

Numéro d'Ordre : D.U. 1189

UNIVERSITÉ BLAISE PASCAL
(U.F.R. de Recherche Scientifique et Technique)
ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES
N°264

THÈSE
présentée pour obtenir le grade de
DOCTEUR d'UNIVERSITÉ
Spécialité : Géochimie

par
Jean-François MOYEN
Diplômé d'Etudes Approfondies

**LE MAGMATISME GRANITIQUE A LA
TRANSITION ARCHÉEN-PROTEROZOÏQUE :
EXEMPLE DU CRATON DE DHARWAR, INDE DU
SUD (GRANITE DE CLOSEPET ET INTRUSIONS
ASSOCIÉES).**

Soutenue publiquement le 28 Janvier 2000, devant la commission d'examen composée de:

C. Pin	Président	DR, Université Clermont-Ferrand II
J.-J. Peucat	Rapporteur	DR, Géosciences Rennes
H. Rollinson	Rapporteur	Professeur, Gloucester & Cheltenham College of Higher Education (Royaume-Uni)
J.-C. Duchesne	Examineur	Professeur, Université de Liège (Belgique)
A. Nédélec	Examineur	MCF, Université de Toulouse II
H. Martin	Directeur de thèse	Professeur, Université de Clermont-Ferrand II.

Late-Archaeon granitic magmatism : example of the Dharwar Craton (S.India) (Closepet granite and related intrusions)

In most cratons, the end of the Archaeon was characterized by a period of intense crustal growth through granite emplacement, followed by a long-lasting (300 Ma) period of geological inactivity. Granites emplacing at that time differ from both the classical Archaeon TTG magmatism, and the modern calc-alkaline plutonism : they are mainly K and Mg rich granodiorites, with TTG-like REE and other incompatible elements patterns. The Dharwar craton (South India) is made up of two parts : the Western Dharwar Craton is composed of old (3.3–2.9 Ga) TTG gneisses, covered by 3.0–2.7 Ga volcanosedimentary greenstone belts displaying a typical “dome and basin” disposition; the Eastern Dharwar Craton (EDC) is made up of huge amounts of late-Archaeon granites, intruding slightly younger (2.9–2.7 Ga) TTG gneisses. Greenstone belts form sparse, elongated basins. The most important intrusion, known as the Closepet granite, runs 400 km from South to North, parallel to the limit between the two parts of the craton. Furthermore, the Dharwar craton displays a natural cross section in the crust, with lower (granulite-facies) structural levels in the South, and shallower (greenschist) levels in the North. The Closepet granite cuts across all levels, making this batholith a case study for granite petrogenesis and emplacement at all structural levels in the crust. Based on field work and structural analysis, including anomaly of magnetic susceptibility and remote sensing, an emplacement model is proposed for the Closepet granite: magmas formed in the deep crust or the upper mantle were collected within active shear zones; there, active transpression during crystallization filtered differentiated magmas out of the magmatic “mush”, allowing them to rise up to the upper crust, where they formed small, elliptic intrusions. The mush itself could not rise into the shallower parts of the crust. From geochemical modelling based on major and trace elements, a comprehensive petrogenetic model for the Closepet granite is proposed: mantle-derived mafic magmas intruded a hot, gneissic crust. There, they underwent a limited amount of fractionnal crystallization. Simultaneously, heat input induced melting of older gneisses. Then, both magmas mixed, giving rise to a wide variety of bulk rock compositions ranging from monzonite to granite. The mantle that melted was enriched and the most realistic cause of enrichment consists in interactions of melting products of a subducted basaltic oceanic crust (TTG like “slab melts”) with mantle peridotites, leading to the formation of both high Mg and high K “hybridized slab melts” (sanukitoids) and metasomatized mantle. In the EDC, both pure slab melts (TTG) and hybridized slab melts (sanukitoids) occur together with the Closepet gran-

ite Similar trace-elements contents in the three groups confirm their genetic links. They are associated with widespread “anatectic granites”, produced by melting of TTG. The same suite of rocks (TTG, sanukitoids, Closepet-like and anatectic granites) is found in most other Archaean cratons, suggesting the following mechanism of evolution for the Archaean crust: Archaean continents underwent one or more geodynamical cycle, starting with accretion of island-arc complexes linked to TTG and/or sanukitoid genesis, together with anatectic granites, followed by a period of reworking of the newly formed crust (dome and basin tectonics related to HT–LP metamorphism), resulting in the formation of Closepet like and/or anatectic granites. Finally the cycle ends with a period of geological quiescence with either no geological activity, or deposition of younger sequences of greenstones. As the Earth progressively cooled during the Archaean, the slab melt / mantle wedge interactions increased. Hence, hybridized slab melts became more and more common throughout the Archaean, from early Archaean events with only TTG, to late-Archaean events with sanukitoids and Closepet-like granites. Finally, when the Earth became cold enough, it crossed a threshold beyond which slab melting was no more possible, except in specific conditions. It is likely that the Earth’s cooling was accelerated at the end of the Archaean at a global scale by reorganization of the framework of mantle convective cells.

Le magmatisme granitique à la transition Archéen-Protérozoïque : Exemple du craton de Dharwar, Inde du Sud (granite de Closepet et intrusions associées)

Dans la majorité des cratons, la fin de l'Archéen se caractérise par une importante période de croissance crustale (mise en place de granites), suivie d'une longue période (300 Ma) d'inactivité géologique. Les granites qui se forment à ce moment diffèrent à la fois des granites archéens typiques (TTG), et des granites calco-alcalins modernes : il s'agit de granodiorites potassiques et magnésiennes, dont les spectres de terres rares et les teneurs en autres éléments incompatibles sont voisins de ceux des TTG. Le craton de Dharwar, en Inde du Sud, est constitué de deux parties. La partie Ouest consiste en des vieux gneiss TTG (3,3–2,9 Ga) recouverts par des ceintures de roches vertes volcano- sédimentaires (3,0–2,7 Ga); la partie Est est constituée d'un grand nombre de plutons tardi- archéens, qui recoupent des gneiss TTG plus récents (2,9–2,7 Ga). Les ceintures de roches vertes y sont plus rares et forment des bassins étroits et allongés. Le granite de Closepet, qui est une de ces intrusions, s'étend sur 400 km du Sud au Nord, parallèlement à la limite entre les deux parties du craton. Par ailleurs, le craton de Dharwar présente une coupe naturelle dans la croûte continentale, depuis des niveaux profonds (faciès des granulites) au Sud, jusqu'à des niveaux superficiels (schistes verts) au Nord. Le granite de Closepet, qui s'observe à tout ces niveaux, est un exemple idéal pour étudier la formation et la mise en place d'un batholithe à tout les niveaux structuraux. A partir d'un travail de terrain et d'une analyse structurale (complétés par l'étude de l'anomalie de susceptibilité magnétique, et l'imagerie satellitaire), il a été possible de proposer un modèle de mise en place pour le massif de Closepet : des magmas, formés dans la croûte inférieure et le manteau supérieur, sont collectés dans des zones de cisaillement actives. Alors qu'ils cristallisent, une tectonique transpressive filtre ces magmas, et expulse du "mush" des liquides différenciés qui peuvent traverser une interface rhéologique de la croûte, et remplir des petites intrusions elliptiques. Les autres produits ne peuvent pas franchir cette interface et restent dans les niveaux moyens et inférieurs. Une modélisation géochimique, prenant en compte les éléments majeurs et en traces, permet de proposer le modèle pétrogénétique suivant : des magmas basiques, issus du manteau, ont pénétré dans une croûte continentale gneissique, chaude. Là, ils ont subi un bref épisode de cristallisation fractionnée. En même temps, sous l'effet de cet apport de chaleur, les gneiss de la croûte ont

fondus. Ces deux magmas se sont mélangés, créant ainsi une grande diversité pétrographique (des monzonites aux granites). Le manteau qui a fondu était enrichi. La cause la plus probable pour cet enrichissement est l'interaction entre des magmas issus de la fusion partielle des basaltes d'une plaque subductée avec des péridotites mantelliques. Ces interactions produisent à la fois des magmas hybrides, et une péridotite métasomatisée. Dans l'Est du craton de Dharwar, on retrouve à la fois des produits de fusion d'une plaque plongeante ("TTG") et des produits hybrides ("sanukitoïdes"), peu avant la mise en place du granite de Closepet. Leurs teneurs semblables en éléments en traces confirment leur lien génétique. On retrouve aussi une grande quantité de granites "anatectiques" provenant de la fusion de TTG. Les mêmes granites (TTG, sanukitoïdes, type Closepet et anatectiques) se retrouvent dans la plupart des terrains archéens. Ceci amène à proposer un mécanisme d'évolution de la croûte archéenne : chaque craton archéen a connu un ou plusieurs cycles d'évolution, ou se succèdent un épisode d'accrétion d'arcs insulaires (avec formation de TTG et/ou de sanukitoïdes, ainsi que de granites anatectiques), puis une période de remaniement de cette croûte (tectonique en dômes et bassins, métamorphisme HT-BP, granites anatectiques et/ou de type Closepet), puis finalement un épisode, soit de totale inactivité géologique, soit de dépôt de nouvelles ceintures de roches vertes sur ce continent néo-formé. Alors que la Terre se refroidissait peu à peu au cours de l'Archéen, les interactions entre les produits de fusion des plaques subductées, et le coin de manteau devenaient de plus en plus importantes. Ainsi, au début de l'Archéen, seules des TTG se formaient; à l'inverse, vers la fin de l'Archéen, ce sont les sanukitoïdes qui sont devenues plus abondantes; ces interactions importantes permettaient un enrichissement suffisant du manteau pour former également le type "Closepet". Finalement, la Terre est devenue suffisamment froide pour rendre impossible la fusion des plaques subductées, sauf dans des contextes particuliers. Il est probable que, à la fin de l'Archéen, ce refroidissement du manteau ait été accéléré par des événements globaux (réorganisation de la convection mantellique?)

Remerciements

Il y a toujours un aspect un peu artificiel à écrire des remerciements pour une thèse; et c'est un exercice difficile, à mi chemin entre l'emphase ridicule et les platitudes conventionnelles. Après 4 ans de travail sur l'Inde, c'est pourtant un grand plaisir pour moi que de reconnaître la précieuse aide et l'inestimable soutien que tant de personnes m'ont apportées; et c'est avec joie que, une dernière fois, je prends la plume —ou plutôt le clavier— pour ces quelques mots de reconnaissance...

En cette fin de thèse, c'est d'abord à Bernard Auvray que s'adressent mes pensées. Il aurait du être présent, parmi nous, en ce moment; son absence est si injuste, si révoltante! Et combien nous manqueront sa gentillesse, sa compétence...

C'est ensuite à Hervé que je pense, brillant chef qui n'aime pas les remerciements de thèse. Non seulement il m'a offert sur un plateau ce magnifique sujet, qui m'a permis de découvrir le plus beau granite de la Terre (au moins!), et de voyager au bout du monde; mais, plus encore, il m'a soutenu en permanence, toujours disponible pour discuter de granites, d'Archéen, de géochimie, même dans les moments où il était le plus débordé. Sans même évoquer tout ce que ses corrections minutieuses ont apporté de clarté et de lisibilité à cette thèse. Et en même temps prêt à me laisser fouiner à mon gré, et à m'aventurer sur des pistes et dans des domaines que ni lui, ni moi n'avions envisagé au début, et que nous avons découvert ensemble. Merci pour ton soutien, merci pour ta confiance.

Dans 5 universités, j'ai eu la chance de rencontrer des personnes passionnantes et passionnées; sans elles il ne resterait que bien peu de choses de cette thèse.

A Bangalore, M. Jayananda a été la cheville ouvrière de tout le travail de terrain. Son acharnement à mener les missions à bonne fin, sa connaissance extraordinaire du terrain ont tout simplement rendu possible ce travail. Je n'oublie pas non plus les discussions stimulantes que nous avons eu en Inde ou en France... Merci aussi à B. Mahabaleswar, pour son soutien sans faille.

A Rennes, J.-J. Peucat. Coordonateur plus qu'efficace du projet "Inde", il m'a aussi fait profiter de son immense culture géochronologique. Je n'oublie pas non plus son accueil chaleureux à Rennes...

Au CEREGE, à Aix en Provence, j'ai pu bénéficier de la gentillesse, de l'hospitalité et de la vaste culture de Pierre Choukroune.

A Toulouse... la chaleur et l'hospitalité des toulousains est bien connue! Et j'ai pu en profiter, puisque, à l'invitation d'Anne Nédélec, j'ai effectué deux séjours dans ce laboratoire. Ce qui m'a permis de découvrir d'autres techniques, et d'autres façon de voir les granites. Le soutien et l'intérêt d'Anne pour ce superbe granite qu'est le Closepet m'ont ouvert de larges perspectives... Mais je tiens aussi à remercier J.L. Bouchez, pour son invitation et son cordial accueil; P Lespinasse, incomparable "ASM-iste"; P. Olivier qui m'a initié aux joies du forage et de la réorientation; et tout les autres, dont l'accueil, l'intérêt et la gentillesse me laissent un souvenir ému.

A Clermont enfin; il me faudrait recopier l'annuaire du labo pour pouvoir remercier tous ceux à qui je suis reconnaissant, à un titre ou un autre! L'ambiance scientifique et humaine du labo reste idéale pour un travail de recherche. Parmi tout les clermontois, je

tiens à remercier plus particulièrement Chantal Bosq et Françoise Vidal, qui m'ont initié aux analyses isotopiques, et aidé à les mener à bonne fin, surtout au printemps 99, quand, de la rédaction de cette thèse aux problèmes de spectro, en passant par des "surprises" chimiques, tout semblait conspirer pour que je ne puisse pas obtenir de résultats à temps; Christian Pin, Christian Nicollet, Bertand Devouard, J.M Montel, avec qui j'ai tant discuté de minéraux, de granites, de Massif Central, de métamorphisme et de déformation... Alain Cavy et C. Mopin, responsables respectivement de l'atelier de broyage et sciage, et des lames minces;

Et surtout, je suis très reconnaissant à Bernard Barbarin, mon tuteur pédagogique; dès le début il m'a considéré comme un collègue plus que comme un étudiant; travailler à ses cotés pour la prépa CAPES a été une expérience extrêmement enrichissante, et j'ai appris grâce à lui plus qu'il ne l'imagine!

Merci enfin aux membres du jury d'avoir bien voulu se déplacer jusqu'à Clermont pour cette soutenance; c'est un grand plaisir d'exposer mes travaux devant des personnes que j'estime tant.

Il me reste un agréable devoir : celui de remercier tout mes collègues et amis thésards, grâce à qui l'ambiance de nos bureaux est si sérieuse (parfois) et si agréable (toujours). Merci pour tout, pour toutes nos discussions, pour nos fous rires du midi... Merci surtout à mes plus proches voisins, qui ont subi, au fur et à mesure que la fin de thèse approchait, mon humeur de plus en plus grognonne et mon bazar de plus en plus envahissant. Vous avez eu bien du mérite...

Bien des choses à tous les autres, famille et amis, qui depuis 3 ans entendent parler de cette fameuse thèse, et se demandent si un jour elle finira : eh bien oui ! la preuve...

Les missions de terrain et une partie des analyses ont été financées par l'IFCPAR : Indo-French Center for the Promotion of Advanced Research (projet 1111-1 "Archaean lithosphere in South India").

Table des matières

Abstract	3
Résumé	5
Remerciements	7
Introduction	27
Résumé des synthèses proposées aux première et deuxième parties	33
1 Géologie de l'Archéen	35
1.1 Aspect chronologique	35
1.2 Conditions thermiques	35
1.3 Tectonique archéenne	35
1.4 Lithologies	36
1.5 Les enveloppes externes	36
1.6 Les modèles pour la géodynamique archéenne	36
1.7 La fin de l'Archéen	37
2 Le craton de Dharwar	39
2.1 Structure d'ensemble	39
2.2 Lithologie	39
2.3 Le métamorphisme	40
2.4 Les structures tectoniques	40
2.5 Cartographie par imagerie satellitaire	41
2.6 Synthèse chronologique	41
I Les caractéristiques géologiques de l'Archéen	43
1 Définition et limites de l'Archéen	45
1.1 Les limites de l'Archéen	45
1.2 Histoire de la Terre	46
1.2.1 L'Hadéen	47
1.2.2 L'Archéen	47
1.2.3 Le Protérozoïque	48
1.2.4 Le Phanérozoïque	48
1.3 L'Archéen : problèmes et particularités d'étude	48
1.3.1 Pourquoi l'étudier?	48
1.3.2 Les problèmes de l'étude de l'Archéen	49

TABLE DES MATIÈRES

1.4	Où trouve-t-on l'Archéen?	49
1.4.1	Amérique du Nord	50
1.4.2	Amérique du Sud	50
1.4.3	Afrique	50
1.4.4	Europe	50
1.4.5	Asie	50
1.4.6	Australie	51
1.4.7	Antarctique	51
2	La géologie de l'Archéen	53
2.1	La croissance crustale	53
2.1.1	Les données	53
2.1.2	Considérations chimiques	55
2.1.3	Les modèles	55
2.2	Les conditions thermiques	59
2.2.1	Un flux de chaleur forcément plus élevé	59
2.2.2	Les indices de terrain	60
2.2.3	Le "paradoxe thermique" de l'Archéen et sa résolution	63
2.2.4	La convection dans le manteau	63
3	Les structures tectoniques archéennes	67
3.1	Les apports du métamorphisme	67
3.2	Des structures omniprésentes et ambiguës	68
3.3	Structures type tectonique des plaques	69
3.4	Structures non-plaquistes	72
3.5	Une succession de deux régimes?	74
4	Les lithologies de l'Archéen	77
4.1	Les gneiss gris	77
4.1.1	Caractéristiques	77
4.1.2	Pétrogenèse	78
4.1.3	Site géodynamique	81
4.1.4	Complexité des TTG	82
4.2	Les ceintures de roches vertes	83
4.2.1	Les lithologies des ceintures de roches vertes	84
4.2.2	Les associations des ceintures de roches vertes	87
4.2.3	La séquence typique des ceintures	89
4.2.4	Les modèles	90
4.3	Les granites tardifs	92
5	Modèles géodynamiques	95
5.1	Les modèles actualistes	95
5.2	Les modèles à convection délocalisée	97
5.3	Deux types de cratons archéens?	99
6	Les enveloppes externes et la vie	101
6.1	L'atmosphère primitive	101
6.1.1	La température de surface	101
6.1.2	Le dégazage et la formation de l'atmosphère	102
6.1.3	Evolution séculaire de l'atmosphère	103
6.2	L'océan	104
6.3	La vie	104
6.3.1	Les preuves	104

6.3.2	L'apparition de la vie	105
7	La fin de l'Archéen	109
7.1	La limite Archéen-Protérozoïque	109
7.2	les caractéristiques du dernier épisode archéen	109
7.3	Une période de repos	111
7.4	Discussion	111
7.4.1	Solutions globales	111
7.4.2	Solutions locales	112
II	Le craton de Dharwar	113
1	Cadre géographique et géomorphologique	117
1.1	Un plateau à "inselbergs" bordé de montagnes	117
1.1.1	Le plateau de Mysore	117
1.1.2	Les montagnes granulitiques	118
1.1.3	Les Ghâtes occidentales (= Western Ghats)	118
1.2	Un "bourrelet de marge passive" surélevé au Tertiaire	119
2	Structure et géophysique	123
2.1	Limites du craton	123
2.1.1	Au Nord, des discordances	123
2.1.2	Au Sud, une limite imprécise avec les domaines protérozoïques	123
2.2	Une mosaïque de blocs séparés par des cisaillements	126
2.2.1	La marge Sud du craton et les blocs granulitiques isolés	126
2.2.2	Les terrains archéens proprement dits sont séparés en au moins deux blocs	126
2.3	Géophysique	128
2.3.1	Sismicité	128
2.3.2	Profondeur du moho	129
2.3.3	Profil sismique Kavali-Udipi	130
3	Les formations géologiques en présence	133
3.1	Les Gneiss péninsulaires: un ensemble mal défini	133
3.1.1	Dans le WDC: un socle ancien (3,0–3,3 Ga) de nature TTG	133
3.1.2	Dans l'EDC: un ensemble à explorer	134
3.2	Les ceintures de roches vertes	136
3.2.1	Dans le WDC: de larges bassins synclinaux bien étudiés	136
3.2.2	Dans l'EDC: des fragments et lambeaux dispersés	141
3.3	Le magmatisme acide tardi-archéen	143
3.3.1	Dans l'EDC: de grands massifs de granites allongés, et des "gneiss juvéniles"	143
3.3.2	Dans le WDC: des petits massifs isolés, dont l'existence même est discutée	146
4	Le métamorphisme	151
4.1	Age et conditions P-T	151
4.1.1	Age et conditions du métamorphisme dans l'EDC	151
4.1.2	Age et conditions du métamorphisme dans le WDC	152
4.1.3	Conclusions et implications	153
4.2	Quand le craton a-t-il été basculé?	153
4.3	Les granulites: magmatiques ou métamorphiques?	154

TABLE DES MATIÈRES

5	Déformation et structures	157
5.1	Les structures tectoniques observées dans le WDC	157
5.1.1	Les zones de cisaillement	157
5.1.2	Les déformations des ceintures de roches vertes et aux alentours immédiats	157
5.2	Forces aux limites ou de volume	158
5.2.1	Etude stratigraphique	159
5.2.2	Cartographie du champ de déformation	159
5.2.3	Le régime tectonique de l'EDC	164
6	Les modèles proposés	167
7	Cartographie de l'EDC par imagerie satellitaire	171
7.1	Principes de l'imagerie satellitaire	171
7.2	Différences de lithologie	172
7.2.1	Que voit-on sur les images SPOT?	172
7.2.2	Répartition des lithologies dans le craton de Dharwar	172
7.3	Fracturation et dykes	173
7.3.1	Les fractures en image SPOT	173
7.3.2	Les grandes directions de fracturation	174
7.4	Déformation ductile	176
7.5	Discussion et conclusion	178
8	Synthèse sur le Dharwar	179
8.1	Synthèse chronologique	179
8.2	Quelques repères sur l'évolution du craton	180
III	Le granite de Closepet	181
1	Vue d'ensemble du granite de Closepet	185
1.1	Cartographie	185
1.1.1	Outils utilisés	185
1.1.2	Cartes du massif de Closepet	188
1.2	Présentation générale du granite de Closepet	190
	<i>"From the roots to the roof . . .": Article soumis à "Geology" (Janvier 1999)</i>	190
1.2.1	Introduction	192
1.2.2	Geological setting	192
1.2.3	A crustal cross-section	192
1.2.4	The Closepet granite	194
1.2.5	Physical continuity through the gap	196
1.2.6	Geochemical arguments	196
1.2.7	Meaning of the gap	197
1.2.8	Conclusion	199
1.2.9	References	199
1.3	Géochronologie	200
1.3.1	Dans la zone des racines	200
1.3.2	Autour de Sandur	200
2	Descriptions pétrographiques sommaires	203
2.1	La zone des racines	203
2.1.1	Le monzogranite porphyroïde	203
2.1.2	La monzonite à clinopyroxène	204
2.1.3	Les granites anatectiques	206

2.1.4	Les enclaves ultra-basiques	207
2.2	La zone de transfert et le “gap”	207
2.3	Les intrusions du Nord	209
2.3.1	Granite gris à grain moyen, équigranulaire	209
2.3.2	Granite rose ou gris, légèrement porphyroïde	209
2.3.3	Granite sombre, très porphyroïde	210
3	Données isotopiques	211
3.1	Isotopes du Sr	211
3.2	Isotopes du Nd	212
3.3	Systématique Sr–Nd	213
3.4	Etude de clinopyroxènes séparés	214
3.5	Conclusion	215
4	Argumentation en faveur du mélange de magmas	217
4.1	Données pétrographiques	217
4.2	Apport de la modélisation géochimique	219
	<i>“Origine du granite fini-Archéen de Closepet . . .” : Article publié aux “Comptes-Rendus à l’Académie des Sciences” (1997)</i>	219
4.3	Modèle de mélange pour les termes basiques	226
5	Modèle géochimique	229
	<i>“Multi-element geochemical modelling . . .” : Article accepté à “Precambrian Research” (Juillet 2000)</i>	229
5.1	Introduction	231
5.2	Geological background	231
5.2.1	The Dharwar craton	231
5.2.2	The Closepet granite	231
5.2.3	Previous studies	233
5.3	Geochemistry	234
5.3.1	Data acquisition and analytical procedures	234
5.3.2	Main geochemical features	237
5.4	Mixing model	237
5.5	Origin of the felsic end-member	238
5.5.1	Mass balance calculation for major elements	238
5.5.2	Control with trace elements	238
5.6	Origin of the mafic end-member	240
5.6.1	Composition of the parental mafic magma	240
5.6.2	Source of the parental mafic magma	241
5.7	Genesis of the parental mafic magma and constraints on the mantle source	241
5.7.1	Major elements	241
5.7.2	Trace elements	245
5.8	Discussion	245
5.8.1	Mantle enrichment	245
5.8.2	Comparison with other late Archaean magmatism in the world	246
5.8.3	Mantle involvement in Late-Archaean plutonism	247
5.9	Conclusions	247
5.10	References cited	251

6 Etude structurale du granite de Closepet	253
<i>“Syn-tectonic granite emplacement ...” : Article soumis à “Journal of Structural Geology” (Mai 2000)</i>	254
6.1 Introduction	255
6.2 Geological setting	255
6.2.1 The Dharwar craton	255
6.2.2 A crustal cross-section	256
6.2.3 The Closepet Batholith	257
6.3 Methodology	258
6.3.1 Field work	258
6.3.2 Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS)	258
6.3.3 Microstructures	260
6.3.4 Remote sensing	260
6.4 Structural data	262
6.4.1 Main mass	262
6.4.2 Northern intrusions	268
6.5 Discussion	269
6.5.1 Syn-tectonic emplacement of the Closepet batholith	269
6.5.2 Magma transfer and emplacement at different structural levels	269
6.5.3 Late-Archaean strike-slip tectonics and magmatism	272
6.6 Conclusions	272
6.7 References cited	274
7 Le granite de Closepet et le craton de Dharwar	275
 IV Le magmatisme tardi-Archéen du Craton de Dharwar	 281
1 Le magmatisme tardi-Archéen	287
1.1 Répartition	287
1.1.1 La région de Krishnagiri–Kolar	287
1.1.2 La région entre Bangalore et Kolar, et autour de la ceinture de Kolar	287
1.1.3 Le Sud-Ouest de l’Andhra Pradesh, en bordure du bassin de Cuddapah	287
1.2 Types pétrographiques	288
1.3 Géochronologie	288
1.4 Données isotopiques	289
2 interprétation en terme de point chaud	291
<i>“Late-Archaean juvenile magmatism ...” : Article publié à “Precambrian Research” (Janvier 2000)</i>	291
3 Typologie géochimique des granitoïdes de l’EDC	323
3.1 Critères de classification	323
3.2 Résultats	325
3.2.1 Les TTG	325
3.2.2 Les sanukitoïdes sens strict	325
3.2.3 Les granites d’anatexie crustale	328
3.2.4 Les granitoïdes type Closepet	329
3.2.5 Les inclassables	331
3.2.6 Répartition géographique	331
3.3 Les granites tardi-archéens dans le WDC	333
3.3.1 Le massif d’Arsikere	333
3.3.2 Le massif de Chittradurga	333

3.3.3	Les granites de Goa	333
3.4	Evolution magmatique à la fin de l'Archéen	333
3.4.1	Premier stade : magmatisme de zone de subduction	334
3.4.2	Seconde étape : remaniement du continent récemment accrété	334
3.4.3	Limites et manques de ce modèle	335
4	Place des granites dans l'évolution du craton	337
4.1	Comparaison des deux modèles : point chaud ou collage d'arcs?	337
4.1.1	Nouveaux arguments soutenant le modèle "point chaud"	337
4.1.2	Arguments à l'encontre du modèle "point chaud", et/ou soutenant le modèle "subduction"	338
4.2	Evolution Archéenne du craton	338
4.2.1	3,6–2,9 Ga : Accrétion initiale du craton de Dharwar	339
4.2.2	2,9–2,7 Ga : Une période de stabilité	339
4.2.3	2,7–2,5 Ga : Une seconde période d'accrétion à la fin de l'Archéen	339
4.2.4	Conclusion	340
V	Le magmatisme tardi-archéen dans le monde	343
1	La Province du Supérieur, Canada	347
1.1	Géologie de la Province du Supérieur	347
1.1.1	Présentation d'ensemble de la région	348
1.1.2	Aspects structuraux	348
1.1.3	Aspects chronologiques	349
1.2	Les granitoïdes du Sud-Ouest de la Province du Supérieur	350
1.3	Les granitoïdes du Sud-Est de la Province du Supérieur	356
1.4	Un modèle d'évolution pour la Province du Supérieur	356
1.5	Comparaison avec le craton de Dharwar	357
1.5.1	Le WDC : un craton très différent de la Province du Supérieur	357
1.5.2	L'EDC : des similarités notables	357
1.5.3	... Mais aussi des différences	357
1.5.4	Une explication?	357
2	Le craton de Yilgarn	359
2.1	Présentation	359
2.2	Les granitoïdes du craton de Yilgarn	361
2.2.1	Granites pré-tectoniques (2,72–2,66 Ga)	361
2.2.2	Granites post-tectoniques (2,66–2,63 Ga)	361
2.2.3	Granitoïdes tardifs (2,65–2,64 Ga)	362
2.3	Comparaison avec d'autres provinces	362
3	Le craton de Pilbara	363
3.1	Présentation	363
3.1.1	Les structures	363
3.1.2	Des débats sur leur âge et leur origine	364
3.2	Les granitoïdes du craton de Pilbara	365
4	Autres provinces	367
4.1	Le Wyoming	367
4.2	Les granites d'Afrique Australe	370
4.2.1	Les "granites" de la ceinture granulitique du Limpopo	370
4.2.2	Les granites du craton du Zimbabwe s.s.	371

TABLE DES MATIÈRES

4.3	En Finlande : la granodiorite d'Arola et ses analogues	373
4.4	Dans le craton Sino-coréen : le complexe de Taishan	373
4.5	En Antarctique : la granodiorite de Port-Martin	374
5	Les différents types de granites tardi-archéens	377
5.1	Différents types de granites	377
5.1.1	Les TTG et TTG enrichies	377
5.1.2	Les sanukitoïdes s.s.	378
5.1.3	Les granitoïdes de type "Closepet"	379
5.1.4	Les granites d'anatexie crustale (fusion de TTG)	380
5.1.5	Les leucogranites alumineux	380
5.1.6	Les granites "de type A"	380
5.2	Vers une typologie des granites tardi-archéens	381
 Conclusion générale : L'évolution de la croûte continentale à la transition Archéen–Protérozoïque		389
1	Les données	391
1.1	Une séquence d'évolution relativement brève	391
1.2	Plusieurs types de granites	392
1.3	Des structures tectoniques contrastées	392
2	La séquence d'événements de la fin de l'Archéen	395
2.1	Accrétion de blocs et fragments continentaux	395
2.2	Remaniement du continent nouvellement formé	396
2.3	A la recherche d'autres arguments	396
2.4	Discussion	397
2.4.1	Quelle a été la cause du remaniement des cratons?	397
2.4.2	Pourquoi les sanukitoïdes "vraies" sont-elles restreintes à la fin de l'Archéen?	397
2.4.3	L'opposition entre cratons jeunes et cratons vieux	400
2.4.4	Histoire tardi-archéenne, ou fin de la stabilisation d'un craton?	400
3	Evolution de la croûte archéenne	403
3.1	La formation des premiers noyaux continentaux	403
3.2	L'accrétion de cratons au milieu de l'Archéen	403
3.3	Une période de repos entre deux cycles	404
3.4	La transition vers des régimes modernes	404
3.5	Le dernier épisode d'accrétion archéen	404
4	Synthèse générale	407
4.1	La dynamique des cratons archéens : deux processus superposés	407
4.2	Le refroidissement de la Terre et la nature de la transition Archéen-Protérozoïque	407
4.2.1	Refroidissement continu	407
4.2.2	Refroidissement brutal	408
4.2.3	Evolution cyclique des températures	409
 Références bibliographiques		413
Références propres à la deuxième partie (Craton de Dharwar)		413
Références générales		419

Annexe 1 : Descriptions de terrain et pétrographiques des granites de l'Est du Craton de Dharwar. 439

1	Types pétrographiques	441
1.1	Le socle TTG	441
1.2	Les roches sodiques : tonalites et trondhjémites	441
1.2.1	Les tonalites de Krishnagiri (“KGT”)	441
1.2.2	Les tonalites à grain fin (“TGF”)	442
1.2.3	Les tonalites à gros grain (“TGG”)	442
1.3	Les granodiorites	442
1.3.1	Les granodiorites sombres (“GDS”)	442
1.3.2	Les granodiorites leucocrates à amphibole (“GDL”)	442
1.4	Les granites à biotite dominante	443
1.4.1	Les granites équigranulaires à biotite (“GBE”)	443
1.4.2	Les granites à biotite à tendance porphyroïde (“GBP”)	443
1.4.3	Les granites à biotite et amphibole (“GBA”)	443
1.5	Les leucogranites	443
1.5.1	Les leucogranites fins (“LGF”)	443
1.5.2	Les leucogranites grossiers à allanite (“LGA”)	444
1.6	Les granites porphyroïdes potassiques (“GPK”)	444
2	Répartition géographique	445
2.1	Dans le faciès des granulites : la région de Krishnagiri–Kolar	445
2.1.1	Les “gneiss tonalitiques de Krishnagiri”	446
2.1.2	Extension de ces produits	446
2.2	Dans le faciès amphibolite	447
2.2.1	Région de Bangalore-Kolar	447
2.2.2	Autour de la ceinture de Kolar	448
2.2.3	La région de Tirupathi	449
2.3	A la limite amphibolites–schistes verts : le Sud-Est de l'Andhra Pradesh	450
2.4	Au Nord-Ouest et au Nord du bassin de Cuddapah	450
3	Données isotopiques	453
3.1	Isochrones Sm–Nd	453
3.2	Isochrones Rb–Sr	453
3.3	Interprétation des $\epsilon_{Nd(T)}$ en terme de source	454

Annexe 2 : Analyses chimiques et isotopiques 459

Analyses majeurs et traces–Massif de Closepet	459
Zone des racines	459
Zone de transfert	463
“Gap” et intrusions du Nord	464
Analyses isotopiques–Closepet	465
Analyses majeurs et traces–EDC	467
Moyennes des analyses publiées	467
Région du faciès amphibolite	469
Limite amphibolite–Schiste vert	471
Région de Krishnagiri et granite de Bukkapatnam	472

Analyses isotopiques–EDC	473
 Annexe 3 : Sites d'échantillonnage	 477
Sud-Closepet	477
Nord-Closepet	479
EDC	481
 Annexe 4 : Planches couleur	 485
Planche I : Aspect sur le terrain des différentes formations géologiques du craton de Dharwar. Les contrastes de végétation et de relief entre les lithologies expliquent la richesse des informations apportées par la photo-interprétation.	485
Planche II : Différents faciès du granite de Closepet.	485
Planche III : Les faciès du granite de Closepet présentent entre eux des relations de comagmatisme et des figures de mélange.	485
Planche IV : Relations pétrographiques observées au site BH 202 (Sud de Closepet), entre des Gneiss Péninsulaires fondus, du granite anatectique rose et un filon de matériel basique.	486
Planche V : Quelques aspects de la déformation syn- à tardi-magmatique dans le granite de Closepet	486
Planche VI : Quelques aspects de la déformation syn- à tardi-magmatique dans le granite de Closepet (suite).	486
Planche VII : le “gap”, entre les deux ensembles composant le massif de Closepet (masse principale, au Sud, et zone des intrusions, au Nord) montre un passage progressif depuis des filons de granite au sein des gneiss, à des intrusions homogènes.	487
Planche VIII : Divers faciès de la zone des intrusions du Nord	487
Planche IX : Divers aspects des “gneiss tonalitiques de Krishnagiri” et des faciès associés, de part et d'autre de la limite amphibolites-granulites.	487
Planche X : Un aperçu des faciès des granites de l'EDC.	488
Planche XI : Mosaïque SPOT couvrant la zone étudiée de l'EDC.	488
Planche XII : Carte géologique du craton de Dharwar.	488
Planche XIII : Carte géologique du massif de Closepet.	488
Planche XIV : Deux images SPOT du Sud du massif de Closepet.	488
Planche XV : Carte géologique de la zone des racines du massif de Closepet.	488

Table des figures

Première partie : Les caractéristiques géologiques de l'Archéen 45

1.1	Echelle stratigraphique simplifiée montrant la place de l'Archéen dans l'histoire de la Terre	45
1.2	Evolution de la température interne des planètes telluriques (Condie, 1989b)	47
1.3	Répartition des cratons archéens à la surface de la Terre (Martin, 1994)	52
2.1	Croissance épisodique de la croûte continentale (Condie, 1998)	55
2.2	Modèles de croissance de la croûte continentale (Martin, 1994 et Taylor et McLennan, 1995)	55
2.3	La composition de la croûte continentale interprétée en terme de mélange entre TTG et komatiites (Polat et Kerrich, sous presse)	56
2.4	Répartition des âges de formation de la croûte (Condie, 1998)	57
2.5	Modèles numériques de "convection intermittente" du manteau (Davies, 1995)	58
2.6	Evolution de la production de chaleur au cours du temps (Lambert, 1976) et conséquences sur la température du manteau (Richter, 1988)	59
2.7	Relations entre les pics de métamorphisme (à des âges différents) et les géothermes qui existaient à ces dates.	60
2.8	Conditions métamorphiques pour les granulites archéennes (Percival, 1994).	61
2.9	Epaisseur crustale maximale en fonction de la température au moho (England et Bickle, 1984)	62
2.10	Des microplaques constituent une façon d'évacuer un flux de chaleur plus important que le flux actuel (Lagabriele et al., 1997 et de Wit et Hart, 1993)	65
3.1	Ages et trajets P-T des granulites de la Province du Supérieur (Percival, 1994)	68
3.2	Réseau de zones de cisaillement dans la ceinture du Limpopo (Treloar et al., 1992)	69
3.3	Structure en plis couchés des terrains de Fiskenaesset (SW du Groënland), (Myers et Kröner, 1994).	70
3.4	Profils de sismique-réflexion dans la Province du Supérieur (Clowes et al., 1998)	70
3.5	Possibles reliques de croûte océanique dans l'Archéen de Finlande (Blais et al., 1997)	71
3.6	Plusieurs exemples de structures en dômes et bassins (Mc Gregor, 1951; de Wit, 1998; Chown et al., 1992; Gee et al., 1981)	72
3.7	Schéma de principe du développement de structures en dômes et bassins (Gorman et al., 1978)	73
3.8	Schéma de principe montrant la succession de deux régimes tectoniques pour la formation des cratons archéens (Choukroune et al., 1997)	76
4.1	Composition normative des TTG (Martin, 1994)	78

TABLE DES FIGURES

4.2	Allure des spectres de terres rares des TTG (Martin, 1994)	79
4.3	Modèle pétrogénétique pour la formation des TTG (Martin, 1994)	80
4.4	Comparaison des compositions d'enclaves éclogitiques de kimberlites, avec les restites des TTG (Rollinson, 1997)	80
4.5	Formation des TTG en contexte de subduction chaude (Martin, 1994)	81
4.6	Formation des adakites au Chili (Martin, 1999)	82
4.7	Comparaison des composition des TTG et des adakites (Martin, 1999)	83
4.8	Textures des komatiites (Arndt, 1994)	84
4.9	Comparaison entre les températures du manteau supérieur au cours du temps avec les températures nécessaires pour former les komatiites (Nisbet et al., 1993)	85
4.10	Modèle de formation des BIF (DesMarais, 1994)	87
4.11	Logs stratigraphiques de ceintures de roches vertes (Bickle et Ericksson, 1982)	89
4.12	Modèle de développement des ceintures de roches vertes comme bassin d'arrière- arc (Tarney et al., 1976).	90
4.13	Formation des ceintures de roches vertes dans un contexte de rift continental (Kröner, 1985).	91
4.14	Formation des ceintures de roches vertes dans plusieurs contextes simultanément (Kröner, 1985).	92
4.15	Modèle de développement des ceintures de roches vertes (Lowe, 1994)	93
4.16	Carte idéalisée d'une ceinture de roches vertes (Anheusser et al., 1969)	94
5.1	La Province du Supérieur vue comme un assemblage d'arcs insulaires (de Wit, 1998 et Kimura et al., 1993)	96
5.2	Modèle général d'évolution tectonique à l'Archéen (Kusky, 1993)	97
5.3	Modèle sans plaque de géodynamique archéenne (Kröner, 1985)	98
5.4	Modèle sans plaques de géodynamique archéenne (West, 1980)	99
6.1	Evolution de la luminosité du soleil, et conséquences sur les températures à la surface de la Terre (Condie, 1989b)	101
6.2	Evolution séculaire des compositions atmosphériques (Condie, 1989b)	103
6.3	Les êtres vivants existants à 3,5 Ga (d'après Nisbet, 1991)	105
7.1	La transition Archéen-Protérozoïque (Condie, 1989b; Taylor et McLennan, 1985; Kumazawa et al., 1994)	110
7.2	Evolution catastrophiste des températures mantelliques à la transition Archéen- Protérozoïque (Kumazawa et al., 1994; Condie, 1981; Davies, 1995)	112
Deuxième partie : Le craton de Dharwar		115
1	Carte du Sud de l'Inde	116
1.1	Bloc diagramme du plateau de Mysore et de son rebord (Ghâtes occidentales) (Gunnell, 1996).	118
1.2	Evolution morphologique d'une marge passive (Gunnell, 1996)	120
1.3	Carte géologique de l'ensemble du sous-continent indien	121
1.4	Carte géologique de l'ensemble du craton de Dharwar	122
2.1	Age des blocs crustaux du Sud de l'Inde	124
2.2	Le craton de Dharwar et les terrains gonwaniens adjacents	125
2.3	Assemblage de la ceinture de roches vertes de Kolar et des terrains voisins (Krogstad et al., 1989).	127
2.4	Sismicité et microsismicité historique dans le craton de Dharwar (Ramalin- geswara Rao, 1992).	128

2.5	Profondeur du moho dans le Sud de la péninsule indienne (Subba Rao et al., 1988).	129
2.6	Interprétation du profil DSS de Kavali à Udipi (Kaila et al., 1979, repris par Gunnell, 1996)	131
3.1	Synthèse chronologique sur les gneiss du WDC, d'après différents auteurs . .	134
3.2	Synthèse chronologique et cartographique des ceintures de roches vertes du WDC (compilation d'après différents auteurs)	136
3.3	Modèle gravimétrique de la ceinture de Chittradura, au voisinage de 14° latitude Nord (Coupe W-E). (Kaila et Bhatia, 1981)	138
3.4	Les principaux faciès du supergroupe de Dharwar (Compilation d'après différentes sources)	139
3.5	Synthèse chronologique des ceintures de roches vertes (Supergroupe de Dharwar) du WDC. Commentaires et références dans le texte.	140
3.6	Milieux de dépôts et contexte géodynamique de formation du supergroupe de Dharwar (Chadwick et al., 1992)	141
3.7	Discordance entre les ceintures de roches vertes du groupe de Sargur et celles du supergroupe de Dharwar (Chardon et al., 1996)	142
3.8	Enclaves de métapélites au voisinage du massif de Closepet (Harris et Jayaram, 1982). Elles pourraient être équivalentes du supergroupe de Sargur dans le WDC.)	143
3.9	Les granites tardi-archéens (possibles et probables) dans le WDC	146
3.10	Carte géologique de la région de Goa (Dhondial et al., 1987)	147
4.1	Compilation de données métamorphiques pour le craton de Dharwar	152
5.1	Carte des zones de cisaillement du WDC (Bouhallier, 1995)	158
5.2	Représentation schématique de la structure du bassin de Bababudan (Chadwick et al., 1985)	159
5.3	Structure (pli-failles et chevauchements) des ceintures de roches vertes dans la région de Bababudan (Chadwick et al., 1997).	160
5.4	Déformation dans les niveaux structuraux profonds du craton (Bouhallier, 1995)	161
5.5	Déformation et structure autour de la ceinture de roches vertes de Bababudan (Chardon et al., 1998)	162
5.6	Deux épisodes successifs de sagduction dans le secteur de JC Pura (Chardon et al., 1997)	163
5.7	Structure d'ensemble du WDC, selon deux coupes perpendiculaires (Chardon, 1997)	165
6.1	Deux modèles de structuration du craton de Dharwar à la fin de l'Archéen en terme de subduction (Drury et al., 1984 et Newton, 1990)	168
6.2	Evolution structurale du craton de Dharwar liée à un panache mantellique (D'après Choukroune et al. 1997)	169
7.1	Cartographie par imagerie SPOT des lithologies de l'EDC	173
7.2	Cartographie par imagerie SPOT de la fracturation de l'EDC	174
7.3	Réseau de zones de cisaillement du craton de Dharwar	177

Troisième partie : Le granite de Closepet

183

1.1	Carte géologique de l'ensemble du massif de Closepet	187
1.2	Carte géologique du Sud du massif de Closepet (zone des racines)	188

TABLE DES FIGURES

1.3	Tentative de carte géologique de la région des intrusions du Nord du granite de Closepet.	189
1.4	Simplified geological map of the Dharwar craton	193
1.5	Geological map of the Closepet granite	194
1.6	Geological map of “the gap”	197
1.7	Harker plots North and South of the gap	198
2.1	Coupe synthétique dans la zone des racines	204
2.2	Couloirs de réorientation des feldspaths potassiques dans le granite de l’Ile-Rousse (Corse) (Laporte, 1987).	205
2.3	Photographies de lames minces de cumulat	208
2.4	Evolution de la charge cristalline d’un liquide granitique lors de sa remontée (Holtz et Johannes, 1994)	210
3.1	Diagramme “isochrone” $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ pour le granite de Closepet	212
3.2	Diagramme “isochrone” $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = f(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})$ pour le granite de Closepet	213
3.3	Isochrone interne Sm/Nd pour l’échantillon CG 27.	213
3.4	Diagramme $\epsilon_{Nd(T)} = f(I_{\text{Sr}})$ pour le massif de Closepet (Jayananda et al., 1995)	214
3.5	Diagramme $I_{\text{Sr}(2,52)}$ vs. Rb pour le massif de Closepet	215
4.1	Ocelle de quartz dans l’échantillon BH 83e (Jeanningros, 1998)	218
4.2	Compositions modales et chimiques des échantillons de la série BH83 / BH7 (Jeanningros, 1998)	226
4.3	Application du test de mélange de Fourcade et Allègre (1981) aux roches de la série BH83 / BH7 (Jeanningros, 1998)	227
4.4	Modèle de mélange pour les termes basiques du massif de Closepet. Une séparation incomplète du cumulat a lieu en même temps que le mélange entre liquides acides et basiques (Jeanningros, 1998).	228
5.1	Geological map of the Dharwar Craton	232
5.2	Simplified geological map of the root zone of the Closepet batholith	233
5.3	Harker plots for selected (major and trace) elements	235
5.4	Mixing model for trace elements	237
5.5	Trace-element modelling for partial melting of TTG gneisses	240
5.6	Trace elements modelling of partial melting of the mantle	244
5.7	Synthetic petrogenetical sketch for the Closepet batholith	248
6.1	Geological map of the Dharwar craton	256
6.2	Geological map of the Closepet batholith	257
6.3	Outcrop pictures showing deformation patterns in the Closepet granite	259
6.4	Foliation planes in the main mass	262
6.5	Shear planes in the main mass	262
6.6	Cross-section (with pictures) at the latitude of Pavagada (14 °N)	263
6.8	Comparison between AMS and field data	264
6.7	Map of AMS structural elements in the main mass	265
6.9	Photointerpretation of SPOT images	267
6.10	AMS Structures in the Hampi intrusion	268
6.11	Sketch drawing of the different emplacement modes for the Closepet granite at different structural levels	270
6.12	Sketch drawing illustrating the development of structural elements at mid-crustal levels	271

7.1	Carte synthétique du champ de déformation dans et aux alentours du granite de Closepet	277
7.2	Dessins résumant l'histoire de mise en place du granite de Closepet	278

Quatrième partie : Le magmatisme tardi-Archéen du Craton de Dharwar 283

1	Carte du magmatisme tardi-archéen de l'EDC	285
1.1	Répartition des types pétrographiques des granites de l'EDC.	290
3.1	Différents types de spectres d'éléments incompatibles et de terres rares dans les granitoïdes de l'EDC	324
3.2	Spectres élémentaires pour la famille TTG	326
3.3	Spectres élémentaires pour la famille sanukitoïde	327
3.4	Spectres élémentaires pour la famille anatectique	328
3.5	Spectres élémentaires pour la famille "Closepet"	330
3.6	Répartition des types de granites dans l'EDC.	332
3.7	Schéma pétrogénétique récapitulant les mécanismes de formation des granitoïdes de l'EDC	336
4.1	Schéma de synthèse récapitulant l'évolution du craton de Dharwar entre 3,5 et 2,5 Ga	341

Cinquième partie : Le magmatisme tardi-Archéen dans le monde 345

1.1	Schéma géologique simplifié de la Province du Supérieur (Card, 1990)	347
1.2	Interprétation du profil de sismique-réflexion dans le Sud-Est de la Province du Supérieur (Clowes et al., 1998).	349
1.3	Formation des structures de l'Abitibi et de l'Opatika, dans le Sud-Est de la Province du Supérieur (Sawyer et Benn, 1993).	349
1.4	Localisation des intrusions syn- à post-tectoniques du Sud-Ouest de la Province du Supérieur (Stern et al., 1989)	350
1.5	Différents types de granitoïdes du Sud-Ouest de la Province du Supérieur (Day et Weiblen, 1986; Stern, 1989)	355
2.1	Les cratons de l'Ouest australien (Myers, 1993).	359
2.2	Les principaux terrains du craton de Yilgarn (Myers, 1993)	360
3.1	Esquisse géologique du craton de Pilbara (Smithies et Champion, 1999b) . . .	363
3.2	Découpage en blocs du craton de Pilbara et interprétation en termes de collages d'arcs insulaires (Krapez et Eisenlohr, 1998)	365
3.3	Mg # et spectre de terres rares pour les "diorites magnésiennes" du Pilbara (Smithies et Champion, 1999b)	366
4.1	Localisation et carte du bloc de Wind River, Wyoming (Koesterer et al., 1987; Frost et al., 1998)	368
4.2	Spectres de terres rares pour certains faciès du bloc de Wind River, Wyoming (Frost et al., 1998)	369
4.3	Carte et coupe de la ceinture du Limpopo (Erickson et fedo, 1994; Holzer et al., 1998)	370
4.4	Evolution tardi-archéenne du craton du Zimbabwe, et conditions thermiques associées (Dirks et Jelsma, 1998)	372

TABLE DES FIGURES

4.5	Localisation et carte du complexe de Taishan (Jahn et al., 1988).	374
4.6	Spectres de terres rares pour divers faciès du complexe de Taishan (Jahn et al., 1988)	375
4.7	Carte de localisation de la granodiorite de Port-Martin (Terre Adélie) (Monnier, 1995)	375
5.1	Diagramme de Harker pour les TTG, les TTG enrichies et les sanukitoïdes du Pilbara (Smithies et Champion, 1999b)	378
5.2	Comparaison entre des liquides expérimentaux issus de la fusion de basaltes hydratés avec des liquides analogues, ayant réagi sur de la péridotite (Rapp et al., 2000)	379
5.3	Diagrammes binaires ou ternaires pour les éléments majeurs, figurant les différents groupes de granitoïdes mis en évidence.	384
5.4	Diagrammes binaires pour les éléments en traces	385
5.5	Diagrammes binaires, intégrant les rapports Eu/Eu^* et $\epsilon_{Nd(T)}$	386

Conclusion générale : L'évolution de la croûte continentale à la transition Archéen–Protérozoïque 389

1.1	Synthèse chronologique des périodes d'activité dans différents cratons (Goodwin, 1991)	391
1.2	Différents modes de développement des structures en dômes et bassins, selon le temps écoulé entre la mise en place des roches affectées et la tectonique	393
2.1	Opposition entre les processus pétrogénétiques qui opèrent dans les zones de subduction au début et au milieu de l'Archéen, et à la fin de la période	398
2.2	Evolution séculaire des compositions chimiques des TTG pendant l'Archéen	399
3.1	Un schéma d'évolution cyclique des cratons archéens	406
4.1	Evolution schématique des températures du système manteau-croûte au cours du temps, et conséquences pétrogénétiques	410

Annexes 437

1	Carte du magmatisme tardi-archéen de l'EDC	440
2.1	Agrandissement de la figure 1 (Région de Kolar–Krishnagiri–Bangalore)	445

Liste des tableaux

Première partie 45

- 2.1 Compositions chimiques de la croûte continentale et des roches susceptibles de l'avoir formée 54

Troisième partie 183

- 1.1 Ages publiés sur la partie Sud du granite de Closepet 200
- 2.1 Proportions modales des minéraux présents dans le monzogranite porphyroïde (Divakara Rao et al., 1972). 205
- 2.2 Proportions modales recalculées dans les monzonites (Jeanningros, 1998) . . . 206
- 5.1 Analysis of samples of the Closepet granite, and compositions of recalculated magmas 236
- 5.2 Mass-balance model for partial melting of TTG gneisses (major elements) . . 239
- 5.3 Mass-balance models for partial melting of the mantle 242
- 6.1 AMS data in the closepet granite 261

Cinquième partie 345

- 1.1 Granitoïdes de la Sous-Province de Wawa 351
- 1.2 Granitoïdes de la Sous-Province de Quetico 352
- 1.3 Granitoïdes de la Sous-Province de Berens 352
- 1.4 Granitoïdes de la Sous-Province de Wabigoon 353
- 5.1 Typologie pétrographique, minéralogique et géochimique des granitoïdes tardi-archéens 381

Conclusion générale 389

- 4.1 Tableau résumant les différences entre les épisode syn- et post-subduction depuis le milieu de l'Archéen jusqu'au Phanérozoïque. 408

Annexes	437
2.1 Récapitulatif des différentes intrusions au Sud-Est de l'Andhra.	451
3.1 Essais d'isochrones Rb-Sr sur les granitoïdes de l'EDC.	454
3.2 Rapports $\epsilon_{Nd(2,54Ga)}$ pour les granitoïdes de l'EDC.	455

Introduction

L'Archéen est la plus longue période de l'histoire de la Terre, elle est marquée par deux caractéristiques importantes :

- La production de chaleur terrestre était plus importante qu'à l'heure actuelle, ce qui s'est traduit par la genèse de roches de natures différentes, et sans doute aussi une géodynamique différente ;
- C'est une période majeure de formation de la croûte continentale, puisque plus de 50 % et peut-être jusqu'à 80 % de la masse continentale actuelle existait déjà à la fin de l'Archéen.

La fin de l'Archéen correspond à une rupture brutale dans les processus qui opéraient : de façon relativement rapide, la Terre est passée d'un régime tectonique et pétrogénétique archéen, à un régime actuel. Partout dans le monde, cette transition est marquée par la présence de grandes intrusions granitiques, dont la composition ne correspond ni à celle des granites archéens typiques, ni à celle de granitoïdes récents. L'étude de ces intrusions est donc riche d'information sur la transition Archéen-Protérozoïque, et apporte des éléments de réponse aux questions suivantes : comment la Terre s'est-elle refroidie à la fin de l'Archéen ? Comment ce refroidissement se traduit-il dans la structure et dans la géochimie des terrains de cet âge ?

Ce travail s'est effectué en Inde du Sud, dans le craton de Dharwar. Cette province apparaît comme un endroit très favorable à ces études il s'agit en effet d'une vaste province archéenne (300 000 km²), où l'épisode tardi-Archéen est très largement représenté. En particulier, le magmatisme de la fin de l'Archéen affleure sous la forme de grands massifs granitiques, qui occupent une large part de l'Est du craton. De plus, le craton a été basculé plus tardivement, ce qui permet d'avoir à l'affleurement, en continuité, différents niveaux structuraux, depuis le faciès des granulites jusqu'à celui des schistes verts. Enfin, les conditions d'affleurement sont, en général, excellentes, et les conditions d'accès et de travail sont très bonnes.

Parmi les intrusions granitiques de la fin de l'Archéen du craton de Dharwar, la plus spectaculaire est le massif de Closepet ; en effet, celui-ci s'étend sur près de 400 km de longueur, pour une largeur de 20 à 50 km ; ainsi, il affleure à tous les niveaux structuraux. Ceci ajoute un intérêt supplémentaire à cet objet géologique, puisque, outre les informations qu'il apporte quant aux processus tardi-archéens, son étude permet de décrire les processus de mise en place d'un granite à différents niveaux structuraux ; en ce sens ce granite a donc un intérêt thématique plus large.

Si l'étude du massif de Closepet est au centre de cette thèse, les autres granites tardi-archéens du Sud de l'Inde ne sont pas oubliés ; ils ont été l'objet d'une rapide reconnaissance cartographique, pétrographique et géochimique, qui permet d'esquisser une comparaison avec le massif de Closepet, et de discuter leur contexte de mise en place. Enfin, la discussion finale a pour but d'élargir le débat aux granites et aux processus tardi-archéens dans le reste du monde.

Ce mémoire est structuré en 5 parties, qui correspondent aux points évoqués précédemment.

La **première partie** est une synthèse sur la **géologie de l'Archéen** ; au delà des deux problématiques évoquées, l'objet de cette partie est aussi de tenter de faire le point sur les modèles, les arguments et les débats qui portent sur la géodynamique archéenne. En particulier le débat "subduction ou point chaud" sera largement évoqué. Ce chapitre se base principalement sur des synthèses déjà publiées, en particulier celle de Chardon (1997), ou celles du livre édité par K. Condie en 1994(b), ou encore des ouvrages de Windley (1984b), Condie (1989), Goodwin (1991).

La **seconde partie** concerne le **craton de Dharwar** ; en effet, les études sur cette province, si elles ne sont pas rares, n'ont jamais fait l'objet d'une synthèse. Chaque groupe qui a travaillé sur cette région a construit son modèle sur la base de ses propres données, mais avec relativement peu de considérations pour les conclusions des études conduites 10 ou 100 km plus loin, et il y a de nombreuses "découvertes" à faire simplement dans la littérature. Cette partie se veut une compilation aussi complète que possible des données existantes sur le Craton de Dharwar ; seule la partie sur les ceintures de roches vertes a été écrite à partir d'articles de synthèse. De ce fait, de nombreuses références citées n'ont un intérêt que strictement local, c'est pourquoi cette partie bénéficie d'une bibliographie séparée (page 413).

Ces deux synthèses sont assez longues, et le lecteur pressé pourra se contenter d'en lire les résumés (pp. 33 à 41).

La **troisième partie** est consacrée à l'étude du **granite de Closepet** ; après une brève présentation cartographique et pétrographique, elle s'articule autour de 4 articles, qui en décrivent les différents aspects :

- "From the roots to the roof . . ." (soumis à *Geology*) est une présentation d'ensemble du massif de Closepet ; il est complété par quelques données supplémentaires et quelques illustrations.
- "Origine du granite fini-archéen de Closepet . . ." (*C.R.Acad.Sci.*, Paris, 1997) aborde quelques aspects de la géochimie de ce batholite, de façon assez qualitative, ce qui permet de proposer un modèle pétrogénétique où le mélange de magmas joue un rôle majeur.
- "... multi-elements geochemical modelling of crust-mantle interactions during late- Archaean crustal growth" (Accepté à *Precamb. Res.*) est un modèle géochimique complet, qui reprend, précise et quantifie le modèle précédent.
- Enfin, "Syn-tectonic granite emplacement at various structural levels . . ." (Soumis à *J. Struct. Geol.*) porte sur les aspects structuraux de la mise en place du granite de Closepet.

Quelques pages et schémas de conclusion synthétisent l'histoire de la mise en place du massif de Closepet, et son rôle dans la structuration du craton de Dharwar.

La **quatrième partie** concerne le **magmatisme de l'Est du Craton de Dharwar**. Elle débute par une présentation cartographique et pétrographique des différentes intrusions de cette région, assez mal connues. Cette présentation est complétée par quelques données géochimiques, qui permettent d'aboutir à une rapide typologie des granites présents. On peut dès lors discuter de leur origine et mise en place ; deux modèles différents sont proposés :

- "Late Archaean (2550–2520 Ma) juvenile magmatism in the Eastern Dharwar craton . . ." (*Precamb. Res.*, 2000) présente un corpus de données pétrographiques, géochronologiques et géochimiques sur une partie de ces intrusions, et propose un modèle en terme de point chaud.
- Une autre interprétation prend en compte des données géographiquement plus larges, mais aussi plus dispersées, et discute l'origine de ces magmas plutôt en terme de subduction.

A partir de ce dernier modèle, il est possible de proposer un schéma d'ensemble pour l'évolution tardi-archéenne du craton de Dharwar.

Une **cinquième partie** constitue une discussion générale sur le **magmatisme tardi-archéen dans le Monde**, et tente de proposer une classification pétrographique et géochimique des types de granites tardi-archéens qui existe dans le monde.

Cette étude débouche enfin sur une **conclusion générale**, dans laquelle est présenté un modèle global pour les événements tectoniques, magmatiques et métamorphiques de la fin de l'Archéen ; les implications de ce modèle quant à l'évolution de la lithosphère continentale sont discutées.

Des **annexes** présentent des données de terrain, géochimiques et pétrographiques sur le magmatisme de la partie Est du craton de Dharwar; ce mémoire s'achève par une série de **planches couleur** qui donnent un aperçu des terrains rencontrés dans la région d'étude.

Résumé des synthèses proposées aux première et deuxième parties

Les deux premières parties proposent des synthèses assez longues sur les caractéristiques de l'Archéen, d'une part, la géologie du craton de Dharwar, d'autre part. Le lecteur qui n'aurait pas le temps de s'y plonger peut se contenter de ce résumé, et passer directement à la troisième partie.

Chapitre 1

Géologie de l'Archéen

La première partie présente un résumé de la géologie de l'Archéen. On y discute différents aspects, à la fois quant aux roches présentes, et au(x) contexte(s) géodynamiques de cette période. Les points les plus notables sont :

1.1 Aspect chronologique

L'Archéen s'étend entre 4,2 et 2,5 Ga. Sa durée est donc de près de 2 Ga, soit le tiers de l'histoire de la Terre. En dépit de cela, les terrains archéens, partout dans le monde, sont marqués par une grande homogénéité et présentent des caractéristiques analogues. D'autre part, c'est aussi la période de l'histoire de la Terre pendant laquelle s'est formé l'essentiel de la masse des continents.

1.2 Conditions thermiques

En raison de la plus importante activité des éléments producteurs de chaleur radioactive (^{238}U , ^{232}Th et ^{40}K), le flux de chaleur était à l'Archéen considérablement plus important qu'à l'heure actuelle. Ainsi, à 2,5 Ga, on estime le flux de chaleur terrestre à une valeur deux fois plus élevée que de nos jours.

Malgré cela, les enregistrements des conditions métamorphiques ne témoignent pas d'un flux continental significativement plus élevé qu'à l'heure actuelle, et des arguments géochimiques, ainsi que la présence de diamants équilibrés à 150–200 km pour 900–1200°C, indiquent que la lithosphère continentale était déjà individualisée à l'Archéen, avec une épaisseur et des conditions thermiques analogues à celles de la lithosphère actuelle.

Ce "paradoxe" thermique de l'Archéen ne se résout qu'en envisageant un partitionnement différent du flux de chaleur, avec une portion plus importante évacuée par le biais des zones océaniques. Par ailleurs l'allure de la convection dans le manteau était différente de celle qui agit à l'heure actuelle.

La tectonique des plaques archéenne était sans doute marquée par des plaques plus petites et plus rapides, voire pas de plaques (au sens actuel du terme) mais une remontée dispersée de panaches mantelliques.

1.3 Tectonique archéenne

Les structures tectoniques archéennes semblent se rattacher à trois grands groupes :

- Des collages de micro-blocs continentaux, analogues aux collages d'arcs insulaires connus dans le présent ;

- Des zones de convergence, à épaissement crustal modéré ou nul, où le raccourcissement est accommodé par des cisaillements verticaux ;
- Des structures en dômes et bassins, qui témoigneraient d'une déformation verticale du bloc continental dans tout son volume : une stratification inverse de densité (mise en place d'une couche de laves denses sur des gneiss moins denses) crée une instabilité gravitaire ; les roches volcaniques, denses, s'enfoncent dans le substratum gneissique plus léger en formant des "diapirs inverses".

En revanche, les zones d'épaississement crustal, accompagnées ou précédées de subduction, qui caractérisent les domaines orogéniques modernes, sont inconnues à l'Archéen.

1.4 Lithologies

L'Archéen connaît trois lithologies dominantes :

Les gneiss gris (70–80 %) sont des orthogneiss ; ils dérivent de granitoïdes sodiques ("TTG" : tonalite-trondhjemite-granodiorite). Cette série est issue de la différenciation d'un magma andésitique primaire ; les caractéristiques de cette andésite montrent qu'elle est issue de la fusion partielle d'un basalte hydraté. Différents contextes peuvent expliquer la formation de ces roches (fusion d'une base de croûte, ou subduction "chaude").

Les ceintures de roches vertes (15–20 %) sont des assemblages sous-marins de sédiments et de volcanisme. Ils reposent parfois en discordance sur les gneiss ; mais parfois aussi leur socle est inconnu. Le volcanisme y est soit tholéitique (acide ou basique), soit komatiitique ; les komatiites sont des laves ultrabasiques et très magnésiennes, sans doute issues d'un panache mantellique. Les sédiments sont surtout détritiques, issus des gneiss avoisinants ou de ceintures plus anciennes. On connaît aussi des sédiments orthochimiques (cherts siliceux, et surtout banded iron formation (BIF) dues à la précipitation du fer lié à une évolution des conditions redox de l'océan) et des sédiments biochimiques (plate-formes à stromatholithes). Ces ceintures sont discutées en terme de bassin ou de plateau océanique, de rift intra-continental, de bassin d'arrière-arc.

Les granites potassiques tardifs font l'objet de cette thèse. Ils sont connus dans presque tout les cratons, et recoupent indifféremment les deux ensembles précédents. Ce sont souvent des granodiorites à phénocristaux, syn- à post-tectoniques.

1.5 Les enveloppes externes

L'Archéen est marqué par une différenciation des enveloppes externes, qui évoluent progressivement d'une atmosphère de dégazage, à un système où atmosphère et océan se différencient. A mesure que l'atmosphère s'enrichit en oxygène (sous l'effet de la photosynthèse, mais aussi du piégeage du CO₂ par le biais de l'altération des continents qui se forment), l'océan à son tour devient oxydant ; les cations en solution sont précipités peu à peu. A la fin de l'Archéen atmosphère et océan ressemblent à ce qu'on connaît à l'heure actuelle.

La vie apparaît très tôt dans l'Archéen, et très vite plusieurs règnes se différencient. La photosynthèse joue dès lors un rôle dans l'évolution des enveloppes fluides de la Terre.

1.6 Les modèles pour la géodynamique archéenne

Les caractéristiques discutées plus haut sont interprétables de façons différentes ; deux familles de modèles s'opposent :

- Les modèles actualistes, qui tentent d'appliquer à l'Archéen les concepts de la tectonique des plaques telle qu'on la connaît à l'heure actuelle. Ces modèles insistent

sur le rôle de zones de subductions, plus rapides et plus chaudes que leurs équivalents modernes, dans la formation tant des TTG que des ceintures de roches vertes.

- Les modèles sans plaques, dans lesquels une convection plus active, plus délocalisée, serait marquée par de nombreux panaches mantelliques, dont l'impact à la surface de la Terre serait la cause de la formation de grands plateaux basaltiques ; le remaniement de ces plateaux forme des noyaux continentaux “différenciés”.

1.7 La fin de l'Archéen

En contraste avec la grande homogénéité de l'Archéen, la fin de la période est très brutale. Elle est marquée par un épisode tectono-métamorphique important, accompagné de la formation des granites potassiques tardifs, et suivi d'une période de repos de 300 à 500 Ma. Après quoi, les épisodes suivants ont des caractéristiques géologiques qui ne sont plus celles de l'Archéen. Sa cause est soit purement locale (stabilisation de chaque craton, de façon indépendante), soit liée à des réorganisations de grande ampleur de la convection mantellique.

Chapitre 2

Le craton de Dharwar

Dans la deuxième partie, on présente la géologie régionale du craton de Dharwar, en Inde du Sud. Des études finalement assez nombreuses y ont été conduites, sur différents thèmes, mais il n'en existe pas de synthèse.

2.1 Structure d'ensemble

Le craton de Dharwar est entouré de ceintures mobiles protérozoïques (de 2100 à 600 Ma). Il est composé de deux blocs aux lithologies contrastées ; on gardera les termes de “EDC” (Eastern Dharwar Craton) et “WDC” (Western Dharwar Craton).

Surtout, le craton de Dharwar a la particularité d'avoir été basculé (sans doute vers 2,0 Ga). De ce fait, on retrouve à l'affleurement les niveaux structuraux profonds au Sud, et les niveaux plus superficiels au Nord. Le passage est progressif et continu.

2.2 Lithologie

On retrouve dans le craton de Dharwar les éléments typiques de l'Archéen :

- **Les gneiss TTG (“Gneiss Péninsulaires”)**. Ils forment un ensemble polyphasé, dont les âges s'étagent de 3,3 à 2,7 Ga dans le WDC, de 2,9 à 2,7 Ga dans l'EDC.
- **Les ceintures de roches vertes**. Elles sont abondantes dans le WDC, où elles forment de grands bassins, tandis que dans l'EDC elles ne se trouvent que sous la forme de petits lambeaux allongés (40 km sur 5).

Dans le WDC, on distingue deux ensembles :

- le “groupe de Sargur”, daté entre 3,3 et 3,0 Ga ; il se compose de petits éléments inclus dans les Gneiss Péninsulaires, et souvent affectés par le métamorphisme.
- le “supergroupe de Dharwar”, daté de 3,0 à 2,7 Ga. Il forme de grands bassins, discordants sur les gneiss et le groupe de Sargur. Le “groupe de Bababudan”, à la base de cet ensemble, est riche en laves basiques et ultrabasiques, tandis que le “groupe de Chitradurga”, au sommet, est plus riche en roches détritiques.

Dans l'EDC, on trouve essentiellement des ceintures essentiellement détritiques, avec du volcanisme bimodal subordonné. Elles sont souvent minéralisées en or. Celles qui sont datées se sont formées vers 2,7 Ga ; leur socle n'est pas connu, car les contacts sont tectoniques ou liés à des intrusions granitiques tardives. Il existe aussi quelques enclaves très métamorphiques de pélites au sein des gneiss.

Les plus fréquentes interprétations de ces ceintures sont en terme de bassin d'arrière-arc d'une subduction, dont la vergence est discutée.

- **Les granites potassiques tardifs.** On retrouve le même contraste entre WDC et EDC.
 - Dans le WDC, les granites tardifs affleurent sous la forme de quelques petits massifs circulaires ou elliptiques, dont la taille n'excède guère une dizaine de kilomètres, et ce quel que soit le niveau structural. Il reste possible, cependant, que ces massifs soient plus abondant qu'on ne le croit, et aient été un peu rapidement intégrés aux "Gneiss Péninsulaires".
 - Dans l'EDC, les granites tardifs sont très abondants. Le plus spectaculaire est le massif de Closepet, qui traverse tout le craton du Nord au Sud (c'est à dire des granulites aux schistes verts), sur 400 km de long, pour une largeur qui n'excède nulle part 40 km. Il est accompagné, dans les régions de degré intermédiaire (faciès amphibolite) par des massifs de granite et de granodiorites intrusifs dans les gneiss, et très fréquents.
 - Enfin, en base de croûte, on met en évidence un abondant magmatisme dont on ne reconnaît pas le socle (sous-placage?), formé de gneiss tonalitiques à la limite amphibolite- granulite.

2.3 Le métamorphisme

Vers 2,5 Ga, le craton de Dharwar a été affecté par un métamorphisme HT-BP important. Dans les parties profondes, il se traduit par la formation de granulites, soit au détriment des Gneiss Péninsulaires et des roches vertes, soit par sous-placage de magmas acides et intermédiaires en base de croûte. Plus haut, l'intensité du métamorphisme diminue jusqu'à atteindre les faciès amphibolite et schiste vert.

2.4 Les structures tectoniques

La tectonique du craton de Dharwar est marquée par les structures caractéristiques de l'Archéen.

- Dans le WDC, des études structurales plus détaillées ont permis de mettre en évidence :
 - Des structures en dômes et bassins, à tous les niveaux structuraux, liées à l'enfoncement des ceintures de roches vertes, plus denses, dans le socle gneissique.
 - Des zones de cisaillement ductile, verticales, qui forment un réseau assez dense, et déforment les dômes.

Ces deux structures semblent synchrones. Elles sont contemporaines du magmatisme tardif, et d'un métamorphisme HT-BP, qui atteint le faciès granulite dans le Sud. L'ensemble a été interprété en terme de réchauffement (lié à un point chaud?) de la croûte du craton de Dharwar, dans un contexte compressif.

- Dans l'EDC, les études structurales sont moins nombreuses. Les foliations sont verticales, mais aucun dôme n'a été reconnu. En revanche, l'EDC est parcouru d'un réseau de zones de cisaillement, qui le découpent en blocs allongés. Les ceintures de roches vertes se localisent de façon systématique sur ces cisaillements.

Dans le craton de Dharwar, on retrouve donc toutes les structures typiques de l'Archéen; et les interprétations géodynamiques reflètent le débat "subduction/point chaud".

2.5 Cartographie par imagerie satellitaire

Pour préciser la nature des terrains (surtout dans l'EDC), des images SPOT ont été utilisées. Ce travail a permis de dresser une carte de l'ensemble du craton de Dharwar (planche XII). Celle-ci met en évidence l'importance des granites tardi-archéens dans l'EDC, où ils forment de grandes bandes parallèles, orientées Nord-Sud. Elle montre aussi un certain contraste structural entre l'EDC, où les structures sont surtout de grandes zones de cisaillement qui se localisent sur les ceintures de roches vertes, isolant des blocs à foliation verticale, et le WDC, où les zones de cisaillement sont moins nombreuses, et séparent des zones avec des structures en dômes et bassins.

2.6 Synthèse chronologique

L'histoire archéenne (et protérozoïque inférieure) du craton de Dharwar peut se résumer comme suit :

Age	WDC	EDC
3,6–3,1 Ga	Formation de gneiss TTG	Dépôt des sédiments et des laves du supergroupe de Sargur
3,0–2,9 Ga	<i>Premier épisode de dômes et bassins ?</i>	Granites post-tectoniques
2,9–2,8 Ga	Dépôt des sédiments et laves du groupe de Bababudan (supergroupe de Dharwar)	Formation des premières TTG <i>Début des dépôts dans les futures ceintures de roches vertes ?</i>
2,8–2,6 Ga	Dépôt des sédiments et des laves du groupe de Chittradura (supergroupe de Dharwar) <i>Formation de quelques TTG ?</i>	Formation de TTG Dépôts de laves et sédiments
2,6–2,5 Ga	Fin du dépôt du groupe de Chittradura <i>Granites tardifs ?</i>	Formation de sanukitoïdes et granites associés. Fin des dépôts dans les bassins formant les futures ceintures.
2,5 Ga	Deuxième épisode de dômes et bassins Zones de cisaillement <i>Granites tardifs ?</i>	Zones de cisaillement Magmatisme granitique (Closepet)
2,5–2,2 Ga	Aucune activité	
2,2–1,9 Ga	Episode thermique Dépôt des conglomérats et grès des bassins de Cuddapah et de Kaladgi	

Cette succession attire les remarques suivantes :

- Le WDC entre 3,6 et 3,0 Ga, et l'EDC entre 2,9 Ga et 2,5 Ga ont connu des histoires analogues ;
- Le WDC a ensuite connu une période de sédimentation en milieu continental, sur un socle continental stable ; puis une période de remaniement contemporaine de la période d'activité dans l'EDC.

Première partie

Les caractéristiques géologiques de l'Archéen

- “ Mais en imaginant des ordres erronés, vous avez tout de même trouvé quelque chose (...)
- L'ordre que notre esprit imagine est comme un filet, ou une échelle que l'on construit pour atteindre quelque chose. Mais après, on doit jeter l'échelle, car l'on découvre que même si elle servait, elle était dénuée de sens”.

Umberto Eco, *“Le nom de la rose”*

Chapitre 1

Définition et limites de l'Archéen

1.1 Les limites de l'Archéen

La géologie classique étudie une partie de l'histoire de la Terre, qui s'étend depuis le Primaire (ou Paléozoïque), jusqu'au Quaternaire (fin du Cénozoïque). Ceci est dû à :

- Des raisons historiques : la géologie moderne est née en Europe occidentale, où les terrains sont soit hercyniens (Paléozoïque), soit alpins (Mésozoïque et Cénozoïque).
- Des raisons scientifiques : cette période est regroupée sous le terme de "Phanérozoïque" ("animaux visibles", en grec), ou de "temps fossilifères", l'un et l'autre mettant bien en évidence que la particularité de cette période est de présenter des fossiles souvent bien conservés, et reconnaissables. C'est à partir de la paléontologie que s'est développée la stratigraphie, qui a été la base de la géologie.

Pendant longtemps (jusque dans les années 1950, voire 1960), le reste de l'histoire de la Terre était presque ignoré, parce qu'il ne présentait pas de fossiles. On regroupait sous le terme générique de "Précambrien" tout ce qui était antérieur au Paléozoïque (soit presque 4 Ga d'histoire géologique : près de 90 %), et la plupart des géologues évitaient de s'y aventurer.

Parfois, cependant, l'étude des terrains précambriens était inévitable ; les géologues se sont alors aperçu que les temps précambriens étaient une période longue et complexe, où on pouvait distinguer de nombreux épisodes, et plusieurs phases orogéniques. Une limite majeure est marquée par une discordance importante. Elle sépare (Windley, 1984a et b) :

- un socle généralement gneissique et granitique, polyphasé, avec des sédiments relati-

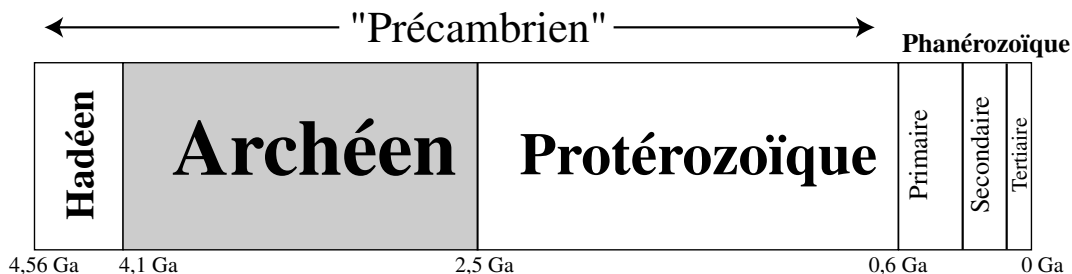


FIG. 1.1 – *Echelle stratigraphique simplifiée couvrant l'ensemble de l'histoire de la Terre. Noter l'importance relative de l'Archéen.*

vement rares, associés à des laves, disposés en petits bassins discontinus ; la vie ne s'y manifeste que de façon très discrète.

- des sédiments (essentiellement détritiques), qui forment des bassins réguliers, où on peut établir une stratigraphie valable au moins à l'échelle régionale ; on y trouve plus de traces de vie.

Cette discordance majeure a permis de séparer les terrains “archéozoïques” (“animaux anciens”) des terrains “protérozoïques” (“premiers animaux”). Plus tard, l'Archéozoïque est devenu “l'Archéen”.

L'Archéen regroupe donc tous les terrains plus vieux que cette discordance ; sa limite inférieure est simplement représentée par les plus anciennes roches connues.

La radiochronologie a permis de préciser la période de temps concernée :

- Les derniers épisodes attribués à l'Archéen (en général des intrusions tardives de granites potassiques) sont bien datés aux alentours de 2,5 Ga, par de nombreuses méthodes et en de nombreux endroits.
- Les plus anciennes roches datées sont, à l'heure actuelle, les gneiss d'Acasta, au Canada ; il s'agit de grosses enclaves au sein de roches plus récentes. Ils ont fourni un âge U-Pb sur zircon de 4,1 Ga (Bowring et Williams, 1999). Si on s'intéresse à des roches en place, ce sont les gneiss d'Amitsoq, au Groenland occidental, qui sont les plus vieilles roches reconnues (3,8 Ga) ; encore y trouve-t-on des cœurs de zircons datés (SHRIMP) à 3,9 Ga (Whitehouse, 1999). Enfin, des cœurs de zircons isolés en Australie ont fourni des âges de 4,2 Ga (Froude et al., 1983). Tout ceci implique que, dès 4,2 Ga, une croûte continentale existait ; on peut donc fixer la base de l'Archéen aux alentours de cette date.

Comme par ailleurs la formation de la Terre est estimée à 4,56 Ga, il s'avère que :

- L'Archéen couvre une période de temps de plus de 2 Ga, soit une moitié de la totalité de l'histoire de la Terre.
- Il reste une période de 300 Ma environ entre la formation de la Terre et le début de l'Archéen. De cette période, appelée “Hadéen”, il ne reste aucun témoin direct.

L'Archéen est donc limité, à sa base par l'Hadéen, et à son sommet par le Protérozoïque.

1.2 Rapide comparaison des différentes périodes de l'histoire de la Terre

Le point dominant de cette histoire est le refroidissement progressif de la Terre. Sa chaleur interne provient de deux sources importantes :

- La chaleur d'accrétion (l'énergie potentielle de gravité des corps parents s'est transformée en chaleur lors de leur condensation). Importante au début, cette chaleur se dissipe très vite.
- La chaleur radioactive (à l'heure actuelle, 80 % de la chaleur produite est d'origine radioactive). Elle est produite par la désintégration de radioéléments ; les plus abondants sont l'Uranium 238 (62 % de la chaleur radioactive), le Thorium 232 (7%) et le Potassium 40 (31 %). Leur demi-vies respectives sont de $4,46 \cdot 10^9$ ans, $1,4 \cdot 10^{10}$ ans et $1,26 \cdot 10^9$ ans ; la production de chaleur diminue donc de façon notable au cours de l'histoire de la Terre (fig. 2.6). A l'Archéen, la production de chaleur par radioactivité était entre 2 et 4 fois plus importante qu'à l'heure actuelle (Lambert, 1976).

Toute l'évolution de l'histoire de la Terre est liée aux changements du mode d'évacuation de la chaleur interne au cours du temps. Ces changements se traduisent par une modification des paramètres de la convection mantellique (vitesse, taille et nombre des cellules, etc.).

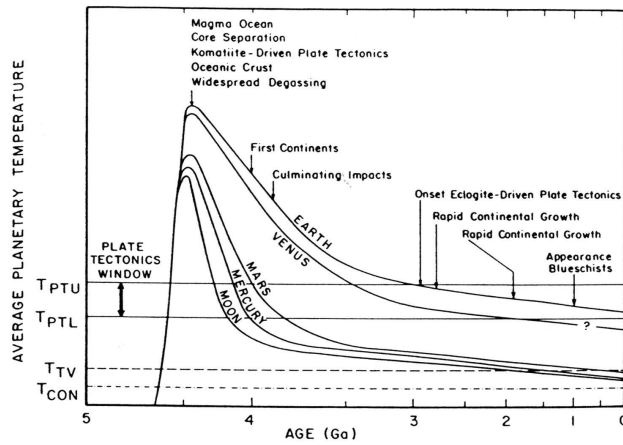


FIG. 1.2 – Représentation schématique de l'évolution de la température interne des planètes telluriques du système solaire. T_{PTU} et T_{PTL} : températures maximum et minimum pour l'existence d'une tectonique des plaques contrôlée par la subduction de plaques éclogitiques, lourdes; T_{TV} : Température minimale pour qu'il existe du volcanisme; T_{CON} : Température minimale pour qu'il existe une convection (Condie, 1989b)

1.2.1 L'Hadéen

Sur la base d'arguments essentiellement géochimiques, mais aussi astronomiques et géophysiques, on pense que l'Hadéen a été caractérisé par :

- La fin de l'accrétion de la Terre par regroupement de poussières et d'astéroïdes ; il en résulte une Terre indifférenciée, et complètement fondue.
- L'impact d'une "proto-Lune", entraînant la formation du système Terre-Lune.
- Un bombardement intense de météorites, qui maintient une Terre largement fondue pendant quelques dizaines ou centaines de millions d'années ("océan magmatique").
- Puis, alors que la Terre se refroidit, elle commence à se différencier en trois grands réservoirs : un noyau ferreux, qui n'a que peu évolué chimiquement depuis; un manteau dit "primitif"; et enfin une atmosphère primordiale (au sens large, c'est à dire océan et atmosphère gazeuse) sans doute riche en CO_2 et H_2O .

A la fin de l'Hadéen, et au début de l'Archéen, la Terre est solidifiée de façon définitive; elle est entourée d'une atmosphère primitive, sans doute encore très chaude.

1.2.2 L'Archéen

- La Terre se refroidit : l'énergie d'accrétion initiale se dissipe peu à peu, et la quantité d'éléments producteurs de chaleur décroît par radioactivité. Dès lors des blocs continentaux peuvent non seulement se former, mais aussi être préservés.
- La différenciation de la Terre se poursuit. En particulier, le manteau se sépare peu à peu en manteau inférieur, qui n'a pas évolué par rapport au manteau primitif, et en manteau supérieur, appauvri en éléments incompatibles suite à la formation de la croûte continentale. Cette différenciation, contrairement à la différenciation noyau-manteau, est un phénomène progressif, qui n'est sans doute pas terminé!
- Parallèlement, la croûte continentale se forme et augmente de volume. Peu à peu, le recyclage de croûte déjà formée devient plus important.

- Ces fragments de continent étaient sans doute mobiles à la surface de la Terre, en raison de la convection dans le manteau.
- L'atmosphère se condense, et donne naissance aux océans, et à une atmosphère évoluée. C'est l'existence d'eau liquide qui permet la formation des magmas hydratés qui composeront la croûte continentale (paragraphe 4.1).
- La vie apparaît, et avec elle la photosynthèse, qui permettra la fixation du CO_2 et la libération d' O_2 dans l'atmosphère, qui devient de ce fait de plus en plus oxydante.

1.2.3 Le Protérozoïque

Le refroidissement de la Terre se poursuit au Protérozoïque. La tectonique des plaques telle qu'on la connaît à l'heure actuelle s'installe peu à peu, en même temps que le recyclage des continents devient prépondérant par rapport à la formation de nouvelle croûte continentale.

- Stabilisation des masses continentales ("cratonisation"), sans doute par formation d'une racine lithosphérique importante.
- Les déformations orogéniques sont limitées à des zones mobiles séparant des noyaux cratoniques. Mais les zones déformées restent plus larges qu'à l'heure actuelle. Les orogénèses sont marquées par un métamorphisme granulitique accompagné d'un magmatisme partiellement d'origine mantellique, et partiellement lié au recyclage de croûte préexistante.
- Apparition progressive d'ophiolites et de métamorphisme HP-BT (Liou et al., 1988).
- L'atmosphère devient plus oxydante, et les carbonates représentent une proportion importante des sédiments. Par ailleurs, les bassins sédimentaires deviennent plus grands, et plus stables dans la durée et dans l'espace.
- Différents embranchements apparaissent au sein du règne vivant.

1.2.4 Le Phanérozoïque

C'est la période actuelle, qui se caractérise par :

- La chaleur interne de la Terre est évacuée par convection mantellique; les zones ascendantes et descendantes sont assez localisées, en lien avec la tectonique des plaques.
- Localisation de la déformation au long de zones orogéniques étroites (limites de plaques); la subduction joue un rôle majeur dans l'édification des chaînes de montagne. Les ophiolites et le métamorphisme HP-BT sont présents, les épisodes de collision sont marqués par un magmatisme de recyclage de croûte préexistante.
- Formation marginale de croûte continentale, le recyclage est le phénomène majeur.
- Apparition de squelettes carbonatés, donc de fossiles. Les sédiments carbonatés deviennent importants, voire dominants; les plates-formes continentales sont l'environnement sédimentaire le plus fréquent.
- Piégeage de CO_2 en quantité suffisante pour permettre la diminution de l'effet de serre, et un climat relativement frais.

1.3 L'Archéen : problèmes et particularités d'étude

1.3.1 Pourquoi l'étudier?

Sa durée

L'Archéen représente la moitié de l'histoire de la Terre. A lui seul, il recouvre un intervalle de temps 4 fois plus important que la totalité du Phanérozoïque (du Cambrien à l'actuel).

La différenciation de la Terre

L'Archéen est la période de différenciation du manteau terrestre (qui représente 80 % du volume de la planète), pendant laquelle on passe d'un manteau indifférencié à la fin de l'Hadéen, à une Terre où les différentes enveloppes sont définitivement individualisées, à la base du Protérozoïque (bien que ce processus, de façon moins importante, se prolonge jusqu'à l'heure actuelle).

L'homogénéité de l'Archéen et sa fin soudaine

Un autre problème est celui de l'homogénéité de l'Archéen, et de sa fin : alors que l'Archéen semble remarquablement homogène depuis 3.5 Ga jusqu'à vers 2.5 Ga (auparavant, les témoins sont trop rares pour être affirmatif ...), la fin de l'Archéen est marquée par une transition brutale vers les processus protérozoïques, avec une quasi disparition des mécanismes et des roches caractéristiques de l'Archéen au profit de roches et de processus actuels. Ceci est surprenant, puisque ces évolutions sont sans doute liées au refroidissement de la Terre, qui est un phénomène progressif et continu.

1.3.2 Les problèmes de l'étude de l'Archéen

Peu de points de comparaison

L'étude de l'Archéen impose de mettre en œuvre des méthodes un peu différentes de celles de la géologie classique : en effet, non seulement les roches à l'affleurement représentent le plus souvent des niveaux profonds de la croûte, mais en plus elles ont souvent été fragmentées ou remaniées par des épisodes tardifs. Les relations géométriques initiales, voire les minéralogies primaires sont souvent perdues, ce qui impose des études minutieuses pour remonter aux roches ou aux géométries initiales. De plus, contrairement au Phanérozoïque, les contextes géodynamiques archéens sont complètement inconnus. On ne peut donc pas raisonner par analogie, ou par comparaison avec des roches ou des sites connus. La seule solution est donc de progresser pas à pas, en reconstituant autant que possible les processus qui ont pu opérer ; ce n'est qu'alors que l'on peut faire des hypothèses sur le contexte géodynamique dans lequel ils opéraient, tout en sachant qu'il ne s'agit alors que de spéculations.

Des informations fragmentaires

Enfin, il faut préciser que les périodes anciennes de l'histoire de la Terre, comme l'Archéen, ne peuvent être étudiées que sur les continents ; en effet, dès lors que des noyaux continentaux suffisamment importants pour avoir acquis une flottabilité suffisante ont été formés, il devient impossible de les subduire. Ils peuvent donc être préservés pendant une longue période, et enregistrer une histoire géologique complexe où de nombreux épisodes se superposent. À l'inverse, la lithosphère océanique, plus dense, a un temps de recyclage relativement rapide : à l'heure actuelle, la plus vieille croûte océanique connue (dans le Pacifique Ouest) ne date que de 200 Ma. Ceci confère à la lithosphère continentale (et à la croûte, directement accessible à l'étude !) un rôle de "mémoire" de l'histoire de la Terre ; ce n'est qu'au travers de l'étude des continents que l'on peut connaître les conditions géologiques de périodes anciennes. Mais de ce fait, les domaines océaniques, riches en information concernant la géodynamique de la Terre actuelle, manquent totalement dans l'Archéen.

1.4 Où trouve-t-on l'Archéen ?

Les terrains archéens sont connus dans un assez grand nombre de blocs continentaux (Figure 1.3). La rapide liste suivante n'a pas vocation à être exhaustive, et le seul critère qui

préside à son établissement est la quantité de données que l'on a sur l'un ou l'autre craton. Les seules références citées sont celles d'articles de synthèse sur un craton donné ; de bonnes synthèses par région existent aussi dans Condie, 1981; Windley, 1984b; Goodwin, 1991 par exemple.

1.4.1 Amérique du Nord

La plus grande partie de l'Est du Canada est composée d'Archéen ; deux grandes provinces sont différenciées, la "Slave Province" et la "Superior Province". Cette dernière a été très étudiée par de nombreuses méthodes (Card, 1990) ; en particulier des études de sismique réflexion ("LITHOPROBE" : Clowes et al., 1998) ont eu lieu dans cette région, ce qui a permis de mettre en évidence sa structure profonde. Cette province est sans doute le domaine archéen le mieux connu au monde. Le Groenland présente aussi des affleurements archéens ; ils sont évidemment très frais, en raison des conditions climatiques. En outre, il s'agit des plus anciens terrains archéens connus (gneiss d'Amitsoq (Whitehouse, 1999), ceinture de roches vertes d'Isua). En dehors de ces grands cratons, il existe de petits blocs d'Archéen de plus petite dimension, et souvent remaniés ou recouverts de sédiments (Wyoming, Nouveau-Mexique...)

1.4.2 Amérique du Sud

Le Nord-Est du continent ("bouclier amazonien") est composé de terrains d'âges variés ; leur corrélation trans-Atlantique avec les terrains africains est connue depuis longtemps. Au sein de ce bouclier, il existe quelques noyaux archéens (Craton de São Francisco au Brésil : Martin et al., 1997). Ils n'ont été qu'assez peu étudiés, sans doute en raison des conditions d'accès.

1.4.3 Afrique

L'Afrique est composée d'une multitude de petits blocs Archéens, séparés par des zones mobiles soit "birimiennes" (2,1 Ga : Abouchami et al., 1991), soit panafricaines (800–600 Ma). Parmi ces blocs, on peut citer la "dorsale Reguibat" en Mauritanie, et le bouclier de Man (Potrel et al., 1998), au sein du craton Ouest-Africain (qui se corréle aux blocs d'Amérique du Sud) ; le bloc d'Afrique centrale ; le craton tanzanien. Mais l'Archéen le mieux connu en Afrique est celui des deux blocs du Zimbabwe et du Kaapvaal, en Afrique Australe, soudés à la fin de l'Archéen par la ceinture mobile du Limpopo ("Limpopo belt"). Cette dernière a attiré de très nombreuses études métamorphiques, géochronologiques et tectoniques (Van Reenen et al., 1992).

1.4.4 Europe

L'Archéen d'Europe est essentiellement représenté par la partie Nord du Bouclier Balte : Finlande (Laponie) et Russie (péninsule de Kola). La Laponie a notamment bien été étudiée sous l'angle de la pétrologie et de la géochimie. En dehors de celà, on trouve un peu d'Archéen en Ukraine, qui représente certainement les plus vieux terrains européens ; et dans le Nord de l'Ecosse ("Lewisien"), où l'Archéen a largement été remanié.

1.4.5 Asie

En Asie, l'Archéen est représenté essentiellement par deux provinces :

- L'Inde, dont toute la partie péninsulaire est composée de noyaux archéens (Craton de Dharwar, du Singhbhum, de Bhandara, du Bundelkand ...), séparés par des sutures protérozoïques ; on retrouverait sans doute le socle Archéen sous les trapps du Deccan.

Le craton de Dharwar est l'objet de cette étude et sera décrit en détail dans la seconde partie de ce mémoire. Il a attiré des études dispersées sur différents sujets.

- Le bloc Sino-coréen, en partie remanié et pris dans les grandes déformations tertiaires de l'Asie.

On trouve aussi certainement des éléments archéens en Sibérie (Aldan Shield).

1.4.6 Australie

Dans l'Ouest de l'Australie, deux blocs archéens sont présents (Myers, 1993) : le craton de Pilbara et le craton de Yilgarn. Le craton de Pilbara a bien été étudié, il est notamment célèbre pour ses structures caractéristiques en dômes et bassins.

1.4.7 Antarctique

Des blocs archéens ont été décrits dans ce continent ; ils restent malheureusement encore très mal connus, à cause des difficultés d'accès et des conditions d'affleurement (sur une bande de 10 km entre côte et glacier !)

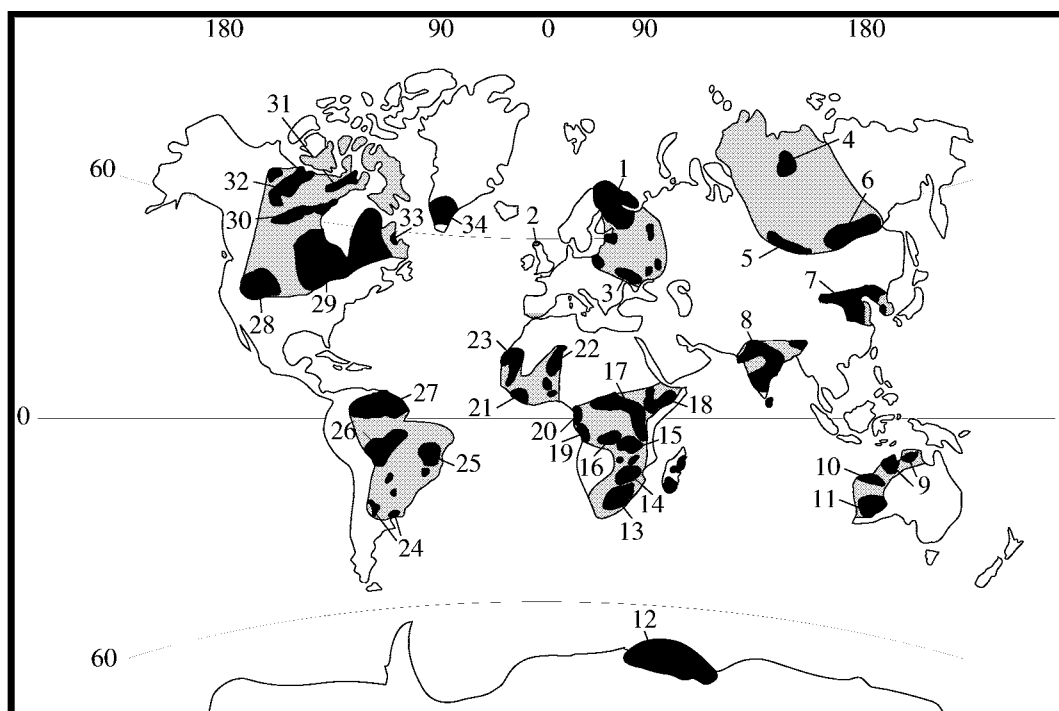


FIG. 1.3 – Répartition géographique des grandes provinces archéennes d'après Condie (1981) et Goodwin, (1991). Les terrains archéens affleurant sont en noir alors que ceux recouverts par des formations sédimentaires sont figurés en gris. (1) Bouclier baltique; (2) Bouclier écossais; (3) Bouclier ukrainien; (4) Bouclier d'Anabar; (5) Ceintures baïkale du Sayan et du Yéniseï; (6) Bouclier d'Aldan; (7) Cratons Sino-coréen, du Tarim et du Yangtze; (8) Bouclier indien; (9) Complexes de Litchfield, Rul Jungle and Nanambu; (10) Bloc de Pilbara; (11) Bloc de Yilgarn; (12) Complexe de Napier; (13) Craton du Kaapvaal; (14) Craton du Zimbabwe; (15) Bloc de Zambie; (16) Craton kasai; (17) Craton centre africain; (18) Bloc éthiopien; (19) Craton du Chaillu; (20) Complexe Camerounais du N'tem; (21) Bouclier de Man; (22) Bouclier touareg; (23) Bouclier de Reguibat; (24) Massifs du Rio de la Plata et de Luis Alves; (25) Craton du São Francisco; (26) Craton de Guapore; (27) Bouclier guyanais; (28) Province du Wyoming; (29) Province du Supérieur; (30) Groupe de Kaminak; (31) Bloc de Committee Bay; (32) Province de l'Esclave; (33) Bouclier du Labrador; (34) Bouclier groenlandais. (Martin, 1994)

Chapitre 2

Problèmes et intérêts de la géologie de l'Archéen

Parmi les évolutions décrites plus haut, deux éléments caractéristiques de l'Archéen seront particulièrement évoquées dans ce travail : la croissance crustale, et les conditions thermiques particulières de cette époque.

2.1 La croissance crustale

L'Archéen est une période de croissance crustale importante. Diverses estimations concernant la croissance continentale ont été présentées, basées essentiellement sur des données isotopiques avec estimation du taux de recyclage. Quel que soit le modèle adopté, entre 50 et 80 % de la masse continentale totale était formée à la fin de l'Archéen (Taylor et McLennan, 1985, 1995), les périodes suivantes étant dominées par le recyclage de la croûte préexistante, avec un apport de matériaux juvéniles peu important, ou en tout cas compensé par l'érosion et la subduction. Ceci fait de l'Archéen une période capitale quant à la formation du matériau continental, et donc quant à la différenciation de la Terre : étudier les matériaux constitutifs de la croûte archéenne, c'est étudier la différenciation terrestre. Deux évolutions couplées ont lieu dans cette période, celle de la croûte continentale, et celle du manteau, qui en est en quelque sorte le négatif.

La croissance de la croûte continentale est un sujet débattu depuis de nombreuses années (voir par exemple Taylor et McLennan, 1985, pour une synthèse). Ce débat concerne plusieurs points : la nature chimique et pétrologique de la croûte ; la date et la vitesse de sa croissance ; les processus physiques de formation ou de destruction de cette croûte ; sa stabilité, ou non (tant en masse que chimiquement) au cours du temps.

2.1.1 Les données

Différents aspects semblent désormais assez bien établis pour être considérés comme des contraintes fortes, qu'il est difficile d'ignorer :

- La composition globale de la croûte continentale a été estimée sur la base de différents arguments (en particulier Taylor et McLennan, 1985, 1995). La chimie de la croûte supérieure a été estimée d'après la composition de sédiments détritiques, tandis que celle de la croûte inférieure est connue par l'étude de nodules remontés dans des appareils volcaniques, ou de grandes provinces granulitiques. La composition d'ensemble de la croûte continentale est andésitique ($\text{SiO}_2 = 57\%$) ; cependant, elle est nettement plus riche en FeO, MgO, Ni et Cr que les andésites existant réellement, qu'il s'agisse de

	CC archéenne	CC actuelle	TTG moyenne	TTG primitive	Andésite actuelle
SiO ₂	57.00	57.30	69.79	61.81	57.50
Al ₂ O ₃	15.20	15.90	15.56	16.40	18.16
FeO	9.60	9.10	2.81	4.90	6.84
MgO	5.90	5.30	1.18	1.39	2.75
CaO	7.30	7.40	3.19	3.72	7.01
Na ₂ O	3.00	3.10	4.88	4.38	3.39
K ₂ O	0.90	1.10	1.76	2.94	1.69
TiO ₂	1.00	0.90	0.34	0.83	0.59
Rb	28	32	55	68	33
Th	2.9	3.5	6.9	<i>n.d.</i>	<i>n.d.</i>
Sr	215	260	454	1110	585
Ba	220	250	690	<i>n.d.</i>	537
Zr	100	100	152	429	99
Y	19	20	7.5	27	22
Nb	<i>n.d.</i>	11	6.4	12	2.2
Ni	130	105	14	<i>n.d.</i>	4
Co	30	29	<i>n.d.</i>	<i>n.d.</i>	18
Cr	230	185	29	<i>n.d.</i>	5
La	15	16	32	<i>n.d.</i>	11.4
Sm	3.4	3.5	3.3	<i>n.d.</i>	<i>n.d.</i>
Eu	1.1	1.1	0.92	<i>n.d.</i>	1.0
Yb	2.2	2.2	0.55	<i>n.d.</i>	2.1

TAB. 2.1 – *Comparaison des compositions de la croûte continentale moyenne Archéenne et actuelle (Taylor et McLennan, 1985) avec les TTG moyennes (Martin, 1994); la plus primitive des TTG de Finlande (Martin, 1985 — Echantillon H 32) et une andésite d'arc actuelle (Leyte, Philippines) (Sajona et al., 1986).*

laves actuelles (e.g. Sajona et al., 1996; Martin, 1999) ou d'équivalents plutoniques anciens (Martin, 1985). Quelques différences (teneurs en terres rares lourdes) apparaissent entre la croûte archéenne et la croûte actuelle.

Il faut insister sur le fait qu'on ne traite ici que d'une composition de croûte moyenne. Cette composition est un intermédiaire entre celle des différentes roches qui composent la croûte continentale. Il est donc envisageable que aucune roche existante n'ait la composition de la croûte moyenne.

- La croissance de la croûte, d'après la majorité des modèles, s'est effectuée pour l'essentiel avant 2,5 Ga; après cette date, l'évolution crustale est dominée par le recyclage de roches existantes, l'ajout de nouveau matériaux étant comparativement mineur.
- Enfin, il semble que la croissance crustale soit discontinue, et marquée par une alternance de périodes où l'accrétion est importante, avec des périodes où elle est mineure (Condie, 1998). Les principaux épisodes de croissance sont datés à 2,7; 1,9 et 1,2 Ga; un épisode à 3,3 Ga est possible, mais moins évident (figure 2.1).

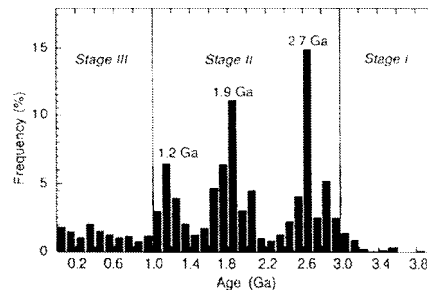


FIG. 2.1 – La nature épisodique de la croissance continentale est marquée par la répartition des âges U/Pb sur zircons des roches juvéniles (Condie, 1998).

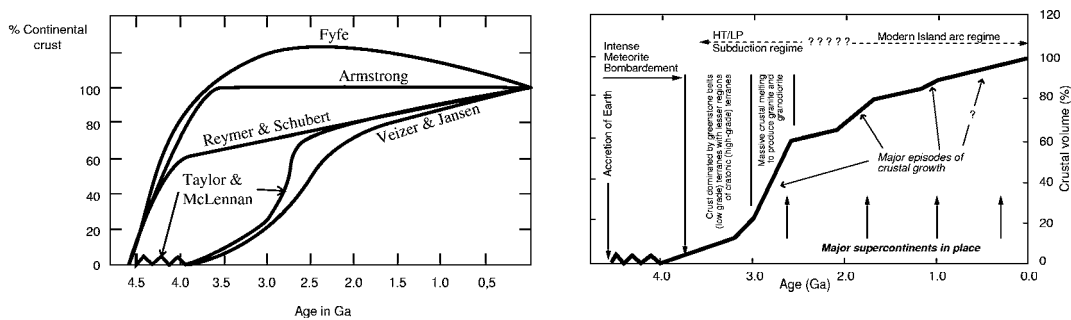


FIG. 2.2 – A gauche : différents modèles de croissance continentale (Martin, 1994). Malgré leurs différences, tous prédisent que plus de 70 % de la croûte est formée à la fin de l’Archéen. A droite : Détails du modèle de Taylor et McLennan, 1995.

2.1.2 Considérations chimiques

Une composition moyenne andésitique pour la croûte continentale peut s’obtenir de trois façons :

- Soit en incorporant directement à la croûte des matériaux de nature andésitique, de composition semblable à celle que l’on recherche ;
- Soit en incorporant plusieurs types de matériaux, de nature différente, mais dont la composition moyenne sera celle de la croûte ;
- Soit en incorporant des matériaux différents de la moyenne crustale, et simultanément en recyclant vers le manteau les éléments chimiques “en excès” (Albarède, 1998).

2.1.3 Les modèles

Schématiquement, deux familles de modèles s’opposent : des modèles selon lesquels la croissance crustale a essentiellement lieu dans les arcs insulaires et des modèles selon lesquels elle est essentiellement due à des points chauds mantelliques.

Croissance crustale en contexte de subduction

Les modèles “de subduction” (Martin, 1986, 1994; Rudnick, 1995; etc.) insistent sur le fait que, à l’heure actuelle, c’est surtout en zone de subduction que de la matière est ajoutée à la croûte continentale (de l’ordre de 1 km³ par an). Dans la mesure où la croissance crustale a

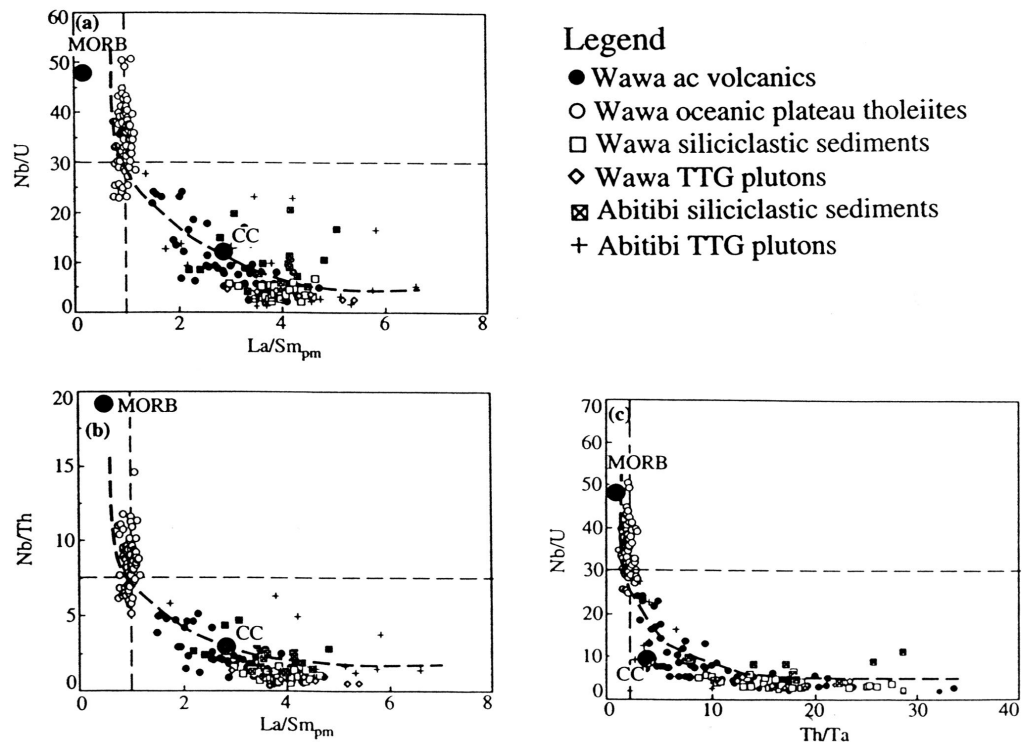


FIG. 2.3 – Dans la Province du Supérieur, les analyses des laves et des sédiments de la sous-province de Wawa se disposent sur une hyperbole de mélange entre un pôle “magmatisme d’arc” et un pôle “basalte de points chauds”. Cette hyperbole passe par la composition moyenne de la croûte continentale (Polat et Kerrich, sous presse).

eu lieu à l’Archéen en majorité, il faut s’intéresser aux matériaux formés dans les subductions archéennes. Les TTG, qui sont probablement formées dans ces conditions (paragraphe 4.1) sont globalement trop acides, et pas assez riches en éléments de transition pour pouvoir à elles seules créer la croûte continentale. Cette difficulté est résolue de deux façons (Rudnick, 1995) :

- En considérant que c’était un matériel essentiellement basaltique qui rentrait dans la croûte continentale ; les TTG seraient simplement le produit de refusion de ces basaltes sous-plaqués dans les zones de subduction, un dispositif analogue aux processus qui se déroulent dans les Andes actuelles (Atherton et Petford, 1993).
- En considérant que la croûte continentale s’est formée par une majorité de TTG, des éléments de transition étant apportés par des laves basiques ou ultra-basiques de type “point chaud”, que l’on retrouve dans les ceintures de roches vertes (Polat et Kerrich, sous presse). Dans ce cas la composition de la croûte continentale apparaît comme une moyenne entre TTG et laves basiques ou ultrabasiques (Figure 2.3).

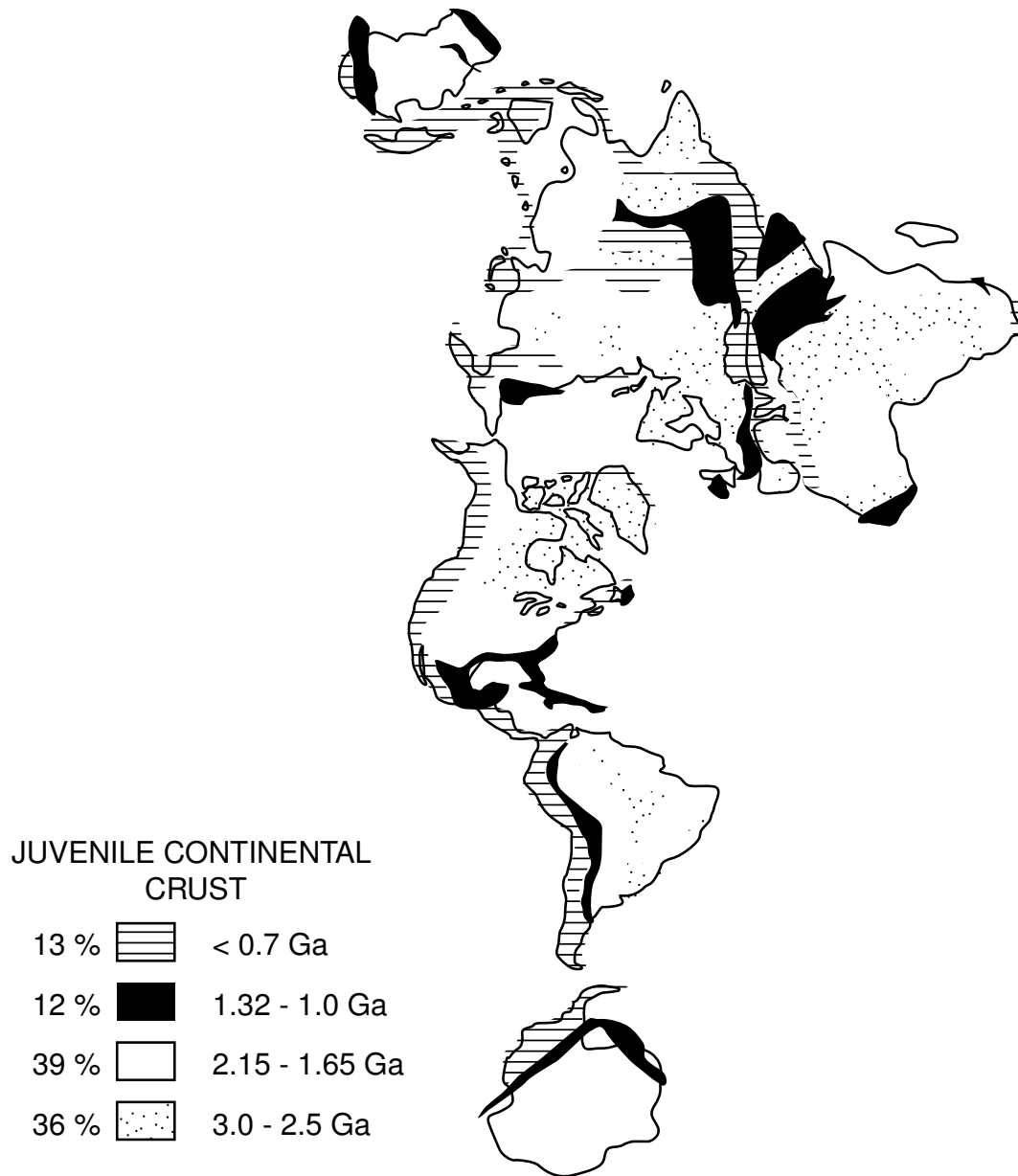


FIG. 2.4 – Répartition des âges de formation de la croûte à la surface de la Terre (Condie, 1998). La disposition en bandes concentriques, de plus en plus jeunes vers l'extérieur des continents est considérée comme un bon argument à l'appui de la formation de la croûte en contexte de subduction.

Croissance crustale due à des points chauds mantelliques

Les modèles “de point chaud” (Stein et Hofmann, 1994; Patchett, 1996; Stein et Goldstein, 1996; etc.), s'appuient sur la nature discontinue de la croissance crustale pour attribuer la formation des continents à l'arrivée en surface de panaches mantelliques qui forment de grands plateaux basaltiques type Ontong-Java (Coffin et Eldholm, 1994), ultérieurement accrétés tectoniquement pour former des continents. Ces plateaux sont de nature trop basique pour correspondre à la moyenne de la croûte continentale, ce qui implique l'existence d'un moyen de recycler du matériel basique (pauvre en silice, riche en éléments de transition) vers le manteau. Plusieurs solutions sont proposées, par exemple :

- Délamination de la racine élogitique, basique des continents dans les zones épaissies (Platt et England, 1993) ;
- Transport d'éléments dissous par les fleuves vers l'océan (Albarède, 1998) ; dans la mesure où l'altération transporte prioritairement les ions solubles (Fe, Mg, Ca), laissant sur place Si et Al ; le bilan net de l'altération peut donc être d'appauvrir la croûte en éléments de transition, faisant donc évoluer sa composition globale vers des termes plus acides.

Croissance crustale et cycle des supercontinents

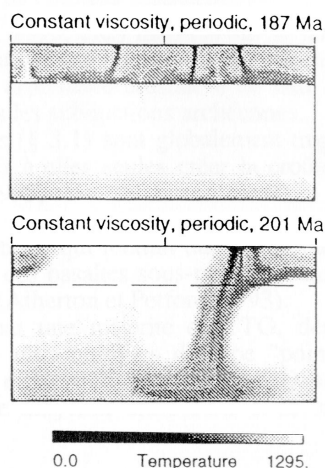


FIG. 2.5 – *Modèles numériques de “convection intermittente” du manteau (Davies, 1995). En haut : accumulation de matière froide (sombre) au dessus de la transition de phase à 670 km. En bas : “avalanche froide”.*

site de l'avalanche, provoquant l'assemblage d'un supercontinent; les panaches mantelliques qui remontent peu après initient la fragmentation du supercontinent récemment assemblé. Pour Condie (1998), les épisodes de croissance crustale correspondent à des périodes d'assemblage des supercontinents; il est intéressant de noter que ce modèle ne formule aucune hypothèse sur le contexte (panache ou subduction?) de formation de la croûte : en effet, l'assemblage des supercontinents se fait par la disparition (par subduction) de croûte océanique; tandis que les avalanches froides induisent une remontée de manteau chaud, donc une activité accrue des panaches mantelliques (et un réchauffement d'ensemble du manteau supérieur : Davies, 1995).

Enfin, récemment une approche un peu différente a été proposée (Davies, 1995; Condie, 1998). Elle se base sur des modèles récents de convection dans le manteau (Machetel et Weber, 1991; Brunet et Machetel, 1998), qui développent la notion d'avalanche froide (Figure 2.5) : les plaques subductées ne peuvent normalement pas franchir la transition de phase des 670 km, et s'accumulent à cette profondeur. Lorsque suffisamment de matière s'est accumulée à ce niveau, les plaques froides “tombent” brusquement dans le manteau inférieur, et descendent jusqu'à la couche D” à la limite avec le noyau. Les plaques froides qui quittent le manteau supérieur sont remplacées par des péridotites chaudes (et neutres ou enrichies) du manteau inférieur, ce qui peut se manifester par une activité intense de panaches mantelliques. Ce modèle s'intègre à la notion de “cycle de Wilson” (ou “cycle des supercontinents” : Wilson et Burke, 1972; Murphy et Nance, 1991; Rogers, 1996), qui décrit au cours de l'histoire de la Terre une alternance de phases d'assemblage, et de dispersion, de ces supercontinents. Les avalanches froides “aspirent” le manteau supérieur vers un point situé au dessus du

2.2 Les conditions thermiques

2.2.1 Un flux de chaleur forcément plus élevé

A l'Archéen, la production de chaleur était plus importante ; par exemple, la production de chaleur par décomposition de radio-éléments était plus grande, sans doute environ deux fois plus grande à 2,5 Ga que maintenant (Lambert, 1976 et paragraphe 1.2). Par conséquent :

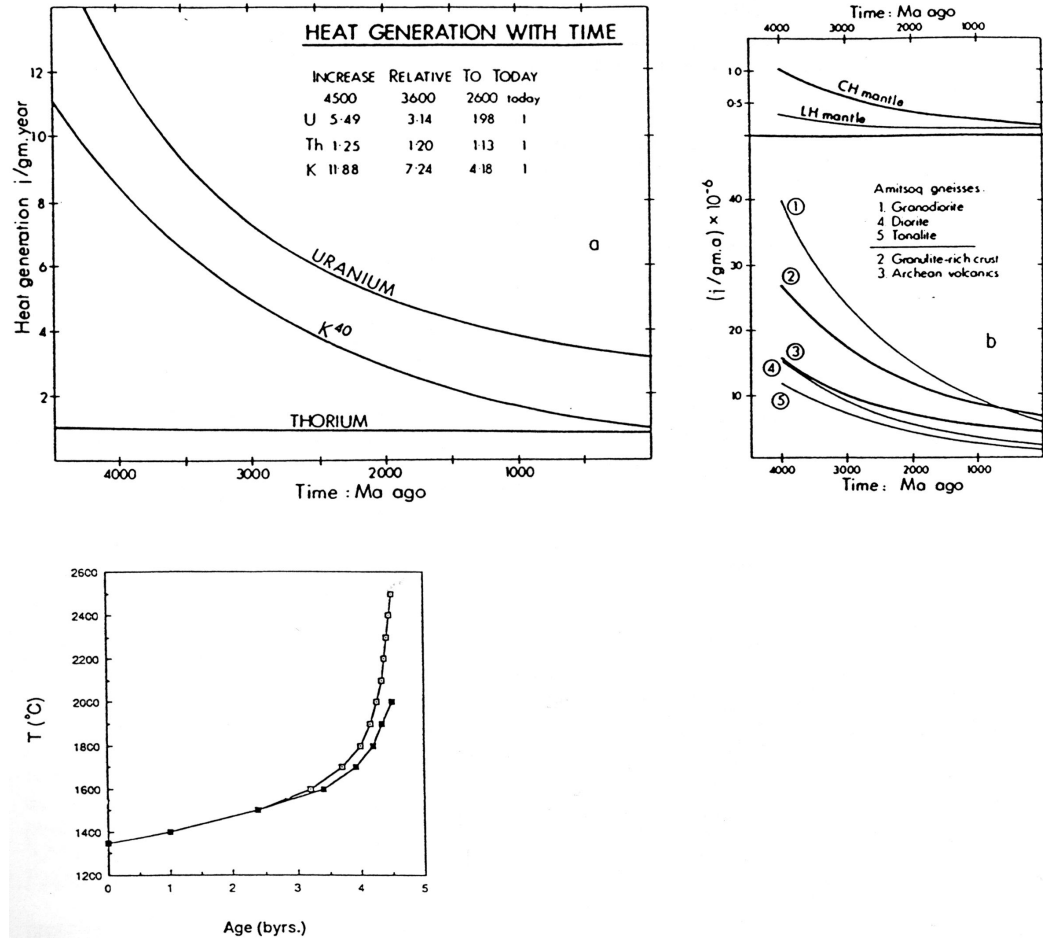


FIG. 2.6 – Les conditions thermiques archéennes. En haut : (a) Variation de la production de chaleur au cours du temps pour U, K et Th. (b) : Variation de la production de chaleur au cours du temps pour différentes roches. (Lambert, 1976). En bas : Refroidissement séculaire des températures potentielles du manteau supérieur (Richter, 1988). Les deux courbes diffèrent par des températures initiales de la Terre différentes.

- La Terre (en particulier son manteau) était sans doute plus chaude qu'à l'heure actuelle ; de près de 200°C pour le manteau d'après Richter, 1988.
- Cette chaleur plus importante devait être évacuée (sinon la Terre se serait réchauffée indéfiniment ...) A l'heure actuelle, l'essentiel de la chaleur terrestre est évacué par le biais de la formation et du refroidissement de croûte océanique, sur les rides médio-océaniques ; une plus faible quantité est évacuée par les panaches mantelliques ; le

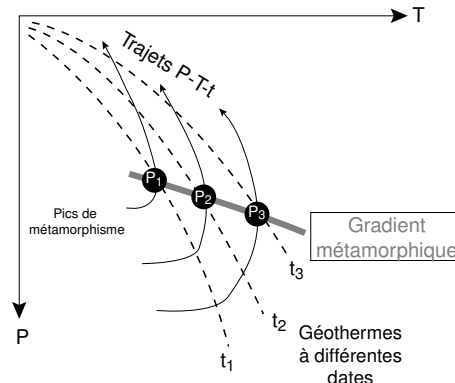


FIG. 2.7 – Relations entre les pics de métamorphisme (à des âges différents) et les géothermes qui existaient à ces dates.

reste est dissipé par conduction (diffusion) au travers des lithosphères continentales et surtout océaniques (Richter, 1985).

A l'Archéen, il est évidemment plus difficile de préciser comment la chaleur était évacuée : aucune mesure directe n'est évidemment possible ; pire, les zones océaniques n'ont pas été préservées, les seuls arguments sur lesquels il est possible de se baser sont les structures existant dans les continents.

2.2.2 Les indices de terrain

La nature des roches existantes

Deux types de roches sont particulièrement significatifs :

- Les TTG (décrites plus loin au paragraphe 4.1). La pétrologie expérimentale comme la géochimie permettent de contraindre les conditions P-T de formation des magmas sources (fusion d'amphibolite à grenat en présence d'eau) à 10–30 Kb, 1000°C. Ces conditions peuvent être réalisées dans différents contextes : soit dans une zone de subduction, qui serait alors anormalement chaude si on la compare à la structure thermique actuelle; soit en réchauffant une base de croûte épaisse (basaltique et hydratée), ce qui à l'heure actuelle n'est possible que dans des conditions transitoires (orogénèse ...)
- Les komatiites : leur teneur en Mg impliquerait une fusion aux alentours de 1600°C, kb, ce qui représente une température environ 400°C plus élevée que dans le manteau actuel.

Le métamorphisme

Le métamorphisme ne donne pas de mesures directes d'un paléogéotherme. En effet :

- Les enregistrements métamorphiques ne correspondent en général pas à un état stationnaire, à des conditions thermiques stables dans la lithosphère, mais plutôt à des états thermiques transitoires dus à une perturbation des gradients thermiques liée à un processus géologique. Ainsi, à l'heure actuelle, le métamorphisme général que l'on observe dans des terrains de gradient intermédiaire (MP-MT, type Massif Central par exemple) indiquerait un géotherme impliquant des températures au moho de l'ordre de 800°C, en contradiction notable avec les données de la géothermie qui prédisent une température au moho de l'ordre de 600°C pour une croûte continentale stable. Ce

gradient est un gradient anormal lié à l'orogénèse hercynienne. Réciproquement, ceci implique que le gradient géothermique d'une croûte stable n'est préservé à peu près nulle part. Il en va sans doute de même à l'Archéen. Il faut donc insister sur le fait que les gradients archéens sont des gradients transitoires, perturbés, liés à un événement tectono-métamorphique. L'estimation des géothermes stables ne peut donc pas venir de ces données.

- Le gradient métamorphique ne représente pas le gradient géothermique à une date donnée ! En effet le gradient métamorphique est défini par les enregistrements des conditions P-T à différentes profondeurs ; les valeurs enregistrées dans les roches sont en général les pics de température. Mais rien ne dit que les pics de température étaient synchrones à tout les niveaux de la croûte ; au contraire, si on considère par exemple une perturbation thermique, elle se propage avec une vitesse liée au coefficient de diffusion de la chaleur dans la croûte. Par conséquent, le gradient métamorphique ne fossilise pas un “paléo-géotherme”, sauf si on arrive à démontrer que tout les pics de métamorphismes sont exactement synchrones (Figure 2.7).

Les seules informations qu'apporte le métamorphisme quant aux géothermes sont donc de nature essentiellement qualitatives.

On peut néanmoins tirer les conclusions suivantes de l'étude du métamorphisme dans les terrains archéens :

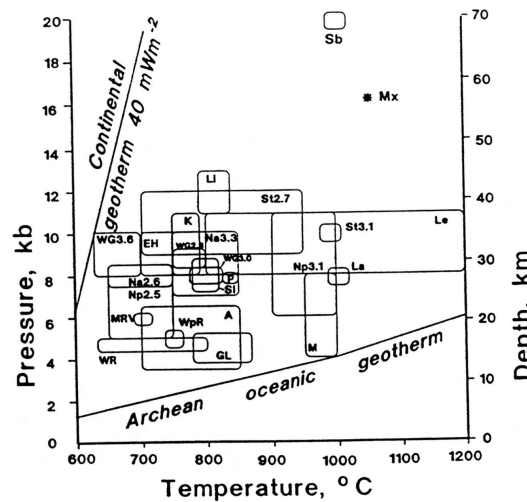


FIG. 2.8 – Conditions métamorphiques pour les granulites archéennes (Percival, 1994).

- Le métamorphisme de HP-BT est inconnu à l'Archéen ; en fait les plus anciens schistes bleus et élogites connus appartiennent au Protérozoïque (1800 Ma : Liou et al., 1988).
- Que ce soit dans les terrains de bas degré métamorphique (“granite-greenstone”) ou dans les terrains de plus haut degré (granulite), les gradients enregistrés sont de l'ordre de 30°C par kilomètre (Delor et al., 1991; Percival, 1994), ce qui est certes supérieur aux géothermes stables actuels (20°C par kilomètre en moyenne sur toute l'épaisseur de la croûte), mais en tout cas comparables aux géothermes que l'on trouve dans des orogénèses actuelles (par exemple pour la chaîne hercynienne : de 15 à 40°C/km selon les étapes de l'orogénèse : England et Thompson, 1984).

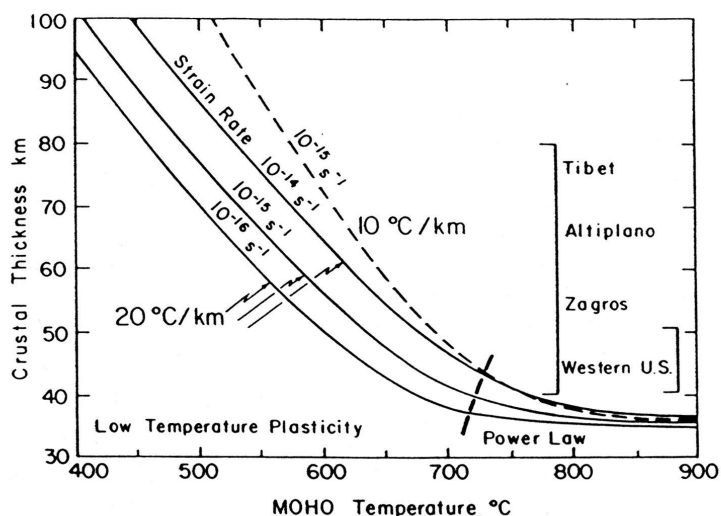


FIG. 2.9 – Épaisseur crustale maximale que peut supporter une lithosphère continentale pour différentes vitesses de compression, en fonction de la température au moho. La courbe en pointillé est calculée pour un géotherme de $10^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (au lieu de $20^{\circ}\text{C}/\text{km}$ pour les autres). Il suffit d'une température au moho de l'ordre de 700°C pour rendre tout épaississement crustal significatif pratiquement impossible d'un point de vue mécanique. (England et Bickle, 1984).

- Quoi qu'il en soit, vu l'épaisseur probable de la croûte archéenne, son gradient ne pouvait pas être beaucoup plus fort qu'à l'heure actuelle, faute de quoi la base de la croûte aurait connu en permanence des conditions de température telle qu'elle serait totalement fondue (Burke et Kidd, 1978).

Ces observations impliquent donc les deux conclusions suivantes :

- L'épaississement crustal (et éventuellement la subduction continentale), qui semble être le processus dominant de l'édification des chaînes de montagnes actuelles, semble inexistant à l'Archéen. Il a été proposé que le flux de chaleur important de cette période conduisait à une rhéologie plus "molle", et donc rendait mécaniquement impossible l'édification d'empilements crustaux importants (ils s'effondreraient sous leur propre poids avant d'atteindre une épaisseur suffisante : England et Bickle, 1984 et figure 2.9).
- En revanche, même les épisodes thermiques "transitoires" ne semblent pas avoir induit dans la croûte continentale un gradient thermique sensiblement plus important à l'Archéen que maintenant. Ceci implique que, comme de nos jours, ce n'était pas par conduction au travers des continents qu'était évacuée la plus grande quantité de chaleur produite à l'Archéen (Burke et Kidd, 1978; Richter, 1984).

Une lithosphère continentale épaisse à l'Archéen?

Cette dernière idée est confirmée par l'étude de diamants archéens, datés à $3,3 \pm 0,1$ Ga (Richardson et al., 1984) trouvés dans des alluvions dérivant de kimberlites sud-africaines : ils se seraient équilibrés à 150-200 km (c'est à dire en base de lithosphère) et $900-1200^{\circ}\text{C}$ (Boyd et al., 1985) : des conditions pas très différentes de celles que l'on connaît à l'heure

actuelle, voire plutôt plus froides. Ceci implique que, déjà à l'Archéen, une lithosphère continentale d'une épaisseur comparable à l'actuelle existait. Cette conclusion rejoint celle tirée de la modélisation thermique par Richter (1985), pour qui la lithosphère archéenne pourrait avoir eu une épaisseur de 150–200 km ; elle serait alors caractérisée par une identité chimique plus que thermique. Au point de vue géochimique, on peut se demander si elle avait déjà à cette époque une individualité, et si elle a été préservée au moins par endroit jusqu'à l'heure actuelle ; les études isotopiques tendent à confirmer que, dès l'Archéen, s'était individualisé un réservoir sous-continental aux caractéristiques chimiques propres, ce qui plaide en faveur de l'existence d'une lithosphère. Au point de vue thermique, cela implique que la lithosphère continentale n'était pas traversée à l'Archéen par un flux de chaleur sensiblement plus important qu'à l'heure actuelle.

2.2.3 Le “paradoxe thermique” de l'Archéen et sa résolution

Ce point capital pour la géologie de l'Archéen a été mis en évidence par Bickle, 1978 et 1986, qui le définit comme “paradoxe thermique de l'Archéen” : comment un flux global de chaleur deux à trois fois plus important qu'actuellement pouvait-il être évacué sans que le flux continental soit différent ? On peut envisager deux solutions :

- Soit la répartition du flux de chaleur en base de lithosphère était la même à l'Archéen que à l'heure actuelle. Ceci implique que la lithosphère continentale était traversée par un flux thermique global plus important. Comme on a vu qu'il ne peut pas s'agir d'un transfert conductif, la seule solution est que la chaleur ait été transportée par convection dans la croûte : soit par la mise en place de magmas (ceintures de roches vertes, plutons granitiques) (Wells, 1981; Bohlen, 1991), soit par des fluides mantelliques chauds liés au métamorphisme (Newton, 1989, 1990). Mais les épisodes magmatiques dans une région donnée sont relativement ponctuels dans le temps, et semblent difficilement pouvoir constituer un mode permanent d'évacuation de la chaleur.
- Soit la répartition du flux de chaleur était différente, et une plus grande proportion de la chaleur s'évacuait par les aires océaniques. A l'échelle de la Terre, la conduction est un mode relativement inefficace d'évacuation de la chaleur comparé à la convection ; en d'autres termes, si il y a beaucoup de chaleur à dissiper, il est “plus efficace” d'augmenter la convection que de tenter de la dissiper en augmentant la conduction. A l'heure actuelle, c'est déjà près de 85% de la chaleur terrestre qui s'évacue par ce moyen (Davies et Richards, 1992; Davies, 1993), alors que les océans représentent 70% de la surface terrestre ; à l'Archéen sans doute encore plus.

Le plus vraisemblable est donc que la chaleur s'évacuait surtout par les aires océaniques. On peut envisager qu'une lithosphère océanique plus jeune en moyenne que maintenant, donc plus mince et moins isolante, permette d'évacuer plus de chaleur par conduction au travers de la lithosphère océanique ; cependant, là encore la conduction n'est sans doute pas un mode efficace de dissipation de la chaleur.

Il en résulte que la seule façon réaliste d'évacuer la chaleur à l'Archéen est d'avoir une convection plus active dans le manteau, et jusqu'au voisinage de la surface. Ce point est riche d'implications géologiques, puisque c'est en définitive la convection mantellique qui règle les phénomènes géologiques à la surface de la Terre. Quoi qu'il en soit, cette conclusion ne précise en rien la géométrie de cette convection.

2.2.4 La convection dans le manteau

Le nombre de Rayleigh et l'allure de la convection

L'allure de la convection est donnée par le nombre de Rayleigh, qui s'écrit :

$$R_a = \frac{g\alpha\rho qh^5}{\nu\kappa k}$$

où g est la constante de gravité; α le taux d'expansion thermique du matériau convectant; ρ sa masse volumique; q la production de chaleur au sein du matériau convectant; h la hauteur du volume qui convecte; ν la viscosité du matériau; κ la diffusivité, et k la conductivité thermique.

Il s'agit là d'un rapport entre des termes moteurs (au numérateur), liés à la hauteur du volume qui convecte, à la différence verticale de température au sein de ce volume, et à la capacité d'expansion thermique des matériaux convectant (une forte expansivité permet de former des bulles de matériel chaud et léger); et des termes "freins" (au dénominateur) qui sont causés par les frottements, et l'efficacité de la diffusion (si la diffusion est très efficace la convection n'a pas lieu d'être).

On considère que, à partir de $R_a = 2000$, la convection devient plus efficace que la conduction pour évacuer la chaleur.

L'allure de la convection est donné par R_a . Sans rentrer dans les détails, plus R_a augmente, et plus la convection est diffuse et désorganisée. Pour des R_a relativement faibles ($2.10^3 < R_a < 10^5$), la convection s'organise en grands rouleaux réguliers et stables; au fur et à mesure que R_a augmente, on arrive à des cellules plus petites et hexagonales ($10^5 < R_a < 10^6$); puis à des régimes où les mouvements de matière sont plus diffus, et où la localisation des branches ascendantes ou descendantes change avec le temps ($10^6 < R_a < 10^9$); finalement, on arrive à des régimes turbulents ($R_a > 10^9$).

La convection actuelle

En se donnant des valeurs raisonnables pour les différents paramètres, on obtient pour le manteau actuel un R_a de l'ordre de 2.10^9 . Ceci implique donc une convection à la limite du domaine chaotique; de nombreux modèles récents proposent des schémas de convection obéissant à cette contrainte, et intégrant des données géologiques (Machetel et Brunet, 1987; Machetel et Weber, 1993). Quoi qu'il en soit, la convection actuelle est à l'évidence encore assez linéaire: même si les cellules de convection ne sont pas les grands rouleaux que l'on imagine par analogie avec ce que l'on peut observer à R_a faible, la disposition linéaire des zones de descente (subduction) et de remontée (dorsales?) suggère des cellules d'assez grandes dimensions (plusieurs milliers de kilomètres).

La convection archéenne

Pour l'Archéen, les seuls paramètres qu'il est raisonnable de faire varier sont q , la production de chaleur; et ν : si les températures au sein du manteau sont plus fortes, sa viscosité diminue. Si on se base sur les estimations de Lambert (1976), q peut, entre l'Archéen et l'actuel, varier d'un facteur 2 à 4, qui se propage dans R_a . Quant à ν , sa dépendance en température est mal connue; Davies et Richards (1992) suggèrent qu'une augmentation de température de 100°C pourrait résulter en une diminution d'un ordre de grandeur de la viscosité. Le nombre de Rayleigh de l'Archéen serait donc 1 à 2 ordres de grandeur supérieur à celui que l'on connaît de nos jours. On serait alors en domaine bien plus chaotique qu'à l'heure actuelle, et on attend une convection nettement plus désorganisée, et moins liée à des structures linéaires comme celles du présent.

Les modes d'évacuation de la chaleur

Trois grandes familles d'interprétation, pas forcément mutuellement exclusives, sont proposées :

- Soit des "microplaques" : si les plaques Archéennes étaient significativement plus petites

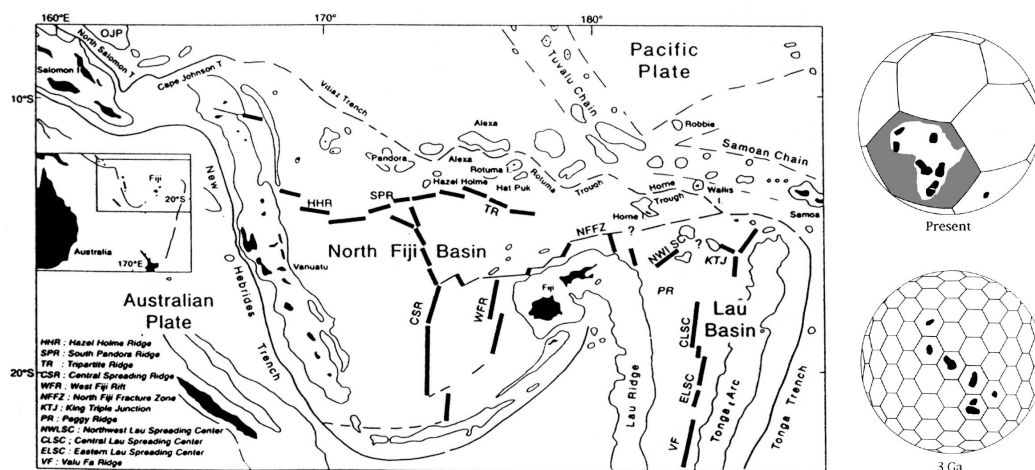


FIG. 2.10 – Schéma géodynamique du bassin des Fidji. L'existence de nombreuses dorsales se traduit par un flux de chaleur élevé (Lagabrielle et al., 1997). A droite : comment les blocs archéens d'Afrique pourraient se disposer sur des plaques de plus petite taille, ce qui crée une plus grande longueur de dorsale (de Wit et Hart, 1993).

(quelques centaines de km au lieu de quelques milliers) que les plaques actuelles, alors la plus grande longueur de dorsales permettrait une évacuation de chaleur suffisante (De Wit et Hart, 1993 et figure 2.10). Parallèlement, une vitesse d'expansion à la dorsale plus grande permet aussi d'évacuer plus de chaleur. Le lien entre longueur de ride, et flux de chaleur a été mis en évidence dans le bassin des Fidji (Lagabrielle et al., 1997), où de nombreuses dorsales sont actives en même temps, ce qui se traduit dans cette région par un flux de chaleur anormalement élevé (165 mW/m^2 , près du double du flux océanique normal), et comparable à celui de l'Archéen.

- Soit une longueur de dorsale et une vitesse d'expansion pas spécialement plus grande qu'à l'heure actuelle, mais avec une activité magmatique plus forte, résultant en une croûte océanique d'épaisseur qui pourrait atteindre 30 km (Bickle, 1986). Un aspect intéressant de ce modèle est que, dans ce cas, les structures de cette croûte océanique seraient tout à fait différentes des ophiolites actuelles ... ce qui pourrait être une des raisons pour laquelle on ne retrouve pas d'ophiolites archéennes !
- Soit des panaches mantelliques (Hamilton, 1998) : sans préjuger de la forme ou de la taille des plaques, on peut supposer que à l'Archéen une partie plus importante de la chaleur était véhiculée par des remontées ponctuelles de matériel mantellique profond (plutôt que par des remontées linéaires). Dans ce schéma, il n'existe alors plus de plaques au sens de la géologie moderne, mais une grande abondance de zones de remontées ponctuelles qui créaient des provinces basaltiques, ou interagiraient avec de la croûte préexistante.

Chapitre 3

Les structures tectoniques archéennes

3.1 Les apports du métamorphisme

Les arguments métamorphiques ont déjà été utilisés pour discuter du flux de chaleur continental à l'Archéen. Mais les données métamorphiques ont aussi été utilisées pour discuter des contextes géodynamiques pouvant exister pendant l'Archéen. Quelques arguments majeurs sont rapportés ici :

- Le métamorphisme HP-BT est inconnu à l'Archéen. Cependant, la récente découverte de xénolithes écloitiques (dans des kimberlites), dont la chimie est compatible avec le résidu de la fusion de basaltes océaniques (Rollinson, 1997), laisse supposer que les roches de haute pression, si elles sont bien absentes de la croûte continentale, existaient dans la croûte océanique, même si elles ont totalement été subductées. L'absence d'éclogites archéennes signifie donc qu'elles ne sont pas remontées à la surface, pas nécessairement qu'elles ne se soient pas formées.
- Aucune pression supérieure à 12 Kb n'a été rapportée pour les terrains archéens. Ceci implique un épaississement crustal modéré à nul pendant toute la période.
- En revanche, l'Archéen est caractérisé par de grandes provinces granulitiques (Percival, 1993), avec des températures de 700 à 1000°C et des pressions de 6 à 12 Kb. Ces conditions ne sont sans doute pas celles d'une croûte continentale stable, comme cela a été discuté précédemment.
- Ces granulites sont soit des matériaux anciens, transformés, soit des magmas juvéniles, qui ont cristallisé dans les conditions du faciès granulite (Percival, 1994; Bohlender et al., 1992).
- Deux types de trajets PTt ont été reconnus dans ces terrains :
 - Des trajets “anti-horaires” (réchauffement isobare) indiqueraient plutôt le sous-placage de matériaux chauds, réchauffant la totalité de la croûte. La zonation verticale des âges observée dans la Province du Supérieur (les plus jeunes vers le bas : Corfu, 1987; Krogh, 1993) est un fort argument en faveur de ce processus.
 - Des trajets “horaires” (enfouissement, puis réchauffement) témoigneraient de contextes de collision ou de subduction (le réchauffement lié à la relaxation thermique suit l'épaississement crustal).
- L'interprétation en terme de contexte géodynamique n'est pas en revanche univoque : ainsi, le sous-placage peut tout aussi bien se faire dans un contexte de point chaud intracontinental, que dans une zone de subduction (sous-placage par du magmatisme de zone de subduction).

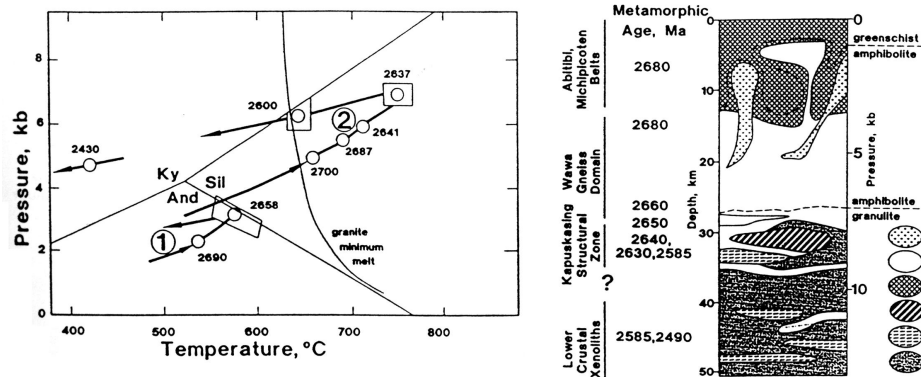


FIG. 3.1 – A gauche, trajets P - T anti-horaires dans des granulites de la Province du Supérieur. A droite, zonation inverse des âges dans la croûte de la Province du Supérieur (Percival, 1994).

- Enfin, les provinces granulitiques représentent à l'Archéen une surface énorme, en rien comparable à ce que ces roches représentent à l'heure actuelle. Faut-il envisager un mécanisme spécifique pour leur formation ou trouverait-on l'équivalent dans les racines de zones orogéniques récentes? En tout cas, la racine orogénique (panafricaine : 500 Ma) de Madagascar (Martelat, 1998) est analogue aux provinces granulitiques archéennes. Et il est vraisemblable que sous l'Himalaya-Tibet actuel, on trouve des conditions métamorphiques correspondant au faciès granulite (England et Thompson, 1984; Platt et England, 1993).

Tout ceci implique une dynamique continentale marquée par des épaisissements modérés ou nuls, où la convergence était accommodée par des mouvements différentiels horizontaux entre des blocs continentaux.

3.2 Des structures omniprésentes et ambiguës

- Des foliations verticales à grande distance : dans l'Archéen, on trouve avec une remarquable régularité des provinces où la foliation est verticale, ou sub-verticale, avec une direction à peu près homogène à longue distance. Cette disposition contraste fortement avec les structures phanérozoïques, où les foliations sont généralement proches de l'horizontale, sauf dans des zones localisées.
- Des zones de cisaillement verticales : la majorité des cratons sont affectés par un réseau de zones de cisaillement d'échelle crustale, verticales ou à très fort pendage; elles portent souvent des linéations horizontales. Dans le Phanérozoïque, de telles structures existent, mais les structures tectoniques les plus marquantes à l'échelle continentale sont les grands chevauchements.

Ces structures s'interprètent sans doute en terme de compression, ou de transpression, accommodée à l'Archéen de façon différente de celle que l'on connaît dans les périodes actuelles : alors que, au Phanérozoïque, la convergence est accommodée par l'épaississement de la lithosphère et des structures en chevauchement, à l'Archéen les conditions rhéologiques et thermiques rendaient certainement l'épaississement crustal impossible. La convergence était donc certainement accommodée par le mouvement de blocs relativement rigides au long de zones de cisaillement (un peu à la façon dont la convergence Inde-Asie est accommodée à l'heure actuelle par le jeu de grands

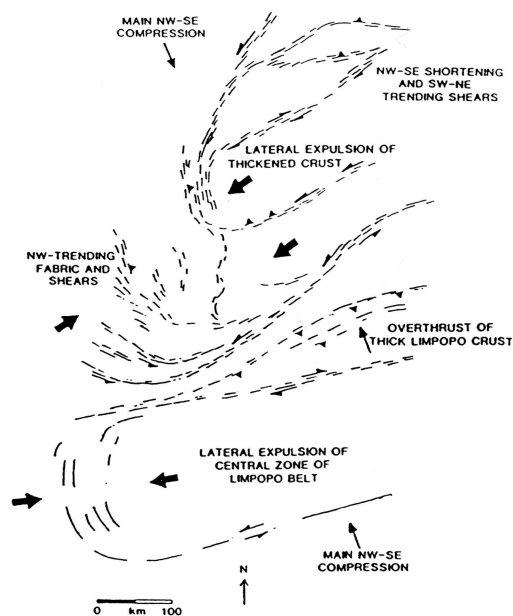


FIG. 3.2 – Un exemple de réseau de zones de cisaillement: la ceinture du Limpopo et la marge sud du craton du Zimbabwe (Treloar et al., 1992). Le rapprochement est accommodé par le chevauchement de la ceinture du Limpopo sur le craton du Zimbabwe, mais surtout par l'extrusion de blocs le long de cisaillements verticaux.

décrochements —failles du fleuve Rouge, du Kunlun, de l'Altyn-Tagh, etc.— mais à l'échelle de 10–100 km).

Un premier mode de déformation de la lithosphère archéenne se manifeste donc par des collisions de blocs continentaux, avec épaississement crustal modéré. Un tel mode de déformation de la lithosphère semble avoir encore été opérant, au moins par endroits, au panafricain; Martelat (1998); Martelat et al., (2000) ont décrit à Madagascar un réseau de zones de cisaillement panafricaines (600 Ma environ) qui semblent avoir accommodé, avec un épaississement crustal modéré, la convergence entre des blocs rigides.

3.3 Des structures évoquant une tectonique des plaque proche du régime actuel

Dans différentes régions, des structures ont été décrites et interprétées en termes de "tectonique des plaques" avec des concepts et des mécanismes similaires à ceux que l'on connaît à l'heure actuelle.

- Des nappes de charriage: les plus typiques ont été décrites dans les terrains granulitiques du Groenland par Myers, 1976; Myers et Kröner, 1994. Ils décrivent de grands plis couchés, replissés, dans les gneiss et anorthosites de Fiskenaesset.
- Dans la Province du Supérieur canadienne, les profils LITHOPROBE, d'une part (Calvert et al., 1995; Clowes et al., 1998), les études géochronologiques et géochimiques, d'autre part (Card et al., 1990 par exemple), ont mis en évidence que cette région est composée d'un assemblage de petits blocs allongés (20 × 100 km). Ces blocs sont

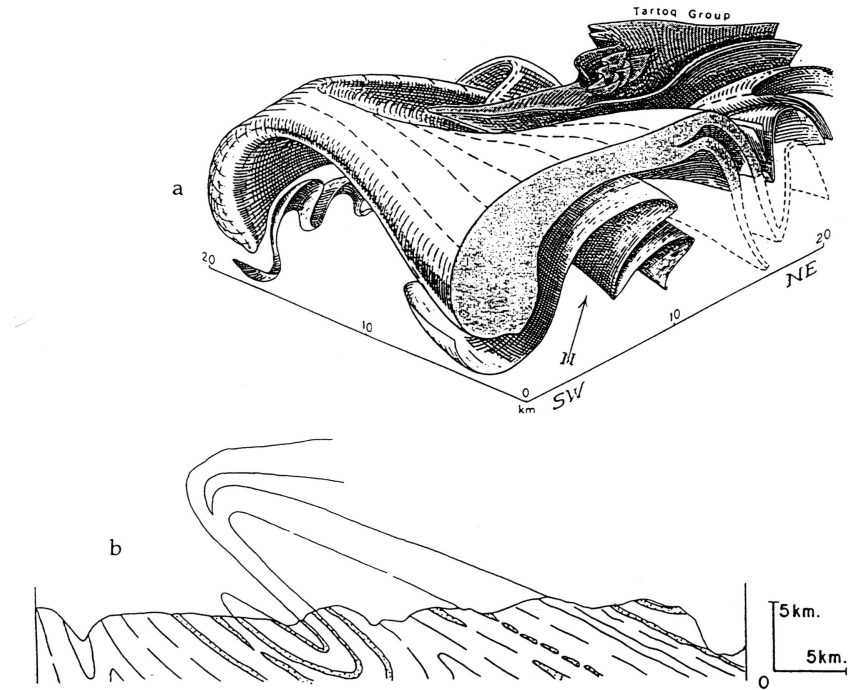


FIG. 3.3 – Structure en plis couchés des terrains de Fiskenaesset (SW du Groënland), (Myers et Kröner, 1994).

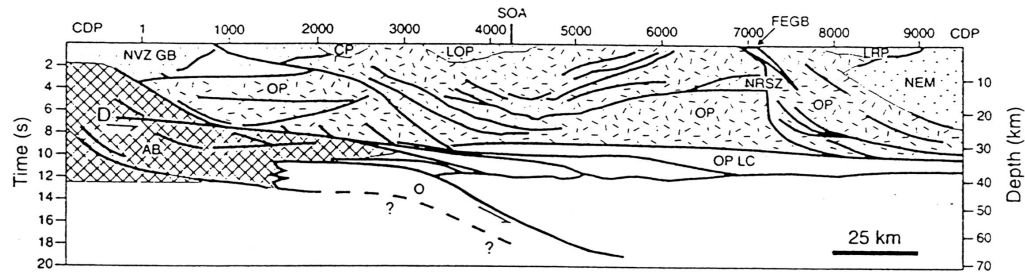


FIG. 3.4 – Interprétation de profils de sismique-réflexion dans le Sud-Est de la Province du Supérieur (Clowes et al., 1998). Ce profil montre les sous-provinces comme un empilement de nappes, séparés par des chevauchements à faible pendage. Des réflecteurs profonds sont interprétés comme un plan de subduction fossile.

séparés par des chevauchements à vergence Sud, qui semblent avoir été verticalisés plus tard. Cette structure a été interprétée en termes de collage de microblocons continentaux, sans doute des arcs insulaires finalement peu différents de ceux que l'on connaît dans la période présente. On aurait donc affaire à un processus assez analogue à l'accrétion des "terrane" de l'Ouest de l'Amérique ou du Japon (Taira et al., 1982), ou encore aux stades précoces de la formation de l'Himalaya (collage des blocs du Kunlun, du Tibet, du Tarim, etc.) avec des blocs plus petits.

Ce modèle a été exporté, avec plus ou moins de succès, dans d'autres régions. Ainsi le

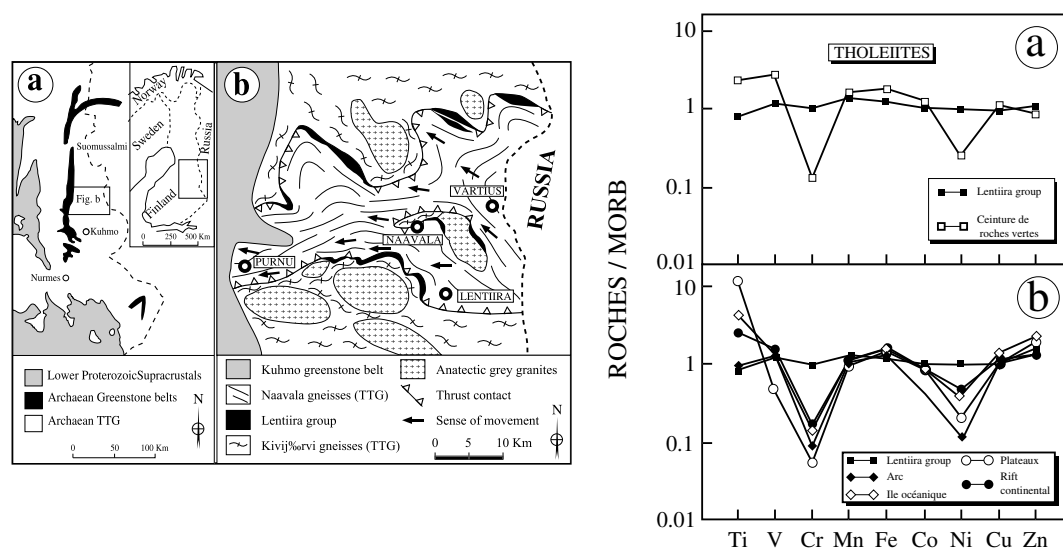


FIG. 3.5 – Reliques océaniques dans l'Archéen de Finlande (Blais et al., 1997). A gauche : localisation des amphibolites de Lentiira (3, en noir) dans un plan de chevauchement (5) qui sépare le bloc des gneiss de Naavala (2) de celui des gneiss de Kivijärvi (4a), localement migmatitiques (4b). (1) : Ceinture de roches vertes; (6) : Sens de déplacement. A droite : Diagramme normé aux MORB montrant les teneurs en éléments de transition de ces amphibolites. Ces teneurs, proches de celles des MORB (profil plat à une fois les MORB) sont nettement différentes, tant de celles des ceintures de roches vertes (en haut) que de celles des tholéïtes de différents environnements actuels (en bas).

craton de Pilbara serait composé de trois blocs assemblés (Kiyokawa et Taira, 1998). En Inde, un modèle analogue a été présenté pour la partie Est du craton de Dharwar (voir deuxième partie), les ceintures de roches vertes de Kolar et de Ramagiri constitueraient des frontières entre blocs. Dans le Lewisien d'Ecosse, Kinny et Friend (1997) distinguent des blocs d'affinités différentes.

- En Finlande, la récente découverte d'amphibolites assez particulières (Jégouzo et Blais, 1995 ; Blais et al., 1997) apporte une nouvelle pièce au débat. En effet, ces amphibolites, connues sous le nom de "groupe de Lentiira" présentent toutes les caractéristiques attendues pour des restes d'ophiolites :
 - Elles ont une position structurale convenable, puisqu'elles apparaissent pincées dans des chevauchements (horizontaux) qui séparent des blocs d'affinité différente ;
 - Elles ont une signature géochimique qui n'est pas celle des basaltes "ordinaires" des ceintures de roches vertes. En revanche, leur signature géochimique évoque plus celle des MORB actuels, elles pourraient donc représenter des fragments de croûte océanique archéenne.

On aurait donc, pour la première fois, la preuve d'une obduction archéenne, avec la fermeture d'un bassin océanique selon des modalités tout à fait semblables au régime tectonique actuel.

Un second mode de déformation actif à l'Archéen se manifesterait donc par un collage de blocs continentaux, par l'intermédiaire de chevauchements.

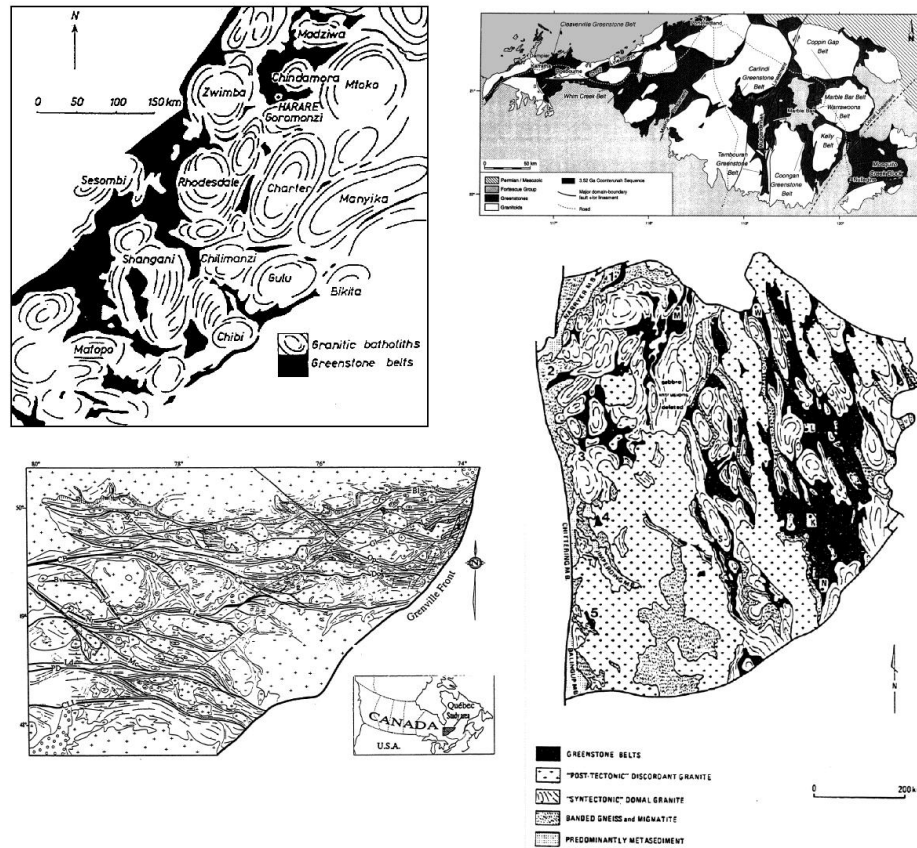


FIG. 3.6 – Exemples de structures en dômes et bassins. En haut : au Zimbabwe (Mc Gregor, 1951) et dans le craton de Pilbara (de Wit, 1998), les dômes de gneiss (en blanc) sont ovoïdes et bien développés. Ils séparent des bassins étroits et profonds formés par les ceintures de roches vertes (en noir). Dans ces régions, la sagduction est nettement plus récente que la formation des roches impliquées. En bas : dans l'Abitibi (Chown et al., 1992) et dans le craton de Yilgarn (Gee et al., 1981), les dômes sont moins bien développés, et ils sont bordés par des cisaillements importants, qui découpent le craton en blocs allongés. Dans ces terrains, la sagduction suit de très près (moins de 50 Ma) la formation des roches affectées. Toutes les cartes sont approximativement à la même échelle.

3.4 Des structures qui ne peuvent pas s'interpréter en termes actualistes

Une des structures les plus caractéristiques des terrains archéens, connue de longue date (Mc Gregor, 1951; Gorman et al., 1978; Goodwin, 1974; et revue dans Chardon, 1997), est représentée par des structures en “dômes et bassins”. Il s’agit de dômes circulaires ou elliptiques formés de gneiss, avec des foliations concentriques plates au centre et à fort pendage sur le bord, d’un diamètre de 10 à 40 km. Ces dômes sont par fois déformés sur leur bord par les zones de cisaillement décrites précédemment, qui semblent soit synchrones, soit légèrement plus tardives que les dômes. Entre les dômes gneissiques, des ceintures de roches vertes forment des bassins synformes étroits et allongés, éventuellement très profonds (5 à 10 km!). Ces bassins forment un réseau anastomosé autour des dômes; les foliations y

prolongent celles que l'on observe dans les dômes de gneiss.

Ces structures sont particulièrement évidentes dans le craton de Pilbara (Collins et al., 1998), et au Zimbabwe, où on observe de grands dômes elliptiques ou ronds de plusieurs dizaines de kilomètres de diamètre. Ailleurs, par exemple dans le craton de Dharwar, en Inde, ces dômes ont été affectés par les cisaillements légèrement plus tardifs et la forme cartographique typique est moins reconnaissable. Cependant, les études cartographiques détaillées ont permis d'y mettre en évidence ces structures.

Comme pour toutes les structures en dôme (actuelles ou passées), différents modèles ont été proposés (Brun, 1983).

- Des anticlinaux et synclinaux formés en contexte compressif; le plus souvent les interprétations proposent deux phases de plissement orthogonales (voir par exemple la seconde partie pour l'exemple indien). Cependant, il semble que la cartographie du champ de déformation permette d'éliminer cette hypothèse.
- Des dômes en extension ("metamorphic core complex"): un tel modèle a été proposé pour les dômes du craton de Pilbara (Zegers et al., 1996).
- Des structures diapiriques: c'est l'hypothèse actuellement la plus répandue pour ce genre de structures. L'étude du champ de déformation permet de démontrer que le modèle le plus plausible de formation des structures en dômes et bassins est la remontée diapirique des gneiss relativement aux ceintures de roches vertes. Ceci explique non seulement la disposition des foliations au sein des dômes, mais aussi les critères de mouvement sur les interfaces entre gneiss et roches vertes (voir l'exemple indien, deuxième partie).

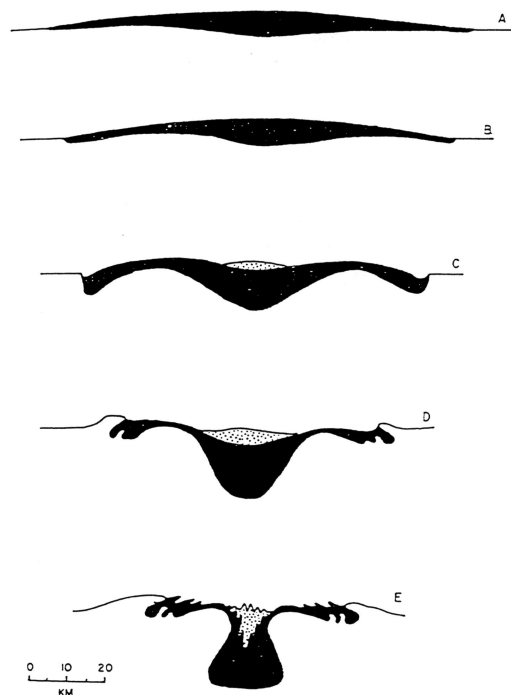


FIG. 3.7 – Schéma de principe du développement de structures en dômes et bassins. Laves basiques en noir, gneiss en blancs, sédiments détritiques et laves "d'arc" en pointillés (Gorman et al., 1978)

Un tel mouvement est interprété en terme de “sagduction” : les ceintures de roches vertes, formées en grande partie de roches volcaniques basiques et ultrabasiques, sont plus denses que les gneiss. Dès lors que ces roches vertes surplombent les gneiss, une situation de déséquilibre gravitaire se crée (“stratification de densité inverse”), qui ne peut pas aisément perdurer. Cette situation n’est préservée que tant que la rhéologie des gneiss ne permet pas de déformations notables. Dès que la croûte se réchauffe, les gneiss deviennent plus ductiles. Les ceintures de roches vertes, plus denses, peuvent alors s’enfoncer dans les gneiss et former des diapirs descendants de roches vertes, isolant des dômes gneissiques. La sagduction peut donc se déclencher n’importe quand après l’établissement de la stratification de densité inverse. En pratique, c’est souvent à la fin de l’Archéen, mais il arrive que ce ne soit qu’au Protérozoïque que commence le développement de ces structures, au détriment d’une stratification de densité mise en place à l’Archéen (Brésil : Martin et al., 1997).

Ce troisième mode de déformation de la croûte est typique de l’Archéen et n’existe pas plus tard ; il présente la double particularité de déformer la croûte dans tout son volume (et non pas de façon localisée, comme dans les régimes actuels), et de donner lieu à des mouvements principalement verticaux (par opposition à la tectonique essentiellement horizontale des périodes plus récentes). Enfin, c’est un mode de déformation où les forces de volume (gravité) dominent sur les forces aux limites (mouvement des plaques), à l’inverse des zones déformées actuelles. C’est donc un mode de déformation typique de l’Archéen, qui disparaît à la fin de la période ; il n’est rendu possible que par la conjonction de la spécificité lithologique de l’Archéen (bimodalisme) et de son régime thermique chaud qui permet de créer la rhéologie nécessaire au déclenchement de ces mouvements.

Un tel régime de déformation ne peut pas du tout s’interpréter en terme de tectonique des plaques ; il impose que, au moins pendant une partie de l’Archéen, les conditions tectoniques ne ressemblaient en rien à celles que l’on connaît à l’heure actuelle. Une interprétation proposée par Choukroune et al. 1997, serait une géodynamique dominée par des panaches mantelliques ; l’impact des panaches ascendants sur une lithosphère existante permettrait le réchauffement et le ramollissement de la lithosphère.

3.5 Une succession de deux régimes ?

L’existence des deux styles tectoniques (horizontal et vertical), si elle est bien établie, semble pourtant contradictoire. Certains arguments laissent supposer qu’il pourrait s’agir d’une succession dans le temps, où la tectonique horizontale serait suivie de mouvements verticaux :

- En Finlande, où les foliations sont partout verticales, des linéations plus anciennes sont observées. En reconstituant la géométrie “anté-verticalisation”, il s’avère que ces linéations étaient anciennement horizontales. On a donc la trace de deux épisodes successifs, le premier caractérisé par des mouvements tectoniques horizontaux, le suivant marqué par une tectonique verticale.
- En se basant sur une comparaison entre différentes provinces archéennes (craton de Dharwar, Mauritanie, Province du Supérieur), Choukroune et al. (1997) proposent un schéma d’évolution global, où la compression est accommodée d’abord par des collages de blocs et des chevauchements, puis par une déformation de volume par sagduction et mouvement au long de décrochements affectant le continent nouvellement formé.
- Au Zimbabwe, Dirks et Jelsma (1998) proposent, dans un article controversé (discussions par Blenkinsop, 1998 ; Ridley et al., 1998) que le craton du Zimbabwe ait connu, pendant la fin de l’Archéen, deux régimes tectoniques successifs : le premier caractérisé par une tectonique horizontale, en chevauchements ; le second caractérisé par une déformation de l’ensemble de la croûte en dômes et bassins.

3.5. UNE SUCCESSION DE DEUX RÉGIMES?

- C'est aussi le modèle qui semble le plus plausible dans le craton de Pilbara, en Australie ; il est discuté dans la cinquième partie.

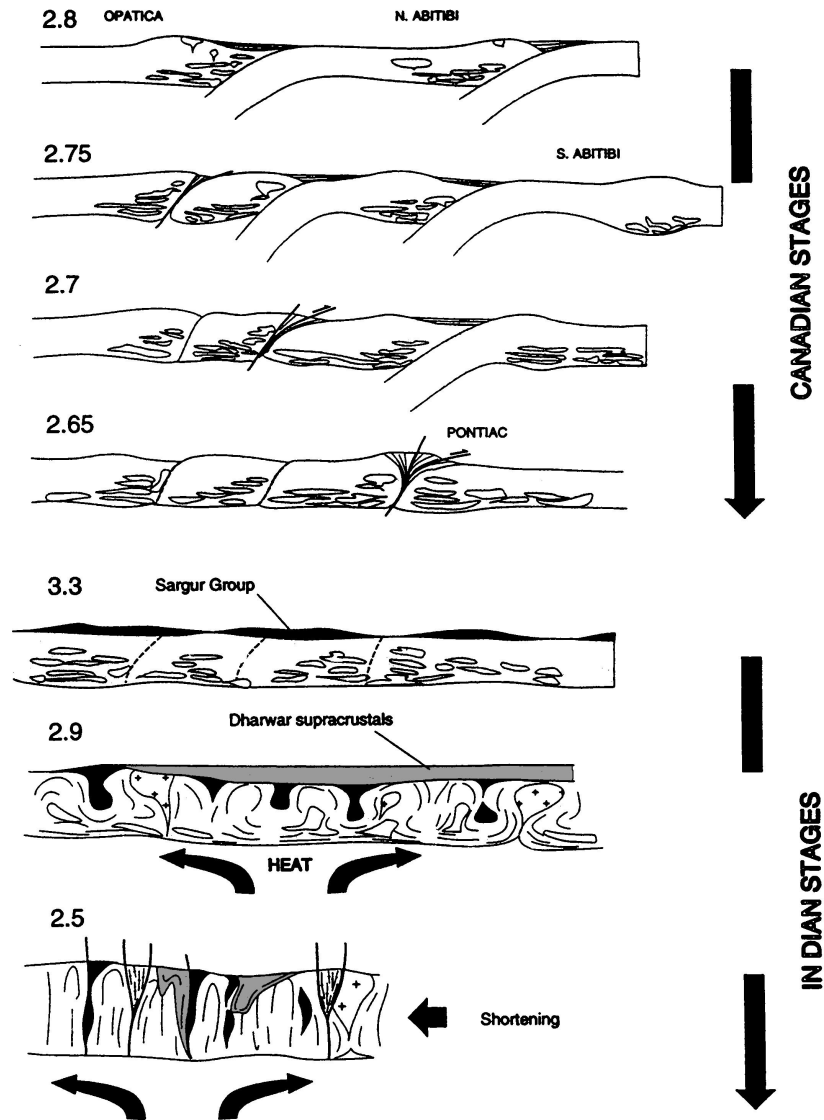


FIG. 3.8 – Schéma de principe montrant la succession de deux régimes tectoniques pour la formation des cratons archéens: collage d'arcs insulaires; dépôt de sédiments et de laves denses sur ce continent; puis remaniement du bloc formé par sagduction, sous l'effet d'un réchauffement de la base de la lithosphère. Les étapes d'accrétion sont inspirées de la structure du Sud-Est de la Province Supérieure (Canada); les étapes de sagduction, par celle de la partie Ouest du Craton de Dharwar (Inde). Choukroune et al., 1997.

Chapitre 4

Les lithologies de l'Archéen

Une caractéristique majeure des terrains archéens est leur grande homogénéité. Pendant longtemps (par exemple Windley et Bridgwater, 1971 ; Condie, 1984), on a insisté sur la différence entre :

- Les terrains de la croûte supérieure (0–15 km, correspondant à un métamorphisme allant des schistes verts aux amphibolites de bas degrés), formés d'un assemblage de granites et de gneiss, et de ceintures de roches vertes (“granite-greenstone terrain”). C'est dans ces terrains que se distinguent le plus nettement les structures en dômes et bassins.
- Les terrains de haut degré (“high grade areas”), issus de la croûte profonde (> 15 km, conditions du faciès amphibolites de haut degré ou granulites). On y trouve des gneiss granulitiques, des intrusions magmatiques et des lambeaux de roches vertes.

En fait, les études sur les terrains de haut degré, et en particulier leur corrélation avec les terrains à granite et roches vertes dans les régions où on distingue leurs relations (Dharwar par exemple) ont démontré qu'il s'agit bien de niveaux structuraux différents de croûtes continentales analogues. La différence n'est donc pas lithologique mais métamorphique.

Dans tous les cratons archéens, on retrouve 3 lithologies bien caractérisées, toujours les mêmes.

4.1 Les gneiss gris

Le socle des cratons archéens (70 à 80 % du volume) est formé d'un complexe de “gneiss gris”. Il s'agit d'orthogneiss, généralement polyphasés.

4.1.1 Caractéristiques

Ces gneiss sont bien caractérisés à la fois au plan minéralogique et chimique (Martin, 1994) :

Minéralogie

Sur le terrain, il s'agit de granitoïdes riches en plagioclases (diorites, granodiorites, si on utilise les noms de la classification de Streckeisen). On utilise plus volontiers les noms de tonalite (diorite quartzite mésocrate, souvent à grain fin : de Larouzière, 1989) et de trondhémite (diorite quartzite leucocrate) ; d'où le nom de “série TTG” (tonalite-trondhémite-granodiorite). Ce sont des roches à quartz (20–35%), où le feldspath alcalin est rare ou absent (1 à 5%), le seul feldspath présent étant le plagioclase (45–60 %) (oligoclase à andésine : An_{20-35}). Les minéraux sombres (moins de 15%) sont la biotite (5–15%)

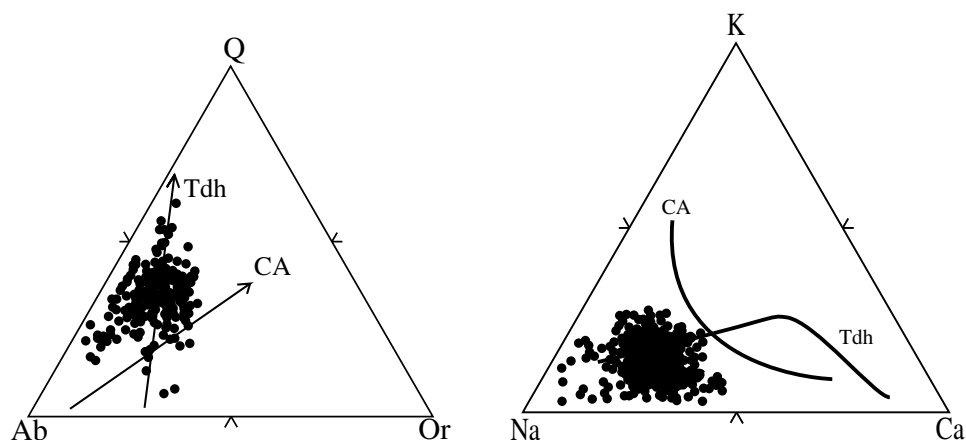


FIG. 4.1 – Triangles normatif (Q)uartz-(A)l(b)ite-(O)rthose (à gauche) et chimique Na-K-Ca (à droite) montrant la spécificité de la série TTG (“Tdh”) comparée à la série calco-alcaline classique (“CA”). Martin, 1994

et la hornblende verte (1 à 2 %). Les minéraux accessoires, abondants (0,5 à 1,5 %), sont l'épidote, le sphène, le zircon et l'allanite. Ces caractéristiques opposent donc les gneiss TTG aux granitoïdes connus à l'heure actuelle, qui sont marqués par une série de différenciations calco-alcalines, avec un enrichissement progressif en feldspath potassique, et un plagioclase moins abondant qui est en général de l'albite (An_{10-20}).

Eléments majeurs

La chimie des éléments majeurs donne des résultats similaires : les TTG sont des granitoïdes riches en Na et pauvres en K (ce qui est marqué par leur enrichissement en plagioclase et l'absence de feldspath alcalin), avec des rapports $K/Na < 0,5$. Ce sont des granitoïdes metalumineux ($A/CNK \approx 1$); leur $Mg\#$ est de 0,4 à 0,5. On retrouve là aussi la même opposition avec les granitoïdes calco-alcalins contemporains ($K/Na > 0,7$).

Eléments en traces

Les teneurs en éléments en traces sont également caractéristiques. Une des plus évidentes caractéristiques des TTG est leur spectre de terres rares très fractionné ($La/Yb_N = 30-50$), avec un enrichissement marqué en terres rares légères ($La_N = 50-100$) et, à l'inverse, de très faibles teneurs en terres rares lourdes ($Yb_N = 1-5$). Ces roches ne présentent pas d'anomalie en Eu. A l'inverse, rappelons que les granitoïdes calco-alcalins actuels ont des spectres de terres rares moins fractionnés, avec un moindre enrichissement en terres rares légères, des terres rares lourdes plus abondantes ($Yb_N > 10$) et une anomalie négative en Eu bien marquée.

Dans une moindre mesure, les autres éléments en trace ont aussi des teneurs caractéristiques ($Sr/Y > 50$; etc.)

4.1.2 Pétrogenèse

La pétrogenèse des TTG est maintenant bien contrainte, à la fois par des études géochimiques et de pétrologie expérimentale. Les principaux arguments géochimiques utilisés pour les TTG finlandaises sont synthétisés ici :

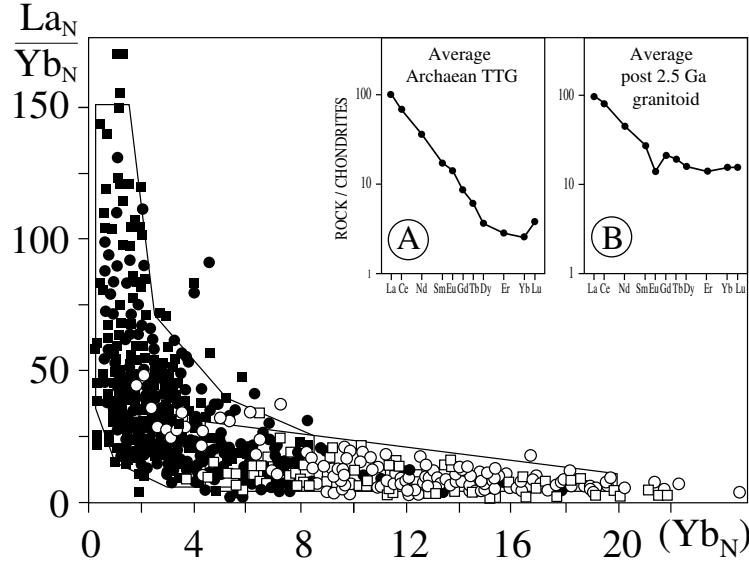


FIG. 4.2 – Comparaison des valeurs $\left(\frac{\text{La}}{\text{Yb}}\right)_N$ et Yb_N pour les TTG archéennes (noir), et les granites juvéniles post-archéens (blanc). Ces variables permettent de quantifier la forme des spectres de terres rares (encart). Ce diagramme montre une opposition forte entre les deux types de magmas (Martin, 1994).

Evolution

L'évolution des magmas de nature TTG, des tonalites aux granodiorites, semble due uniquement à des processus de cristallisation fractionnée. Ainsi, il a été démontré (Martin, 1985, 1986) que le fractionnement de moins de 30% d'un cumulat composé de plagioclase (An_{30}) d'amphibole et d'un peu d'ilménite permet de passer des termes les moins différenciés aux termes les plus différenciés de la série. On peut noter que le fractionnement de ce cumulat ne génère pas d'anomalie en Eu, puisque les coefficients de partage élevés du plagioclase pour cet élément sont contrebalancés par les coefficients de partage faibles pour l'amphibole.

Source du magma primitif

Le magma primitif de l'ensemble des gneiss TTG peut donc être considéré comme une tonalite dont il est possible de remonter à la source :

- Les rapports isotopiques des TTG sont proches de ceux du manteau ($I_{(Sr)} = 0,701-0,703$; $\epsilon_{Nd} = +4$ à -3). Ceci implique, soit une source mantellique, soit une source qui ne s'est séparée du manteau que peu de temps avant la formation des TTG.
- Les rapports Na/K élevés suggèrent une source présentant déjà de telles caractéristiques (basalte).
- L'appauvrissement marqué en terres rares lourdes impose de laisser au résidu des phases avec un coefficient de partage élevé pour ces éléments. Le plus vraisemblable semble le grenat.
- Enfin, la modélisation géochimique a permis de démontrer que, à la fois en ce qui concerne les éléments majeurs et en traces, il est possible de former un magma ayant toutes les caractéristiques du magma source des TTG en fondant un basalte tholéitique archéen, dans des conditions telles que le grenat soit stable et présent au résidu. Le taux de fusion est de 10 à 30%; le résidu se compose de clinopyroxène, grenat et ilménite.

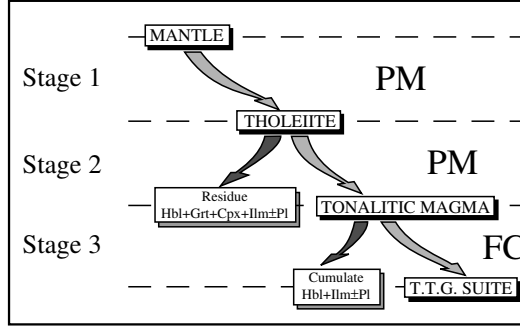


FIG. 4.3 – *Modèle pétrogénétique pour la formation des TTG (Martin, 1994). PM: fusion partielle; FC: cristallisation fractionnée.*

Finalement, il a été retrouvé (dans des kimberlites) des enclaves d'éclogites à clinopyroxène et grenat. Ces enclaves ont des compositions qui correspondent parfaitement à des résidus de fusion de basaltes archéens (Rollinson, 1997), ce qui confirme le modèle de fusion d'un basalte avec résidu écloitique.

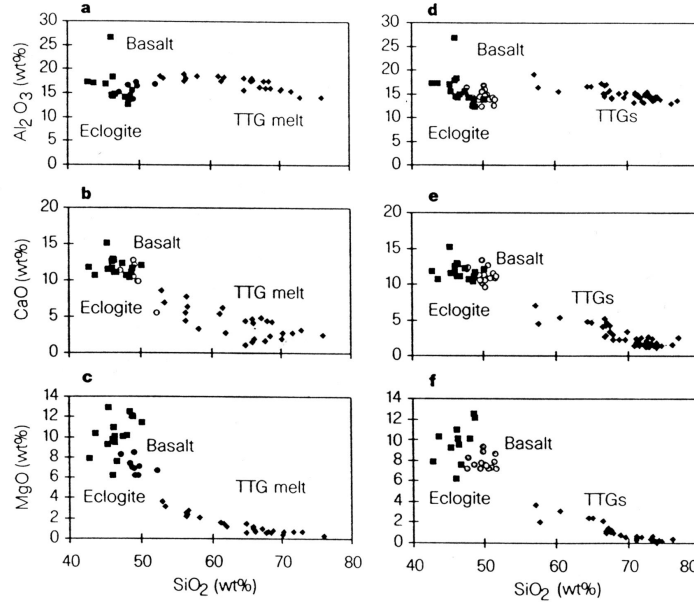


FIG. 4.4 – (a-c): *Diagrammes de Harker représentant des liquides expérimentaux ("TTG melts") obtenus par fusion partielle de basaltes ("Basalt"). Les basaltes se situent sur une ligne entre les TTG et les éclogites, ce qui confirme que les éclogites peuvent être considérées comme les restes de la fusion partielle du basalte. (d-f): Même diagramme, utilisant des basaltes et des TTG de Sierra Leone (Rollinson, 1997).*

On peut donc admettre que la série TTG s'explique par la cristallisation fractionnée d'un magma issu de la fusion partielle de basaltes hydratés, dans des conditions permettant la stabilité du grenat.

Apports de la pétrologie expérimentale

Les études de pétrologie expérimentale ont confirmé ce modèle (Sen et Dunn, 1994; Wolf et Wyllie, 1993; Beard et Lofgren, 1991; Rapp, 1994; etc.) La fusion expérimentale d'amphibolites dans des conditions entre 10 et 30 Kb, et 900 à 1100°C, donne des liquides de composition TTG, avec du grenat au résidu. Plus récemment, Zamora et al. (1998); Rapp et al. (2000) ont démontré que les teneurs en éléments trace des liquides formés étaient, elles aussi, compatibles avec celles qui sont attendues pour les TTG (spectres de terres rares fractionnées, $Sr/Y > 50$).

4.1.3 Site géodynamique

De telles conditions pétrogénétiques peuvent être réalisées dans différents sites géodynamiques.

- Fusion en base de croûte continentale de matériaux basaltiques sous-plaqués. Ce modèle implique une croûte légèrement épaissie (40 à 50 km), qui n'est pas incompatible avec les conditions archéennes. C'est sans doute à une situation analogue que sont dûs les granitoïdes d'affinité TTG des Andes miocènes (Atherton et Petford, 1993).
- Fusion à la base d'un grand plateau basaltique intra-océanique de type Ontong-Java. Cette hypothèse renvoie à des contextes géodynamiques de type "point chaud", où le panache mantellique serait responsable du sous-placage de matériaux basaltiques, puis de leur refusion donnant naissance aux TTG. Un analogue actuel serait l'Islande ou les Kerguelen. Mais dans ces îles, la quantité de magmas acides est très faible comparée à l'abondance des magmas basiques.
- Un autre modèle consiste à supposer que la croûte océanique archéenne, en raison de la plus grande activité des dorsales (cf. paragraphe 2.2.3), était plus épaisse (jusqu'à 30 km) que la croûte actuelle. Dans ces conditions, la base de croûte océanique pouvait se trouver facilement dans les conditions permettant la formation de TTG (champ de stabilité du grenat). Il se serait ainsi formé de petits noyaux de roches acides, trop légers pour entrer en subduction, et s'accrétant progressivement pour créer des continents.

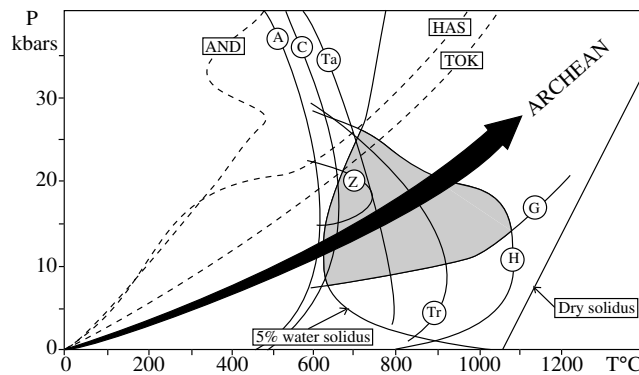


FIG. 4.5 – Diagramme P - T indiquant les solidus sec et hydraté des basaltes, ainsi que les réactions de déshydratation de la croûte plongeante (A, C, Ta, Z, H, Tr). Le champ de stabilité du grenat (G) est aussi indiqué. Des TTG ne se forment que si le basalte peut fondre avant de se déshydrater, dans le champ de stabilité du grenat, c'est à dire dans le champ gris. Alors que le géotherme le long d'une plaque subductée archéenne traverse ce champ, il n'en va pas de même pour les géothermes actuels (pointillés) (Martin, 1994).

- Le dernier modèle considère la fusion d'une plaque océanique subductée. Dans ce modèle, en raison des gradients thermiques plus élevés qui régnaient à l'Archéen, une

plaque océanique subductée arrive à traverser le solidus des basaltes hydratés avant que ne débutent les réactions de déshydratation (l'inverse de la situation actuelle, où la déshydratation précoce de la plaque plongeante empêche sa fusion). De nombreux modèles thermiques viennent à l'appui de cette hypothèse.

Un autre argument intéressant est l'existence d'analogues modernes des TTG : ces roches, nommées "adakites" (par exemple Defant et Drummond, 1990 ; Martin, 1999), n'existent que dans les zones de subduction, à l'aplomb d'une croûte subductée jeune (par exemple subduction d'une dorsale océanique). Dans ces conditions, la croûte subductée est jeune et chaude, et les conditions thermiques archéennes sont localement recrées. Dans la mesure où on ne connaît à l'heure actuelle des équivalents de TTG que en contexte de subduction chaude, on peut considérer qu'il est vraisemblable que le contexte ait été analogue durant l'Archéen.

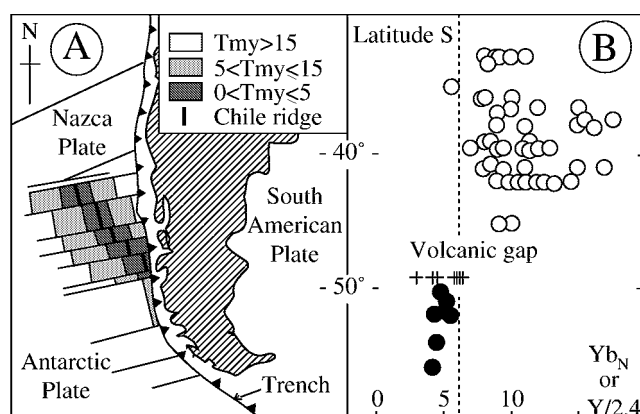


FIG. 4.6 – Formation des adakites dans le Sud du Chili. La carte de gauche indique l'âge (qui est directement relié à la température) de la lithosphère qui entre en subduction. Quand elle est assez jeune (< 15 Ma), les magmas formés à l'aplomb de la subduction présentent des valeurs Yb_N faibles, caractéristiques des adakites (à droite). Ceci démontre qu'une lithosphère assez jeune et chaude peut fondre, à l'inverse d'une lithosphère plus vieille, qui ne peut que se déshydrater (Martin, 1994).

De nombreuses solutions intermédiaires sont possibles; par exemple ce pourraient être des plateaux basaltiques type "point chaud" qui rentreraient en subduction, ce qui expliquerait les épisodes de croissance rapide de la croûte; ou encore, des noyaux continentaux formés par l'un des deux premiers modèles pourraient servir de "point d'ancrage" focalisant les subductions, et localisant sur ses marges la croissance crustale.

4.1.4 Complexité des TTG

Les études plus récentes sur les TTG ont amené à s'apercevoir que ce nom recouvre en fait une variété bien plus grande que ce que l'on imaginait. En particulier, Rollinson (1999) a démontré que, au sein des TTG du craton du Zimbabwe, on pouvait mettre en évidence :

- Des roches avec des teneurs en Ni, Cr et des $Mg\#$ nettement supérieures à celles des TTG typiques ;

Les données expérimentales de Rapp montrent que de telles roches peuvent se former en faisant interagir un magma issu de la fusion partielle de basaltes hydratés avec des péridotites.

Si on revient un moment aux adakites, il s'avère que les adakites naturelles ont systématiquement des Mg#, Ni et Cr plus élevés que les magmas expérimentaux de fusion des basaltes, ce qui suggère l'implication du manteau dans leur genèse (réactions métasomatiques lors de la montée de ces magmas?) ; ce pourrait être une confirmation à partir d'exemples naturels du modèle de Rapp et al. (2000). Un autre aspect intéressant est que les adakites sont fréquemment accompagnées de tout un cortège de roches volcaniques aux signatures géochimiques spéciales ("NEB" = Niobium-enriched basalts), interprétées (Sajona et al., 1996) comme un produit de refusion secondaire du manteau enrichi par le métasomatisme décrit précédemment. Si un tel processus métasomatique a existé pour tout ou partie des TTG, alors il convient de chercher des équivalents archéens, inconnus à ce jour, de ces NEB ...

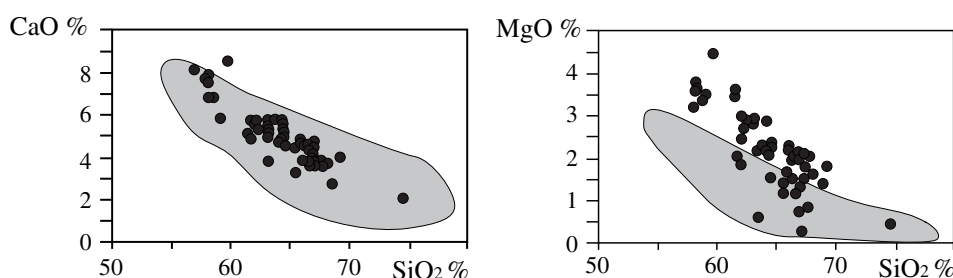


FIG. 4.7 – Comparaison entre les compositions des adakites (cercles noirs) et celles des TTG (champ grisé). Alors que ces compositions sont analogues pour la majorité des éléments (exemple de CaO, à gauche), les teneurs en éléments de transition des adakites sont significativement plus élevées que celles des TTG (MgO, à droite). Ceci est interprété comme une preuve d'interactions entre les magmas adakitiques et le manteau sus-jacent. De telles interactions pourraient avoir existé à l'Archéen (Martin, 1999).

- Des roches pour lesquelles les données isotopiques suggèrent l'implication d'une ancienne croûte continentale (Berger et Rollinson, 1999). Ce qui n'est pas très surprenant, si l'on considère une croissance en bordure d'un continent préexistant. C'est un argument qui irait à l'appui d'une formation d'au moins une partie des TTG en bordure d'un continent déjà existant.

Ailleurs (par exemple en Inde : voir deuxième partie), il a été mis en évidence plusieurs épisodes successifs de formation de TTG entre 3,3 et 2,7 Ga, avec des caractéristiques chimiques (différenciation, teneur en Al_2O_3) variables. Une interprétation fine de ces différents épisodes reste à faire.

Ainsi, si les TTG présentent globalement une certaine homogénéité sans doute liée à des processus pétrogénétiques similaires, il existe des différences chimiques de détail à l'intérieur de cette famille, reflétant des différences mineures de sources ou de genèse. La signification de ces différences, qui commencent à peine à être reconnues en différents lieux, ainsi que leur interprétation en terme de contexte de formation, reste à établir !

4.2 Les ceintures de roches vertes

Seconde lithologie la plus abondante dans les cratons archéens (10 à 20% selon Goodwin, 1991), les ceintures de roches vertes sont des bassins volcano-sédimentaires composites. Ils regroupent des lithologies variées ; si certaines (grès, amphibolites basaltiques, rhyolites...) sont connues dans toute l'histoire de la Terre, d'autres (komatiites, BIF) ne sont pratiquement

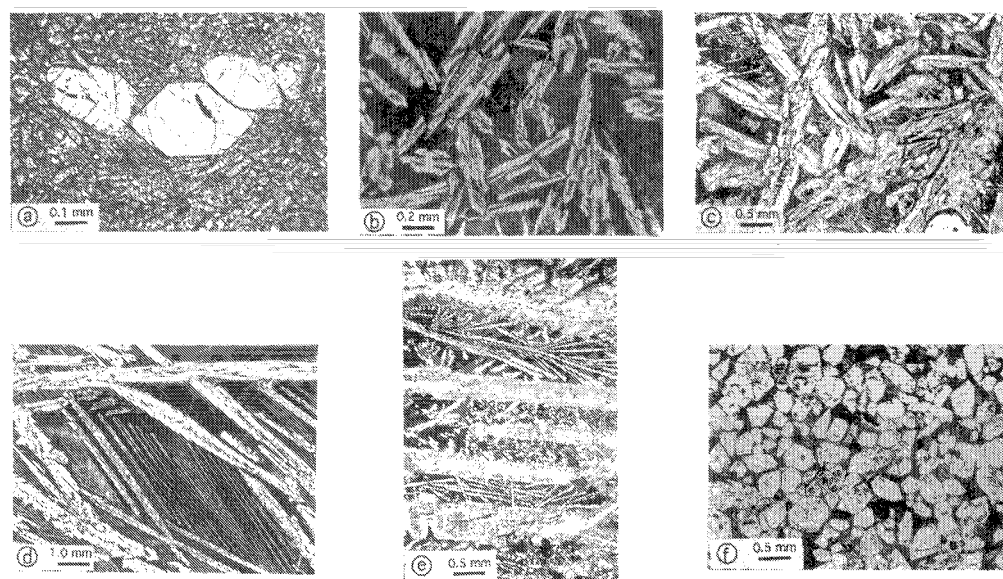


FIG. 4.8 – *Différents aspects des textures des komatiites. (a) : bordure figée d'une coulée ; (c) à (e) : texture spinifex ; (f) : cumulat à olivine. Les cristaux d'olivine apparaissent de couleur claire sur ces photographies (Arndt, 1994).*

connues qu'à l'Archéen. Des bassins analogues existent jusqu'à l'heure actuelle (essentiellement dans des contextes de subduction : bassins d'avant, intra, ou arrière-arc). Cependant, à l'heure actuelle ces bassins sont moins épais, on y trouve une plus grande proportion de roches détritiques, et moins de roches volcaniques ; celles-ci contiennent une plus grande abondance d'andésites et de roches acides, moins de basaltes et peu ou pas de roches ultrabasiques (Condie, 1994b).

4.2.1 Les lithologies des ceintures de roches vertes

(Description d'après Lowe, 1994; Thurston, 1994; et Eriksson et Fedo, 1994)

Produits volcaniques

Le volcanisme est un composant abondant des ceintures de roches vertes archéennes (50 à 80 % : Condie, 1994b). Il apparaît soit sous forme de produits "primaires" (coulées, cendres ...), soit sous forme de "dépôts autoclastiques" : remaniement peu de temps après la mise en place des produits formés, peut être similaire à des lahars ou des brèches d'effondrement.

1. Volcanisme basique et ultrabasique :

Une des lithologies les plus typiques des ceintures de roches vertes est représentée par des assemblages de roches volcaniques, basiques (basaltes tholéitiques) ou ultrabasiques (komatiites). Ces roches affleurent sous forme de grands édifices aplatis, formés d'un empilement de coulées assez épaisses. Il s'agit systématiquement de volcanisme sous-marin, avec des laves en coussin, des tufs hydromagmatiques ... Entre les coulées, on trouve des intercalations sédimentaires (argiles fines).

Si les basaltes sont des tholéites "normales" ou enrichies en terres rares légères, peu différents des tholéites actuelles, l'autre lithologie, les komatiites, est très typique de

l'Archéen, et est tout à fait exceptionnelle après 2.5 Ga (dans le Phanérozoïque, le seul exemple connu se situe sur l'île de Gorgona, dans le Pacifique; datées de 80 Ma, ces roches se sont formées en contexte de point chaud).

Les komatiïtes tirent leur nom de la formation de "Komatii Farm", à la base de la ceinture de Barberton, en Afrique du Sud (craton du Kaapvaal). Elles ont été reconnues par Viljoen et Viljoen en 1969. Il s'agit d'épaisses coulées (plusieurs dizaines de mètres) d'une lave très basique ($\text{SiO}_2 = 30\text{--}40\%$) et magnésienne ($\text{MgO} = 20\text{--}40\%$), très riches en olivine magnésienne (Arndt, 1994). Ces coulées présentent souvent une texture extrêmement caractéristique, dite "texture spinifex" (du nom d'une graminée). Il s'agit d'un assemblage de grands (1–10 cm) cristaux aciculaires, automorphes d'olivine; ils sont séparés par un verre magnésien. Si les interprétations fines divergent sur cette texture, tous les auteurs s'accordent pour dire que cette texture est liée à la croissance rapide des cristaux d'olivine dans un liquide en surfusion.

Des roches aussi magnésiennes, d'après les études expérimentales, devaient avoir une température au liquidus de l'ordre de 1600°C . Elles témoignent aussi d'un taux de fusion important du manteau source (20 à 50 %).

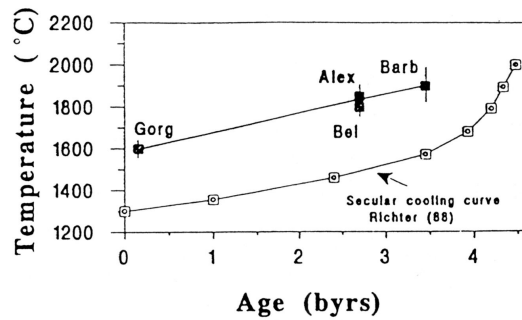


FIG. 4.9 – Comparaison entre les températures potentielles moyennes du manteau supérieur au cours du temps (Richter, 1988) avec les températures nécessaires pour former les komatiïtes (Gorg: Gorgona island, Pacifique Est; Alex: Alexo, Province Supérieure; Bel: Beilingwe, Zimbabwe; Barb: Barberton, Afrique du Sud) (Nisbet et al., 1993). La formation des komatiïtes a eu lieu à des températures très supérieures à celles du manteau avoisinant.

Dans le cas extrême où leur remontée depuis la zone source était strictement adiabatique, de telles conditions de fusion n'ont pu être réalisées que pour des profondeurs de l'ordre de 200 à 300 km, à des températures de 2000 à 2100°C . Richter (1988) a démontré, sur la base de calculs prenant en compte la production de chaleur (radioactive et chaleur initiale) que le manteau Archéen était vraisemblablement plus froid. Il est donc admis que les komatiïtes ne peuvent avoir été liées qu'à des points chauds (Nisbet et al., 1993). Même ainsi, il convient de noter que même les points chauds actuels, qui sont sans doute les sites géodynamiques les plus chauds de la planète, sont incapables (sauf une exception) de produire de telles roches; c'est une preuve de plus que la terre archéenne était plus chaude que la Terre actuelle!

2. Volcanisme intermédiaire et acide

Rare avant 3,0 Ga, ce volcanisme prend de l'importance dans la période 3,0–2,5 Ga. Il se trouve dans les ceintures de roches vertes sous forme de séries andésite–dacite–rhyolite. Ces laves acides apparaissent surtout sous forme de dépôts, soit de nuées ardentes ("ash flow"), soit de dépôts hydro-magmatiques. Ils sont accompagnés de brèches d'avalanche et de dépôts détritiques; ceci évoque des édifices analogues aux stratovolcans actuels (mais peut-être dans des milieux aquatiques).

Ces laves, au point de vue chimique, appartiennent à des séries calco-alcalines tout à fait semblables aux séries de marges actives connues à l'heure actuelle.

Produits sédimentaires

Les roches sédimentaires représentent le reste des ceintures de roches vertes, soit 20 à 50 %. On trouve trois grands types, qui sont par ordre d'importance décroissante des sédiments détritiques (10–20 %), des sédiments chimiques (2–10 %) et des dépôts biogéniques (< 1%).

1. Sédiments terrigènes

Il s'agit de grès et de conglomérats, de nature assez variée; on distingue trois grands types (et bien sûr tous les intermédiaires).

- Remaniement d'édifices volcaniques :

Peu différentes des brèches volcaniques “primaires” évoquées au paragraphe précédent, il s'agit de coulées de turbidites ou de “fan” de débris sur les flancs d'édifices sous-marins ou côtiers. Ce sont des sédiments très peu évolués, synchrones de l'activité volcanique.

- Sédiments clastiques hétérogènes :

Il s'agit typiquement de grauwwacks; ce sont des sédiments assez peu évolués, riches en fragments lithiques et en minéraux variés. Les éléments en sont anguleux, grossiers, peu remaniés. Il peut s'agir de fragments de nature très variée, mais principalement des éléments de la ceinture de roche verte elle-même : c'est une brèche intra-formationnelle. Enfin, ces dépôts sont syn-tectoniques.

- Sédiments clastiques matures :

Ce sont des grès quartzeux, souvent deltaïques, à stratification entrecroisée, etc., parfois accompagnés de conglomérats. Les éléments, plus évolués, sont surtout des grains de quartz. Ils sont assez émoussés (transport significatif). Ils sont toujours issus de formations préexistantes au bassin considéré.

2. Sédiments orthochimiques

Il s'agit soit de précipitations strictement chimiques, soit de remaniements diagénétiques précoces. On trouve deux lithologies principales :

- Cherts siliceux :

Il s'agit de roches finement litées, formées par la silification diagénétique de sédiments préexistants divers (grès, cendres, argiles ...) Une des lithologies notables est composée de “BFC” : Banded Ferruginous Cherts (cherts ferrugineux rubanés), formés par la silification de dépôts à argiles et cendres volcaniques (basiques), avec parfois un intérêt économique.

- BIF (Banded Iron Formation) :

Les BIF (Banded Iron Formation, ou quartzites ferrifères) sont une des lithologies les plus typiques de l'Archéen. Elles sont composées de lits de quartzite ferrifère, alternativement oxydés et réduits; les lits oxydés sont les plus riches en fer. Ils constituent des gisements économiques (Fe, Mn, etc.) d'importance majeure.

Leur origine est discutée; elle pourrait être reliée à des interactions entre deux réservoirs océaniques, l'un riche en fer et réduit (alimenté par exemple par le volcanisme sous-marin), l'autre, plus superficiel et proche de l'atmosphère, pauvre en Fe et oxydant (à cause de la présence de bactéries photosynthétiques). Un mélange intermittent entre ces réservoirs, comme dans une zone d'upwelling, ou de convection océanique liée à des édifices volcaniques expliquerait la précipitation en alternance de niveaux oxydés et réduits.

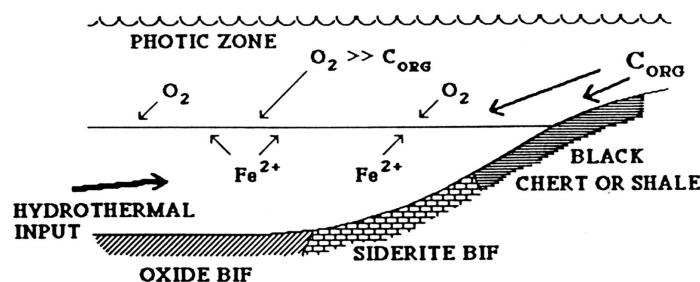


FIG. 4.10 – *Modèle de formation des BIF, par interaction entre un réservoir océanique superficiel oxydant, et un réservoir profond, riche en fer (DesMarais, 1994).*

- Sédiments chimiques divers :

On trouve aussi, de façon moins fréquente, des évaporites, des carbonates chimiques, etc.

3. Sédiments biogéniques

Dernier composant mineur des ceintures de roches vertes, il s'agit de carbonates. On peut distinguer deux lithologies :

- Plate-formes à stromatolithes :

Les stromatolithes sont des concrétions calcaires ; à l'heure actuelle (barrière de corail d'Australie) elles sont formées par des voiles de cyanobactéries (Connues sous le nom d' "algues bleues", bien que les cyanobactéries ne soient pas des algues, mais des procaryotes ...) photosynthétiques. Ces organismes prélèvent le CO_2 en solution dans l'eau pour leur photosynthèse ; ce faisant, elles déplacent l'équilibre $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + 2 \text{HCO}_3^-$ vers la formation de CO_2 (et donc de CaCO_3). Le voile bactérien finit donc par être entouré d'une couche de calcite ; il en meurt, et une nouvelle couche de micro-organismes s'installe autour. On assiste donc à la croissance de structures concentriques, pouvant atteindre une taille métrique.

Ces formations ne sont connues que après 3,0 Ga ; elles impliquent des milieux peu profonds (ne serait-ce que pour qu'il y ait assez de lumière pour des êtres photosynthétiques).

- Cherts carbonatés :

Il s'agit de la diagénèse d'une boue formée par l'accumulation de petites particules carbonatées (vestiges de micro-organismes?)

4.2.2 Les associations des ceintures de roches vertes

Les lithologies décrites plus haut ne se disposent pas aléatoirement, mais forment au contraire des associations caractéristiques. En suivant la terminologie de Lowe (1994), on distinguera 5 types principaux. Ces types apparaissent, parfois sous d'autres noms, dans le reste de la littérature (Eriksson et Fedo, 1994 ; Thurston, 1994 ; et revue dans les auteurs cités). Les 4 premiers se succèdent de bas en haut dans la plupart des ceintures de roches vertes.

Pour chaque association, on précisera à quel environnement géodynamique actuel elle pourrait correspondre. Ceci ne doit pas forcément être considéré comme une interprétation

en termes strictement actualistes, mais plutôt comme une image permettent de mieux se représenter le contexte.

Association à volcanisme basique (“MAVOB”)

“Mafic Anorogenic Volcanoclastic-Orthochemical-Biogenic” association.

Ces formations, généralement les plus basses dans les séries stratigraphiques des ceintures de roches vertes, sont composées principalement de volcanisme basique (tholéïtes) et ultrabasique (komatiïtes) et de leurs produits de remaniement, accompagnés de sédiments chimiques divers.

La présence des laves basiques implique l'intervention du manteau dans la genèse de ces formations. Un panache mantellique semble inévitable pour produire les komatiïtes ; quant aux autres roches, on peut envisager tout aussi bien une dorsale ou un point chaud. Il pourrait donc s'agir d'une dorsale, d'un rift ou d'un plateau océanique (type Kerguelen ou Ontong-Java).

Association à sédiments chimiques seuls (“AOB”)

“Anorogenic Orthochemical Biogenic” association.

Ces formations ne sont composées que de sédiments orthochimiques (cherts, BIF ...) avec des niveaux biogéniques mineurs.

Ils témoignent d'un milieu marin ouvert, calme (pas de tectonique) et à l'écart de sources de produits détritiques. Il pourrait s'agir soit d'une plate-forme continentale (à l'écart des reliefs), soit d'un fond océanique.

Association à volcanisme acide (“FVT”)

“Felsic Volcanism Terrigenous” association.

Il s'agit d'une association à volcanisme andésitique à rhyolitique, accompagné de produits de remaniement des édifices volcaniques (turbidites) et de sédiments terrigènes peu matures. Comme dans l'ensemble des ceintures de roches vertes, on trouve aussi des dépôts orthochimiques et biogéniques subordonnés.

Il semble difficile d'interpréter ces associations autrement que en terme de marge active, que l'on considère un arc insulaire, ou un bassin d'arrière ou d'avant arc ...

Association terrigène (“OT”)

“Orogenic Terrigenous”

Généralement discordantes, ces associations forment les couches supérieures des ceintures de roches vertes. Il s'agit des dépôts détritiques peu matures (grauwackes) décrits au paragraphe 4.2.1.

Lowe (1993) distingue deux sous-associations, l'une plutôt côtière (Otaf: “OT alluvial-fluvial”), l'autre plus profonde (Ott: “OT turbiditic”).

Ces associations semblent correspondre soit à des contextes de marge active, soit à des bassins intra-orogéniques ; le rôle de la tectonique et de l'érosion continentale (reliefs avoisinants?) est indéniable.

Association continentale (“APT”)

“Anorogenic Polycyclic Terrigenous” association.

Il s'agit d'un assemblage de dépôts biogéniques (carbonates, stromatolithes), orthochimiques (évaaporites en particulier) et terrigènes (essentiellement dépôts détritiques matures).

Ces formations correspondraient soit à des bassins intracratoniques, soit à des contextes de rifts ou de marge passive.

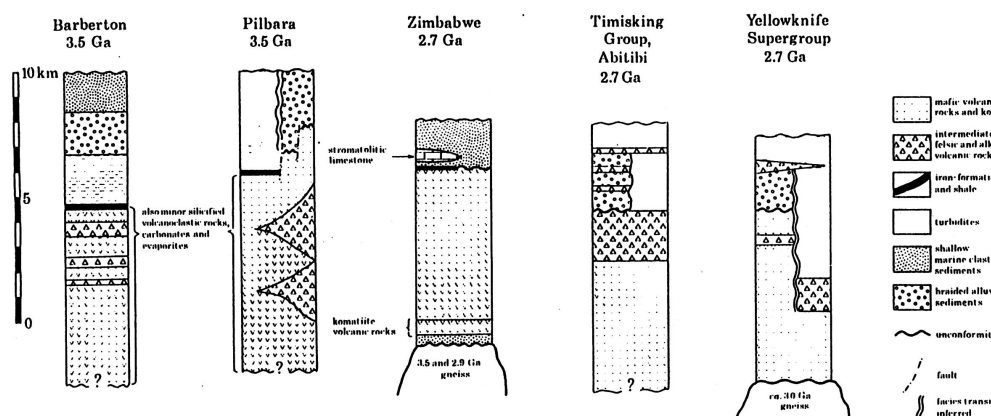


FIG. 4.11 – Exemples de logs stratigraphiques dans des ceintures de roches vertes (Bickle et Ericksson, 1982). De gauche à droite : Barberton, Afrique du Sud ; Pilbara, Australie occidentale ; Zimbabwe ; Timiskaming, Province du Supérieur ; Yellowknife, Province des Esclaves, Canada.

Dans les ceintures de roches vertes récentes (3,0–2,5 Ga), on les trouve à la base de la séquence, intercalées dans les associations “MAVOB”. Elles sont plus rares dans les ceintures anciennes ($< 3,0$ Ga).

4.2.3 La séquence typique des ceintures

Pour rester au niveau des généralités, on peut définir une séquence type des ceintures de roches vertes. Elle se compose, successivement :

- De un ou plusieurs cycles évoluant depuis des séquences à laves basiques et ultrabasiques (MAVOB), à des séquences à sédiments orthochimiques dominants (AOB), puis à des associations à volcanisme acide (FVT). Parfois un des composants (FVT en règle générale) est absent de l’un des cycles. Des discordances majeures peuvent séparer deux cycles, ou même se trouver au sein de l’un d’eux.
- D’un dépôt terminal terrigène (OT), discordant sur les autres formations.

Enfin, les ceintures de roches vertes sont presque toujours intrudées de roches plutoniques, soit des TTG, soit des plutons potassiques tardifs (cf. paragraphe 4.3).

Une question majeure quant aux ceintures de roches vertes est celle de leur socle :

- Certaines (les plus récentes, notamment dans la période 3,0–2,5 Ga) montrent à la fois une discordance basale, éventuellement avec conglomérat de base, et des formations de type APT au sein du groupe “MAVOB” inférieur (voir la description stratigraphique des ceintures indiennes dans la deuxième partie pour un exemple de telles ceintures). Ces ceintures ont, à l’évidence, commencé leur évolution comme des bassins sur croûte continentale, ou à proximité immédiate (bassin d’arrière arc, ou rift ?)
- D’autres ne présentent ni socle connu, ni associations APT. On peut donc envisager qu’elles se soient formées sur croûte océanique. Le problème est que les associations MAVOB ne semblent pas caractéristiques d’une croûte océanique ; en fait on ne connaît pas avec certitude de croûte océanique (ou d’ophiolite) archéenne ...

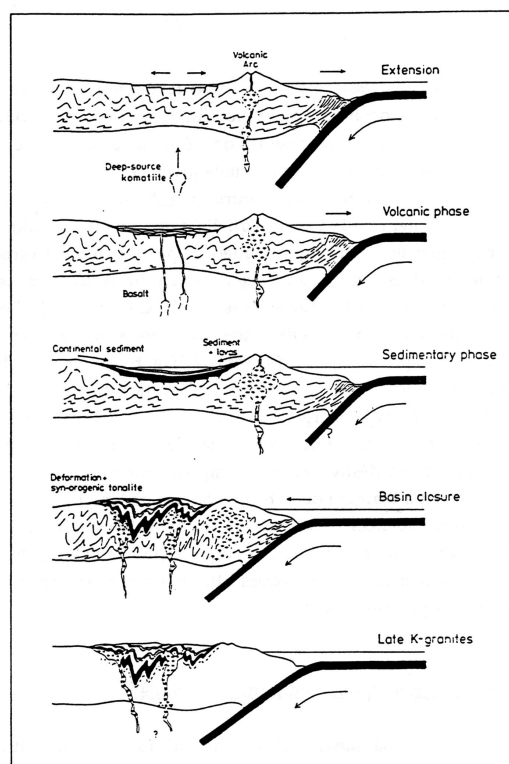


FIG. 4.12 – Modèle de développement des ceintures de roches vertes comme bassin d'arrière-arc (Tarney et al., 1976).

4.2.4 Les modèles

Si la description stratigraphique des ceintures de roches vertes ne pose pas de problème, il n'en est pas de même de leur interprétation géodynamique. Pendant longtemps (Talbot, 1973; Burke et al., 1976; de Wit et al., 1987; etc.) les ceintures de roches vertes ont été interprétées comme des sutures ophiolitiques. Cependant, l'étude stratigraphique détaillée des ceintures a amené à abandonner cette hypothèse. Différents schémas ont été proposés, on se bornera ici à en examiner quelques uns :

Les arcs insulaires

Parmi les modèles proposés le plus souvent, les contextes de marge active au sens large sont souvent proposés (par exemple Condie, 1994b; de Wit, 1998, parmi d'autres). De tels modèles rendent en effet bien compte à la fois de la disposition des bassins en lambeaux allongés, séparés par des blocs continentaux (arcs insulaires) (typique dans la Province du Supérieur : Card, 1990), de la nature fondamentalement orogénique des sédiments des roches vertes; et de l'existence du volcanisme calco-alcalin. Selon les auteurs, les ceintures de roches vertes représenteraient plutôt des bassins intra-arcs, d'arrière-arc ou d'avant-arc. Ils peuvent se trouver soit sur croûte océanique (analogues de la mer du Japon actuelle), soit sur croûte continentale.

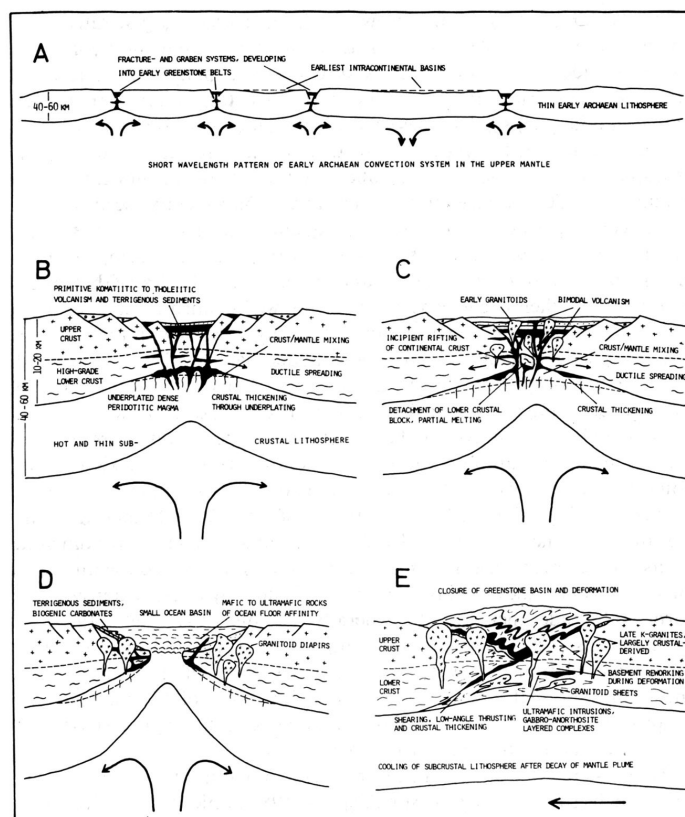


FIG. 4.13 – *Formation des ceintures de roches vertes dans un contexte de rift continental (Kröner, 1985).*

Cependant, à moins d'envisager une coïncidence géographique systématique entre panache mantellique et zones de subductions, les komatiites s'intègrent mal dans ces modèles.

Les modèles de rift continental

Une autre famille de modèles fréquemment proposés interprète les ceintures de roches vertes en tant que rifts intra-continentaux, qui s'ouvriraient sur un bombement de la croûte lié au passage d'un panache mantellique (Hunter et al., 1998). Les ceintures correspondraient donc à un analogue de provinces telles que les Afars ou la mer Rouge. Un tel modèle rend bien compte de la forte épaisseur des ceintures de roches vertes (les rifts continentaux actuels sont très subsidents) ; en revanche il dépend fortement de l'existence de failles normales (synsédimentaires) dans les niveaux de base du bassin, qui sont délicates à observer dans la mesure où les ceintures sont presque toujours affectées par une tectonique ultérieure. D'autre part, ces modèles expliquent mal l'existence de ceintures sans socle continental connu, et encore moins bien le volcanisme calco-alcalin.

Les modèles de "trapps"

Pour d'autres (Hamilton, 1998), le volcanisme des ceintures de roches vertes pourrait être le représentant de grandes provinces magmatiques analogues aux plateaux océaniques (Ker-

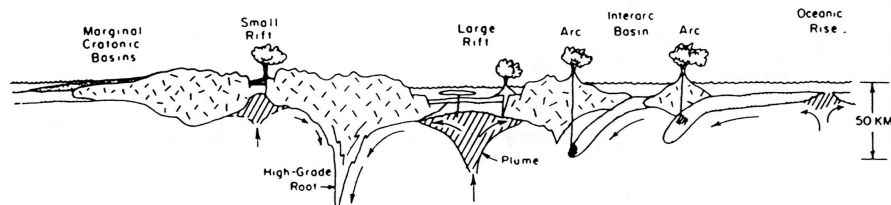


FIG. 4.14 – *Formation des ceintures de roches vertes dans plusieurs contextes simultanément (Kröner, 1985).*

guelen, Ontong-Java) ou continentaux (Deccan ...) Il s'agirait donc de zones de volcanisme intra-plaque (océanique ou continental), lié à l'arrivée en surface d'un panache mantellique important.

Si un tel modèle rend bien compte des grandes épaisseurs de laves, et de leur nature chimique (à l'exception des roches calco-alcalines, qui dans un tel modèle pourrait être liées au remaniement de la base de ces provinces épaissies), il n'explique pas bien la présence des sédiments détritiques d'origine continentale dans la série.

Des modèles composites

Il est vraisemblable qu'il ne soit pas plus approprié de rechercher "le" contexte de mise en place des ceintures de roches vertes, qu'il le serait de chercher "le" contexte de dépôt des bassins sédimentaires actuels. Au Phanérozoïque, on sait très bien que les contextes varient d'un bassin à l'autre, et à l'intérieur d'un même bassin au cours du temps.

On peut donc envisager deux solutions (qui ne sont d'ailleurs pas exclusives) :

- Soit chaque bassin correspond à un contexte propre, et il existe des ceintures "de rift", des ceintures "d'arrière-arc", des ceintures "de trapp", etc. Ceci semble la solution la plus raisonnable pour réconcilier les interprétations contradictoires proposées pour ces roches.
- Soit il s'agit d'une évolution dans le temps. A titre d'exemple, on peut citer le modèle proposé par Lowe (1994) : pour cet auteur, l'ensemble des formations superposées dans une ceinture de roche verte peut s'être formé sur une croûte océanique, qui évolue de sa naissance à la dorsale, à sa disparition au niveau d'un arc insulaire. La succession MAVOB–AOB–FVT–OT traduirait une évolution dorsale–plaine abyssale–arc insulaire–accrétion sur un continent. L'absence des dépôts de type APT dans les ceintures anciennes traduirait la faible masse de continents formés avant cette date ; dès que la surface continentale augmente, ils peuvent alimenter en dépôts "APT" les bassins océaniques voisins.

4.3 Les granites tardifs

Le troisième composant majeur des cratons archéens est constitué d'intrusions tardives de granites. Fréquemment, ils recoupent les ceintures de roches vertes, et sont responsables de leurs bordures en arcs de cercles.

Ce sont ces intrusions qui constituent l'objet de cette thèse ; elle seront détaillées dans la cinquième partie. D'ores et déjà, on peut signaler que, dans tous les cratons, ces intrusions

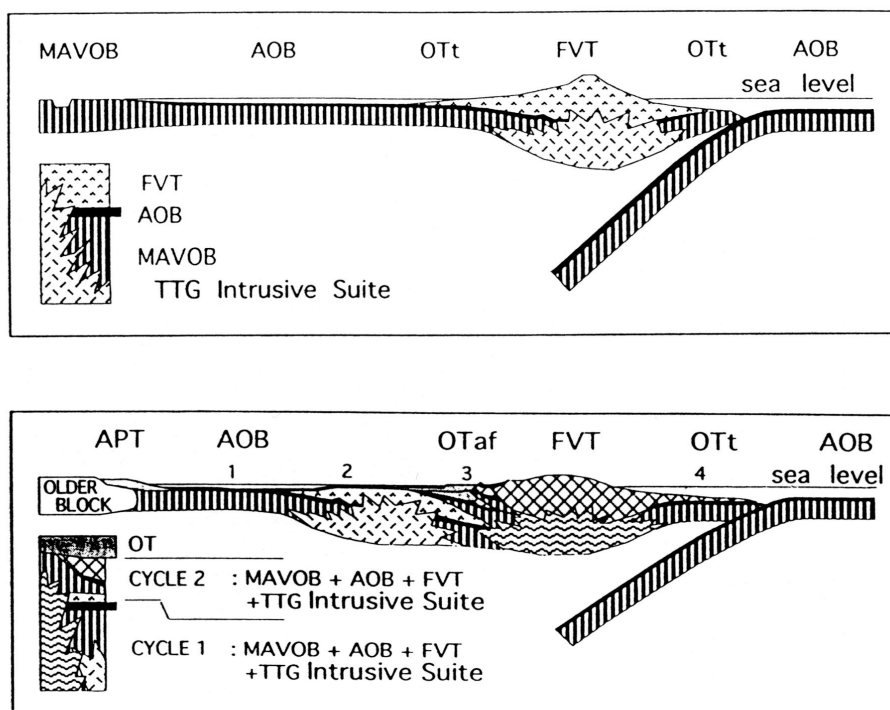


FIG. 4.15 – Une interprétation des séquences des ceintures de roches vertes. Les différentes associations lithologiques se déposent dans des contextes qui évoluent au cours du temps : formation d’une croûte océanique basique et ultrabasique près d’une dorsale (MAVOB), puis cette croûte est recouverte de sédiments chimiques océaniques (AOB). Quand la plaque océanique approche d’une subduction, elle est intrudée de TTG, et recouverte d’associations volcanosédimentaires d’arc (FVT). En bas : plus tard, un second cycle peut avoir lieu ; il débute par l’ouverture d’un nouvel océan au voisinage de l’ancienne succession (dépôts de type “APT”), puis connaît la même évolution. Lowe, 1994.

présentent tout ou partie des caractéristiques suivantes :

- Ce sont des intrusions syn à post tectoniques, en général elles forment des ellipses allongées avec une foliation verticale, parallèle au grand axe.
- Il s’agit du dernier épisode géologique de l’Archéen, et leur mise en place est suivie d’une longue période géologiquement inactive (300 à 400 Ma, jusque vers les épisodes tectonométamorphiques du birimien (2,2–2,1 Ga) en général).
- Il s’agit de roches qui se différencient selon une série calco-alcaline “vraie”, qui les différencie nettement des TTG avoisinants (enrichissement en K, donc en orthose, au cours de la différenciation : ces granitoïdes varient de monzonites à des granodiorites et des monzogranites).
- Le faciès le plus répandu est une granodiorite à gros phénocristaux d’orthose.
- Isotopiquement, ces roches présentent généralement une signature intermédiaire entre manteau et croûte préexistante. Fréquemment, il existe sur le terrain des preuves de recyclage des gneiss préexistants (migmatites).

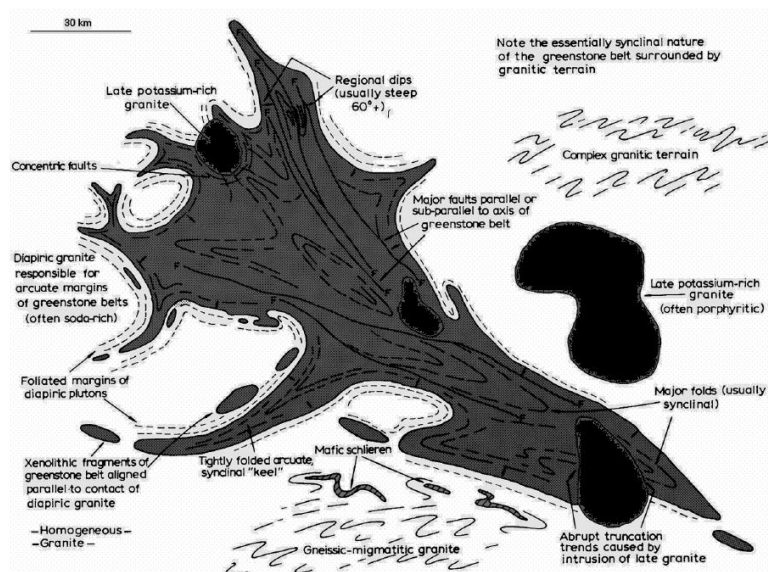


FIG. 4.16 – Carte idéalisée d'une ceinture de roches vertes (inspirée de la ceinture de Barberton, Afrique du Sud), montrant les relations des plutons potassiques tardifs et des autres formations (Anheusser et al., 1969).

Mais des différences chimiques apparaissent (quatrième et cinquième parties), entre des roches très potassiques, et d'autres qui le sont moins ; si il est pour tout ces granites plus élevé que dans les TTG (et leur série de différenciation est en conséquence), on trouve aussi bien des granitoïdes tardifs à K/Na modéré (0,7–1) (Roaring River, Canada; Dod, Inde du Sud ; etc.) que des roches analogues, à K/Na fort (> 1) (Closepet, Inde du Sud ; etc.) ; entre des roches très enrichies en éléments incompatibles, et d'autres qui le sont moins ; entre des roches à Mg#, Ni et Cr élevés, et d'autres ne présentant pas ces caractères ; etc.

La majorité de ces granites sont interprétés comme produits de remaniement de la croûte déjà existante (Sylvester, 1994). Cependant, cette explication s'applique mal à une famille de roches typiques de l'Archéen, connue sous le nom de diorites magnésiennes (Smithies et Champion, 1999), ou de sanukitoïdes (Stern et Hanson, 1991 ; Stern et al., 1989). Dans la définition de Stern et Hanson, les sanukitoïdes présentent les caractéristiques suivantes :

- Ce sont des diorites ou monzodiorites ($\text{SiO}_2 = 51\text{--}55\%$).
- Elles ont un Mg# élevé (> 0.7), et des teneurs importantes en Ni et Cr (> 200 ppm chaque).
- Leurs teneurs en LREE sont, elles aussi, élevées ($\text{La}_N > 200$), avec des spectres de terre rares fractionnés ($\text{La/Yb}_N = 50$).
- Enfin, elles sont riches en alcalins ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} \geq 3\%$ à $\text{SiO}_2 = 50\%$) et en LILE (Sr et Ba chacun > 800 ppm).

D'autres granitoïdes tardifs, s'ils ne sont pas des sanukitoïdes au sens propre, présentent de fortes affinités chimiques avec ces roches. Il convient de noter, cependant, que la définition initiale de Stern et Hanson ne prend pas du tout en compte le rapport K/Na, et donc regroupe potentiellement des roches assez différentes.

Chapitre 5

Les modèles pour la géodynamique interne à l'Archéen

Comme il doit être clair à la lecture des pages précédentes, les associations lithologiques archéennes sont bien décrites ; les interprétations en termes de processus sont aussi peu sujettes à discussion. En revanche, dès qu'il s'agit de traduire ces processus en termes de contextes géodynamiques, il n'y a plus de certitudes. On a vu que deux familles d'interprétation s'opposent systématiquement : des interprétations en terme de tectonique des plaques, et des interprétations faisant appel à une convection moins bien organisée. Les deux modèles partent de la même constatation : la géodynamique archéenne doit à la fois permettre d'évacuer à peu près deux fois plus de chaleur que à l'heure actuelle, et en même temps former les associations lithologiques et les roches typiques de l'Archéen.

5.1 Les modèles actualistes

Ce sont des modèles où la géodynamique archéenne est dominée par le mouvement horizontal de plaques lithosphériques, comme à l'heure actuelle. Seules des différences quantitatives séparent le régime archéen de la tectonique actuelle :

- La production de chaleur, plus importante, de l'Archéen est évacuée par une activité plus grande de cette tectonique des plaques : les dorsales sont plus longues et plus nombreuses, les plaques se déplacent plus vite (et sont donc plus petites), etc.
- Du fait de la plus grande activité des plaques, les plaques qui entrent en subduction sont plus jeunes, donc plus chaudes. Les zones de subduction sont le site d'une production importante de croûte continentale (TTG, puis granites potassiques à la fin de l'Archéen) par fusion des plaques océaniques plongeantes, et de dépôts volcano-sédimentaires épais (les ceintures de roches vertes). L'activité géologique des arcs est accompagnée de métamorphisme de haute température.
- Ces arcs insulaires peuvent entrer en collision, se chevaucher et former des noyaux continentaux de plus en plus grands ; la collision s'accompagne elle aussi de métamorphisme.
- Les zones autres que les limites de plaques sont, comme à l'heure actuelle, quasiment inactives.

Une série de solides arguments à l'appui de ces modèles vient de l'étude d'analogues modernes : à chaque fois que des conditions archéennes sont localement recréées, les roches

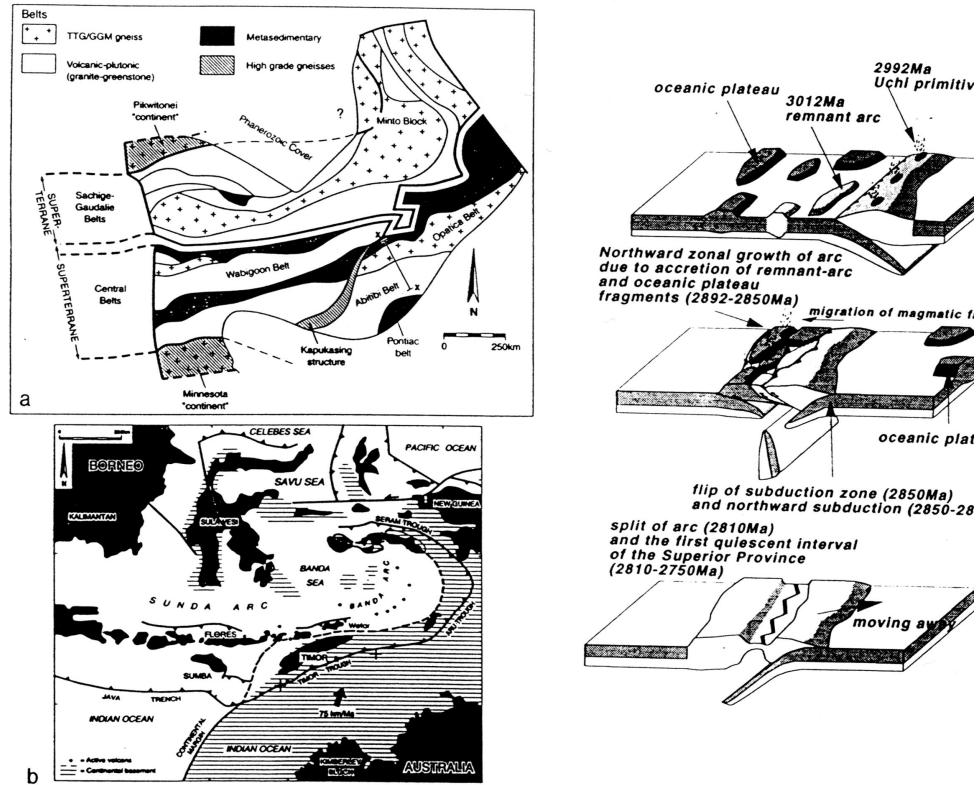


FIG. 5.1 – La Province du Supérieure vue comme un assemblage d’arcs insulaires. A gauche : comparaison (à la même échelle) de la Province Supérieure, et de l’Est de l’Indonésie. On retrouve la même alternance de fragments d’origine continentale ou océanique (de Wit, 1998). A droite : modèle d’accrétion d’arcs pour la Province du Supérieure (Kimura et al., 1993).

et les structures formées sont celles de l’archéen. Ainsi, on crée des laves (adakites : voir revue dans Martin, 1999) et des plutons (dans les Andes : Atherton et Petford, 1999) d’affinité TTG quand on subducte une croûte océanique suffisamment jeune et/ou chaude ; dans des régions à flux de chaleur élevé (bassin fidjien par exemple) celle-ci s’évacue par des dorsales plus rapides et plus nombreuses (Lagabrielle et al., 1998; etc.)

Cette famille de modèles souffre de plusieurs critiques :

- Certains tenants de ces modèles ont souvent tendance à occulter la spécificité de l’Archéen, par exemple en ne prenant pas en compte les particularités des TTG ou des komatiites, ou encore en niant le rôle de la tectonique verticale dans les structures en dômes et bassins . . .
- L’absence d’ophiolites “certaines” pose un problème ; il en va de même pour le manque de preuves d’un métamorphisme de subduction (il faut imaginer que la totalité de la croûte océanique passe en subduction, sans que rien n’en soit préservé ; pourtant à l’heure actuelle les élogites basiques issues de la plaque océanique subductée ne sont pas rares !)
- Enfin, la question de la “subductabilité” de la lithosphère océanique est un des problèmes majeurs rencontrés par ces modèles : si la lithosphère océanique est plus jeune et plus chaude, elle est aussi plus légère et ne peut donc pas ou mal rentrer en subduction.

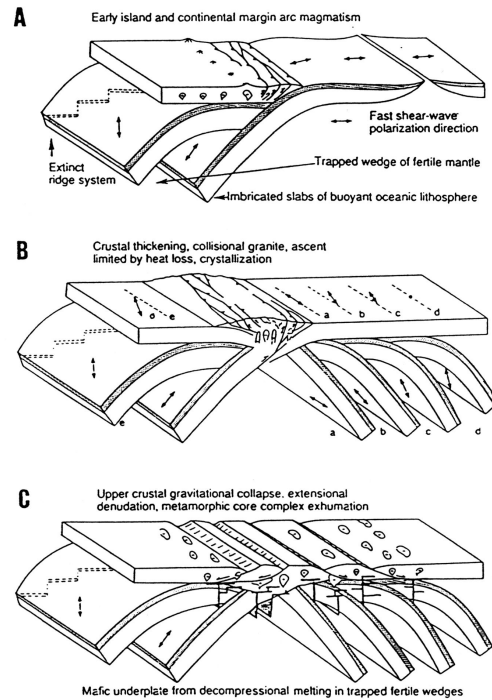


FIG. 5.2 – *Modèle général d’évolution tectonique à l’Archéen (Kusky, 1993). Dans ce modèle les structures en dômes et bassins sont interprétées comme des “metamorphic core complex” tardi-orogéniques.*

5.2 Les modèles à convection délocalisée

Pour tenter de résoudre les problèmes posés par l’application d’un modèle de tectonique des plaques “actualiste” à l’Archéen, de nombreux auteurs ont proposé des schémas géodynamiques radicalement différents, sans tectonique des plaques (par exemple, Hamilton, 1998). Dans ces modèles, la convection mantellique ne se localise pas, comme à l’heure actuelle, sous les dorsales et les subductions, mais serait beaucoup plus chaotique, avec des remontées plus ponctuelles (panaches mantelliques) et des zones de descente délocalisées.

- Dans cette optique, des noyaux continentaux se formeraient par refusion de grands plateaux basaltiques (similaires aux “large igneous provinces” de Kent et al., 1992, Coffin et Eldholm, 1994, etc., ou simplement d’une croûte océanique épaisse. Ces noyaux insubductables, car légers (Arndt, 1983; Cloos, 1993) s’accrèteraient pour former des continents assez grands.
- Le transfert de chaleur se ferait également de façon convective au travers de la croûte continentale: la chaleur et les magmas apportés par des zones localisées de remontée de matériaux mantelliques chauds seraient responsables des déformations verticales en dômes et bassins, et du magmatisme tardif, potassique qui les accompagne. La remontée des dômes et des granites permet le transfert convectif de chaleur à travers la croûte continentale. Un tel système explique aussi le métamorphisme granulitique, et son extension.
- Enfin, les ceintures de roches vertes, dans cette optique, peuvent s’interpréter en terme de rifting provoqué ou activé par un panache mantellique; il s’agirait donc de rifts

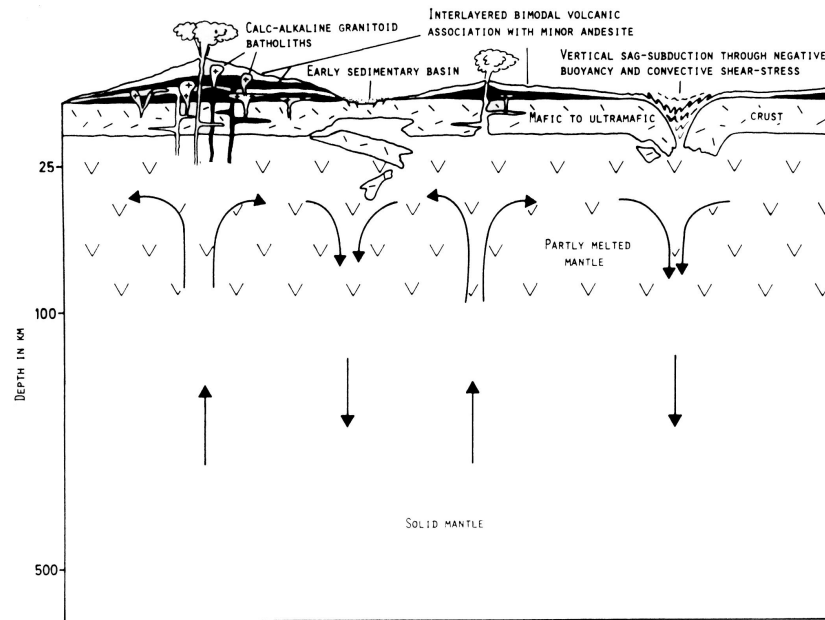


FIG. 5.3 – *Un modèle de formation des continents au début de l'Archéen sans plaques. Les zones de remontées de chaleur et de matière forment des noyaux continentaux; les branches descendantes de la convection sont matérialisées par la délamination de blocs de lithosphère, et leur disparition dans le manteau (Kröner, 1985).*

continentaux ou d'océans étroits.

Ce modèle pose lui aussi des problèmes :

- Le problème fondamental est qu'il n'existerait aucune trace des branches descendantes de la convection : si on attribue à des points chauds l'essentiel de ce que l'autre école attribue aux subductions (TTG, ceintures de roches vertes ...), alors où sont les témoins du flux descendant ?
- D'autre part, se pose un problème plus philosophique, qui est que ces modèles ne sont pas du tout actualistes et obligent à envisager des processus qui auraient totalement disparu à l'heure actuelle. Sans rentrer dans l'examen détaillé de différentes régions (voir les deuxième et quatrième parties), les panaches sont souvent évoqués dans des régions où tout ou partie des observations peuvent s'interpréter sans faire appel à des processus "exotiques".
- De plus, des remontées mantelliques profondes ne sont guère à même, à l'heure actuelle, de former des quantités significatives de magmas acides.
- Un tel modèle repose principalement sur des preuves indirectes (calculs de flottabilité de la lithosphère océanique, estimation des flux de chaleur ...) plutôt que sur des arguments géologiques.
- Enfin, les arguments avancés à l'appui des modèles sans tectonique des plaques sont, en général, plutôt des arguments "contre" la tectonique des plaques que "pour" les panaches ; si ils remettent en cause le modèle "plaquiste", ils ne démontrent pas forcément le modèle "panache" pour autant !

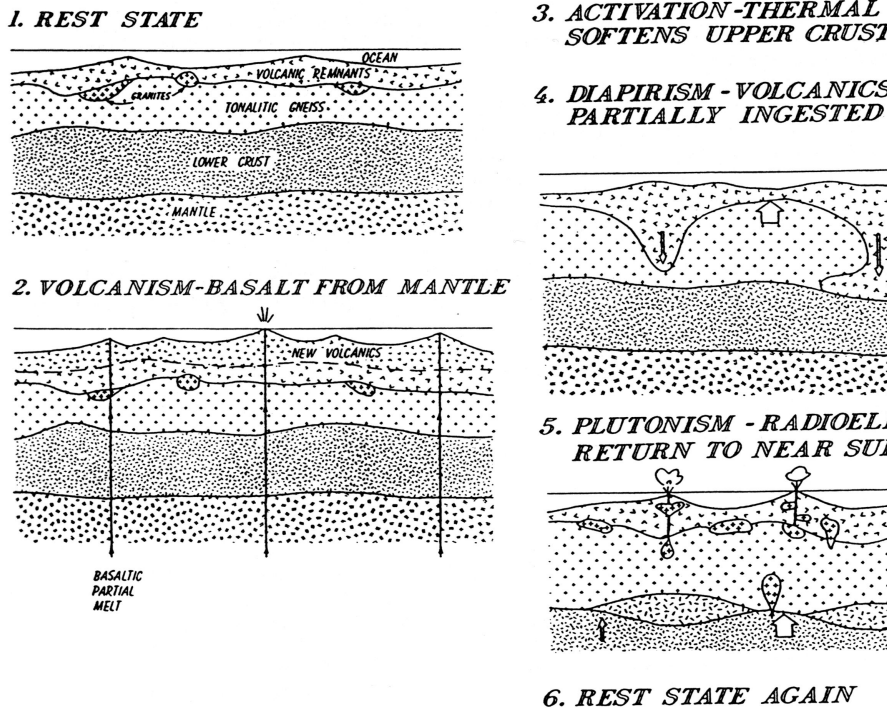


FIG. 5.4 – Un autre modèle d'évolution de la croûte continentale archéenne (West, 1980). Dans ce modèle se succèdent plusieurs cycles d'épanchement d'une pile volcanique à la surface, puis "d'ingestion" de ces laves dans la croûte. (1) : au repos, la croûte continentale est rigide. (2) Dépôt d'une couverture volcanique de plusieurs kilomètres sur cette croûte. (3) Les laves créent un "écran" thermique qui permet le réchauffement de la croûte, et la baisse de sa viscosité. (4) De ce fait, des instabilités gravitaires se déclenchent, formant des structures diapiriques. (5) La fusion partielle permet la montée vers la surface de magmas granitiques, donc le retour des radioéléments vers la surface et l'acquisition d'une structure rigide.

5.3 Deux types de cratons archéens?

En fait, le débat évoqué précédemment est bien souvent lié à la région étudiée par chaque auteur. Très grossièrement, il semble possible de distinguer deux types de cratons archéens, en tout cas deux cas extrêmes (figure 3.6) :

- Le premier type est bien représenté par la Province du Supérieur. Là, il est facile de reconnaître des terrains étroits et allongés, d'affinités contrastées, collés les uns aux autres. Les sutures, quand il est possible de les étudier, semblent plutôt horizontales. Enfin, l'âge des roches qui composent ces terrains est le plus souvent pratiquement le même que celui des collages.
- Le second type est plutôt celui du craton de Pilbara. Il s'agit de terrains à dômes granito-gneissiques, entourés de ceintures de roches vertes en étroites gouttières synclinales. Les roches sont largement plus vieilles que la déformation qui les a affectées (de 300 à 500 Ma).

Si le premier type de craton est facile à rattacher à des processus de type moderne, il n'en est pas de même pour le second type de géologie, et il convient alors de chercher une explication à ces structures particulières.

Chapitre 6

Les enveloppes externes et la vie

Bien que ces questions ne soient pas directement reliées au sujet de ce chapitre, elles seront brièvement discutées ici, pour permettre au lecteur qui ne serait pas familier de l'Archéen d'avoir une idée plus globale de "l'ambiance" de la période. D'autre part, la formation des enveloppes externes participe aussi à la différenciation de la planète. (Compilation d'après Latouche, 1997 et DesMarais, 1994 essentiellement)

6.1 L'atmosphère primitive

6.1.1 La température de surface

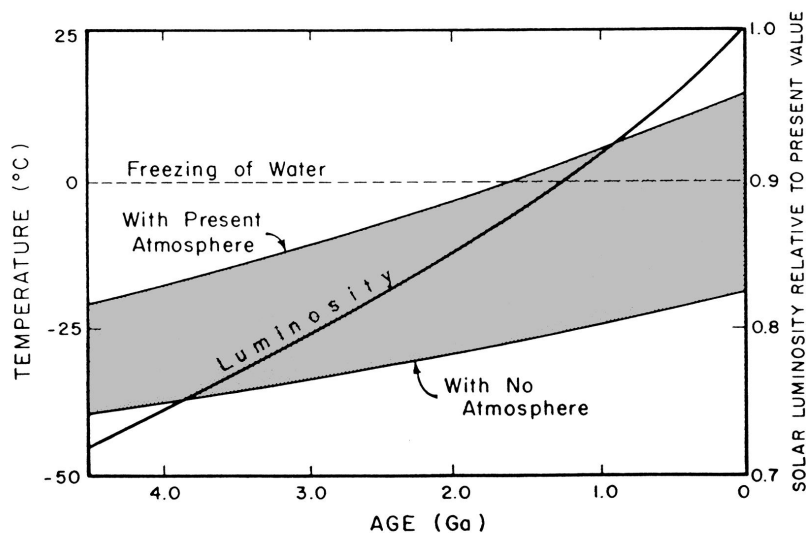


FIG. 6.1 – Evolution de la luminosité du soleil, et conséquences sur les températures à la surface de la Terre. Une atmosphère analogue à celle connue à l'heure actuelle n'aurait pas permis l'existence d'eau liquide à la surface avant 2,0 Ga, ce qui est contraire aux données géologiques : l'effet de serre était donc plus important dans le passé que à l'heure actuelle (Condie, 1989b).

Comme à l'heure actuelle, la température à la surface de la Terre archéenne dépendait

de l'énergie solaire (1000 fois plus importante que la chaleur interne à l'heure actuelle!). A cette époque, le soleil était plus jeune, et les données astrophysiques indiquent que son rayonnement était plus faible d'un tiers qu'à l'heure actuelle. La température d'équilibre de la surface terrestre aurait donc été bien en dessous de 0°C.

Pourtant, on peut estimer la température de surface de la Terre :

- De nombreux sédiments, dès 3.8 Ga (Isua) indiquent la présence d'eau libre à la surface de la planète, dont la température dépassait 0° ;
- La précipitation du gypse (dans les évaporites) indique une température maximale de l'eau de 58°C ; on ne peut donc guère envisager une atmosphère à plus de 70 ou 80°C.

En outre, les plus vieilles traces glaciaires datent de 2,7 Ga, ce qui indique des épisodes froids au cours de l'Archéen —en tout cas de l'Archéen tardif. Mais ces traces sont rares, et dans l'ensemble tout indique une terre archéenne qui, sur le long terme, était plutôt plus chaude qu'à l'heure actuelle. Ce qui, à son tour, impliquait une plus grande évaporation, plus de nuages, un albédo plus élevé ...

Comment résoudre ce paradoxe ? La seule solution est d'augmenter l'effet de serre à la surface de la Terre. Pour ramener la température de surface archéenne à des valeurs "raisonnables", il fallait à cette période une pression partielle de CO₂ de 0,2 à 3 B (contre 0,0003 B actuellement).

La Terre a donc évité deux situations extrêmes, toutes deux incompatibles avec la vie : le type "Mars" (atmosphère fine, pas d'effet de serre, gel permanent) et le type "Vénus" (atmosphère à CO₂ extrêmement dense, emballement de l'effet de serre, températures au sol de 300 à 400°C)

6.1.2 Le dégazage et la formation de l'atmosphère

Les teneurs de l'atmosphère en gaz rares sont utilisées comme argument en faveur de l'origine "secondaire" (c'est à dire par dégazage, plutôt que comme résidu de condensation de la nébuleuse solaire) de l'atmosphère terrestre :

- Si l'atmosphère était primitive, les abondances des gaz rares seraient proportionnelles à leur abondance dans la nébuleuse solaire ;
- Si on considère une atmosphère "primaire" mais modifiée par la fuite d'éléments légers, les gaz rares devraient avoir une abondance en fonction de leur masse.

Aucune des deux hypothèses ne se vérifie ; l'atmosphère de la Terre n'est donc pas un résidu de la nébuleuse solaire, mais bien le produit du dégazage de la Terre solide.

Quand ce dégazage a-t-il eu lieu ?

Les données isotopiques de l'Ar et de Xe sont mieux expliquées par un dégazage important (90 %) dans les 600 premiers Ma de l'histoire de la Terre, suivi par un dégazage moindre, mais persistant pendant le reste de l'histoire de la Terre.

Quelle était la composition des matériaux dégazés ?

Issus du manteau, ces gaz étaient nécessairement en équilibre avec les roches du manteau et de la lithosphère. Les études chimiques indiquent que les gaz à l'équilibre avec un système olivine-graphite-silice-fer sont un mélange d'azote, eau, CO₂ et méthane ; le méthane est oxydé ($\text{CH}_4 + 3 \text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2 + 2 \text{H}_2\text{O}$) dès qu'un peu d'O₂ est formé, par exemple par dissociation photochimique de l'eau. Tout ceci implique une "atmosphère" (au sens large, c'est à dire incluant l'hydrosphère) archéenne à CO₂, H₂O, N₂ (et aussi H₂S).

Dès lors que la température planétaire est en dessous de 100°C, c'est à dire sans doute très vite après la fin du bombardement météoritique, l'eau condense et forme des océans. Il

reste donc une atmosphère s.s à la composition suivante (les valeurs entre parenthèses sont celles de l'atmosphère actuelle) :

N_2	65%	(79%)
CO_2	31%	(0,03%)
H_2S	3%	(tr.)
O_2	tr.	(21%)

6.1.3 Evolution séculaire de l'atmosphère

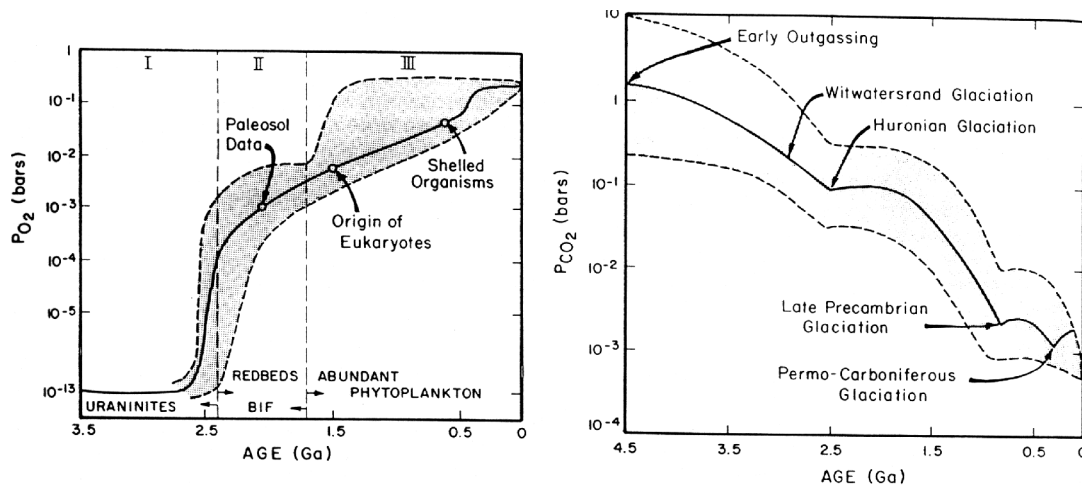
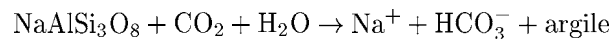


FIG. 6.2 – Evolution séculaire de l'atmosphère (à gauche : O_2 , à droite : CO_2). Condie, 1989b.

La constante solaire augmentant au cours du temps, on s'attend à ce que les températures de surface de la Terre augmentent aussi. Il n'en est rien, bien au contraire on évolue plutôt vers un refroidissement global de la Terre (tendance qui semble à peu près constante dans toute l'histoire de la terre). Ceci implique donc une baisse de l'effet de serre qui fasse plus que compenser la variation de la constante solaire.

L'effet de serre, on l'a vu, est essentiellement contrôlé par le CO_2 ; sa teneur atmosphérique, à l'échelle des temps géologiques, est contrôlée par un équilibre entre deux facteurs :

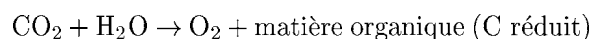
- L'apport de CO_2 du manteau par les volcans (activité interne de la Terre). Celle-ci diminuant à la fin de l'Archéen, il s'ensuit que les apports de CO_2 ont dû baisser.
- Le pompage de CO_2 par l'altération : il a été démontré que le bilan de l'altération, pour des feldspaths par exemple, s'écrit



C'est à dire un piégeage net de CO_2 . Bien sûr, pour qu'il ait une influence à long terme sur l'atmosphère, il faut que les ions HCO_3^- soient fixés (et retournés au manteau), ceci implique donc la précipitation de carbonates océaniques.

En somme, dès que la surface continentale augmente (et c'est le cas à la fin de l'Archéen), l'altération augmente, et avec elle le piégeage de CO_2 . L'augmentation de la surface continentale induit donc une baisse du CO_2 atmosphérique.

- Finalement, l'apparition de la photosynthèse se traduit par un bilan global



Si la matière organique est piégée dans les sédiments, la photosynthèse a donc l'effet de diminuer le CO_2 atmosphérique, et d'augmenter l' O_2 .

Ces trois causes font donc que, vers la fin de l'Archéen, l'atmosphère s'appauvrit en CO_2 , ce qui cause une baisse de l'effet de serre et une diminution de la température de surface. Ce n'est pas le moindre paradoxe de l'Archéen que de constater le synchronisme entre l'augmentation de la constante solaire, et la baisse du CO_2 atmosphérique, ce qui permet en définitive à la température terrestre de varier relativement peu au cours du temps.

En même temps, de l' O_2 libre apparaît. Il sert d'abord à oxyder les cations de l'océan (paragraphe suivant) ; puis, quand l'océan est totalement oxydé, la teneur atmosphérique en O_2 augmente.

6.2 L'océan

A partir de la condensation de l'atmosphère *s.l.* initiale, on obtient un océan formé d'eau, et d'anions d'origine volcanique (Cl^- , F^- etc.). Cet océan est en outre en équilibre avec une atmosphère riche en CO_2 . Au total, c'est donc un océan à la fois très acide (pH de 4 à 5 sans doute), et réducteur.

La charge cationique de l'océan vient forcément du lessivage des roches de surface. Le lessivage de roches basiques ou intermédiaires apporte à l'océan essentiellement Fe, Mg, Ca; Na et K dans une moindre mesure.

Dès l'apparition de la photosynthèse, on isole certainement deux réservoirs dans l'océan : un réservoir supérieur, où a lieu la photosynthèse (proche des sources de lumière), oxydant ; et un réservoir inférieur, plus primitif (réducteur et riche en cations). Au début, cet oxygène est totalement utilisé pour réduire les eaux de l'océan ; peu à peu la zone oxydante progresse, jusqu'à ce que la totalité de l'océan soit oxydée. Il devient alors possible de libérer de l' O_2 dans l'atmosphère. L'évolution des conditions redox dans l'océan va forcer la précipitation des cations divalents : fer sous forme de BIF, Ca et Mg sous forme de carbonates.

Il reste donc, vers la fin de l'Archéen, un océan peu différent de l'océan actuel : pH neutre, relativement oxydant, avec des alcalins (Na^+ surtout, K^+ en moindre proportion) comme cations principaux.

6.3 La vie

(D'après Arms et Camp, 1987)

6.3.1 Les preuves

Des traces de vie sont connues très tôt dans l'Archéen :

- Des stromatholithes (concrétions encroûtantes créées par des cyanobactéries ; elles sont décrites dans la partie traitant des lithologies des ceintures de roches vertes) sont connus jusqu'à 3,5 Ga.
- Des micro-fossiles, assimilables à des filaments bactériens sont reconnus dans des cherts jusque vers 3,5 Ga (dans la ceinture de Barberton, en Afrique du Sud (Walsh et Lowe, 1985) ; ou dans le groupe de Warrawoona, en Australie : 3450 ± 16 Ma (Awramik et al., 1983)).
- Enfin, dans la ceinture d'Isua, au Groenland, des niveaux riches en apatite ont livré des carbonates dont la signature isotopique en ^{13}C ($\delta^{13}\text{C} = -20$) est typique de la matière organique (Rosing, 1999).

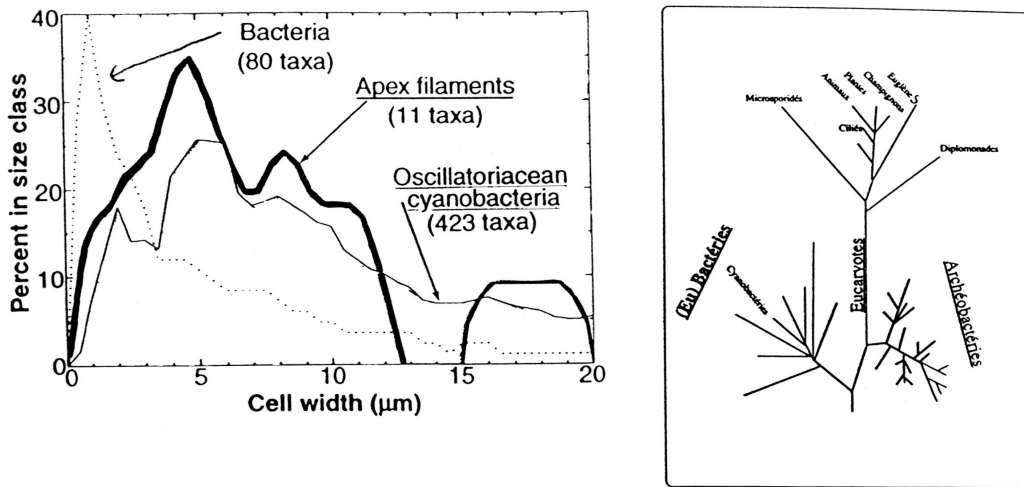


FIG. 6.3 – *A gauche, comparaison des tailles des structures des cherts d'Apex (3,5 Ga) avec celles d'organismes actuels. C'est aux cyanobactéries actuelles que ces structures ressemblent le plus. A droite, arbre phylogénétique indiquant les principales "ramifications". (D'après Nisbet, 1991).*

La vie semble donc un phénomène extrêmement précoce sur Terre.

Plus encore, dans des dépôts fossilifères à 3,5 Ga ("Apex cherts", Afrique du Sud) on trouve des structures dont la taille est celle des cyanobactéries actuelles. Si cette analogie est valable, et si les arbres phylogénétiques comme ceux de Nisbet (1991) sont exacts (figure 6.3), cela implique qu'il existait déjà à cette époque une différenciation entre cyanobactéries et autres bactéries, donc, à plus forte raison, que la différenciation entre eubactéries, archéobactéries et (futurs) eucaryotes avait déjà eu lieu ; donc que la vie avait déjà une histoire relativement longue derrière elle.

6.3.2 L'apparition de la vie

L'apparition de la vie nécessite trois étapes importantes —et difficiles— :

- Former des molécules organiques.
- Former des polymères de molécules organiques (protéines et acides nucléiques).
- Reproduire ces polymères (invention du code génétique).

Le schéma suivant est à peu près admis à l'heure actuelle :

Origine de la matière organique

Plusieurs hypothèses sont évoquées :

- L'hypothèse de Miller (formation de molécules organiques sous l'effet de décharges électriques, dans une atmosphère à CO_2 , H_2O et méthane), pour séduisante qu'elle soit, implique une atmosphère dont la composition n'est pas celle de l'atmosphère archéenne, et est rejetée.
- Les données spectroscopiques sur des nuages interstellaires indiquent l'existence de molécules organiques simples (acides aminés) dans ces régions. On peut envisager un "ensemencement stellaire" de la Terre.

- Enfin, l’hydrothermalisme océanique, en libérant des fluides oxydants, riches en toute sortes d’ions, aurait formé des “fronts redox” autour des événements hydrothermaux ; sur ces fronts, de nombreuses réactions de synthèse peuvent avoir eu lieu, y compris la formation d’acides aminés et d’acides nucléiques. A l’appui de cette hypothèse, il faut noter que les plus vieux êtres vivants étaient sans doute chimiotrophes, et que de nombreuses molécules organiques incluent des éléments comme Co, Mn, Mg, Zn, qui sont rares à la surface de la Terre ... sauf dans des contextes volcaniques, justement.

La polymérisation

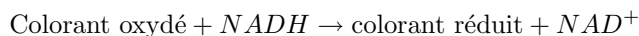
Dans des conditions chimiques réductrices (ce qui n’est pas difficile dans les océans archéens), et surtout relativement à l’abri de l’eau, qui hydrolyse les chaînes formées, les acides aminés et les nucléotides se polymérisent facilement en protéines et acides nucléiques. Parmi les sites potentiels de polymérisation, on évoque

- Des flaques d’eau en train de s’assécher
- Des zones de précipitations autour des événements hydrothermaux
- L’espace inter-feuillet des argiles ; cette hypothèse présente un aspect séduisant, puisque les argiles ont la capacité de se séparer en feuillets et de grandir à partir de feuillets préexistants ; ce mécanisme de “réplication” aurait pu servir de “moule” pour la réplication et la copie de polymères organiques.

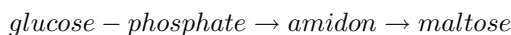
Agrégation en “microsphères”

La nature à la fois hydrophile, et hydrophobe (selon l’extrémité) des acides gras permet leur agrégation en vésicules fermées. Dès lors, il s’est créé un “milieu intérieur”, séparé des conditions extérieures par une membrane à perméabilité sélective. Dans cette membrane s’installent facilement des protéines. Les structures ainsi formées sont sphériques, d’une taille de quelques centaines ou dizaines de microns.

Ces structures, reproduites en laboratoire, ont la surprenante propriété de montrer une activité catalytique : parmi les réactions intéressantes que l’on observe *in vitro*, citons :



(une réaction d’oxydo-réduction analogue à celles qui constituent la chaîne respiratoire ou photosynthétique !)



Avec l’intervention de deux catalyseurs organiques : des enzymes !

Cette réaction est similaire à celles des chaînes du métabolisme des glucides ...

Compétition pour les substrats

Tant que les substrats organiques sont abondants, rien de plus ne se passe. Mais dès que de nombreuses microsphères se sont développées, des produits organiques vont devenir rares. De nouvelles microsphères ne pourront donc se créer que si elles ont la capacité de synthétiser les molécules organiques nécessaires à partir de substrats qui existent en quantité encore abondante dans le milieu.

Progressivement, le milieu s’enrichit en microsphères qui ont des capacités de synthèse organique. C’est donc l’apparition d’une pression de sélection ; dès lors l’évolution a commencé !

Apparition du code génétique

C'est sans doute le passage le plus mal connu, et en même temps le plus important : sans propriété d'auto-réplication, il n'y a pas de vie. D'autre part l'uniformité des mécanismes de réplication dans le règne vivant implique une origine très précoce pour ces phénomènes.

On envisage le mécanisme suivant :

A l'intérieur des microsphères peuvent se développer des domaines avec des conditions chimiques différentes, un peu plus oxydantes ou réductrices, un peu plus hydrophiles ou hydrophobes ... Il semblerait que les acides aminés, et les anti-codons (association de 3 nucléotides portés par l'ARN, qui codent pour cet acide aminé) correspondants aient des affinités chimiques pour les mêmes "microdomaines". Dans ce cas, on obtient une proximité "géographique" d'un acide aminé et de son anti-codon ; on peut donc associer ces deux éléments et former une sorte d'ARN de transfert ...

Dès lors, il est possible à un polypeptide d'attirer un polynucléotide qui lui correspondra, et réciproquement. Il devient donc possible de copier une protéine à l'identique, de transmettre de l'information génétique en somme.

Dans ce contexte de compétition pour les ressources, la capacité de répliquer une protéine est bien sûr un énorme avantage, puisqu'elle permet à un "organisme" efficace de se "reproduire" à l'identique, très vite. Il y a donc une sélection très favorable aux mécanismes de réplication.

Dès lors, l'histoire de la vie a commencé ...

Des premiers procaryotes aux eucaryotes

Il reste encore quelques étapes pour arriver à la vie telle qu'on la connaît :

- les premiers êtres vivants étaient certainement des bactéries chimiotrophes, sur les événements hydrothermaux (source d'énergie la plus disponible!).
- C'est sans doute par un "détournement" des chaînes de transfert d'électrons des chimiotrophes, que des êtres vivants ont acquis la capacité d'utiliser l'énergie provenant non plus d'une réaction redox, mais d'un photon. Dès lors, la photosynthèse existe.
- Enfin, un moteur efficace de l'évolution est l'endosymbiose : deux bactéries avec des capacités biochimiques différentes s'associent, l'une pénètre dans l'autre. C'est une association à avantage réciproque, le partenaire "intérieur" apporte ses capacités enzymatiques, le partenaire "extérieur" le protège et permet à "l'intérieur" de ne pas dépenser d'énergie à développer des structures protectrices. Peu à peu cette association se perpétue, se reproduit : c'est ainsi qu'on imagine la formation des mitochondries et des chloroplastes. On a donc créé des organismes eucaryotes.
- C'est sans doute l'association de colonies d'eucaryotes qui va donner naissance aux organismes pluricellulaires.

Chapitre 7

La fin de l'Archéen

L'étude des cratons archéens fait ressortir un point surprenant : dans la majorité des cratons, on observe un fort contraste entre l'activité géologique tout au long de l'Archéen, marquée par des épisodes assez rapprochés de formation de roches vertes et de TTG, et la fin de la période, où un dernier épisode géologique "scelle" les structures archéennes et est suivi d'une longue phase de quiescence. Les phases d'activité géologique suivantes ont des caractéristiques qui ne sont plus celles de l'Archéen.

7.1 La limite Archéen-Protérozoïque

Depuis longtemps, cette limite a été reconnue comme une date importante de l'histoire de la Terre (Windley, 1984a).

- Sur le terrain d'abord, elle est marquée par la grande discordance évoquée au début de cette partie.
- les enregistrements des roches sédimentaires (Taylor et McLennan, 1985) montrent très clairement une évolution de la composition de la croûte continentale lors du passage de l'Archéen au Protérozoïque : apparition d'une anomalie en Eu négative, augmentation de la pente des spectres de terres rares et des teneurs en LILE et en LREE.
- C'est aussi la fin de la période de croissance continentale majeure (Taylor et McLennan, 1995).
- D'autre part, elle sépare des événements géologiques aux caractéristiques contrastées (Windley, 1984b ; Goodwin, 1991 ; Condie, 1989a), qu'il s'agisse de structures, de sédimentologie, de magmatisme ...

7.2 les caractéristiques du dernier épisode archéen

Depuis peu, des travaux commencent à mettre en évidence un épisode fini-archéen aux caractéristiques propres, et uniformes à l'échelle de la Terre. De façon assez systématique, on retrouve tout ou partie des caractéristiques suivantes :

- Un magmatisme potassique : déjà largement évoqué, ce magmatisme sera détaillé dans la cinquième partie. Ce magmatisme est, en tout cas, connu dans la majorité des cratons de l'Archéen : les granites indiens qui seront décrits plus loin ; la suite de Chilimanzi, et ses possibles équivalents profonds, que sont les plutons de Bonaï et de Matok au Zimbabwe et dans la suture du Limpopo ; les granodiorites "type Arola" en Finlande ; les "sanukitoïdes" du Canada ; les granites du Wyoming ; etc.

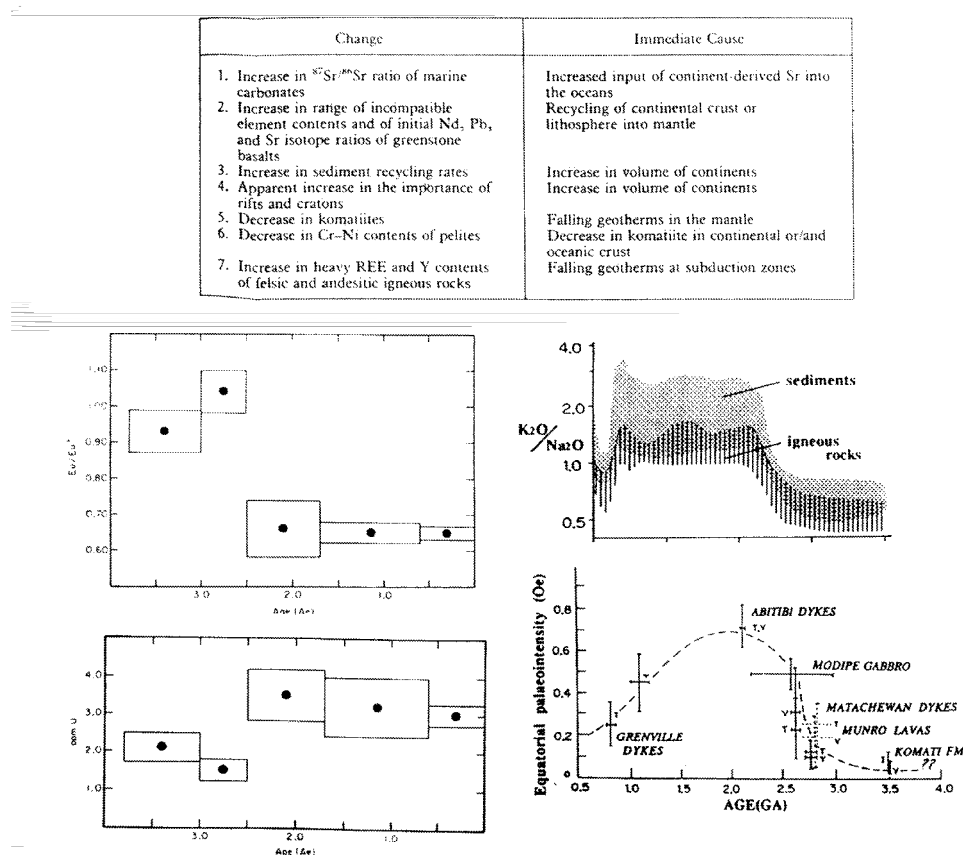


FIG. 7.1 – Quelques évolutions à la transition Archéen-Protérozoïque. En haut : tableau récapitulatif (Condie, 1989b). En bas à gauche : l'évolution des compositions chimiques des sédiments détritiques reflète les variations de nature de la croûte supérieure lors de la transition Archéen-Protérozoïque (Taylor et McLennan, 1985). En bas à droite : l'intensité du champ magnétique connaît aussi des changements notables à cette date (Kumazawa et al., 1994).

- Une déformation verticale avec des structures en dômes-et-bassins : elle est bien décrite en Inde, dans le craton de Pilbara et au Zimbabwe ; et elle est connue, mais moins bien qualifiée, au Canada, en Mauritanie, en Chine ...
- Un métamorphisme granulitique : il est décrit à peu près partout, par exemple en Inde, au Canada, en Afrique australe ...

On a donc un contraste assez fort avec les épisodes archéens précédents, qui sont marqués par la formation de TTG, accompagnés de ceintures de roches vertes, et de métamorphisme granulitique, avec peut-être une tectonique horizontale plus fréquente.

La succession de deux types d'épisodes vers la fin de l'Archéen est évoquée à différents endroits, par exemple au Zimbabwe (Dirks et Jelsma, 1998), ou bien dans le schéma d'évolution synthétique de Choukroune et al. (1997).

7.3 Une période de repos

De façon à peu près systématique, la fin de l'Archéen est suivie d'une période longue d'inactivité géologique. Ensuite, les premiers épisodes présentent des caractéristiques qui, si elles ne sont pas nécessairement celles de la géologie moderne, n'en sont pas moins tout à fait différentes de ce qu'on connaît à l'Archéen.

Ainsi en Inde, par exemple : après l'épisode 2,6–2,5 Ga, plus rien ne se passe jusque vers 2,0 Ga. A ce moment, l'activité géologique est marquée par l'emplacement d'un complexe de dykes basiques, et les dépôts sédimentaires du bassin de Cuddapah, qui n'a rien d'analogue aux ceintures de roches vertes.

En Afrique de l'Ouest, rien ne se passe non plus entre la fin de l'Archéen, et le "Birimien" (2,1–2,0 Ga). Au Birimien, le métamorphisme est accompagné d'un magmatisme juvénile important, mais dont les caractéristiques ne sont plus celles de l'Archéen.

Dans la province supérieure, l'épisode suivant est l'orogénèse "Greenville", vers 2,0–1,9 Ga, qui se caractérise par un épaississement crustal modéré, un collage de blocs, et un magmatisme peu abondant, sans rapport avec les TTG ni avec les sanukitoïdes.

7.4 Discussion

Dans tous les cas, le schéma est donc le même :

- Episodes archéens "vrais"
- Episode fini-archéen
- Longue période de repos
- Episodes protérozoïques

Cette succession d'épisodes pose problème : si on comprend bien que la fin de l'Archéen est liée au refroidissement de la Terre, ce phénomène est continu et progressif ! On attendrait donc plutôt une transition Archéen-Protérozoïque progressive. Il faut donc trouver un mécanisme qui permette de transformer un refroidissement progressif en changement brusque.

7.4.1 Solutions globales

Une première famille d'explications sont des explications "catastrophistes" : elles se basent sur des modifications dramatiques de la convection du manteau vers la fin de l'Archéen (par exemple Davies, 1995 ; Condie, 1998). On aurait donc affaire à une sorte "d'effet de seuil" : quand le refroidissement atteint un certain degré, le régime de convection archéen passe de façon catastrophique (au sens des mathématiciens) à un régime différent.

Ainsi, Kumazawa et al. (1994) proposent qu'un changement brutal dans la stratification du noyau (lié à la formation de la graine) induise à la fin de l'Archéen des modifications significatives dans la couche D", qui contrôle les panaches mantelliques. Le passage de l'Archéen au Protérozoïque serait donc accompagné d'une augmentation soudaine, et transitoire, de l'activité des panaches mantelliques.

Pour Condie (1998), ce serait l'effet "d'avalanches froides" dans le manteau (une notion inspirée des travaux de Machetel et Weber, 1991) : les fragments plongeants du manteau sont bloqués à la transition de phase des 670 km, et épisodiquement "tombent" tous dans le manteau. Ce phénomène a été évoqué au paragraphe 2.1.3. L'arrivée au fond de l'avalanche froide induirait le déclenchement d'instabilité gravitaires, qui formeraient des panaches mantelliques (Yale et Carpenter, 1998). Les grands épisodes d'activité de 2,7–2,5 Ga, ainsi que le birimien à 2,1 Ga, et peut être les épisodes médio-protérozoïques seraient dus à ce genre de processus. Dans cette hypothèse, l'apparente "brutalité" de la fin de l'Archéen ne serait en fait que la fin d'un épisode d'avalanche.

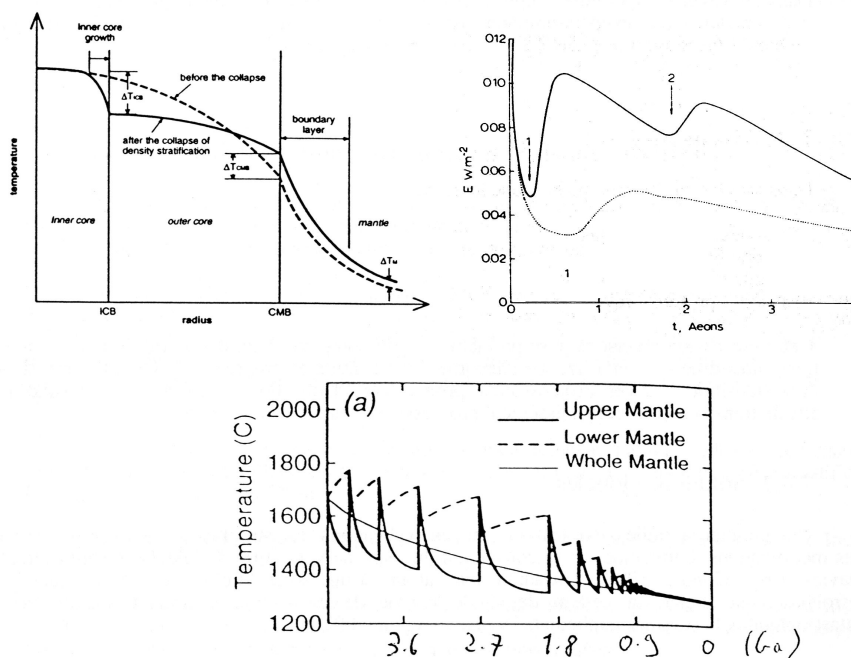


FIG. 7.2 – Modèles catastrophistes d'évolution des températures dans le manteau avant, et après la fin de l'Archéen. A gauche : l'apparition de la convection du noyau externe, due à la croissance de la graine ("collapse of density stratification") pourrait provoquer un changement brutal des températures du manteau à la fin de l'Archéen (Kumazawa et al., 1994). A droite : le passage d'une convection "chaotique" à une convection "régulière", dans le manteau supérieur (1) puis inférieur (2) peut induire des variations importantes du flux de chaleur en surface au cours du temps (2 modèles chimiques de terre) (Condie, 1981). En bas : des épisodes de type "avalanche froide" créent une évolution cyclique des températures du manteau supérieur (Davies, 1995).

7.4.2 Solutions locales

Une autre notion intéressante est celle de cratonisation : l'appauvrissement de la lithosphère sous-continentale réduit sa production de chaleur, et, de ce fait, limite l'activité géologique dans la croûte. Dans ce cas, chaque noyau continental archéen, à un stade donné de son évolution, serait stabilisé par ce genre de processus, et ne connaîtrait alors plus d'activité géologique. Dans ce cas, la fin de l'Archéen serait essentiellement diachrone, et il s'agirait d'un phénomène qui se développe de façon indépendante dans chaque craton.

Ce problème sera repris dans la dernière partie, au vu des conclusions de l'étude du magmatisme indien.

Deuxième partie

Le craton de Dharwar

“ Perfectionniste, on ne le sera jamais assez, le succès n'est pas toujours aisé je vous le dis . . . Quand viendra le succès?
Pas dans la poche il faut trimer, se lever le cul comme un baudet . . . Reprenons, non, non, je maintiens qu'il faut une
somme invraisemblable de travail assidu, ininterrompu, fastidieux parfois, mais combien nécessaire pour pouvoir rester au
sommet de la gloire !”

Chanson plus Bifluorée

“Car il est bien plus beau de savoir quelque chose de tout, que de savoir tout d'une chose.”

Blaise Pascal

Bien que de nombreux travaux se soient intéressés au craton de Dharwar, sous des angles différents (tectonique, métamorphisme, géochronologie, stratigraphie et sédimentologie, pétrographie ...), il n'existe que peu de synthèses globales sur la région. Pourtant, il est évident que aucune reconstitution géodynamique ne peut avoir lieu en se basant sur un seul aspect. Dès lors, il devient indispensable d'avoir une vue d'ensemble du craton pour pouvoir discuter de son évolution. Même si on se limite à une étude du magmatisme tardi-archéen, comme c'est l'objet de ce mémoire, il reste intéressant d'en connaître le contexte, l'environnement. Plus encore, il s'avère vite que l'extension du magmatisme granitique de la fin de l'Archéen est très mal connue; pour ces deux raisons, il est important de se livrer à une synthèse bibliographique, qui permette de répondre, au moins partiellement, à ces deux questions.

L'Archéen d'Inde du Sud est connu sous le nom de "craton de Dharwar". Il couvre une superficie approximative de 500 000 km², soit l'équivalent de la France, et s'étend sur les états indiens du Karnataka, de l'Andhra Pradesh et du Tamil Nadu. C'est un craton archéen typique, qui présente la classique trilogie des terrains archéens: des "gneiss gris" TTG, ici appelés "Gneiss Péninsulaires", des ceintures de roches vertes et des granites potassiques tardifs, parmi lesquels le granite de Closepet. Cependant, le craton de Dharwar présente aussi quelques caractéristiques propres:

1. sa structuration a été acquise principalement pendant la fin de l'Archéen (2,6–2,5 Ga), effaçant ainsi la plupart des traces des événements antérieurs;
2. on peut y observer la base de la croûte continentale, qui est composée de granulites, soit "juvéniles" (magmas d'origine mantellique, cristallisés en base de croûte: "underplating"), soit métamorphique (remaniement de terrains plus anciens);
3. le craton a subi une érosion différentielle, plus importante au Sud qu'au Nord, qui permet d'avoir les différents niveaux structuraux à l'affleurement, et donc d'étudier leurs relations.

Dans tout le texte, les toponymes indiens seront transcrits autant que possible selon la graphie anglo-saxonne, que les Indiens eux-mêmes adoptent dans leurs cartes et sur les routes. Ce n'est bien souvent qu'une transcription phonétiquement très approximative des mots Kannada, Telougou ou Tamoul ... A l'instar des Indiens, les abréviations suivantes seront aussi utilisées, pour préciser l'état dans lequel se trouve un lieu:

AP: Andhra Pradesh

Ka: Karnataka

Ke: Kerala

TN: Tamil Nadu

Enfin, les abréviations "EDC" (Eastern Dharwar Craton) et "WDC" (Western Dharwar Craton) seront utilisées de façon quasi-systématique. Dans la mesure où de nombreuses références citées dans ce chapitre n'ont d'autre intérêt que local, et d'autre part, pour permettre au lecteur intéressé par la géologie du craton de Dharwar de retrouver plus facilement une référence, les auteurs cités dans ce chapitre sont regroupés dans une bibliographie séparée (page 413). Ceux de ces articles qui ont un intérêt plus global, et sont cités dans les autres chapitres, se retrouvent aussi dans la bibliographie générale page 419.

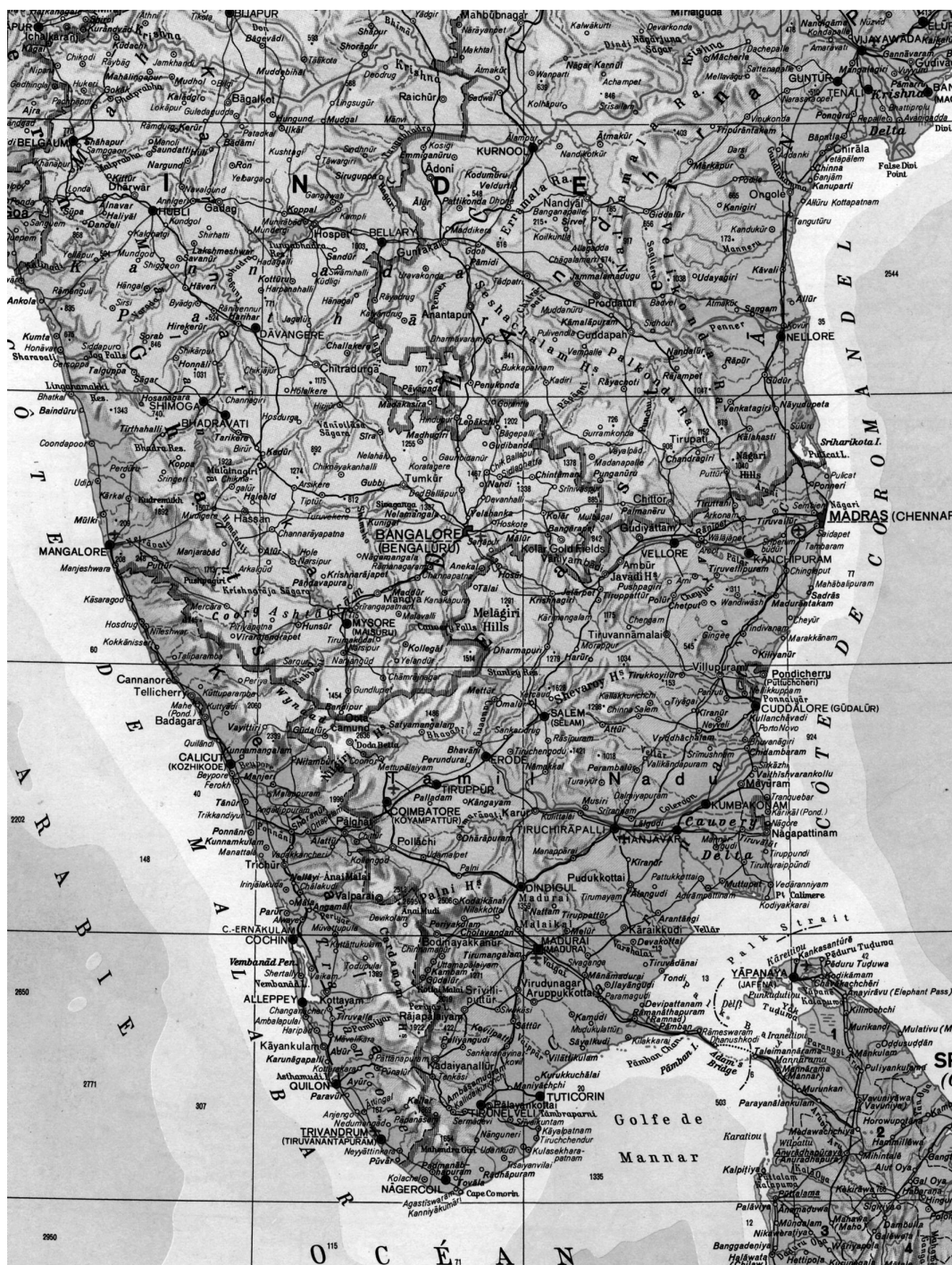


FIG. 1 – Carte géographique du Sud de la péninsule indienne (Etats du Karnataka, d'Andhra Pradesh, du Kérala et du Tamil Nadu). Le craton de Dharwar recouvre tout le Karnataka, l'Ouest de l'Andhra et le Nord du Tamil Nadu. Les latitudes et longitudes sont figurées de deux en deux degrés.

Chapitre 1

Cadre géographique et géomorphologique

1.1 Un plateau à “inselbergs” bordé de montagnes

Le craton de Dharwar représentant une superficie assez étendue, on y trouve des paysages et des reliefs variés (Figures 1 et 1.1).

1.1.1 Le plateau de Mysore

La partie centrale, la plus vaste, recouvre l'Est et le Sud-Est du Karnataka et le Sud-Ouest de l'Andhra Pradesh. Il s'agit d'un plateau à une altitude moyenne de 800 m, qui s'abaisse progressivement vers l'Est. Le climat y est assez sec (par endroits moins de 500 mm de précipitations par an, avec une saison des pluies qui peut ne pas dépasser 2 mois) et chaud (moyenne du mois le plus froid (Novembre) 25 à 30°C, du mois le plus chaud (Avril) 30 à 35°C), avec une chaleur et une sécheresse de plus en plus marquées en allant vers le Nord. Les sols irrigués permettent la riziculture, parfois la canne à sucre, grâce à de nombreux barrages de toutes tailles, depuis des petits ouvrages villageois jusqu'à des gigantesques travaux comme le “TB dam” à Hospet (Ka) qui crée un lac de plus de 60 km de long sur la Tungbhadra. Les endroits plus secs sont plantés de millet. Dans les zones humides, le cocotier est omniprésent. Les parties non cultivées sont laissées en savane, et pâturées par les chèvres et les vaches.

Dans cette région, les gneiss affleurent très mal, et forment de très larges plaines plates et sans affleurements. Les seuls rochers visibles correspondent généralement à des filons de granite, plus résistants.

Les granites, en revanche, sont plus riches en feldspath potassique, et donc plus résistants à l'érosion. Ils affleurent sous forme de grands inselbergs, qui peuvent atteindre 300 à 400 m de hauteur au-dessus du plateau et forment des alignements de plusieurs dizaines, voire centaines de kilomètres, qui correspondent à différentes intrusions. Ces inselbergs, complètement dénudés, peuvent être soit formés de roche massive, comme dans la région de Bangalore (Ka), soit d'accumulation de gros blocs plurimétriques, presque en place, comme au Nord, autour de Hospet (Ka) (site archéologique de Hampi). Le granite y est généralement très frais, quoique patiné en surface. De fréquentes carrières sont exploitées (dalles pour la construction, graviers). Du fait du mode d'exploitation (des dalles d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur sont détachées par “éclatement” de la roche, provoqué par un feu de branchages), ces carrières créent d'immenses surfaces d'affleurements : des affleurements parfaitement frais, et continus, de plusieurs hectares ne sont pas rares !

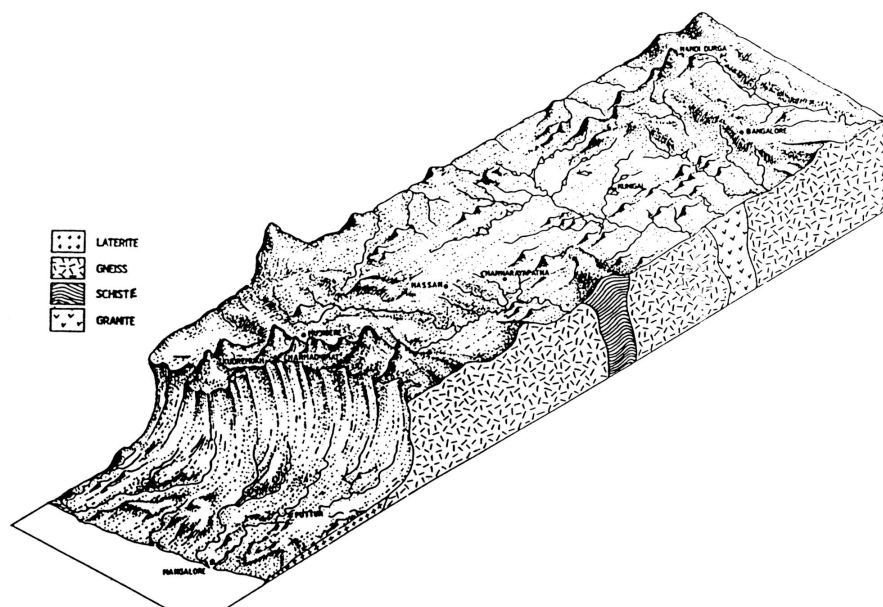


FIG. 1.1 – Bloc diagramme du plateau de Mysore et de son rebord (Ghâtes occidentales) (Gunnell, 1996).

Les ceintures de roches vertes, quant à elles, forment des reliefs plus ou moins prononcés (une centaine de mètres pour la ceinture de Kolar, mais 700 m pour Bababudan !) Ce sont généralement des zones plus vertes, parfois boisées. On y trouve de fréquentes mines d'or (Kolar Gold Fields (Ka), Hutti (Ka) ...), liées à des minéralisations synchrones des épisodes tardi-archéens (Santosh et al., 1995). Enfin, des épais (10–100 m) et longs (1–10 km) dykes de dolérites, protérozoïques (2000–2200 Ma : Pandey et al., 1997), forment de grandes échines allongées, d'une centaine de mètres de hauteur, traversant le paysage. Vers l'Est, ce plateau s'abaisse progressivement vers la plaine tamoule, en direction de Madras (TN), et les terrains archéens disparaissent sous les dépôts du Tertiaire.

1.1.2 Les montagnes granulitiques

Au Sud, le craton de Dharwar est formé de montagnes assez élevées : 2630 m dans les Nilgiri hills, 1630 m dans les Shevaroy hills au dessus de Salem (TN). Le climat y est évidemment plus frais (15 à 20°C en Octobre, 22–23 en Avril), les précipitations plus abondantes (1400–1500 mm) et mieux réparties sur l'année. Ces régions sont encore largement couvertes de jungle. Le café y est fréquemment cultivé. Mais ces montagnes restent le domaine des anciennes stations climatiques britanniques (Ootacamund (TN), Coonor (TN)) et des grandes réserves naturelles du “project tiger” (protection du tigre royal et de tout son écosystème) : Bandipur (Ka), Madumalai (TN), Periyar (Ke) ... Ces montagnes sont formées uniquement de granulites massives, décrites au paragraphe 4.3. Les conditions d'affleurement sont plutôt bonnes (rochers, bords de route, petites carrières...)

1.1.3 Les Ghâtes occidentales (= Western Ghats)

A l'Ouest (fig. 1.1), le craton s'interrompt brutalement et “chute” vers la mer, par un escarpement presque continu, de près de 800 m. Cette étroite zone de montagnes (Western

Ghats) est profondément entaillée par les vallées de courts fleuves côtiers, souvent coupés de chutes d'eau (Jog falls (Ka) sur la Sharavati est la plus connue). Ces fleuves rejoignent la mer par de larges estuaires, dans une plaine côtière étroite et discontinue (guère plus d'une dizaine de kilomètres à Panjim (Goa), où elle est pourtant la plus large). Près de la côte, le climat est chaud (30° toute l'année) et humide (2000 à 3000 mm par an, en principe concentré pendant les mois de mousson : Juin à Septembre). Pour l'essentiel, c'est une région de jungle, avec quelques cultures disséminées autour des villages qui peuvent exister, et des plantations de café. Les Ghats sont composées des terrains archéens typiques, surélevés au Tertiaire (Gunnell, 1996). Les vallées profondément entaillées offrent de bons affleurements.

1.2 Un “burrelet de marge passive” surélevé au Tertiaire

L'Inde du Sud présente une dissymétrie frappante, entre une côte Est qui s'abaisse progressivement vers la mer, et une côte Ouest où on passe brutalement d'un plateau à 700–1000 m d'altitude jusqu'à la mer, par l'intermédiaire d'un étroit escarpement très disséqué. Sur le terrain, aucune faille majeure n'existe qui expliquerait cet escarpement. Les études géomorphologiques de Gunnell (1996) ont démontré que l'escarpement des Ghâtes occidentales est lié à l'ouverture de l'Océan Indien, et correspond à ce que les géographes appellent “burrelet de marge passive”. De tels escarpements sont connus dans d'autres sites (Serra do Mar au Brésil, côte namibienne et angolaise, Yemen, Somalie, Norvège ...) En revanche d'autres marges passives ne présentent aucun escarpement (Europe, Argentine ...)

Dans le cas des Ghâtes, plusieurs facteurs semblent expliquer la formation et surtout la préservation (surprenante dans la mesure où les taux d'érosion atteignent une vingtaine de mètres par Ma en Inde (Gunnell, 1996), alors que la cause tectonique ne perdure pas plus de 20 à 30 Ma) d'un tel escarpement (Figure 1.2) :

- Un soulèvement, dû à l'anomalie thermique associée au rifting (Keen et Beaumont, 1990 ; White et Mackenzie, 1989).
- L'épaississement de la croûte par underplating de matériaux basiques (équivalents profonds des trapps du Deccan).
- Un effet flexural, dû à la décharge (érosion) du continent, associée à la charge simultanée (sédimentation) du pied de la marge. C'est le modèle que Gunnell (1996) a favorisé, sur la base de géomorphologie de terrain, de l'étude de la sédimentation au large de l'Inde, et d'estimations du taux de dénudation, à la fois par des méthodes classiques (charge sédimentaire des rivières) et par la méthode des traces de fission.

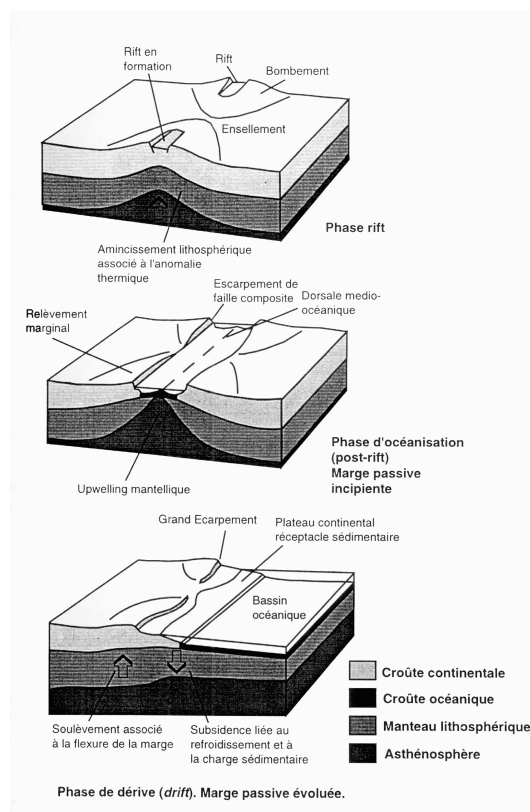


FIG. 1.2 – *Evolution morphologique d'une marge passive (Gunnell, 1996), expliquant la genèse d'un escarpement marginal comme celui des Ghâtes occidentales.*

1.2. UN “BOURRELET DE MARGE PASSIVE” SURÉLEVÉ AU TERTIAIRE

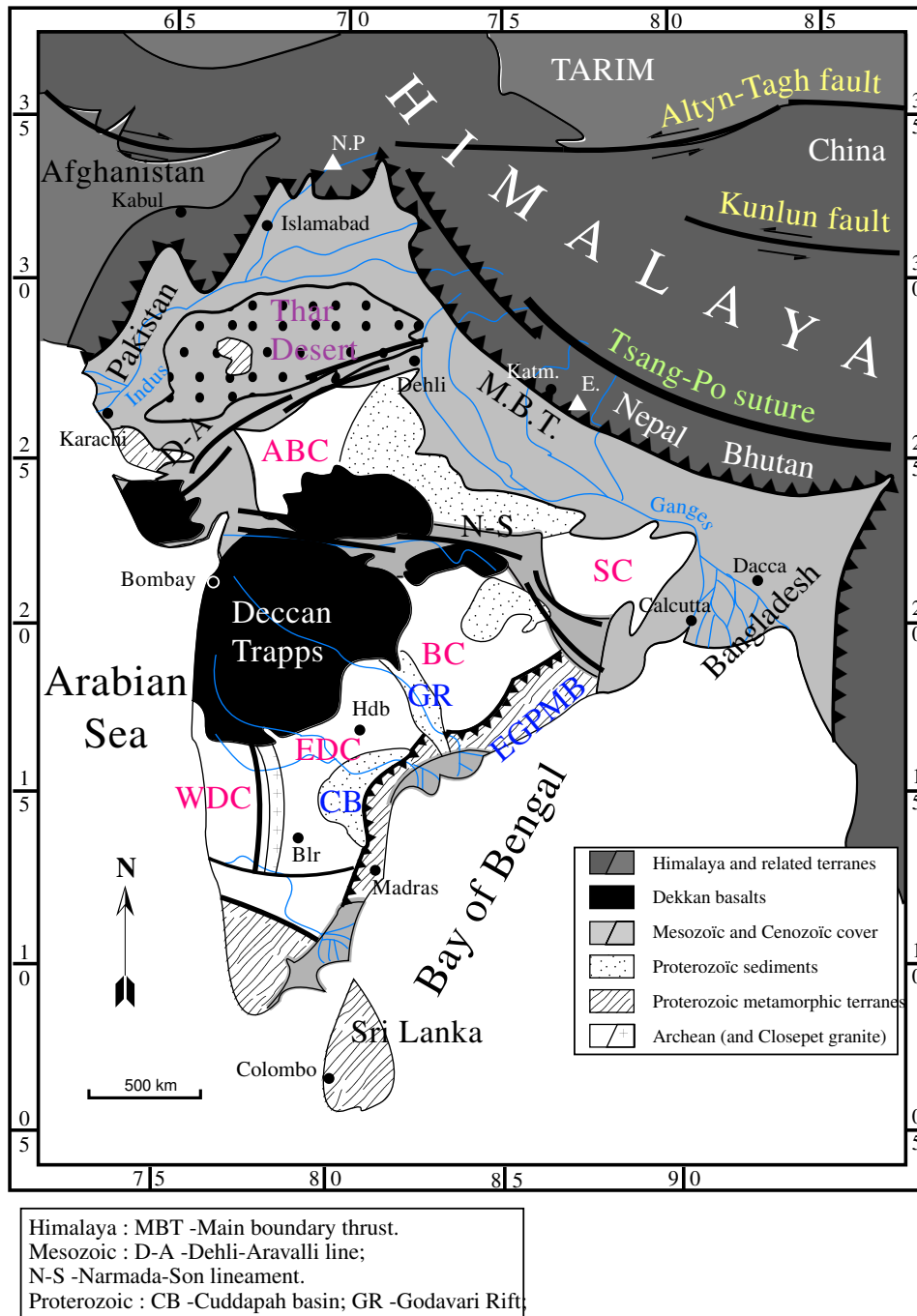


FIG. 1.3 – Carte géologique de l'ensemble du sous-continent indien (Inde, Pakistan, Bangladesh, Népal, Bhoutan ...)

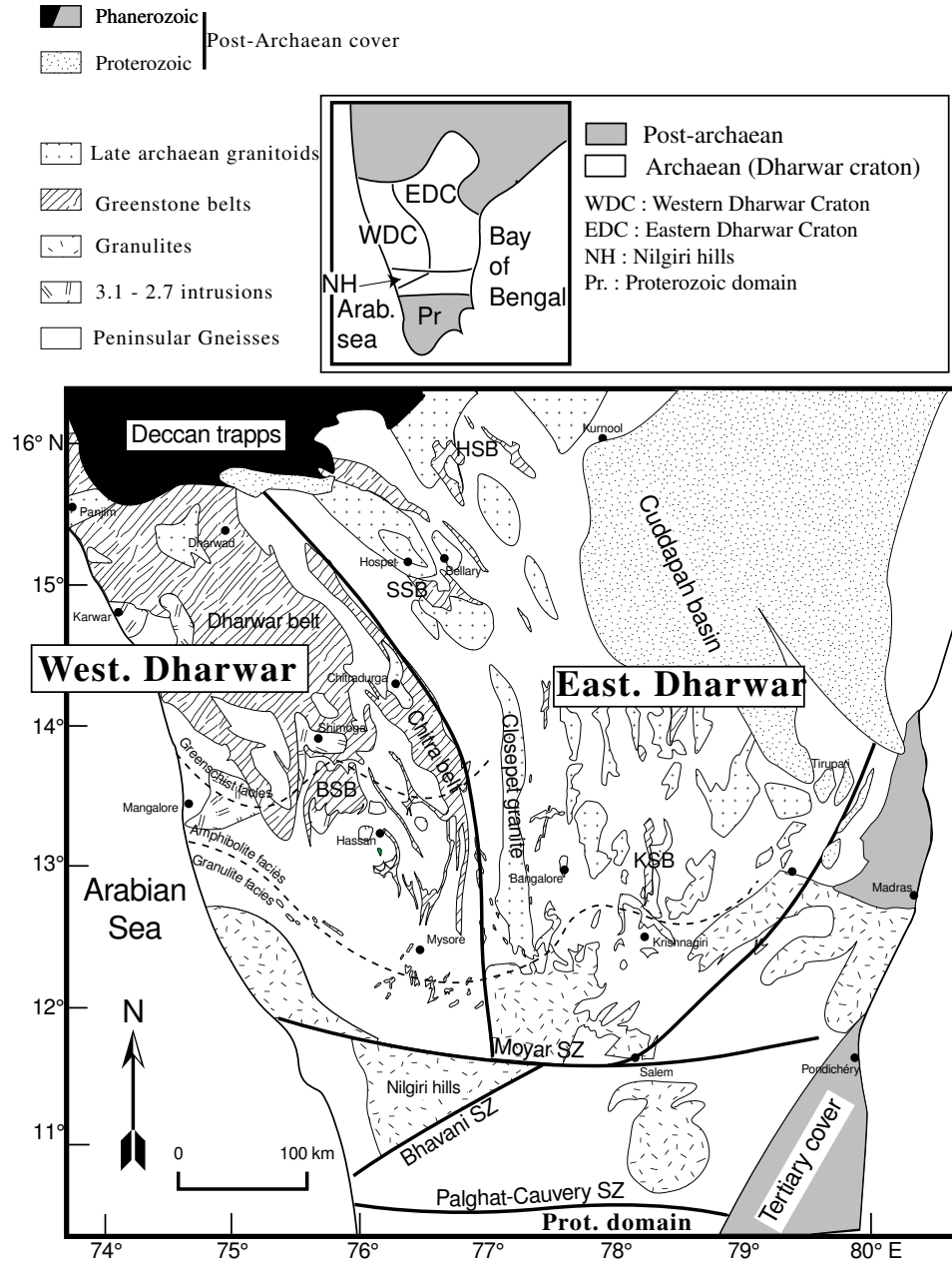


FIG. 1.4 – Carte géologique du craton de Dharwar. Compilation d'après différentes sources, et la présente étude. SZ: shear zone (zone de cisaillement ductile). BSB: Bababudan Schist Belt; SSB: Sandur Schist Belt; HSB: Hutti Schist Belt; KSB: Kolar Schist Belt.

Chapitre 2

Structure géologique d'ensemble et données géophysiques

2.1 Limites du craton

Le craton de Dharwar est limité (figures 1.3, 1.4 et 2.2) soit par des formations plus récentes qui le recouvrent en discordance (vers le Nord), soit par des zones remaniées par des épisodes tardifs (vers le Sud) :

2.1.1 Au Nord, des discordances

- Au Nord-Ouest, il disparaît sous les sédiments protérozoïques du bassin de Kaladgi, et sous les basaltes (limite Crétacé-Tertiaire) des trapps du Deccan.
- Au Nord-Est, il s'étend jusqu'au rift de la Godavari, qui date du Primaire. Au delà, on retrouve de l'Archéen en Orissa, dans le craton de Bhandara, et au-delà dans le bloc du Singhbhum (ou Bonai) (Sengupta et al., 1983, 1991). Mais les études qui font l'objet de ce mémoire ne se sont pas prolongées dans cette direction (région d'Hyderabad (AP)), et n'ont pas dépassé vers le Nord-Ouest la ville de Raichur (Ka).
- A l'Est, le craton est recouvert en discordance par les sédiments (Protérozoïque inférieur : Radhakrishna et Vaidyanadhan, 1997, et bibliographie de ces auteurs) du bassin de Cuddapah-Kurnool. Ces sédiments sont des conglomérats, des grès et des quartzites, et ils sont plissés et intégrés dans la chaîne (Protérozoïque) des Eastern Ghats. A l'Est du bassin de Cuddapah, au Nord de Madras (TN), les "schistes de Nellore" seraient archéens, bien que remaniés au Protérozoïque.
- A l'Ouest, le craton de Dharwar est bordé par la mer d'Arabie, ouverte à la fin du Crétacé (Besse et Courtillot, 1989).

2.1.2 Au Sud, une limite imprécise avec les domaines protérozoïques

Au Sud, les choses sont plus compliquées (fig. 2.1). On observe un passage progressif vers des granulites, dont l'âge est sujet à débat. Pendant longtemps en effet, les cartes publiées (Rollinson et al., 1981 ; Condie et al., 1982) attribuaient à l'Archéen toutes les granulites du Sud de l'Inde, de Bangalore (Ka) au Cap Comorin (Ke). Mais des travaux géochronologiques plus récents (Bartlett et al., 1998 ; Jayananda et al., 1995b ; Choudhary et al., 1992 ; Braun et al., 1998 ; Miller et al., 1996) infirment cette théorie, et une large part de ces granulites (approximativement au Sud de 11°30' N) ont fourni des âges panafricains (800–550 Ma). Cependant, il est difficile de savoir si les âges obtenus sur des granulites représentent l'âge du métamorphisme, ou celui du protolithe.

Les cisaillements panafricains découpent une mosaïque de blocs

L'ensemble du domaine protérozoïque d'Inde du Sud est découpé par de grands cisaillements Est–Ouest, qui sont du Nord vers le Sud le cisaillement de Moyar–Bhavani, de Palghat–Cauvery et de l'Akantovil. Ces cisaillements seraient d'âge protérozoïque supérieur (panafricain) : 550–600 Ma dans le cisaillement de la Moyar (Bhaskar Rao et al., 1996 ; Miller et al., 1996) ; autour de 550 Ma dans le cisaillement de Palghat–Cauvery (Bartlett et al., 1998 ; Jayananda et al., 1995b) ; et 500 Ma dans l'Akantovil (Bartlett et al., 1998). Cependant, il n'est pas exclu que ces cisaillements aient déjà existé à l'Archéen, et un zircon prélevé dans le cisaillement de la Moyar aurait fourni un âge de 2,5 Ga, interprété comme l'âge d'un premier jeu du cisaillement (De Wit, *com.pers.*)

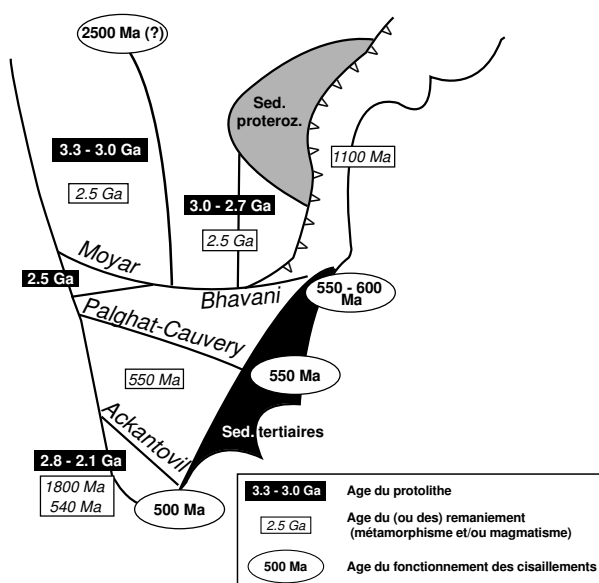


FIG. 2.1 – Age des blocs crustaux du Sud de l'Inde. Les granulites du Sud de l'Inde sont essentiellement panafricaines, avec des héritages plus anciens

- Au Sud du cisaillement de Palghat–Cauvery, les terrains granulitiques en présence sont structurés au Panafricain et fournissent des âges entre 500 et 600 Ma par différentes méthodes (Bartlett et al., 1998 : 547 ± 14 Rb–Sr et zircons ; Jayananda et al., 1995b : 553 ± 15 Ma Sm–Nd roche totale–grenat et U–Pb sur monazite ; Miller et al., 1996 ; Braun et al., 1998 ; Paquette et al., 1994 : 517 ± 26 Ma). Cependant, quelques âges plus anciens, autour de 1800 Ma (Choudhary et al., 1992 ; Bartlett et al., 1998 ; Braun et al., 1998) ont été obtenus dans le bloc du Kérala et sont interprétés comme témoignant d'un épisode métamorphique antérieur. Enfin, des âges modèles Sm–Nd (Harris et al., 1994 ; Brandon et Meen, 1995) entre 2100 et 2800 Ma sont interprétés comme témoignant d'un protolithe archéen.
- Dans les Eastern Ghats, les granulites ont été datées à 1100 Ma (Aftalion et al., 1988). Elles affectent un protolithe qui peut être représenté par les sédiments protérozoïque inférieur du bassin de Cuddapah, ou par les schistes archéens de Nellore (Sambandam et al., 1992).
- Enfin, entre les cisaillements de Moyar–Bhavani et de Palghat–Cauvery (bloc de Coimbatore), les terrains ont vraisemblablement un protolithe archéen (Sambandam et al.,

1992), plus ou moins remanié au Protérozoïque (quelques granites réputés protérozoïques dans la région de Salem (Santosh et al., 1989; Sambandam et al., 1992)).

En résumé, le domaine protérozoïque d'Inde du Sud est vraisemblablement constitué d'un protolithe archéen, remanié au cours de plusieurs épisodes protérozoïques inférieur et moyen (1800 et 1100 Ma); le dernier épisode, et le plus lisible est le métamorphisme en faciès granulite, accompagné du fonctionnement des zones de cisaillement, lors de l'orogénèse panafricaine (600-550 Ma).

Une difficile corrélation avec les autres terrains gondwaniens

L'histoire des domaines protérozoïques du Sud de l'Inde est donc analogue à celle que l'on connaît dans l'ensemble des terrains du Gondwana adjacents à l'Inde: en Antarctique Est (Yoshida et al., 1992; Monnier, 1995), à Madagascar (Martelat, 1998; Martelat et al., 2000 et bibliographie de cet auteur), ou à Sri Lanka (Höltz et al., 1991, 1994), bien que la position de cette île au panafricain soit mal contrainte ...

Si la géologie de l'Antarctique est assez mal connue, pour d'évidentes raisons de conditions climatiques, Madagascar est mieux étudiée, et depuis longtemps des travaux ont visé à corréler les structures indiennes et malgaches (Katz et Premoli, 1979; Kriegsman, 1994; Windley et al., 1994; Agrawal et al., 1992). Sur la base de critères cinématiques, métamorphiques et géométriques, Martelat (1998) propose de corréler la zone de cisaillement de l'Ackantovil, en Inde, avec celle de Bongolava-Ranotsara à Madagascar, qui se prolongerait jusqu'au Kenya. Ceci permettrait de mettre le cisaillement malgache d'Infanadiana "en face" de la zone de Palghat-Cauvery, et de corréler le lambeau archéen de la presqu'île d'Antongil, à Madagascar, avec le Nord du craton de Dharwar (Goa?) (Figure 2.2).

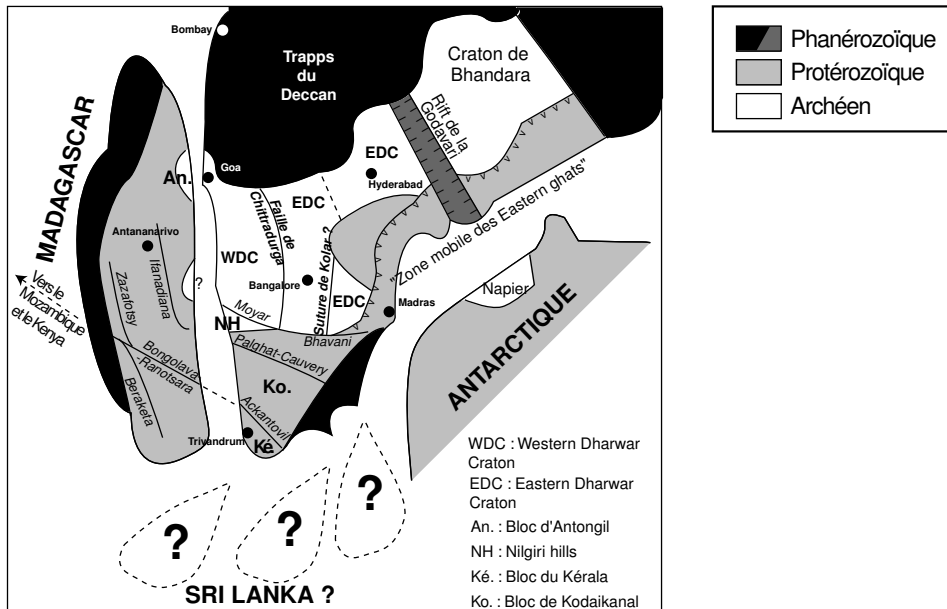


FIG. 2.2 – Limites et subdivisions du craton de Dharwar. Corrélation avec les terrains gondwaniens voisins (références dans le texte).

2.2 Une mosaïque de blocs séparés par des cisaillements

A l'intérieur même du craton de Dharwar, on peut reconnaître différents blocs isolés par des grands cisaillements. Ils sont essentiellement panafricains, bien que certains de ces cisaillements aient sans doute une histoire plus ancienne qui s'est prolongée pendant toute l'histoire géologique du craton, puisque ces zones restent actives sismiquement. Cependant, les cartes des différents auteurs sont souvent en désaccord, à la fois quant à l'âge des cisaillements, et quant à leur trajet précis.

2.2.1 La marge Sud du craton et les blocs granulitiques isolés

- Le cisaillement de Moyar-Bhavani constitue la limite Sud des terrains qui n'ont pas été affectés par les épisodes protérozoïques. Au Sud, entre ce cisaillement, et le cisaillement de Palghat-Cauvery, le bloc de Coimbatore est constitué de granulites archéennes, analogues à celles qui constituent la marge Sud du craton de Dharwar. Elles sont intrudées de petits plutons granitiques panafricains (Santosh et al., 1989).
- Dans la “ceinture mobile protérozoïque” qui constitue la marge Sud-Est du craton, on peut encore reconnaître les structures archéennes (région de Vellore, TN) : essentiellement des intrusions granitiques tardi-archéennes au sein de gneiss.
- Au Sud-Ouest, le cisaillement de la Moyar se sépare en deux branches et isole un petit fragment granulitique archéen : le bloc des Nilgiri hills. La spécificité des Nilgiri hills a bien été démontrée par Raith et al., 1990, qui montrent que le gradient métamorphique qu'on y observe n'est pas en continuité avec celui du reste du craton, les terrains de haut grade se situant au Nord, à l'inverse de ce qu'on observe ailleurs. Il n'en reste pas moins que les Nilgiri hills n'ont sans doute qu'assez peu bougé, et peuvent être considérées comme un élément du craton de Dharwar, même si leur mouvement tardif impose qu'on ne tire pas de conclusions géométriques les intégrant.

2.2.2 Les terrains archéens proprement dits sont séparés en au moins deux blocs

Dans le craton proprement dit, on trouve encore de nombreux cisaillements, qui sont souvent “branchés” sur le cisaillement de la Moyar (Figures 1.4 et 2.2).

Un contraste marqué entre “Eastern Dharwar Craton” et “Western Dharwar Craton”

- A l'Est, les Gneiss Péninsulaires sont plus jeunes (3,0–2,7 Ga). Les ceintures de roches vertes, plus rares, sont restreintes à de petits lambeaux allongés (Kolar, Kadiri, Hutti ...) Elles sont âgées de 2,7 Ga. A l'inverse, le magmatisme granitique tardi-archéen y est extrêmement abondant, représenté par des plutons allongés de 10 à 30 km de large sur des centaines de kilomètres de longueur, et espacés de 30 à 40 km.
- A l'Ouest, les Gneiss Péninsulaires ont des âges qui s'étagent entre 3,0 et 3,3 Ga. Dans cette région, les ceintures de roches vertes sont abondantes ; deux grands groupes sont distingués, le “supergroupe de Dharwar” (3,0–2,7 Ga) et le “groupe de Sargur” (3,3–3,0 Ga). En revanche les granites tardi-archéens y sont rares.

La jonction entre les deux parties du craton reste énigmatique. Certains auteurs l'ont décrite comme une zone de chevauchement, par exemple Chadwick et al., 1997 :

“... a steep belt of mylonites, c.a. 1.5 km wide, tending approximately N-S or NW- SE (Chadwick et al., 1989) [which] has been interpreted as a thrust by many workers, on the ground of a relatively shallow, E-dipping reflector, identified by Kaila et al. (1979) (...) Shallow and steeply plunging linear fabrics in the

mylonite (Chadwick et al., 1989) are ambiguous in terms of principal displacement direction within the belt.”

L'EDC chevaucherait donc vers l'Ouest le WDC. Cependant, de l'aveu même de Chadwick et al. (1997), les critères de mouvement sont ambigus : les linéations sont-elles horizontales, ce qui témoignerait plutôt d'une zone de cisaillement, ou bien fortement pentées, ce qui caractériserait un chevauchement ?

Pour d'autres auteurs (Bouhallier, 1995), la limite serait plutôt une zone de cisaillement vertical, à la limite Est de la ceinture de Chittradurga.

Enfin, pour certains auteurs, cette zone de cisaillement serait celle qui a guidé la mise en place du granite de Closepet. Ce massif marquerait donc la limite entre les deux parties du craton (Condie et al., 1982).

Plusieurs blocs au sein de l'EDC ?

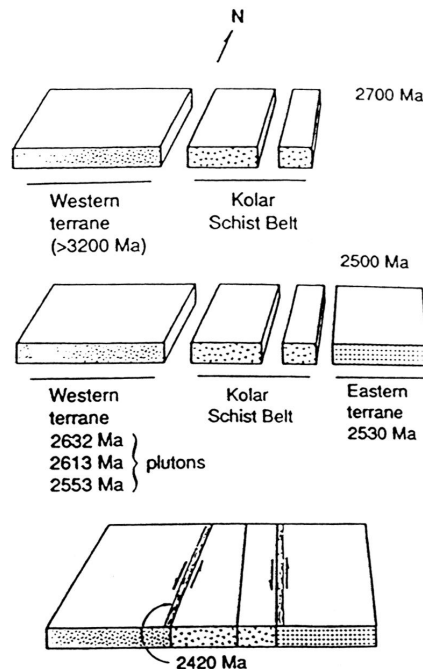


FIG. 2.3 – Assemblage de la ceinture de roches vertes de Kolar et des terrains voisins (Krogstad et al., 1989).

Sur la base d'études géochimiques (traces et isotopes) au voisinage de la ceinture de Kolar (Ka), Krogstad et al. (1989, 1991, 1995) considèrent que cette ceinture sépare deux zones contrastées, et l'interprètent comme une zone de suture, par exemple liée à l'accrétion d'un arc insulaire sur une marge active préexistante (Figure 2.3). D'après P. Choukroune (com. pers.), la ceinture de Kolar serait localisée dans une zone de cisaillement dextre, tardi-archéenne.

Cette grande limite au sein de l'EDC se poursuivrait vers le Nord, par la ceinture de Kadiri (AP), puis disparaîtrait sous le bassin de Cuddapah; les ceintures de roches vertes de la région de Raichur-Deodurg (Ka) pourraient représenter le prolongement Nord de cette structure.

Zachariah et al. (1996, 1997) ont appliqué la même approche à la ceinture de Ramagiri (Ka), au Nord-Ouest de Kolar, et considèrent qu'elle sépare deux blocs crustaux différents. On aurait donc une autre limite, matérialisée par les ceintures de Ramagiri, Pennar et Hungund-Kushtagi.

2.3 Géophysique

Il existe quelques travaux géophysiques sur la péninsule indienne; ils sont surtout centrés sur l'étude d'un "transect" Est-Ouest au travers de la péninsule, entre Kavali (AP) et Udipi (Ka). Sur ce trajet a été effectué un profil de sismique réflexion (Kaila et al., 1979), ainsi que des compilations de données géologiques et géochronologiques, et de la gravimétrie (Radakrishna, 1993; Kaila et Bhatia, 1981). Par ailleurs, il existe des études gravimétriques (Krishna Brahman, 1993, et aéro-magnétiques (Reddi et al., 1988) sur l'ensemble de la péninsule indienne.

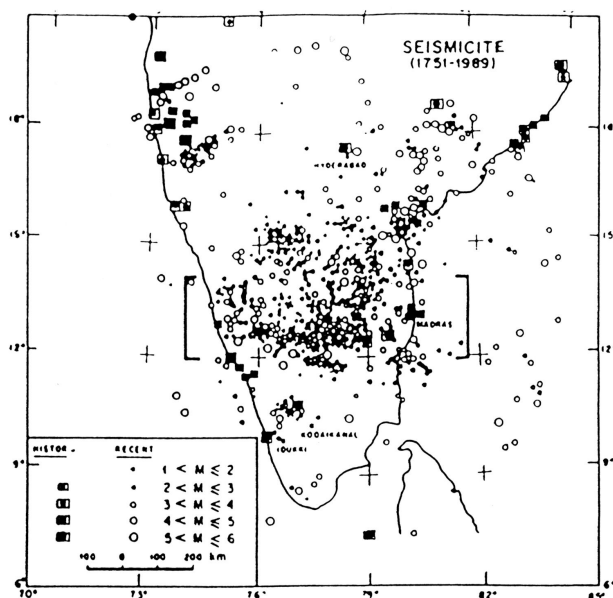


FIG. 2.4 – Sismicité et microsismicité historique dans le craton de Dharwar (Ramalingeswara Rao, 1992).

2.3.1 Sismicité

La sismicité dans la péninsule indienne se localise essentiellement sur les grands accidents décrits précédemment (figure 2.4), ce qui implique qu'ils ont un rejeu actuel. Ces grands accidents archéens constituent probablement des zones de faiblesse dans la lithosphère, où se localise la déformation due aux contraintes liées à la convergence Inde-Asie. Il s'agit presque uniquement de micro-sismicité (magnitude inférieure à 3) mais quelques épisodes plus violents sont connus, le dernier en date et le plus violent étant celui de Latur, au Maharastra, qui fit 20 à 30 000 victimes le 30 septembre 1993 ($M = 6,4$) (Gupta, 1993) et serait lié à l'activité d'une faille dans le socle sous les trapps du Deccan (Rajendran et al., 1996).

- La plus grande partie de l'activité sismique est concentrée sur la zone de cisaillement de Moyar-Bhavani (Ramalingeswara Rao, 1992).

- Une sismicité notable existe également tout au long des Eastern Ghats, de Madras vers le Nord.
- Le Sud-Est du Karnataka apparaît aussi comme une zone assez sismique, dans des zones correspondant à la limite entre EDC et WDC, et aux hypothétiques sutures à l'intérieur de l'EDC. En revanche le WDC apparaît comme une zone sismiquement calme.
- Enfin, on note de petits amas de microsismicité, l'un sur la côte du Maharastra vers 18°N, qui ne semble correspondre à aucune structure géologique reconnue (faille dans le socle précambrien, recouverte par les basalte des trapps?), l'autre dans la région de Palghat, sur le cisaillement de Palghat-Cauvery.

2.3.2 Profondeur du moho

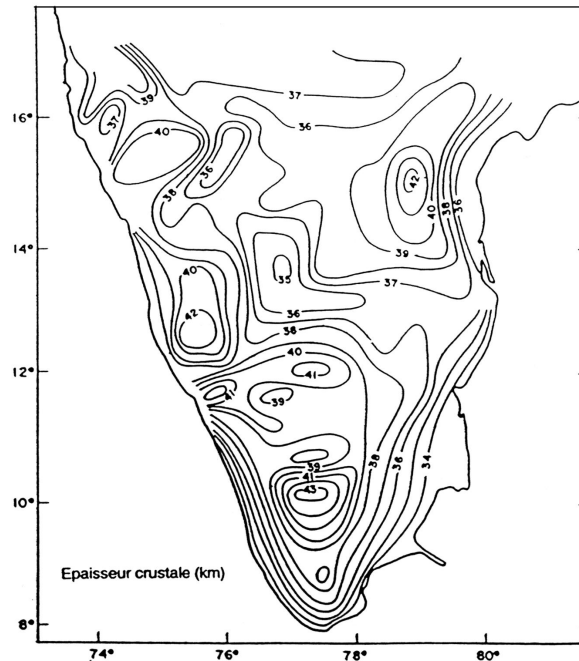


FIG. 2.5 – Profondeur du moho dans le Sud de la péninsule indienne (Subba Rao et al., 1988).

Les études gravimétriques et sismiques ont permis de recalculer la profondeur du moho sous la péninsule indienne (Subba Rao, 1988). La carte de profondeur du moho (figure 2.5) met en évidence plusieurs domaines :

- Au Sud, les blocs panafricains présentent une épaisseur crustale de 39 à 43 km.
- Le bloc de Coimbatore est moins épais (38-39 km).
- Dans le craton de Dharwar, on observe globalement une diminution de l'épaisseur crustale du Sud vers le Nord. Les épaisseurs sont contrastées entre les deux blocs (EDC et WDC) du craton :
 - Dans l'EDC, les terrains les plus méridionaux (granulites des BR hills) ont un moho à 41 km. plus au Nord, dans la région du faciès amphibolite, l'épaisseur diminue pour atteindre 38 km ; plus au Nord encore, elle diminue jusqu'à 35 km.

- Dans le WDC, les terrains les plus méridionaux ont une profondeur de 42 km ; plus au Nord, la profondeur diminue mais reste supérieure à 38 km, et elle est généralement plus forte de 3 à 5 km dans le WDC que dans l'EDC, à latitude égale.
- Le bloc des Nilgiri hills, avec un moho à 41 km, ressemble donc plus à l'EDC qu'au WDC. Dans cette région (Mercara, Ka) le cisaillement de la Moyar correspond à une légère remontée du moho (39 km).
- La profondeur du moho diminue évidemment au voisinage des côtes.
- Enfin, le bassin de Cuddapah correspond à une zone à croûte assez épaisse (jusqu'à 42 km). Les isobathes du moho ont une disposition concentrique, sans doute due à la subsidence lors de la création du bassin.

En résumé, on retrouve par la gravimétrie les principaux domaines mis en évidence par la géologie et la géochronologie.

2.3.3 Profil sismique Kavali–Udipi

Les études sismiques (DSS : Deep Seismic Sounding) et gravimétriques au long de ce transect, situé approximativement à 14 °N, ont permis d'étudier la structure crustale d'ensemble de la région (Kaila et al., 1979).

Ce profil met en évidence (figure 2.6) :

- L'existence de grandes failles à pendage fort, qui affecteraient toute la croûte et décaleraient même le moho. Il n'existe que peu, voire pas de corrélations entre ces failles et les structures géologiques observées en surface : les failles les plus évidentes en sismique ne sont pas celles que l'on voit le mieux sur le terrain.
- Le granite de Closepet semble se prolonger au travers de toute la croûte, et on ne retrouve pas de gneiss en dessous.
- Enfin, on met en évidence des failles à faible pendage vers l'Est au niveau du bord oriental de la ceinture de Chittradura ; elles correspondraient au "Chittradura thrust" de Chadwick et al., 1997.

Profil Kavali-Udipi (sondage sismique profond)

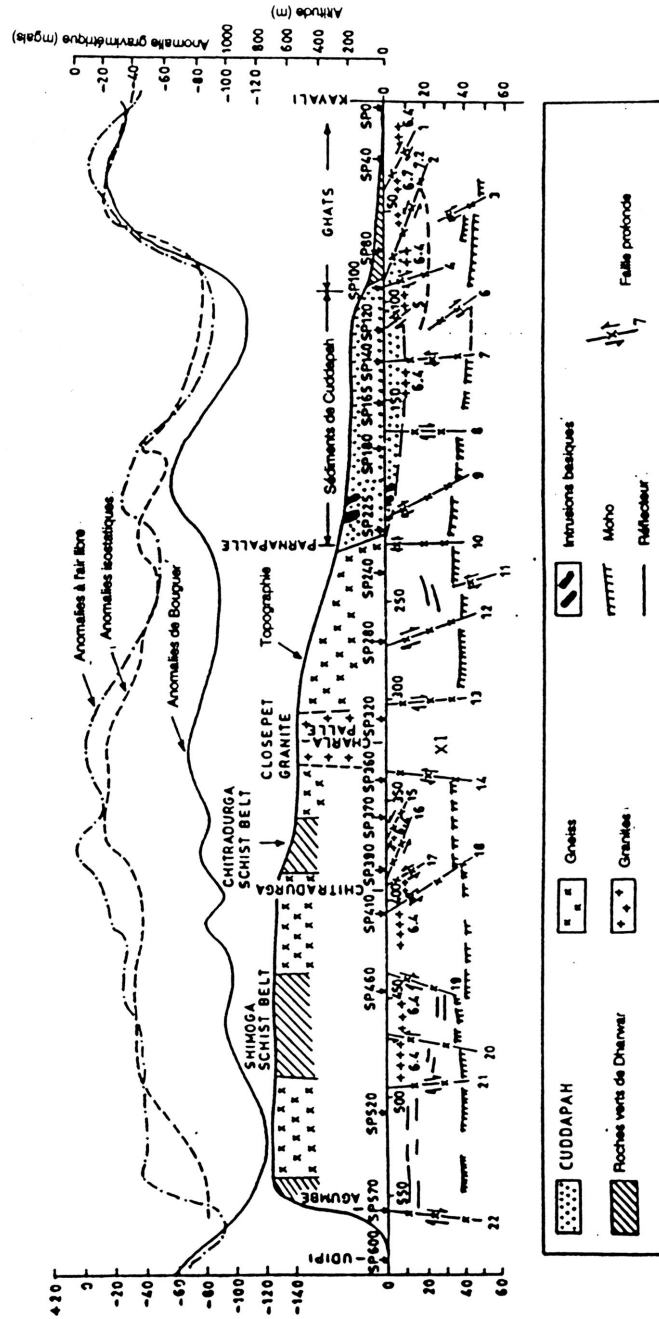


FIG. 2.6 – Interprétation du profil DSS de Kavali à Udipi (Kaila et al., 1979, repris par Gunnell, 1996). Noter le découpage du craton par des failles à fort pendage (sans doute tardives), l'existence de réflecteurs presque plats sous la ceinture de Chitradurga (preuve d'un chevauchement de l'EDC sur le WDC?) et l'apparente absence de moho sous le granite de Closepet.

Chapitre 3

Les formations géologiques en présence

3.1 Les Gneiss péninsulaires : un ensemble mal défini

Le socle médio-archéen du craton de Dharwar est composé de gneiss, connus sous le nom de “Gneiss Péninsulaires”. Bien que certaines cartes anciennes (Condie et al., 1982) les fassent s’étendre jusqu’à la pointe Sud de la péninsule indienne, les auteurs actuels réservent cette appellation aux gneiss archéens, en dehors du faciès granulite, donc approximativement au Nord d’une ligne Mysore (Ka)–Krishnagiri (TN). Les Gneiss Péninsulaires sont, pour l’essentiel, des gneiss orthodérivés de nature TTG. En cela ils sont donc tout à fait typiques des TTG archéens partout au monde (cf première partie). Leur lithologie de détail est en réalité très complexe, avec différents faciès orthodérivés, mutuellement intrusifs, affectés d’au moins un épisode de migmatisation. Des filons basiques, transformés en boudins d’amphibolites, sont fréquents, et des fragments de roches sédimentaires métamorphisés (pelites, calcaires ...) sont présents localement.

3.1.1 Dans le WDC : un socle ancien (3,0–3,3 Ga) de nature TTG

Plusieurs études se sont intéressées aux gneiss du WDC, principalement du point de vue de la géochronologie, et avec de plus rares références à la pétrographie ou à la géochimie. Les Gneiss Péninsulaires semblent s’être formés au cours de deux épisodes essentiels (figure 3.1) :

- L’un, aux alentours de 3,3 Ga, est représenté surtout dans le centre-Sud du WDC (région de Mysore (Ka)–Hassan (Ka) (Meen et al., 1992), qui est aussi la région où se trouvent les ceintures de roches vertes les plus anciennes (groupe de Sargur — cf plus bas paragraphe 3.2.1). Il est constitué de gneiss gris, polyphasés, déformés et parfois migmatisés.
- Le second (3,0 Ga), est à peu près omniprésent dans le WDC. Dans la région d’Hassan, il est représenté à la fois par des intrusions trondhjémiques à granitiques bien reconnues, bien moins affectées par le métamorphisme et la déformation que les gneiss gris plus anciens (trondhjémiques d’Halekote, de Belur; granodiorite de Chikmagalur; etc.), et par des gneiss gris plus jeunes (Beckinsale et al., 1980, 1982; Rogers et Callahan, 1989; Taylor et al., 1984; Rogers et al., 1986; Meen et al., 1992). Ailleurs (région de Chittradurga (Taylor et al., 1984)), c’est l’ensemble des gneiss gris qui est daté à 3,0 Ga.

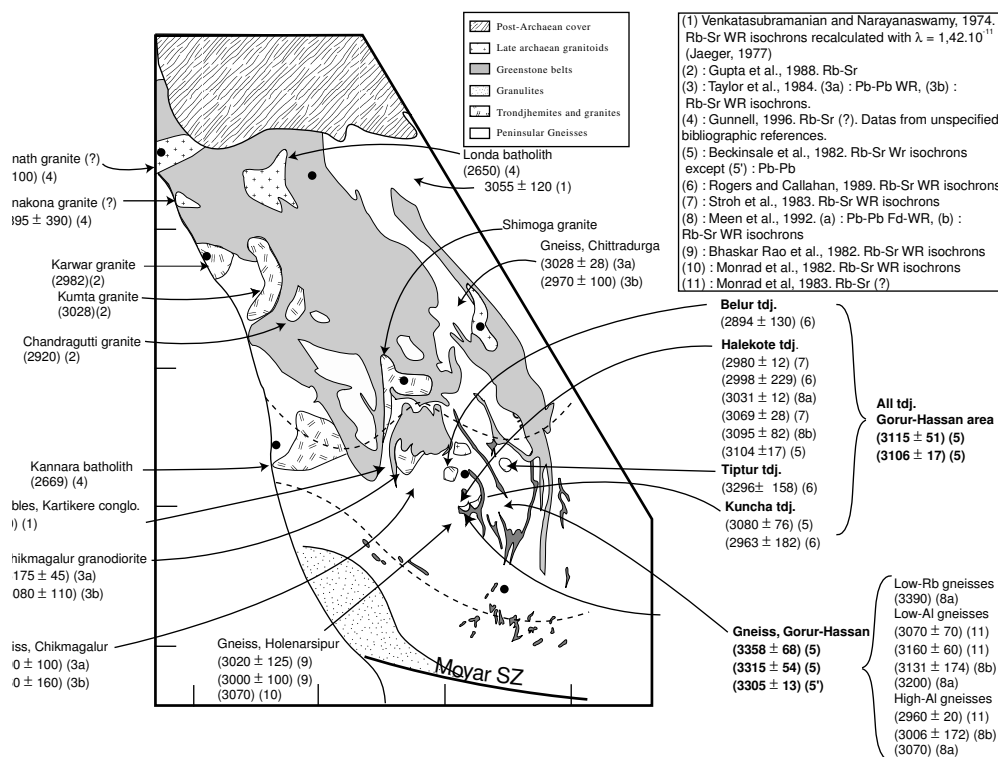


FIG. 3.1 – Synthèse chronologique sur les gneiss du WDC, d'après différents auteurs (cités dans la figure).

- Enfin, malgré leur imprécision, certaines datations laissent envisager la possibilité d'un épisode à 2,7 Ga (batholite de Londa, batholite costal kannara, granite de Chandranath) (Raghu Nandan et Vidyadharan, 1993 ; Gunnell, 1996).

Comme tous les TTG du monde (Martin, 1986, 1994), on regroupe en réalité sous le terme générique de "gneiss gris" un ensemble très composite, formé de plusieurs phases magmatiques successives, que l'on peut distinguer grâce à leurs relations de terrain ou à la géochronologie. Par exemple, Monrad et al. (1983) proposent, dans la région de Hassan, de distinguer 4 épisodes successifs de formation des Gneiss Péninsulaires, reconnus sur le terrain, puis confirmés par la géochronologie et la géochimie :

- Des "low-Rb gneisses" (3,3 Ga)
- Des "low-Al gneisses" (3,1 Ga)
- Des "high-Al gneisses" (3,0 Ga)

Ces trois faciès ont subi une phase de déformation, antérieure à la mise en place du quatrième :

- Des granites et trondhjemites post-tectoniques (3,0–2,9 Ga).

Ces quatre faciès présentent des relations mutuellement intrusives, qui sont confirmées par les données géochronologiques et géochimiques. Il est vraisemblable que, si on étudiait l'ensemble du WDC avec la même précision, on serait à même de distinguer et de cartographier plusieurs épisodes magmatiques bien distincts.

3.1.2 Dans l'EDC : un ensemble à explorer

L'ensemble des Gneiss Péninsulaires reste largement inexploré, et une cartographie précise reste à faire (Bouhallier, 1995 ; Chadwick et al., 1997). En particulier, dans l'EDC il est

évident que de nombreuses roches de nature et d'âge très différents ont été intégrées aux Gneiss Péninsulaires. Au moins trois ensembles lithologiques peuvent être distingués sur le terrain :

Les vraies TTG anciennes

Elles représentent en réalité une portion relativement faible des Gneiss Péninsulaires de l'EDC. Comme dans le WDC, il s'agit d'un ensemble très composite et polyphasé. Les données géochronologiques pour les gneiss de l'EDC sont plus rares que pour le WDC. Celles qui sont disponibles donnent des âges plus jeunes que dans le WDC, entre 3,0 et 2,7 Ga (Friend et Nutman, 1992; Venkatasubramanyan et al., 1971; Jayananda et al., 2000 (partie IV); Krogstad et al., 1991). Ceci implique donc que, dans certains cas, la différence avec les roches tardi-archéennes (2,6–2,5 Ga) n'est pas évidente au seul point de vue géochronologique !

Du point de vue géographique, ces TTG occupent la partie Nord (plus superficielle) de l'EDC. La ceinture de Kolar (Ka) semble constituer une limite majeure de l'EDC :

- A l'Ouest de la ceinture de Kolar, on trouve des TTG à l'affleurement au Nord de la latitude 12°45'. Ils sont très largement intrudés de granites tardi-archéens (cf plus loin), sous forme de massifs bien distincts ou de filons qui lardent les gneiss. Ces gneiss peuvent, sur le terrain, se suivre jusqu'à la terminaison Nord du craton, sous les trapps du Deccan.
- A l'Est de cette ceinture, en revanche, on ne trouve pas de gneiss plus au Sud que 13°15'. Au Nord de cette limite, ceux que l'on trouve sont également largement intrudés de filons et plutons de granites tardi-archéens, mais la zone d'affleurement est assez étroite, car dès 14°15' le craton disparaît sous les sédiments du bassin de Cuddapah. Nous n'avons pas étudié la région qui, au Nord de ce bassin, serait le prolongement de ce bloc (région d'Hyderabad).

Les gneiss tonalitiques du Sud

Des gneiss tonalitiques, que nous appellerons “gneiss type Krishnagiri”, correspondent à peu près aux “transition zone tonalitic gneisses” de Condie et al., 1982; Condie et Allen, 1984; Allen, 1985; Allen et al., 1986; Peucat et al., 1989. Ce sont des gneiss gris sombre, très homogènes, qui forment une bande au Sud des gneiss TTG. Leur allure sur le terrain et leur âge (2,5 Ga : Peucat et al., 1989, 1993) les distingue très nettement des Gneiss Péninsulaires.

Les granites tardifs

Des plutons granitiques tardifs, cartographiés figure 7.1, présentent une foliation typiquement N20, sub verticale, pour l'essentiel magmatique à tardi-magmatique, qui témoigne d'une mise en place syn-tectonique. Pour cette raison, ils ont été décrits comme des gneiss, par exemple dans les travaux de Balakrishnan et Rajamani, 1987; Krogstad et al., 1989, 1991, 1995 autour de la ceinture de Kolar (Dod gneiss, Dosa gneiss, etc.) Ils n'en sont pas moins datés à 2,5–2,6 Ga par ces auteurs, et leur chimie n'a rien à voir avec des TTG (en particulier, teneurs en K et en Mg trop élevées, et minéralogie associée). En dehors des plutons tardifs nettement reconnus autour de la ceinture de Kolar, on trouve de nombreux massifs bien individualisés de granites, certains décrits dans la littérature (Lepakshi (Subba Rao et al., 1992b), Kadiri (Subba Rao et al., 1992a)). D'autres n'ont jamais été décrits : c'est le cas, par exemple, des affleurements que l'on trouve à l'intérieur même de la ville de Bangalore (Ka), soit dans Cubbon Park où ils forment de gros blocs épars, soit dans le Lal Bagh Garden, où une carrière abandonnée, formée de granites tardifs typiques, est présentée comme des Gneiss Péninsulaires par un petit monument (observations personnelles et Chadwick, com.

pers.)! Comme on le verra plus bas, l'imagerie satellitaire permet assez facilement de mettre en évidence les plutons tardi-Archéens, qui forment des inselbergs les distinguant clairement des TTG médio-Archéennes.

Nous proposons de réserver le terme "Gneiss Péninsulaires" aux TTG (3,3–2,7 Ga), constituant le socle dans lequel se mettent en place les granites tardi-Archéens.

3.2 Les ceintures de roches vertes

3.2.1 Dans le WDC : de larges bassins synclinaux bien étudiés

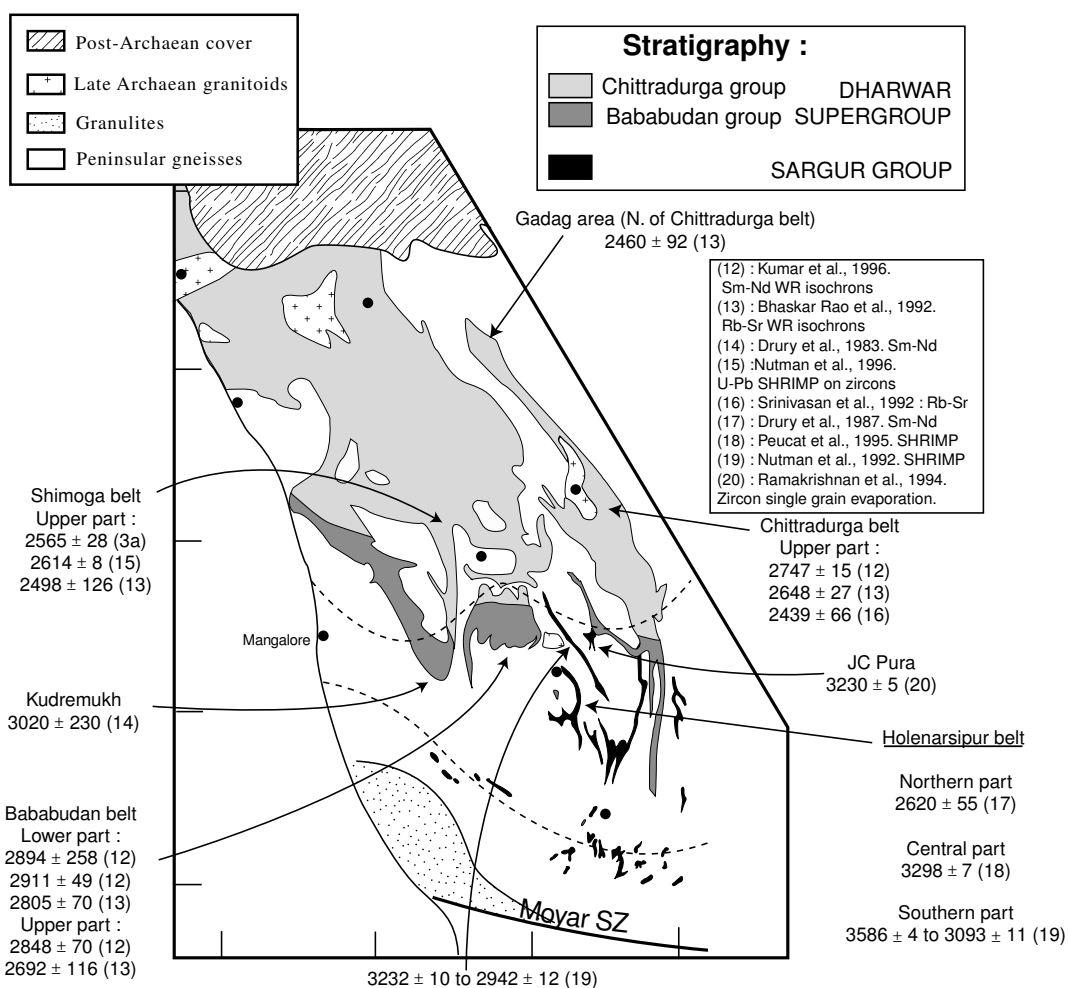


FIG. 3.2 – Synthèse chronologique et cartographique des ceintures de roches vertes du WDC (compilation d'après différents auteurs. Références dans la figure (n° 12 à 20) et figure 3.1 (1 à 12)).

Dans le WDC, où elles affleurent abondamment, les ceintures de roches vertes ont suscité de nombreuses études (figure 3.2). Deux ensembles ont été distingués (Swami Nath et al., 1976; Chadwick et al., 1981a) :

Le groupe de Sargur

Il affleure essentiellement dans le Sud du WDC (de Hassan, Ka à Mysore, Ka) sous forme de petits lambeaux allongés et étroits, à structure synclinale, entourés d'anticlinaux gneissiques. Ces petits lambeaux seraient dûs soit à une intercalation tectonique des sédiments dans les gneiss (Bouhallier, 1995), soit à des fragments isolés entre différentes phases intrusives ("screens") (Chadwick et al., 1997).

Les éléments du groupe de Sargur se composent surtout de méta-volcanites, basiques (amphibolites basaltiques) à ultra-basiques (komatiites), avec de plus rares métasédiments : pélites, quartzites (d'origine détritique) et BIF (Chadwick et al., 1997). L'ensemble de ces roches est assez déformé et a subi un métamorphisme de *deg* ré élevé à moyen.

Le groupe de Sargur est réputé plus ancien que le supergroupe de Dharwar, sur des critères parfois stratigraphiques (Venkata Dasu et al., 1991 ; Chardon et al., 1996), mais plus souvent métamorphiques (les terrains qui ont subi le métamorphisme le plus intense sont supposés plus vieux (Swami Nath et al., 1976)). Des datations absolues ont été effectuées, soit sur des zircons dans des formations détritiques, ce qui fournit un âge maximum, soit sur des laves. La première approche (Nutman et al., 1992 ; Ramakrishnan et al., 1994) a fourni des âges variant de 2942 ± 12 à 3586 ± 4 Ma, cette dernière valeur correspondant, incidemment, à l'âge le plus ancien connu dans le craton de Dharwar. La seconde méthode a fourni des âges SHRIMP de 3298 ± 7 Ma (Peucat et al., 1995), qui restent compatibles, et même en assez bon accord, avec les âges des zircons détritiques, ce qui plaide en faveur d'une formation à peu près synchrone des gneiss et des ceintures de roches vertes (Peucat et al., 1995).

Le supergroupe de Dharwar

Il se trouve au Nord et au Nord-Ouest du craton, où il forme de larges bassins de plusieurs dizaines voire centaines de kilomètres :

- Le bassin de Dharwar proprement dit (ou "Shimoga-Goa belt") occupe tout le Nord-Ouest du craton, jusqu'à la côte, et se prolonge au Sud en direction de Shimoga.
- La ceinture de Chitradurga est allongée selon le "grain" structural du craton et constitue une synforme, certainement prise dans le grand contact qui sépare EDC et WDC.

Ces deux ensembles correspondraient aux niveaux stratigraphiques les plus élevés du Dharwar Supergroup ("Chitradurga group").

- Le bassin de Bababudan, plus au Sud, forme un synclinal perché d'une trentaine de kilomètres de diamètre.
- Enfin, la Western ghats Belt s'étend de Bababudan à la côte.

Ces deux ceintures sont regroupées dans le "Bababudan group", qui constituerait les niveaux stratigraphiques les plus bas.

Au vu des données gravimétriques (Subrahmanyam et Verma, 1982), ces ceintures pourraient s'enfoncer assez profondément dans la croûte (10 à 12 km à Chitradurga : fig. 3.3)).

Faiblement déformés et métamorphisés, les éléments du supergroupe de Dharwar se composent essentiellement de métasédiments et de conglomérats volcano-détritiques. Etablir une stratigraphie précise, valable sur l'ensemble du supergroupe, est très hasardeux, car il semble que les paléo-environnements de sédimentation étaient très variables dans l'espace et le temps (bassins volcano-sédimentaires fortement contrôlés par la tectonique, et/ou faciès côtiers). De ce fait, les passages latéraux de faciès sont fréquents, rendant les corrélations difficiles à l'intérieur d'une ceinture, et plus encore entre deux ceintures distantes (Chadwick et al., 1994)! Nous avons tenté de corréler les formations des différentes ceintures, en se basant essentiellement sur Kumar et al., 1996; Bhaskar Rao et al., 1992, et en essayant de tenir

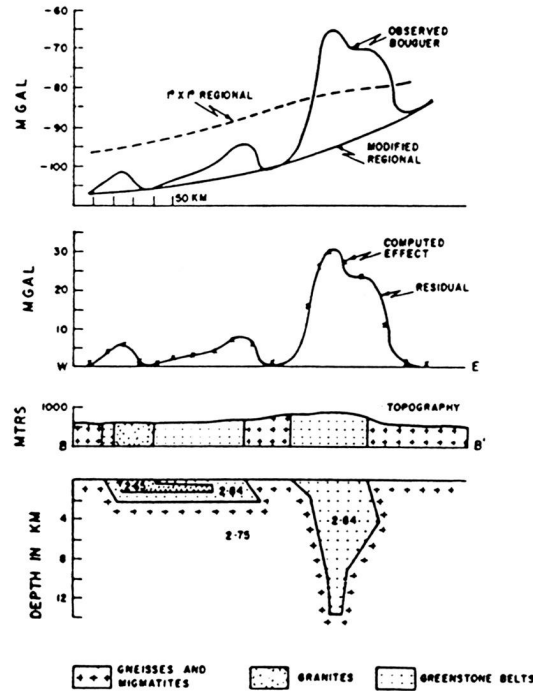


FIG. 3.3 – *Modèle gravimétrique de la ceinture de Chitradurga, au voisinage de 14° latitude Nord (Coupe W-E). (Kaila et Bhatia, 1981)*

compte des données chronologiques pour trancher entre plusieurs hypothèses contradictoires. Les "logs" présentés figure 3.4 ne sont donc que des tentatives de généralisation ...

Les trois séquences classiquement distinguées sont (Chadwick et al. (1981b, 1989, 1997), Bhaskar Rao et al., 1992) :

1. La séquence basale (groupe de Bababudan), qui atteindrait une épaisseur globale de 7000 m (Chadwick et al., 1991), repose sur un socle formé de Gneiss Péninsulaires (Chadwick et al., 1991, 1997) et se compose, de bas en haut (Chadwick et al., 1985; Radhakrishna et Vaidyanadhan, 1997) :
 - d'un conglomérat basal à éléments de Gneiss Péninsulaires (conglomérat de Kartikere à Bababudan, de Nerallkatte à Chitradurga) ;
 - d'une série d'amphibolites basaltiques qui sont le constituant majeur de ce groupe, intercalées avec des sables déposés en milieu peu profond (formations d'Allampur et de Santaveri) ;
 - d'une épaisse couche de "banded iron formation" qui forme les crêtes sommitales des Bababudan hills (formation de Mulaingiri).

Le groupe de Bababudan est daté entre 3,0 et 2,7 Ga, par différentes méthodes (Sm-Nd : Drury et al., 1983 ; Kumar et al., 1996. Rb-Sr : Bhaskar Rao et al., 1992. U-Pb sur zircons détritiques —cette méthode ne fournissant bien sur que des âges maximum— : Trendall et al., 1997b ; NRG, 1992). Les formations datées se répartissent aux différents niveaux de la série (de la formation de Kalasapuram (Kumar et al., 1996) à la formation de Mulaingiri (Trendall et al., 1997a), avec des âges absolus qui ne contredisent pas les données stratigraphiques (fig. 3.5).

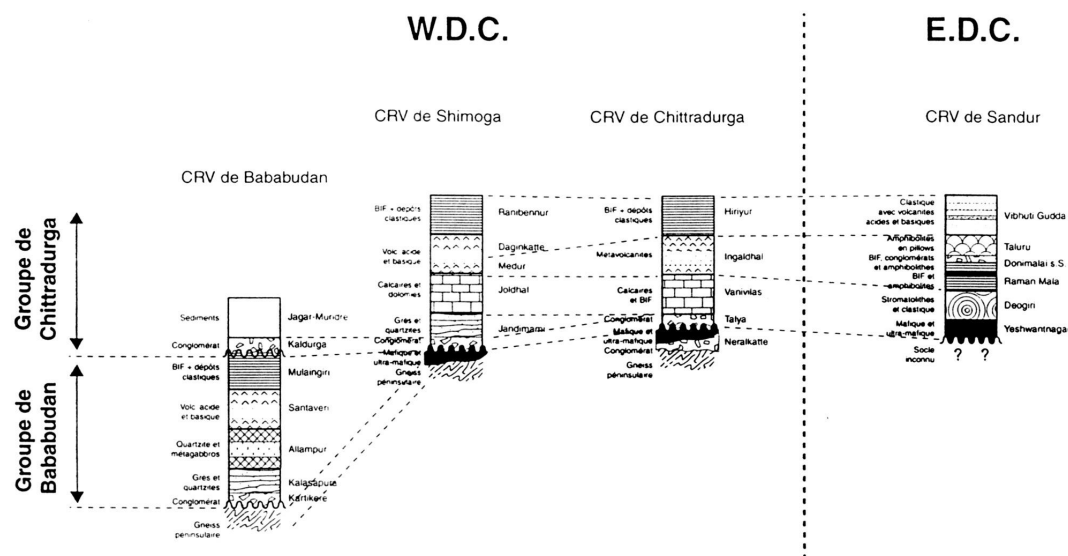


FIG. 3.4 – Les principaux faciès du supergroupe de Dharwar (Compilation d'après différentes sources). Références et commentaires dans le texte.

Le groupe de Chittradura (Chadwick et al., 1981b, 1989; Radhakrishna et Vaidyanadhan, 1997) se compose de deux séquences :

2. La partie inférieure du groupe de Chittradura est composée
 - d'un conglomérat de base, à éléments de Gneiss Péninsulaires mais aussi du groupe de Bababudan (Conglomérat de Talya à Chittradura) ;
 - de dépôts détritiques, d'assez faible profondeur : sables deltaïques, coulées de débris avec de rares intercalations volcaniques, et quelques calcaires à stromatolithes (formation de Joldhal à Shimoga, de Vanivilas à Chittradura) ;
 - d'un niveau de produits volcaniques, basiques le plus souvent (formation de Medur à Shimoga, d'Ingaldhal à Chittradura) ; à Shimoga on connaît un niveau discontinu de volcanites acides, que Chadwick et al. (1991) interprètent comme des dépôts de nuées ardentes, peut-être remaniés (formation de Daginkatte).
3. La séquence terminale du groupe de Chittradura est composée
 - d'une couche fine, mais très étendue, de BIF (formation de Basavapatna; Chadwick et al., 1991) ;
 - de quelques greywackes et niveaux volcaniques.

L'ensemble compose la formation de Raibennur à Shimoga, d'Hiriur à Chittradura.

Seuls les niveaux supérieurs du groupe de Chittradura ont été datés (formation de Daginkatte : Bhaskar Rao et al., 1992 (Rb-Sr) ; Trendall et al., 1997b (U-Pb sur zircons) ; Nutman et al., 1996 (U-Pb SHRIMP sur zircons) ; formation d'Ingaldhal : Bhaskar Rao et al., 1992 (Rb-Sr) ; Kumar et al., 1996 (Sm-Nd) ; formation de Raibennur : Taylor et al., 1984 (Pb-Pb). Les âges obtenus par ces différentes méthodes, si on en exclut ceux que les auteurs interprètent en termes de perturbation tardive du système isotopique (Bhaskar Rao et al., 1992 ; Taylor et al., 1984), sont tous compris entre 2,75 et 2,6 Ga. Vu les âges des derniers niveaux du groupe de Bababudan (2,7 Ga), ceci implique — si les corrélations stratigraphiques sont bonnes — que la base du groupe de Chittradura est âgée de 2,7 Ga environ. L'ensemble du groupe de Chittradura se serait

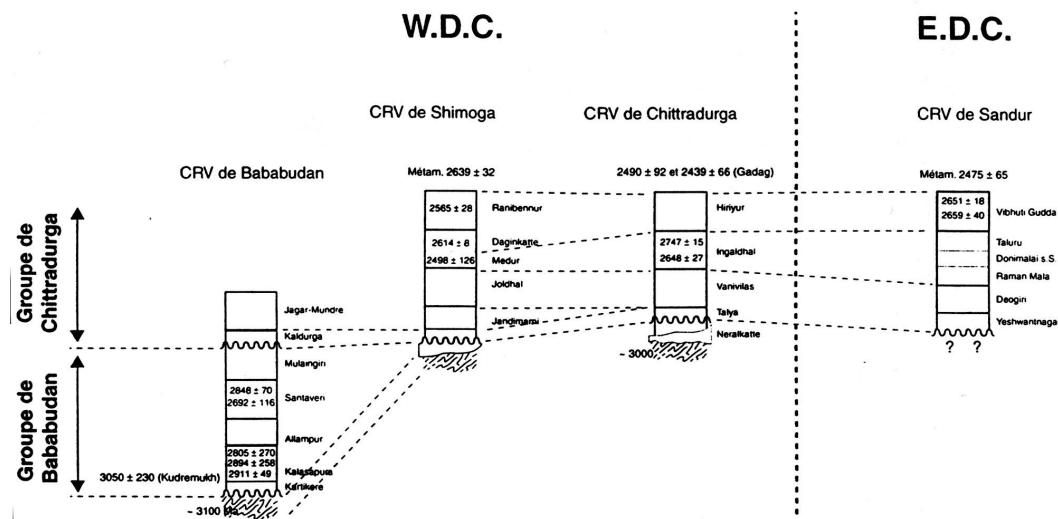


FIG. 3.5 – Synthèse chronologique des ceintures de roches vertes (Super groupe de Dharwar) du W.D.C. Commentaires et références dans le texte.

donc déposé dans un temps relativement bref (100 Ma), en tout cas comparativement au groupe de Bababudan (300 Ma). Par ailleurs, Russell et al. (1996) rapportent un âge Pb/Pb de 2639 ± 32 Ma sur des calcaires issus de différents niveaux du groupe de Chitradurga, qui correspondrait à la recristallisation métamorphique de ces calcaires.

Le contexte de mise en place de ces bassins évoque donc d'abord des faciès côtiers, peu profonds, sur un socle continental, associé à un volcanisme important. Puis des invasions marines prendraient de plus en plus d'importance, en même temps que se ralentit l'activité volcanique, et que les coulées de débris témoignent de la présence voisine de reliefs (figure 3.6).

Pour Chadwick et al. (1997), cette évolution est caractéristique de l'ouverture, puis du remplissage subsident, d'un bassin d'arrière-arc.

Sur des bases géochimiques, Drury (1983) affirme également que les laves du supergroupe de Dharwar se sont formées dans un contexte de subduction (bassin d'arrière-arc).

Deux générations de ceintures

Il existerait donc deux familles de ceintures de roches vertes, bien caractérisées au plan chronologique et lithologique. Cependant, comme le fait remarquer Bouhallier (1995), la différence entre les deux ensembles, en l'absence de datations systématiques ou de bonnes corrélations stratigraphiques entre différents ensembles, repose principalement sur le degré métamorphique, les roches de degré élevé étant systématiquement attribuées au type "Sargur" ! Au demeurant, la limite Nord du domaine d'extension des ceintures du type "Sargur" correspond à peu près à la transition amphibolite-schiste vert ... Il n'est donc pas exclu que certains éléments du groupe Sargur ne soient que les analogues métamorphiques des ceintures du type "Dharwar" (Srinivasan, 1988).

Il n'en reste pas moins que les arguments stratigraphiques (discordances cartographiques observables (par exemple à JC Pura : Chardon et al., 1996 et fig. 3.7) comme géochronologiques (deux épisodes bien contraints à 3,3 et 3,0 Ga) prouvent bien l'existence de deux familles de ceintures de roches vertes, clairement distinctes dans le temps.

Dharwar Supergroup	Upper part of the Chitradurga group	Marine sedimentation with early, widespread quiescent period	Active continental margin or micro-continental arc (transpression ?)
	Lower part of the Chitradurga group	Alluvial and shallow marine sedimentation and volcanism Migrating depocentres mixed-mode basins	Active continental margin or micro-continental arc (transpression)
	Bababudan group	Shallow marine sedimentation and basaltic volcanism	Passive continental margin or intracratonic rift system (transpression ?)
Peninsular Gneiss		Sialic basement	Sialic basement

FIG. 3.6 – *Milieux de dépôts et contexte géodynamique de formation du supergroupe de Dharwar (Chadwick et al., 1992)*

3.2.2 Dans l'EDC : des fragments et lambeaux dispersés

Des “vraies” ceintures, analogues du Supergroupe de Dharwar ?

Les ceintures de l'EDC forment des bandes allongées, disposées parallèlement à la direction structurale du craton. À part la ceinture de Sandur, qui semble constituer un bassin assez large, elles semblent se disposer dans de grands alignements, par exemple de Hungund (Ka)–Kushtagi (Ka) à Ramagiri (AP), ou encore de Kadiri (AP) à Kolar (Ka). Le bassin de Cuddapah, qui recouvre une partie de l'EDC, rend parfois difficile le repérage à longue distance de ces alignements. La plupart des ceintures ont une forme en crochet (Hutti, Ka par exemple). Cette forme pourrait être due à la tectonique (plis, ou dômes-et-bassins?) ou encore à des intrusions de granitoïdes à 2,5 Ga.

Les ceintures sont moins bien étudiées que dans le WDC. La plupart (Ramam et al., 1997 ; Chadwick et al., 1997) ont une séquence stratigraphique analogue, formée (de bas en haut) :

- D'amphibolites, basiques (basaltes, parfois à pillow) à ultrabasiques (komatiites) ;
- De volcanites acides (dacite à rhyolite), avec des conglomérats volcano-sédimentaires qui forment souvent le faciès le plus important en volume ;
- De BIF, éventuellement manganifères. À Sandur (Ka), ils ont un intérêt économique (fer et manganèse) et sont exploités.

Cette séquence est sans doute très simplifiée, et ne prend pas en compte par exemple les possibilités d'intercalations volcaniques au sein des niveaux sédimentaires. Dans certaines ceintures, des niveaux peuvent se trouver manquants (par exemple les BIF supérieures, à Kolar : Rajamani et al., 1985).

À Sandur (Ka), la série semble plus épaisse (plusieurs milliers de mètres ; Chadwick et al., 1996). On y retrouve :

- des amphibolites basiques et ultrabasiques ;
- des conglomérats et des grès avec quelques calcaires stromatholitiques ;
- des BIF avec intercalations d'amphibolites ;

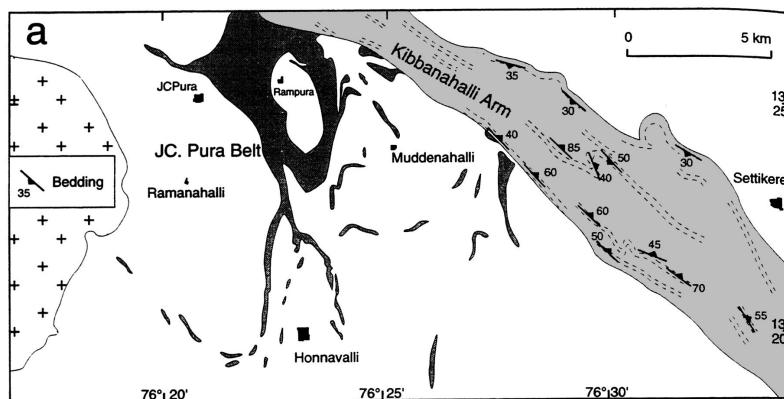


FIG. 3.7 – Discordance cartographique dans la région de JC Pura entre les ceintures de roches vertes du groupe de Sargur (noir) et celles du supergroupe de Dharwar (gris clair). Les gneiss sont en blanc. (Chardon et al., 1996)

– un niveau de volcanisme bimodal acide-basique.

C'est donc une série qui pourrait correspondre à celle de Kolar.

En revanche, il convient de noter que le socle de ces ceintures n'a nulle part été reconnu : Partout, elles sont intrudées par des granitoïdes tardifs (2,6–2,5 Ga) (Chadwick et al., 1996; Balakrishnan et Rajamani, 1987). C'est donc une situation tout à fait différente de celle que l'on peut observer dans le supergroupe de Dharwar proprement dit (dans le WDC), où la base des ceintures est systématiquement marquée par une discordance bien exprimée, avec conglomérat de base.

Très peu de datations absolues sont disponibles sur ces ceintures :

- A Sandur (Ka), Nutman et al. (1996) (U/PB, SHRIMP) ont obtenu sur des rhyolites de la formation la plus supérieure des âges autour de 2650 Ma. L'âge des niveaux inférieurs est inconnu. Chadwick et al., 1996 et Bhaskar Rao et al., 1992, suggèrent que la ceinture de Sandur puisse être corrélée au supergroupe de Dharwar, sans préciser davantage leur corrélation. Dans ce cas, les niveaux inférieurs de Sandur pourraient être assimilés à la base du groupe de Chittradurga, ou au sommet du groupe de Bababudan (2,7–2,8 Ga). Mais là encore, les corrélations à grandes distances sont pour le moins hypothétiques, vu les variations latérales de faciès, et l'instabilité du milieu de dépôt.
- A Kolar (Ka), Hanson et al., 1988 et Balakrishnan et al., 1990 ont obtenu des âges (Sm-Nd et Pb-Pb respectivement) de 2690 ± 140 et 2732 ± 155 sur des amphibolites de la base de la série. Sur les "Champion gneiss" (volcanites acides), réputés correspondre au sommet de la série (Ramam et al., 1997), les âges Rb-Sr (Ramamurthy et Sadashivaiah, 1967; Crawford, 1969; recalculés avec $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ (Steiger et Jaeger, 1977)) sont de 2534 et 2707 Ma (erreur imprécisée).
- A Ramagiri (AP), Zachariah et al. (1995 et 1996) ont obtenu des âges Pb-Pb autour de 2750 Ma, à l'exception d'un banc de marbre qui a fourni un âge de 3075 ± 98 Ma.
- Enfin, à Hutti (Ka), la seule datation connue est un âge K-Ar sur hornblende (Sarkar, 1968) recalculé à 3155 ± 200 Ma dans des metabasites.

On voit donc que l'essentiel des âges se regroupe autour de 2,7 Ga, qui semble donc être la date de formation de l'ensemble de ces ceintures. L'existence d'éléments plus anciens n'est pas prouvée de façon incontestable, mais n'est pas à exclure.

Les ceintures de l'EDC sont aussi connues par leurs minéralisation en or (Santosh et al., 1995), datées elles aussi de la fin de l'Archéen (2,5 Ga), et interprétées par l'interaction entre des fluides métamorphiques associés aux événements fini-archéens et les roches basiques et ultra-basiques des ceintures. Ces gisements aurifères sont exploités à plusieurs endroits, le plus réputé étant, bien sur, Kolar Gold Fields (Ka), familièrement appelé KGF en Inde.

Sur la base des mêmes arguments sédimentologiques que dans le Dharwar Supergroup, Chadwick et al. (1997) proposent une interprétation analogue, en terme de bassin arrière- ou intra-arc. Pour Balakrishnan et al., 1990, qui se basent sur les signatures en éléments trace des amphibolites de la ceinture de Kolar, celle-ci serait à interpréter comme un bassin intra-arc. Cependant, l'utilisation des "signatures" en éléments trace pour distinguer les contextes géodynamiques, si elle est déjà sujette à caution au phanérozoïque (Rollinson, 1993) est difficilement applicable à l'Archéen, où les contextes géodynamiques qui peuvent avoir existé sont largement inconnus ou conjoncturels.

Des enclaves de métapélites

A côté de ces ceintures bien caractérisées, on trouve, dispersés dans l'ensemble de l'EDC, des petits éléments de métapélites, de taille déca- à hectométrique, qui apparaissent sous forme de grosses enclaves au sein des zones, souvent cisailées, des Gneiss Péninsulaires. Nous avons observé de telles enclaves aux marges du granite de Closepet, en au moins deux endroits (Sud du massif, dans la région de Kanakapura (Ka) : site BH 185 (104 pour Harris et Jayaram, 1982), et vers le milieu du granite, au Nord-Est de Pavagada (Ka) : site BH 116). Ces enclaves, ainsi que d'autres, sont décrites par Harris et Jayaram, 1982. Ces métapélites sont toutes à quartz, plagioclase, biotite et cordiérite ; le grenat et la sillimanite sont fréquents.

A Pavagada, la sillimanite apparaît sous forme de gros cristaux pluricentimétriques. La minéralogie de cette enclave semble peu compatible avec les conditions métamorphiques du supergroupe de Sargur dans le WDC.) régionales ($P=5$ kb, $T=600^{\circ}\text{C}$ environ) de cette latitude. En outre, cette enclave se trouve dans une zone très déformée du massif de Closepet, d'orientation N20 approximativement, bien visible dans une grande carrière proche du collège de Pavagada (Ka) (voir troisième partie), ce qui amène à penser qu'il s'agit de matériel d'origine profonde, remonté par le granite de Closepet.

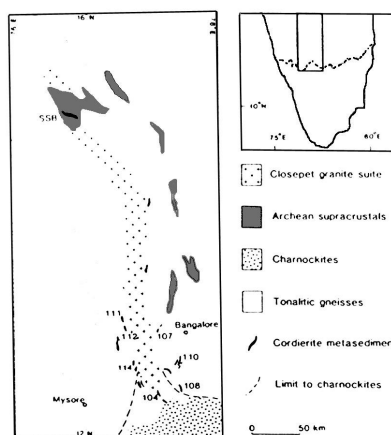


FIG. 3.8 – Enclaves de métapélites au voisinage du massif de Closepet (Harris et Jayaram, 1982). Elles pourraient être équivalentes du supergroupe de Sargur dans le WDC.)

3.3 Le magmatisme acide tardi-archéen

3.3.1 Dans l'EDC : de grands massifs de granites allongés, et des "gneiss juvéniles"

Dans l'EDC, les granites (s.l.) tardi-archéens représentent une surface importante — peut-être un tiers de la surface du craton—. Une description plus complète en sera donnée quatrième partie. Le magmatisme tardi-archéen est représenté par deux ensembles principaux (fig. 7.1) :

Dans la zone de transition amphibolite–granulite, des gneiss tonalitiques

Les gneiss “type Krishnagiri” forment la marge Sud du craton, ils sont donc proches de la transition amphibolite–granulite. Il s’agit de matériel daté à 2,5 Ga, d’origine mantellique (Peucat et al., 1993). Cartographiquement, ce matériel s’étend sur une bande d’une vingtaine de kilomètres de large à l’Ouest de la ceinture de Kolar, et dans une zone un peu plus large, et surtout plus septentrionale, à l’Est de la ceinture. Leur contact avec le Nord du craton n’a pas été observé; d’après Allen (1985), le contact avec les Gneiss Péninsulaires, dans la région de Krishnagiri, est progressif. Vers le Sud, Allen décrit un passage progressif vers les granulites: certaines de ces granulites sont certainement des analogues de plus haut degré métamorphique de ces gneiss tonalitiques. Sur le terrain, ces gneiss sont gris sombre, à grain fin à moyen, et plus ou moins déformés. On y trouve des enclaves généralement arrondies de matériel ultra-basique, autour desquelles se localisent des poches de liquides leucocrates à amphiboles automorphes, qui sont concordants avec la foliation des gneiss type Krishnagiri ou qui la recoupent à un faible angle. Pétrographiquement, ces gneiss sont des tonalites. Ces gneiss ont été datés (Peucat et al., 1989, 1993) entre 2,53 et 2,55 Ga par différentes méthodes (isochrones Rb-Sr et Sm-Nd, U-Pb sur zircons).

Plus au Nord, des massifs bien individualisés de granite

Les granites sont localisés dans les parties plus septentrionales du craton (faciès amphibolites et schistes verts). Ils forment des intrusions allongées Nord-Sud, le plus souvent étroites (10–30 km) mais pouvant atteindre des très grandes longueurs (400 km pour le massif de Closepet, mais souvent 100 à 200 km). Leurs relations avec les gneiss type Krishnagiri n’ont pas été observées sur le terrain (cf descriptions quatrième partie et en annexe). La plupart de ces massifs sont de nature granitique (s.s.). Ce sont en général des intrusions polyphasées, avec des évidences de comagmatisme entre les différents faciès.

La majorité de ces intrusions présente plusieurs faciès. Les granites, parfois porphyroïdes, sont la lithologie dominante. Les phases accessoires peuvent être très leucocrates (granites à sphène et/ou allanite à tendance pegmatitique); les phases moins différenciées sont rares, à l’exception du massif de Closepet, qui apparaît comme tout à fait particulier au sein de ces intrusions: en effet, le faciès dominant (> 80 %) y est un monzogranite très porphyroïde (à amphiboles), accompagné d’une monzonite à clinopyroxènes. Les granites (s.s.) sont en quantité subordonnée.

Ces massifs présentent presque tous une mise en place syntectonique, marquée par une foliation N-S, sub-verticale. L’imagerie satellitaire met en évidence leur mise en place préférentielle (mais pas systématique) au sein de grandes zones de cisaillement.

Certains massifs ont été datés:

- Le granite de Closepet, en particulier sa terminaison méridionale (Kabbaldurga), a été étudié par plusieurs auteurs (Buhl et al., 1983; Grew et Manton, 1984; Friend et Nutman, 1991; Jayananda et al. 1995). Tous les âges publiés (âges sur zircons, par différentes méthodes: SHRIMP, évaporation de mono-zircon, concordia sur populations) convergent vers une valeur de 2,52 Ga. Dans sa partie Nord, des âges SHRIMP sur zircon de 2,56 Ga ont été obtenus par Nutman et al., 1996.
- Les intrusions aux alentours de la ceinture de Kolar ont été datées (sur sphène et zircon) par Krogstad et al., 1991. Ces âges (entre 2,5 et 2,7 Ga) ont été remis en cause par Jayananda et al., 2000 (quatrième partie), qui les interprètent comme des âges de mélange, et proposent un âge de 2,54 Ga pour ces granites.
- Un massif au Nord-Est de Bangalore (granite de Lepakshi) a été daté (isochrone Rb-Sr) par Subba Rao et al. (1992b) à 2615 ± 69 Ma.
- enfin, Divakara Rao et al. (1990b) rapportent un âge de 2549 Ma pour le granite de Perur, dans la région de Tirupatti (AP).

“Closepet granite”, “Lepakshi granite”, et les autres ... ou “Dharwar batholith” ?

A cause de l’abondance de massifs granitiques dans l’EDC, Chadwick et al. (1997) proposent le terme de “Dharwar batholith”, qui regrouperait l’ensemble du magmatisme granitique tardi-archéen, depuis le granite de Closepet vers l’Est :

“The voluminous plutonic rocks which surround and intrude the schist belts in the eastern part of the craton are dominated by granites s.s., granodiorites, monzonites and diorites of the calc-alkaline suite. (...). The scale, distribution and composition of the plethora of late archaean plutonic rocks in the eastern part of the Dharwar craton led Chadwick et al. (1996) to propose that they be described as the Dharwar batholith. The batholith has a western transition zone dominated by anatectic granites (...) that were derived from Peninsular Gneisses (...) The transition zone passes eastward into mainly juveniles granites and granodiorites (...).”

Pour Chadwick et al. (1997), il conviendrait donc de regrouper l’ensemble des granites de l’EDC sous cette appellation, et d’abandonner les termes locaux, dont celui de “granite de Closepet” :

“The Closepet granite is a misnomer, because it contains a wide range of plutonic rocks, including anatectic and juveniles components (...) Its boundaries on many maps, especially in its alleged northern part, do not coincide with those between different polyphase varieties of granites. On those grounds, we have recommended that the term be abandoned (Chadwick et al., 1996). We are not in favour of the term of Closepet batholith (...), because it is ill-defined, and the plutonic rocks in the linear belt do not warrant special distinction from the myriad other components of the Dharwar batholith”.

Cette notion est inspirée par les travaux de ces chercheurs autour de la ceinture de Sandur, où le granite de Closepet affleure en effet sous forme d’une mosaïque de plutons indépendants, décrits plus loin (troisième partie). Cependant, les études de terrain comme géochimiques (quatrième partie) prouvent, a contrario, que si le granite de Closepet n’est certes pas le seul représentant du magmatisme granitique tardi-archéen dans le craton de Dharwar, il n’en présente pas moins des caractéristiques propres, tant au plan cartographique que pétrographique ou géochimique.

Si le terme de “Dharwar batholith” met donc bien en évidence une certaine réalité (abondance du magmatisme granitique dans l’EDC, bien plus grande que ce que les travaux antérieurs laissent supposer), et fait ressortir l’importance du magmatisme tardi-archéen, il n’en reste pas moins possible de distinguer plusieurs massifs et intrusions cartographiables, et bien distinctes à la fois sur le terrain et au plan pétrologique et géochimique : granite de Lepakshi, de Kadiri, de Bukkapatnam ... Parmi ceux-ci, le granite de Closepet reste un objet unique, par sa taille (400 km tout compris, et 250 km pour sa seule partie Sud), ses caractéristiques pétrographiques (le faciès dominant est un monzogranite porphyroïde, et non pas un granite) et géochimiques (source essentiellement mantellique, ce qui n’est pas le cas général). Les autres intrusions n’ont pas été l’objet d’études aussi détaillées ; on verra dans la quatrième partie qu’il est possible, en utilisant les mêmes méthodes pétrographiques et géochimiques, de les individualiser très clairement.

Le terme de “Dharwar batholith”, s’il permet donc de regrouper sous un terme commode les granites tardi-archéens du craton de Dharwar, masque donc la diversité de ces granites —quant à leur pétrographie, mais aussi quant à leur pétrogénèse—, et occulte quelque peu la possibilité d’identifier et d’étudier individuellement chacun de ces massifs. Dans la suite de ce mémoire, le terme de “Dharwar batholith” sera donc abandonné, au profit du nom individuel de chaque intrusion.

3.3.2 Dans le WDC : des petits massifs isolés, dont l'existence même est discutée ...

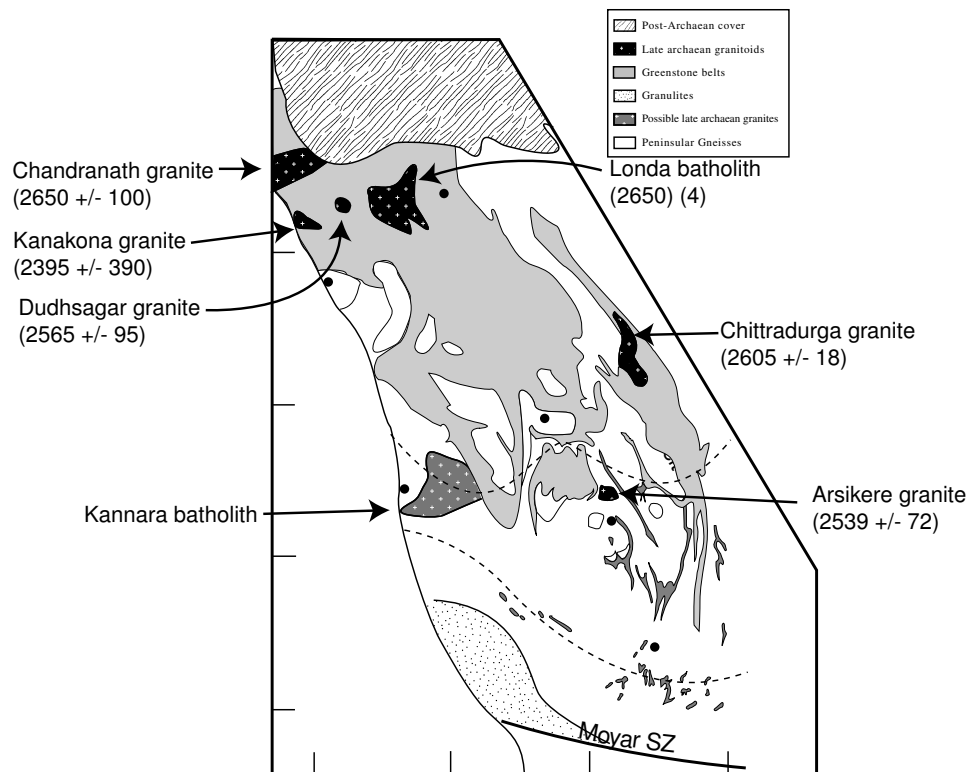


FIG. 3.9 – Les granites tardi-archéens (possibles et probables) dans le WDC. Références et discussion figures 3.1 et 3.2 et dans le texte.

Dans le WDC, les granites tardi-archéens sont plus rares ; de petits massifs existent mais ils sont très mal étudiés, et leur âge aussi bien que, dans certain cas ... leur existence ! ou plutôt leur individualité par rapport aux gneiss, reste à discuter.

On connaît les massifs suivants (compilation d'après Gunnell, 1996, pp. 171–174 ; Raghu Nandan et Vidyadharan, 1993) (figure 3.9) :

Le granite d'Arsikere, ensemble polyphasé très ponctuel

Le granite d' Arsikere (Rogers, 1988) affleure sur une petite surface à l'Est de Bababudan. Il est daté à 2539 ± 72 Ma (Meen et al., 1992), ce qui confirme son appartenance à la famille des granites tardi-archéens. C'est un massif polyphasé, qui sur le terrain (site BH 371) présente (par ordre chronologique) :

- Une granodiorite à gros grains, avec de gros feldspaths roses ; elle présente de nombreuses enclaves microgrenues sombres.
- Des filons de granite rose, plus fin.
- Un granite porphyroïde avec une matrice à quartz, biotite et feldspath entourant de gros phénocristaux blancs de feldspath potassique.
- Un réseau aplito-pegmatitique tardif.

Il n'a pas été possible de corréler ces faciès avec la description de Rogers, 1988, qui présente un faciès principal, rose à blanc, à grain grossier, et un faciès de bordure, les deux contenant quartz, microcline, plagioclase et biotite comme minéraux majeurs.

Le granite d'Arsikere a un rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ de 0,7021, que Rogers (1988) interprète comme témoignant d'une source différente des gneiss avoisinants; pour cet auteur la source la plus vraisemblable est la croûte inférieure, appauvrie en Rb lors d'un épisode métamorphique antérieur. Mais cette signature pourrait aussi témoigner de l'implication d'une composante mantellique dans la source.

Le granite de Chittradurga

Le granite de Chittradurga (2605 ± 18 Ma (Pb-Pb, Taylor et al., 1984)) est intrusif dans la ceinture de Chittradurga, dans la région de la ville du même nom (Ka). Ce granite est également polyphasé (Martin, com.pers.), par ordre chronologique les phases sont :

- Un granite porphyroïde clair, déformé, sous forme de grosses enclaves.
- Un granite porphyroïde plus sombre, sans orientation préférentielle.
- Un granite gris clair, en filons, à grain plus fin et équi-granulaire.

D'après Peucat (com.pers., sites BH 50 et 51), le granite gris tardif a des $\epsilon_{\text{Nd}(2,6\text{Ga})}$ très négatifs (-5,3 à -6,8), qui indiquent une origine essentiellement crustale.

Un hypothétique batholite goanais?

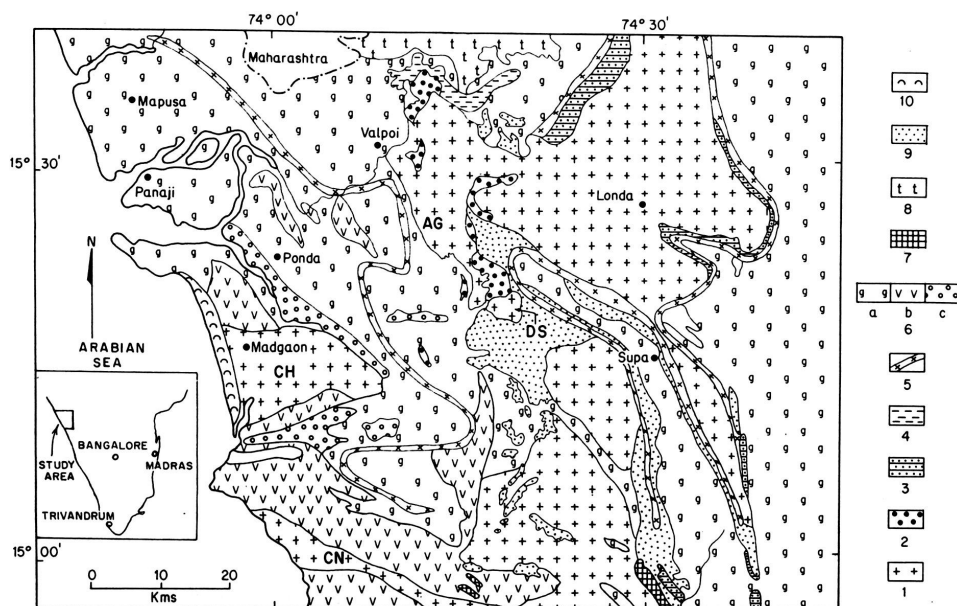


FIG. 3.10 – Carte géologique de Goa et du Nord du Karnataka (Dhondial et al., 1987). 1- granites (CH: Chandranath; DS: Dudhsagar; CN: Canacona, AG: Gneiss TTG d'Anmod Ghat). 2 à 7: Ceintures de roches vertes; 8- Trapps du Deccan; 9- Latérite; 10- Alluvions.

Quelques petits massifs sont décrits dans la région de Goa (Dhondial et al., 1987) (fig. 3.10). Il s'agit :

- du granite porphyroïde de Kanakona (sud de Goa) : $2395 \text{ Ma} \pm 390$, âge Rb-Sr (Dhondial et al., 1987). Il forme une bande allongée WNW-ESE (30×3 km), intrusive dans

les ceintures de roches vertes de la région de Goa. C'est un granite à grains grossiers de feldspath potassique, plagioclase sodique, quartz et biotite. Des phénocristaux de feldspath potassique dessinent une foliation dans l'axe d'allongement de l'intrusion. Gunnell (1996) mentionne que "la similitude avec le granite de Closepet est remarquable".

- du granite syntectonique de Chandranath, méso- à leucocrate (centre-Ouest de Goa, 2650 ± 100 Ma, âge Rb-Sr) (Dhondial et al., 1987), également intrusif dans les ceintures de roches vertes.
- du granite de Dudhsagar (2565 ± 95 Ma, Rb-Sr) (Dhondial et al., 1987), intrusion circulaire de leucogranite à gros grain dans les ceintures avoisinantes. Il semble être en continuité avec les migmatites de Londa, et pourrait bien représenter un regroupement de ces liquides anatectiques.

Ces trois intrusions sont potassiques ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$), et tombent dans le champ des granodiorites et des granites du diagramme de Barker (1979), ce qui confirme bien qu'il ne s'agit pas de termes granitiques des Gneiss Péninsulaires, mais bien de matériaux d'origine et d'affinité différentes.

Ces massifs sont voisins du dôme migmatitique de Londa (2650 ± 130 Ma Rb-Sr) (Dhondial et al., 1987) : il s'agirait, d'après cet auteur, d'un ensemble de migmatites, issues de la fusion partielle des Gneiss Péninsulaires tonalitiques à dioritiques ici. Les liquides anatectiques (à biotite et muscovite) se regroupent en petits filons sécants sur les gneiss.

D'après les interprétations gravimétriques de Subrahmanyam et Verma, 1982 ; Krishna Brahman (1993), il s'agirait peut-être de différents affleurements d'un plus grand batholite. Au vu, d'une part des données isotopiques, d'autre part des relations de terrain autour des migmatites de Londa, il s'agirait donc d'un grand massif comparable par sa taille (100 km de côté?) aux grands massifs de l'EDC. Ces résultats, qui demandent à être confirmés, sont importants, car ils conduisent à nuancer le schéma classique, selon lequel les granites tardi-archéens seraient confinés à l'EDC.

D'autres granites tardi-archéens?

Enfin, d'autres massifs granitiques sont cités par certains auteurs ; le manque d'information les concernant empêche d'être plus précis sur leur nature :

- Le granite de Karwar, sur la côte au Sud de Goa (Gunnell et al., 1996).
- L'intrusion de Shimoga, qui forme un dôme au sein des ceintures de roches vertes du Sud du bassin de Dharwar. Pour Chadwick et al. (1981) il s'agit d'intrusions datées autour de 3,0 Ga au sein des Gneiss Péninsulaires.
- Enfin, le batholite côtier du South Kannara (2669 Ma Rb-Sr, cité par Gunnell (1996), mais sur la carte de Chadwick et al. (1981a) il est classifié parmi les intrusions datées autour de 3,0 Ga) forme des inselbergs pouvant atteindre 500m de hauteur. Il est décrit par Sampat Iyengar (1976) comme formé de gneiss à grain plus grossier que les gneiss avoisinants. La gravimétrie lui attribue une extension en profondeur importante (Subrahmanyam et Verma, 1982). S'agit-il d'une intrusion plus grossière au sein des Gneiss Péninsulaires, ou bien de granite tardi-archéen analogue à ceux que l'on connaît dans l'EDC?

Conclusion : quelle extension pour le magmatisme tardi-archéen dans le WDC?

On voit que, pour l'ensemble de ces granites, lorsqu'une datation est donnée il s'agit souvent d'un âge Rb-Sr, avec une imprécision qui fait qu'il n'est pas possible de savoir s'il convient d'attribuer ces massifs plutôt au dernier épisode des Gneiss Péninsulaires, daté à 2,7 Ga, ou plutôt à l'épisode tardi-archéen (2,5 Ga). En l'absence de chronologie suffisamment

fine, on peut utiliser les critères pétrographiques, afin de voir si ces granites appartiennent à la série TTG, caractéristique des Gneiss Péninsulaires, ou à une série calco-alcaline “classique”, qui les en différencierait nettement. Cependant, les descriptions pétrographiques regroupées ici sont parfois si sommaires qu’elles ne sauraient que difficilement constituer un indice. Les massifs explicitement décrits comme monzogranitiques ou granodioritiques ne peuvent pas être des TTG. On peut donc, avec une raisonnable certitude, attribuer à l’épisode tardi-archéen (pétrographie évoquant une lignée calco-alcaline et âge compatible) :

- Arsikere.
- Chittradurga.
- Les 3 massifs de la région de Goa (Chandranath, Dudhsagar et Kanakona).

Pour les autres massifs (Karwar, batholite Kannara), l’incertitude demeure.

Dans ces conditions, il n’est pas impossible que d’autres intrusions granitiques, rattachées aux Gneiss Péninsulaires, s’avèrent, au vu d’études détaillées, être en fait reliées à l’épisode tardi-archéen. Il conviendrait alors de nuancer (sans le remettre totalement en question) le classique schéma qui oppose un EDC pauvre en ceintures de roches vertes et riche en granites, et un WDC présentant les caractéristiques inverses.

Chapitre 4

Le métamorphisme HT-BP tardi-Archéen

4.1 Age et conditions P-T

La totalité du craton de Dharwar est affectée par un métamorphisme, qui atteint le faciès granulite dans le Sud (10 kb, 800°C). Depuis longtemps (descriptions qualitatives de Swami Nath et al., 1976 ; quantifiées par Rollinson et al., 1981) on s'est aperçu qu'on observe dans le craton une coupe continue, des granulites au Sud jusqu'aux schistes verts au Nord. De nombreux travaux ont confirmé cette idée (Srinivasan et Tareen, 1972 ; Janardhan et al., 1982 ; Hansen et al., 1984 ; Raase et al., 1986 ; Drury et al., 1984 ; Gopalakrishna et al., 1986 ; Sen et Bhattacharya, 1990 ; Stähle et al., 1987 ; Raith et al., 1990 ; Bouhallier, 1995), à la fois dans l'EDC et dans le WDC, et sur des roches de natures différentes ; cependant la plupart des auteurs se sont focalisés sur la transition amphibolite-granulite dans le sud de l'EDC et rares sont ceux qui sont allés jusqu'aux faciès de faible degré au Nord. En effet, cette transition est particulièrement spectaculaire, puisqu'on observe un passage continu depuis des granulites acides (charnockites) massives jusqu'aux Gneiss Péninsulaires, en passant par une zone de transition où on voit des taches de charnockites qui se développent en "surimpression" sur les structures et les lithologies préexistantes (Pichamuthu, 1960 ; Janardhan et al., 1982 ; Naha et al., 1993 et de nombreux autres travaux).

4.1.1 Age et conditions du métamorphisme dans l'EDC

La figure 4.1 présente une compilation de données métamorphiques, à partir des références citées plus haut, sous la forme de deux diagrammes P-T et P-latitude.

Les mesures ont été effectuées sur deux types de roches :

- Des gneiss et charnockites acides (Hansen et al., 1984 ; Gopalakrishna et al., 1984 ; Sen et Bhattacharya, 1990 ; Stähle et al., 1987 ; Janardhan et al., 1982) : elles sont étudiées grâce à des thermo-baromètres calibrés sur roches acides (par exemple $\text{opx} + \text{cpx} + \text{gt} + \text{qz}$ (Perkins et Newton, 1981)).
- Les métapélites décrites au paragraphe 3.2.2 (Harris et Jayaram, 1982 ; Srinivasan et Tareen, 1972), étudiées avec des baromètres basés sur la cordiérite, comme cordiérite-grenat-sillimanite-quartz (Holdaway et Lee, 1977) ou grenat-biotite (Ferry et Spear, 1978).

Pour les deux méthodes, les données définissent un gradient de l'ordre de 30°/km, pour des P maximales de l'ordre de 8–9 Kb, à l'exception des mesures de Rollinson et al. (1981) qui atteignent 13 Kb. Cependant, Drury et al. (1984) ont ultérieurement recalculé ces pressions

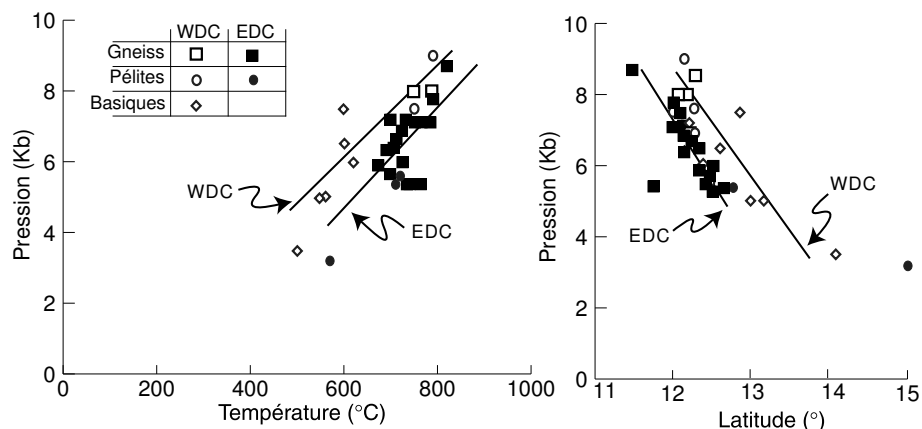


FIG. 4.1 – *Compilation de données métamorphiques (pression-température et pression-latitude) pour le craton de Dharwar. Références et commentaires dans le texte.*

en utilisant de nouvelles calibrations des thermo-baromètres utilisés par Rollinson et al. (1981). Dès lors ces mesures deviennent compatibles avec le gradient discuté plus haut.

Ces données sont en parfait accord avec les gradients décrits par Percival (1994) pour l'ensemble des terrains archéens de degré élevé dans le monde (Première partie, chapitre 2, section 2).

Au point de vue géochronologique, ce métamorphisme a été daté :

- A Kabbaldurga (Sud de Closepet) par Friend et Nutman, 1992, qui attribuent au métamorphisme granulitique le développement de surcroissance sur des zircons. Ces surcroissances sont datées (SHRIMP) à 2528 ± 5 Ma. Ces âges sont en bon accord avec les intercepts à 2515 Ma obtenus par Buhl et al., 1983 sur des zircons issus des gneiss granulitiques du même endroit.
- Des charnockites, un peu plus au sud, ont fourni (Mahabaleswar et al., 1995) des monazites datées à 2507 Ma.
- Enfin, dans la région de Krishnagiri, Peucat et al. (1989, 1993) ont obtenu par des méthodes variées des âges, tous groupés entre 2530 et 2550 Ma, sur des granulites.

4.1.2 Age et conditions du métamorphisme dans le WDC

Les données sur le métamorphisme du WDC sont un peu moins abondantes, et focalisées sur la zone de transition amphibolites-granulites au Sud de Mysore.

Des données sur métapélites et sur gneiss (Gopalakrishna et al., 1986 ; Raase et al., 1986 ; Janardhan et al., 1982) fournissent des estimations en bon accord avec celui qui est défini par les échantillons de l'EDC. Néanmoins, une petite différence systématique apparaît :

- A latitude égale, la pression semble plus élevée d'environ 1 kb dans le WDC.
- A température égale, les pressions sont légèrement plus fortes dans l'EDC.

Ces différences sont-elles significatives ? Elles sont, de toutes façons, à l'intérieur des barres d'erreur des mesures. D'un autre côté, ces différences présentent un aspect systématique, que des erreurs dans les estimations P-T n'expliquent pas vraiment (il n'y a pas de raison pour que les erreurs systématiques soient systématiquement dans des sens opposés dans chacun des blocs).

Par ailleurs, Raase et al., 1986 ont exécuté une série de mesures sur des metabasites, au long de la ceinture de Chitradurga. Ces données présentent une erreur systématique,

qui correspond à une différence de pression avoisinant 1 kb entre les mesures sur roches acides et basiques, sans doute dues aux différences entre les deux systèmes de thermobaromètres. Néanmoins, l'écart constaté reste à l'intérieur de la barre d'erreur. Les données sur metabasites sont donc tout à fait compatibles avec les données précédentes.

Les données chronologiques dans le WDC sont assez rares :

A Holenarsipur, Bouhallier (1995) a daté le métamorphisme prograde grâce à des “isochrones” Sm-Nd (à deux points . . .) grenat-roche totale. Il obtient des âges qui s'échelonnent entre 2473 ± 10 Ma, et 2527 ± 34 Ma.

4.1.3 Conclusions et implications

L'ensemble du métamorphisme, dans l'EDC comme dans le WDC, semble donc synchrone, entre 2,55 et 2,50 Ga.

Les relations entre gradient métamorphique et paléo-géotherme ne sont pas directes (Spear, 1993) et première partie : les deux ne sont identiques que si tous les assemblages métamorphiques ont absolument le même âge. En l'absence de datations systématiques (et suffisamment précises), il faut considérer que le gradient métamorphique n'est pas une “mémoire” du géotherme, mais n'en est qu'une approximation.

Néanmoins, on peut tirer de l'étude du métamorphisme les deux conclusions suivantes :

- Vers 2,5 Ga, l'ensemble du craton était soumis à un gradient géothermique de l'ordre de $30^\circ/\text{km}$ (HT-BP).
- Les terrains de plus haut degré apparaissent au Sud ; ils passent en continuité à des faciès de plus faible degré métamorphique, correspondant à une pression plus faible, donc à une profondeur plus faible : on a ainsi une coupe naturelle dans la croûte archéenne ! Ceci est confirmé par l'étude de la déformation, ou bien par les relations de terrain autour du granite de Closepet (troisième partie).

Les granites de l'EDC — dont celui de Closepet — recoupent donc les isogrades du métamorphisme, ce qui permet de les étudier à différents niveaux structuraux. Ainsi, le granite de Closepet affleure-t-il depuis la croûte profonde (zone de racines, où s'observent de nombreux phénomènes pétrogénétiques : mélange, cristallisation fractionnée . . .) jusqu'à la croûte superficielle (mise en place d'intrusions bien délimitées de granites très homogènes). Ceci permet d'étudier à la fois les phénomènes pétrogénétiques liés à la formation et à la mise en place du granite dans des régions profondes, et leurs manifestations superficielles.

4.2 Quand le craton a-t-il été basculé?

Le craton est, à toutes les latitudes — donc toutes les paléo-profondeurs — recouvert en discordance par des sédiments protérozoïques (1,8 Ga pour la base du bassin de Cuddapah : Ramam et al., 1997), par l'intermédiaire d'une surface d'érosion à peu près horizontale (Gunnell, 1996), et préservée à quelques mètres près jusqu'à l'heure actuelle, du moins dans la partie du craton qui n'a pas été affectée par la formation des ghâtes occidentales. Ceci implique que, lors du dépôt de ces sédiments, la surface topographique était, à peu de chose près, semblable à la surface actuelle. De plus, l'existence d'une fracturation en domaine cassant au Protérozoïque inférieur (voir paragraphe 7.3), dans une région qui est en faciès granulite à la fin de l'Archéen, implique donc que vers 1,8 Ga ces zones étaient remontées dans les parties superficielles de la croûte.

Le basculement du craton de Dharwar est donc daté, par chronologie relative, entre 2,5 et 1,8 Ga. L'événement responsable reste pourtant à identifier . . .

On peut signaler, néanmoins, l'existence probable d'un événement géologique assez discret vers 2,0–2,1 Ga. Il est marqué :

- Par les dykes de dolérites, qui recoupent le craton, et que Ikramuddin et Stueber (1976);

Pandey et al. (1997) ont daté entre 2000 et 2200 Ma.

- Par des indices géochronologiques :
 - Les âges K-Ar sur minéraux (biotite en général), à la température de fermeture assez basse (300°C : Clarke, 1992, pp. 67–70) sont groupés autour de 2000 Ma, quelle que soit l'origine géographique ou la nature des échantillons (âges recalculés avec les constantes de Steiger et Jaeger, 1977) : 1906 à 2040 Ma pour les gneiss de la région de Bangalore (Ka) (Sadashivaiah et Naganna, 1964 ; Ramamurthy et Sadashivaiah, 1966 ; Ramakrishnan et al., 1984 ; Venkatasubrahmanyam et al., 1968), 1934 à 1982 Ma pour la ceinture de Kolar (Ramakrishnan et al., 1984 ; Venkatasubrahmanyam et al., 1968) et 1839 Ma pour le granite de Closepet (Sadashivaiah et Naganna, 1964 ; Venkatasubrahmanyam, 1970).
 - Les âges Rb-Sr sur minéraux isolés (biotite en général) donnent (Crawford, 1969) des âges (recalculés) de 2370 Ma pour les gneiss de Bangalore, et 2166 Ma à Kolar. La température de fermeture du système Rb-Sr dans les biotites étant un peu plus élevée (400 à 500 °C?), ceci pourrait témoigner d'un refroidissement progressif.
 - Des isochrones internes Rb-Sr, recalculées par Bhaskar Rao et al. (1992) sur diverses roches (ceinture de Chitradurga et de Sandur, granitoïdes du Nord du massif de Closepet dans la région de Sandur) ont fourni des âges entre 1985 ± 55 Ma, et 2100 ± 42 Ma. Peucat et al., 1993 indiquent des âges analogues pour des isochrones biotite-roche totale sur différents faciès de la région de Krishnagiri (TN) (2092 ± 9 et 2067 ± 9 Ma).

Il semble donc qu'il y ait eu un épisode thermique aux alentours de 1,8–2,2 Ga, matérialisé par les réouvertures des systèmes isotopiques et la mise en place des dolérites. Cependant, la durée (300 Ma) de cet hypothétique événement est très longue (elle correspond à la durée typique d'une orogénèse complète, de l'ouverture de l'océan à l'érosion de la chaîne!), ce qui interdit de préciser davantage la séquence d'événements. Quoi qu'il en soit, ces âges sont compatibles avec ceux qui sont observés plus au Sud, au Kerala (paragraphe 2.1.2)

Cet épisode thermique est vraisemblablement associé au sous-placage, plus important au Sud qu'au Nord, de matériaux basiques ; il serait alors lié aux événements tectono-métamorphiques connus au Sud de la Péninsule. Vers 1800 Ma (sédiments du bassin de Cuddapah) cet épisode semble terminé, la croûte serait stabilisée à peu près à son niveau actuel.

4.3 Les granulites : magmatiques ou métamorphiques ?

La question de l'origine des granulites n'est pas neuve (par exemple Vielzeuf et Vidal, 1990). Le problème est de savoir si il s'agit de roches déjà existantes (Gneiss Péninsulaires dans le cas indien), métamorphisées à hautes températures et pressions, ou plutôt de liquides magmatiques cristallisant dans les conditions du faciès granulite.

En Inde du Sud, les deux ont été mis en évidence :

- Dans la région du Sud du massif de Closepet, Mahabaleswar et Peucat (1988) ont calculé une isochrone Rb-Sr à 2950 ± 234 Ma pour des granulites, qu'ils interprètent comme l'âge du protolithe. La mauvaise qualité de l'isochrone serait due à des perturbations du système isotopique lors du métamorphisme granulitique. Ce résultat est en accord avec les études SHRIMP de Nutman et al., 1992, qui ont distingué deux populations de zircons (3051 ± 16 et 2965 ± 4 Ma), avec des surcroissances métamorphiques à 2528 ± 5 Ma. Dans cette zone, il s'agirait donc de vieux Gneiss Péninsulaires (avec quelques enclaves pélitiques), remaniés lors du métamorphisme. Dans les Nilgiri hills, Raith et al. (1999) ont mis en évidence une origine métasédimentaire pour certaines des granulites présentes. Les protolithes sédimentaires dériveraient eux-mêmes de l'érosion de roches magmatiques acides tardi-archéennes.

4.3. LES GRANULITES : MAGMATIQUES OU MÉTAMORPHIQUES?

- A l'inverse, dans la région de Krishnagiri, Peucat et al., 1989, 1993, n'ont mis en évidence par aucune méthode un protolithe plus ancien que 2,5 Ga. Les granulites y seraient d'origine exclusivement magmatique. Ce résultat confirme les isochrones Rb-Sr de 2413 ± 204 Ma et 2523 ± 139 Ma de Peucat et al., 1989 et Crawford, 1969 (âge recalculé) respectivement, dans les granulites des Nilgiri hills. Cette interprétation rejoint les interprétations de Condie et Allen, 1984; pour qui les granulites et les granites synchrones seraient liées à la différenciation et à l'évolution magmatique de liquides mantelliques sous-plaqués. C'est aussi le schéma général que propose Percival, 1994.

Il n'en reste pas moins qu'il n'existe à ce jour aucune cartographie des granulites du Sud du craton, qui permettrait de faire la part des anciens gneiss migmatitiques, et des magmas sous-plaqués.

Chapitre 5

La déformation du craton de Dharwar : caractéristique de toutes les racines orogéniques ou bien obéissant à un régime propre à l'Archéen ?

Ce débat, évoqué dans la première partie à propos de l'Archéen en général, a aussi lieu au sujet du craton de Dharwar.

5.1 Les structures tectoniques observées dans le WDC

C'est essentiellement dans le WDC que la déformation a été étudiée. Les structures tectoniques observées peuvent se décrire comme suit :

5.1.1 Les zones de cisaillement

Un important réseau de zones de cisaillement parcourt le WDC. A pendage sub-vertical, elles forment un réseau anastomosé, grossièrement méridien, et à espacement assez faible (guère plus d'une cinquantaine de kilomètres) (figure 5.1).

Ces zones de cisaillement recoupent toutes les structures archéennes du craton, sauf peut-être les granites tardifs (dans l'EDC, ils sont syntectoniques —cf quatrième partie), et appartiennent donc au dernier épisode tectono-métamorphique de l'histoire du craton, épisode responsable également du métamorphisme décrit plus haut.

5.1.2 Les déformations des ceintures de roches vertes et aux alentours immédiats

Comme cela a été indiqué précédemment, les ceintures de roches vertes ont une forme synclinale. Selon le niveau structural, on peut préciser cette géométrie :

- La ceinture de Sandur (lat =15°; P = 2,5–3,5 Kb; T=570±50°) a une forme de synforme complexe, replissée et affectée de chevauchements internes, à vergence Sud-Ouest (Chadwick et al., 1996).

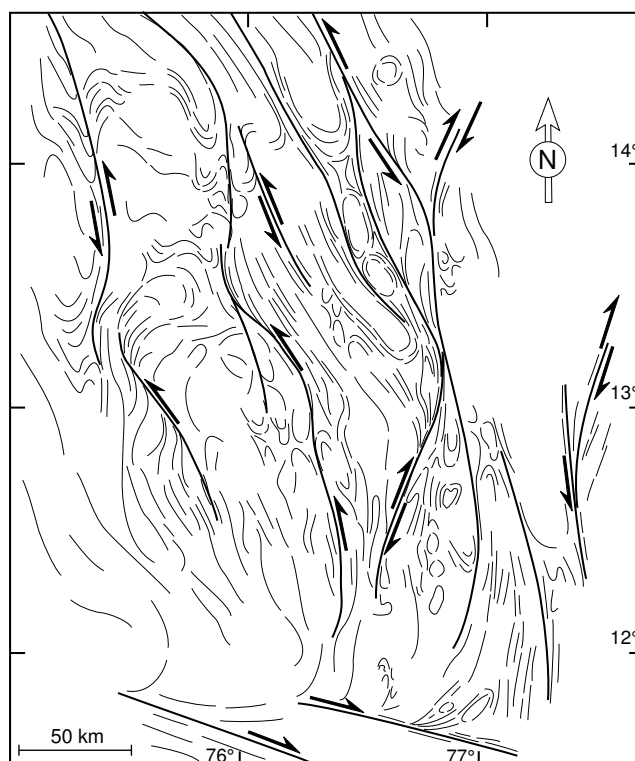


FIG. 5.1 – Carte des zones de cisaillement du WDC (Bouhallier, 1995). Les rectangles correspondent à des zones où des études plus détaillées ont été conduites : Gundlupet et Holenarsipur.

- Le bassin de Bababudan (lat = 13 °; $P = 5-6 \text{ Kb}$; $T = 600^\circ\text{C}$) forme un grand synclinal perché, de forme elliptique d'une trentaine de kilomètres de grand axe, dont les crêtes sont formés par d'épais (200 m) niveaux de BIF. Il est prolongé par une "queue" plus allongée et étroite (figure 5.2).
- Les ceintures du groupe de Sargur, dans le Sud, par exemple celles étudiées par Bouhallier (1995) dans la région d'Holenarsipur (lat = 12°; $P = 7-8 \text{ Kb}$; $T = 750-800^\circ$), forment d'étroites bandes de quelques kilomètres de large, et des dizaines de kilomètres de long, qui sont en général des gouttières synclinales, séparées par des antiformes de gneiss.

5.2 Le régime de déformation archéen : forces aux limites ou forces de volume ?

Les études ont surtout eu lieu dans le WDC, à l'exception de travaux sur la ceinture de Sandur. Cependant, il semble que les conclusions obtenues dans cette région puissent s'extrapoler à l'EDC. L'intérêt de ces études est que les ceintures de roches vertes présentent de nombreux marqueurs stratigraphiques, et ont bien enregistré la déformation de façon ductile, ce qui permet des conclusions plus riches que l'étude du socle.

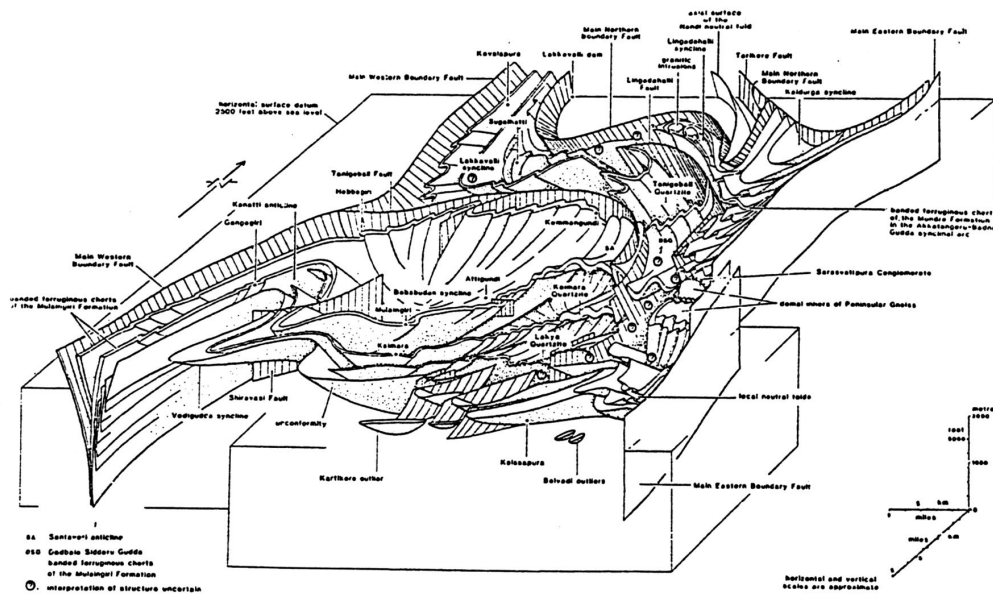


FIG. 5.2 – Représentation schématique de la structure du bassin de Bababudan (Chadwick et al., 1985)

5.2.1 Etude stratigraphique

Basé sur des études stratigraphiques et cartographiques minutieuses, différents chercheurs proposent des modèles basés sur le plissement en contexte transpressif — éventuellement avec plusieurs phases de déformation — des ceintures. Il n'existe que peu d'accord entre différents groupes quant aux structures ou à leur signification, ni même quant à la stratigraphie fine, pour ne pas parler d'éventuelles corrélations à longue distance ...

- Pour Drury et al., 1984 ; Naqvi, 1973, deux phases de déformation auraient opérées :
 - Une première phase causant des plis d'axe E-W, et des chevauchements associés.
 - Une seconde phase liée aux cisaillements tardifs, qui replisse les structures de la première phase.
- En revanche, pour Chadwick et al. (1989, 1996, 1997) (voire aussi la discussion de Naqvi et al., 1997), une seule phase de déformation, en contexte transpressif, suffit à expliquer les plis NE-SW accompagnés de chevauchements vers le SW (figure 5.3).
- Dans les deux cas, il s'agit de structures tardi-archéennes (qui affectent même les niveaux les plus récents du supergroupe de Dharwar).

5.2.2 Cartographie du champ de déformation

Pour d'autres chercheurs, en revanche (Bouhallier et al., 1993, 1995 ; Choukroune et al., 1997 ; Chardon et al., 1996, 1998), les forces aux limites et les grands cisaillements n'ont qu'un rôle tardif. Ces chercheurs ont focalisé leurs études sur certaines zones cibles soigneusement choisies, à différents niveaux structuraux, où ils ont étudié les trajectoires de foliation et plus généralement les champs de déformation, en les comparant à des modèles théoriques de déformation.

- Dans les zones profondes (Holenarsipur : Bouhallier, 1995 ; Bouhallier et al., 1993)

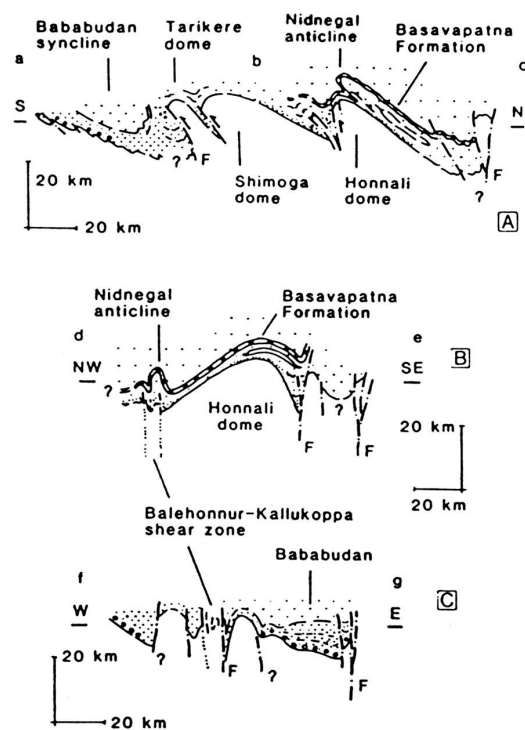


FIG. 5.3 – Structure (pli-failles et chevauchements) des ceintures de roches vertes dans la région de Bababudan (Chadwick et al., 1997).

($P=6-7$ kb) on observe des dômes (antiformes) de gneiss, à foliation concentrique et linéations grossièrement radiales et divergentes, séparées par des bandes synclinales de ceintures de roches vertes, à linéations à peu près verticales, pendant vers le centre des ceintures (figure 5.4).

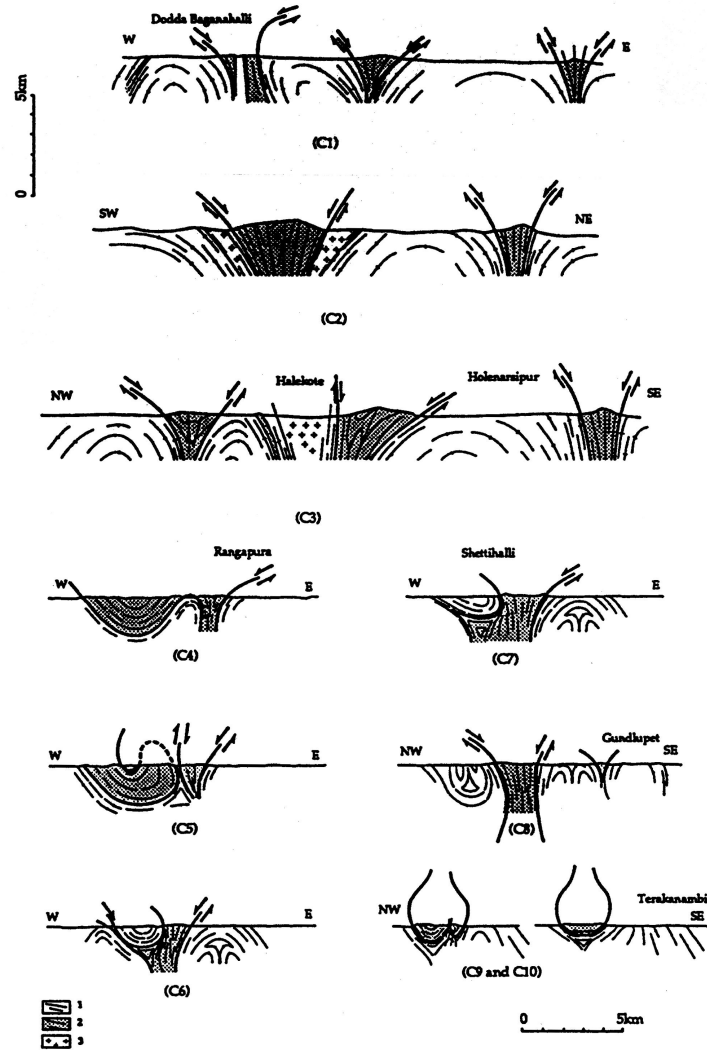


FIG. 5.4 – Déformation dans les niveaux structuraux profonds du craton (Région de Gundlupet et Holenarsipur). Coupes synthétiques (Bouhallier, 1995) montrant les dômes gneissiques séparés par des synclinaux de roches vertes, qui s'enfoncent dans le substratum. Le contact est tectonique.

- Dans les zones plus superficielles (Bababudan : Chardon, 1997 ; Chardon et al., 1996) (P=4–5 kb) la ceinture de Bababudan est disposée en un bassin circulaire, séparé des gneiss sous-jacents par un décollement qui présente des critères de mouvements du compartiment supérieur vers le centre. Dans le bassin lui-même, on observe des critères de mouvements radiaux, convergeant vers le centre du bassin (figure 5.5).

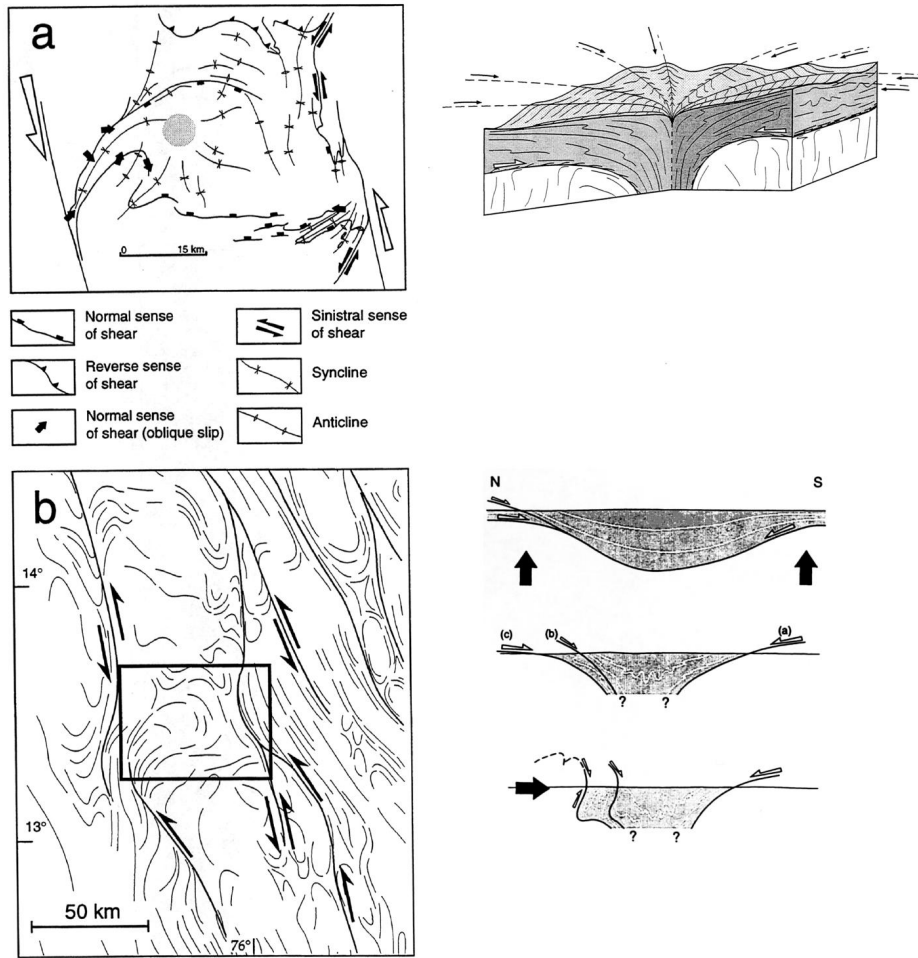


FIG. 5.5 – *Interprétation de la déformation dans la région de Bababudan (Chardon et al., 1998). (a) et (b) : Structures d'interférence entre le cisaillement, et l'enfoncement du bassin de Bababudan vers un point central (grisé). (c) : Bloc-diagramme théorique représentant le glissement centripète de la couverture du bassin de Bababudan vers le centre, avec décollement sur l'interface socle-couverture. (d) : Schéma synthétique d'évolution structurale du bassin de Bababudan.*

L'ensemble de ces structures est interprété par ces chercheurs en terme de "sagduction" : la différence de densité entre les Gneiss Péninsulaires surplombés par des ceintures de roches vertes, plus denses, crée une instabilité gravitaire, et induit un enfoncement progressif des ceintures dans les gneiss. Bababudan correspondrait aux niveaux structuraux supérieurs où on observe ce phénomène, avec décollement du bassin qui glisse vers le centre, tandis que Holenarsipur en représenterait les niveaux les plus profonds, avec des morceaux de ceintures enfoncés dans les gneiss. Ces structures se seraient par ailleurs développées dans un climat transpressif, la déformation se terminant par le jeu des grands cisaillements.

Pour Chardon (1997), une telle déformation ne peut avoir lieu qu'avec une croûte beaucoup plus "molle" que la croûte normale. Une telle rhéologie impliquerait un réchauffement de l'ensemble de la lithosphère.

L'âge de cette, ou de ces déformations est peu connu. Dans la région d'Holenarsipur en effet, ce sont des ceintures du supergroupe de Sargur qui sont affectées ! En revanche à Bababudan, ce sont des ceintures du supergroupe de Dharwar. A Holenarsipur, les datations de Bouhallier (1995), citées plus haut, portaient sur des couples roches totales-grenats syn-cinématiques. L'âge obtenu autour de 2,5 Ga correspond donc certainement aussi à celui de la déformation.

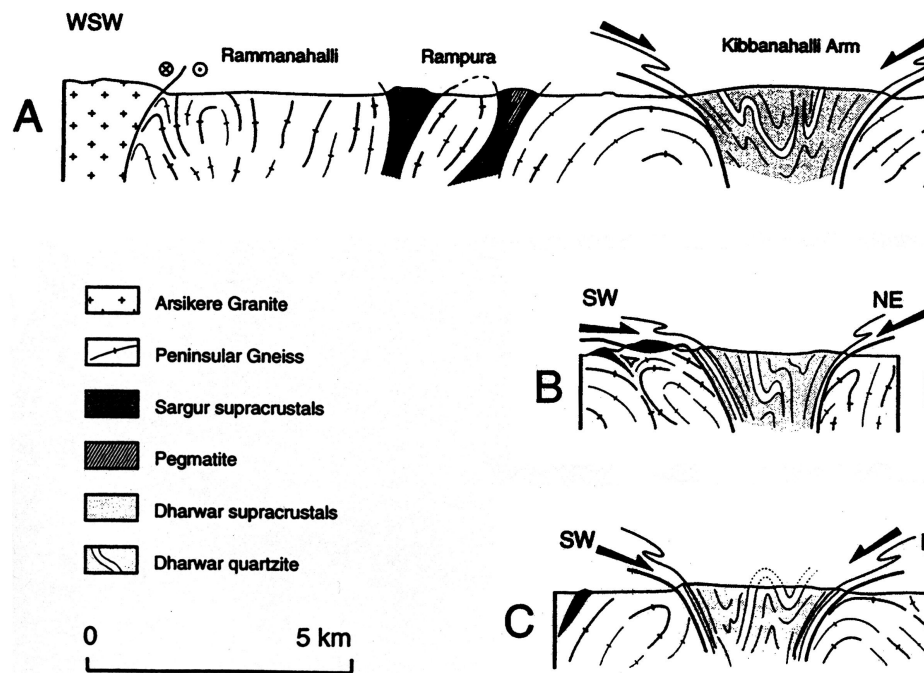


FIG. 5.6 – Dans la région de J.C.Pura, Chardon et al. (1997) ont mis en évidence deux épisodes successifs de développement de dômes : l'un affecte les ceintures du supergroupe de Sargur; l'ensemble est recouvert en discordance par les sédiments du supergroupe de Dharwar, eux-mêmes affectés par la déformation gravitaire.

En revanche, dans la région de J.C. Pura, Chardon et al. (1997) (figure 5.6) ont mis en évidence deux épisodes successifs de déformation apparemment selon les mêmes modalités (sagduction). Le plus récent affecte les ceintures du supergroupe de Dharwar, il est donc certainement assimilable à l'épisode daté par ailleurs à 2,5 Ga. Du plus ancien, on ne sait que peu de choses, si ce n'est qu'il affecte des gneiss datés à 3,1 Ga et est recouvert en discordance par des dépôts âgés de 2,7 Ga.

5.2.3 Le régime tectonique de l'EDC

Dans l'EDC, la déformation a été beaucoup moins étudiée (à part les travaux de Chadwick et al., 1996 dans la ceinture de Sandur). Dans cette région, ces chercheurs tirent les mêmes conclusions tectoniques que celles qu'ils ont obtenues dans le WDC (cf. paragraphe 5.2.1) : plis et chevauchements associés seraient responsables de la structure en synforme complexe de cet ensemble.

Rien n'est publié sur les structures tectoniques dans le Sud de l'EDC (région de Bangalore, Kolar). En utilisant l'imagerie satellitaire, nous avons pu montrer que le réseau de cisaillements, bien connu dans le WDC, se prolonge dans l'EDC.

D'après Choukroune (com. pers), la ceinture de Kolar présente des structures tectoniques qui peuvent s'interpréter en termes de "sagduction" dans un contexte cisailant, et résulteraient donc d'une interférence entre les structures gravitaires, créant une tectonique verticale, et le cisaillement.

Enfin, il convient de rappeler les travaux déjà cités de Krogstad et al. (1989, 1991, 1995) ou Zachariah et al. (1997), qui, se basant sur des études géochimiques dans et autour des ceintures de Kolar et Ramagiri, respectivement, concluent que les signatures contrastées des roches de part et d'autre de ces ceintures témoignent du collage de blocs d'origines différentes. Aucune étude structurale ne vient malheureusement appuyer ou infirmer ces conceptions.

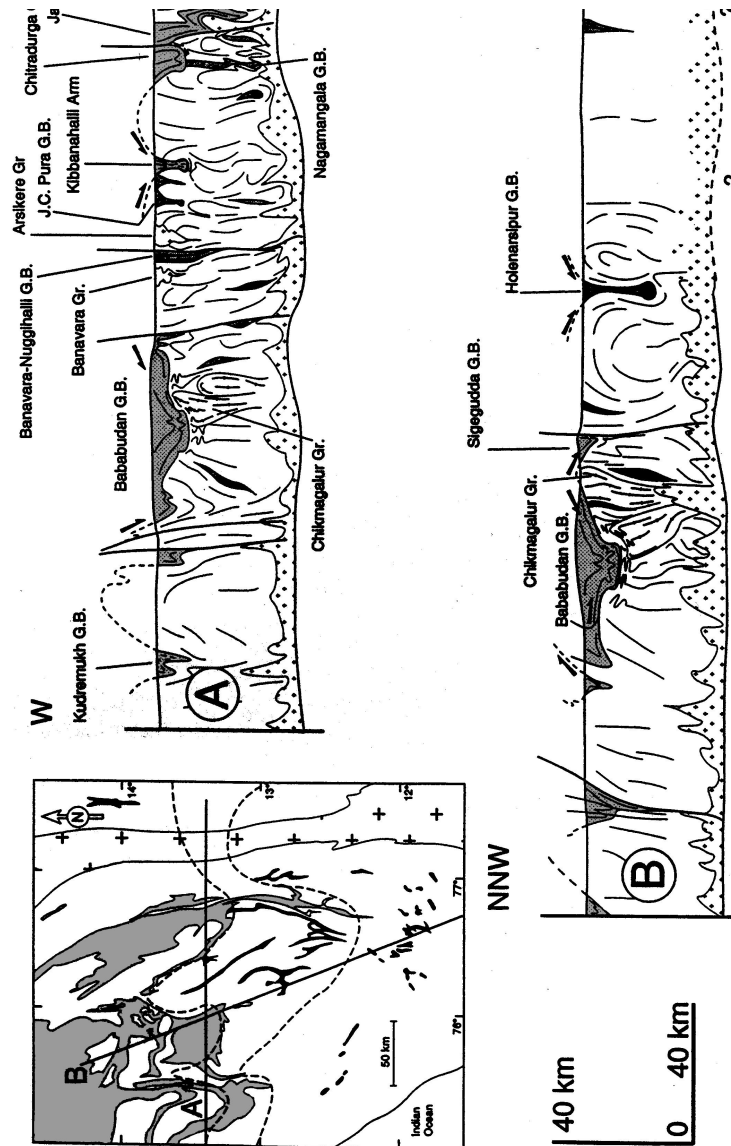


FIG. 5.7 – Structure d'ensemble du WDC, selon deux coupes perpendiculaires (Chardon, 1997). La coupe (A) se fait à niveau structural constant, tandis que la coupe (B) montre des niveaux de plus en plus profonds du Nord (gauche) au Sud.

Chapitre 6

Les modèles proposés

Les études sur le craton de Dharwar ont donné lieu à presque autant de modèles que de groupes ayant travaillé dans la région. Comme on va le voir, chaque modèle rend bien compte de la partie des phénomènes observés par l’auteur ... et prend plus ou moins en compte les données des autres groupes.

On peut opposer deux familles de modèles (voir aussi la discussion première partie) :

- Des modèles “actualistes”, qui essaient d’interpréter les structures du craton de Dharwar en terme de tectonique des plaques “actuelle”, c’est à dire avec des contextes géodynamiques analogues à ceux que l’on connaît à l’heure actuelle.
- Des modèles “sans tectonique des plaques” ou plutôt avec une forme différente de tectonique des plaques, qui proposent des schémas assez différents, basés sur le rôle de l’apport vertical (par des panaches mantelliques) de chaleur et de matière.

Ainsi, par exemple :

- Pour Drury et al. (1984), Newton (1990), etc., le craton de Dharwar s’interprète en terme de subduction dirigée vers le Nord. Les ceintures de roches vertes seraient des bassins d’arrière-arc. Cette compression se terminerait par le développement de grands décrochements, décrits sur le terrain. Si un tel modèle rend bien compte des faciès observés, des chevauchements, des granulites, on ne comprend qu’assez mal comment une subduction dirigée vers le Nord arrive à créer une disposition principalement en bandes Nord-Sud des structures (répartition du magmatisme granitique, opposition EDC/WDC ...) (Figure 6.2).
- Pour Chadwick et al., 1997, il s’agirait aussi d’une ancienne marge active, mais avec une subduction orientée vers l’Ouest. Le WDC serait une marge continentale, le Dharwar Supergroup correspondrait à des bassins d’arrière-arc. L’EDC serait un arc magmatique accréé (“Dharwar batholith”) avec des bassins intra-arc. Le problème des zones de cisaillement n’est pas résolu (leur orientation est-elle compatible avec une compression Est-Ouest?) ; en outre, tant la position (à l’arrière du plan de subduction, et non pas à l’aplomb de celui-ci) que la géochimie des magmas tardi-archéens (qui ne sont pas des TTG, typiques des subductions archéennes : Martin, 1986) restent à expliquer dans ce cadre.
- Krogstad et al. (1989,1991), en se basant sur des différences géochimiques autour de la ceinture de Kolar, proposent un modèle reposant sur le collage tectonique de blocs d’affinités et d’âges différents, de part et d’autre de la ceinture de Kolar. Cependant, leurs arguments reposent principalement sur la typologie géochimique des magmas —mais les signatures caractéristiques des environnements géodynamiques actuels sont-elles transposables à l’Archéen? Par ailleurs, il faudrait intégrer dans ce cadre l’ensemble du magmatisme tardi-archéen, et non pas se limiter au voisinage de la ceinture de Kolar, pour se faire une idée globale.

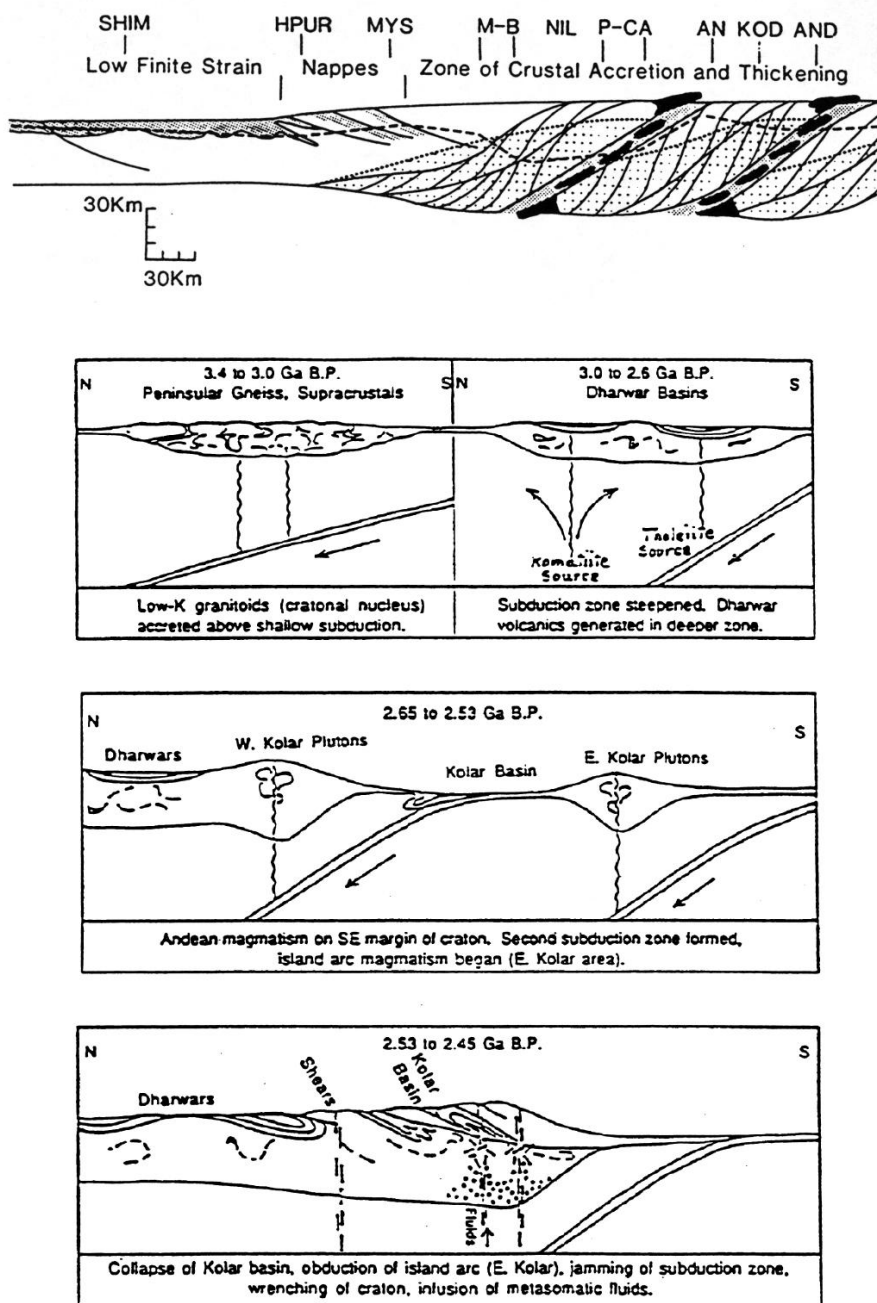


FIG. 6.1 – Deux modèles de structuration du craton de Dharwar à la fin de l'Archéen en terme de subduction Nord-Sud. En haut : D'après Drury et al., 1984. La ligne tiretée indique le niveau de la surface actuelle. L'essentiel de la déformation est l'empilement de nappes sur des chevauchements qui correspondent aux zones de cisaillement de Palghat-Cauvery (P-CA) et d'Andipatti (AND). Les zones grisées représentent les ceintures de roches vertes ; les zones noires, de possibles reliques "ophiolithiques", les pointillés les granulites. SHIM : Shimoga ; HPUR : Holenarsipur ; MYS : Mysore ; M-B : Cisaillement de Moyar-Bhavani ; NIL : Nilgiri hills ; AN : Anaimalais ; KOD : Kodaikanal. En bas : Schéma d'évolution d'après Newton, 1990.

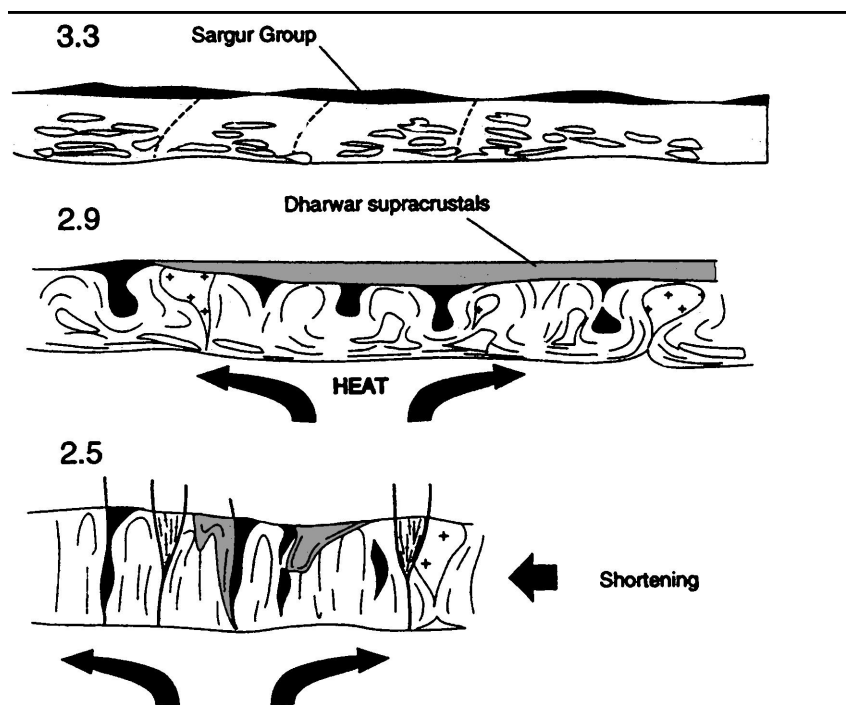


FIG. 6.2 – Evolution structurale du craton de Dharwar liée à un panache mantellique (D’après Choukroune et al. 1997). Deux épisodes diapiriques successifs se succèdent ...

- Choukroune et al. (1997) proposent un modèle radicalement différent (fig. 6.2)), selon lequel la structuration de la croûte tardi-archéenne (et peut être les épisodes plus anciens) serait due à un point chaud, sans doute dans un contexte globalement compressif. Ceci expliquerait à la fois le métamorphisme “chaud”, le ramollissement de la croûte nécessaire à sa sagduction, le sous-placage de magmas juvéniles granulitiques, et même l’injection de liquides granitiques aux niveaux plus superficiels. En revanche, ce modèle n’explique pas la dissymétrie EDC-WDC. Il reste aussi à démontrer que les signatures géochimiques des magmas tardi-archéens soient bien attribuable à un point chaud; et dans ce cas, sont-elles sensiblement différentes de celles de magmas tardi-archéens analogues (Stern et Hanson, 1991) dans des régions comme l’Abitibi (Canada), où rien ne permet de parler de point chaud tardi-archéen? (Cf. discussion quatrième et cinquième parties).

Chapitre 7

Cartographie de l'EDC par imagerie satellitaire

L'EDC est, à l'heure actuelle, assez mal cartographié. Ceci est dû à des raisons scientifiques, mais aussi politiques : ainsi il existe une bonne carte au 1.000.000 ème du Karnataka (Geological Survey of India, 1981), mais elle ne s'étend pas au delà des limites de l'état, en Andhra Pradesh ou au Tamil Nadu ! Or l'EDC se limite précisément sur les frontières des 3 états. Dans les cartes publiées à l'heure actuelle pour l'EDC, les Gneiss Péninsulaires apparaissent systématiquement comme un ensemble indifférencié, qui englobe notamment ce que nous avons appelé “gneiss gris de type Krishnagiri”, et une bonne partie des granites tardi-Archéens (par exemple les “Kambha gneisses” de l'Est de la ceinture de Kolar ne sont qu'exceptionnellement cartographiés en tant que tels). Aucune carte n'a été publiée, qui présenterait les zones de cisaillement affectant l'ensemble du craton.

Pour tenter de combler ce manque, et de compléter nos observations de terrain, nous avons eu recours à l'imagerie satellitaire.

7.1 Principes de l'imagerie satellitaire

Les satellites SPOT fournissent une couverture complète de la terre, sous forme de scènes d'environ 60 x 60 km. Ce sont, soit des scènes “panchromatiques” (l'intensité globale est enregistrée), soit des scènes “multi spectrales” : SPOT enregistre l'intensité reçue dans plusieurs longueurs d'onde différentes (bleu : 500 à 590 nm, vert : 610 à 680 nm, rouge et proche infra-rouge : 790 à 890 nm). En attribuant à chacun de ces canaux une couleur dans le système RVB (rouge-vert-bleu) utilisé par les ordinateurs, on peut reconstituer une image en fausses couleurs, qui n'est pas une “photo” de la surface de la terre à proprement parler, mais qui n'en fournit pas moins de nombreuses informations à qui sait interpréter à la fois les couleurs et la géométrie. SPOT a une résolution de l'ordre de quelques dizaines de mètres. Ceci signifie donc qu'une scène SPOT a une taille de l'ordre de 4000 x 4000 pixels, ce qui lui confère une taille de 36 Mo environs pour une scène multispectrale non compressée.

Etant donnée l'échelle de travail (500 × 300 km, ce qui représente une trentaine de scènes) ... et le prix des scènes SPOT ! nous avons eu recours à des “quicklook”, c'est à dire des images de qualité très dégradée (résolution de l'ordre de la centaine de mètres, donc 10 fois moins bonne que celle des scènes d'origine), que l'on utilise normalement à des fins de repérage géographique. Elles sont de ce fait en accès libre auprès de SPOTimage (<http://www.spotimage.fr/>). La mosaïque que nous avons construite (planche couleur XI) comporte 30 scènes ; malheureusement, pour des raisons de disponibilités des quicklook sur le serveur, elle comporte quelques trous et regroupe des scènes issues des différents satellites

de la famille SPOT, qui ont des dominantes colorées très différentes, ce qui complique les comparaisons entre différents secteurs . . .

Vu la qualité de base, assez faible, des images utilisées, et le but recherché (reconnaissance cartographique sommaire), il n'a pas semblé utile d'utiliser les techniques classiques de traitement d'image (gradients, analyse en composantes principales, extraction de linéaments . . .), et on s'est limité à une interprétation visuelle des structures observées (Planche en couleur XII, et figures 7.1 et 7.3).

7.2 Différences de lithologie

7.2.1 Que voit-on sur les images SPOT?

Des lithologies contrastées se traduisent, dans les images SPOT, par des couleurs et des textures très variées (planche XI). Ceci est du :

- Aux différences de morphologie et de relief : opposition entre, par exemple, la plaine gneissique et les inselbergs granitiques.
- Aux différences dans la nature du sol : opposition entre les sols rouges, lessivés sur les substratums granito-gneissiques, et les sols noirs des ceintures de roches vertes.
- Au couvert végétal différent : opposition entre les plaines cultivées et les zones à inselbergs laissés en forêt (d'eucalyptus en l'occurrence).

Sur les images étudiée, les massifs granitiques (forêt et rochers) apparaissent en rouge sombre, avec une texture assez rugueuse. Les ceintures de roches vertes . . . apparaissent en vert; tandis que les gneiss sont dans des teintes jaunes. Les sédiments Protérozoïques (grès et quartzites) apparaissent sous forme de reliefs rouges, assez semblables aux granites mais ils forment des cuestas très reconnaissables. Près de la côte Est (Tamil Nadu), les gneiss archéens, et les sédiments tertiaires sont les uns comme les autres plats et cultivés; il n'a donc pas été possible de reconnaître leur limite par le biais de l'imagerie satellitaire.

7.2.2 Répartition des lithologies dans le craton de Dharwar

La carte dressée à partir de ces images est présentée figure 7.1. On y observe bien la disposition méridienne des structures archéennes, avec des massifs granitiques et des ceintures de roches vertes allongées en bandes parallèles. Cependant, la quasi-totalité des contacts entre unités lithologiques sont tectoniques, et liés à la fracturation cassante, plus tardive. Les contacts vraiment magmatiques ou sédimentaires sont l'exception plus que la règle. En revanche, les décalages au long de ces failles sont extrêmement faibles, voire imperceptibles, à part au long de quelques failles majeures. On peut donc supposer que les structures archéennes occupent une disposition au moins comparable à celle qui était la leur à l'Archéen.

Dans la partie Nord, la cartographie est très facile, et les massifs granitiques tranchent très nettement sur le socle. Ceci permet de préciser la forme de ces massifs, et de les distinguer assez facilement : on retrouve plusieurs intrusions bien identifiées, décrites plus loin. Au Sud, ce sont les granulites qui forment les structures les plus repérables; elles forment des massifs d'abord isolés et de petite taille, au Nord, puis qui se regroupent pour former l'ensemble de la partie la plus méridionale de la zone étudiée. La limite Nord des granulites est très sinueuse, et peut varier d'une cinquantaine de kilomètres en latitude. Entre les massifs de granulites, il n'est pas évident de reconnaître la nature des roches présentes.

Entre les deux, il est plus ou moins facile de repérer des structures; mais les modalités de la transition entre la zone des granulites, et la zone des intrusions granitiques allongées, ne sont pas facilement observables; par ailleurs, on arrive aussi à cartographier des structures qui, bien que très nettes en imagerie satellitaire, n'ont pas (pas encore?) été identifiées sur le terrain (par exemple entre Kolar (Ka) et Nandi hills (Ka)).

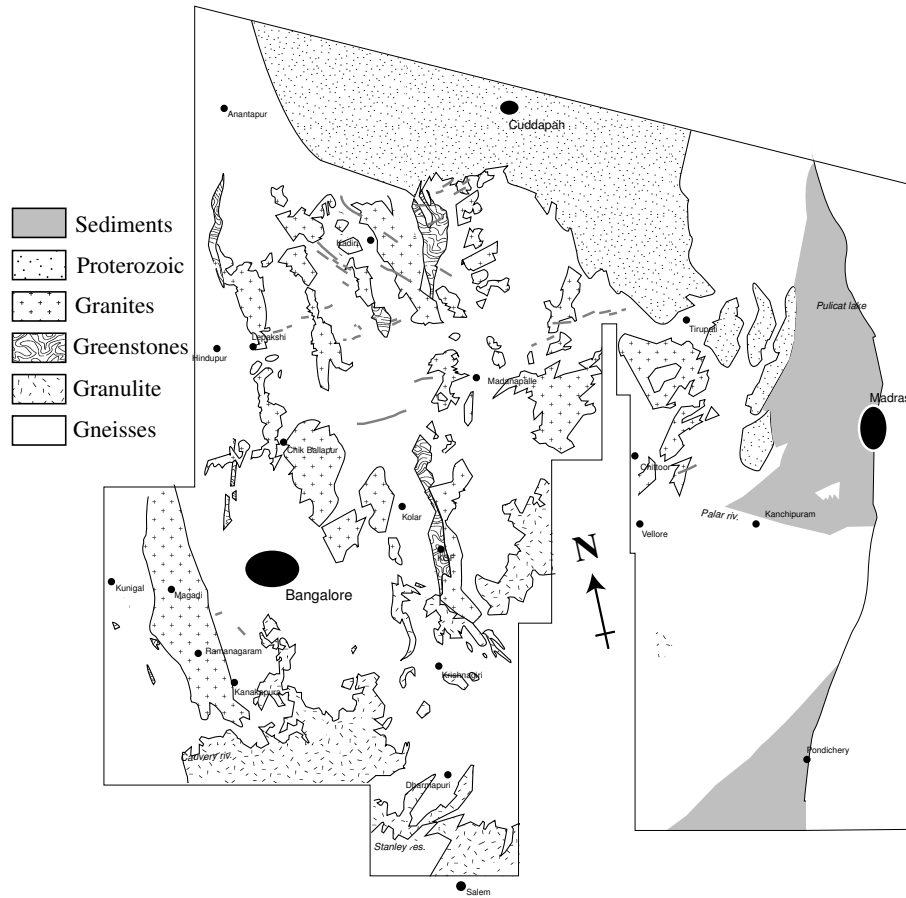


FIG. 7.1 – répartition des lithologies observées (gneiss, granulites, granites potassiques, ceintures de roches vertes et couverture sédimentaire post-archéenne) dans l'EDC.

7.3 Fracturation et dykes

7.3.1 Les fractures en image SPOT

La fracturation cassante constitue les structures tectoniques les plus lisibles. Une faille, en imagerie satellitaire, se manifeste de plusieurs façons :

- Limite trop linéaire d'une structure ou d'un ensemble lithologique.
- "Linéament", c'est à dire objet allongé et étroit que l'on peut suivre sur une longueur appréciable ; sur le terrain il peut s'agir de dykes doléritiques (Protérozoïque inférieur), certains identifiables à leur teinte vert sombre, assez analogue à celle des ceintures de roches vertes, et pour les mêmes raisons ; mais il peut aussi s'agir de segments rectilignes de routes (et surtout de la zone semi-urbanisée qui les entoure à peu près systématiquement !) ou de rivières, ou encore de linéaments ne correspondant à rien de reconnaissable facilement sur le terrain (peut-être alignement de dépressions dues à l'érosion plus facile dans les zones broyées par des failles ou, à l'inverse, de sol moins épais sur des mylonites ...)
- Vallées rectilignes, reconnaissables à leur couleur rouge (zones à cultures permanentes : cocoteraies, rizières).

– Décalages de rivières, d'autres failles ...

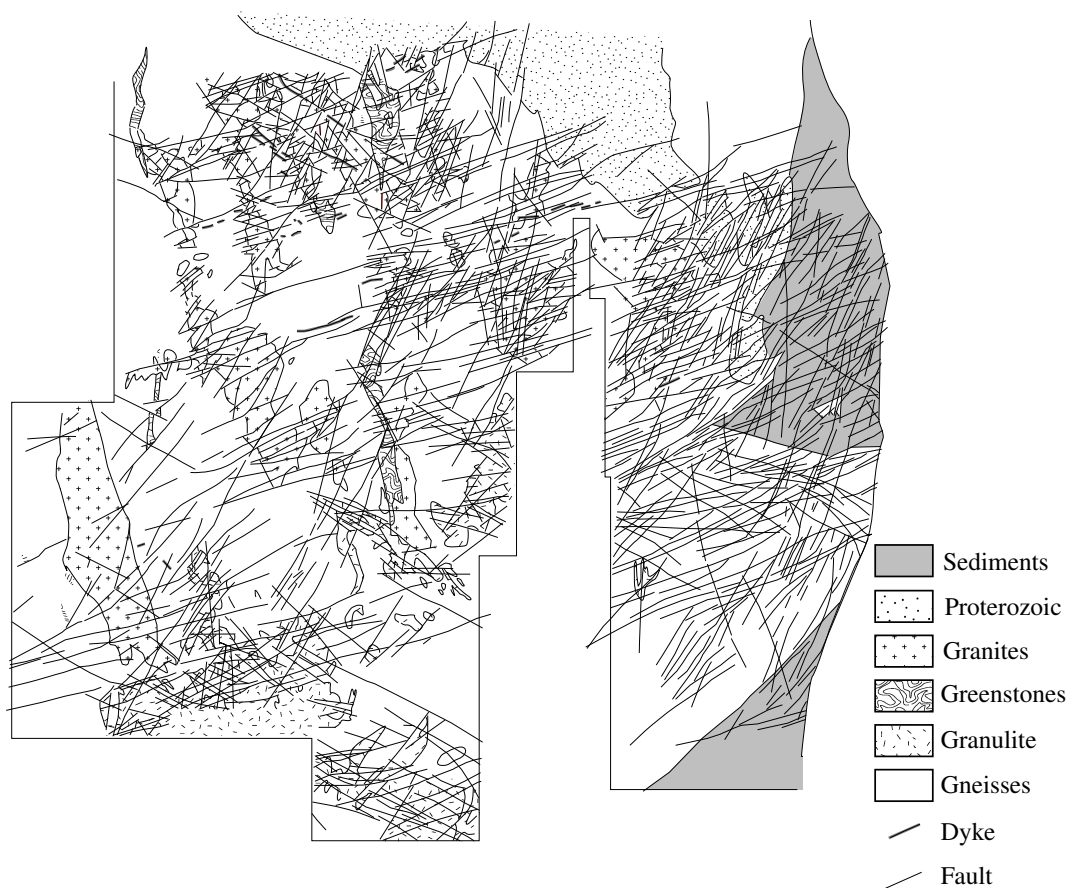


FIG. 7.2 – Carte de la fracturation de l'EDC (d'après photo-interprétation). Repères topographiques : cf fig. 7.1.

Les failles ne sont pas partout aussi repérables. Elles sont tout particulièrement lisibles dans les massifs granitiques, où elles forment des dépressions séparant les inselbergs, ou bien ou elles décalent les limites des zones à inselbergs (figure 7.1). En revanche, dans les ceintures de roches vertes, elles sont presque invisibles, sauf en de rares endroits où les ceintures sont découpées en morceaux décalés. Ceci pourrait s'expliquer par la rhéologie (les ceintures, plus "molles", localisent moins facilement la déformation cassante), ou simplement par un sol et un couvert végétal plus épais sur les ceintures, masquant les failles.

7.3.2 Les grandes directions de fracturation

La fracturation, extrêmement dense (fig. 7.2), obéit à une logique très nette :

Fractures associées à l'ouverture du golfe du Bengale

Une première direction de faille, approximativement N20, est particulièrement reconnaissable près de la côte tamoule, entre Madras (TN) et Vellore (TN). Par endroit (au Nord

de Pondichéry (TN)), cette direction est exactement celle de la côte, à l'endroit où le socle archéen arrive à la mer. Cette direction est aussi celle du rebord du plateau continental, telle que la montrent les cartes bathymétriques. Dans la région de Madras (TN), la plaine est formée de sédiments tertiaires, également affectés par cette fracturation. Au sein de ces sédiments, on isole des petits massifs d'Archéen, limités par des failles ; en un endroit on observe même des structures interprétées comme des héli-grabens. Cette direction correspond très certainement à la marge passive de l'Est de la péninsule indienne. D'après les reconstitutions géodynamiques de Besse et Courtillot (1989), l'ouverture du golfe du Bengale date du Crétacé inférieur, ce qui n'est pas incompatible avec l'âge des sédiments de la côte. C'est aussi la direction représentée sur les cartes publiées pour les cisaillements liés à la tectonique protérozoïque.

La direction N20 se raréfie en allant vers l'Ouest. On la retrouve dans quelques bandes localisées, par exemple aux alentours de la ceinture de Kolar, qui apparaît décalée de façon notable par le jeu de ces failles. Cependant, ce décalage ne se fait pas de façon nette, et donne plutôt l'impression d'une déformation continue, ductile de la ceinture de roches vertes. En outre, comme cela a été décrit plus haut, la ceinture de Kolar correspond à une limite interne importante (zone de cisaillement archéenne?) au sein du craton de Dharwar. Enfin, la direction N20 correspond à la direction dominante de la foliation (liée aux déformations fini-archéennes) que l'on observe sur le terrain.

Il semble donc que cette direction N20 corresponde, à la fois sur la côte et à Kolar, à la réactivation en régime cassant d'une direction préférentielle de faiblesse acquise de façon ductile à l'Archéen ou au Protérozoïque : lors de l'extension liée à l'ouverture du golfe du Bengale, la fracturation s'est développée dans les plans de faiblesse pré-existants.

Fracturation protérozoïque

Deux directions conjuguées, N60 et N120, constituent le reste de la fracturation. Par endroit, des dykes clairement identifiables envahissent ces fractures. Ces dykes sont datés du Protérozoïque inférieur (Pandey et al., 1997), ce qui permet d'attribuer un âge analogue à la fracturation. Cette fracturation s'est toutefois poursuivie pendant une longue période de temps, puisqu'elle affecte aussi les sédiments du bassin de Cuddapah, vieux de 1,8 Ga (Ramam et al., 1997). Ces directions sont compatibles avec une compression Est-Ouest, qui pourrait être le régime tectonique de l'épisode orogénique protérozoïque inférieur discuté au paragraphe 4.2.

Cette déformation est répartie de façon homogène sur toute la zone étudiée, ce qui confirme, une fois de plus, que dès le Protérozoïque inférieur l'ensemble du craton était revenu à des profondeurs faibles.

De façon peut-être plus inattendue, ces directions protérozoïques se retrouvent dans les sédiments tertiaires de la côte tamoule. Il est très vraisemblable qu'elles aient joué lors du rifting du golfe du Bengale, la déformation étant, là encore, localisée sur des faiblesses préexistantes plutôt que sur des failles néo-formées.

Néotectonique dans le Sud de l'Inde

Enfin, des indices de mouvements actuels —ou en tout cas très récents— sont lisibles sur les côtes tamoules, où on observe fréquemment la ligne de côte décalée de quelques centaines de mètres par des failles. Ce jeu néotectonique n'est pas inconnu, et il est confirmé par plusieurs études.

- La sismicité actuelle dans le Sud de l'Inde, discutée au paragraphe 2.3.1. Pour Ramalingeswara Rao (1992), il s'agit d'une réactivation des zones de cisaillement archéennes et protérozoïques.

- Diverses études géomorphologiques, basées sur la disposition des sédiments tertiaires, ou bien le déplacement au cours des temps archéologiques des lits des rivières (études citées par Gunnell, 1996) viennent confirmer l'existence de jeux tectoniques récents, sinon actuels.

La néotectonique indienne correspondrait (Royer, 1993) à une “torsion” de la plaque indienne liée à la convergence Inde-Asie, qui induit des contraintes de direction différentes sur les différentes frontières de la plaque.

7.4 Déformation ductile

La déformation ductile est lisible par endroits. Elle se manifeste sous forme :

- de faisceaux de linéaments, généralement plus courts que les failles cassantes, mais surtout regroupés et sinueux ;
- de têtes de plis isoclinaux, fréquemment formés par des éléments de ceintures de roches vertes bien contrastés avec le “fond” des gneiss péniinsulaires ;
- de zones de couleur plus claire (blanc brillant) ; peut être sont-elles liées à la présence d'affleurements rocheux abondants dans des zones rendues moins altérables par la présence de mylonites ?

De façon plus ou moins évidente, on arrive néanmoins à mettre en évidence un réseau de zones de cisaillements (fig. 7.3). Elles forment un réseau anastomosé, grossièrement d'orientation méridienne.

Certaines zones de cisaillement, par exemple celle qui se localise autour de la ceinture de Kolar, sont marquées par une fracturation cassante très importante. Dans certains cas (prolongement NE du cisaillement de la Moyar), les structures ductiles ne sont même pas visibles. En revanche on y trouve une fracturation de direction N60, anormalement dense. Il semble évident que ces zones ont constitué, pendant toute l'histoire du craton —peut-être dès le Protérozoïque, et en tout cas jusqu'à l'actuel : cf. paragraphe 7.3— des zones de fragilité de la lithosphère qui ont localisé tous les mouvements. Dans le cas des zones de faiblesse “majeures”, le jeu tardif a été si important qu'il a pratiquement oblitéré les structures tectoniques antérieures —tout au moins au regard de l'imagerie satellitaire—.

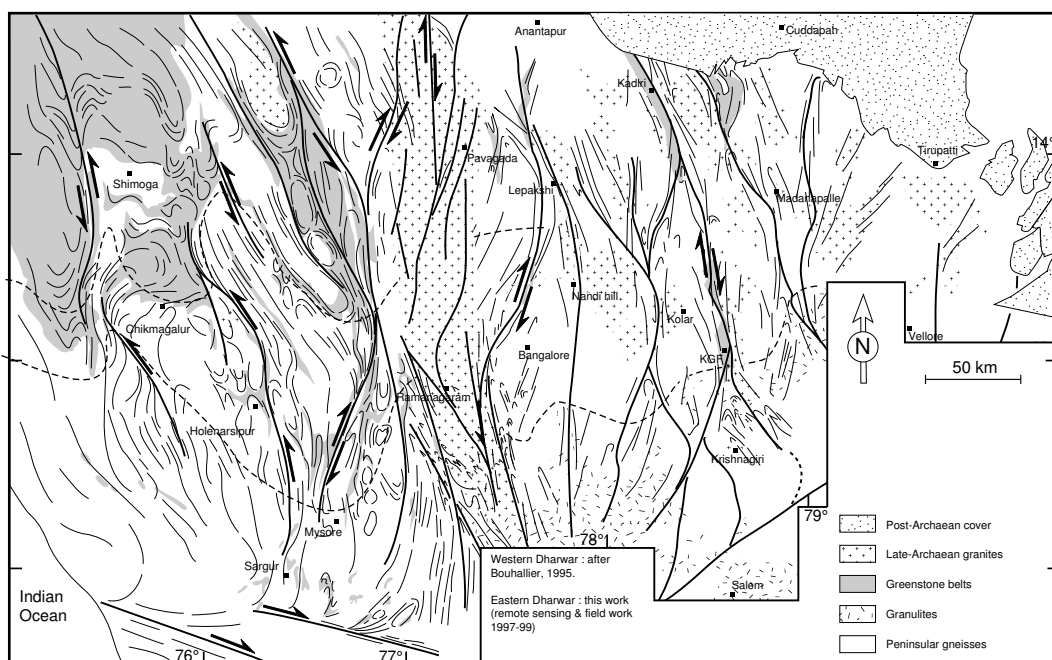
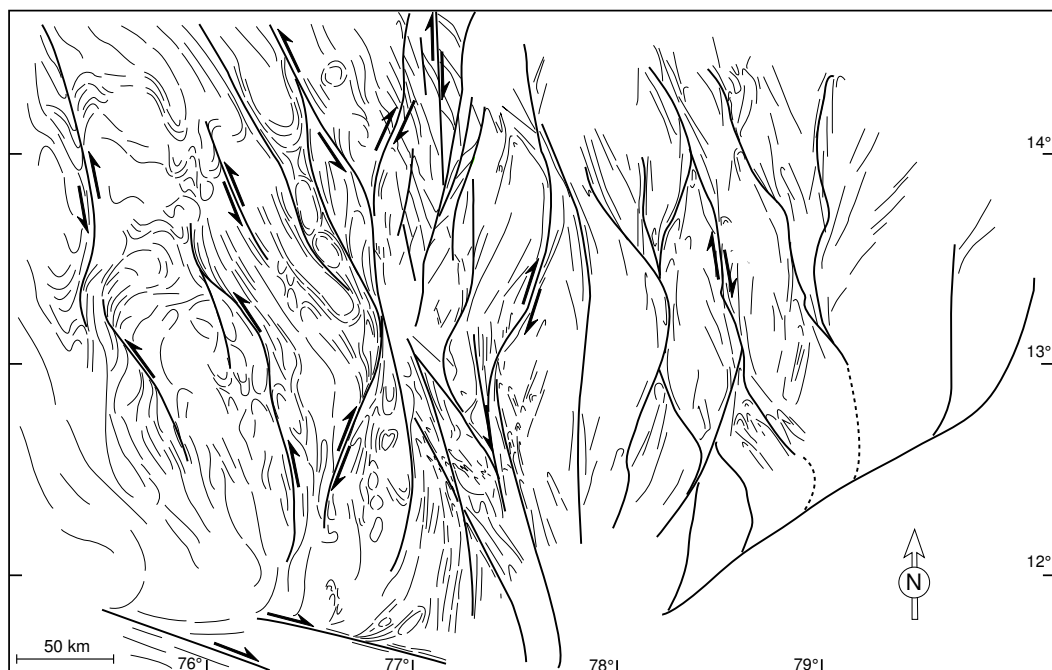


FIG. 7.3 – Réseau de zones de cisaillement du craton de Dharwar. La carte du bas précise en outre les lithologies présentes. Dans le WDC : d'après Bouhallier, 1995 (figure 5.1) ; dans l'EDC : d'après cette étude. Version couleur de cette carte planche XII.

7.5 Discussion et conclusion

La carte issue de ce travail figure sur la planche couleur XII. Par comparaison aux travaux déjà existant, la carte proposée présente les caractéristiques suivantes :

- Le magmatisme tardi-archéen prend toute son importance. En fait, l'extension des vrais Gneiss Péninsulaires apparaît bien plus restreinte que ce qui est conventionnellement admis.
- Le réseau de zones de cisaillement décrites et étudiées par Bouhallier (1995), se prolonge dans l'EDC. Certaines correspondent à des limites importantes, séparant des blocs distincts. Ainsi le cisaillement de la Moyer, qui limite vers le Sud l'EDC en faciès amphibolite et le sépare des granulites.
- Toutes les ceintures de roches vertes de l'EDC sont localisées sur ces grands cisaillements. C'est un point très important, dans la mesure où il va à l'appui des modèles selon lesquels l'EDC se composerait d'une mosaïque de blocs continentaux, les ceintures de roches vertes représentant des sutures océaniques (Krogstad et al., 1989).
- La limite du faciès des granulites est plus septentrionale à proximité des zones de cisaillement, que entre celles-ci, ce qui souligne le rôle des fluides mantelliques canalisés par les faiblesses que représentent les zones de cisaillement dans le métamorphisme granulitique.
- La limite entre les deux parties du craton se présente désormais comme un faisceau de zones de cisaillement, dans et autour du granite de Closepet.
- Au contraste lithologique et chronologique entre les deux parties du craton répond un contraste structural, entre le WDC dominé par les structures en dômes et bassins, et l'EDC qui se présente comme une mosaïque de blocs séparés de zones de cisaillement.

Chapitre 8

Conclusion : histoire archéenne du craton de Dharwar

Au vu de l'étude précédente, il est possible de proposer les brèves synthèses qui suivent :

8.1 Synthèse chronologique

Elle est présentée sous la forme du tableau qui suit :

Age	WDC	EDC
3,6–3,1 Ga	Formation de gneiss TTG	Dépôt des sédiments et des laves du supergroupe de Sargur
3,0–2,9 Ga	<i>Premier épisode de dômes et bassins ?</i>	Granites post-tectoniques
2,9–2,8 Ga	Dépôt des sédiments et laves du groupe de Bababudan (supergroupe de Dharwar)	Formation des premières TTG <i>Début des dépôts dans les futures ceintures de roches vertes ?</i>
2,8–2,6 Ga	Dépôt des sédiments et des laves du groupe de Chittradurga (supergroupe de Dharwar) <i>Formation de quelques TTG ?</i>	Formation de TTG Dépôts de laves et sédiments
2,6–2,5 Ga	Fin du dépôt du groupe de Chittradurga <i>Granites tardifs ?</i>	Formation de sanukitoïdes et granites associés. Fin des dépôts dans les bassins formant les futures ceintures.
2,5 Ga	Deuxième épisode de dômes et bassins Zones de cisaillement <i>Granites tardifs ?</i>	Zones de cisaillement Magmatisme granitique (Closepet)
2,5–2,2 Ga	Aucune activité	
2,2–1,9 Ga	Episode thermique Dépôt des conglomérats et grès des bassins de Cuddapah et de Kaladgi	

Les épisodes dont l'âge, voire l'existence, sont douteux sont en italique.

Ce tableau montre bien l'opposition entre EDC et WDC, qui perdure jusqu'à la soudure, vers 2,5 Ga, de ces deux blocs.

8.2 Quelques repères sur l'évolution du craton

L'histoire archéenne du craton de Dharwar semble pouvoir se regrouper en trois épisodes principaux :

1. De 3,6 à 3,0 Ga, seul le WDC existe. L'EDC n'est pas encore formé. C'est la période d'assemblage du WDC. On ne connaît que peu de choses sur cette histoire, tout au plus peut-on noter l'existence de gneiss TTG, de ceintures de roches vertes dont le socle n'est pas reconnu, et d'une tectonique probable en dômes et bassins, à la fin de cette période. Les deux premiers éléments font penser à l'accrétion de microcontinents, séparés par des bassins dont la fermeture mènera aux ceintures du type Sargur. Cette évolution précoce serait suivie d'une période de formation de dômes et bassins.
2. De 3,0 à 2,6 Ga, c'est une période avec peu d'activité géologique qui se déroule. Elle est marquée, dans le WDC, par la mise en place sur le continent assemblé précédemment des grands bassins volcano-sédimentaires du type Dharwar ; dans l'EDC, par la mise en place de TTG et des ceintures de roches vertes sans socle reconnu qui caractérisent cette partie du craton. L'histoire de l'EDC à ce moment-là n'est donc pas sans évoquer celle du WDC 500 Ma plus tôt : tout se passe comme si les deux parties du craton s'étaient assemblées de la même façon, mais à des moments différents.
3. Vers 2,5 Ga, la totalité du craton subit une importante phase de remaniement. Mais celui-ci se manifeste de façon différente dans les deux moitiés du craton : alors que dans le WDC, c'est surtout le développement des structures en dômes et bassins, avec un magmatisme très mineur, que l'on observe, dans l'EDC cette période est caractérisée par la mise en place de larges volumes de granites potassiques. Un important réseau de zones de cisaillement parcourt la totalité du craton ; ce réseau semble cependant plus dense dans l'EDC que dans le WDC.

L'ensemble de ces données sera repris à la fin de la quatrième partie ; l'intégration de données pétrologiques et géochimiques sur les granites de l'EDC permettra d'apporter de nouvelles contraintes, et de discuter de l'évolution géologique du craton de Dharwar tout au long de l'Archéen.

Troisième partie

Le granite de Closepet

"Le tout c'est pas d'y faire, c'est d'y penser. Mais le difficile c'est pas d'y penser, c'est d'y faire."

Aphorisme lyonnais

"Les modèles sont la projection de nos préjugés sur notre ignorance."

F. Albarède

Le granite de Closepet (ainsi nommé d'après la petite ville de Closepet —maintenant Ramanagaram—, dans la région de Bangalore) est la plus importante des intrusions tardi-archéennes du craton de Dharwar. Ce massif présente aussi un certain nombre de caractéristiques, tant pétrographiques (faciès dominant très porphyroïde, avec des termes basiques abondants) que géochimiques (forts enrichissements en éléments incompatibles), qui le différencient nettement des autres granites de la région. Finalement, le fait qu'il affleure à tous les niveaux structuraux du craton rend son étude intéressante, non seulement pour la thématique "magmatisme tardi-archéen", mais aussi, de façon plus générale, pour comprendre la mise en place des massifs granitiques.

De nombreux travaux ont été réalisés sur ce granite ; de manière schématique, les auteurs ont travaillé sur deux zones :

- Au Sud, près de la transition granulite-amphibolite. C'est le cas par exemple de nombreux auteurs indiens des années 1960 et 1970 (B. Divakara Rao, K. Suryanarayana), puis, plus tard, des équipes internationales qui s'intéressaient à tous les phénomènes magmatiques et métamorphiques de la croûte profonde (K. Condie, P. Allen, C. Friend, A. Nutman, R. Newton, B. Auvray, H. Martin).
- Au Nord, dans les intrusions autour de la ceinture de roches vertes de Sandur, essentiellement par l'équipe dirigée par B. Chadwick.

La zone située entre les deux, bien qu'elle fasse plus de 200 km de longueur pour une vingtaine de large, n'a guère été étudiée, à l'exception de deux thèses non publiées, qui traitent de l'ensemble du massif : M. Jayananda (Bangalore, 1988, sous la direction de B. Mahabaleswar), et K. Oak (Oxford, 1990, sous la direction de C. Friend). Ceci est sans doute dû, au moins en partie, à des raisons logistiques (réseau routier peu dense et distance importante des grands centres urbains) et thématiques (comme cela est développé plus loin, c'est dans les parties profondes que s'observent le mieux les processus pétrogénétiques).

Au cours du temps, plusieurs théories relatives à la genèse du massif de Closepet se sont succédées :

- Dans les années 60 et 70, une origine métasomatique du granite de Closepet était favorisée (Suryanarayana, 1960, 1964 ; Divakara Rao et Sarma, 1970 ; Divakara Rao et al., 1972 ; Divakara Rao, 1975) : le granite se serait formé à l'état solide par "feldspathisation" progressive des gneiss avoisinants sous l'effet de la circulation de fluides chargés en potassium. Cette théorie a peu à peu été abandonnée, bien que de nos jours encore, Radhakrishna et Vaidyanadhan (1994, p. 139) écrivent :

"The difference between the older foliated gneisses, and the younger porphyritic granite is thus one of texture, the latter being characterized by development of porphyroblasts of late microcline. All stages in such a transformation can be observed in quarries which abound throughout the belt. Progressive feldspathization, due to the influx of K-rich solution, has been the most important factor in the transformation of gneisses into porphyritic granite. The pink coloration which has affected the rocks of this suite appears to be a late, hydrothermal effect. (...) It is claimed, on geochemical grounds, that the Sipoor granite is not the result of the partial melting of the older gneisses, but represents magma generated at deeper levels in the crust and emplaced along a major N-S trending shear zone. This interpretation, however, fails to account for the porphyroblastic character of the microcline phenocrysts, which clearly point to metasomatism as the major process involved in their formation"

- Les travaux plus récents proposent pour le granite de Closepet (comme d'ailleurs pour la majorité des granites potassiques, archéens du monde : Sylvester, 1994) une origine

-
- par anatexie des gneiss avoisinants (Friend, 1984 ; Jayananda, 1988 ; Oak, 1990 ; Newton, 1990 Divakara Rao et al., 1990; Jayananda et Mahabaleswar, 1991), éventuellement suivie de processus plus ou moins complexes de cristallisation fractionnée, mélanges ou extraction incomplète du cumulat, etc. (Allen et al., 1986). La plupart de ces interprétations, toutefois, sont antérieures à l'acquisition de données isotopiques sur les différents faciès du granite de Closepet; et ne prennent pas ou mal, en compte l'existence de termes basiques au sein du massif de Closepet.
- Finalement, à partir du début des années 90, l'étude des isotopes de Sr et Nd a permis de mettre en évidence que le granite de Closepet provenait de deux sources distinctes, une source mantellique à $\epsilon_{Nd(T)}$ faiblement négatifs, et une source crustale à $\epsilon_{Nd(T)}$ très négatifs (Jayananda et al., 1994, 1995 ; Moyen, 1996). Les magmas issus de ces deux sources, en se mélangeant à des degrés divers, donnent naissance au granite de Closepet.

Chapitre 1

Vue d'ensemble du granite de Closepet

1.1 Cartographie

Dès les débuts des études sur le craton de Dharwar (par exemple Sempat Iyengar, à la fin du siècle dernier (réédité en 1979) ; Naqvi, 1973 ; Drury et Holt, 1980), la grande taille et l'individualité du granite de Closepet ont été reconnus. Plus tard, la découverte de nombreux autres massifs de granite tardi-archéens dans l'EDC ("Younger Gneissic Complex" pour les auteurs indiens, par exemple Radhakrishna et Vaidyanadhan, 1997) a amené certains auteurs (Chadwick et al., 1997) à relativiser l'importance du granite de Closepet. Il n'en reste pas moins généralement admis que le massif de Closepet est un massif à part entière, avec son identité propre, et des caractéristiques communes sur toute sa superficie.

Cependant, la plupart des cartes publiées (e.g. Sambandam et al., 1994) représentent le granite de Closepet comme une bande continue, qui s'étendrait sur près de 400 km depuis la région de Bangalore et la vallée de la Cauvery, au Sud, jusqu'aux trapps du Deccan, au Nord. Cette représentation, à l'évidence simpliste, passe sous silence l'existence de plusieurs faciès différents, et en particulier rend très mal compte de la réalité de la zone d'intrusions polyphasées autour de la ceinture de Sandur.

1.1.1 Outils utilisés

Afin d'avoir une image réaliste du massif de Closepet, j'ai tenté de dessiner une carte géologique de l'ensemble du massif, en utilisant les données suivantes :

- Les cartes déjà publiées ont largement servi de base de travail. En particulier, celle de Jayananda et al., 1995 a servi de base à toutes nos cartes de la partie la plus méridionale du massif de Closepet. D'autres cartes (Chadwick et al., 1996 par exemple) ont aussi été utilisées.
- La topographie s'est avérée un guide très sûr : les granites potassiques, riches en feldspaths alcalin, sont bien moins altérables que les gneiss plagioclasiques (TTG) du reste du craton. Ceci a permis d'utiliser soit les cartes au 1/50 000 du "Survey of India", soit des images SPOT "quicklook" (résolution dégradée) pour repérer les zones à inselbergs, et tracer les contours du batholite (planche XIV).
- Le travail de terrain (en 97 : 10 jours sur le Sud, et 10 jours sur le reste du massif ; en 98 : 5 jours sur le Sud, et 15 sur le reste), bien que très insuffisant comparé à la taille de la zone couverte, a permis de relever un certain nombre (environ 15) de coupes E-W à travers le massif. L'extrapolation des structures observées sur ces coupes a permis de

compléter la carte, en particulier en précisant les faciès en présence. L'utilisation sur le terrain d'un système GPS a permis de replacer de façon satisfaisante ces coupes.

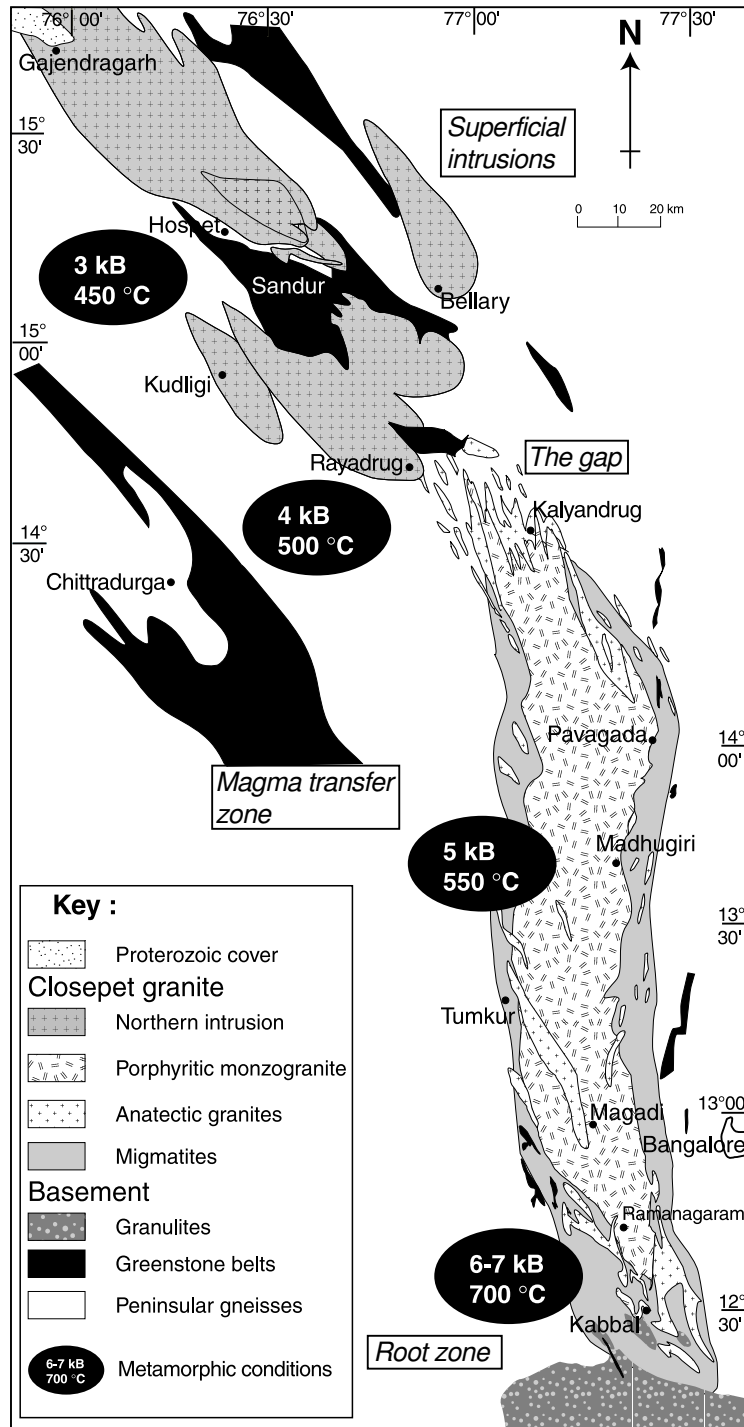


FIG. 1.1 – Carte géologique (simplifiée) de l'ensemble du granite de Closepet (version couleur planche XIII).

1.1.2 Cartes du massif de Closepet

La zone la plus méridionale

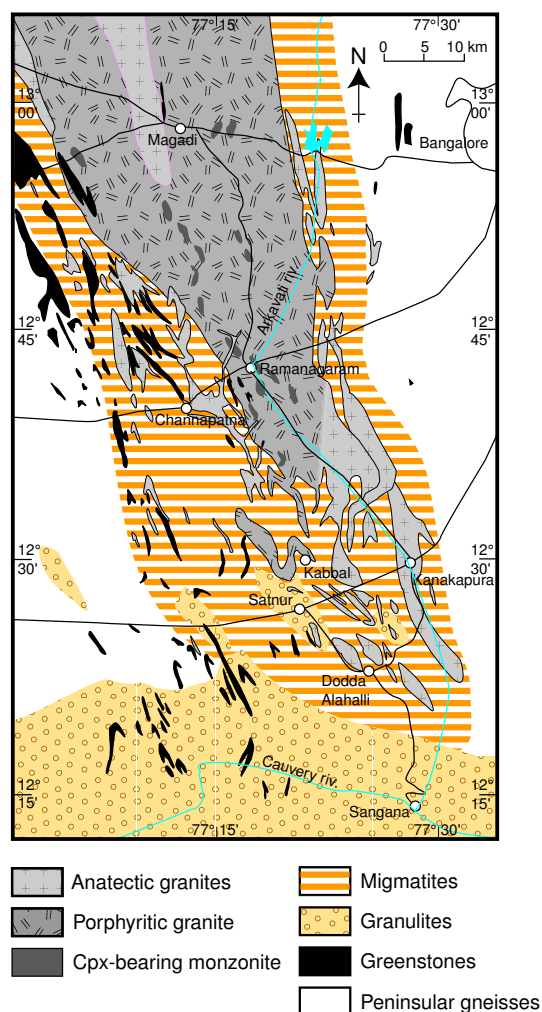


FIG. 1.2 – Carte géologique du Sud du massif de Closepet (zone des racines)

(La carte en couleur est présentée à la fin de ce mémoire, planche XV. Voir aussi chapitre 5). Au Sud de la ville de Magadi (13°N approximativement), le granite de Closepet apparaît comme un ensemble très polyphasé, avec de nombreux faciès différents, présents sur un même affleurement ; il est donc impossible de cartographier de façon exacte et exhaustive les faciès en présence. De façon simplifiée, on observe dans cette région :

- Au Sud, des petites masses et filons de granite rose, au sein de gneiss très migmatitiques. Tous les intermédiaires entre les gneiss et les granites francs sont observés. Par endroit, des enclaves de magmas basiques sont observées au sein des granites roses. Ici et là, une empreinte granulitique (apparition d'orthopyroxène et de grenat) affecte les différents faciès. En remontant vers le Nord, des petites masses de granite porphyroïde apparaissent. C'est dans cette zone que se situe la carrière de Kabbaldurga, où des relations complexes entre plusieurs sortes de granites, des gneiss diversement fondus et des "bouffées" granulitiques ont été observées (Janardhan et al., 1982 ; Nutman et al.,

1992, Naha et al., 1993).

- Plus au Nord, les filons et masses se regroupent, le granite porphyroïde devient le faciès dominant. Il contient de grosses enclaves (métriques à hectométriques) de monzonite, et il est bordé, ou recoupé par des granites d'anatexie, le plus souvent roses mais occasionnellement gris. Par endroit, des faciès hydrothermaux rouge brique sont observés (près du site BH 77).

“Le Gap”

Sur le terrain, il existe une zone d'une vingtaine de kilomètres où les inselbergs sont absents, entre les localités de Rayadrug et Kalyandrug. Celle “discontinuité magmatique” (“magmatic gap”) contient en réalité de nombreux filons de largeur métrique à décamétrique de granites au sein des gneiss : granites porphyroïdes et anatectiques (gris et roses) au Sud, puis granites gris seuls au Nord, jusqu'au moment où ces filons rejoignent les intrusions du Nord (Carte paragraphe 1.2).

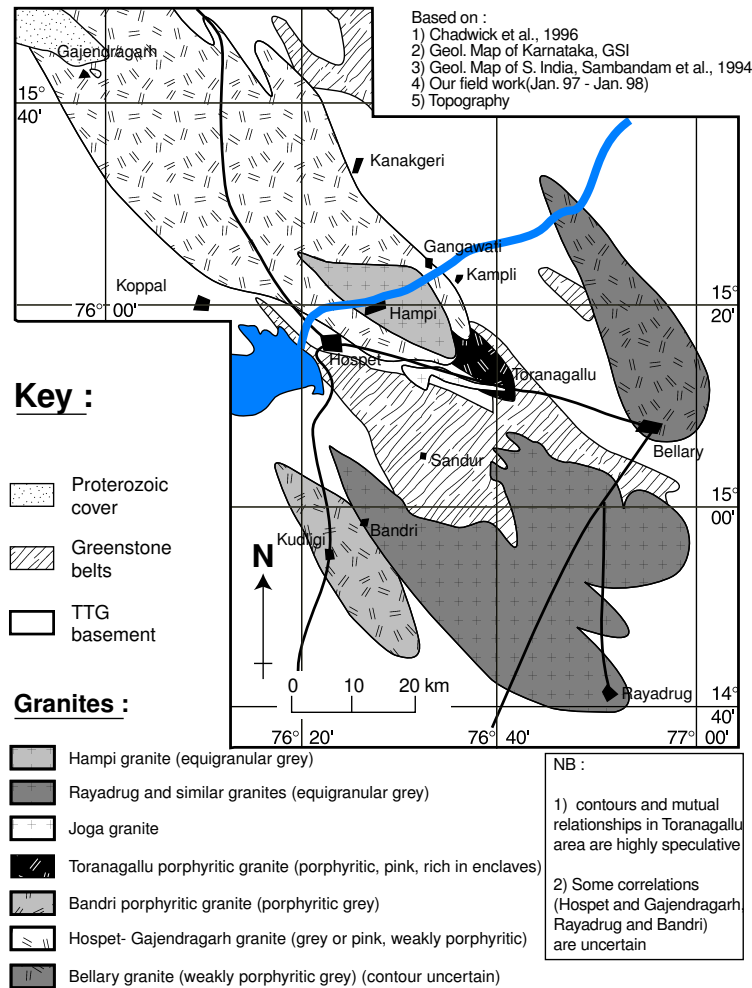


FIG. 1.3 – Tentative de carte géologique de la région des intrusions du Nord du granite de Closepet.

La région de Sandur

Dans la région de Sandur, plusieurs faciès se recoupant mutuellement ont été observés. Ils forment des intrusions elliptiques, de grand axe N150 environ. Sur la base de leurs relations de le terrain, ou des positions relatives des intrusions, il a été possible de dessiner la carte fig. 1.3, qui fait apparaître une chronologie relative entre différentes intrusions. Il faut noter, cependant, que certaines relations restent très spéculatives (région de Toranagallu, où les affleurements sont rares (BH 137) et font apparaître plusieurs faciès, dont au moins un ne se retrouve nulle part ailleurs) ; de même, la grande intrusion plurilobée de granite gris, équigranulaire au Sud de la ceinture de Sandur, est sans doute, en réalité, formée de plusieurs intrusions avec des faciès similaires.

La région médiane, et une carte d'ensemble

(Une carte en couleur est présentée à la fin de ce mémoire, planche XIII)

Entre 13°N et le gap, on se trouve dans une région moins bien étudiée, et plus homogène. Elle est principalement composée de granite porphyroïde en son centre, avec une bordure de granites anatectiques, très hétérogènes et riches en schlierens et en xénolithes. Une bande proche de la bordure orientale du massif est très riche en enclaves de toutes sortes : matériel basique, cumulat, métapélites à sillimanite. En revanche la masse du granite porphyroïde apparaît extrêmement homogène, avec de rares enclaves microgrenues sombres.

1.2 Présentation générale du granite de Closepet

Cette partie est traitée sous la forme d'un article soumis à Geology. Elle reprend avec un peu plus de détails la description des différentes zones, en en proposant une interprétation :

- La zone méridionale (zone des racines : “root zone”) est la zone où ont opéré les principaux processus pétrogénétiques qui ont formé les magmas du massif de Closepet (ces processus : fusion partielle, cristallisation fractionnée, mais surtout mélange de magmas, sont étudiés ultérieurement, aux chapitres 4 et 5.
- La zone médiane (zone de transfert) est marquée surtout par des mouvements de magmas formés plus bas.
- La région de Sandur (zone des intrusions superficielles) est composée de plusieurs intrusions mises en place dans une croûte plus superficielle et plus froide.
- Le “gap”, qui sépare les intrusions de la zone de transfert, correspond à un niveau où les magmas, formés en profondeur, ont été filtrés : seuls les liquides les moins visqueux (moins chargés en phénocristaux et en enclaves, et/ou plus différenciés) ont pu atteindre la croûte supérieure.

From the roots to the roof of a granitic body : the Closepet granite (South India) .

Soumis à “Geology” (Février 1999)

Jean-François Moyen¹ (moyen@opgc.univ-bpclermont.fr),

Hervé Martin¹ (martin@opgc.univ-bpclermont.fr),

Mudlappa Jayananda² (bnguni@kar.nic.in),

B. Mahabaleswar² (bnguni@kar.nic.in)

and

Bernard Auvray³ (deceased)

1. Université B. Pascal and CNRS, 5, rue Kessler, 63038 Clermont-Fd cedex, France

2. Bangalore University 560 056 Bangalore, Ka, India

3. Géosciences Rennes Av. du Général Leclerc 35042 Rennes cedex, France

The Dharwar craton of South India displays a natural cross-section of the continental crust. This crust has been intruded during the late-Archaean by granitic bodies, among which the Closepet granite, that now outcrops at all structural levels from deep crust (7-8 kb) to superficial levels (2-3 kb). This allows to study all components of this granite: a root zone, displaying strong crust-mantle interaction, resulting in highly heterogeneous (monzonite to granite) and enclave rich magmas; a transfer zone, with upwards movement of these magmas; this movement was stopped at a rheological interface of the crust. At this level, only the less viscous (differentiated and enclave-free) magmas were able to rise through a network of dykes and fill small pockets, forming typical, elliptic granitic intrusions.

1.2.1 Introduction

Since at least 50 years, many studies were performed on granitic provinces and batholiths. They generally consist in an association of several contemporaneous intrusions displaying common or similar geochemical and petrological features, and are assumed to be cogenetic (i.e. Cobbing and Pitcher, 1972; Barnes et al., 1986). However, both geochemical and mineralogical compositions generally vary over a narrow range, from granodiorite to granite. As the more mafic and less differentiated terms are lacking, reliable petrogenetic interpretations are difficult to perform and constrain.

In spite of these difficulties, granite petrogenesis is classically interpreted in terms of fractional crystallization, or magmas mixing and mingling. Petrogenesis is deduced from indirect clues, such as enclave composition, trace element or isotope behaviour, and sometimes geophysical data. Interpretations generally infer the existence of magmatic reservoir in deep crustal levels, where most petrogenetical processes are supposed to operate. This magma chamber is assumed to be linked to the superficial intrusions through a complex of dykes (Bussell, 1985; Barnes et al., 1986; Hecht et al., 1997). Unfortunately, few such magma chambers are known, and until now, it does not exist description of both the deep magma chamber and the associated superficial intrusion in the same place.

The Dharwar craton, in South India, displays a tilted vertical section through an archaean continental crust (Rollinson et al., 1981). It is cut by several granitic elongated bodies. Among them, the Closepet granite extends over 400 km long, from deep crustal levels to the South to superficial levels to the North. It is made of several coalescent intrusions or feeding centers, sharing the same origin and emplacement mechanism. However, no significant contact or discontinuity can be observed on the field, and consequently it is difficult to distinguish each individual venue. Thus, the continuous observation of all structural levels from the deep crust (granulite facies) to the upper levels (greenschist facies) offers an unique opportunity to completely reconstruct the anatomy of a granitic intrusion, from the root zones, to the magma

chamber and the superficial intrusions. It also allows to investigate and describe the relationships between the different components of a granitic body.

1.2.2 Geological setting

Like most archaean domains, the Dharwar craton consists in 3 main units (Condie, 1994) (fig. 11.4):

- A TTG gneissic basement: the “Peninsular Gneisses”, whose ages range from 3.3 to 2.7 Ga (Taylor et al., 1984; Peucat et al., 1995).
- Two sets of volcano-sedimentary greenstone belts, unconformably overlying the Peninsular Gneisses, were dated at 3.5–3.0 Ga for the older one (Nutman et al., 1992; Peucat et al., 1995) and 3.0–2.7 Ga for the younger (Taylor et al., 1984; Kumar et al., 1996; Nutman et al., 1996).
- Late, K-rich granitic intrusions — among which the Closepet granite — forming North-South elongated bodies (Drury and Holt, 1980), dated between 2.5 and 2.6 Ga (2.51–2.53 Ga for the Southern Closepet) (Friend and Nutman, 1991; Krogstad et al., 1991; Jayananda et al., 1995). They constitute the latest Archaean event in the Dharwar craton.

Late-Archaean metamorphism associated with transcurrent deformation (Bouhallier et al., 1995), reaching granulite-facies in the South (fig. 1.4) can induce partial melting of the Peninsular Gneisses (Newton, 1990). It is synchronous with the emplacement of the late granites (Drury and Holt, 1980; Jayananda and Mahabaleswar, 1991), which were emplaced perpendicular to the metamorphic isogrades, along major shear zones.

1.2.3 A crustal cross-section

It has long been demonstrated (e.g., Rollinson et al., 1981) that the Dharwar craton represents a vertical cross section in the late-Archaean crust. The deeper levels are located in the South, whereas the top of the crust outcrops in the North. This conclusion is based

1.2. PRÉSENTATION GÉNÉRALE DU GRANITE DE CLOSEPET

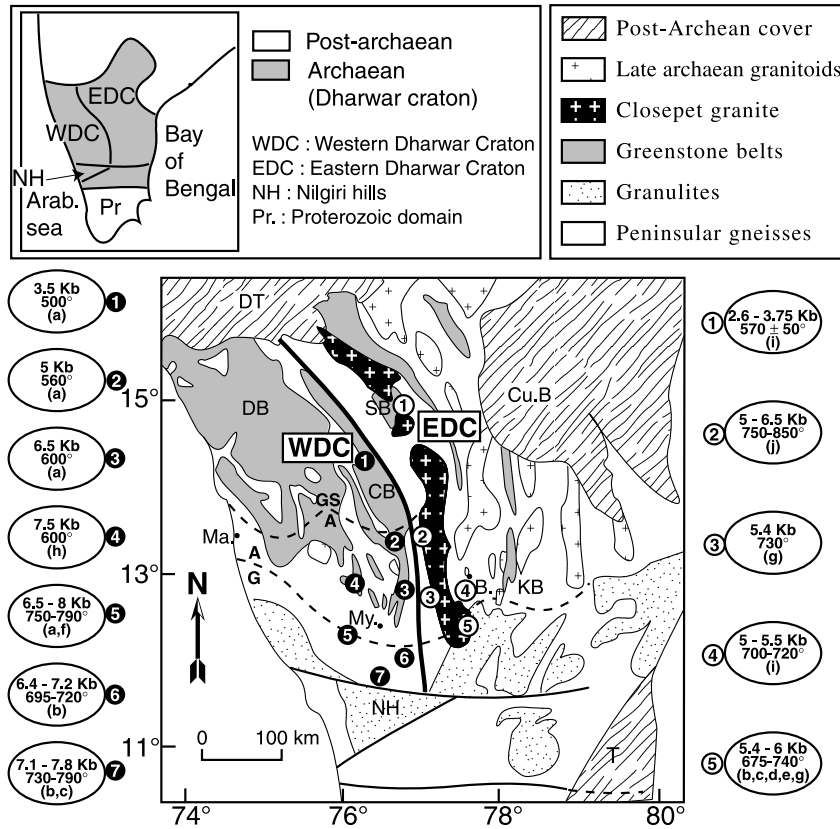


FIG. 1.4 – Simplified geological map of the Dharwar craton of South India, showing the peak metamorphic conditions as estimated by various authors, and the localisation of the Closepet batholith. Towns: Ma: Mangalore, B: Bangalore, My: Mysore. Archaeane: WDC: Western Dharwar Craton; EDC: Eastern Dharwar Craton. DB: Dharwar Schist belt, SB: Sandur Schist Belt, CB: Chitradurga Schist Belt, KB: Kolar Schist Belt, NH: Nilgiri Hills. Ellipses: peak metamorphic conditions (around 2.5 Ga). WDC to the left and EDC to the right. Numbers correspond to sample location. Post-Archeane: DT: Dekkan Trapps, Cu.B: Cuddapah Basin (Proterozoic), T: Tertiary Cover. References: (a): Raase et al., 1986; (b): Hansen et al., 1984; (c): Gopalakrishna et al., 1986 (d): Sen and Bhattacharya, 1990; (e): Stähle et al., 1987; (f): Drury et al., 1984; (g): Janardhan et al., 1982; (h): Bouhallier, 1995; (i): Harris and Jayaram, 1982 (j): Rollinson et al., 1981 (pressures probably overestimated: see (f) for discussion).

on a set of geological evidences:

- Metamorphism provides the strongest evidences. The metamorphic peak conditions progressively evolve (fig. 1.4) from low-grade greenschist facies (2–3 kBar, 600°C) in the North, to granulites (7–8 kBar, 750°C) in the South. When dated (Peucat et al., 1993), metamorphism always gives ages around 2.5 Ga, demonstrating that all P–T data refer to the same event, synchronous with

granites emplacement. Thus, it can safely be assumed that metamorphic data summarized in fig. 1.4 reflect the P–T conditions in the archaean crust at the time of the Closepet batholith emplacement.

- The field relationships between the Closepet granite and the surrounding basement provide additional evidences: in the South, the Peninsular Gneisses underwent intensive migmatization, and

the Closepet batholith displays transitional contacts with the migmatitic gneisses (Friend, 1984; Newton, 1990). On the other hand, to the North, the same granite shows sharp, intrusive contacts with unmigmatized gneisses (Chadwick et al., 1996).

- In addition, deformation field has been mapped in greenstone belts at various structural levels in the Western Dharwar craton (Bouhallier et al., 1995; Chardon et al., 1996). The tectonic features observed in the South are interpreted as being the deeper part of structures whose superficial levels are exposed to the North.

1.2.4 The Closepet granite

The Closepet granite has long been recognized as an unique magmatic body (Drury and Holt, 1980). However, most works were focused on its southernmost part, near the amphibolite-granulite transition (Friend, 1984; Allen and Condie, 1986; Jayananda et al., 1995, among others) and little work has been performed on its central and northern parts (Chadwick et al., 1996).

Based on field datas (Fig. 1.5), we propose to distinguish the following zones:

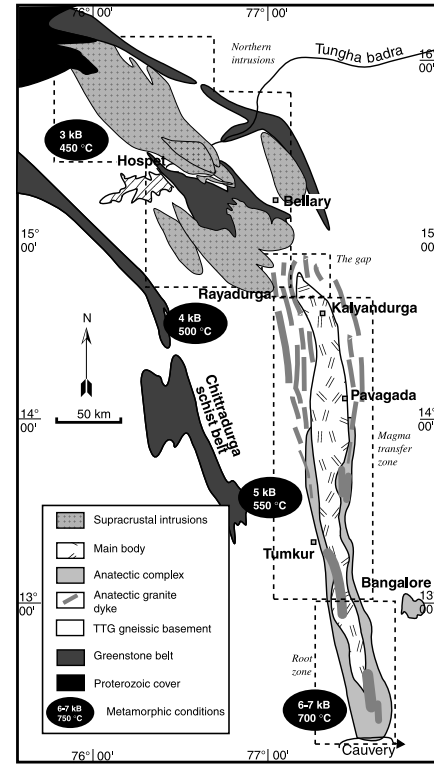


FIG. 1.5 – Geological map of the Closepet batholith. It extends nearly 400km from South to North. Its southernmost part intrudes granulite-facies gneisses, whereas its northern extremity is surrounded by lower-greenschist facies gneisses, and finally disappears under Proterozoic sediments. A “magmatic gap” separates a southern, heterogeneous part mainly made of porphyritic monzogranite with subordinate anatectic granites and cpx-bearing monzonite, and a northern part made of a number of well-identified, homogeneous intrusions of generally finer-grained granites. CSB: Chitradurga Schist Belt; SSB: Sandur Schist Belt. Blr: Bangalore; T: Tumkur; P: Pavagada; K: Kalyandurga; R: Rayadurga; B: Bellary; H: Hospet. Metamorphic conditions from fig. 1.4.

1. *A root zone:* This zone extends from the Cauvery river in the South to the 13°N latitude. There, the Closepet granite is mainly (> 80 % volume) made up of coarse grained porphyritic monzogranite, with subordinate clinopyroxene-bearing monzonite as large pillow-shaped bodies, and pink or grey anatectic granites grading to the gneisses through a thick (10 km) zone of intense migmatization, strictly located near the granite-basement contact (fig. 1.5). Jayananda et al. (1995) and Moyen et al. (1997) described several evidences of mixing and mingling between all these components, thus concluding to their comagmatism. A striking feature of this zone is its high heterogeneity: in addition to the diversity of magmatic facies, the granite also contains feldspar accumulations, microgranular enclaves, dilacerated basement xenoliths, angular cumulate enclaves and biotite schlierens. All these elements as well as feldspar phenocrysts, are ubiquitous. They are aligned and draw a strong magmatic foliation which is interpreted by Jayananda and Mahabaleswar (1991) as syntectonic and contemporaneous with the granite emplacement. Based on geochemical modelling, Moyen et al., (1997) concluded to the following petrogenesis: i) a mantle-derived, mafic magma intrudes the gneissic crust and induces its partial melting; ii) The mafic liquid undergoes a small (5–10 %) amount of fractional crystallization; iii) Both mantle-derived and crustal magmas mix together, thus accounting for the main chemical and petrological features of the Closepet granite. This zone is the deepest level where the granite can be observed, it is considered as the roots of the granite, where large scale interactions between the mantle derived magma and the lower crust took place.
2. *A transfer zone:* This zone extends from 13°N until the magmatic gap. Here too, the granite is a porphyritic monzogranite associated with anatectic granites at its periphery. But here, the

monzogranite shows only minor deformation and bears no enclave, except in narrow, enclave-rich channels, several hundred meters wide, and orientated parallel to the general foliation of the Closepet granite. The enclaves consist in: 1) HT–HP metapelites; 2) amphibole cumulates; 3) poorly differentiated (more mafic) magmas; 4) feldspar accumulations. Some of them show evidence of mechanical mixing with the surrounding monzogranite. All this enclaves are similar to rocks found in deeper levels (i.e. the root zone). These channels are affected by a syn magmatic shear deformation, which has been still locally active when the monzogranite cooled to a sub-solid state. However, in spite of the late deformation, several evidences of relative motion between magma and enclaves were preserved. For instance, enclaves are elongated parallel to the whole magmatic foliation drawn by phenocryst alignment. Turbulent structures can be observed at the protected extremity of solid enclaves.

In conclusion, if the whole magmatic body has been affected by ascent movement during its emplacement, some weakness zones concentrated most of magma motion. These channels, because of the greater magmatic flux were able to more efficiently carry denser enclaves from the root zone (cumulate or mafic enclaves).

In spite of the heterogeneity, a strict physical continuity can be observed inside the porphyritic monzogranite all over both zones. Consequently, the Closepet granite appears as a single magmatic body rather than as a track of plutons, as sometimes assumed (Chadwick et al., 1996).

3. *An intrusion zone:* This zone extends North of the gap to the Proterozoic cover or the Deccan trapps. There, the granite consists in small (10 to 50 km) ellipsoidal intrusions. The contact with the Peninsular Gneisses is sharp and no migmatization can be observed near the

contacts. Each individual intrusion has a granitic composition perfectly identical to that of the more differentiated facies from the root and transfer zones: the mafic (clinopyroxene monzonite) and intermediate (porphyritic monzogranite) terms are lacking. The texture is medium grained, equigranular, with very scarce weakly porphyritic facies. In addition, the intrusions do not contain any kind of enclave or schlieren, except in a 1 km wide zone immediately north of the magmatic gap, close to Rayadurga. The granites are generally isotropic with no evidences of magmatic deformation; however, the intrusions have an elliptic shape, with longer axis parallel to the regional foliation. In spite of these differences, these intrusions belong to the Closepet batholith: i) on the field, they are located in the prolongation and continuity of the root and transfer zones (Fig 1.5); ii) their age (2.57 Ga; Nutman et al., 1996) is similar to those obtained in the southern part with different methods (2.51 to 2.53 Ga; Jayananda et al., 1995 and Friend and Nutman, 1991); iii) the mineralogical and chemical compositions, including the differentiation trends for both major and trace elements, of this granite are strictly the same as those of the differentiated facies from the root zone (see below).

As the three zones belong to a single magmatic body, the significance of the magmatic gap must be addressed.

1.2.5 Physical continuity through the gap

The geological map of the “magmatic gap”, between Kalyandurg and Rayadurg (fig. 1.6) shows the following features from South to North:

1. To the South, the main mass of the Closepet granite (transfer zone) is prolonged by more or less dilacerated apophysis of porphyritic monzogranite within the Peninsular Gneisses. This part of the gap is also characterised by the abundance of 10 to 50 m wide dykes of

pink and grey heterogeneous equigranular granites, intrusive into the basement gneisses.

2. In the middle of the gap, the porphyritic monzogranite completely disappears. It only remains a network of heterogeneous dykes of either grey or pink granite separated by Peninsular Gneisses.
3. Close to Rayadurga, greyish granite becomes prominent. It consists in an enclave and schlieren rich granite that rapidly (few hundred meters) and progressively grades to an homogeneous granite with very scarce surmicaceous enclaves and schlierens, which in turn completely disappear few hundred meters further north in the intrusion zone (fig. 1.6). These observations lead to the very important conclusion that it exists a physical link through the gap between the root-transfer zones and the intrusion zone. In fact the gap consists in a network of granitic dykes that connect the heterogeneous southern parts of the batholith to the homogeneous intrusions.

1.2.6 Geochemical arguments

In the intrusions zone, granites are very homogeneous in both mineralogy and geochemistry (see Harker plots, fig. 1.7): all are differentiated, but silica content varies only in a small range ($\text{SiO}_2 = 68\text{--}75\%$). They have low compatible elements and high incompatible elements contents. This characteristic, which is a frequent feature of granitic suites, makes the geochemical interpretation very difficult, because no or few evidences of the early petrogenetic processes are left.

As a physical link has been established between North and South Closepet, a comparison between both parts is allowed. In Harker plots (fig. 1.7) for majors and trace elements, either compatible or incompatible, the compositions of the granites from the intrusion zone exactly overdraw the trends of the Southern Closepet batholith. This leads to two important conclusions:

1. Such a similarity for all elements is not accidental or fortuitous, and demon-

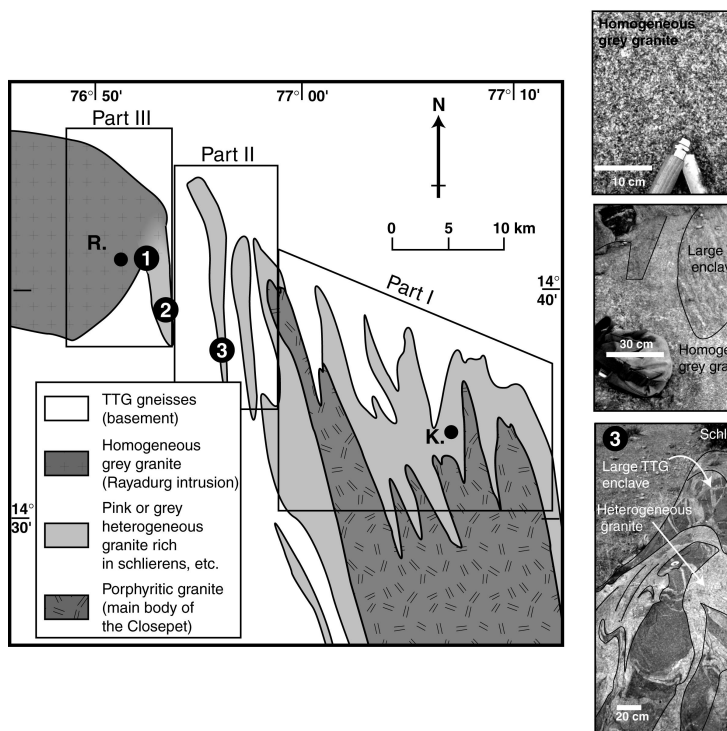


FIG. 1.6 – Geological map of “the gap” in Rayadurga - Kalyandurga area. A progressive transition can be observed on the field from porphyritic monzogranite bounded by numerous dykes of pink heterogeneous granites in the South, to dykes of the same pink granite intruding the gneissic basement, in the center part of the gap, to homogeneous grey granites in the North-Western part. Numbers refer to photographs on the right, showing the progressive transition from the “feeder dykes” to the homogeneous intrusion of Rayadurga. R.: Rayadurga; K.: Kalyandurga.

trates the identity between both parts of the Closepet batholith.

2. In the northern part, trends are restricted to the more evolved and differentiated rocks of the suite. They are perfectly the same as for the evolved facies in the South, and consequently they can be considered as generated through the same mechanisms. As the trends are more complete in the South, they provide better constraints for the petrogenetic interpretation, and they have been interpreted (Jayananda et al. (1995); Moyen et al. (1997)) as mainly due to magma mixing (see above). Thus North of the gap the trends have also been interpreted in term of magmatic mixing.

1.2.7 Meaning of the gap

The gap between the root-transfer and intrusion zones appears to be a mainly textural discontinuity separating heterogeneous, deformed granitoids ranging over a large variety of composition, to the South, from homogeneous, undeformed and chemically monotonous intrusions to the North. Based on the previous arguments, we propose the following interpretation: at 2.5 Ga, mantle-derived magmas intruded the crust interacted with it as described above and evolved within the deep crust (southern Closepet). This part operated as a large magma chamber, giving rise to huge petrographic (from monzonites to granites). Because of the various magmatic processes operating, the root zone is also rich in all kind of inclusions: K-feldspar ac-

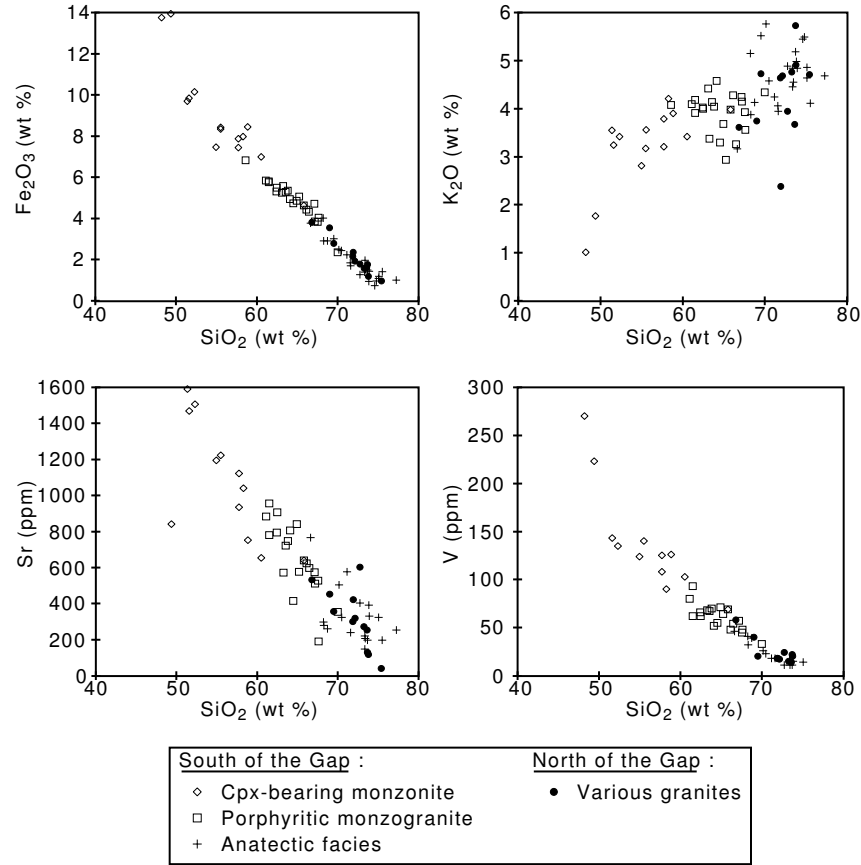


FIG. 1.7 – *Harker plots for selected major and trace elements, showing*
 1. *good linear correlations for both trace and major elements, that have been interpreted in term of magmas mixing (see discussion and ref. in text).*
 2. *perfect superposition of the trends on both sides of the gap, emphasizing the similarity of both groups of rocks and pointing to a common origin and evolution.*

cumulation, schlieren restites, microgranular mafic enclaves, xenoliths ...). In the prominent phenocryst-rich monzogranite, both crystal and inclusion load is high, resulting in highly viscous magmas. In contrast, the anatectic magmas at the margins of the massif are more differentiated, phenocryst-poor, with few inclusions; consequently their viscosity was comparatively low. These magmas ascent through the crust in different ways: mass movement for the porphyritic monzogranite in the center, dykes and sheets of anatectic facies in the periphery. Probably due to rheological contrast in the basement, the ascent of all these magmas has been stopped at the gap level. Since no difference in lithology can be observed, and since this occurred

at a depth around 10 km, it is proposed that this level corresponded to the ductile-brittle transition. Such an interpretation is also supported by the contrasted granite-basement relationships: South of the gap, the basement is migmatized and injected, whereas sharp intrusive contacts are observed in the North. At the gap level, all high density and highly viscous materials (less differentiated and/or rich in solid load) were stopped and remained in deeper levels. The upward move of the magma continued only through a network of dykes, allowing only low- viscosity materials to transit through the narrow dykes. These low viscosity materials were the differentiated, enclave- and phenocryst-poor, magmas. They ascended into the upper crust where

they filled large pockets constituting typical plutons. The opening of such pockets in upper crustal levels is probably deformation-controlled (Lagarde et al., 1990; Vignerresse, 1995), which explains the ellipsoidal, elongated shape of the Northern intrusions. In this aspect, the gap operates as a filter, allowing only the less viscous material to move upwards.

1.2.8 Conclusion

The Closepet granite appears to be a unique case-study, showing all parts of a granitic body:

1. the roots, where magma is generated, interacts with the basement, and evolves;
2. the magma chamber and transfer zone, where magma moves upwards;
3. the intrusions with feeder dykes.

This makes the Closepet a outstanding “natural laboratory” to study all kind of magmatic processes operating in a granitic body. It’s also a unique example where the hypothesis on formation and evolution of granitic intrusions can be tested directly on the field, rather than through indirect methods.

However, some problems remain to be assessed regarding the Closepet. One is the problem of the size: even if the processes operating are the same all along the Closepet granite, such a huge body probably needs several alimentation zones, or even a continuous band of magmas input zones, even if the subsequent evolution is the same all along the granite. A second problem is the unique nature of the Closepet granite within the Dharwar craton: even if granitic bodies are common in the area (Drury et Holt, 1980; Krogstad et al., 1991; Chadwick et al., 1996), none of them reaches the same size, nor displays the same degree of crust-mantle interactions. The source of both the large quantity of observed magma, and the considerable amount of heat needed remains unknown. Finally, this leads to the problem of the geodynamical setting able to produce such a magmatic object — which seems to be related neither to modern petrogenetic and tectonic processes, nor to typical Archaean ones (Martin, 1986, 1994; Condie, 1994).

1.2.9 References

(Voir bibliographie générale
See general references list)

1.3 Géochronologie

De nombreux âges concernant le granite de Closepet ont été publiés par les différents auteurs qui s'y sont intéressés. La majorité des âges concernent la zone des racines, et même plus spécifiquement la partie Sud de la zone des racines (région de Kabbaldurga). Quelques âges sont disponibles pour les intrusions qui entourent la ceinture de Sandur.

1.3.1 Dans la zone des racines

Les premiers âges publiés sont des âges modèles Rb-Sr ou K-Ar sur minéraux isolés (biotite). Ces mesures donnent des âges qui convergent autour de 2,0 Ga, qui correspondent certainement à l'épisode thermique tardif mentionné au paragraphe 4.2 (deuxième partie), et dont il sera aussi question chapitre 3 (annexe 1), au sujet des perturbations dans les systèmes isotopiques des granites de l'EDC.

Les âges Rb-Sr sur roches totales donnent des valeurs comparables.

A partir des années 1980, de nombreux âges, majoritairement sur zircons, ont été calculés par différentes techniques (âges concordias, Méthode de Kober, SHRIMP...). Tout ces âges convergent vers une valeur de 2.53 à 2.51 Ga pour le Sud du massif de Closepet (Kabbaldurga et alentours). Ce bon accord entre plusieurs mesures permet de retenir une valeur de 2,52 Ga comme étant l'âge de la mise en place du massif de Closepet.

Faciès ou échantillon	Localisation	Méthode	Age et Erreur	Référence
Granite	?	Rb-Sr RT	2380 ± 410	Crawford, 1969
Granite	?	Rb-Sr RT	2560 ± 410	Crawford, 1969
Granite	?	Rb-Sr biotite	2000 ± 50	Ramamurthy et Sadashivaiah, 1967
Granite	Ramanagaram	Rb-Sr biotite	2000 ± 80	Venkatasubramanian et al., 1971
Granite	Ramanagaram	K-Ar biotite	$1920 \pm ?$	Sadashivaiah et Naganna, 1964
Granite	Kabbaldurga	U-Pb zircon	$2535 \pm ?$	Buhl et al., 1983
Granite	Ramanagaram	Pb-Pb	2578 ± 156	Taylor et al., 1984
Granite	Kabbaldurga	U-Pb alanite	$2530 \pm ?$	Grew et Manton, 1984
Granite	Kabbaldurga	SHRIMP	2513 ± 5	Friend et Nutman, 1991
Granite	Ramanagaram	SHRIMP	2513 ± 5	Friend et Nutman, 1991
Monzonite	Sud Closepet	Kober	2518 ± 5	Jayananda et al., 1995
CG 9	Sud Closepet	Kober	2518 ± 5	Jayananda et al., 1995
Monzogr. CG 23				

Les âges ont été recalculés avec les constantes de Steiger et Jager, 1977

TAB. 1.1 – *Âges publiés sur la partie Sud du granite de Closepet*

1.3.2 Autour de Sandur

Seuls deux âges ont été publiés dans cette région (Nutman et al., 1996), sur deux faciès différents. Le premier ("Bellagallu Tonda orthogneiss") peut correspondre à une intrusion TTG appartenant aux Gneiss Péninsulaires, ou à un des plutons formant le massif de Closepet dans ce secteur, il est difficile de trancher au vu des descriptions de Nutman et al. (1996). Il a fourni un âge SHRIMP de 2699 ± 56 Ma.

Le second échantillon daté provient du granite de Joga (voir figure 1.3), et a fourni un âge SHRIMP de 2566 ± 30 Ma.

Cet âge est donc compatible avec les valeurs obtenues dans le Sud, bien que les intrusions du Nord semblent légèrement plus précoces que la partie Sud du massif de Closepet. Cette différence, cependant, pourrait n'être due qu'à une différence de vitesses de refroidissement, entre une partie Nord, superficielle, à refroidissement rapide, qui atteint donc sa température de fermeture plus tôt, et une partie Sud, profonde, qui reste plus longtemps au dessus de la température de fermeture.

Chapitre 2

Descriptions pétrographiques sommaires

2.1 La zone des racines

Cette zone, au sud de la latitude 13°N environ, est extrêmement hétérogène. C'est là qu'ont été observés l'essentiel des processus pétrogénétiques qui ont présidé à la formation de ce massif. Dans cette région où chaque affleurement présente plusieurs faciès différents, il est possible de distinguer trois types pétrographiques majeurs :

- Un monzogranite très porphyroïde, rose sombre;
- Une monzonite à quartz ;
- Un granite rose (parfois gris), équigranulaire.

Ces descriptions pétrographiques sont largement inspirées de celles de B. Auvray (communication écrite, Janvier 1996) (Des photos des différents faciès se trouvent sur les planches couleur II à IV).

2.1.1 Le monzogranite porphyroïde

C'est le faciès dominant (80 % en surface). Il est à grain grossier (2–5 mm) et à phénocristaux (3–10 cm) de feldspath potassique de couleur rose, orientés selon une foliation très nette. Le monzogranite contient aussi de nombreuses enclaves microgrenues sombres qui se disposent dans le plan de foliation.

Par endroits, la foliation dessinée par les feldspaths potassiques est réorganisée par des “couloirs de réorientation”, où les feldspaths s'alignent selon les plans de cisaillement, sécants sur la foliation principale. Ces structures sont interprétées (Laporte, 1987) comme une déformation à l'état magmatique, d'un “mush” (bouillie magmatique) de phénocristaux de feldspath dans un liquide magmatique.

D'autre part, des indices de cataclase à haute température, tels que des plages polycristallines de quartz, des quartz engrenés ou à extinction roulante, etc. (Gapais, 1989) sont fréquemment observés et témoignent d'une déformation à l'état solide du granite. Cette déformation développe par endroits de vrais orthogneiss (BH 169).

La matrice est composée de quartz, de microcline perthitique, de plagioclase sodique (An_{20–30}), de biotite et d'amphibole (hornblende verte) en quantité variable (de occasionnelle à abondante). Les minéraux accessoires y sont abondants, et sont représentés par de la magnétite, de l'ilménite (fréquemment déstabilisée en sphène), du zircon, du sphène en gros cristaux parfois automorphes, de l'alanite et de l'apatite. Les minéraux secondaires sont la calcite, la zoïsité, la chlorite et la séricite.

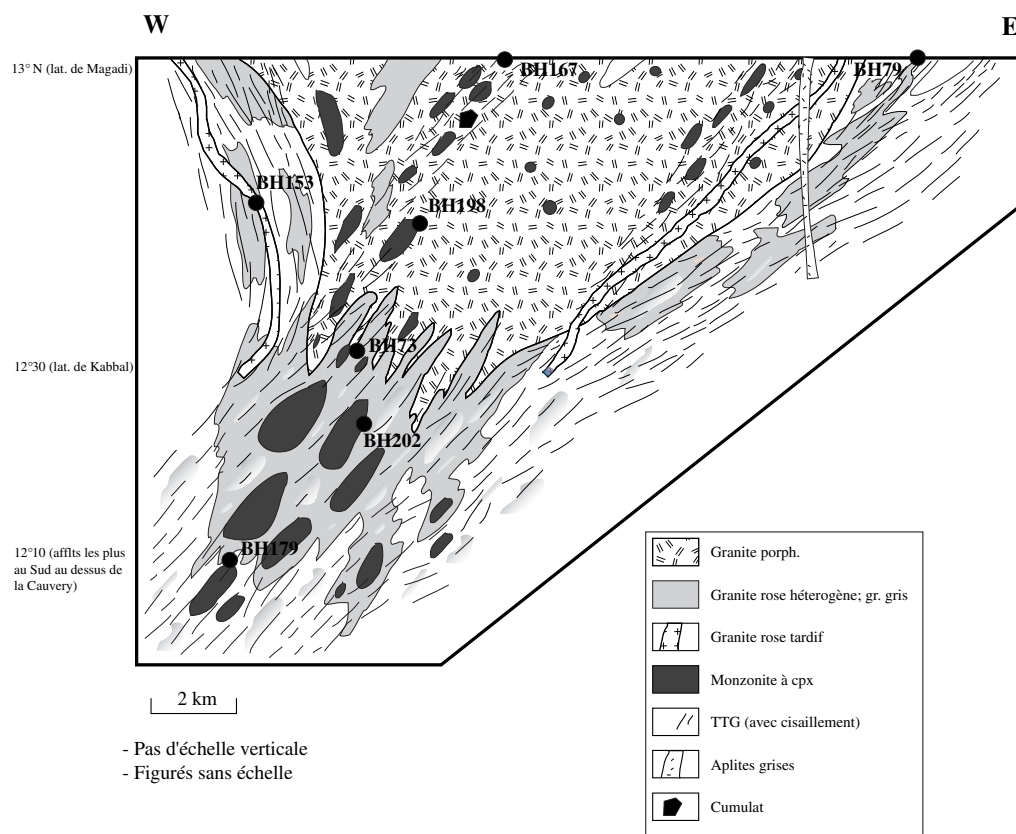


FIG. 2.1 – Coupe dans la zone des racines, montrant les relations entre les différents faciès de la région. Cette coupe “verticale” est construite d’après plusieurs coupes Est-Ouest dans le massif de Closepet, à des latitudes différentes. Les numéros des affleurements les plus significatifs sont figurés.

Les phénocristaux sont du microcline perthitique, à inclusions de biotite et d’amphiboles dont la disposition concentrique souligne la croissance des mégacristaux.

Très occasionnellement (BH 154 et 162), le granite montre à l’affleurement des relations intrusives avec les Gneiss Péninsulaires avoisinants. Dans ce cas, il est entouré d’un faciès de bordure aphanitique à grain plus fin d’une dizaine de mètres.

2.1.2 La monzonite à clinopyroxène

Le monzogranite contient des enclaves centimétriques à hectométriques d’une roche basique, dont la composition va d’une monzodiorite à une monzonite à quartz. Les deux magmas sont contemporains et présentent de fréquentes figures de mélange mécanique et chimique entre liquides miscibles : enclaves arrondies, aux contours lobés, phénocristaux déplacés, etc. L’étude de ce mélange fait l’objet du chapitre 4. Plus rarement (BH 200, 201, 202) on observe des enclaves de monzonite au sein du granite anatectique rose. Enfin, en un endroit (BH 179), une enclave de Gneiss Péninsulaire a été observée dans ces monzonites. En un site (BH 83, BH 7), une étude pétrographique et géochimique détaillée a été menée par Jeanningros, 1998 : les résultats principaux en sont cités ici.

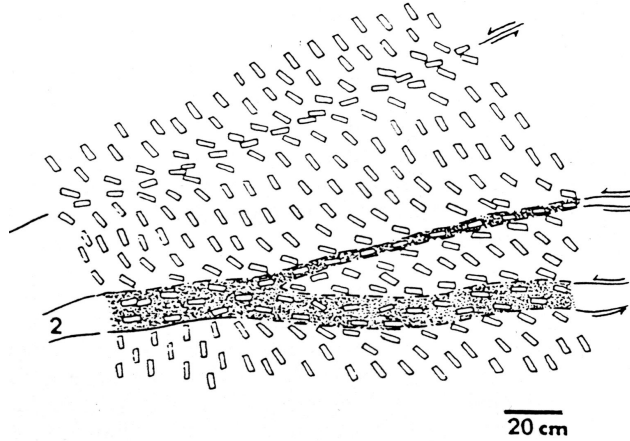


FIG. 2.2 – Couloirs de réorientation des feldspaths potassiques dans le granite de l’Ile-Rousse (Corse) (Laporte, 1987).

Minéral	minimum	maximum	moyenne
Quartz	18,1	43,7	34,1
Microcline	41,1	60,5	49,3
Plagioclase (An _{20–30})	4,9	16,9	11,3
Biotite et hornblende	0,58	6,72	3,07
Minéraux accessoires	0,26	7,12 (!)	1,63

TAB. 2.1 – Proportions modales des minéraux présents dans le monzogranite porphyroïde (Divakara Rao et al., 1972).

Minéralogie

Les monzonites (s.l.) montrent plusieurs faciès différenciés par la taille du grain, la présence ou non d’une foliation ou le mode de gisement (petites enclaves, filons, grosses masses ...). Cependant, sur des critères pétrographiques, minéralogiques et géochimiques, Moyen (1996) a démontré que toutes ces roches sont assez similaires pour être rattachées à la même famille.

Il s’agit de roches équantes, à grain fin (0,1–1 mm). De rares xénocristaux, entourés d’une bordure réactionnelle sont présents. Ils sont analogues aux minéraux des roches avoisinantes (monzogranite porphyroïde en général), dont ils sont probablement originaires. Occasionnellement, on observe des petits amas globuleux sombres, pluri-millimétriques. Ils sont principalement composés d’amphibole (hornblende verte) automorphe ou sub-automorphe, avec de la biotite ou du sphène en quantité subordonnée (paragraphe 4.3)

Les minéraux présents sont :

- le quartz (généralement < 10 %) ;
- le feldspath alcalin (Or_{80–95}) : 15 à 20 %, généralement du microcline perthitique ; il contient de fréquentes inclusions de biotite, d’amphibole, ou d’apatite.
- le plagioclase (An_{20–35}) (xénomorphe) : 30 à 45 %.
- l’amphibole (hornblende verte) : 5 à 30 %. Les analyses microsonde (Moyen, 1996 ; Jeanningros, 1998) indiquent qu’il s’agit d’hornblende édenitique (Leake et al., 1997). Les études de barométrie basées sur la teneur en Al des hornblendes (Hammarstrom

CHAPITRE 2. DESCRIPTIONS PÉTROGRAPHIQUES SOMMAIRES

Minéral	maximum	minimum	moyenne
Quartz	0,9	11,7	7,1
Microcline	12,8	19,8	16,3
Plagioclase (An _{20–35})	32,0	46,0	40,1
Clinopyroxène	0,6 (*)	9,5	3,2
Amphibole	9,8	33,7	17,5
Biotite	6,7	13,1	10,3
Ilménite	0,1	1,3	0,6
Magnétite	3,1	7,8	5,0
Sphène	0,2 (**)	2,4	1,4

(*) Ce minimum s'applique aux roches (4 sur 7 étudiées) où le pyroxène est présent. La moyenne calculée s'applique aux roches où le pyroxène est présent.

(**) Idem. Une des roches ne présente pas de sphène.

TAB. 2.2 – *Proportions modales recalculées dans les monzonites (Jeanningros, 1998)*

et Zen, 1986 ; Schmidt, 1992) donnent pour les monzonites de la zone des racines des pressions de cristallisation entre 4,5 et 6 Kb. Ces amphiboles se trouvent soit sous forme de cristaux interstitiels, xénomorphes, soit sous forme de petits amas de grains automorphes à sub- automorphes. Aucune différence chimique n'a pu être mise en évidence entre les deux types d'amphiboles (Jeanningros, 1998).

- La biotite : 5 à 15 %. Elle montre un pléochroïsme intense (jaune à brun foncé), et se présente le plus souvent sous forme de cristaux interstitiels.
- Le clinopyroxène : 0 à 10 %. Sa présence dans certains échantillons a permis à Jayananda et al., 1995 de proposer le terme de “monzonite à clinopyroxène” pour désigner cette famille de roches. Ce terme sera conservé ici, bien qu'en réalité le clinopyroxène ne soit présent que dans la moitié des échantillons. Il apparaît principalement sous forme de cristaux sub-automorphes, très fracturés, généralement déstabilisés en amphibole. Dans ce cas, il se trouve au cœur de celle-ci. Il s'agit donc d'une phase très précoce, qui a pu être déstabilisée ultérieurement. Chimiquement, c'est un diopside (Wo₅₀, En_{20–40} et Fs_{15–20}) (Moyen, 1996 ; Jeanningros, 1998).
- Les minéraux accessoires sont la magnétite, l'ilménite, le sphène, soit automorphe, soit xénomorphe et interstitiel, soit encore en auréole autour de l'ilménite; l'apatite, souvent en inclusions automorphes dans des feldspaths, parfois dans des biotites, le zircon et l'alanite.
- Les minéraux d'altération sont l'épidote, la calcite et la chlorite.

Proportions modales

Elles ont été recalculées par Jeanningros (1998) pour différents faciès du site BH 83, par l'intermédiaire d'un bilan de masse sur les éléments majeurs, et sont résumées dans le tableau 2.2

2.1.3 Les granites anatectiques

Le monzogranite est bordé par des filons et de petites masses de granite à grain équant. Ce granite, gris ou rose, est à grain moyen (0,5–5 mm). Ce granite est riche en schlierens biotitiques, voire en enclaves de gneiss imparfaitement fondus.

Ce granite passe progressivement aux Gneiss Péninsulaires avoisinants. En se déplaçant vers l'extérieur du massif, il affleure sous forme de masses assez étendues, puis de filons concordants avec la foliation des gneiss ; progressivement on arrive à des migmatites ; 10 km plus loin, les gneiss péninsulaires ne sont plus migmatisés. Ces relations permettent de le considérer comme un granite issu de l'anatexie des Gneiss Péninsulaires ; cette idée est confirmée par l'étude géochimique (chapitre 5).

D'autre part, les contacts entre le monzogranite porphyroïde et les granites équi-granulaires sont progressifs. Dans le cas général, on observe une transition continue entre les deux faciès ; le granite équi-granulaire se charge progressivement en phénocristaux, tout en s'enrichissant en minéraux sombres. Dans quelques cas (BH 108, 170) on observe des films parallèles de granite porphyroïde et de granite équi-granulaires, qui ne se mélangent pas, mais dont les contacts sont sinueux, avec des phénocristaux de microcline à cheval sur la limite. Enfin, on observe parfois des filons à bordure diffuse de granite équi-granulaire rose, recoupant le granite porphyroïde. Toutes ces textures témoignent de la coexistence, à l'état liquide, des deux magmas, bien que le granite équi-granulaire puisse être légèrement plus tardif.

Enfin, les textures telles que quartz à extinction roulante, zones broyées à grain très fin entourant des cristaux plus gros, etc. sont presque systématiques et témoignent ici aussi d'une déformation à l'état solide de ce granite.

Les phases minérales présentes sont :

- Le quartz (20 à 30 %)
- Le microcline perthitique (40–50 %)
- Le plagioclase (An_{10-20}) (10–20 %)
- La biotite (5–10 %)
- L'amphibole, occasionnelle
- Le cortège habituel d'accessoires (sphène, magnétite, ilménite, apatite, zircon ...)

2.1.4 Les enclaves ultra-basiques

Occasionnellement, on trouve au sein de l'un ou l'autre faciès des enclaves anguleuses d'une dizaine de centimètres, composées d'une roche ultrabasique à grain moyen (1–3 mm). Cette roche est principalement composée d'amphibole automorphe à sub-automorphe (hornblende verte), accompagnée d'un peu de biotite, souvent chloritisée et d'abondants minéraux accessoires (sphène, opaques, apatite, zircon ...) La texture est cumulative (ad- à méso- cumulat), avec un intercumulus peu abondant.

Fréquemment, des zones centimétriques ou millimétriques de cette roche sont séparées par des petits films ou filons de composition plus felsique (figure 2.3), à plagioclase, feldspath, biotite, amphibole et sphène : une composition similaire à celles des monzonites.

Cette famille de roche correspond donc à des cumulats à amphibole, éventuellement mélangés à des liquides monzonitiques. Ceci témoigne :

- De l'existence d'un épisode de cristallisation fractionnée, affectant au moins les monzonites ;
- D'une séparation incomplète du cumulat et du liquide résiduel monzonitique.

2.2 La zone de transfert et le “gap”

Les faciès présents dans la zone de transfert, ainsi que dans le gap (planche couleur VII), sont similaires à ceux de la zone de racine. Ils ont cependant été moins bien étudiés au plan pétrographique ; en effet, l'essentiel des processus pétrogénétiques ayant eu lieu dans la zone des racines, l'étude pétrographique et géochimique de la zone de transfert apporte moins d'informations quant à la formation du granite de Closepet.

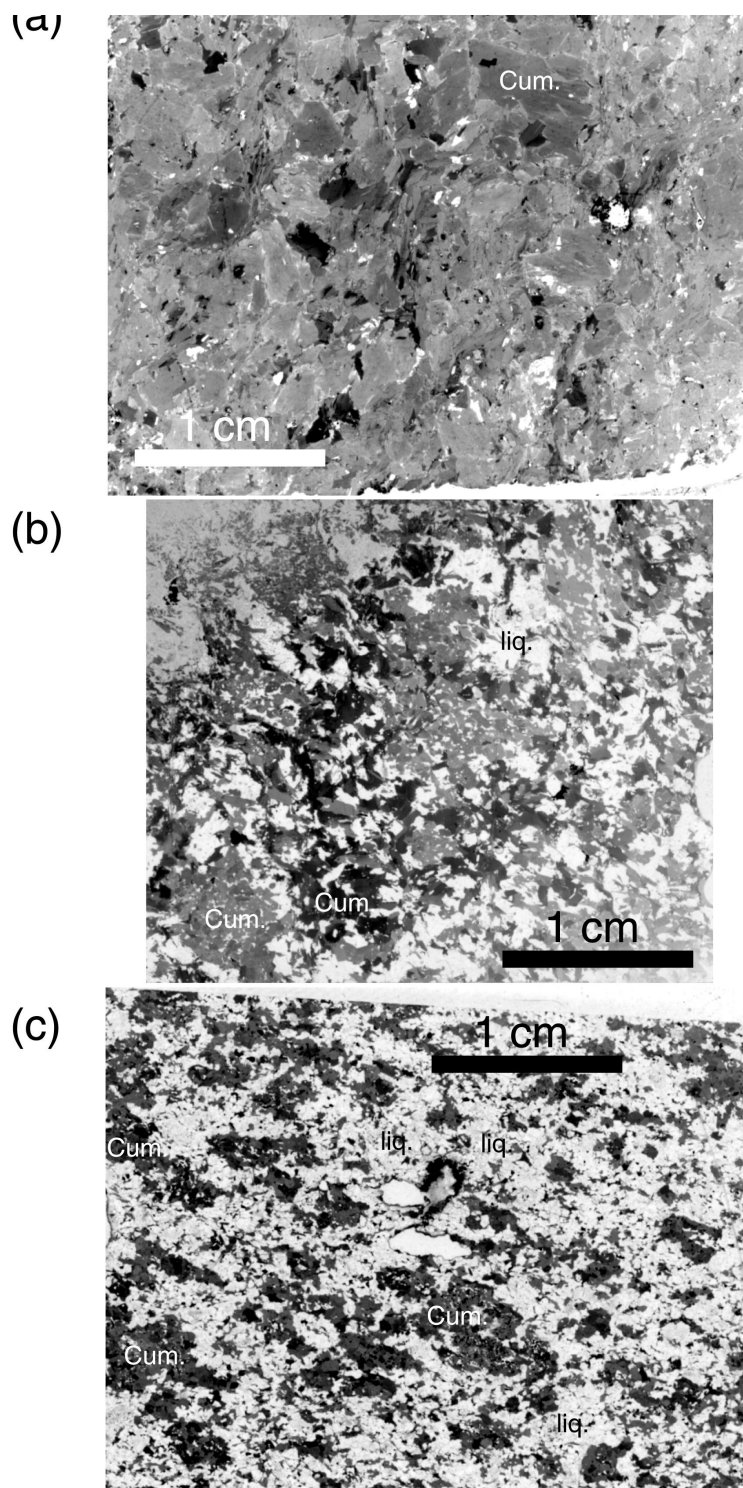


FIG. 2.3 – Photographies de lames minces (lumière non-polarisée) montrant l'évolution progressive, dans les enclaves de "cumulat", depuis un vrai cumulat, à un cumulat parcouru de filonnets acides, jusqu'à des îlots d'amphibole dispersés dans un liquide monzonitique.

2.3 Les intrusions du Nord

Le massif de Closepet se présente à cet endroit comme un assemblage de petites intrusions elliptiques, aux contacts tranchés. A l'intérieur de chaque intrusion, le granite est extrêmement homogène (rares niveaux plus sombres ; quelques enclaves microgrenues, très peu fréquentes).

Plusieurs types pétrographiques sont présents (planche couleur VIII). Le plus abondant, et le plus tardif, est un granite gris (parfois rose), à grain moyen. Il recoupe un granite gris ou rose, légèrement porphyroïde. Très rarement, on observe un autre granite plus précoce que le granite équigranulaire (mais ses relations avec le granite porphyroïde n'ont pas été observées), assez sombre, et riche en phénocristaux et en enclaves microgrenues sombres.

Contrairement aux granites de la partie Sud, les textures de déformation (quartz à extinction roulante, etc.) sont très rares, sauf dans une bande très déformée le long de la bordure Sud de la ceinture de Sandur. Dans cette bande, la déformation atteint localement (BH 126) le stade d'orthogneiss. Cette déformation semble avoir eu lieu, pour l'essentiel, entre la mise en place des granites porphyroïdes (très déformés) et celle des granites équigranulaires (peu déformés).

2.3.1 Granite gris à grain moyen, équigranulaire

Ce faciès, dominant dans la partie Nord du massif de Closepet, s'observe principalement dans les intrusions au Sud de la ceinture de Sandur ; mais il compose aussi une des intrusions de la région de Hospet (intrusion de Hampi). Plus loin au Nord, c'est un granite similaire qui forme les intrusions les plus septentrionales du massif, au contact des trapps du Deccan. Dans cette région, cependant (BH 328 à 344), il présente de fréquentes zones rosées ; le passage des faciès gris aux faciès roses est progressif sur quelques dizaines de centimètres.

Ce granite est extrêmement homogène, et équigranulaire. Le grain est moyen (1–2 mm), avec de rares cristaux de feldspaths potassiques un peu plus gros (5 mm). Ces derniers présentent souvent des textures de résorption (golfe de corrosion, contour irrégulier). La rareté de ces cristaux dans le granite équigranulaire implique qu'il ne s'agit pas de feldspaths cristallisés in situ, mais de cristaux formés ailleurs (en profondeur), et redissous lors de la mise en place des granites des intrusions superficielles. D'après Holtz et Johannes (1994), des magmas granitiques qui montent suffisamment rapidement vers la surface vont en effet connaître une diminution de la quantité de leur fraction cristalline, c'est à dire en fait une dissolution de certains des cristaux existants (figure 2.4). La texture observée est donc une preuve supplémentaire de la montée relativement rapide vers la surface des granites qui composent les intrusions superficielles.

Les espèces minérales sont :

- Le quartz (25–30 %)
- Le microcline perthitique (40–50 %)
- Le plagioclase (An_{10-20}) (10–15 %)
- La biotite (5 %)
- Les minéraux accessoires (magnétite, ilménite, sphène, zircon), bien moins abondants que dans les faciès du sud.

Des minéraux secondaires (chlorite, muscovite) sont souvent présents, témoignant d'une altération à moyenne et basse température plus intense que dans les parties méridionales.

2.3.2 Granite rose ou gris, légèrement porphyroïde

Deux intrusions se rapportent à ce type, l'une au Sud de la ceinture de Sandur, à proximité de sa bordure ; le granite y est gris. La seconde intrusion, formée d'un granite généralement rose, est située dans la région de Hospet (et se prolonge assez loin vers le Nord), elle constitue

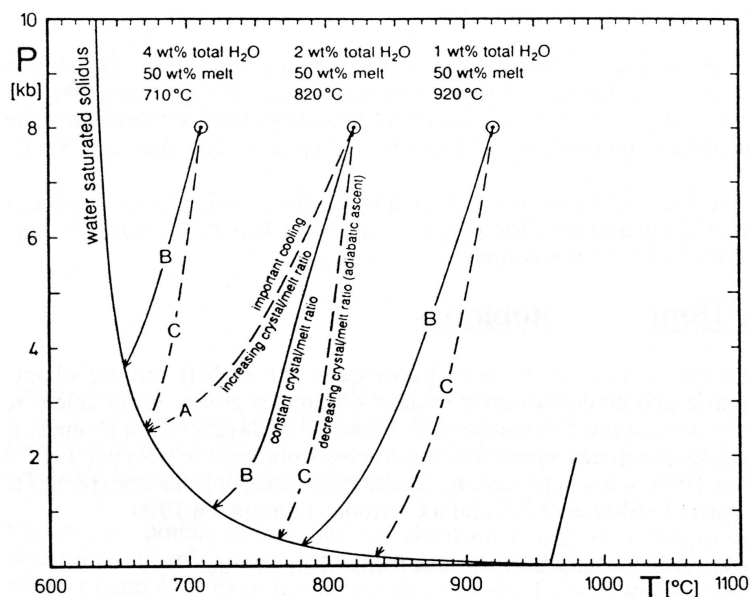


FIG. 2.4 – Evolution de la charge cristalline d'un liquide granitique lors de sa remontée, en fonction de sa vitesse de refroidissement et de sa teneur en eau (Holtz et Johannes, 1994).

sur l'essentiel de sa périphérie l'encaissant du granite de Hampi. Le contact, très net, avec une zone filonienne d'une dizaine de mètres, a été observé au site BH 313.

A l'exception de phénocristaux centimétriques de microcline perthitique, de forme trapue, la minéralogie est la même que celle des granites précédents.

2.3.3 Granite sombre, très porphyroïde

Ce faciès n'est connu qu'en deux points :

- Une petite colline (d'une centaine de mètres de diamètre) immédiatement à l'Ouest de la localité de Toranagallu (entre Bellary et Hospet) (BH 137). Il constitue à peu près les deux tiers Sud-Est de cette colline, le reste étant formé d'un granite équi-granulaire gris classique, qui le recoupe.
- Sous une butte-témoin de grès protérozoïques, à l'Est de la ville de Gajendragarh. C'est un des affleurements les plus septentrionaux du massif. Là, ce granite, très altéré, est recoupé de filons de granite rose, équi-granulaire.

Ce granite présente des phénocristaux centimétriques de feldspath potassique rose, dans une matrice à grain fin (0,1–1 mm) formée de quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite. Le sphène y est très abondant. Les enclaves microgrenues sombres présentent une minéralogie analogue, bien qu'en proportions différentes (plus de plagioclase et de biotite).

C'est donc un faciès assez énigmatique, très semblable aux faciès connus dans la partie méridionale du massif de Closepet, mais très rare dans ce secteur. L'extension cartographique de ces intrusions n'est pas connue.

Chapitre 3

Données isotopiques

Plusieurs séries de données isotopiques (Sr et Nd) ont été obtenues sur les roches composant le granite de Closepet, et dans différentes zones. La première série (roches totales, zone des racines) a été obtenue par J.-J. Peucat et M. Jayananda, à Rennes, en 1992 ; la seconde (clinopyroxènes séparés à partir de monzonites dans la zone des racines) par J.-F. Moyen à Clermont-Ferrand en 1996, selon la procédure décrite dans Moyen, 1996 ; la troisième (roches totales, ensemble du massif) par J.-F. Moyen et F. Vidal à Clermont-Ferrand, en 1999.

Les résultats sont présentés sous forme d'un tableau en annexe.

3.1 Isotopes du Sr

- a) Dans un diagramme isochrone ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$), les points représentatifs des échantillons de la zone des racines ne définissent pas d'isochrone statistiquement vraie. Cependant, ils se groupent autour d'une droite dont la pente correspond à un "âge" de 2742 ± 123 Ma, pour un I_{Sr} de 0,7014. La dispersion des points autour de cette droite est mise en évidence par un MSWD élevé de 11,56. En outre, cet âge est différent de l'âge obtenu sur zircons dans la zone des racines (paragraphe 1.3), qui est systématiquement autour de 2,52 Ga, et qui est interprété comme l'âge de cristallisation du massif de Closepet.

Si cette droite correspondait à une isochrone, les rapports $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{2,52\text{Ga}}$ recalculés à 2,52 Ga, âge de la cristallisation (notés $I_{\text{Sr}(2,52)}$) se disposeraient sur une droite horizontale. Ce n'est pas le cas, ce qui indique que cette pseudo-isochrone a plutôt valeur de droite de mélange, entre deux pôles :

- Le pôle le plus radiogénique présente des valeurs $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ au minimum de 3, pour des $I_{\text{Sr}(2,52)}$ supérieurs à 0,710 ; ce pôle ressemble aux Gneiss Péninsulaires.
 - L'autre pôle a un rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ inférieur à 0,3 et des $I_{\text{Sr}(2,52)}$ de 0,701 et moins. Ses caractéristiques sont, soit mantelliques ($I_{\text{Sr}(\text{CHUR}, 2,52)} = 0,7014$), c'est cependant une signature de manteau primitif ou enrichi ; soit celles de croûte inférieure pré-existante.
- b) Les points représentatifs des échantillons du reste du massif de Closepet se disposent au voisinage de cette "pseudochrone". Ceci confirme que les granites des parties plus septentrionales (zone de transfert, intrusions) ont été formés par le même processus de mélange qui a été mis en évidence dans la zone des racines.
- c) Cependant, les points représentatifs du Nord du massif de Closepet (de la zone de transfert aux intrusions superficielles) sont également voisins d'une isochrone de référence à 2,1 Ga, sur laquelle se situent également la majorité des granites d'Andra Pradesh (Quatrième partie et annexe 1). Une telle disposition a été décrite par Bhaskar Rao et

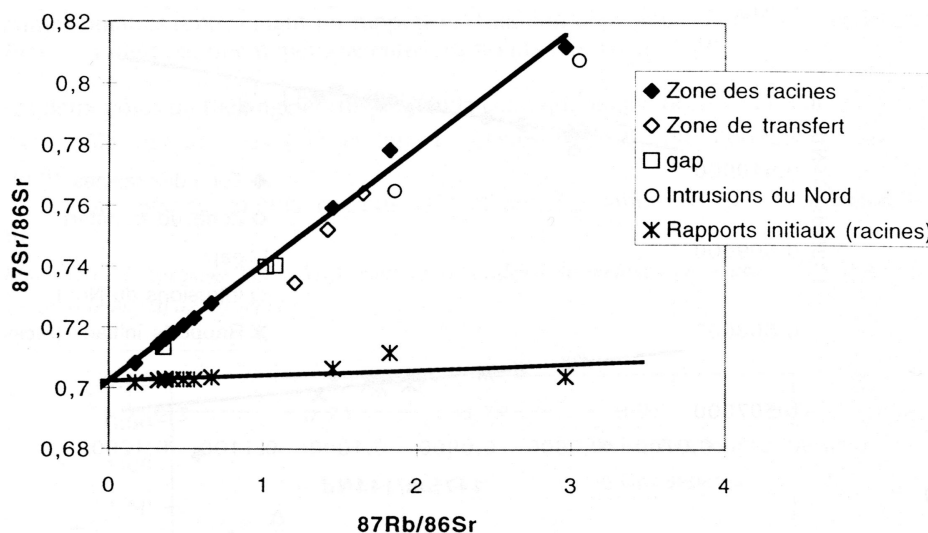


FIG. 3.1 – Diagramme “isochrone” $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ (un point omis : CG 42, dont les affinités géologiques et géochimiques sont douteuses : peut-être un fragment de socle?). Dans ce diagramme, les analyses de la zone des racines du granite de Closepet définissent une droite, qui n’est pas une isochrone, comme en témoigne la disposition sur une droite de pente positive des valeurs $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{2,52\text{Ga}}$ recalculées à 2,52 Ga. Cette droite est, sur la base des conclusions de la modélisation géochimique (chapitre 5, interprétée comme une droite de mélange. Les échantillons des autres parties du granite de Closepet se disposent au voisinage de cette droite, ce qui confirme bien le cogénéisme de la totalité du massif de Closepet.

al. (1992), qui indique pour des laves des ceintures de roches vertes l’existence de ce genre de mauvaises isochrones au voisinage de 2,0 ou 2,1 Ga. Pour ces auteurs, il s’agit d’une réouverture à cette date du système isotopique Sr, liée à un réchauffement de la région. D’autres preuves d’un réchauffement à 2,0–2,1 Ga ont été données dans la deuxième partie : âges sur biotites ou amphiboles, dykes de dolérites ... Ceci implique donc que le système Rb-Sr a subi des perturbations dans le craton de Dharwar, et qu’il n’apporte que peu d’informations sur les épisodes archéens. Il est intéressant de signaler que ce sont surtout les échantillons provenant de régions en faciès amphibolite ou schiste vert qui sont affectés. D’après Marquer, 1987, la réouverture des systèmes isotopiques est plus facile dans ces conditions que en faciès granulite, grâce à des circulations d’eau, moins importantes dans la croûte profonde.

3.2 Isotopes du Nd

Une disposition analogue aux pseudochrones Sr s’observe pour le système Sm-Nd : les échantillons de la zone des racines ne définissent pas d’isochrone statistiquement vraie, mais s’alignent autour d’une droite dont la pente définit un âge de 3359 ± 410 Ma (MSWD = 2,22). En appliquant le même raisonnement que précédemment, dans un diagramme $\epsilon_{Nd(2520)} = f(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})$, les points se disposent sur une droite de mélange assez mal définie, sans doute en raison de la faible dispersion (0,078 à 0,11) des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. On distingue deux pôles :

- L’un présente des rapports Sm/Nd forts et des $\epsilon_{Nd(T)}$ supérieurs à -1 ; Ce pôle a une

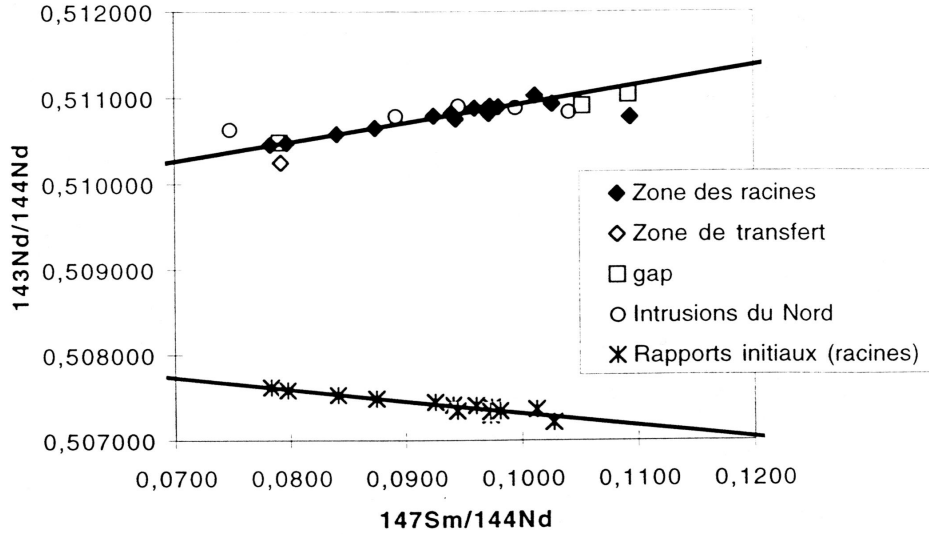


FIG. 3.2 – Diagramme “isochrone” $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = f(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})$. Mêmes commentaires que figure 3.1.

signature isotopique de manteau enrichi.

- L’autre, des rapports Sm/Nd plus faibles et des $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ plus négatifs que -7. C’est une signature similaire à celle des Gneiss Péninsulaires.

Ici aussi, les points représentatifs des zones plus septentrionales se disposent au voisinage de cette droite de mélange.

Une isochrone interne (roche totale–clinopyroxène–amphibole) sur un échantillon (CG 27) de monzonite à clinopyroxène de la zone des racines donne un âge de 2448 ± 371 Ma, avec un bon MSWD de 0,575, en accord avec les âges connus pour la mise en place du massif de Closepet, ce qui démontre que le système isotopique Sm–Nd n’a pas subi de perturbations à une échelle supérieure à celle du minéral, et garde donc une valeur de bon traçeur. La “pseudochrone”, au vu des modèles géochimiques du chapitre 5, est donc une droite de mélange.

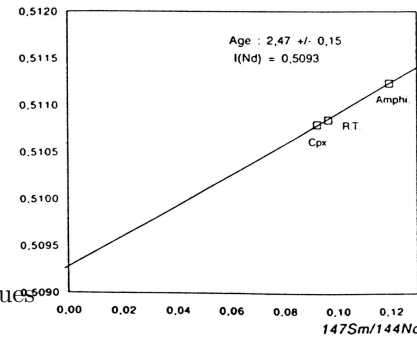


FIG. 3.3 – Isochrone interne Sm/Nd pour l’échantillon CG 27.

3.3 Systématique Sr–Nd

Les mêmes résultats se retrouvent dans un diagramme $\epsilon_{\text{Nd}(T)} = f(I_{\text{Sr}})$, les points représentant les échantillons de la zone des racines du massif de Closepet se disposent le long d’une hyperbole (Jayananda et al., 1995 et figure 3.4). Dans ce genre de représentations (diagrammes binaires représentant un rapport en fonction d’un autre rapport), le mélange entre deux pôles se traduit par une hyperbole entre ces points (Albarède, 1995 par exemple).

Les deux pôles du mélange correspondent à ceux qui ont été décrits plus haut :

- Un pôle aux $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ bas (-7) et aux I_{Sr} élevés (0,710), qui correspond aux Gneiss Péninsulaires ;
- Un pôle aux $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ moins négatifs (-1) et aux I_{Sr} faibles (0,701), correspondant au manteau ou à de vieilles granulites.

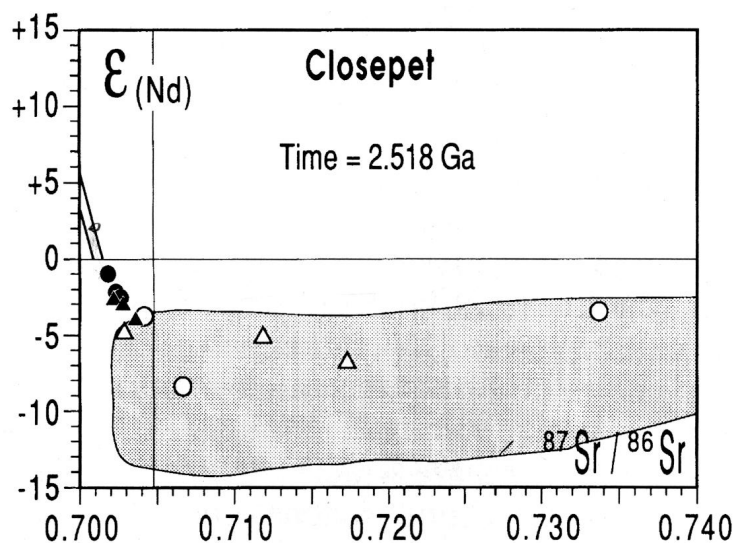


FIG. 3.4 – Diagramme $\epsilon_{Nd(T)} = f(I_{Sr})$, mettant en évidence le mélange entre deux pôles isotopiquement contrastés dans le massif de Closepet (Jayananda et al., 1995)

En revanche, les points représentatifs d'échantillons provenant de zones plus septentrionales, où il a été démontré que le système Rb-Sr a été perturbé, sont “décalés” par rapport à cette courbe. En fait, certains présentent même des rapports $I_{Sr(2,52)}$ aberrants, inférieurs à 0,700 !

Si le pôle riche en ^{87}Sr et pauvre en ^{143}Nd ressemble bien aux Gneiss Péninsulaires, l'autre pôle en revanche ne correspond pas à du manteau “normal”. En effet, sa signature tant en Nd que en Sr n'est pas celle d'un manteau appauvri, ni même simplement primitif ; elle est plus enrichie.

Cet enrichissement peut s'expliquer de deux façons :

- Soit le manteau source des liquides primaires du massif de Closepet était déjà un manteau enrichi ;
- Soit les liquides primaires, issus d'un manteau primitif ou appauvri, ont connu des interactions avec la croûte continentale, antérieurement aux phénomènes de mélange mis en évidence.

3.4 Etude de clinopyroxènes séparés

Pour répondre à la question concernant la signature isotopique “enrichie” du pôle basique du mélange, l'analyse isotopique de clinopyroxènes, séparés des termes les plus primitifs du massif de Closepet, a été entreprise. En effet, cette phase minérale est une des premières à cristalliser ; sa signature isotopique reflète celle du liquide dans lequel elle a cristallisé. Comme ce minéral n'existe que dans les termes les plus basiques des monzonites à clinopyroxène, il est raisonnable de supposer que sa signature reflète celle du liquide le plus primitif du massif de Closepet (sauf si des rééquilibrages plus tardifs ont eu lieu, ce qui semble peu plausible dans le cas d'une roche filonienne, rapidement refroidie).

Deux résultats sont alors possibles :

- Soit ces pyroxènes présentent une signature de manteau normal ou appauvri ; l'enrichissement du pôle basique est alors dû à une contamination précoce par la croûte continentale.

- Soit ces pyroxènes présentent la même signature que les monzonites hôte ; elle est alors due à la nature enrichie de la source elle-même.

L'analyse des pyroxènes permet de retenir la seconde hypothèse. Tous les pyroxènes (qu'ils soient, d'ailleurs, issus de monzonites ou de filons basaltiques ou lamprophyriques, comagmatiques) présentent une signature enrichie ($\epsilon_{Nd(T)} = -1,63$ à $-2,93$, sauf un point aberrant à $-6,27$). La source du massif de Closepet était donc enrichie ($\epsilon_{Nd() = -2}$, $I_{Sr(T)} = 0,701$).

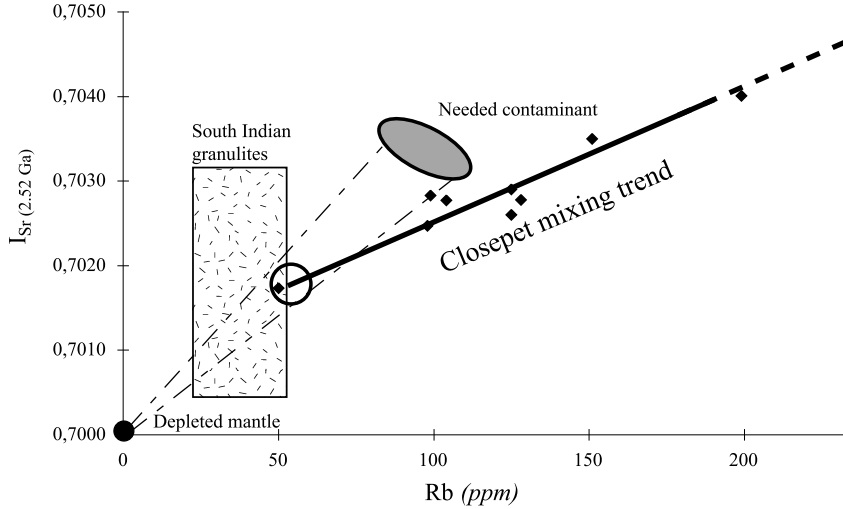


FIG. 3.5 – Diagramme $I_{Sr(2,52)}$ vs. Rb . Ce diagramme montre que, si la source du massif de Closepet était une source mixte manteau-croûte inférieure, le contaminant basical devrait avoir des teneurs en Rb de l'ordre de 100 ppm, qui sont incompatibles avec celles observées dans les granulites Sud-Indiennes (Peucat et al., 1989, 1993). Le “manteau appauvri” correspond à des liquides de type MORB issus de la fusion d'un manteau appauvri (Hofmann, 1997).

3.5 Conclusion

Cette étude isotopique donne deux résultats importants pour l'histoire du massif de Closepet :

- Ce massif s'est formé, en grande partie, grâce à des interactions entre des magmas mantelliques et la croûte déjà existante. Ce résultat, bien entendu, corrobore parfaitement les données pétrographiques et de terrain.
- La source était une source isotopiquement enrichie ($I_{Sr(2,52)} = 0,701$ et $\epsilon_{Nd(2,52)} = -1$ à -2). Cet enrichissement peut avoir deux origines :
 - Soit un manteau enrichi;
 - Soit une source composite (manteau neutre ou appauvri, et croûte inférieure basique).

Cependant, les roches du massif de Closepet, si elles sont enrichies au point de vue isotopique, le sont aussi en éléments incompatibles (Rb , $LREE$...). Une croûte inférieure granulitique peut avoir des signatures isotopiques enrichies, mais elle n'est pas enrichie également en éléments incompatibles. À l'inverse, un manteau enrichi le sera aussi bien en termes isotopiques qu'élémentaires. Il est donc plus logique de postuler une source de type “manteau enrichi”, et c'est l'hypothèse qui sera désormais retenue (figure 3.5).

Chapitre 4

Argumentation en faveur du mélange de magmas

4.1 Données pétrographiques

De nombreux indices pétrographiques et texturaux, sur le terrain comme en lame mince, témoignent d'un mélange (mécanique) entre deux magmas difficilement miscibles (planche III) :

- Des enclaves de toutes tailles (de 100 m à 1 cm) de monzonite, au sein du granite porphyroïde le plus souvent, parfois du granite anatectique. Ces enclaves sont arrondies (“pillowed”), parfois lobées, sans bordure figée mais à contact progressif, bien que la transition soit rapide.
- En bordure des plus grosses enclaves se trouvent des petits fragments de monzonites dispersés dans le granite hôte.
- Dans les zones plus déformées, ces enclaves sont allongées et dilacérées en film plus ou moins discontinus de magma basique au sein du granite.
- Des phénocristaux de feldspath potassique s'observent dans les enclaves monzonitiques ; occasionnellement ces feldspaths sont à cheval sur la limite de l'enclave, ce qui témoigne d'une introduction mécanique du feldspath dans l'enclave. Il arrive que l'on observe autour de ces feldspaths une fine bordure de réaction (plagioclase?).
- Des textures de réaction autour de cristaux déplacés sont aussi observées :
 - Bordure de sphène autour de cristaux d'ilménite ;
 - “Ocelles” de quartz bordées de minéraux ferro-magnésiens, généralement de l'amphibole. Ces textures s'observent en lame mince et sur le terrain. Dans un cas, une double ocelle (quartz entouré de clinopyroxène, le tout entouré à nouveau de quartz puis de hornblende) a été décrite (Jeanningros, 1998).

Toutes ces textures s'interprètent en terme de mélange mécanique (puis chimique) entre deux magmas partiellement cristallisés (Hibbard, 1991).

D'autre part, en un point (BH 202 : planche IV), il est possible de préciser davantage les processus pétrogénétiques par lesquels s'est formé le massif de Closepet. Cet affleurement se compose essentiellement de Gneiss Péninsulaires, partiellement fondus. Par endroit, le degré de fusion est tel que l'on retrouve des granites roses équigranulaires (granites d'anatexie). Tous les intermédiaires entre les gneiss, et ces granites sont observés : migmatite, granite riche en schlierens ... Enfin, l'ensemble est injecté par un filon de matériel monzonitique.

Une étude de détail montre que c'est au voisinage du filon basique que se localise l'essentiel des granites; le reste de l'affleurement est gneissique et a connu un degré de fusion moindre.

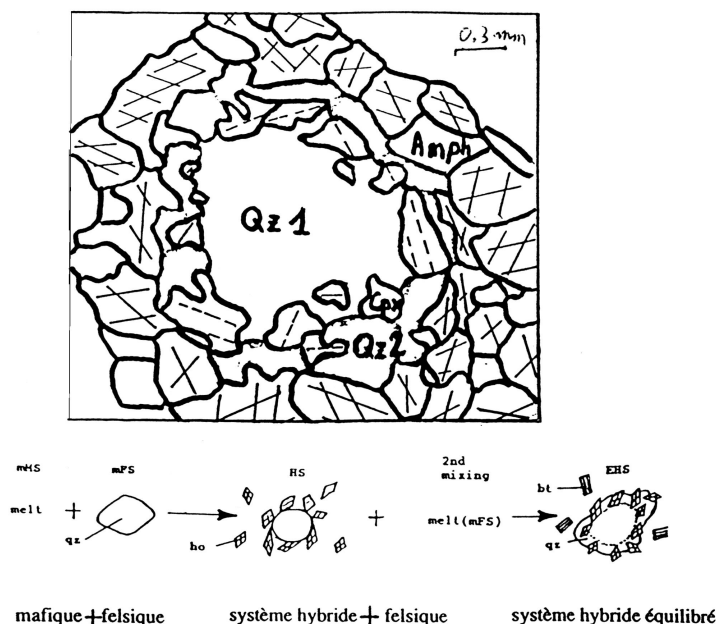


FIG. 4.1 – Ocelle de quartz dans l'échantillon BH 83e (Jeanningros, 1998). Qz: Quartz. cpx: Clinopyroxène. Amph: Amphibole. En bas: interprétation de la formation de telles ocelles (Hibbard, 1991). qz: quartz, ho: hornblende, bi: biotite. mMS: magma basique; mFS: magma acide; EHS: magma hybride.

Les relations entre le granite d'anatexie et le filon basique sont de deux types :

- Soit des contacts sinueux et progressifs, avec interpénétration mutuelle des deux magmas ;
- Soit des contacts tranchés et anguleux; dans ce cas la monzonite forme des blocs anguleux à bordure figée au sein du granite rose.

Les relations sur cet affleurement suggèrent le processus suivant :

- Un filon de matériel basique, chaud, s'introduit dans du matériel gneissique, lui-même à une température élevée et proche du solidus.
- L'apport de chaleur supplémentaire suffit pour déclencher la fusion des gneiss; bien entendu, elle a lieu préférentiellement au voisinage du matériel basique chaud.
- La monzonite se trouve alors plongée dans un liquide granitique sensiblement plus froid; ce liquide est "trempé" et cristallise rapidement en se fragmentant en blocs anguleux.
- Au fur et à mesure que l'alimentation en liquide monzonitique se poursuit, et que le granite se réchauffe, il devient possible de mélanger les deux magmas.

L'ensemble de ces relations suggère un processus où le magma basique introduit dans une croûte gneissique, chaude, a provoqué la fusion de ces gneiss et la production d'un magma granitique. Le mélange entre ces deux magmas a produit toutes les roches intermédiaires présentes dans le massif de Closepet.

Les arguments isotopiques à l'appui de ce modèle ont été développés au chapitre 3.

Dans le paragraphe suivant, ce modèle est testé au moyen de la géochimie des éléments en trace.

4.2 Apport de la modélisation géochimique

Ce paragraphe est traité sous la forme d'un article publié en 1997 aux Comptes-Rendus à l'Académie des Sciences de Paris. Il démontre que le seul processus à même d'expliquer les variations géochimiques au sein du granite de Closepet est le mélange entre deux magmas d'origines contrastées, un magma issu de la fusion partielle du manteau enrichi, et un magma issu de la fusion partielle des gneiss de la croûte existante.

Origine du granite fini-Archéen de Closepet (Inde du Sud) : apports de la modélisation géochimique du comportement des éléments en trace

Origin of the late-Archaeon granite of Closepet, South India: information from geochemical modeling of trace element behaviour

Jean-François MOYEN^{1*}, Hervé MARTIN¹ et Mudlappa JAYANANDA²

¹ UMR 6524 - CNRS, Université Blaise-Pascal, 5, rue Kessler, F-63038, Clermont-Ferrand, France ;

² Department of Geology, Bangalore University, Bangalore 560 056, Inde

RÉSUMÉ

Le granite de Closepet est la manifestation du dernier événement magmatique archéen connu dans le craton de Dharwar (Inde du Sud). C'est un massif composite qui témoigne d'interactions fortes entre un magma mantellique et la croûte continentale. Par modélisation géochimique du comportement des éléments en trace lors des processus magmatiques, nous proposons un modèle quantitatif des mécanismes pétrogénétiques qui sont intervenus lors de la genèse de ce granite : il s'agit essentiellement du mélange d'un magma basique avec des produits de fusion partielle de la croûte continentale. Une cristallisation fractionnée de faible ampleur a permis un début de différenciation du magma basique. La composition chimique du magma initial recalculée est semblable à celle des roches connues à la fin de l'Archéen sous le nom de « sanukitoïdes ».

Mots clés : Archéen, Inde, Granitoïdes, Géochimie, Modélisation, Sanukitoïdes

ABSTRACT

The Closepet granite is the latest known Archaeon magmatic event in the Dharwar craton (South India). It consists of a composite mass showing interactions between a mantle-derived magma and the surrounding continental crust. Modeling based on trace element behaviour indicates that its geochemical characteristics are mainly accounted for by mixing between a mafic magma, and products of the partial melting of the surrounding continental crust. To a small extent fractional crystallization took place prior to the mixing. The recalculated parental magma's chemical composition is very similar to that of typical late-Archaeon rocks known as 'sanukitoids'.

Keywords: Archaeon, India, Granitoid, Geochemistry, Modeling, Sanukitoid

Abridged version (see p. 663)

1. Introduction

Le craton archéen de Dharwar (Inde du Sud) est constitué d'un socle granito-gneissique (Gneiss péninsulaires) de

composition TTG (tonalite-trondjémite-granodiorite), daté entre 3,0 et 3,3 Ga (Friend et Nutman, 1991 ; Peucat et al., 1993), de ceintures de roches vertes, et de granitoïdes tardifs. Parmi ceux-ci figure le granite de Closepet,

Note présentée par Johan Zdenek

Note remise le 20 mars 1997, acceptée après révision le 9 juin 1997

* E-mail : moyen@opgc.univ-bpclermont-fr

daté à 2,52 Ga (Friend et Nutman, 1991 ; Jayananda et al., 1995), qui affleure sous la forme d'une bande de 20 km sur 400 (figure 1). Longtemps, il a été considéré comme exclusivement engendré par l'anatexie des Gneiss péniinsulaires (Allen et al., 1986) ; récemment, Jayananda et al. (1995) ont démontré qu'il provient d'un magma d'origine mantellique qui a localement interagi avec la croûte continentale. L'objet de cet article est de préciser la nature de cette interaction et de chercher à la quantifier.

II. Pétrologie et géochimie

Dans sa partie méridionale, le massif de Closepet est assez hétérogène ; on peut distinguer deux grands ensembles lithologiques (figure 1) :

1) un ensemble intrusif calco-alkalin comprenant une monzonite à clinopyroxène et un monzogranite porphyroïde, qui, là où elles sont en contact, présentent des figures de mélange à l'état magmatique ; leurs teneurs en Sr (400-1 600 ppm) et en Ba (500-3 000 ppm) sont élevées, alors que même les termes les moins différenciés sont pauvres en Ni et Cr (moins de 36 et 56 ppm respectivement) ; leurs spectres de terres rares, semblables à ceux des TTG archéennes (Martin, 1986), sont très fractionnés ($(La/Yb)_N = 20-30$) et pauvres en terres rares lourdes ($Yb_N = 5-10$) ;

2) un ensemble anatectique (granites gris et rose) montrant un passage progressif, d'une part jusqu'aux Gneiss péniinsulaires encaissants, par l'intermédiaire d'une bande de migmatites large de 5 à 10 km, d'autre part jusqu'au monzogranite porphyroïde, par l'intermédiaire de faciès de plus en plus riches en phénocristaux ; riches en Sr et en Ba (150-800 et 500-1 600 ppm respectivement), leurs spectres de terres rares sont semblables à ceux des roches de l'ensemble intrusif.

Dans les diagrammes de Harker (figure 2), non seulement les éléments majeurs, mais aussi les éléments en traces montrent de bonnes corrélations linéaires avec la silice. Deux mécanismes peuvent rendre compte de ces observations :

1) la cristallisation fractionnée d'un liquide basique : cette hypothèse est soutenue par : a) l'existence d'enclaves à biotite et à amphibole dont l'étude pétrographique

montre que leur texture est cumulative et leur minéralogie primaire ; b) les faibles teneurs en éléments hautement compatibles (Ni, Cr), même dans les roches les moins différenciées ; mais le fait d'avoir des droites dans les diagrammes de Harker implique que la composition du cumulat soit restée constante tout au long d'un épisode de cristallisation fractionnée, et ce sur un intervalle de teneur

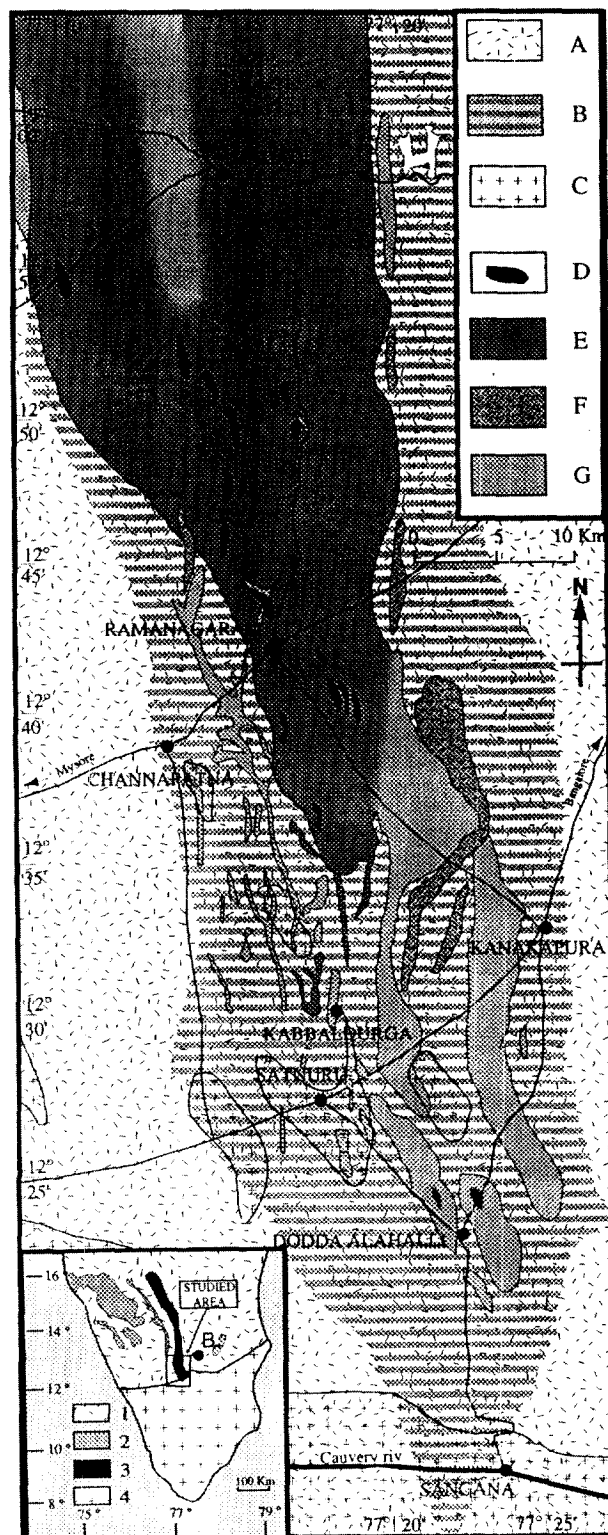
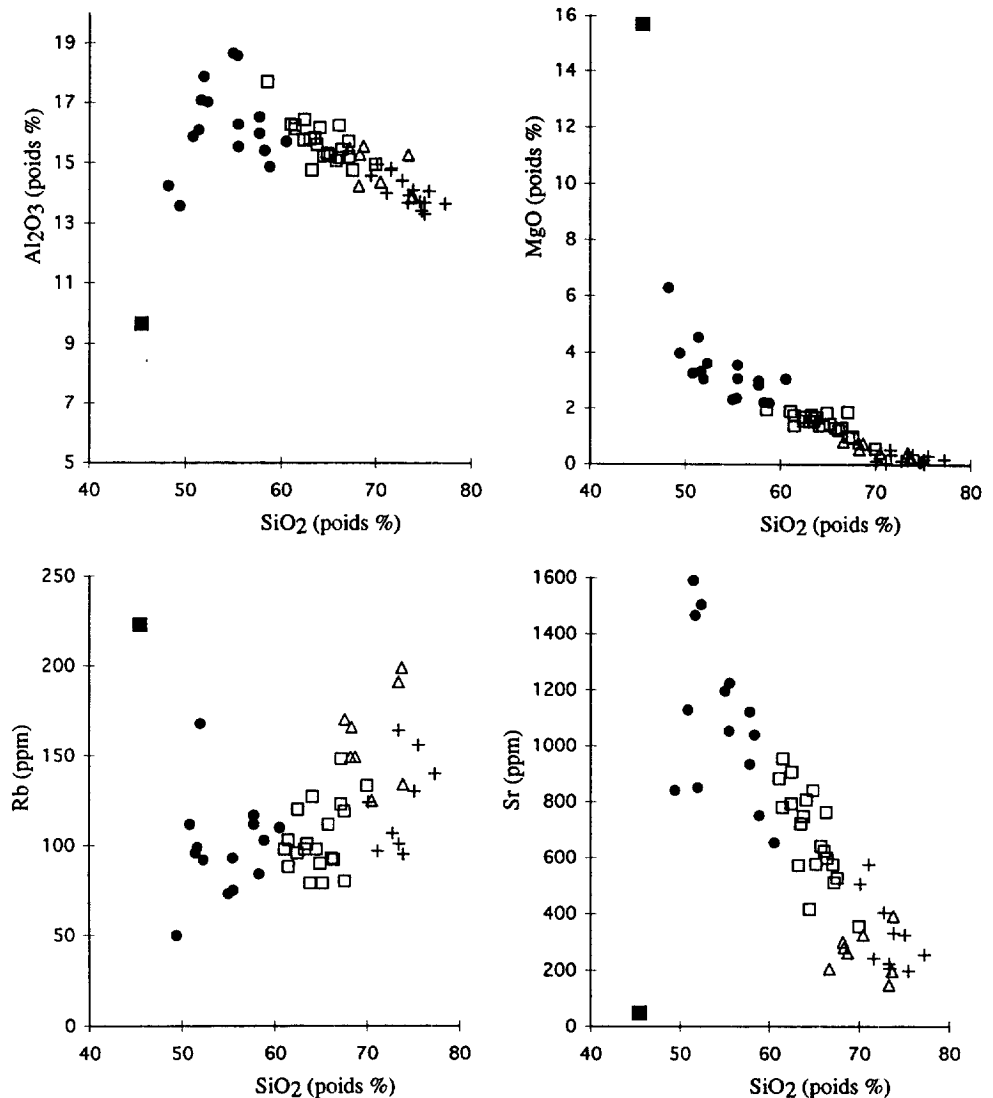


Figure 1. Carte géologique simplifiée du Sud du massif de Closepet, d'après Jayananda et al., 1995 (modifié). **Schéma de localisation :** 1. gneiss péniinsulaires ; 2. ceintures de roches vertes ; 3. massif de Closepet ; 4. faciès « granulite ». **B.** Bangalore. **Figure principale :** A. gneiss péniinsulaires ; B. gneiss péniinsulaires migmatisés ; C. faciès granulite ; D. monzonite à clinopyroxène ; E. monzogranite porphyroïde ; F. granite anatectique gris ; G. granite anatectique rose.

Simplified geological map of the southern Closepet batholith, Jayananda et al., 1995 (modified). Localisation map: 1 - Peninsular Gneisses, 2 - greenstone belts, 3 - closepet batholith, 4 - granulite-facies metamorphism. B - Bangalore. Main map: A - Peninsular Gneisses, B - migmatized gneisses, C - granulite facies, D - clinopyroxene bearing monzonite, E - porphyroid monzogranite, F - grey anatectic granite, G - pink anatectic granite.

Figure 2. Diagrammes de Harker pour quelques éléments majeurs (Al_2O_3 , MgO) et en traces (Rb, Sr).
 • Monzonite à clinopyroxène ;
 □ monzogranite porphyroïde ;
 △ granite gris ; + granite rose ;
 ■ cumulat.

Harker's plots for some major (Al_2O_3 , MgO) and trace (Rb, Sr) elements. • clinopyroxene monzonite; □ porphyroid monzogranite; △ grey granite; + pink granite; ■ cumulate.



en SiO_2 allant de 50 à 75 %, ce qui est en contradiction avec les données de la pétrologie expérimentale ; de plus, l'enclave de cumulat ne se place pas sur ces droites et ne peut donc pas rendre compte de l'alignement des points ; enfin, lorsque leur comportement est régi par la cristallisation fractionnée, les éléments en traces doivent se répartir selon les courbes prédites par la loi de Rayleigh, plutôt que des droites ;

2) le mélange d'un composant acide avec un composant basique : les figures de mélange entre liquides, observées sur le terrain, sont de très forts arguments en faveur de cette hypothèse.

III. Modélisation numérique du comportement des éléments en traces

Il est possible de trancher entre ces deux hypothèses en utilisant des éléments en traces, aux comportements géochimiques contrastés. Un élément compatible (Sr) et un élément incompatible (Rb) (figure 2), qui présentent peu

de dispersion dans les diagrammes de Harker, ont été utilisés. La figure 3 résume les différents modèles calculés.

La cristallisation fractionnée de hornblende et de biotite à partir d'un liquide basique (monzonite à clinopyroxène) prédit des concentrations en Sr deux fois plus élevées que celles mesurées dans les termes les plus acides, ce qui confirme que ce processus ne peut en aucun cas expliquer la genèse de l'ensemble du massif de Closepet. Même en faisant varier dans une gamme raisonnable les coefficients de partage ou la composition du cumulat, il est impossible d'obtenir un modèle de cristallisation qui reproduise les compositions observées.

Le mélange d'un magma basique avec des Gneiss péniinsulaires, par assimilation de l'encaissant (mécanisme invoqué par Jayananda et al., 1995), donnerait des magmas dont les rapports Rb/Sr seraient bien plus faibles que ceux mesurés. Cette hypothèse doit donc être rejetée.

Le mélange d'un magma basique avec des liquides issus de la fusion partielle des gneiss péniinsulaires représente un autre modèle ; ce processus, compatible avec les ob-

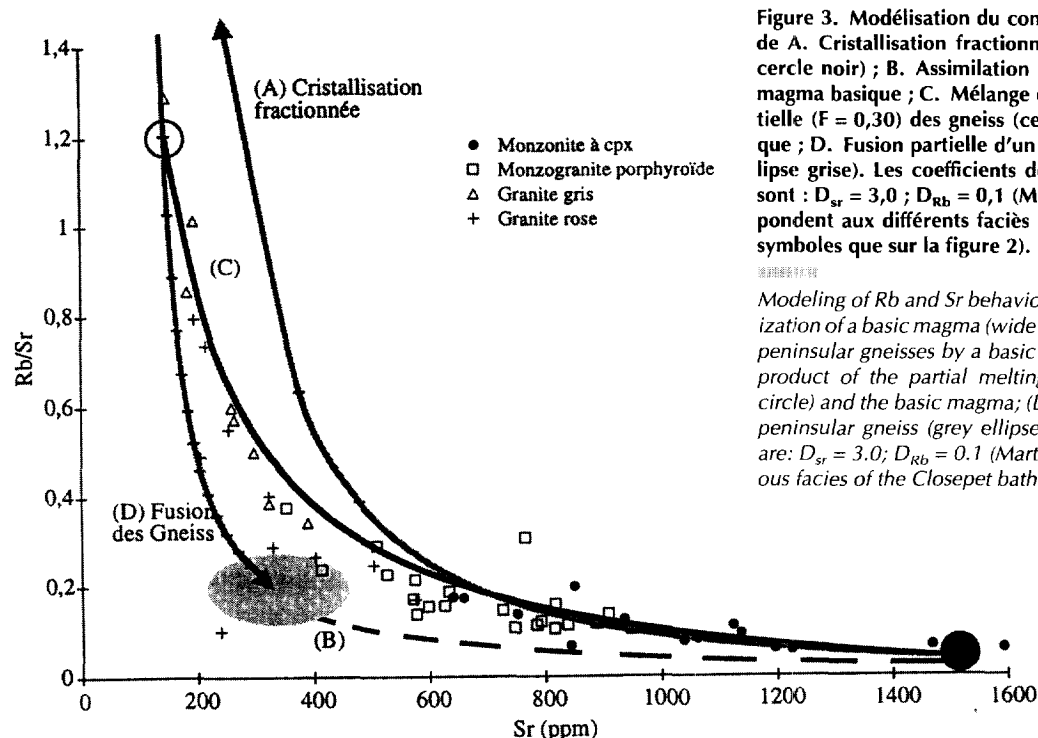


Figure 3. Modélisation du comportement de Rb et de Sr lors de A. Cristallisation fractionnée d'un magma basique (gros cercle noir) ; B. Assimilation des gneiss péninsulaires par le magma basique ; C. Mélange entre un produit de fusion partielle ($F = 0,30$) des gneiss (cercle blanc), et le magma basique ; D. Fusion partielle d'un gneiss péninsulaire moyen (ellipse grise). Les coefficients de distribution générale utilisés sont : $D_{Sr} = 3,0$; $D_{Rb} = 0,1$ (Martin, 1985). Les points correspondent aux différents faciès du massif de Closepet (mêmes symboles que sur la figure 2).

Modeling of Rb and Sr behaviour during (A): fractional crystallization of a basic magma (wide black circle); (B): assimilation of peninsular gneisses by a basic magma; (C): mixing between a product of the partial melting ($F = 0.30$) of gneisses (open circle) and the basic magma; (D): partial melting of an average peninsular gneiss (grey ellipse). Bulk distribution coefficients are: $D_{Sr} = 3.0$; $D_{Rb} = 0.1$ (Martin, 1985). Points show the various facies of the Closepet batholith (symbols as in figure 2).

servations de terrain, est le seul pouvant rendre compte de l'ensemble des compositions observées. Dans ce cas (courbe C, figure 3), le mélange a eu lieu entre un liquide de nature proche de celle des monzonites à clinopyroxène, et un liquide issu de 30 % de fusion partielle des gneiss encaissants (courbe D, figure 3). Dans ce modèle, la majorité des roches observées est fortement affectée par le mélange, et presque aucune n'a la composition d'un pôle pur. Les monzonites contiendraient de 0 à 40 % de liquide d'origine crustale, les monzogranites de 45 à 65 %, les granites anatectiques de 70 à plus de 98 %.

La dispersion relative des points représentatifs des analyses sous la courbe de mélange peut s'expliquer par l'hétérogénéité des gneiss encaissants, et donc de leurs produits de fusion, l'hétérogénéité des liquides basiques, ou la variation du taux de fusion des gneiss. Ces hétérogénéités n'ont rien de surprenant, dès lors que l'on considère (figure 1) que le massif de Closepet est un assemblage de plutons et de filons, tous cogénétiques mais ayant chacun leur histoire propre.

L'étude d'autres éléments en traces conduit à des conclusions identiques (couple Th-Ba ou Nb-Ba : Moyen, 1996).

La prépondérance des mécanismes de mélange n'implique pas nécessairement que la cristallisation fractionnée ait été totalement inopérante. En effet, son existence est démontrée à la fois par la présence d'enclaves cumulatives, et par les très faibles teneurs en éléments très compatibles. Dans les diagrammes de Harker, le cumulat ne s'aligne pas avec les autres roches, ce qui confirme que les lignées ne sont pas dues à de la cristallisation fractionnée, et que l'épisode de cristallisation a eu lieu avant le mélange : le pôle basique du mélange est déjà un liquide

différencié. Connaissant la composition chimique du cumulat (C_s) ainsi que celle des liquides différenciés (C_l) (pôle basique du mélange), on peut, pour chaque élément, calculer le coefficient de distribution générale D , et estimer la quantité de liquide résiduel F . Dans le cas d'un élément compatible, la concentration C_0 dans le liquide initial ne peut en aucun cas être plus élevée que C_s , ce qui permet donc de calculer, d'après la loi de Rayleigh, une valeur limite minimale de la quantité de liquide : $F_{\min} = (C_s / C_l)^{1/D-1}$; le F « réel » ne pourra être que supérieur à cette valeur. Pour un élément incompatible, C_0 doit être plus faible que C_s , ce qui donne aussi une valeur plancher de F .

L'estimation de F_{\min} varie selon les éléments de 3 % (Sr) à 86 % (Cr). Pour satisfaire aux contraintes établies pour chaque élément, c'est la valeur la plus élevée de F_{\min} que l'on retient. La composition du liquide parent, ainsi recalculée pour $F = 0,9$ (tableau), prédit des teneurs en Ni et en Cr proches de celles que l'on attend pour un magma primaire (105 et 158 ppm respectivement). La composition effective du liquide initial pour les éléments incompatibles est peu dépendante de la valeur de F ; leur teneur dans le magma est donc bien contrainte. Ce n'est pas le cas pour les éléments compatibles, où de petites variations de F font varier C_0 dans une large gamme (tableau).

Le liquide initial recalculé évoque les « sanukitoïdes » de la Province supérieure (Canada) (Stern et Hanson, 1991) : il s'agit de monzonites et de granodiorites riches en Mg, Ni et Cr, avec de grandes quantités de Sr et Ba, dont les spectres de terres rares, très fractionnés et riches en terres rares légères, sont semblables à ceux des TTG. Dans le complexe de Roaring River (Stern, 1989), elles sont

Tableau. Compositions chimiques du pôle basique du mélange, ainsi que des liquides parentaux recalculés pour différents F : les teneurs en éléments compatibles dépendent étroitement de la valeur de F. Gammes de composition pour les roches basiques associées au massif de Roaring River. « Sanukitoid suite » du Canada. L'ensemble des roches ressemblant aux sanukitoïdes décrites dans le monde.

TABLEAU 1

Table showing the chemical composition of the mafic end-member of the mixing, and of the calculated parental melts for various F : concentration of compatible elements is strongly dependent on the chosen F value; compositions of mafic rocks associated with the Roaring River complex; Canadian 'Sanukitoid suite'; world-wide sanukitoid-like rocks.

Pôle du mélange		Liquide initial pour F = 0,86 F = 0,95		Termes basiques de Roaring River	Sanukitoïdes du Canada	Sanukitoïdes et analogues dans le monde
Majeurs (poids %)						
SiO ₂	51,66	50,96	51,41	40,85-52,63	54,77-70,59	54,77-70,59
Al ₂ O ₃	17,57	16,52	17,19	7,74-22,13	12,67-17,79	12,67-17,79
FeO total	10,49	10,87	10,62	5,29-23,00	1,30-8,76	1,30-9,80
MnO	0,18	0,18	0,18	0,09-0,19	0,03-0,14	0,03-0,16
MgO	3,72	5,41	4,32	5,88-15,25	0,53-8,27	0,53-8,27
CaO	6,57	6,84	6,67	11,55-18,18	1,27-8,76	1,27-8,76
Na ₂ O	4,44	3,95	4,27	0,93-2,07	3,38-5,92	3,27-5,92
K ₂ O	2,89	3,02	2,94	0,40-0,93	1,35-4,62	1,35-4,62
TiO ₂	1,45	1,35	1,41	0,21-1,27	0,13-1,13	0,13-2,01
P ₂ O ₅	1,03	0,89	0,98	0,06-0,21	0,05-0,60	0,05-0,99
Traces (ppm)						
Rb	75	101	83	10-39	34-125	34-125
Sr	1 506	1 301	1 433	238-1 270	570-2 100	570-2 100
Ba	1 731	1 517	1 655	116-297	612-1 881	612-1 881
Zr	190	349	376	43-84	53-190	53-340
Y	50	47	49	—	—	56
Nb	18	20	19	—	—	22
Co	25	31	27	—	—	26
Ni	35	144	57	30-450	10-188	10-188
Cr	45	148	68	26-1 457	16-469	16-469
mg #	0,41	0,50	0,45	0,38-0,76	0,45-0,71	0,45-0,71

associées à des termes basiques (gabbros). La transition Archéen-Protérozoïque est marquée, dans tous les cratons archéens, par un important épisode magmatique de type sanukitoïde, de durée brève : outre les sanukitoïdes définies au Canada, de nombreuses roches analogues ont été décrites dans le monde : gneiss de Matok en Afrique du Sud (Bohlender et al., 1992), complexe de Taishan en Chine (Jahn et al., 1988), granodiorite d'Arola en Finlande (Querré, 1985), etc.

IV. Conclusions

Le modèle proposé pour rendre compte de la pétrogenèse du massif de Closepet est un modèle en deux étapes :

cristallisation d'environ 10 % de hornblende et de biotite à partir d'un liquide basique à composition de sanukitoïde ; puis mélange des liquides différenciés ainsi formés avec des produits de fusion partielle des Gneiss péniinsulaires encaissants.

Comme l'ensemble des sanukitoïdes, le massif de Closepet apporte des renseignements sur les événements magmatiques tardi-archéens et, plus généralement, sur les modalités de la transition Archéen-Protérozoïque. Cependant, les caractéristiques de chaque massif de sanukitoïdes sont liées à une histoire de mise en place qui lui est propre ; celle du massif de Closepet est caractérisée par d'intenses interactions avec la croûte continentale.

ABRIDGED VERSION

Introduction

In the Dharwar craton of South India, the latest Archaean event consists of granite genesis and emplacement. The Closepet

granite belongs to this group; it is a 300 km long and 20 km wide batholith dated at about 2.52 Ga (Friend et Nutman, 1991; Jayananda et al., 1995). Jayananda et al. (1995) demonstrated that the Closepet granite was produced from a mantle-derived

melt interacting with the surrounding old continental crust. The aim of this paper is to model and constrain these interactions.

Petrology and geochemistry

The southern part of the Closepet granite consists of 2 main lithologic groups (Jayananda et al., 1995) (figure 1):

1) An intrusive group made of a clinopyroxene-bearing monzonite and a porphyritic monzogranite. On the field, these facies show magmatic mixing and mingling. They belong to a calc-alkaline differentiation trend, but are abnormally Sr and Ba rich (respectively 400–1 600 ppm and 500–3 000 ppm), Ni and Cr poor even for the least differentiated terms (less than 36 and 56 ppm respectively). Their REE patterns are Archaean TTG-like (Martin, 1986).

2) An anatectic group (grey and pink granite), which progressively blends with the surrounding gneissic basement through a 10 km thick migmatitic zone. They also display continuous transition towards the porphyritic facies. Their trace element characteristics are similar to those of the intrusive group.

Harker's plots (figure 2) display linear trends for both the major end trace elements. This feature can be explained by:

— Fractional crystallization of a mafic magma, which is supported by the low compatible element content, and existence of biotite-amphibole cumulative enclaves. However, this would imply that the composition of the cumulate remained constant throughout the whole process, which is very unlikely; moreover, the analysed cumulative enclave does not plot on the same line. In addition, according to Rayleigh's law for trace elements, fractional crystallization should produce curves rather than straight lines in Harker's plots.

or

— mixing of a basic magma with an acidic liquid, an hypothesis strongly supported by field observations.

Numerical modeling using trace elements

Figure 3 shows several theoretical models accounting for the behaviour of a compatible (Sr) and an incompatible (Rb) element (figure 2). Model A (fractional crystallization) predicts

Sr content in residual magmas at double the possible level for the acidic terms: consequently it is rejected. Model B (assimilation of the gneissic basement) predicts too low Rb/Sr ratios: it is also rejected. The only model able to account for the chemistry of the rocks is model C (mixing of a mafic magma with the products of anatexis of the basement). No sample is representative of a pure end-member, the clinopyroxene bearing monzonite including 0–40% of crust-derived liquid, the porphyritic monzogranite, 45–65%, and the anatectic granites, 70–98%.

Influence of fractional crystallization

The existence of a fractionation event is demonstrated by the occurrence of cumulative enclaves. However, this cumulate plots out of the main (mixing) trend in the Harker's plots, which implies that the fractionation occurred prior to the mixing. Since we know the composition of both the cumulate and the differentiated liquid (the mafic end-member of the mixing), it is possible to recalculate the bulk repartition coefficient for each element and consequently the remaining melt fraction (F) for each single element, which is here about 0.9. The parental liquid recalculated using this value (table) is close in composition to rocks known as 'sanukitoids' (Stern et al. Hanson, 1991): Ni-, Cr- and Mg-rich monzodiorites to granodiorites, with TTG-like REE patterns and high Sr and Ba contents. The sanukitoids are world widespread at the Archaean-Proterozoic transition (2.5 Ga).

Conclusions

1) A two-step model is proposed for the formation of the Closepet granite: a) fractional crystallization of a sanukitoid-like melt; b) mixing of the residual liquid with the products of basement anatexis.

2) As with the sanukitoids, the Closepet granite gives informations about the magmatic activity at the Archaean – Proterozoic transition. Its characteristics are also strongly influenced by its emplacement history: strong interactions with the crust.

RÉFÉRENCES

- Allen P., Condie K. et Bowling G. 1986. Geochemical characteristics and possible origins of the Southern Closepet batholith, South India, *Geology*, 94, 283-299
- Bohlender F., Van Reenen D.D. et Barton Jr J.M. 1992. Evidences for metamorphic and igneous charnockites in the South Marginal Zone of the Limpopo belt, *Precamb. Res.*, 55, 429-449
- Friend C. et Nutman A. 1991. SHRIMP U–Pb geochronology of the Closepet granite and Peninsular gneisses, Karnataka, South India, *J. Geol. Soc. India*, 38, 357-368
- Jahn B., Auvray B., Shen Q., Zhang Z., Dong Y., Ye X., Zhang Q., Cornichet J. et Mace J. 1988. Archean crustal evolution in China: the Taishan complex, and evidence for juvenile crustal addition from long-term depleted mantle, *Precamb. Res.*, 38, 381-403
- Jayananda M., Martin H., Peucat J.-J. et Mahalabeswar B. 1995. Late-Archaean crust-mantle interactions: geochemistry of LREE-enriched mantle derived magmas. Example of the Closepet batholith, Southern India, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 199, 314-329
- Martin H. 1985. Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne: contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale, *Mém. Centre Arm. Et. Str. Socles, Rennes*, n° 1, 236 p.
- Martin H. 1986. Effect of a steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction zone magmas, *Geology*, 14, 753-756
- Moyen J.-F. 1996. Genèse et mise en place des granitoïdes tardi-archéens (sanukitoïdes) du Sud de l'Inde, *Mémoire de DEA, Univ. B. Pascal, Clermont-Ferrand, France*, 61 p.
- Peucat J.-J., Mahalabeswar B. et Jayananda M. 1993. Age of younger tonalitic magmatism and granulitic metamorphism in the South India transition zone (Krishnagiri area): comparison with older Peninsular Gneisses from the Gorur-Hassan area, *J. Metam. Geol.*, 11, 879-888
- Querré G. 1985. Paléogénèse de la croûte continentale à l'Archaéen : les granitoïdes tardifs (2,5 - 2,4 Ga) de Finlande orientale, *Mém. Centre Arm. Et. Str. Socles, Rennes*, 2, 193 p.
- Stern R. 1989. Petrogenesis of the Archaean sanukitoid suite, *PhD. Thesis*, State University of New-York at Stony Brook, 275 p.
- Stern, R. et Hanson G. 1991. Archaean high-Mg granodiorites: a derivative of LREE enriched monzodiorite of mantle origin, *J. Petrol.*, 32, 1, 201-238

4.3 Un modèle de mélange plus précis pour les roches les plus basiques

Une étude plus détaillée des différentes roches basiques présentes sur un affleurement bien identifié (BH 83, sur la bordure Ouest du massif à la latitude de Magadi = BH 7 pour la mission 1992) a permis de préciser les processus qui ont eu lieu près du pôle basique du mélange (Jeanningros, 1998).

- Au point de vue textural, les principales caractéristiques de mélange décrites plus haut ont été retrouvées sur cet affleurement. Mais une nouvelle texture a été décrite : il s'agit de petits amas millimétriques de grains d'amphibole automorphes à sub-automorphes, au sein d'une monzonite "normale".
- La composition modale des différentes roches présentes a été recalculée par bilan de masse. Pour deux des roches présentes (BH 83 a et e), qui texturalement présentent des amas d'amphibole, un excès de ces minéraux (par comparaison aux autres roches de la même famille) a été mis en évidence.

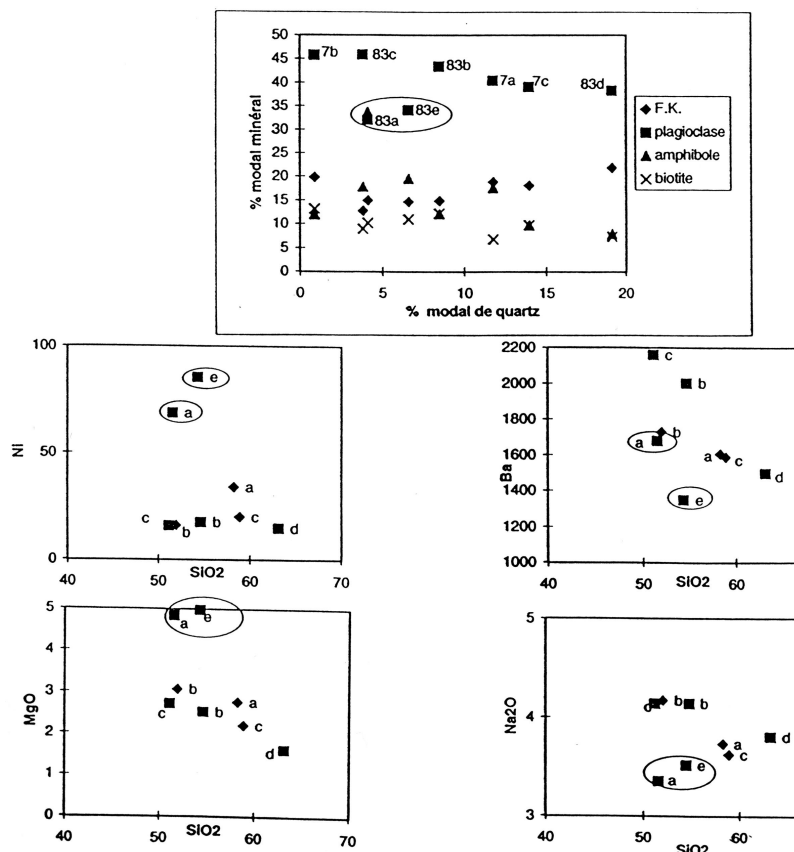


FIG. 4.2 – En haut : diagramme présentant les proportions modales de différents minéraux en fonction de la proportion en quartz, pour les roches des séries BH7 et BH83. BH83a et e présentent un excès d'amphibole, et un manque de silice, comparativement aux autres roches. En bas : diagrammes de Harker (série BH83 : carrés, et BH7 : losanges). Les échantillons BH83a et e présentent un excès de MgO et de Ni, pour un déficit en Ba et Na2O (Jeanningros, 1998).

4.3. MODÈLE DE MÉLANGE POUR LES TERMES BASIQUES

- Une application du test de mélange de Fourcade et Allègre, 1981, en utilisant les deux pôles définis préalablement, a montré que la composition chimique des roches étudiées ne peut pas se décrire simplement en terme de mélange entre deux pôles, même en faisant varier légèrement la composition des pôles pour obtenir un meilleur accord. En particulier, MgO et se retrouvent systématiquement à l'écart de la droite de mélange pour les roches BH 83 et . En d'autres termes, ces roches présentent un excès de MgO (et un déficit de) par rapport à des roches issues d'un simple mélange entre deux magmas. Ceci implique qu'un troisième "pôle" entre dans la composition de ces roches.

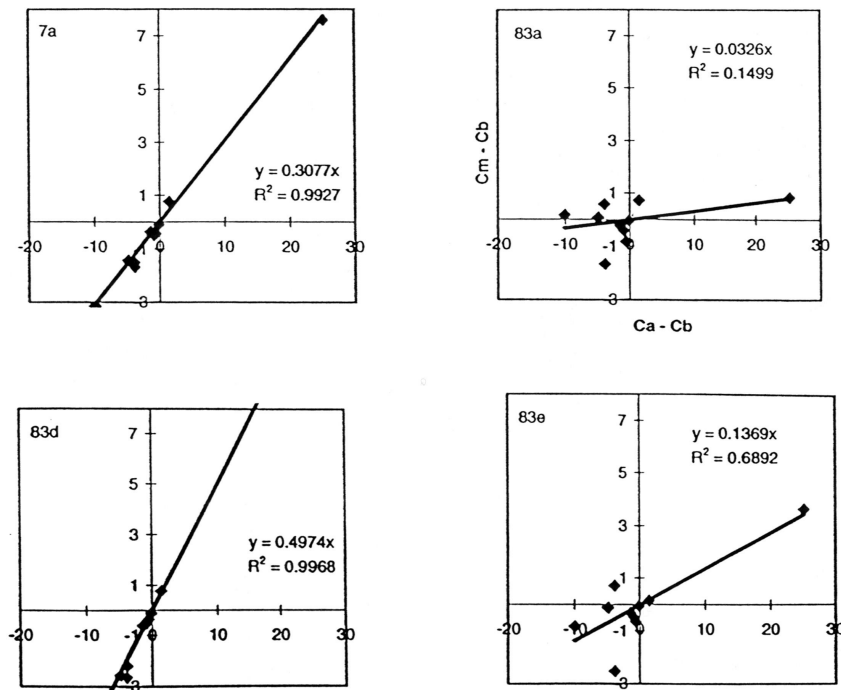


FIG. 4.3 – Application du test de mélange de Fourcade et Allègre (1981) pour les éléments majeurs à certaines des roches des séries BH7 et BH83. Alors que BH83d et BH7a donnent de bons alignements sur les droites de mélange, BH 83a et e présentent une forte dispersion des points, qui témoigne de l'impossibilité de former ces roches par un mélange binaire (Jeanningros, 1998).

- Le troisième composant est représenté par les cristaux d'amphibole en amas. Un bilan de masse montre que l'on peut exprimer la composition des roches étudiées en terme de mélange entre trois pôles, un liquide acide, un liquide basique et de l'amphibole.
- La similitude texturale et minéralogique entre les amphibole des petits amas (BH 83 et), et celle des cumulats observés par ailleurs, permet d'identifier le troisième pôle "amphibolique" à du cumulat imparfaitement séparé des liquides différenciés. Ce qui permet d'amender légèrement le modèle: les deux processus mis en évidence ne se sont pas produits successivement (cristallisation fractionnée puis mélange), mais de façon partiellement synchrone (mélange entre un liquide acide, et un liquide basique contenant des éléments de cumulats mal séparés), selon le schéma figure 4.4.

Cette hypothèse est en bon accord avec les caractéristiques texturales des enclaves de cumulat, puisque si certaines ont bien une texture d'adcumulat "franc" (accumulation de

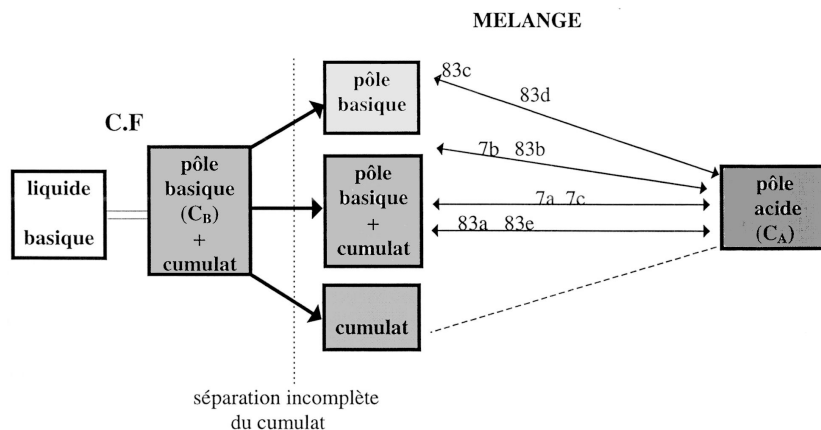


FIG. 4.4 – Modèle de mélange pour les termes basiques du massif de Closepet. Une séparation incomplète du cumulat a lieu en même temps que le mélange entre liquides acides et basiques (Jeanningros, 1998).

cristaux auto- morphes d’amphibole), d’autres présentent des petits filons de liquide monzonitique au sein de ces amphiboles, voire des amas d’amphiboles dispersés au sein de ce liquide. Il y a donc une continuité entre les cumulats “vrais” et les monzonites “pures”, via toute une série de roches intermédiaires, plus ou moins riches en cumulat (figure 2.3).

Chapitre 5

Modèle géochimique global pour la formation du granite de Closepet

Le rôle du mélange de magmas dans la pétrogénèse du granite de Closepet a été mis en évidence, ainsi que quelques arguments démontrant que d'autres processus ont opéré. D'autre part, les données isotopiques ont fourni des contraintes sur la source (mantellique) du massif. Dès lors, il est possible de construire un modèle géochimique global, prenant en compte toutes ces données.

Cette partie, traitée sous la forme d'un article accepté à Precambrian Research, propose un modèle global, pour tous les éléments analysés classiquement (majeurs, traces : LILE, HFSE, éléments de transition, REE). Ce modèle discute toutes les étapes de la formation du massif de Closepet, depuis la fusion du manteau jusqu'à la fusion des gneiss, et aux phénomènes de mélange qui en résultent. Il est alors possible de discuter de la cause de l'enrichissement du manteau source du granite de Closepet, et du contexte géodynamique correspondant.

Multi-element geochemical modelling of crust-mantle interactions during late-Archaean crustal growth: the Closepet granite (South India).

Jean-François Moyen^{1,*} (*moyen@opgc.univ-bpclermont.fr*),
 Hervé Martin¹ (*martin@opgc.univ-bpclermont.fr*)
 and
 Mudlappa Jayananda² (*bnguni@kar.nic.in*).

- (1) Laboratoire magmas et volcans, Université Blaise Pascal et CNRS
 5, rue Kessler F-63038 Clermont-Ferrand France
- (2) Department of Geology, Bangalore university
 560056 Bangalore, Karnataka India
- (*) Corresponding author
 tel. (33) 4 73 34 67 23 fax (33) 4 73 34 67 44

The Closepet granite, in the Dharwar craton of South India, is a large, late Archaean magmatic body. Its composition can be explained as resulting from interactions between mantle-derived melts and preexisting continental crust (TTG gneisses). Based on geochemical modelling of both major and trace elements during all stages of the formation of this batholith, it was possible to build a comprehensive petrogenetical model: (i) An enriched mantle (Garnet- and amphibole-bearing lherzolite) melts to produce a basaltic liquid. (ii) The basaltic liquid undergoes limited fractional crystallization of biotite and amphibole ($F > 0.9$). (iii) The differentiated liquid rises into the old continental crust, and induces water-saturated anatexis of the TTG gneisses ($K\text{-Feldspar} + Qtz + Plagioclase \rightarrow \text{melt}$). (iv) Both mantle-derived and anatectic liquid mix and give rise to different intermediate compositions ranging from quartz-monzonites to granites.

The possible sources of mantle enrichment are discussed: in the context of the regional geological setting (presence of both TTG and “sanukitoids”, which are hybrid magmas derived from slab melt-peridotite interactions, that emplaced only slightly before the Closepet batholith), the most likely possibility seems to be metasomatism by slab melts that interacted with the mantle wedge during their ascent. This suggests a two-stage evolution in the Dharwar craton during the late Archaean : (i) A subduction related event with formation of TTG and sanukitoids, and associated mantle metasomatism; (ii) Re-melting of that metasomatized mantle. This implies that at least some of the widespread, K-rich late-Archaean granites are juvenile, rather than products of intracrustal reworking, as frequently assumed.

5.1 Introduction

Archaean cratons typically consist of three main rock association — TTG gneisses, greenstone belts and post-tectonic K-rich granites (e.g., Windley 1995). Of these, the K-rich granitoids have been given relatively little attention in recent decades, even though they represent an important volume of the Archaean crust. Most Archaean granitoids were emplaced at the end of the Archaean and appear to be temporally linked to the process of craton stabilisation.

This study focuses on late Archaean granitoid magmatism in the Dharwar craton of south India, in particular on the origin of the Closepet granite, the largest late Archaean granitoid in this area. Recent geological studies have shown that the Closepet granite resulted from crust-mantle interaction, and that the crustal contaminant was a partial melt of the surrounding TTG gneisses (Jayananda et al., 1995; Moyen et al., 1997). This paper therefore has three main objectives:

1. To test the proposed model using quantitative multi-element geochemical modelling;
2. To constrain the composition of the mantle source which contributed to the mixing processes;
3. To assess the likely geodynamic setting in which the Closepet granite was formed.

5.2 Geological background

5.2.1 The Dharwar craton

The three classical lithologies of Archaean domains are found in the Dharwar craton of South India (Review in Chadwick et al., 2000). TTG gneisses form a complex, poly-phased, mid-Archaean (3.3–2.7 Ga) basement collectively known as “Peninsular Gneisses”. Two groups of volcano-sedimentary greenstone belts have been recognized, the older one (3.3–3.0 Ga) occurring as screens within younger Peninsular Gneisses, the younger one (3.0–2.7 Ga) unconformably overlying them. Late-Archaean (2.6–2.5 Ga), K-rich granitic

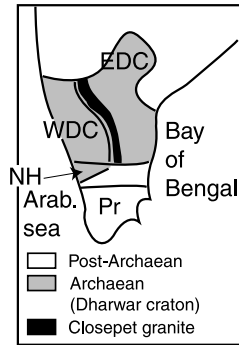
intrusions cut across the older lithologies (Friend and Nutman, 1991; Subba Rao et al., 1992a; Nutman et al., 1996). They are frequently integrated in the “Peninsular Gneisses” complex (Condie et al., 1985); however, both their age (2.6–2.5 Ga) and their composition (K-rich) emphasize their differences with the older, Na-rich Peninsular Gneisses. The Closepet granite belongs to this group. Most of these intrusions probably emplaced in active, strike-slip shear zones (Drury and Holt, 1980; Drury et al., 1984; Jayananda and Mahabaleswar, 1991), as demonstrated in the case of the Closepet granite by Moyen (2000).

Furthermore, the craton is subdivided into two parts (Eastern and Western Dharwar craton) (Fig. 5.1), distinguished by their ages and dominant lithologies. They are separated by a network of vertical shear zones, representing a terrane boundary between two different crustal blocks, and in which the Closepet granite emplaced.

Finally, the Dharwar craton has been affected by high temperature–low pressure metamorphism at the end of the Archaean (Rollinson et al., 1981; Hansen et al., 1984; Bouhallier, 1995 among others). This metamorphism, broadly synchronous with the granites emplacement, is accompanied by pervasive tectonic activity (strike-slip shear zone and dome-and-basin patterns: Bouhallier et al., 1993). Metamorphic conditions reach granulite-facies conditions (8 Kb, 800°C) in the southern part of the Dharwar craton. However, due to latter differential erosion, only greenschist facies levels (3 Kb, 250°C) crop out in the North. The metamorphic event is dated at 2.51–2.53 Ga (Buhl et al., 1983; Nutman et al., 1992)

5.2.2 The Closepet granite

It is the largest of the syn-tectonic, late Archaean granitic intrusions that are widespread in the Eastern Dharwar Craton. It has been dated by several methods (single zircon evaporation, SHRIMP U-Pb, zircon concordia ages), all providing ages between 2.51 and 2.53 Ga in the South (Buhl et al., 1983; Friend and Nutman, 1991; Jayananda et al., 1995), and 2.56 Ga in the North (SHRIMP age, Nutman et al., 1996). Based on field and



There, Jayananda et al. (1995) distinguished three main facies (Fig. 5.2):

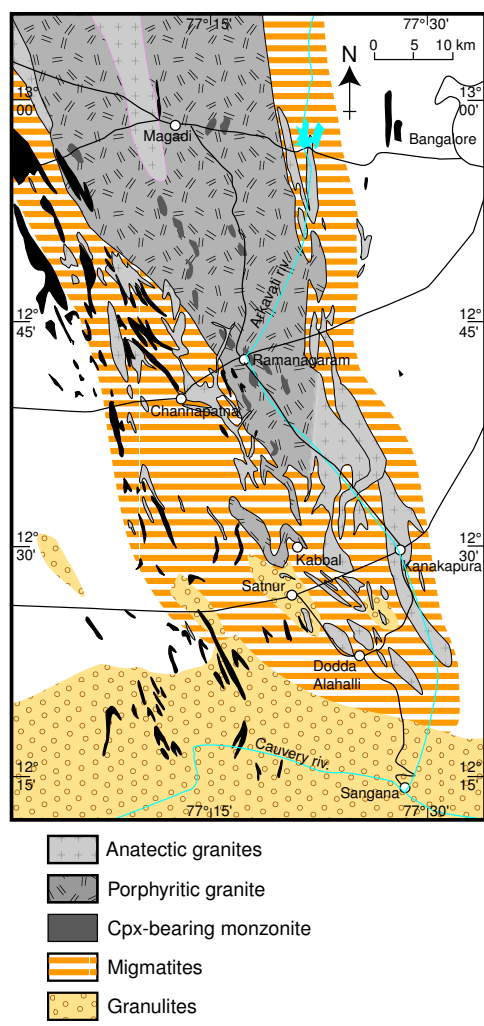


FIG. 5.2 – Simplified geological map of the root zone of the Closepet batholith. Dykes and sheets of granites (mainly anatectic) observed in the South progressively regroup to form a large mass dominantly made of porphyritic granite, but with large enclaves of monzonite, and bordered by anatectic granites.

be observed around the Closepet batholith (Friend, 1984; Jayananda, 1988; Newton, 1990). On the other hand, the anatectic granites either show syn-magmatic contacts with, or progressively grade into porphyritic monzogranite.

2. Porphyritic monzogranite is the most

common lithology (> 80 % in surface). It displays 2–5 cm megacrystals of K-feldspar, in a coarse-grained (3–5 mm) matrix. When observed, the contact with surrounding gneisses is clearly intrusive, with a decametric zone of a finer grained border facies. Dark, elongated, centimeter to decimeter sized microgranular enclaves, similar to the quartz-monzonite described below, are very common. They show co-magmatic contacts with the host monzogranite.

3. A clinopyroxene-bearing monzonite, occurs as large (metric to hectometric) enclaves within the monzogranite, and occasionally as comagmatic dykes in the anatectic granites. In some cases, they occur in shear zones and are strongly stretched, with progressive contact with the monzogranite. Like the microgranular enclaves, they are co-magmatic with their monzogranitic host.

In both monzonite and monzogranite, small (< 50 cm), angular enclaves are occasionally found. They consist in black, ultra-mafic rocks formed by accumulation of sub-automorphous 1–3 mm amphibole crystals, with occasionally inter-cumulus quartzofeldspathic parts. Based on petrographic features, they are interpreted as “adcumulates” with liquid trapped between amphibole clusters.

5.2.3 Previous studies

Because of its large size, the Closepet granite has drawn considerable attention, but most workers focused on the southernmost part of the batholith, close to the amphibolite-granulite transition (Friend, 1984; Allen et al., 1986; Jayananda, 1988; Newton, 1990; Jayananda et al., 1995). Because of the progressive transition from migmatites to granites, most workers assumed that the Closepet granite originated from remelting of older Peninsular Gneisses (Friend, 1984; Allen et al., 1986).

However, several evidences led Jayananda et al. (1995) to consider that mantle-derived melts played a significant role in the Closepet batholith petrogenesis: the Si-poor

clinopyroxen-bearing monzonite cannot be generated by partial melting of the felsic TTG gneisses; ϵ_{Nd} and ϵ_{Sr} isotopic signatures point to a mixed (crust and mantle) origin; countless proofs of magma mixing and mingling, observed on the field, point to the implication of two distinct magmas; finally, the disposition of both major and trace elements analysis along straight lines in Har-ker plots support a mixing hypothesis between two end-members: a felsic one (SiO_2 content about 75 wt.%) and a mafic one (SiO_2 content close to 50 wt.%).

Thus, a model of crust-mantle interaction has been proposed by Jayananda et al. (1995), and further refined by Moyen et al. (1997): (i) Mantle-derived magmas underwent low degrees ($F > 90\%$) of fractional crystallization at depth. (ii) The remaining, hot magmas induced partial melting of the surrounding Peninsular Gneisses. (iii) Both magmas mixed together, giving rise to the wide range of plutonic facies in the Closepet granite. That model will now be quantitatively checked and refined.

mentionned references. Since different analytical techniques have been used, each chemical element was checked individually in order to see if analysis between two sets of samples were consistent.

5.3 Geochemistry

5.3.1 Data acquisition and analytical procedures

All samples have been picked in the root zone (Figure 5.2), 90% of them between Kabbaldurga, in the South, and Magadi, to the North. About 150 sites have been visited, with more than 80 samples picked, over four successive field campaigns. Samples have been chosen as unaltered as possible. However, a thin section was cut in each sample. Only the ones with no or minimal content of alteration minerals (such as sericitized plagioclase, chloritized biotite, ...) were analyzed. Each set of sample has been analyzed for major and trace elements, but different techniques have been used for each samples: while the “J” series was analyzed using XRF (Jayananda, 1988), the “CG” and the early “BH” (numbers up to 70) were analyzed with ICP (Jayananda et al., 1995). Finally, the latter “BH” have been analyzed using ICP-MS (Moyen, 2000). Details of the procedures and analytical errors are given in the above-

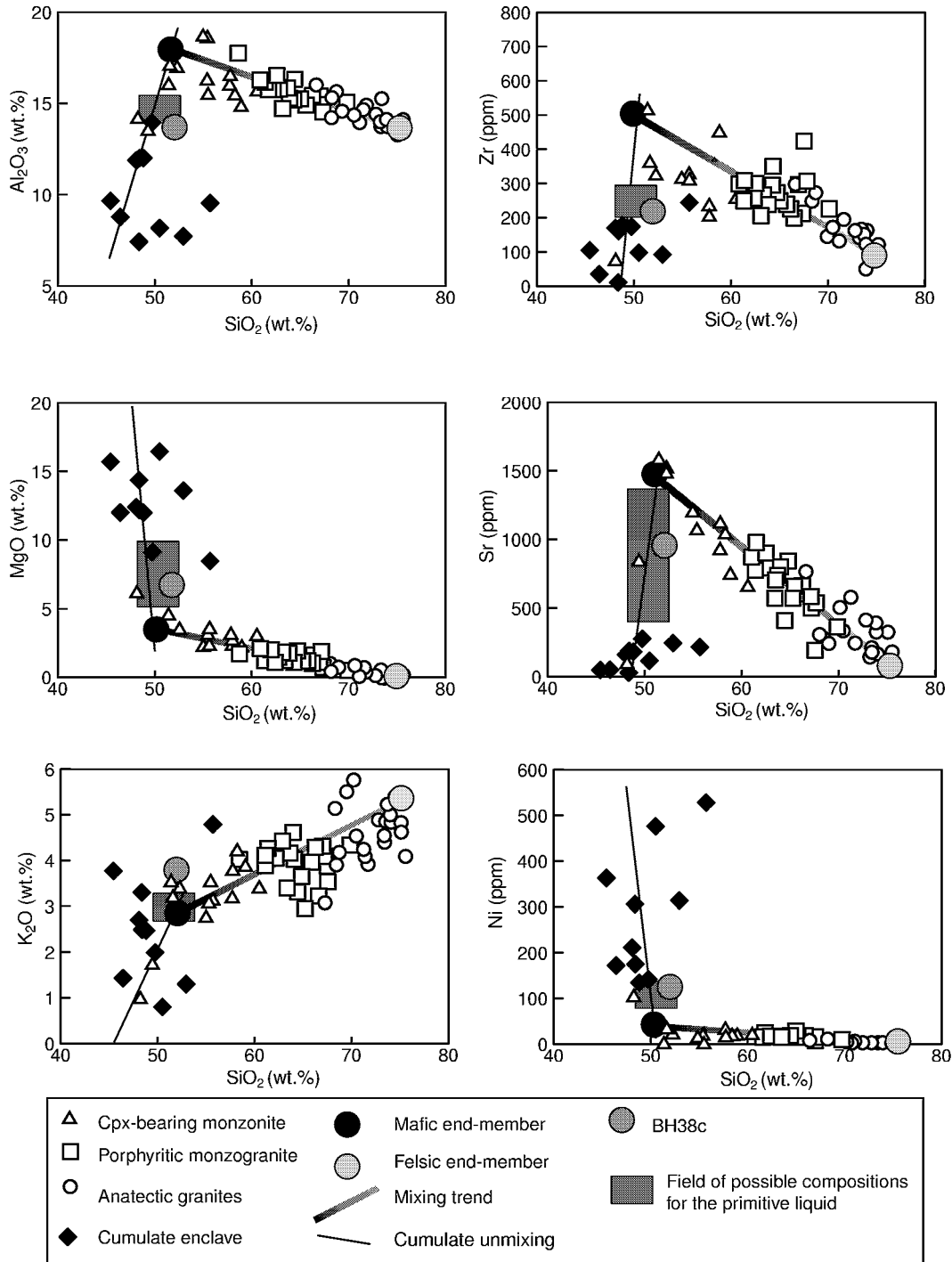


FIG. 5.3 – Harker plots for selected (major and trace) elements, showing analysis for all samples of the Closepet granite sorted by facies, as well as the "mixing trend" (best-fit line), the "cumulate trend", the end-members of the mixing and the primitive liquid. BH38c is the basaltic dyke taken as a representative of the primitive liquid.

CHAPITRE 5. MODÈLE GÉOCHIMIQUE

Sample	Cumulate			Cpx-bear. Mz.			Porph. MzG.				Anatectic granite				Dyke	End-members		Parental mafic		
	BH152b	BH80c	BH19c	J1	BH13b	J11	J3	J10	BH13a	BH19a	J36	CG3	CG11	BH9	BH38c	Felsic	Mafic	Max	Min	Used
SiO ₂	46.44	48.1	45.44	57.74	55.43	52.3	62.5	64.11	61.49	67.21	68.31	73.71	73.46	73.38	51.93	75.00	50.57	48.00	52.00	51.00
Al ₂ O ₃	8.78	11.88	9.66	16.53	18.58	17.03	16.43	16.16	16.25	15.21	15.29	13.85	13.95	13.70	13.71	13.97	17.45	14.00	15.50	14.75
Fe ₂ O ₃ tot	15.3	10.65	12.94	7.87	7.37	10.15	5.49	4.95	5.81	3.85	2.91	1.5	1.51	1.40	9.8	0.77	11.00	12.00	9.50	10.75
MnO	0.36	0.2	0.20	0.09	0.11	0.14	0.07	0.05	0.09	0.07	0.05	0.02	0.01	0.02	0.19					
MgO	12	12.39	15.70	2.83	2.36	3.6	1.55	1.38	1.74	0.98	0.54	0.25	0.23	0.25	6.68	0.16	4.12	10.00	5.00	7.50
CaO	12	9.63	8.37	4.83	4.74	6.36	3.4	2.9	3.75	2.50	2.23	1.23	1.54	1.40	7.25	1.25	7.46	8.20	7.80	8.00
Na ₂ O	1.05	2.07	0.85	4.21	5.07	4.27	4.36	4.25	4.07	3.97	4.43	3.28	3.65	3.63	3.33	3.52	4.48	3.00	4.00	3.50
K ₂ O	1.43	2.7	3.77	3.21	3.07	3.42	4	4.58	4.18	4.15	3.87	5.18	4.55	4.45	3.8	5.17	2.83	2.80	3.50	3.15
TiO ₂	0.67	0.75	0.70	0.97	0.98	1.21	0.69	0.61	0.77	0.53	0.44	0.19	0.21	0.17	1.08	0.15	1.43	0.80	1.20	1.00
P ₂ O ₅	0.37	0.13	0.03	0.8	0.66	0.88	0.41	0.41	0.47	0.19	0.13	0.05	0.04	0.05	0.78					
Total	98.40	98.50	97.66	99.08	98.37	99.36	98.90	99.40	98.62	98.66	98.20	99.26	99.15	98.45	98.55	99.98	99.33	99.25	99.20	99.65
Mg#	61	70	71	42	39	41	36	36	37	34	27	25	23	26	57	29	43	63	51	58
K/Na	0.90	0.86	2.92	0.50	0.40	0.53	0.60	0.71	0.68	0.69	0.57	1.04	0.82	0.81	0.75	0.97	0.42	0.72	0.68	0.59
Nb	ND	ND	28	ND	16	ND	ND	ND	14	13	ND	5	6	4	20	4	24	20	40	30
Zr	35	170	105	238	314	326	302	284	303	215	246	159	150	139	217	106	496	200	300	250
Y	28	7	27	39	46	33	23	24	39	19	26	4	3	ND	44	6	53	38	42	40
Sr	51	161	48	935	1053	1506	906	807	955	510	278	196	206	221	955	57	1463	400	1400	900
Rb	ND	ND	223	117	93	92	120	127	103	148	166	199	101	164	230	160	65	200	100	150
Co	67	58	63	48	20	43	60	93	13	9	77	2	1	2	33					
V	230	96	92	108	121	135	62	52	93	57	32	11	11	16	150	6	172	130	160	145
Ni	172	211	363	19	17	24	7	10	14	7	5	3	2	2	124	4	36	120	70	95
Cr	1254	300	401	17	13	16	9	15	16	26	8	16	9	11	260	7	34	150	80	115
Ba	98	183	214	985	964	1731	1333	1362	1362	781	695	689	514	570	872	658	1654	400	1200	800
Th	ND	ND	5	14	ND	7	15	12	3	11	22	47	13	12	4					
Sr/Y	1.8	23.0	1.8	23.9	22.9	45.6	39.3	33.6	24.5	26.8	10.6	49.0	68.7		21.7	10.3	27.7	10.5	33.3	22.5
La	21.3	9.13	ND	103	ND	141	97	82	ND	ND	66	52	ND	ND	ND	41.2	140.8	80	130	105.0
Ce	52.5	22.5	ND	224	ND	292	184	163	ND	ND	135	88	ND	ND	ND	78.2	300.0	150	250	200.0
Nd	28.1	12.8	ND	94	ND	123	65	59	ND	ND	45	30	ND	ND	ND	32.0	127.3	60	110	85.0
Sm	6.18	2.74	ND	14.87	ND	18.68	9.38	9.11	ND	ND	7.37	5.39	ND	ND	ND	5.4	18.5	12	17	14.5
Eu	1.47	0.73	ND	2.9	ND	4.21	2.03	1.81	ND	ND	1.01	1.07	ND	ND	ND	0.7	4.5	2	4	3.0
Gd	5.29	2.32	ND	9.34	ND	11.85	5.93	5.79	ND	ND	5.52	3.7	ND	ND	ND	3.1	12.7	7	11	9.0
Dy	4.55	1.82	ND	6.63	ND	7.03	4.2	4.12	ND	ND	4.11	1.82	ND	ND	ND	1.6	8.0	5.5	6.5	6.0
Er	2.54	0.89	ND	3.48	ND	3.19	2	1.83	ND	ND	2.48	0.92	ND	ND	ND	1.0	3.8	3.4	3.6	3.5
Yb	2.44	0.91	ND	3.27	ND	2.69	1.51	1.34	ND	ND	2.15	0.85	ND	ND	ND	0.8	3.4	3	3.4	3.2
Lu	0.38	0.16	ND	0.5	ND	0.42	0.23	0.18	ND	ND	0.33	0.18	ND	ND	ND	0.2	0.5	0.45	0.5	0.5
La _N	67.6	28.9		326.9		447.6	307.9	260.3			209.5	165.0				130.8	447.1	254.0	412.7	333.3
Yb _N	11.7	4.3		15.7		12.9	7.2	6.4			10.3	4.0				3.9	16.5	14.4	16.3	15.4
(La/Yb) _N	5.7	6.6		20.7		34.6	42.4	40.4			20.2	40.3				33.4	27.1	17.6	25.2	21.7
Eu/Eu*	0.79	0.89		0.75		0.87	0.83	0.76			0.48	0.73				0.48	0.86	0.62	0.85	0.76

TAB. 5.1 – Analysis of representative samples of all facies in the root zone of the Closepet granite, and composition of the magmas calculated with the model described in text. Major elements (oxides) in %, traces in ppm. Fe₂O₃ tot = total iron recalculated as Fe₂O₃. Mg# = molecular ratio Mg / (Mg + Fe) expressed in %. K/Na: molecular ratio. La_N, Yb_N = normalized values (Sun and Mc Donough, 1989). Eu/Eu* = europium anomaly calculated as $\frac{Eu}{Eu^*} = \frac{Eu_N}{(Sm_N + Gd_N)/2}$. ND = no data. Cpx-bear. Mz: Clinopyroxene-bearing monzonite; Porph. MzG.: Porphyritic monzogranite. End-members: End members of the mixing model (determination in text). Parental mafic: Recalculated compositions of possible range for the parental mafic magma, with preferred values. Compare with the composition of the basaltic dyke BH38c.

5.3.2 Main geochemical features

Anatectic granites (Table 5.1) are SiO₂-rich (67.33–74.27 wt.%), with high Na₂O+K₂O (up to 8.5 wt.%) and low Mg# (36 to 2). On the other hand, porphyritic monzogranite and clinopyroxene-bearing monzonite have comparatively low SiO₂ (62.03–67.97 wt.% and 50.30–60.55 wt.% respectively), higher Mg# (46–32), but still high Na₂O+K₂O (7–8 wt.%). With a molecular K/Na ratio ranging from 0.5 to 1.1, all facies are clearly different from typical Archaean TTG (K/Na < 0.4; Martin, 1994). TiO₂ contents are high (0.67–1.71 wt.% in the monzonites, and still 0.11–0.69 wt.% in the anatectic granites) in all facies, even as they are negatively correlated with SiO₂ (Fig. 5.3).

Except for Rb, all trace elements are negatively correlated with SiO₂ (Jayananda et al., 1995). Transition element contents are low (Cr < 46 ppm; V < 200 ppm; Ni < 50 ppm) even in the less differentiated facies. On the other hand, LILE contents in mafic facies are high, with Ba reaching 3007 ppm, and Sr 1591 ppm; they are still high (751–1135 and 355–766 ppm, respectively) in the anatectic granites. Finally, HFSE contents are commonly high (Zr and Y contents up to 458 and 47 ppm in monzonites respectively, 266 and 19 ppm in anatectic granites), as already observed for TiO₂.

REE patterns are fractionated, with high LREE contents (La_N=334–73) and moderately low HREE contents (Yb_N=16–5.2); mafic facies are REE-richer than anatectic granites.

The cumulate enclaves display low SiO₂ contents (46–51 wt.%) and high Mg# (60–80), but still have high Na₂O + K₂O (2–4 wt.%). They are Ni-, Cr- and V- enriched (170–400, 300–2000 and 90–230 ppm respectively), but Sr- (50–150 ppm) and Ba- (100–200 ppm) depleted relative to the host granitoids.

In Harker plots (Fig. 5.3), all elements show good linear correlations with SiO₂. Only the alkalis (Na₂O, K₂O, Rb) slightly scatter. It must be noted that cumulates systematically plot out of this trends.

5.4 Mixing model

As stated above, in Harker diagrams all granitoids plot along straight lines for both major and trace elements. Thus, for each element X the equation of the correlation line can be calculated as a function of the form $X = a + b \cdot SiO_2$ (Fig. 5.3). This has been done for all the 9 major elements, 10 REE and 10 other trace elements selected. The magmatic liquids presenting the lowest (51 wt.%) and highest (75 wt.%) SiO₂ contents (table 5.1) where chosen as representative of the magmatic poles of the mixing. In both case, the composition was established from the coordinate of the bestfit line for an abscissa of 51 wt.% (mafic) and 75 wt.% (felsic) SiO₂ respectively.

This method gives independent estimates for each individual element, but the reliability of the calculation is strongly supported by the fact that the sum of all major oxides for both end-members is close to 100 %.

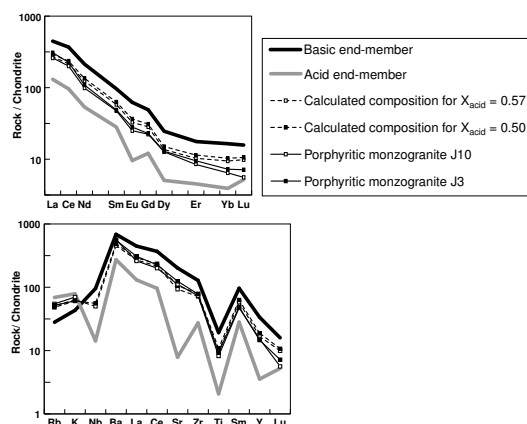


FIG. 5.4 – *Mixing calculations for trace elements. The black and grey thick lines represent the estimated end-members, whereas the dotted lines represent the recalculated mixtures and the solid, thin lines analysis of true samples of monzogranites. Normalization values after Sun and McDonough, 1989.*

This model built on major element data can be further tested by calculating the trace element compositions of theoretical mixtures and comparing them to the composition of the analyzed Closepet samples. For instance, Fig. 5.4 shows the result for two samples

of porphyritic monzogranite (J3 and J10): a mixture of 50 wt.% of the mafic end-member with 50 wt.% of the felsic end-member produces a composition similar to J3; whereas proportions of 43 and 57 wt.% adequately model J10. This result confirms the reliability of the end-members determination.

5.5 Origin of the felsic end-member

On the basis of high incompatible element contents in the anatectic (pink and grey equigranular) granites, Moyen et al. (1997) demonstrated that the felsic end-member can only be a product of Peninsular Gneisses anatexis; assimilation of Peninsular Gneisses would not be able to produce the high incompatible element enrichment observed in the Closepet granite. This assumption can be quantitatively tested. Because of the lack of a complete data-set for Indian TTG, on one hand; and of their heterogeneity, even at outcrop scale, on the other hand (Rogers et al., 1986), the average values proposed by Martin, 1994 for TTG were considered as representative of Peninsular Gneisses. This assumption allows to use a consistent and complete set of data, both petrological (modal composition and nature of mineral phases) and geochemical (major and trace elements contents). Composition of mineral phases are from Martin (1985).

5.5.1 Mass balance calculation for major elements

Partial melting of gneisses has been tested for major elements using mass balance calculation. This model is calculated by adjusting the relative proportions of molten minerals to reproduce the composition of the expected melt. The quality of the model is estimated using the “sum of squared residues” (ΣD^2), i.e. the sum of the squares of the differences, for each element, between the calculated melt, and the expected liquid. As described by Martin (1985), a model is acceptable if $\Sigma D^2 < 10$, and is good if $\Sigma D^2 < 1$. Further mathematical treatment of this model is presented in Appendix 1.

As shown in Tab. 5.2, the major-element composition of the felsic end-member is best modelled by melting similar proportions of quartz, K-feldspar, and plagioclase, with minor epidote, values which are close to the eutectic of the granitic system (Winkler et al., 1975; Wyllie, 1977). A good ΣD^2 value of 1.14 allows to be confident in the reliability of the model. The main discrepancy appears for Al_2O_3 (about 1 wt.% difference); however, indian TTG have highly variable Al contents (Rogers et al., 1986). It is then possible that the TTG composition used (average TTG from Martin, 1994) was not an exact counterpart of the very Peninsular Gneiss that melted. Other models based on incongruent melting of biotite (leaving either cordierite or garnet in the residue) have also been tested. None of them, however, was able to give an acceptable result, and thus they have been rejected.

The above described method, however, provides no information on the degree of melting (F). Several lines of evidence lead us to try and maximize it: Experimental data on migmatites (for review see Clemens and Mawer, 1992) show that, in granitic rocks, no melt can be efficiently extracted for $F < 10\%$. In the Closepet area, melt obviously has been extracted and collected, which implies a rather high F . Furthermore, Moyen et al. (1997) suggested a melt fraction about 25% for the felsic end-member. However, this model was built using arbitrary D values for Rb and Sr (0.1 and 3.0 respectively, as opposed to the values of 0.3 and 8.9 determined from the present model), which led them to overestimate the F value. Finally, restites do not contain K-feldspar, which suggests that this mineral was totally consumed.

Thus, the degree of melting F has been estimated at 11%, so that all of the K-feldspar is consumed.

5.5.2 Control with trace elements

Several equations have been developed (Arth and Hanson, 1975; Allègre and Minster, 1978) to model partial melting (equilibrium melting, batch melting, fractional melting, etc...). Since migmatites are widespread,

5.5. ORIGIN OF THE FELSIC END-MEMBER

Composition of mineral phases (Martin, 1985)												
	KF	Pg	Qtz	Bt	Amp	Epidote	Sph	Ap	Zn	Mt	All	Ilm
SiO ₂	63.68	67.84	100.00	36.49	45.08	36.63	31.06	0.00	32.51	0.26	30.82	0.51
Al ₂ O ₃	19.57	19.65	0.00	20.30	8.83	17.21	1.08	0.00	0.21	0.20	14.83	0.00
Fe ₂ O ₃ tot	0.50	0.05	0.00	20.70	17.75	6.85	2.65	0.24	0.08	99.54	7.71	47.87
MgO	0.05	0.04	0.00	10.00	13.71	0.85	0.38	0.57	0.01	0.00	0.45	0.46
CaO	0.40	2.00	0.00	0.00	10.12	18.98	27.25	55.66	0.22	0.00	8.83	0.72
Na ₂ O	1.56	9.00	0.00	0.00	2.02	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	14.21	0.29	0.00	9.75	0.63	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	2.75	1.56	0.21	37.36	0.00	0.00	0.00	0.71	50.44

Modal compositions												
Average TTG	0.04	0.56	0.28	0.09	0.01	0.02	0.001	4E-04	6E-04	0.001	0.001	0.001
Melt	0.34	0.30	0.32	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.003	0.003	0.007	0.007
Restite	0.00	0.59	0.27	0.10	0.01	0.02	0.001	5E-04	3E-04	0.001	4E-04	6E-04

Estimated melt fraction												
F = 0.11												

Rock compositions				
Average TTG (recalculated)	Felsic end-member		Differences	
	"true"	calculated		
SiO ₂	72.40	75.00	75.18	0.18
Al ₂ O ₃	13.92	13.97	13.02	-0.94
Fe ₂ O ₃ t	2.34	0.77	0.80	0.04
MgO	1.04	0.16	0.05	-0.10
CaO	1.61	1.25	1.24	-0.01
Na ₂ O	5.10	3.52	3.25	-0.26
K ₂ O	1.56	5.17	4.86	-0.30
TiO ₂	0.37	0.15	0.34	0.19
		ΣΔ ²		1.14

TAB. 5.2 – Results of mass-balance for major elements during the partial melting of TTG gneisses. The “composition of mineral phases” box lists the composition (oxides in wt.%) for all mineral species present in the TTG gneisses. “Modal compositions” lists the wt.% of each individual mineral in the average TTG (source rock), the melt and the restite. “Average TTG (recalculated)” indicates the composition of the source rock. “True” felsic end-member is the chemical composition for the felsic end-member we are trying to model; “calculated” felsic end-member is the composition of the liquid formed by melting various minerals in proportions indicated in the “melt” modal composition row. Differences is the difference calculated for each element; they are squared and summed to produce an ΣD^2 (see appendix 1 for discussion). KF: K-feldspar; Pg: plagioclase; Qtz: quartz; Bt: biotite; Amp: amphibole; Sph: sphene; Ap: apatite; Zns: zircon; Mt: magnetite; All: allanite; Ilm: ilmenite.

and restitic schlierens and TTG enclaves are common in the anatectic granites, equilibrium non-modal melting has been considered as the most appropriate model. It is described by the equation

$$C_l = \frac{C_0}{(D_0 + P(1 - F))} \quad (5.1)$$

where C_l is the composition of the produced liquid, C_0 the source composition. D_0 is the bulk partition coefficient

$$D_0 = \sum_{i=1}^n K_d(i,j) X_i$$

for the proportions X_i of each mineral i in the solid source, and

$$P = \sum_{i=1}^n K_d(i,j) R_i$$

for the proportions R_i of each mineral in the final restite. $K_d(i,j)$ is the partition coefficient for element j in mineral i . Since F has been determined using major element, the restite modal composition can be recalculated using the R_i as defined above. K_d 's are

from the literature (Martin, 1985; Rollinson, 1993 and Appendix 2). As described by Martin (1985), at this stage it is possible to refine the model, by taking into account accessory mineral phases with high K_d 's. They do not significantly affect the mass balance for major elements, but largely control the repartition of some trace elements. This approach leads to take into account moderate amounts of residual zircon, allanite and spinels. All of these phases do exist both in unmigmatized Peninsular Gneisses, and in restites.

As shown on Fig. 5.5, the fit between the expected end-member, and the computed melt, is excellent except for HREE. Therefore, it can be considered that this part of the model is validated, and that partial melting of TTG gneisses is an appropriate process for forming the felsic end-member. Furthermore, this model allows to constrain the conditions of melting, which essentially operated following the reaction K-feldspar + quartz + plagioclase \rightarrow melt, corresponding to H₂O-saturated melting (Wyllie, 1977).

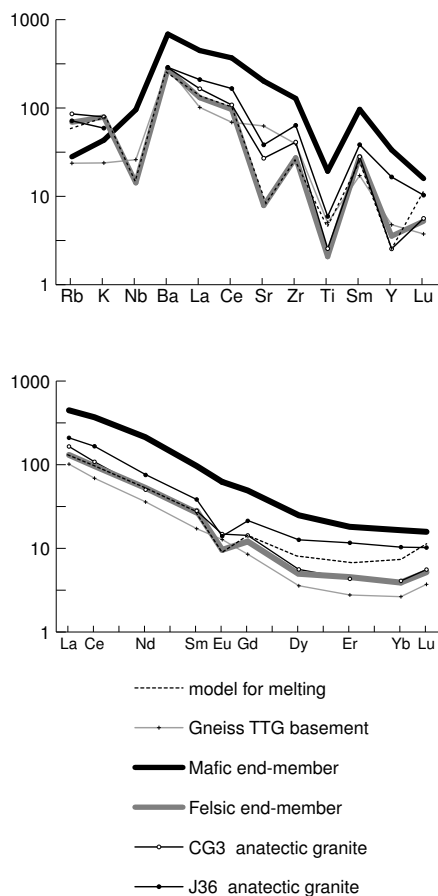


FIG. 5.5 – *Partial melting of gneisses: model for trace elements. The thick lines represent the end-members of the mixing; thin grey line is the source TTG. As previously, model for melting is represented with dashed line, and true anatectic granites are represented with solid lines.*

5.6 Origin of the mafic end-member

5.6.1 Composition of the parental mafic magma

On the field, amphibole-bearing cumulative enclaves within monzonite and monzogranite indicate that fractional crystallization played a role during the early stages of the Closepet granite petrogenesis. However, on Harker plots, enclaves systematically fall outside the main trend for Closepet samples; thus, as discussed by Jayananda et al. (1995);

Moyen (1996); Moyen et al. (1997), they cannot be responsible for the trends observed from monzonites to granites. Petrographic studies of both the cumulative enclaves, and the monzonites close to the mafic end-member, allow to precise their mutual relationships: the collected samples display a progressive evolution from “true” cumulates (adcumulate texture with accumulation of automorphous amphiboles), to dispersed cumulate with dykelets of monzonitic liquids, and finally to liquids with small, cumulative amphibole clusters. Mass balance calculation (Jeanningros, 1998) clearly shows that some of the monzonites close to the mafic end-member are best explained in terms of mixing between the mafic magmatic end-member, and cumulative amphibole. Consequently, in the following discussion, all these rocks will be considered to be linked by a mechanism described as an incomplete separation of a cumulate from the magmatic liquid. Again, the mathematical formulation is a simple mass balance (linear equations), even for trace elements. This fractional crystallization with cumulate separation, which occurred mainly prior to mixing, is the mechanism that gave rise to the mafic end-member.

Cumulate enclaves data plot along a poorly defined linear array (Fig. 5.3), that intersects the main (mixing) trend at about 50–52 wt.% SiO_2 . Thus, the only constrain for the composition of the primitive liquid (before the separation of the amphibole-bearing cumulate) is that it plots somewhere along the “cumulate” trend, between the Si-richest pure cumulate, and the intersection with the mixing trend. Whereas this still provides strong constraints for some elements (e.g Ni, Zr), others (such as Ba, Sr ...) are only poorly constrained. This results in a relatively wide range of possible primitive liquid compositions. However, the calculated compositions for major elements again sums up to 100 %, confirming the consistency of the calculation done independently for each element.

Additionally, a basaltic dyke from the Kabbaldurga quarry near the southern end of the Closepet granite has been analyzed. This dyke cuts across the 2.52 Ga Closepet granite, but is affected by the 2.51–2.53

Ga granulite-facies metamorphism, implying that it is comagmatic with the Closepet granite. Its composition (Tab. 5.1 and Fig. 5.3) is within the range of possible compositions for the parental liquid. Hence, it is considered as a possible representative of the primitive liquid.

5.6.2 Source of the parental mafic magma

The dyke representing the parental mafic magma is basaltic in nature, pointing to a mantle source. On the other hand, it has a $\epsilon_{\text{Nd}(2.5\text{Ga})}$ of -1.26 (Jayananda et al., 1995), not in agreement with a depleted or neutral mantle. The following three hypothesis can be proposed to account for this apparent contradiction: contamination by upper crust of a magma formed from a depleted (or neutral) mantle; contamination by lower crust of the same magma; enriched mantle source.

The basaltic dyke is found at paleo-depths corresponding to 20–25 km, making upper crustal contamination unlikely. Further, assimilation of high-SiO₂ gneisses would lead to an intermediate magma, not a basaltic one. Finally, clinopyroxenes separated from this dyke and analyzed gave an $\epsilon_{\text{Nd}(2.5\text{Ga})}$ of -2.9 (Moyen, 2000). In this mafic dyke, clinopyroxene is among the first phases that crystallized in the magma. Consequently, it appears to be unlikely that the negative $\epsilon_{\text{Nd}(2.5\text{Ga})}$ could be due to significant upper crustal contamination.

The granulitic lower crust of south India displays isotopically enriched signatures, and is more mafic than the upper crust (Peucat et al., 1989). Therefore, it could be a possible contaminant. However, it is also strongly depleted in incompatible elements (Rb, REE). Thus, assimilation of lower crust cannot sufficiently enrich a magma issued from depleted mantle in incompatible elements to produce the observed contents.

Thus, the most likely explanation for the isotopically and incompatible elements enriched signature of the parental mafic magma is its derivation from an enriched mantle source.

5.7 Genesis of the parental mafic magma and constraints on the mantle source

Since a reliable estimate of the primitive liquid composition has been obtained, it can be used to constrain and discuss the mechanism that operated in the mantle, leading to the genesis of the Closepet granite.

5.7.1 Major elements

Melting of the mantle has been investigated using the same mathematical treatment as for Peninsular Gneisses melting. As the chemical composition of the mineral phases that were present in the mantle at the time of melting is unknown, two distinct models were experimented with two sets of minerals (Tab. 5.3).

The first set consists in mineral phases from natural peridotite enclaves. As no analysis is available, neither for Indian lithospheric mantle, nor for any Archaean enriched mantle sample, nodules from kimberlite pipes of South Africa (Nixon et al., 1981) were used. These nodules are among the oldest-known enriched mantle samples, and hence they are probably as close as possible to the Archaean mantle. There, the mantle is enriched; and isotopic studies indicate that the enrichment took place at least prior to 2.0 Ga. Consequently, these enclaves provide a realistic composition for an enriched mantle, but do not inform on the mechanism of enrichment itself.

Incongruent melting with formation of phlogopite, amphibole, and clinopyroxene, and disappearance of orthopyroxene and olivine gives the best mathematical least-square adjustment; unfortunately, it appears as geologically unrealistic. Melting of phlogopite, ortho- and clino- pyroxene, amphibole, garnet and magnetite, and crystallization of olivine has also been computed. It is geologically realistic, but the mathematical solution has an overall ΣD^2 of 7.42, which is not good. This is mainly due to the impossibility to adjust at the same time the Fe/Mg and Na/K ratio. Indeed, phases with low Mg#

CHAPITRE 5. MODÈLE GÉOCHIMIQUE

Model using hydrous (phlogopite + amphibole) herzolite

Composition of mineral phases							
	Ol	opx	Cpx	Gt	Amph	Phl	Mt
SiO ₂	38.75	56.20	51.00	41.33	44.00	39.70	0.14
Al ₂ O ₃	0.00	1.04	5.50	19.46	13.50	17.40	2.26
Fe ₂ O ₃ tot	13.86	4.05	3.81	9.27	4.28	3.00	86.50
MgO	45.30	35.46	15.90	20.11	19.60	24.50	0.56
CaO	0.11	1.17	19.23	8.42	11.54	0.03	0.00
Na ₂ O	0.00	0.10	1.83	0.00	2.40	0.70	0.00
K ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.13	9.50	0.00
TiO ₂	0.02	0.01	0.83	0.93	1.31	0.45	9.50

Modal compositions							
Peridotite	0.61	0.29	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01
Melt	-0.87	0.76	0.11	0.06	0.44	0.33	0.17
Restite	0.69	0.27	0.02	0.03	0.00	0.02	0.01

Arbitrary melt fraction	
F=	0.02

Rock compositions			
Source peridotite (recalculated)	Primitive liquid "true"	calculated	Differences
SiO ₂	44.0	51.00	49.41
Al ₂ O ₃	1.6	14.75	14.66
Fe ₂ O ₃ tot	10.9	10.75	9.81
MgO	39.6	7.50	7.25
CaO	1.4	8.00	8.38
Na ₂ O	0.1	3.50	1.55
K ₂ O	0.2	3.15	3.23
TiO ₂	0.2	1.00	2.50
ΣΔ ²			7.42

Model using metasomatized peridotite (Rapp et al., in press)

Composition of mineral phases (SPX-4 and 3)						
	Ol	opx	Cpx	Gt	Amph	Mt
SiO ₂	38.75	54.56	55.33	40.61	53.76	0.14
Al ₂ O ₃	0.00	2.25	10.08	21.68	2.39	2.26
Fe ₂ O ₃ tot	13.86	12.82	6.69	16.49	4.75	86.50
MgO	45.30	27.85	10.90	16.04	20.26	0.56
CaO	0.11	0.68	8.52	2.82	3.93	0.00
Na ₂ O	0.00	0.61	6.03	0.19	4.21	0.00
K ₂ O	0.01	0.00	0.07	0.06	5.67	0.00
TiO ₂	0.02	0.19	0.78	0.48	0.40	9.50

Modal compositions						
Peridotite	0.63	0.19	0.10	0.03	0.04	0.01
Melt	-0.19	-0.21	0.46	0.44	0.50	0.04
Restite	0.67	0.22	0.08	0.01	0.02	0.01

Arbitrary melt fraction	
F=	0.02

Rock compositions			
Source peridotite (recalculated)	Primitive liquid "true"	calculated	Differences
SiO ₂	43.7	51.00	49.41
Al ₂ O ₃	2.2	14.75	14.41
Fe ₂ O ₃ tot	13.4	10.75	10.43
MgO	36.3	7.50	7.47
CaO	1.3	8.00	6.69
Na ₂ O	0.9	3.50	4.65
K ₂ O	0.24	3.15	2.78
TiO ₂	0.2	1.00	1.06
ΣΔ ²			5.91

Model using incomplete metasomatism

Composition of mineral phases (SPX-4 and 3)							
	Ol	opx	Cpx (Jd)	Cpx	Gt	Amph	Mt
SiO ₂	38.75	54.56	55.33	51.00	40.61	53.76	0.14
Al ₂ O ₃	0.00	2.25	10.08	5.50	21.68	2.39	2.26
Fe ₂ O ₃ tot	13.86	12.82	6.69	3.81	16.49	4.75	86.50
MgO	45.30	27.85	10.90	15.90	16.04	20.26	0.56
CaO	0.11	0.68	8.52	19.23	2.82	3.93	0.00
Na ₂ O	0.00	0.61	6.03	1.83	0.19	4.21	0.00
K ₂ O	0.01	0.00	0.07	0.01	0.06	5.67	0.00
TiO ₂	0.02	0.19	0.78	0.83	0.48	0.40	9.50

Modal compositions							
Peridotite	0.63	0.19	0.05	0.05	0.03	0.04	0.01
Melt	-0.36	0.07	0.12	0.18	0.50	0.46	0.03
Restite	0.68	0.20	0.05	0.04	0.004	0.02	0.01

Arbitrary melt fraction	
F=	0.05

Rock compositions			
Source peridotite (recalculated)	Primitive liquid "true"	calculated	Differences
SiO ₂	43.5	51.00	50.74
Al ₂ O ₃	1.9	14.75	14.46
Fe ₂ O ₃ tot	13.3	10.75	10.38
MgO	36.6	7.50	7.10
CaO	1.8	8.00	7.67
Na ₂ O	0.7	3.50	3.13
K ₂ O	0.23	3.15	2.65
TiO ₂	0.2	1.00	0.95
ΣΔ ²			0.91

TAB. 5.3 – Three mass-balance models for partial melting of the mantle to produce the primitive liquid. Same disposition as in table 3. Ol: olivine; Opx: orthopyroxene; Cpx: clinopyroxene; Jd: jadeite; Gt: garnet; Phl: phlogopite. Above: model using enclaves in kimberlites. Middle: model using metasomatic minerals formed in Rapp et al.'s experiments. Below: model of incomplete metasomatism, with half "ordinary" Cpx and half "metasomatic" (jadeitic) Cpx. See text for discussion.

(garnet, amphibole) also occur to be K-poor, whereas magnesian phases are potassic. Moreover, when looking in details to the calculated liquid composition, it is seen that the va-

lue predicted for TiO_2 is unrealistically high (2.50 wt.%, which represents a huge relative error somehow masked by the use of ΣD^2 as an indicator, because ΣD^2 takes into account absolute error rather than relative ones). The same is true for Na_2O to a smaller extent.

The second model takes into account the mineral phases that form during metasomatic reactions between a “slab melt” (product of partial melting of hydrated basalt) and a peridotite (Rapp et al., 2000). During their experiments, Rapp et al. (2000) formed a “hybridized melt” whose trace element signature is similar to some South Indian granites signatures (see discussion). Following Rapp et al. (2000), the metasomatic minerals formed during this interaction are jadeitic clinopyroxene, K-richterite, garnet and orthopyroxene. Least-square calculation led to an acceptable result: melting would have been an incongruent melting with disappearance of amphibole, clinopyroxene, garnet and minor magnetite; olivine and orthopyroxene are formed. The ΣD^2 is 5.91, which is only marginally better than the 7.42 of the previous model. Relative errors, however, are significantly lower than those in the first model. The main sources of error are due to CaO and Na_2O (more than 1 wt.% each, representing 10–30 % of relative error). However, adjusting the Na-content of the clinopyroxene would dramatically affect the Na/Ca ratio; assuming an initial lherzolitic mantle, metasomatism is probably not able to transform all the clinopyroxene into jadeite. This is the reason why a third model has been calculated, where the clinopyroxene present in the mantle source was 50% “classical” lherzolitic pyroxene (Nixon et al., 1981), and 50% metasomatic, jadeitic clinopyroxene (Rapp et al., 2000). The best least-square solution (Tab. 5.3) gives an excellent ΣD^2 of 0.91 and consists in incongruent melting of garnet, K-richterite and pyroxenes (orthopyroxene and both clinopyroxenes) in approximately equal proportion, leading to the formation of residual olivine.

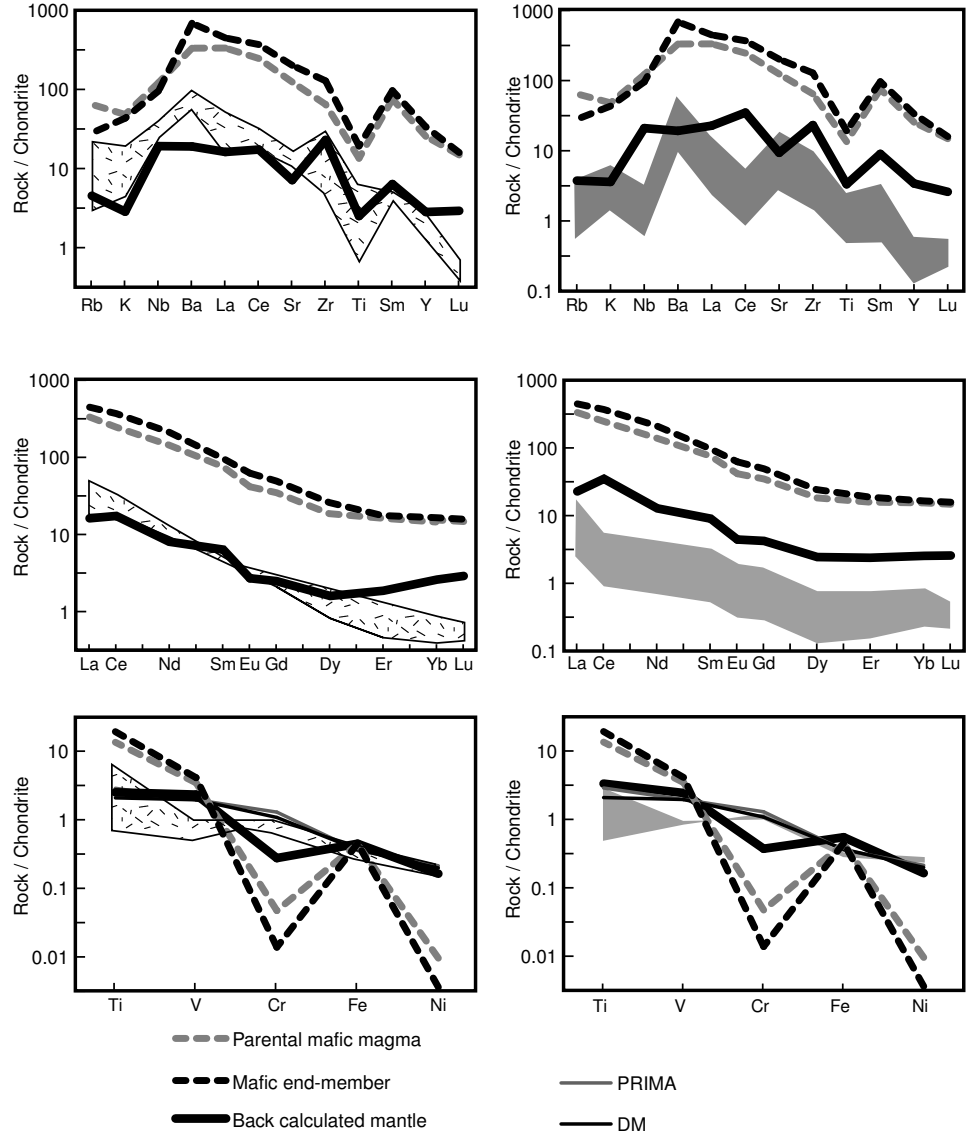


FIG. 5.6 – *Partial melting of the mantle: model for trace elements. Dotted lines represent the mafic end-member of the mixing (black) and the parental mafic magma (grey); thick, solid line represent the “back-calculated mantle”, i.e. the recalculated composition of the mantle source. Thin solid lines in both bottom diagrams are neutral (PRIMA) or depleted (DM) mantle compositions (Rollinson, 1993)*

Left: model using peridotitic enclaves from kimberlites. Stippled field: field of enclaves compositions.

Right: Model using a mantle metasomatized with slab melts. Shaded area: field of likely composition for the metasomatized mantle, calculated using the data of Rapp et al. (2000). Note that both models of complete or partial metasomatism (see text) predict similar trace element contents.

5.7.2 Trace elements

Since no reliable, complete mantle analysis is available, we tried to recalculate the trace-element contents of the mantle source. This modelling is based on both the trace element contents of the “melt” (i.e. the parental mafic magma) and the modal composition of the restite determined by major elements modelling. Given the inferred depth of melting (garnet is a stable phase), the liquid formed in the mantle probably had time to equilibrate with surrounding peridotites. Thus, the mantle composition is calculated using equilibrium melting. This choice, however, is not critical; the only effect of using fractional instead of equilibrium melting is to concentrate the incompatible elements in the liquids (Rollinson, 1993); in other words, in case of fractionnal melting, similar melt composition can be obtained with a slightly less enriched source.

The computed F (melt fraction) can not exceed 6%, due to the relatively low abundance of phases such as garnet, which is quantitatively important in the reaction. This value is in good agreement with the values generally considered for the formation of alkali basalt magmas in the mantle (e.g. Hemond et al., 1994). The model was calculated using an arbitrary F of 2%, that is within the range of possible F values; however, reasonable variations of F (from 1 to 6 %) will “shift” the trace element patterns, but not deform them.

In the first model, the recalculated mantle source has been compared with several analysis of true kimberlite peridotitic enclaves (Fig. 5.6). Calculated transition element contents are similar to those of typical mantle samples. For both REE and other incompatible elements, the model predicts contents quite close to the patterns observed in hydrous peridotitic enclaves from South African kimberlites. This at least confirms that the computed model predicts a “realistic” enriched mantle composition.

The second and third models predict similar trace element contents in the source mantle. In order to compare its composition with the metasomatized mantle of Rapp et al. (2000), the trace-element contents of the metasomatized peridotite has been computed by mixing of a small proportion (1–20 %) of

the “pristine slab melt” of Rapp et al. (2000) with the AVX-51 peridotite they used (Fig. 5.6).

Here too, transition element patterns are close to the mantle sample ones. The situation is not so good for REE and other incompatible elements, whose patterns do not fit the metasomatized mantle composition of Rapp et al. (2000). The computed model predicts mantle composition higher than in the metasomatized mantle, but with parallel patterns. This point, however, is easily addressed with slight changes either of F , or of the composition of the starting materials used to compute the metasomatized mantle composition. Since Rapp et al. (2000) used an extremely depleted peridotite, it can be assumed that a less depleted peridotite would result in more enriched metasomatized mantle. The main differences are observed for Ba and Sr. It should be noted, however, that the products (both pristine and hybridized slab melts) of Rapp et al. (2000) are extremely rich in Ba and Sr when compared to adakites, that are taken as their natural counterparts (see Martin, 1999 for review). Other experimental work for basalt melting also produced melts with lower Sr and Ba contents (e.g., Zamora et al., 1997). These discrepancies are probably due to the starting material AB-1 used in Rapp et al. experiments, which has abnormally high Ba and Sr contents: about 400 ppm, as compared to the 50–150 ppm of most Archaean tholeiites (e.g., Condie, 1981).

In conclusion, both models seem equally acceptable, and it is difficult to prefer one over the other simply on mathematical or geochemical grounds. However, both of them predict similar feature: melting of an enriched mantle source, in the field of stability of both amphibole and garnet (about 70–80 km and 900°C according to Schmidt and Poli, 1998).

5.8 Discussion

5.8.1 Mantle enrichment

As the previous study strongly suggests the existence of an enriched mantle beneath the Dharwar craton at ca. 2.5 Ga, it is necessary to discuss the causes and possible mechanisms of that enrichment. The first mo-

del assumes that the enrichment would be due to a mantle plume, interpretation that has already been proposed in South India by Jayananda et al., 2000. On the other hand, the second model considers that the source of enrichment would be an earlier subduction-related magmatism. In this case, evidences for this magmatism would be expected in the Dharwar craton.

Subduction evidences in the Dharwar craton have been summarized by Chadwick et al., 2000, who interpret the whole craton in term of accreted island arcs. Plutonic rocks in the Eastern Dharwar Craton support this model: while a large proportion of the granites there is related to intra-crustal melting (Subba Rao et al., 1992a and b; Moyen, 2000), two types of rocks do not have a purely crustal origin, but contain a juvenile component classically linked to a subduction zone environment.

The tonalitic gneisses of Krishnagiri (2.55–2.53 Ga; Peucat et al., 1993) are similar to the “pristine slab melts” of Rapp et al. (2000), or to the experimental liquids of Beard and Lofgren, 1991; Wolf and Wyllie, 1994; Sen and Dunn, 1994; they are also very close to the “average TTG” of Martin, 1994. Consequently, it is quite realistic to consider that these rocks were generated in a subduction zone, by melting of a subducted basaltic oceanic crust.

The 2.54 Ga (Jayananda et al., 2000) “Dod gneisses”, on the Western margin of Kolar schist belt (Krogstad et al., 1995), bear geochemical signature similar to that of sanukitoids, as defined in the Superior Province (Stern and Hanson, 1991; Balakrishnan and Rajamani, 1987). They consist in LREE-enriched monzodiorites and granodiorites with fractionated REE patterns and high Ba and Sr contents; on the other hand they are also Ni- and Cr-rich (up to 160 and 70 ppm respectively), with high Mg# (up to 55), and a K/Na ratio of 0.2 to 0.5. Similar rocks also occur as small dykes and plugs within the Krishnagiri Gneisses; they were described as “granodioritic gneisses” by Condie et al., 1985; Peucat et al., 1989, 1993.

In addition, these sanukitoids are similar to the “hybridized slab melts” of Rapp et al. (2000). Thus, they are interpreted

as products of the interaction between slab melt, and peridotitic mantle. This interaction would lead to the formation of an enriched (metasomatized) mantle similar to that of the second model of formation of Closepet’s parental mafic magma, as proposed above.

The presence of both “slab melts” (TTG) and “hybridized slab melts” (sanukitoids) is a strong argument in favor of the existence of an active subduction, about 20 Ma before the emplacement of the Closepet batholith itself. This leads to prefer an earlier subduction event as the most likely cause for mantle enrichment.

5.8.2 Comparison with other late Archaean magmatism in the world

Although late Archaean magmatism is not extensively studied, it seems that similar patterns can be observed throughout the world.

In Canada (Superior Province), sanukitoids are well studied (Stern and Hanson, 1991). However, late, K-rich magmatism is also reported (Shirey and Hanson, 1986), that appears to be equivalent to the Closepet granite. This points to a similar story of remelting of a mantle enriched by early subduction. In other places, late Archaean magmatism is described and bears geochemical characteristics comparable either with typical, subduction related sanukitoid (e.g. Arola granodiorite, Finland: Querré, 1985; Peewah granodiorite, in the Pilbara craton: Smithies and Champion, 1999; some “mafic granitoids” in the Yilgarn craton: Champion and Sheraton, 1997), or with the Closepet granite (e.g. Taisan complex, China: Jahn et al., 1988; Port-Martin granodiorite, Adélie Land, Antarctica: Monnier, 1995; Matok pluton, Southern marginal zone, Limpopo belt: Barton et al., 1992; Louis Lake batholith, Wyoming: Frost et al., 1998).

In the light of these few examples, it appears that both “sanukitoid-like” and “Closepet-like” granites are common in most cratons at the end of the Archaean. Furthermore, the “Closepet” type always emplaced shortly after the “sanukitoid” type. This shows that, all over the world, the end

of the Archaean has been marked by the same succession of magmatic and geodynamic events: a first, subduction-related event with slab melt-peridotite interactions leading to the formation of both sanukitoids and enriched peridotites, followed by a second event implying remelting of the newly-formed enriched mantle.

5.8.3 Mantle involvement in Late-Archaean plutonism

High-K, late Archaean granites (including the Closepet) are commonly interpreted in terms of reworking of pre-existing continental crust, generally via older gneisses melting (Allen et al., 1986; Sylvester, 1994). The geochemical differences that exist between different granite families are generally attributed to water content and/or thermodynamical conditions of melting (Sylvester, 1994).

On the base of that study however, together with recent work in the Superior Province (e.g., Stern and Hanson, 1991; Stevenson et al., 1999), it appears that large proportions of the late Archaean plutonism is juvenile. This leads to distinguish between several types of late Archaean granites (Moyen, 2000): anatectic granites (remelting of old crust) can be opposed to granites with a juvenile component. Among the latter, it is possible to recognize several groups: slab melts (TTG), hybridized slab melts (sanukitoids), products of remelting of a previously enriched mantle. The Closepet granite belongs to the latter type.

The relative importance of each type, and hence the amount of juvenile material accreted to the continental crust during the latest stages of the Archaean, remains largely unknown. In South India, our geochemical survey (Moyen, 2000) showed that anatectic granites represent maybe one half of the total magmatism; slab melts, about 30 %; hybridized slab melts, and the Closepet granite (and its possible deep-crust equivalent), 10 % each. Given the overall huge volume of Late-Archaean granites in South India (possibly 60–70 % of the total volume of the Eastern Dharwar Craton), this represent a very significant addition of juvenile materials at the end of the Archaean.

Interestingly, this juvenile material is quite different from the classical Archaean TTG. Both the sanukitoids, and the Closepet type, are more potassic and more mafic (higher Mg, Ni and Cr contents) than classical TTG. It is well known (e.g., Taylor and McLennan, 1985, 1995) that the TTG are too poor in Mg, Ni and Cr to represent the only source material of the crust. While most workers (e.g., Polat and Kerrich, this volume) interpret the overall composition of the crust as a mixing between TTG and more mafic volcanic products (tholeiites or komatiites), the existence and quantitative importance of such a Mg-, Ni- and Cr-rich granitic juvenile magmatism is an interesting alternative, whose implications on the overall crustal composition need to be assessed.

A last point worth discussing is the relationships that exist between this Late-Archaean juvenile magmatism, and the stabilisation of the continental nuclei at the end of the Archaean. What role did that magmatism play in the process of cratonization? Is there a link between this process, and the end of the Archaean, with the changes from Archaean to modern geodynamic and petrogenetic regimes?

5.9 Conclusions

1. The Closepet granite may have formed through the following processes (Fig. 5.7):
 - A “parental mafic magma” was formed by melting of an enriched mantle;
 - That melt intruded the overlying, gneissic continental crust and induced its partial melting.
 - At the same time, the parental mafic magma underwent limited amount ($1 - F < 10\%$) of fractional crystallization of an amphibole-bearing cumulate.
 - Both the differentiated mafic liquid, and products of basement anatexis, mixed together and produced a wide range in magma compositions, from monzonites to granites.

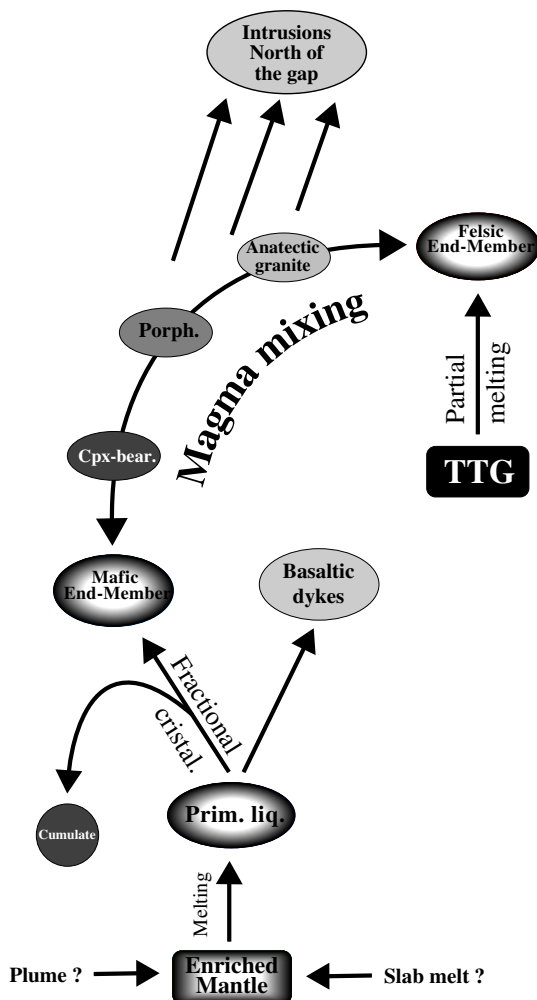


FIG. 5.7 – Summary of the proposed petrogenetical model for the Closepet batholith. Ellipse refer to liquids; rectangles to solid sources. White patterns denote non-observed (but inferred) rocks. All terms refer to the nomenclature used throughout the text, except for “intrusions North of the gap” that indicates the filling of superficial pockets of granite with liquids formed at depth (Moyen et al., 1999).

2. The most likely process for the enrichment of the mantle that melted is its metasomatism by slab melts. These slab melts-peridotite interactions occurred ≈ 20 Ma prior the re-melting of the mantle, probably above an active subduction zone; and they proba-

bly caused the genesis of the slightly older sanukitoid magmas (hybridized slab melts).

3. This would imply a two-stage evolution for the late Archaean magmatism in South India:

- Emplacement of “slab melts” (TTG) and “hybridized slab melts” (sanukitoids) at about 2.54 Ga, in a subduction complex;
- Remelting of the metasomatized mantle; and emplacement of K-rich granites at about 2.52 Ga.

4. It is likely that the same succession occurred in most cratons of the world, at the end of the Archaean.

5. This conclusion calls for a re-examination of data existing on Late-Archaean granites. In particular, this implies that, contrary to what is generally assumed, significant proportion of these granites are juvenile (addition of new crust). The association between this (partly) juvenile magmatism, and the process of craton stabilization at the end of the Archaean, remains to be investigated.

Acknowledgment

Field work and analysis were funded by IFCPAR project 1111-1 “Archaean lithosphere in South India”. R.Rapp kindly provided a preprint of his paper now published (Rapp et al., 2000), data from which have been extensively used throughout this work. Fruitful discussion with him during EUG 10 meeting greatly improved the geochemical model. J.-J. Peucat provided unpublished isotopic data used in the discussion. Unpublished data collected by A.Jeanningros during her B.Sc. work have also been used. In-depth review by A.Polat and H.Rollinson greatly improved the quality of the manuscript. Finally, we are grateful to H.Rollinson for important editorial assistance.

Appendix 1: Mass balance calculations

For major elements, we calculated the composition of the liquid formed if arbitrarily fixed proportions P_i of each phase i present in the source rock enter into the melt. Mass balance equation for each element gives:

$$R_j = \sum_{i=1}^n (P_i \cdot M_{i,j})$$

where R_j is the recalculated composition of the liquid for element j , and $M_{i,j}$ the composition of the mineral i in the element j .

On the mathematical point of view (see Albarède, 1996) this method does not guarantee that a single result exists: If we consider p elements and n minerals, we are willing to solve the system:

$$\begin{aligned} R_1 &= P_1.M_{1,1} + P_2.M_{2,1} + \dots + P_i.M_{i,1} + \dots + P_n.M_{n,1} = C_1 \\ R_2 &= P_1.M_{1,2} + P_2.M_{2,2} + \dots + P_i.M_{i,2} + \dots + P_n.M_{n,2} = C_2 \\ &\dots \\ R_j &= P_1.M_{1,j} + P_2.M_{2,j} + \dots + P_i.M_{i,j} + \dots + P_n.M_{n,j} = C_j \\ &\dots \\ R_p &= P_1.M_{1,p} + P_2.M_{2,p} + \dots + P_i.M_{i,p} + \dots + P_n.M_{n,p} = C_p \end{aligned}$$

if $n > p$ (more minerals than element, i.e. solving a system with more unknowns than equations), the system has an infinity of solutions. However, on the geological point of view, it is likely that only some of these solutions will be realistic; moreover, among this infinity of solutions, a large part will be close enough one to each other to be well within the analytic errors. if $p > n$ (more elements than minerals, i.e. solving a system with more equations than unknown), there is no mathematical solution to the system. But an approximative, least square solution can be computed (Albarède, 1996).

In the case of gneiss melting, we use 8 major elements and 12 minerals. However, among them only 5 or 6 (Qtz, Kf, Pg, Bt, Hb, plus maybe epidote) have a quantitative importance (more than 2% in the source) that justifies taking them into account in the calculation. Thus, our calculations are made as if $p > n$, and we had to calculate a least square solution.

In the case of mantle melting, we are taking into account 6 or 7 minerals; hence $p > n$ and the system also has to be solved using a least-square approximation.

To do this, we calculated for each individual element a difference between the calculated liquid, and the felsic end-member we're willing to produce. All differences were squared and summed, and the result ("total residue", i.e. $\Sigma D^2 = \sum_{j=1}^p (R_j - C_j)^2$, where C_j is the composition of the melt for element j) was used as an indicator of the quality of the fit. Following Martin, 1985, who used similar methods, we considered a model to be acceptable if ΣD^2 is inferior to 10, and good if it is ≤ 1 . We then adjusted the P_i either using matrix inversion methods, or manually so that ΣD^2 is minimal.

Appendix 2: Partition coefficient used in the models

Partial melting of gneisses

REE

	FK	Pg	Qtz	Bt	Amphi	Ep	Sph	Ap	Zns	Mt	All	Ilm
La	0.054	0.4	10^{-5}	0.034	0.74	1	36	25	2	0.12	960	0.005
Ce	0.043	0.27	10^{-5}	0.037	1.52	1	53	34.7	2.64	0.15	940	0.006
Nd	0.027	0.21	10^{-5}	0.045	4.26	1	88	57.1	2.2	0.22	750	0.008
Sm	0.018	0.13	10^{-5}	0.058	7.77	1	102	62.8	3.14	0.27	620	0.01
Eu	1.13	2.15	10^{-5}	0.14	5.14	1	101	30.4	3.14	0.17	56	0.007
Gd	0.011	0.097	10^{-5}	0.09	10	1	102	56.3	12	0.34	440	0.017
Dy	0.0094	0.064	10^{-5}	0.08	13	1	80	50.7	55	0.46	200	0.028
Er	0.0078	0.055	10^{-5}	0.074	12	1	59	37.2	140	0.65	100	0.046
Yb	0.0065	0.049	10^{-5}	0.065	8.4	1	37	23.9	280	0.86	54	0.077
Lu	0.006	0.046	10^{-5}	0.062	6	1	27	20	345	0.95	41	0.1

Other traces

	FK	Pg	Qtz	Bt	Amphi	Ep	Sph	Ap	Zns	Mt	All	Ilm
Zr	0.2	0.01	10^{-5}	2	0.45	10	10^{-5}	10^{-5}	3800	10^{-5}	10	10^{-5}
Y	0.008	0.055	10^{-5}	0.16	12	100	10^{-5}	10^{-5}	140	10^{-5}	100	10^{-5}
Sr	3	15.6	10^{-5}	0.1	0.022	1	10^{-5}	2	10^{-5}	10^{-5}	10	10^{-5}
Rb	0.65	0.04	10^{-5}	3	0.014	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}
V	0.008	0.01	10^{-5}	25	10	30	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}	8.6	50	8.3
Ni	0.01	0.38	10^{-5}	10	12	28	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}	8.6	100	4.5
Cr	0.01	0.04	10^{-5}	17	6	25	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}	8	380	6
Ba	6	1.5	10^{-5}	1.1	0.044	1	10^{-5}	0.01	10^{-5}	10^{-5}	10	10^{-5}

Partial melting of peridotites

REE

	Ol	Opx	Cpx	Gt	Amp	Phl	Mt
La	0.0004	0.002	0.07	0.015	0.2	0.034	2.2
Ce	0.0005	0.003	0.98	0.021	0.3	0.037	2.1
Nd	0.001	0.0068	0.21	0.087	0.8	0.045	2
Sm	0.0013	0.1	0.26	0.217	1.1	0.058	1.65
Eu	0.0016	0.013	0.31	0.32	1.3	0.14	1.1
Gd	0.0015	0.016	0.3	0.498	1.8	0.09	1.5
Dy	0.0017	0.022	0.33	1.06	2	0.08	1.5
Er	0.0015	0.03	0.3	2	1.9	0.074	1.5
Yb	0.0015	0.049	0.28	4.03	1.7	0.065	1.2
Lu	0.0015	0.058	0.27	5.05	1.5	0.062	1.2

Other traces

	Ol	Opx	Cpx	Gt	Amp	Phl	Mt
Nb	0.01	0.35	0.3	0.2	1.3	1	0.4
Zr	0.4	0.1	0.35	0.5	0.45	2	0.1
Y	0.0015	0.03	0.3	2	1.9	0.16	0.2
Sr	0.014	0.017	0.2	0.012	0.36	0.1	10^{-5}
Rb	0.01	0.022	0.03	0.04	0.22	3	10^{-5}
V	0.08	0.6	0.8	8	6	25	26 Ê
Ni	24	5.2	3.4	0.6	7.3	10	29
Cr	2.1	10	34	22	12.5	17	153
Ba	0.01	0.013	0.026	0.023	0.33	1.1	10^{-5}

5.10 References cited

(Voir bibliographie générale
See general references list).

Chapitre 6

Etude structurale du granite de Closepet

Dans cette partie sont discutées les conditions de la mise en place du granite de Closepet. Il s'est mis en place dans une zone de cisaillement active, en contexte légèrement transpressif. La déformation s'est poursuivie pendant toute la durée du refroidissement du granite. Cette déformation, suite à l'érosion différentielle qui a affecté le craton, peut être étudiée à tous les niveaux structuraux, depuis la croûte profonde jusqu'aux niveaux superficiels.

Cette partie est traitée sous la forme d'un article soumis au Journal of Structural Geology.

Syn-tectonic granite emplacement at different structural levels: the Closepet granite, South India

Jean-François Moyen^{1,*} (*moyen@opgc.univ-bpclermont.fr*),
Anne Nédélec² (*nedelec@lucid.ups-tlse.fr*),
Hervé Martin¹ (*martin@opgc.univ-bpclermont.fr*)
and
Mudlappa Jayananda³ (*bang@sirnet.in*)

- (1) Laboratoire magmas et volcans, Université Blaise Pascal et CNRS
5, rue Kessler F-63038 Clermont-Ferrand France
- (2) UMR 5563 CNRS, Université Paul Sabatier
38, rue des 36 ponts F-31400 Toulouse France
- (3) Departement of Geology, Bangalore university
560056 Bangalore, Karnataka India
- (*) Corresponding author
tel. (33) 4 73 34 67 23 fax (33) 4 73 34 67 44

The late-Archaean Closepet granite, in South India, is an elongated (400 x 30 km) granitic batholith, that cuts across all crustal levels of the slightly tilted Dharwar craton. This allows to study its emplacement history at all structural levels, from the granulitic lower crust ($P = 7-8$ Kb) to the upper crust ($P = 2-3$ Kb). This batholith is made of three parts: a root zone, where petrogenetic processes operated; a transfer zone, characterized by large-scale magma movement; and an intrusion zone, composed of a dozen of elliptic, mutually cross-cutting intrusions. Both the root and the main zone are in physical continuity and constitute the “main mass” of the batholith, whereas the intrusions are separated from this mass by a “magmatic gap”, which is a network of dykes connecting both parts. Field work coupled with AMS measurement allows to quantify and map the mesoscopic fabric (foliation and lineation) of the granite; associated with SPOT images interpretation, it results in a broader picture of the strain pattern in the batholith. Meso- and microscopic structural study demonstrated the syn-tectonic emplacement of the whole Closepet granite. Finally, this study leads to compare the mechanisms and style of granitic magmas emplacement at different structural levels, within a single batholith: dykes of granite within shear zones at lower levels; wedge-shaped magmatic body bordered by high-strain zones in intermediate levels; filling of small elongated intrusions in the upper levels.

6.1 Introduction

Ascent and emplacement of granitic magmas have been the subject of a lively debate in the last decade (Benn et al., 1998; Clemens, 1998, and references therein). The major controversy dealt with the relative contributions of diapirism (Bateman, 1984) versus dyking (Clemens and Mawer, 1992; Petford, 1996). Besides, many authors recognized that tectonics often control magma emplacement, especially in shear zones (e.g. Hutton et al., 1990; Hutton and Reavy, 1992). The rheological state of the crust (i.e. brittle or ductile) is also of major importance, but this point has been only partially addressed by workers focusing either on the lower to middle crust (Collins and Sawyer, 1996) or on the middle to upper crust (Paterson and Fowler, 1993). In South India, the huge late-Archaeoan Closepet batholith provides the unique opportunity to study the emplacement of granitic magmas at different crustal levels, as it crops out along a 15 km-thick natural crustal cross-section, from granulitic lower crust in the South to greenschist-facies upper crust in the North. Due to its elongate shape, the main body of the Closepet batholith has been suggested to be syntectonically emplaced during strike-slip tectonics by Drury et al. (1984); Jayananda and Mahabaleswar (1991). Nevertheless, northern cogenetic intrusions display more equant shapes without obvious magmatic orientations in the field (Chadwick et al., 1996). In order to build and discuss a generalized emplacement model, it has been necessary to combine field and microstructural studies with systematic measurements of the Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) to unravel the mineral fabrics.

6.2 Geological setting

6.2.1 The Dharwar craton

The Archaeoan domain of South India, known as the Dharwar craton, is classically (Windley, 1995) divided into three lithologic units (fig. 6.1):

- A gneissic basement of TTG (tonalite-trondhjemite-granodiorite) composition (Barker and Arth, 1976; Meen et

al., 1992; Martin, 1994), dated between 3.3 and 2.7 Ga (e.g. Taylor et al., 1984; Meen et al., 1992).

- Volcanosedimentary greenstone belts unconformably overlying the gneisses, dated between 3.3 and 3.1 Ga for the older ones, and 3.2 and 2.7 Ga for the younger ones (e.g. Peucat et al., 1995)
- Late-Archaeoan, K-rich granitoids, forming N-S elongated bodies, among which the Closepet granite is the most spectacular: it is a 400 km long, but only 20- 30 km wide batholith. Several of these granites have been dated in the range 2.5–2.6 Ga (Crawford, 1969; Krogstad et al., 1991; Nutman et al., 1996). The Closepet granite itself has been dated, in its southern part, in the 2.53-2.55 Ga range (e.g. Grew et Manton, 1984; Friend and Nutman, 1991; Jayananda et al., 1995).

During the late-Archaeoan, the Dharwar craton underwent high temperature metamorphism, reaching granulite-facies condition in the South. This metamorphism locally induced anatexis of the gneisses (Friend, 1984; Newton, 1990). It has been dated around 2.5 Ga (Peucat et al., 1993). This metamorphism is associated with ductile deformation that has been studied by Bouhallier et al. (1995) and Chardon et al. (1998). They demonstrated that the strain patterns of the Dharwar craton resulted of the action of two kind of forces :

- Volume forces: the inverse density stratification (heavy greenstone belts overlying lighter gneisses) causes their sagduction, thus resulting in dome-and-basin structure: gneissic domes separated by elongated synclines of greenstones (Bouhallier et al., 1995; Chardon et al., 1996, 1998).
- Boundary forces: compressional forces develop an anastomosed network of shear zones, that have been mapped using remote sensing by Bouhallier (1995). It has long been suggested (Drury et al., 1984; Jayananda and Mahabaleswar, 1991; Bouhallier, 1995) that the Closepet granite has been emplaced along one of these shear zones.

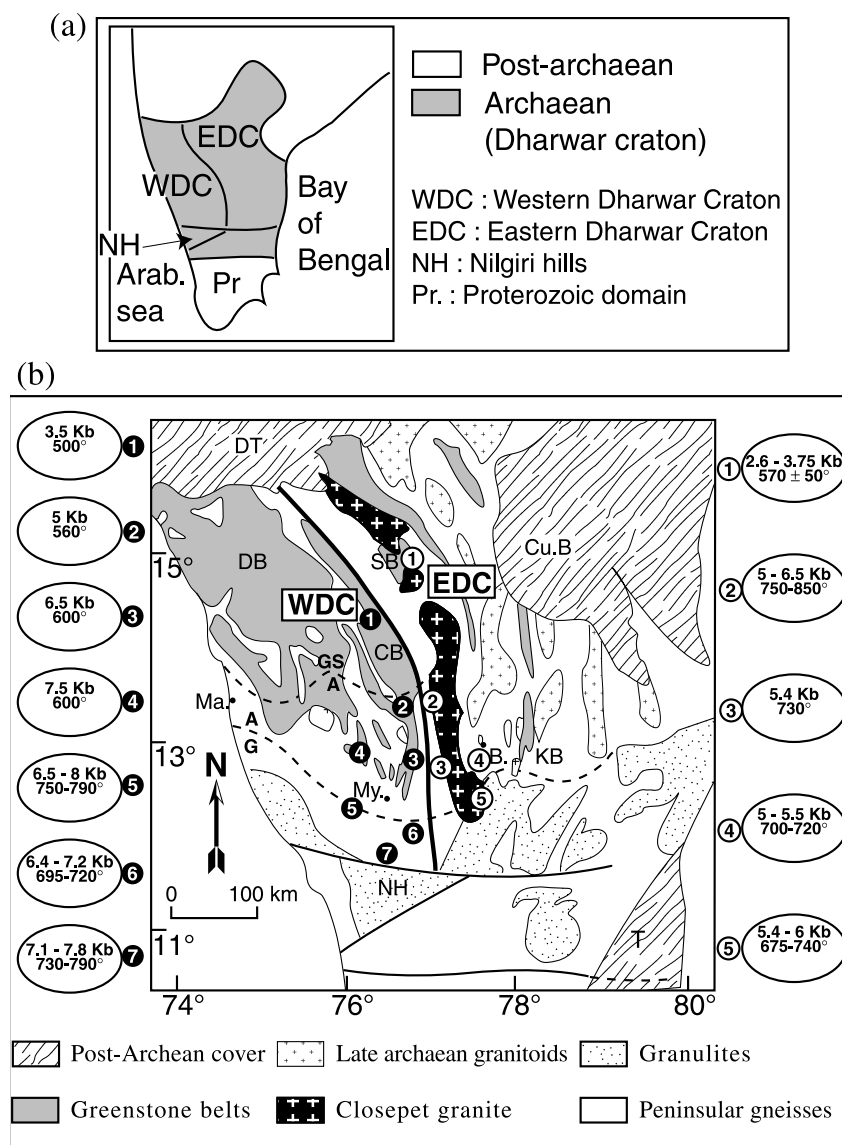


FIG. 6.1 – (a) Localisation sketch map showing the position of the Dharwar craton in South India. The Closepet granite runs along the boundary between EDC and WDC. (b) Simplified geological map of the Dharwar craton. Metamorphic conditions (Moyen et al., 1999) are depicted. Abbreviations: Cities: My: Mysore; Ma: Mangalore, B: Bangalore. Archaean terrains: SB: Sandur Schist Belt; DB: Dharwar Schist Belt; CB: Chittradura Schist Belt; KB: Kolar Schist Belt; NH: Nilgiri Hills granulitic block. Post-Archaean cover: Cu.B: Cuddapah basin (Proterozoic); DT: Deccan Trapps (Cretaceous); T: Tertiary sedimentary cover.

6.2.2 A crustal cross-section

Based mainly on metamorphic data, the Dharwar craton as long been recognized as a natural crustal cross-section (e.g. Pichamathu, 1961; Rollinson et al., 1981). This

conclusion is based on a set of geological evidences, that has been summarized by Moyen, 2000:

- The peak metamorphic conditions progressively evolve from greenschist facies (2-3 Kb, 450° C) in the North, to gra-

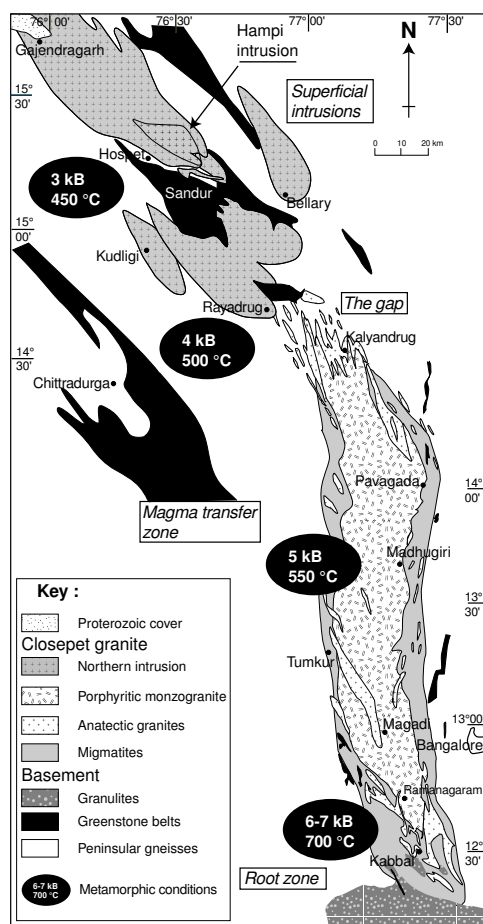


FIG. 6.2 – Geological map of the Closepet batholith, showing the peak metamorphic conditions as estimated by several authors (compilation in Moyén et al., 1999; Moyén, 2000). The Closepet granite extends nearly 400 km from South to North. Its southernmost part intrudes granulite-facies gneisses, whereas its northern extremity is surrounded by lower-greenschist facies gneisses, and finally disappears under Proterozoic sediments. A “magmatic gap” separates a southern, heterogeneous part mainly made of porphyritic monzogranite with subordinate anatectic granites and clinopyroxene-bearing monzonite, and a northern part made of several homogeneous intrusions of generally finer-grained granites.

nulites (7–8 Kb, 700° C) in the South, which corresponds to about 15 km of vertical cross section.

- The field relationships between the Clo-

sepet granite and its gneissic basement denote the same pattern: in the South, the Closepet granite progressively grades to gneisses through a 10 km-wide migmatitic zone (Friend, 1984; Jayananada, 1988; Newton, 1990; Moyén et al., 1999) whereas in the North, the contacts are sharp and intrusive between the granite and an unmigmatized gneissic basement (Chadwick et al., 1996; Moyén et al., 1999).

- In addition, the deformation field mapped by Bouhallier et al. (1995); Chardon et al. (1996, 1998) in greenstone belts has been interpreted in term of similar structures observed at contrasted structural levels.

The horizontal distance between the deepest and uppermost levels is about 400 km. Consequently, the dip of the erosion surface (relative to the Archaean geometry) is about 2°. This small angle is within the error on structural measurements, such as no corrections for tilting are needed when discussing the geometry and structure of the whole batholith.

6.2.3 The Closepet Batholith

The Closepet batholith (fig. 6.2) is a 400 km-long, elongated body. It consists in two main parts, separated by a “magmatic gap”:

- In the South, a *main mass* is chiefly made of porphyritic monzogranite, with subordinate anatectic granite and large enclaves of clinopyroxene-bearing monzonites;
- To the North, the *northern intrusions* are granitic, elliptic intrusions.

In between, *the gap* features a network of granitic dykes intruding the Peninsular Gneisses, and connecting both parts of the Closepet batholith.

The main mass of Closepet granite strikes nearly north-south, whereas the northern intrusions follow a NW-SE direction. It is not known if this is an original direction or if the whole northern area has been rotated more recently, possibly as a consequence of the Himalayan collision and the associated deformation of the Indian plate.

Based on field work, Moyen et al. (1999) further subdivided the Closepet “main mass” as follows:

- The southernmost zone (South of 13°N) is regarded as a *root zone*; there, a mantle-derived melt intrudes the gneissic crust and interacts with it, thus generating a large variety of magmas, with contrasted geochemistry (monzonite to granite) Enclave and phenocryst loads are highly variable as well, leading in a wide range in both viscosity and density.
- The *transfer zone* (13°N to the gap) is a zone of magma ascent and emplacement, which was channelized in narrow zones, that later localised the deformation during the cooling of the batholith. These zones now appear as extremely deformed and enclave-rich, within an otherwise homogeneous, poorly deformed granite.

In the root and transfer zones, the most common facies (Jayananda et al., 1995) is a porphyritic monzogranite, made of 2–5 cm phenocrysts of K-feldspar in a matrix (1–3 mm) of plagioclase (An₂₀), scarce K-feldspar, quartz, biotite and amphibole. Accessory minerals are common; they are mainly sphene, apatite magnetite and ilmenite (Moyen, 1996). Both oxydes are early in the crystallization sequence.

In contrast, the intrusions of the Northern zone are generally made of an equigranular, fine- to medium-grained (0.5–3 mm) granite, with K-feldspar, plagioclase (An₂₀), quartz and biotite. Oxydes are observed; here too, they cristallized early. Enclaves and phenocrysts are nearly absent. This suggests that the granite of the northern intrusions emplaced as true and homogeneous liquids, without any foreign element. Since the composition of this liquid corresponds to that of the differentiated facies of the main mass (Moyen et al., 1999; Moyen, 2000), it is assumed that this facies represent filtered liquids extracted from the heterogeneous main mass. The “magmatic gap” would then correspond to the rheological interface between the ductile lower crust and the brittle upper crust, where magma ascent was stopped and only the less viscous (i.e., differentiated and enclave-free)

magmas were able to rise through a network of dykes.

6.3 Methodology

Different methods have been used to characterize the structure of the Closepet granite at all scales.

6.3.1 Field work

East-West cross sections have been performed across the Closepet granite, all over its length. About 200 outcrops have been visited. In the main mass, foliation plane and shear zone orientations have been easily measured, as the granite is mainly porphyritic. However, in the Northern intrusions, made of equigranular and isotropic granite, it was not possible to recognize any structure with naked eye.

6.3.2 Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS)

AMS has been used to confirm and precise field data. It has long been demonstrated (Graham, 1954; Ellwood and Whitney, 1980; Borradaile and Henry, 1997, and references therein) as a valuable tool to characterize the fabric in granitic rocks, especially when no mesoscopic fabric is visible on the field. Sixty-five oriented rock samples (each about 1 dm³ in volume) have been taken from different places in the Closepet granite. In some cases, several samples have been taken in the same site (e.g. BH 75, BH 76). Twenty samples come from 3 parallel cross-sections in a single, well-identified intrusion of the Northern part of the Closepet, the Hampi intrusion (fig. 2); the forty remaining samples have been taken all along the main mass of the Closepet. In the laboratory, each sample was processed using the method described by Bouchez (1997):

- 3 to 5 cores (2.5 cm in diameter, with variable length) were extracted from each sample.
- Each core was oriented in reference to the geographic frame and cut in small cylinders (2.2 cm in length), yielding 3 to 8 specimens from each sample.

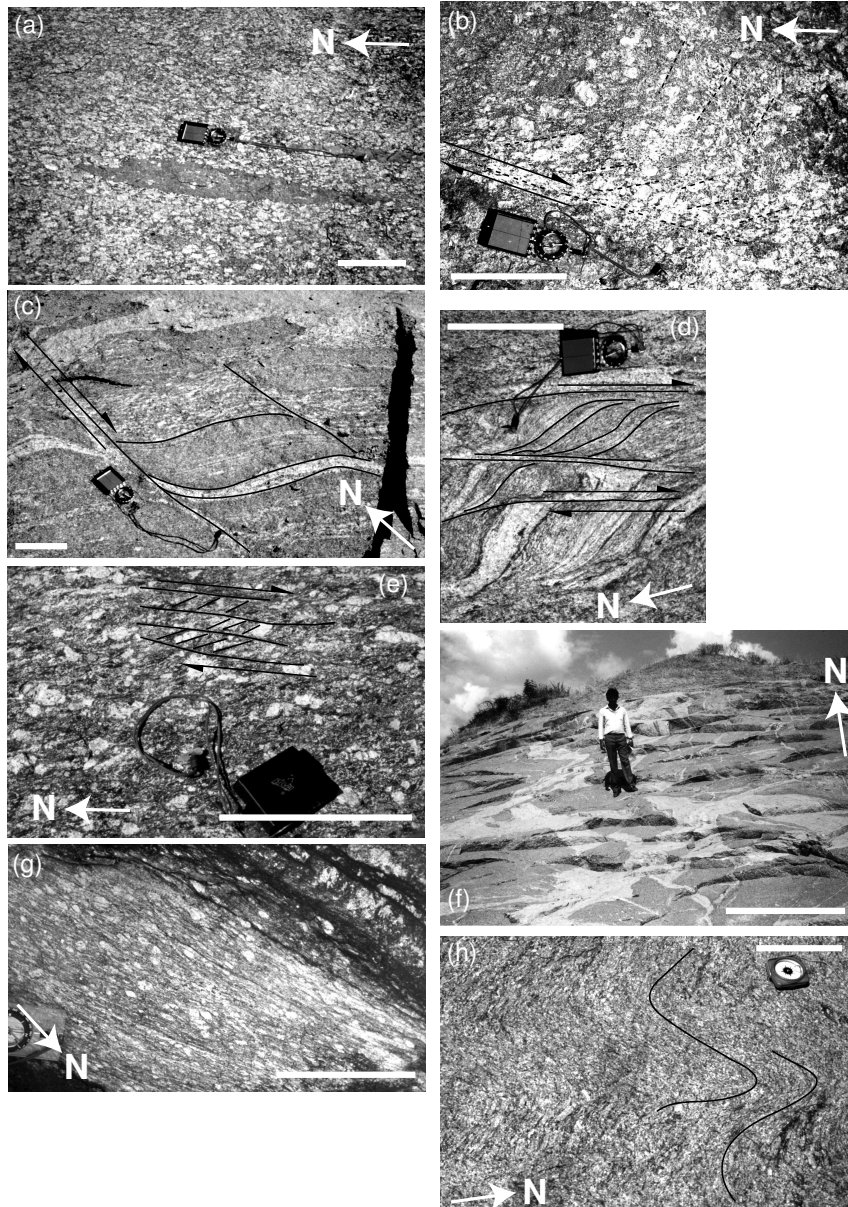


FIG. 6.3 – Outcrop pictures exemplifying the different deformation-related features within the Closepet granite. Bar scale is 20 cm on all pictures except (e) (2 m). All pictures on horizontal planes, except (f) and (g) (oblique surface) (a): A well-defined foliation is underlined by preferred orientation of MFK, enclaves flattening and schlierens (Site BH 13, 7 km E of Ramanagaram). (b): MFK are reoriented in N20 in a syn-magmatic shear zone cutting across the N160 foliation (BH 76, 10 km N of Ramanagaram). (c): Magmas mixing between different facies draw a N120 foliation which is cut by a late, N10 shear zone invaded by aplite-pegmatitic pink granite (BH 75, 5 km N. of Ramanagaram). (d): Foliation and shear zones in migmatites around the Closepet granite (BH 74, Eastern margin of Closepet granite, Tumkur-Bangalore road). (e): C/S fabric in the porphyritic granite (BH 100, Pavagada quarry). (f): Magmas mingling in the root zone causes desorganisation of the foliation (BH 75, 5 km N of Ramanagaram; same outcrop as (c)). (g): High-strain shear zone inducing orthogneissification of the porphyritic granite (BH 173, Western margin of Closepet granite, West of Magadi). (h): Folded foliation in porphyritic monzogranite (BH 268, 1 km W of Madakasira).

- Each specimen was measured in the laboratory for bulk magnetic susceptibility and anisotropy of magnetic susceptibility, using a kappabridge KLY-2 susceptometer (AGICO, Brno) (low alternative inducing field: $4 \cdot 10^{-4}$ T, 920 Hz). Sensitivity is better than $5 \cdot 10^{-8}$ SI units. Results are presented in terms of both magnitude and orientation of the main axes (K_1, K_2, K_3) of the AMS ellipsoid in Table 6.1.

Magnetic susceptibilities are generally very high, ranging from 1.1×10^{-3} to 1300×10^{-3} S.I. units in the main mass, and from 15×10^{-3} to 140×10^{-3} S.I. units in the northern shallow intrusions. Their respective mean magnetic susceptibilities are 233×10^{-3} and 57×10^{-3} S.I. respectively. In the sole porphyritic facies of the main mass, the values range from 92 to 670×10^{-3} S.I., with a mean bulk susceptibility of 280×10^{-3} . These values are the highest measured so far in a felsic to intermediate plutonic rock. These high values can be interpreted in terms of dominant ferromagnetic behaviour (Rochette, 1987; Rochette et al., 1992), due to the presence of abundant magnetite, a common case in I-type granitoids (Ishihara, 1977). Moreover, there is a rough correlation between the petrographic type and the magnetite content, and hence the bulk susceptibility (Dél  ris et al., 1996). The highest susceptibility values are observed in the monzonite and in the restite-rich anatectic granites, whereas the lowest values correspond to the leucocratic granites of the northern intrusions and to some anatectic granites. The magnetic fabric of magnetite-bearing (ferromagnetic) granites strongly depends on the grain shape fabric (and possibly some distribution anisotropy) of primary magnetite grains (Grégoire et al., 1995; 1998). It is generally similar to the overall petrofabric of the rock (Launeau and Cruden, 1998). In the Closepet batholith, magnetite appears as early (sub)automorphic, isotropic to slightly elongated, grains. The magnetic fabric is therefore coaxial with the mineral fabric, as demonstrated by the comparison with field data. K_1 is the magnetic (or mineral) lineation and K_3 is the perpendicular to the magnetic (or mineral) folia-

tion plane. Since it has been demonstrated that the magnetic fabric is a good approximation of the mineral fabric, magnetic fabric can be explained in terms of magmatic flow and emplacement history. Anisotropy parameters can be calculated, e. g. the anisotropy degree $P = (K_1/K_3) - 1$ and the Flinn parameter (related to the shape of the AMS ellipsoid).

6.3.3 Microstructures

Study of the microstructures in thin sections was sometimes necessary, in addition to field data, in order to precise at what stage (i.e. supra- or subsolidus) of the magmatic evolution the magnetic or mineral fabrics have been acquired.

6.3.4 Remote sensing

Remote sensing has long been used to characterize strain patterns in the upper crust (e.g. Tapponier and Molnar, 1977); more recently, it was demonstrated that it is also a powerful tool to map large-scale ductile structures (Drury and Holt, 1980; Martelat et al., 1995; Bouhallier, 1995). Two multispectral images acquired by the satellite SPOT over the southern part of the main mass were used: scene 215-324 from 14-05-89 and scene 215-325 from 14-05-89. For each image, the three monochromatic channels were treated by dynamic stretching (Rosenfeld and Kak, 1982). A colored composition was then build and corrected for geometric deformations due to the orbital path of the satellite. No further processing was performed, and images were then redrawn for tracing of the main lineaments and interpretation after assembly (see below). Martelat et al. (1995) discussed the possible origin of the SPOT signal in relation to field structures, in a comparable high-grade terrane from a dry tropical area with scarce vegetation (Madagascar). They concluded that the signal is mainly due to lithologic contrasts parallelized with the foliation planes (tectonic transposition), and thus interpreted the SPOT trails in term of foliation strikes or ductile shear zones. Besides, geological contours were also drawn from (i) previously published maps (Jayananda et al., 1995; Moyen et al., 1997) (ii) our field work and (iii) color or textural differences observed

6.3. METHODOLOGY

Sample	Nb of measures	GPS localization		Km	K1m	K2m	K3m	P%	L%	Flinn's parameter	Lineation	Foliation	a(K1)	a(K3)	St			
Main mass (South of the gap)																		
Root zone																		
Porphyritic monzogranite																		
BH075C	7	12°44'06	77°15'22	95,6	105,4	92,3	89,2	15,7	12,3	3,61	194	12	174	41	W	2,3	10,8	4,6
BH076B	7	12°44'34	77°16'68	671,8	739,9	687,4	588,2	25,2	7,5	0,42	342	6	160	85	W	4,2	2,2	4,3
BH081C	4	13°20'21	77°12'69	138,5	155,1	134,2	126,3	20,5	14,2	2,22	58	0	57	73	S	1,6	4,2	2,9
BH082A	6	13°20'94	77°09'35	109,6	122,8	110,1	95,8	24,6	10,2	0,71	154	36	81	37	S	2,7	2,5	4,3
BH084A	4	12°55'45	77°10'12	191,1	220,6	183,7	169,1	28,1	18,7	1,97	179	24	8	66	E	1,8	3,9	5,1
BH168A	7	12°57'64	77°12'66	237,5	271,9	234,8	206,0	30,0	14,9	0,99	179	33	6	82	E	2,2	2,8	3,7
				av: 240,7				av: 24	av: 13	1,65								
Anatectic facies																		
BH071A	4	12°45'09	79°25'15	0,3	0,3	0,3	0,3	0,5	0,2	0,63	349	7	161	51	E	2,7	1,8	2,8
BH072A	6	12°29'72	77°22'67	80,1	89,4	84,4	66,4	28,6	5,1	0,22	169	16	177	62	E	4,2	1,2	3,8
BH074A	6	12°46'08	77°20'75	28,5	34,5	30,6	20,5	40,7	8,6	0,27	15	34	2	79	E	3,4	1,3	5,5
BH075B	4	12°44'06	77°15'22	701,8	831,1	660,5	613,6	34,7	25,3	2,70	339	9	156	67	E	1,7	5,7	5,2
BH075D	6	12°44'06	77°15'22	1561,4	1693,9	1559,5	1430,9	18,2	8,5	0,88	85	4	86	85	N	5,3	4,6	6,6
BH076A	4	12°44'34	77°16'68	56,4	65,9	58,7	44,8	35,9	9,9	0,38	353	2	173	83	E	3,2	1,6	5,6
BH078A	4	12°50'79	77°10'83	1347,5	1538,7	1390,0	1114,0	37,7	10,6	0,39	19	53	65	62	N	3,6	1,6	5,4
				av: 539,4				av: 28	av: 9,7	av: 0,78								
cpx-bearing monzonite																		
BH075A	7	12°44'06	77°15'22	1243,6	1355,0	1322,5	1053,4	28,2	2,4	0,09	323	65	92	70	N	9,0	1,0	2,4
BH083A	4	12°54'31	77°09'43	396,7	427,0	399,8	363,2	16,9	6,6	0,63	69	23	47	40	S	3,7	2,6	3,2
BH084B	6	12°55'45	77°10'12	66,0	74,7	62,9	60,5	19,0	15,4	4,27	178	11	172	64	W	1,5	7,2	4,2
				av: 568,8				av: 21	av: 8,1	av: 1,67								
				432,9				averages for root zone	25,0	10,6	1,27							
Transfert zone																		
Porphyritic monzogranite																		
BH086A	7	13°37'46	77°16'69	614,6	676,3	643,7	523,9	28,3	5,0	0,21	82	28	126	33	N	9,3	1,1	3,0
BH089A	6	13°40'04	77°11'12	215,7	248,6	217,6	181,0	34,6	13,4	0,63	236	6	128	44	N	1,9	1,7	3,0
BH090B	5	13°40'53	77°09'68	151,7	178,7	156,6	119,9	43,9	13,0	0,42	2	30	160	60	E	3,8	2,1	6,5
BH094A	4	13°51'10	77°06'56	131,2	145,9	129,2	118,4	20,7	11,6	1,28	234	2	57	40	S	2,2	3,4	3,2
BH095A	7	13°52'62	77°10'19	169,0	197,4	176,6	133,0	43,8	10,9	0,33	173	6	180	68	E	3,1	1,4	5,4
BH098A	3	14°06'65	77°18'99	228,5	276,0	230,7	178,7	50,5	18,5	0,58	224	20	67	42	S	2,1	1,7	4,9
BH099A	6	14°07'13	77°18'60	296,6	355,8	305,2	228,7	52,3	15,8	0,43	194	14	17	77	E	2,8	1,8	7,3
BH100E	5	14°06'64	77°17'26	481,3	576,1	472,6	395,2	44,2	21,3	0,93	76	0	76	46	N	2,3	2,9	6,5
BH108B	8	14°10'43	77°04'68	126,9	143,0	125,4	112,4	24,2	12,6	1,08	6	8	179	51	E	2,1	2,8	3,3
BH110E	5	14°30'51	77°11'63	603,8	677,7	623,5	510,1	32,0	8,5	0,36	178	8	5	64	E	7,4	3,6	7,4
BH113A	4	14°29'58	77°02'59	393,9	471,2	418,8	291,8	58,6	12,1	0,26	175	2	12	89	E	3,0	1,2	7,1
BH265	6	14°03'15	77°06'58	122,4	14,4	12,1	10,3	16,9	8,8	1,10	184	3	5	54	E	1,6	2,0	4,3
BH268	5	13°56'85	77°15'05	471,6	58,5	46,7	36,3	44,1	19,4	0,79	140	13	166	29	E	1,8	2,0	5,3
BH269	8	13°57'29	77°12'54	257,4	31,1	25,1	21,0	28,7	15,3	1,13	10	3	10	81	E	1,3	1,9	4,2
BH271	4	14°00'84	77°07'98	92,1	10,1	9,3	8,2	8,7	3,8	0,76	0	2	178	53	E	2,9	2,8	3,0
BH277	5	14°10'56	77°15'83	146,6	16,5	14,6	12,9	13,6	6,5	0,93	159	16	171	53	E	2,1	2,1	3,6
BH280	5	14°16'59	77°11'02	494,8	58,8	51,3	38,3	39,1	11,4	0,41	87	18	145	23	E	3,1	1,5	5,4
				av: 294				av: 34,4	av: 12,2	av: 0,69								
Anatectic facies																		
BH080C	4	13°10'34	77°17'16	641,3	821,1	605,7	497,2	63,4	34,8	1,21	341	19	169	69	W	1,4	2,8	5,6
BH081A	4	13°20'21	77°12'69	4,3	4,9	4,4	3,7	6,9	2,9	0,72	183	0	4	63	E	3,7	2,0	4,0
BH090A	7	13°40'53	77°09'68	188,9	228,1	180,6	158,0	40,8	24,4	1,49	254	30	59	60	N	1,2	2,7	4,2
BH111A	4	14°31'57	77°05'78	1,1	1,2	1,1	1,1	0,7	0,3	0,69	226	7	53	73	S	4,8	3,5	1,9
BH115A	2	14°27'65	76°59'57	300,0	361,1	285,0	253,8	40,1	25,5	1,74	343	3	136	11	W	1,0	2,4	3,3
BH115B	2	14°27'65	76°59'57	339,4	397,7	330,4	290,0	35,4	19,5	1,23	156	20	16	30	E	1,3	2,3	4,0
BH290	4	14°41'44	76°51'77	44,2	5,2	4,4	3,6	8,8	4,2	0,92	158	49	168	80	E	2,0	2,1	3,9
				av: 217				av: 28	av: 15,9	av: 1,14								
				271,5				32,5	13,3	0,82								
North of the Gap																		
Hampi intrusion																		
BH307	6	15°19'11	76°28'81	50,4	5,3	5,1	4,7	3,5	1,2	0,50	132	19	121	61	S	5,4	2,4	2,5
BH308	4	15°19'42	76°29'61	28,3	3,0	2,9	2,6	2,7	1,0	0,55	163	58	136	74	W	4,0	2,1	3,7
BH309	4	15°19'47	76°30'05	15,2	1,6	1,6	1,3	2,0	0,4	0,26	281	70	130	82	S	11,8	1,9	3,4
BH310	4	15°19'71	76°30'82	34,9	3,8	3,6	3,0	5,0	1,2	0,33	146	13	143	82	W	4,4	1,4	2,8
BH311	3	15°20'71	76°31'41	30,0	3,2	3,0	2,8	2,7	1,6	1,37	148	11	151	77	E	3,7	5,7	3,1
BH312	4	15°21'89	76°32'20	33,2	3,7	3,4	2,9	4,6	1,4	0,46	157	12	163	87	E	4,2	1,9	3,5
BH313	6	15°22'15	76°33'68	15,3	1,7	1,6	1,3	2,7	0,8	0,40	331	26	151	90	E	3,2	1,6	3,2
BH315	5	15°21'21	76°24'90	53,0	6,2	5,2	4,5	9,2	4,8	1,12	321	2	140	82	W	2,1	2,7	4,7
BH316	4	15°20'92	76°27'25	74,0	8,4	7,3	6,5	9,3	5,3	1,29	155	5	156	85	E	2,7	3,4	4,8
BH319	5	15°21'42	76°28'54	69,0	7,6	7,0	6,1	7,5	2,8	0,58	140	32	146	81	E	2,5	1,5	3,5
BH320	4	15°21'71	76°29'58	75,6	8,4	7,6	6,7	8,6	3,9	0,84	140	12	143	76	E	1,7	1,6	3,1
BH321	4	15°22'99	76°30'79	146,2	15,9	15,0	13,0	10,9	3,2	0,41	358	5	175	64	E	2,9	1,3	3,3
BH322	4	15°24'15	76°32'03	94,2	10,6	9,7	7,9	12,7	3,9	0,44	117	0	118	90	N	2,8	1,4	3,2
BH324	5	15°25'08	76°20'18	86,2	9,1	8,8	8,0	4,8	1,3	0,39	338	1	158	52	W	11,5	2,1	2,2
				av: 53,7				av: 5,7	av: 1,9	av: 0,64								
Surrounding pink granites																		
BH129A	4	15°32'94	76°23'06	243,0	284,0	247,6	197,5	40,9	13,9	0,52	205	75	154	78	W	2,5	1,9	4,9
BH306	4	15°17'95	76°26'75	95,1	10,8	9,4	8,4	10,7	6,1	1,33	157	33	18	44	E	1,4	2,0	2,5
BH314	5	15°21'00	76°20'54	232,1	25,8	23,2	20,6	15,1	6,9	0,85	149	11	153	70	E	1,9	2,0	3,0
BH315	6	15°20'84	76°21'47	67,2	7,2	6,6	6,4	4,2	2,9	2,40	166	15	154	70	W	1,7	4,6	2,3
BH316	5	15°20'87	76°23'18	85,2	9,4	8,3	7,9	6,8	4,9	2,57	151	7	151	82	E	2,1	6,2	3,2
BH323	4	15°24'68	76°19'60	58,0	6,2	5,8	5,4	4,4	2,1	0,94	159	12	160	84	E	2,9	2,6	2,2

on the images. Further North, we used "quicklooks" (low-resolution images) provided by SPOTimage.

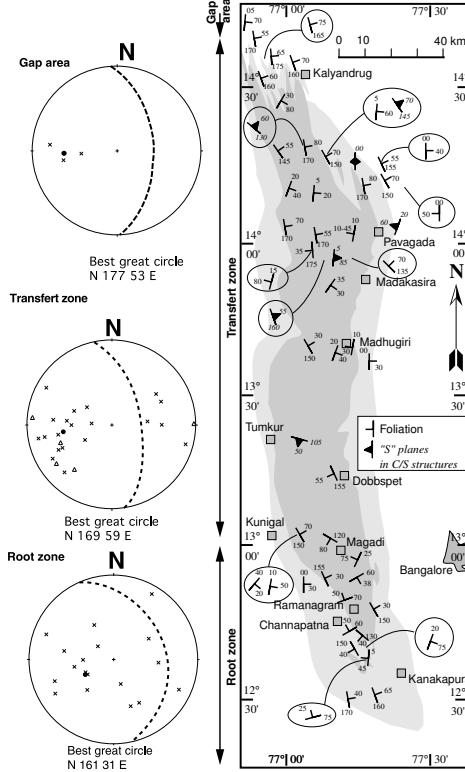


FIG. 6.4 – Map of the foliation plane and *S* planes in *C/S* structures in the main mass of the Closepet granite. Stereograms are Schmidt equal area projection, lower hemisphere. Foliation is rather chaotic in the root zone, but better organized in the transfer zone. Foliation planes: \times ; *S* planes: \triangle ; pole of the best great circle: \circ .

6.4 Structural data

6.4.1 Main mass

Field data

The following features were recognized in the field (fig. 6.3):

foliation

- a planar disposition of K-feldspar phenocrysts in the porphyritic granite, cor-

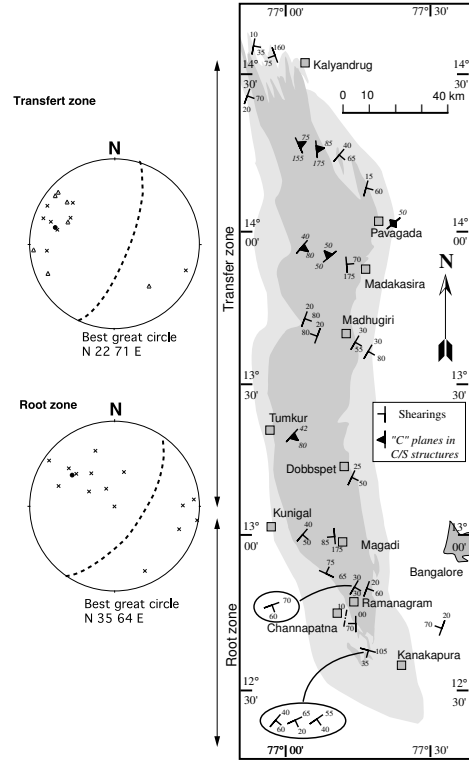


FIG. 6.5 – Map of the shear zones and *C* planes in *C/S* structures in the main mass of the Closepet granite. Stereograms are Schmidt equal area, lower hemisphere. Symbols as in fig. 6.4.

responding to a mineral foliation acquired at the magmatic stage (fig. 6.3 a);

- more or less elongated microgranular mafic enclaves;
- schlierens of mafic restitic (mainly biotite) minerals (in the anatectic granite only)
- occasional folds with a metric wavelength (fig. 6.3 h) and a subhorizontal axis.

In some places, the magmatic foliation in the porphyritic facies locally reaches orthogneissification state, indicating that magmatic to solid-state deformation (Gapais, 1989) has been active throughout the cooling of the granite. In thin section, these samples display grain size reduction, undulose extinction, and a pronounced preferred orientation of biotite and hornblende.

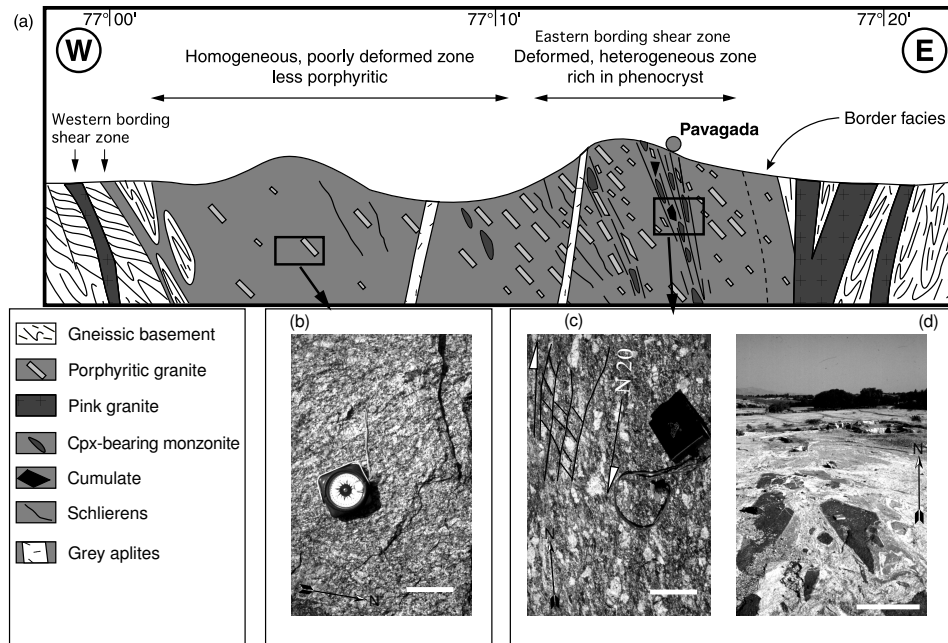


FIG. 6.6 – (a): Cross-section in the Closepet granite at the latitude of Pavagada (14°N). It is mainly made of a weakly porphyritic granite with occasional C/S fabric or shear zone, but in one area located close to the Eastern boundary of the Closepet, a high-strain zone is rich in enclaves of all kinds, originating in the deeper crustal levels. (b): Slightly porphyritic, homogeneous granite (BH 271, 20 km West of Pavagada). (c): C/S fabric (BH 100, Pavagada quarry). (d): enclave-rich corridor (BH 100, Pavagada quarry, looking North). Scale bar is 10 cm in (b) and (c), and 1 m in (d). (b) and (c) are picture of an horizontal plane.

Shear zones Syn- to late-magmatic shear zones were also recognized in the field as K-feldspar megacryst reorientation zones (fig. 6.3 b). In some places, C/S structures (fig. 6.3 d, e) developed before full crystallization or at the solid state (Berthé et al., 1979; Gapais, 1989). Depending on their temperature of formation, the shear zones are invaded by late veins of aplite-pegmatitic pink granites showing diffuse contact with their uncompletely crystallized host rocks (fig. 6.3 c), or they are occasionally filled by epidote, indicating that shearing was still active down to greenschist facies conditions. The shear zones are irregularly spaced, about 1–10 meters apart from each other. The apparent horizontal displacement ranges between 10 cm and 1 m (fig. 6.3 c).

Spatial disposition Maps of foliations and shear planes are presented in Fig. 6.4 and

6.5 respectively. Both structures display a regular pattern, that can be observed all along the main mass of the granite, with only minor changes between the root and the transfer zone. Foliations strike broadly north-south with a medium to steep dip towards the East. The average foliation plane is N159 59 E in the transfer zone. This direction corresponds to the allongement of the main mass of Closepet granite. Actually, the foliation show more scattering in the root zone, possibly due to the moulding of metric mafic blobs in numerous mingling areas (fig. 6.3 f).

The shear planes strike NE to NNE and dip steeply to the east (fig. 6.5). The orientation of the shear planes with respect to the foliation planes, as well as the dragging effects on the foliation planes indicates a dextral strike-slip component. Unfortunately, it has been very difficult to measure mineral lineations in the field and lack of determination of the stretching direction hinders any kine-

matic interpretation. AMS determination enabled to overcome this difficulty (see below).

All these structures are ubiquitous and can be observed in all granitic facies and also in the migmatitic cortex of the Closepet granite. Nevertheless, in the transfer zone, strain is concentrated in the narrow (0.1–1 km), enclave-rich channels that have been described by Moyen et al., 1999 (fig. 6.6). These channels show a conspicuous solid-state foliation, often parallelized with the ubiquitous, solid-state shear zones. Outside the deformed zones, the Closepet granite consists in a porphyritic facies with a magmatic foliation and few or no shearing, except for some very localized (1–10 m wide) shear bands.

AMS data

Magnetic foliation and lineation map is presented figure 6.7. The projection diagrams and the calculated tensorial averages show a broad consistency between the magnetic foliations and the planar structures recognized in the field. Actually, the magnetic foliation strike stands at about 10° from the field foliation, whereas foliations dips are even much closer (at least in the transfer zone, where field data appear more regular). AMS measurements provide important new constraints, as they enable to determine the lineations (K_1 axis), that were impossible to measure in the field. Lineations are north-south and sub-horizontal with a tensorial average at N182 3S (fig. 6.7 and tab. 6.1) for the whole “main mass”. This is a key point to discuss emplacement kinematics.

To confirm the reliability of AMS as a tool to unravel the fabric of granitic rocks, we studied in detail the geometric relationships between AMS and field fabric for individual sites. The magnetic fabric is generally well defined: the angular departure between individual measurements of both K_1 and K_3 and their tensorial averages for a single sample never exceeds 10° , and the average angular departure is 3.0° for K_1 , and 2.7° for K_3 (see Table 6.1). The different observed situations can be described as follows (fig. 6.8):

- (i) In some cases, there is a good agreement between field and AMS data (e.g. BH 265 and 269, from the transfer

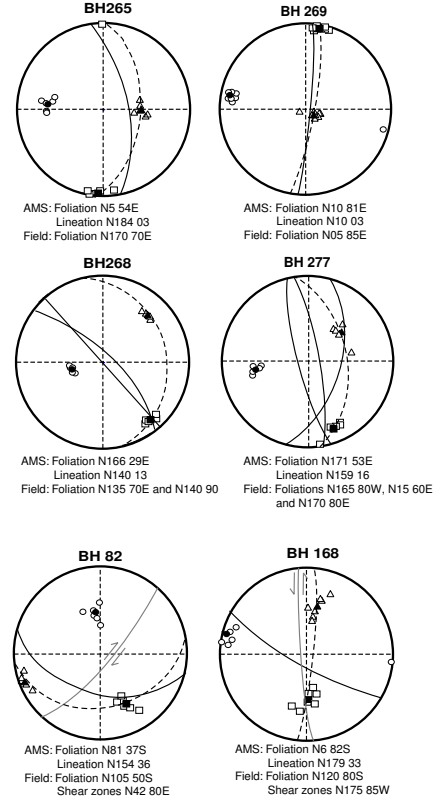
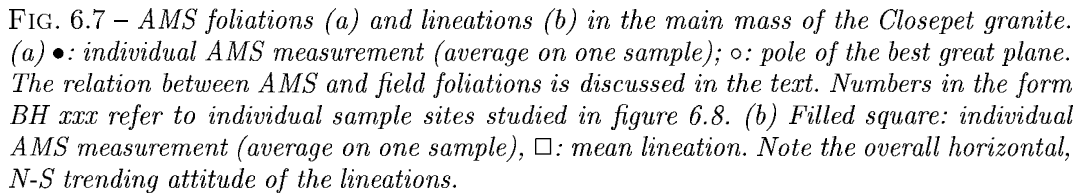


FIG. 6.8 – Comparison between AMS and field data. Stereograms are Schmidt equal area projection, lower hemisphere. In all stereos, AMS foliation is represented by dotted line; K_1 , K_2 and K_3 are respectively squares, triangles and circle; hollow symbols are individual measurements, while filled symbols are averages for one sample. Black line: foliation as measured on the field; Thick grey line with motion sense: shear zone as measured on the field. Site localisation on figure 6.7. In site BH 265 and BH 269 (20 km W of Pavagada), AMS and field data are in good agreement within the standard error of AMS (and the error on field measurement). In sites BH 268 and 277 (1 km W of Madakasira and 10 km N of Pavagada, resp.), where the foliation was observed in the field as affected by folds (see fig. 6.3 h), all field as well as AMS data cross in the same area, corresponding to the AMS lineation. In sites BH 82 and 168 (2 km E of Tumkur, and 5 km W of Magadi resp.), the AMS foliation lies in between field foliation and shear zones.



zone), and the difference between the two planes is within the measurements accuracy (about 4° for AMS — see Tab. 6.1, and $5\text{--}10^\circ$ for field data). This means that AMS fabric exactly mimics field fabric. This pattern is frequent in the relatively low-strain zone (see below) of the center part of the transfer zone.

tion is the only significant kinematic indicator, because the foliation is swinging around a zone axis that corresponds to the lineation. This case is common in the relatively deformed zone of the eastern margin of the transfer zone.

- 265

tic foliation roughly coincides with the shear zone measured in the field.

In the main mass, all samples are very anisotropic (P up to 63 %, typically 20 to 40 %: tab. 6.1). These high values are typical of ferromagnetic granitoids with a pronounced magmatic foliation and even of rocks that have been deformed at the solid state (Nédélec et al., 1999; Saint Blanquat and Tikoff, 1997). The highest values characterize the transfer zone. The magnetic fabric is usually planar in this zone, where the Flinn's parameter is generally lower than 1 (average value: 0.82). In the root zone, the AMS ellipsoid is often prolate, as can be seen from an average Flinn's parameter of 1.27. These differences appear even stronger when focusing on the typical porphyritic facies: in the root zone, its average total anisotropy P is 24 % with an average Flinn's parameter of 1.7; whereas the same values are 34 and 0.7 respectively in the transfer zone. Nevertheless, in all samples, it has been possible to define both the magnetic foliation (normal to K_3) and the magnetic lineation (K_1).

Remote sensing

In the two southern satellite images, corresponding to the root zone, two types of regions are observed. The same disposition as also been recognized on the lower resolution "quicklooks" further North (fig. 6.9):

- (i) An anastomosed network of high-strain zones, characterized by elongated patches of rocks of various lithologies, rootless isoclinal folds, and abundant, flexuose, sub-parallel trails.
- (ii) In between the high-strain zones, lower-strain zones display only few lineaments.

Field-measured foliations are in excellent agreement with the scarce lineaments (fig. 6.9) in low-strain areas (difference less than 20°). In high-strain area (e.g. the network of shear zones on the eastern margin), agreement is less good. Nevertheless, the direction of metric or decametric shear zones observed in the field are compatible with the high-strain zones mapped via remote sensing. The two main high strain zones on the E and W border of the Closepet granite, have been reco-

gnized on the field (on a cross-section situated at 13°N approx.) as strongly deformed shear zones (fig. 6.3 g and 6.6). In some cases, the relative disposition of high-strain zones and other lineaments was interpreted in term of motion sense along a strike-slip shear zone (where lineations are horizontal as demonstrated by AMS data)

Large scale structure

Remote sensing (fig. 6.9) and global foliation and lineation attitude allows to decipher the whole Closepet granite structure, which can be subdivided into two kinds of domains:

- High strain zones, mainly located on both margins, which appear to be dextral. The Eastern margin shear zone is more developed and apparently linked to large-scale mass transfer, as demonstrated by the huge amount of deep generalized enclaves found here (Moyen et al., 1999; Moyen, 2000). The primary shear zones are connected by a network of secondary shear zones (either dextral or sinistral).
- In-between, low-strain domains display a relatively well-developped foliation that reorientates every individual element of the batholith. This foliation as an attitude compatible with the overall dextral shearing. Hence, the structure of the whole batholith is a large-scale analog of the C/S fabric seen on the field.

The high-strain zones draw a rather complicated pattern in the southernmost extremity of the batholith: they are wide and abundant; low-strain areas are sparse, and not readily distinguished from high-strain areas. Further North, in the transfer zone, the high-strain zones progressively become thinner and more localized. They are mainly confined in two NNE-SSW trending groups, one on the eastern margin of the Closepet granite, one (less important) on its western margin. Such a disposition has already been described by Jayananda and Mahabaleswar (1991), and is due to strain localization in a colder and, hence, less ductile crustal level.

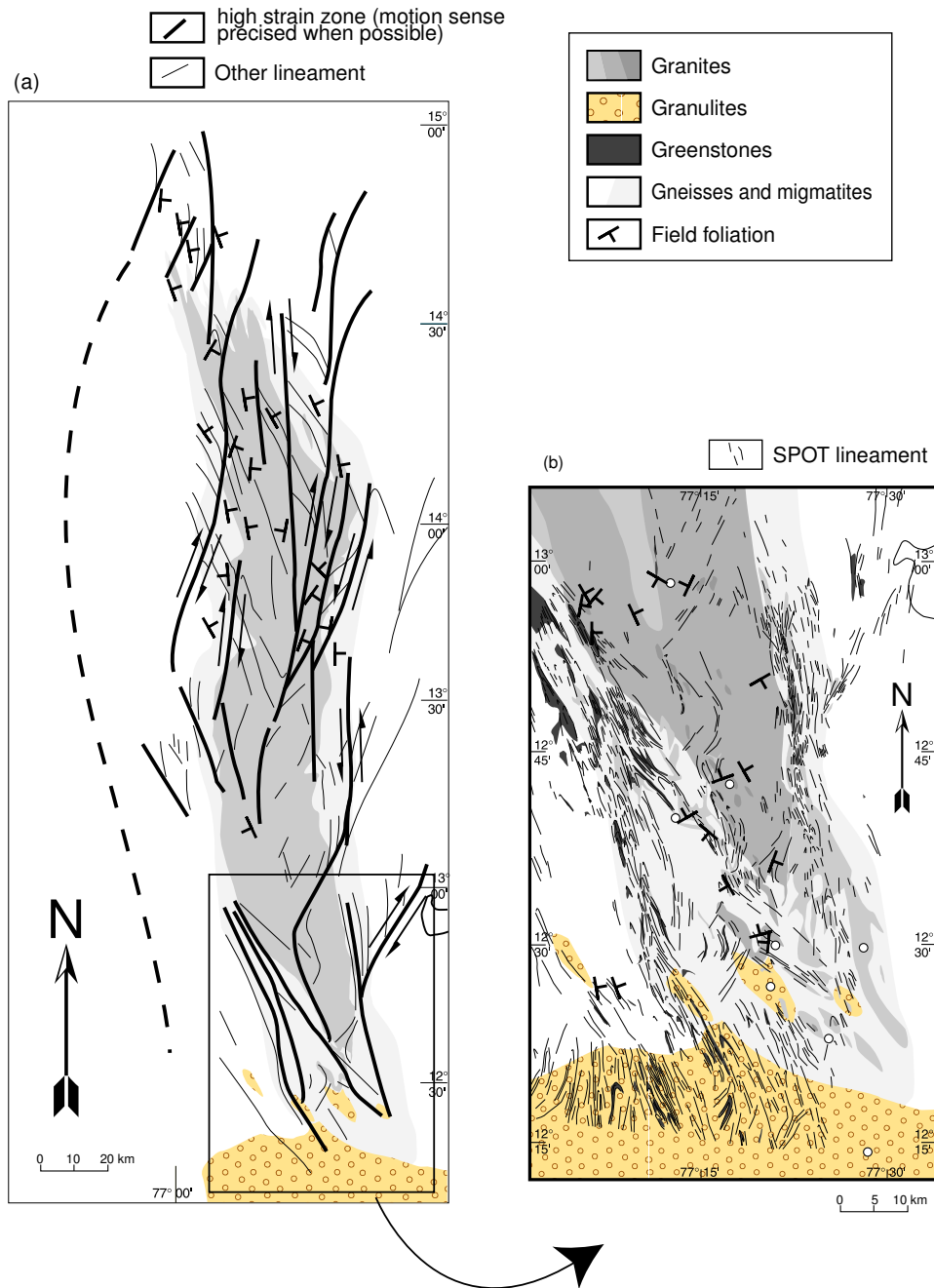


FIG. 6.9 – Results of remote sensing photo-interpretation. (a) Foliation trajectories and probable shear zones in the main mass of the Closepet granite. The Closepet granite is bounded on its eastern margin by an anastomosed network of shear zones, and in the West by a less-defined shear zone. In between, regular lineaments are interpreted as trace of foliation planes. (b) Detail map of the root zone. High strain zones are apparent; they are wider, and do not define clear shear zones as in the North. In both maps, various lithologies are only indicated as different shades of grey. Field-measured foliation planes are also indicated.

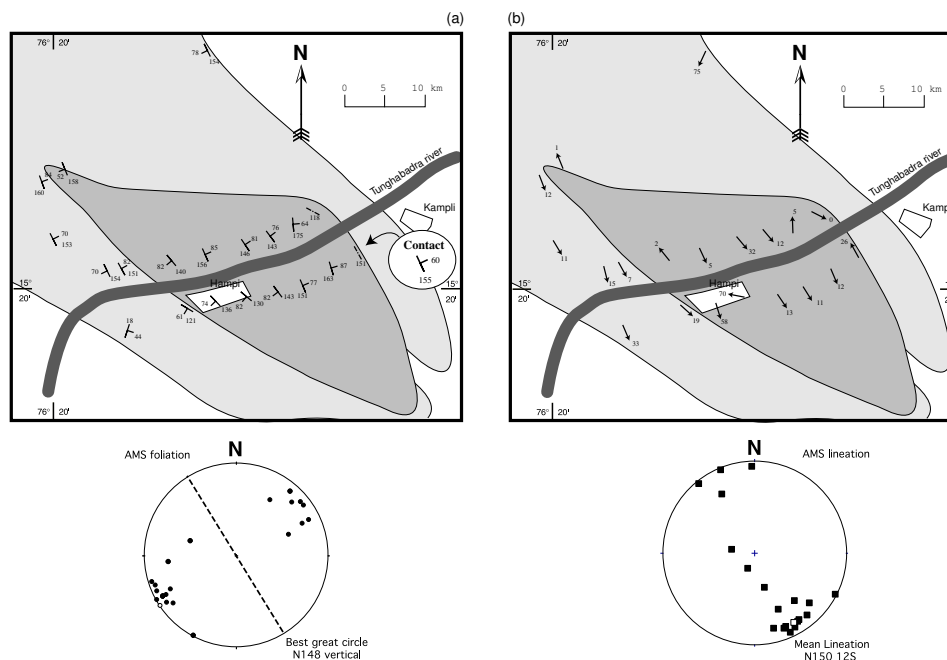


FIG. 6.10 – AMS foliations (a) and lineations (b) in the Hampi intrusion. Symbols as in fig. 6.6. Tunghabhadra river is represented by the SSW-NNE running, heavy line; Hampi intrusion is dark grey, whereas the surrounding, slightly porphyritic pink granite is in light gray. The foliation is regular, with a mean value of N148 vertical and a subhorizontal lineation.

6.4.2 Northern intrusions

Field data

The northern intrusions zone is made of a number of granitic bodies with mutually intrusive relationships. These intrusions (fig. 6.2) are elliptic in shape, with an approximately N135 great axis and an aspect ratio of about 3. Detailed work has been focused on one of this intrusion, located near Hampi ruins (10 km East of Hospet). The Hampi intrusion extends on both banks of Tunghabhadra river; it is elliptic with a N130 great axis about 50 km long, whereas the small axis is about 20 km long. It shows clear, intrusive relationships with the surrounding rocks, which mainly consist in a previously emplaced pink, slightly porphyritic granite. The Hampi intrusion itself is made of an enclave- and phenocryst-free, medium-grained, grey granite. It is perfectly isotropic, both on the field and in thin sections, and no evidence for solid-state deformation were found. The same statements are also valid for the pink

enclosing granite.

AMS data

The magnetic fabric in Hampi intrusion and surrounding granites (tab. 6.1) is nicely defined (average departures on K_1 and K_3 never exceeds 12° ; mean is 4.4° for K_1 and 2.2° for K_3). The magnetic anisotropy degree P can reach 12.7, with an average of 5.7. These values are quite low for ferromagnetic rocks (Archanjo et al., 1992; Bouchez, 2000), which is consistent with the lack of micro- or mesoscopic structures. The magnetic fabric is usually planar, with a Flinn's parameter from 0.2 to 1.4 (average 0.64). Foliation planes (orthogonal to K_3) are well defined, with an average orientation N148 vertical (fig. 6.10), parallel to the great axis of the Hampi intrusion. Except for one sample (BH 309), the lineation is generally well defined, with an average lineation of N150 12S; only one sample (BH308) displays a strongly dipping lineation of 58° , which could be a weak remnant of a structure recording magma ascent above the

feeding zone of the intrusion.

6.5 Discussion

6.5.1 Syn-tectonic emplacement of the Closepet batholith

Field and AMS data clearly demonstrate that the Closepet granite was emplaced within an active strike-slip shear zone, as evidenced by steep foliations and subhorizontal lineations nearly parallel to the long axis of the pluton. Moreover, the consistency of both magmatic and solid-state deformation features demonstrates that this strike-slip tectonics has been active during and after complete crystallization of the magma. Field observations of C/S obliquities and remote sensing data point to a dextral motion. The northern intrusions also emplaced during the same shearing event.

The close spatial and temporal relationships of granite plutons and shear zones may be regarded either as a consequence of shear zone-assisted magma transfer and emplacement or as the result of magma-enhanced strain localization. Vauchez et al. (1997) discussed this alternative and attempted to review discriminant criteria. Indeed, as granite emplacement is restricted to intrusions with large shape ratios located in the vicinity of high strained zones, following their classification the Closepet batholith seems to slightly postdate the beginning of transcurrent tectonics in the Dharwar craton. Besides, the structures in the batholith are always parallel to the solid-state deformation features in the country rocks (as evidenced by field and remote sensing studies).

As the whole Closepet batholith crops out at different crustal levels, providing a “vertical” cross-section about 12–15 km high, it is possible to reconstruct its 3D-geometry. The Closepet granite belongs to the wedge-shaped pluton type recognized by Ameglio et al. (1997), which is characterized by a conspicuous elongation in one direction (L) and a rather large height (h) with respect to the width ($L/h \leq 2$); it was identified in transcurrent tectonic settings. This is clearly the 3D-shape of the main mass. This high shape-ratio, combined with the low angle or

near parallelism between magmatic and solid-state structures in the batholith, implies that the Closepet Batholith underwent a larger strike-slip component of deformation compared to other granitic plutons emplaced in syn-shearing conditions, e.g. the Hercynian granites in the Pyrenées (Gleizes et al., 1997) or the late Pan-African Tesnou granite in the Hoggar (Djouadi et al., 1997).

6.5.2 Magma transfer and emplacement at different structural levels

Data collected at all scales from all structural levels allow to propose an emplacement scenario for the Closepet granite. This batholith emplaced and cooled during the activity of a transcurrent shear zone, but magma transfer and emplacement mechanisms were different depending of the structural level (fig. 6.11).

Root zone

In the root zone, magma is preferentially found in high strain areas. This shows that the relatively dense network of high strain zones helped or controlled magma collection during the early stages of Closepet formation. Magma was either intruded from deeper levels or produced by in-situ melting (Jayananda et al., 1995; Moyen et al., 1997; Moyen, 2000). It appears as sheets and dykes injected along the flattening plane in the ductile shear zones. Only a small number of samples show a steeply deepening lineation, thus the so-called root zone does not display the typical features of a feeder zone. Feeder zones are recognized by the simultaneous presence of subvertical lineations, a peculiar petrography and deepening of the floor of the pluton (Vignerresse and Bouchez, 1997). Such structure has not been recognized in the root zone. This demonstrates that the structures of the root zone have been reorientated by magmatic flow and solid-state deformation under a non-coaxial tectonic regime. Therefore, they were acquired after magma emplacement at this crustal level and they do not witness magma ascent. Actual feeder zones recognition is precluded without additional gravimetric data.

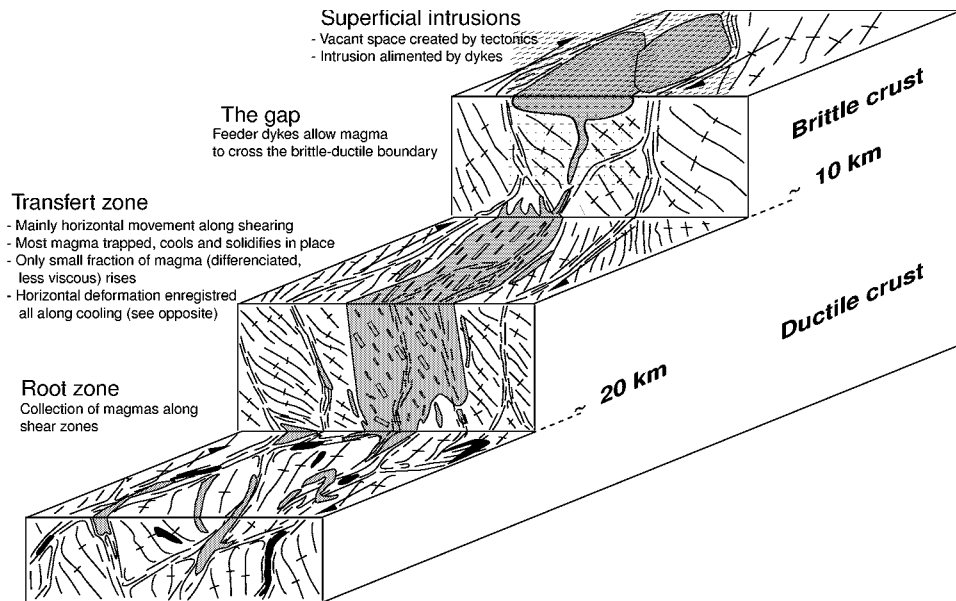


FIG. 6.11 – Diagrammatic representation of the way shear deformation is accomodated by the Closepet granite at different structural levels. Granite is grey; greenstone belts are black and gneisses white. The lines represent flattening planes; rectangle are indicative of the attitude of the phenocryst foliation. In the deep crust, the deformation is accomodated by interlacing of granitic sheets with gneisses and greenstone belt elements in the network of anastomosed shear zones. At mid-crustal levels, localisation of the deformation along narrow shear results in K-feldspar phenocrysts orientation at a low angle with the shear zones. See also fig. 6.12. In the upper crust, tectonically- opened pocket are filled by the granitic liquids.

Transfer zone

The transfer zone is also characterized by the development of a magmatic foliation, shown by the preferred orientation of the K-feldspar megacrysts; it is generally coaxial with the magnetic foliation due to the shape preferred orientation of the magnetite grains. Late-magmatic local shearing is evidenced by reorientation of the K-feldspar megacrysts and, progressively, as the whole batholith cooled, the deformation localized itself in narrow zones, developing C/S fabrics or orthogneissified corridors (fig. 6.12). In this zone, the lineation is always subhorizontal, thus implying a subhorizontal magmatic flow. Together with steep foliations (that are also subparallel to the long axis of the batholith) and the very high shape ratio of the main mass of Closepet granite, all these features are typical of magma emplacement during strike-slip shearing. Brown and Solar (1998) dis-

cussed a similar case and concluded that the transcurrent tectonic setting controls melt transfer in the crust, favouring lateral displacement rather than upward motion. Actually, in the case of the Closepet batholith, this view is oversimplified, and we propose the occurrence of liquid/solid partitioning at this crustal level, with the residual melt escaping through dykes to feed higher-level intrusions. This strain partitioning may have occurred when the crystallizing magma reached a critical crystalline load, allowing volume loss by residual melt expelling, as observed in the enclave-rich, high-strain zones of the main mass. Indeed, Vigneresse et al. (1996) contend that a rigid percolation threshold is reached when a loose packed framework is formed in the crystallizing magmas. Above this threshold (estimated at around 55 % solid volume in felsic magmas), some residual melt segregation may occur under non-coaxial deformation, a likely situation in this

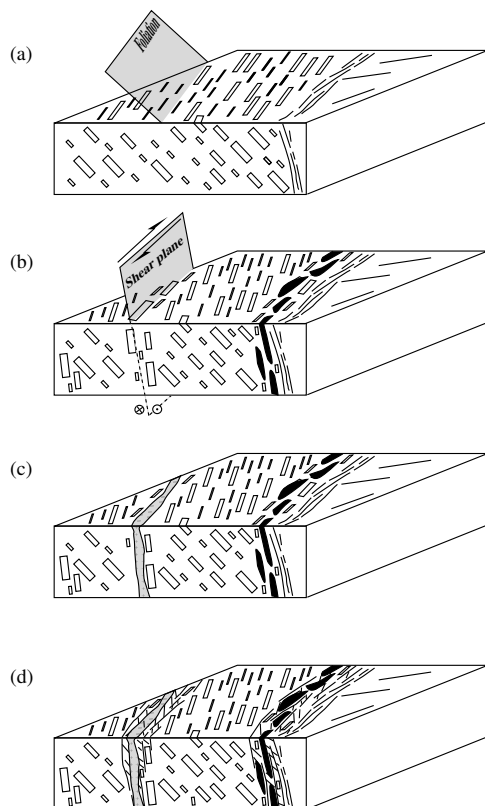


FIG. 6.12 – Diagrammatic representation of the development of the deformation structures during the cooling of the Closepet granite, at mid crustal levels (Eastern part of the batholith). Lines represent shearing, rectangles are indicative of the orientation of phenocrysts. Black bodies are enclaves of deep-crust material. Structures are not to scale (a): emplacement of a phenocryst-rich liquid. K-feldspar phenocrysts are oriented with a shallow angle relative to the boundary shear zone (see picture 6.3 a). (b): magma ascent along a narrow zone and development of magmatic shear zone (K-feldspar phenocrysts reorientation) (see 6.3 b). Note that (a) and (b) are separated only for convenience, and are actually synchronous. (c) As cooling progresses, shear planes are invaded by late, pink aplite-pegmatitic dykes (see 6.3 c); (d) the same zone develops C/S fabrics and local orthogneissification (see 6.3 e, 6.3 g).

case of syn-shearing emplacement. Therefore, these zones of extraction were rapidly highly

localized in crystalline material, thus providing the sites for further strain localization at the submagmatic and solid-state stages.

Northern intrusions

In the upper structural levels, the basement is significantly colder and thus less ductile, if not actually brittle. Differences with the main mass are the width of the intrusions, their more differentiated (only granitic) composition, the lack of any solid-state deformation and the low degree of anisotropy (despite the existence of a well-defined magnetic fabric) as revealed by AMS measurements. The width of the intrusions may result from lateral spreading of the magma that is more easily obtained at upper than at lower levels (Román-Berdiel et al., 1997). The differentiated composition has been explained by a tectonically driven mechanism of solid-liquid partitioning operating at depth (filter-pressing). At upper crustal level, the magma cools faster and, therefore, less time is available to develop a strong magmatic fabric. This effect is also enhanced by the granitic composition that crystallizes along a smaller temperature interval than other less silicic or intermediate compositions (Bouchez et al., 1992). Indeed, this situation is the opposite of what occurred at deeper levels (i.e. in the root and transfer zone) where both the temperature conditions and the presence of magmas with intermediate compositions led to a large time and temperature interval for complete crystallization (Johannes and Holtz, 1996), hence the strong development of magmatic to submagmatic fabrics in their respective range of solid/liquid ratios. Nevertheless, the northern upper intrusions display a magnetic fabric that is in very good agreement with the syn-shearing emplacement proposed at depth. This fabric has been acquired during the magmatic stage. It is very homogeneous, as magmas have a newtonian behaviour that does not localize strain (Olivier et al., 1997; Bouchez et al., 1999). Due to the high crustal level and fast cooling, granites behaved as rigid bodies after full crystallization and solid-state plastic deformation did not develop inside the granite, but only in narrow zones outside or near its margins.

6.5.3 Late-Archaeon strike-slip tectonics and magmatism

6.6 Conclusions

Archaean tectonic regimes in the Dharwar craton have long been a controversial issue. While most workers assumed that the tectonic structures (domes and shear zones) of the craton are caused by oblique plate convergence (e.g. Chadwick et al., 1997), it has recently been demonstrated that they may be mainly or partly gravity-driven (Bouhallier et al., 1995; Chardon et al., 1998). Nevertheless, boundary forces were also active in the late-Archaeon times, leading to the development of a strike-slip shear zone network. The Closepet magmas took advantage of these shear zones to emplace in the crust. Magma emplacement along a subvertical shear zone permitted advective heat transfer through the crust and resulted in a pronounced deformation of the isotherms in the vicinity of the shear zone, as documented for other crustal-scale (hundreds of kilometres long) shear zones (Leloup et al., 1995; Pili et al., 1997). This thermal anomaly likely triggered the development of the shear zone. Thus, tectonics and magmatism are involved in a positive feedback loop. Such a link has already been proposed for Phanerozoic magmatic arcs in obliquely convergent settings (e. g. Saint Blanquat et al., 1998). However, the Closepet Batholith is probably unique by its dimensions and the huge volume of coeval magmas. Its length and shape ratio may be only compared with the Paleoproterozoic Birimian granites of western Africa. However, in this latter case, sigmoidal foliation trajectories and variable lineation plunges (Naba et al., 1999) are not consistent with the existence of an important strike-slip component. Therefore, it is possible that the Closepet batholith is the record of a situation specific of late-Archaeon times, during which the totality of horizontal displacement was accommodated by horizontal strike-slip along vertical, lithospheric scale shear zones, rather than by thrust and folds.

The following conclusions can be drawn from this study:

1. The Closepet granite emplaced during the late-Archaeon along a crustal-scale shear zone. The shear zone has been active throughout the emplacement and the cooling of the Closepet granite, which is evidenced by the similarity of all structures, from magmatic state deformation to orthogneissification. The deformation is fractal, i.e. homothetically self reproducing at all scales: narrow shear zones in a foliated granite at the batholith scale are exact mimics of metric or decimetric shear zones found on the outcrops, which in turn are exactly similar to the C/S fabric that is seen in a hand specimen or to the fabric interference evidenced in AMS results. This is the reason why different, contrasted methods were used to study the emplacement history of the Closepet granite. They mainly differ by the observation scale, from the kilometric remote sensing to the centimetric AMS. Still, they lead all to the same conclusion, emphasising the importance of a multi-scale approach on structural problems.
2. The shear zones probably acted as channels for the intrusion of mantle derived liquids in the crust. In other part of the cratons (ie Krishnagiri-Salem area: Peucat et al., 1993), mantle derived melts were underplated below the crust; they remained trapped near the moho and show little or no interaction with the crust. On the other hand, along the major shearing that guided the Closepet granite emplacement, magmas have been able to strongly interact with the crust and rise up to upper structural levels. This transcurrent tectonic setting is also responsible for deformation-driven differentiation of the magmas in the lower to middle crust.
3. The main interest of the Closepet Batholith is to provide information on the mechanisms of transfer and emplace-

ment of coeval magmas at different levels in the continental crust. It is noticeable that the structures (i.e. steep foliations and subhorizontal lineations) are similar throughout the batholith, due to its syn-shearing emplacement. However, the variable fabric intensity, as evidenced by the degree of anisotropy of the magmatic fabric or by the possible occurrence of solid-state deformation features, is controlled by both the emplacement level and the compositions of the magmas.

Acknowledgement

Field work was founded by IFCPAR (project 1111-1, “Archaean lithosphere in South India”) and was possible only due to the help of Prof. Mahabaleswar, Bangalore university. P. Lespinasse was of greatest help during AMS measurement in Toulouse. AMS results have been treated using “EXAMS”, a program written by M. de Saint-Blanquat. P. Choukroune was the first to propose (on the field) the idea of syn-shearing emplacement for the Closepet granite; fruitful discussions with O. Merle, J.-L. Bouchez, P. Olivier and J.-J. Peucat greatly helped in the interpretation of data. Finally, we would like to dedicate that paper to the memory of B. Auvray, who was among the initiators of the present work.

6.7 References cited

(Voir bibliographie générale
See general references list).

Chapitre 7

Place du granite de Closepet dans l'évolution tardi-archéenne du craton de Dharwar

Les points suivants, importants pour la discussion de l'évolution tardi-archéenne du craton de Dharwar, sont à retenir :

- Le granite de Closepet représente le tout dernier épisode magmatique archéen du craton de Dharwar. Il est accompagné d'un remaniement significatif de la lithosphère continentale de la région, aussi bien au plan métamorphique que structural. Ce dernier épisode se caractérise par la fusion d'un manteau enrichi (et donc, probablement, par un appauvrissement notoire du manteau sous-continentale), et par le développement de grandes zones de cisaillement verticales, à jeu décrochant (légèrement transpressif). Ce contexte est probablement significatif d'un remaniement de la croûte dans le contexte d'un raccourcissement de la lithosphère, accommodé par le biais des structures en dômes et des cisaillements, plutôt que par des chevauchements comme ce serait le cas à l'heure actuelle. C'est donc un épisode avec des caractéristiques très différentes de ce qui se passe à l'heure actuelle.
- D'autre part, le massif de Closepet se situe à la limite, ou proche de la limite, entre EDC et WDC. Ceci suggère que cette limite géologique représente une discontinuité majeure de la croûte archéenne, qui a servi à localiser une zone de cisaillement majeure, et a permis de "drainer" les magmas mantelliques vers la surface.
- Enfin, l'hypothèse la plus vraisemblable au point de vue géochimique est celle de la fusion d'un manteau enrichi par des magmas issus de la fusion de basaltes hydratés. L'interprétation proposée au chapitre 5 envisage une subduction, antérieurement à la fusion du manteau produisant les liquides parentaux du massif de Closepet. En toute rigueur, la seule chose qui soit démontrée est l'existence d'interactions entre péridotites et liquides issus de la fusion de basaltes hydratés. Ceci n'implique pas de façon certaine l'existence d'une subduction. Cependant, un tel mécanisme ne peut avoir lieu que si, à un moment donné, on trouve en un même de la péridotite au dessus de basalte. En dehors d'une zone de subduction, cette disposition est difficile à réaliser. L'hypothèse la plus simple est donc de considérer qu'une subduction a eu lieu, peu de temps avant la mise en place du granite de Closepet.

Ces données, intégrées dans le cadre plus large de l'ensemble du craton, seront reprises dans la partie suivante.

Par ailleurs, il convient de noter que le massif de Closepet présente une géochimie tout à fait caractéristique ; en particulier, même si les ressemblances avec les vraies sanukitoïdes

sont certaines, et évidentes, Closepet présente des particularités (forts enrichissements en incompatibles, notamment terres rares lourdes et HFSE; fortes interactions avec la croûte continentale existante) qui les en distingue nettement. Cette discussion sera reprise dans la cinquième partie.

Enfin, il ne faut pas oublier que le massif de Closepet représente un très bon exemple naturel pour l'étude systématique, à différents niveaux structuraux, des phénomènes de formation, et surtout de mise en place des granites. Ce sujet a été abordé dans ce chapitre, par le biais d'une sommaire étude structurale. De nombreuses autres études restent à mener : variations de la nature ou des proportions des minéraux, des textures ; variations géochimiques (en largeur ou en longueur) ; variations d'âges peut-être (refroidissement plus ou moins rapide selon la profondeur) ; etc.

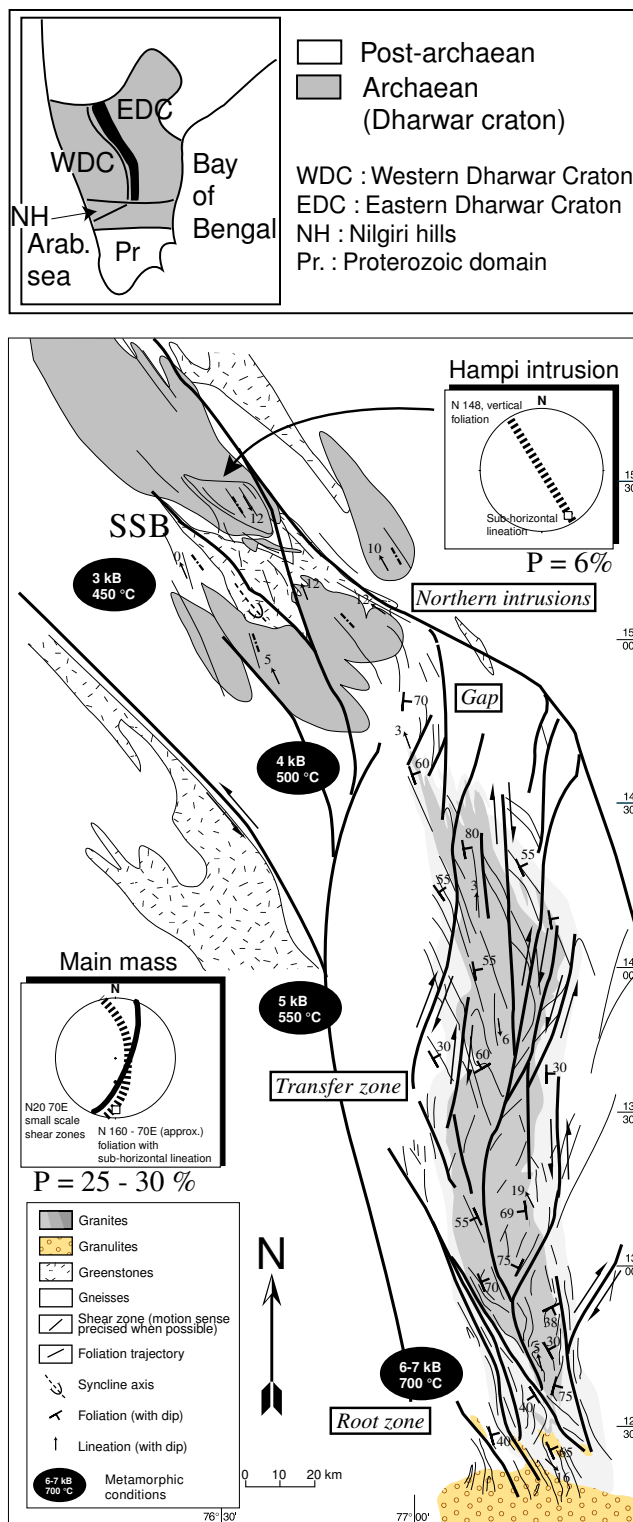


FIG. 7.1 – Carte synthétique du champ de déformation dans et aux alentours du granite de Closepet, sur la base de l'étude pluridisciplinaire conduite au chapitre précédent.

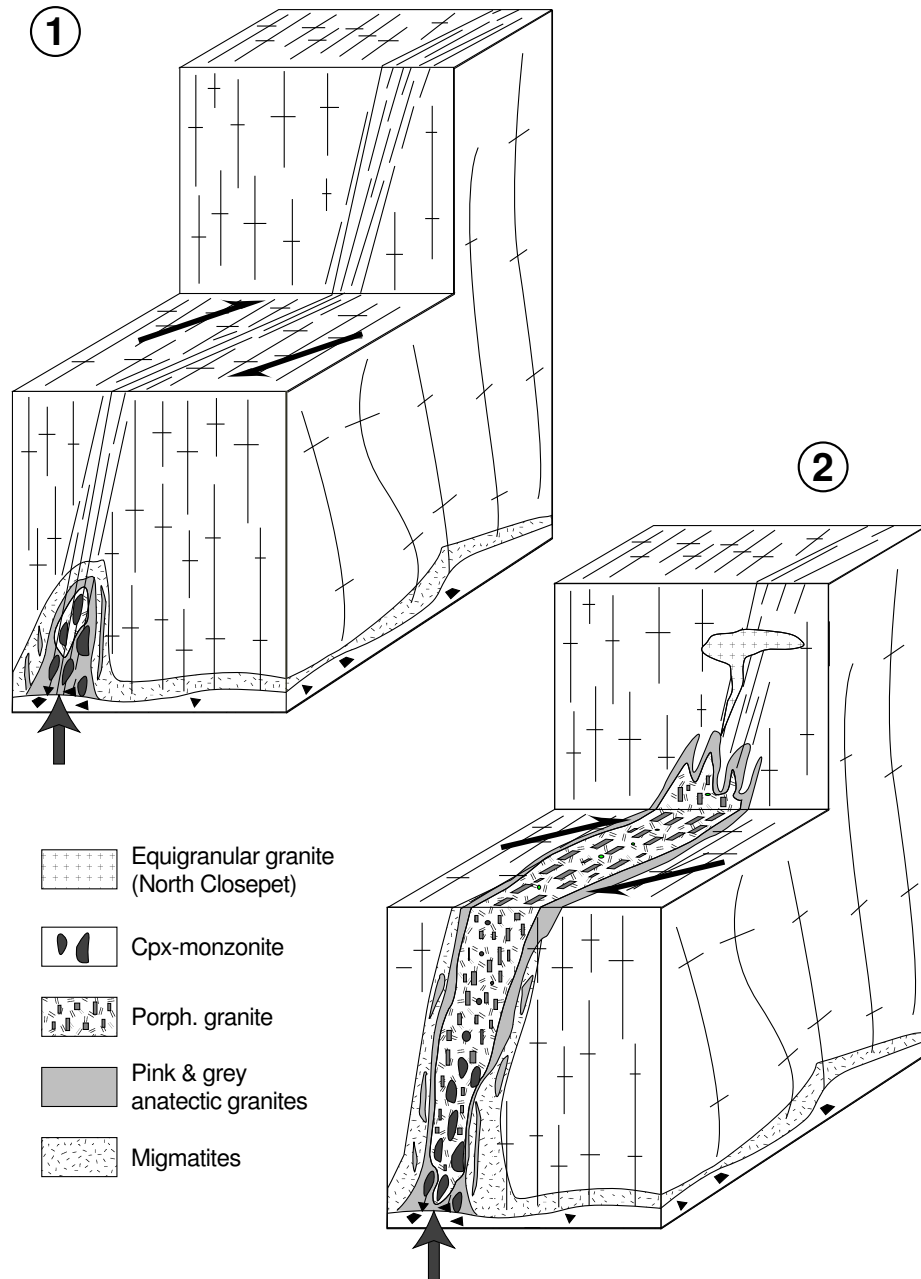
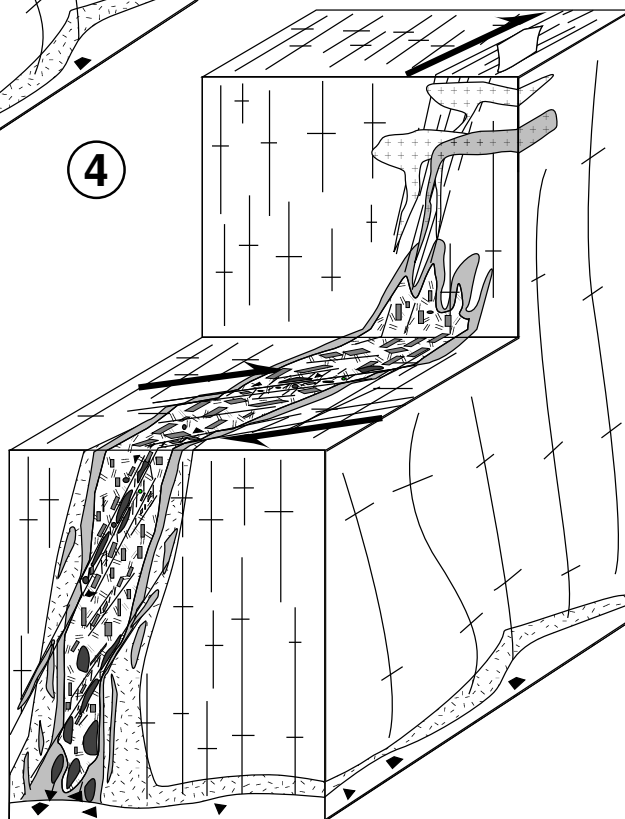
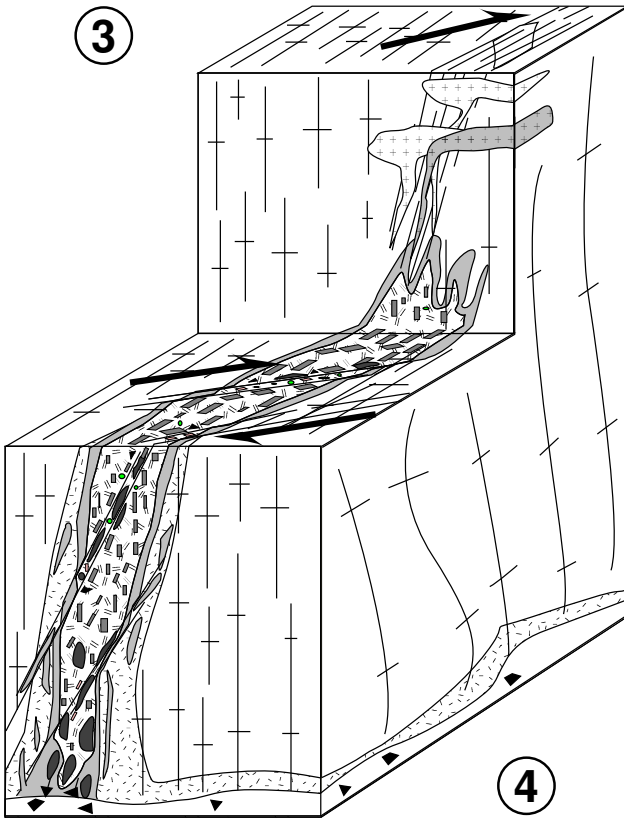


FIG. 7.2 – Dessins résumant l'histoire de la mise en place du granite de Closepet. (1): L'introduction de magmas basiques, chauds dans une zone de cisaillement active provoque la fusion des gneiss avoisinants. (2): Le mélange des magmas crée un granite porphyroïde, dans lequel se développe une foliation verticale. (3): Les liquides interstitiels sont expulsés vers le haut, et remplissent des petites poches qui se solidifient très vite. (4): La déformation se poursuit alors que l'ensemble du granite est solidifié. (suite page suivante)



Quatrième partie

Le magmatisme tardi-Archéen du Craton de Dharwar

" Il suivait son idée. C'était une idée fixe, et il était surpris de ne pas avancer."
Jacques Prévert

L'importance quantitative du magmatisme tardi-archéen dans l'EDC a été soulignée dans la deuxième partie. Cependant, à ce jour il n'existe pas d'étude extensive de cette région; encore moins d'interprétation d'ensemble de ces granites, appuyée sur des données pétrographiques ou géochimiques. Quelques études (citées plus loin) existent pour des secteurs limités de la région; il existe aussi des cartes géologiques de l'ensemble du Sud de l'Inde (Sambandam et al., 1994) ou du Karnataka (Geological Survey of India, 1981), mais elles ne sont malheureusement pas accompagnées de données pétrographiques ou géochimiques.

L'objet de ce chapitre est de proposer un premier schéma global d'interprétation de l'ensemble de ce magmatisme, à l'échelle de la totalité de l'EDC.

Ce travail se base sur différentes sources :

1. Les travaux déjà existants, et en particulier les bases d'analyses chimiques publiées pour certains secteurs. Il n'est pas toujours facile de réutiliser ces analyses; en effet, dans des terrains aussi complexes, où un même affleurement présente facilement 4 ou 5 faciès, les corrélations à longue distance sont difficiles à établir, et la terminologie proposée par un auteur, sur des bases cartographiques, ou géochimiques, n'est que rarement réutilisable —et pas toujours simplement comparable— à celle qui a été établie, sur des bases différentes, un peu plus loin. Les études publiées sur cette région sont :
 - Dans la région de la ceinture de Kolar, celles de l'équipe de l'université de New-York à Stony Brook : Balakrishnan et Rajamani, 1987; Krogstad et al., 1988, 1989, 1991, 1995; Rajamani et al., 1985, 1987, 1989. Il s'y ajoute une thèse de l'université de Bangalore (Reddy, 1991).
 - Dans la région entre Kolar et Krishnagiri, les travaux des universités du Nouveau-Mexique (USA) et de Rennes (France) : Allen, 1985; Condie et al., 1982; Peucat et al., 1989, 1993.
 - Dans le Sud-Est de l'Andhra Pradesh, quelques publications du NGRI à Hyderabad (AP, Inde) : Divakara Rao et al., 1990b; Subba Rao et al., 1992a et b.
 - Pour le batholithe de Closepet, l'étude du chapitre précédent, et toutes les références citées.

Entre ces secteurs, rien n'a été publié à ce jour.

2. Deux campagnes de terrain de reconnaissance effectuées en Janvier 1997 et Janvier-Février 1998 par B.Auvray, M.Jayananda, H.Martin et J.-F. Moyen dans la région, au total 15 jours à trois semaines de terrain. Ces missions ont donné lieu à un échantillonnage aussi complet que possible (au total une centaine d'échantillons). Des lames minces ont été effectuées pour une moitié des échantillons environ; des analyses chimiques pour 30 d'entre eux, et des analyses isotopiques pour une quinzaine. Aux données de ces deux campagnes s'ajoutent celles des missions 1992 (Auvray, Martin, Jayananda, Mahabaleswar), 1996–97 (Peucat, Choukroune) et 1998 (Peucat, Chardon). C'est sur les données de cette première campagne que se base l'article reproduit dans ce chapitre et intitulé “Late Archaean (2550–2520 Ma) juvenile magmatism in the Eastern Dharwar craton, southern India: constraints from geochronology, Nd-Sr isotopes and whole rock geochemistry” (publié à “Precambrian Research”, 99:225–254).
3. Etant donné l'étendue de la zone d'étude (60 000 km², c'est à dire à peu près un huitième de la surface de la France!), ce travail cartographique de terrain a été complété par une compilation des cartes géologiques publiées, et par la photointerprétation d'une mosaïque d'images SPOT (Voir aussi deuxième partie, chapitre 7). Cette dernière étude a été effectuée à partir de “quicklooks” (images à résolution restreinte, fournies par SPOTimage aux seules fins de repérage géographique!), dont la résolution est assez médiocre. Pire encore, une couverture complète de la zone n'est pas disponible, et là où elle existe, il s'agit d'images acquises par plusieurs satellites successifs, ou encore ayant subi des traitements différents, ce qui induit des dominantes colorées très

contrastées d'une image à l'autre et rend l'interprétation malaisée. Quant au repérage géographique, dans ces conditions il ne peut être lui aussi que d'une précision limitée.

Des descriptions détaillées, zone par zone, des granites de l'EDC se trouvent en annexe. Seuls les principaux résultats seront rappelés ici.

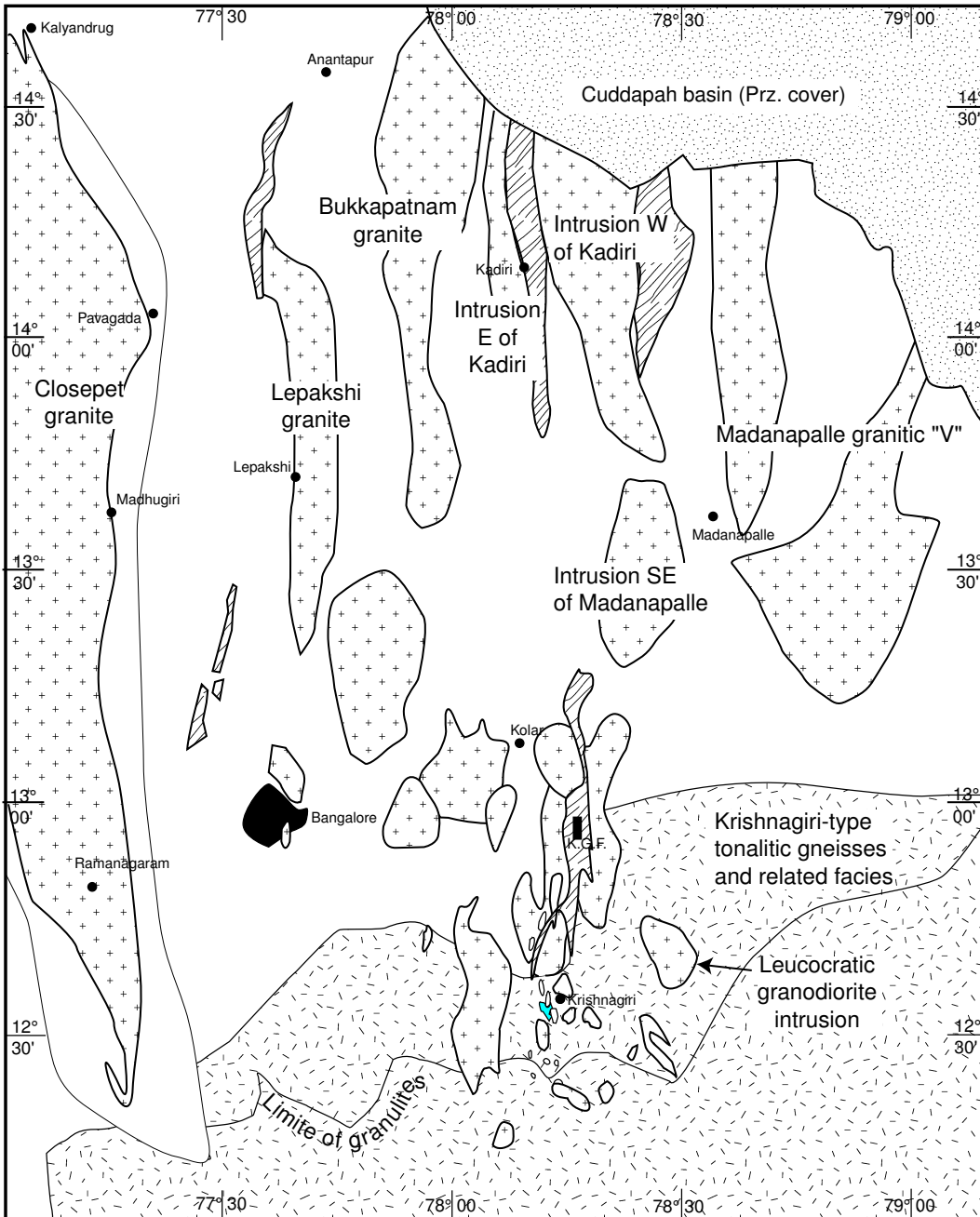


FIG. 1 – Carte du magmatisme tardi-archéen de l'EDC, précisant la localisation des principales intrusions et la toponymie qui sera adoptée dans cette partie.

Chapitre 1

Les grands traits du magmatisme tardi-Archéen de l’EDC

1.1 Répartition

Présent dans la totalité de l’EDC, le magmatisme tardi-archéen se manifeste différemment selon les régions. Les plus grandes différences s’observent du Nord au Sud, c’est à dire en fonction de la profondeur de mise en place des magmas.

1.1.1 La région de Krishnagiri–Kolar

Dans ce secteur, qui correspond aux conditions thermodynamiques du faciès des granulites, et de la transition amphibolite-granulite, le faciès dominant est un gneiss tonalitique gris sombre (“gneiss gris de Krishnagiri”). Ce gneiss est injecté de petites veines et de petites masses hectométriques, qui sont soit des granites à biotite, soit des granodiorites claires, à grosses amphiboles automorphes. Sur un même affleurement, il est courant d’observer 3 ou 4 faciès différents, ce qui rend délicate toute tentative de cartographie à l’échelle d’une région. L’extension exacte de ce magmatisme est encore imprécise, elle est discutée en annexe.

1.1.2 La région entre Bangalore et Kolar, et autour de la ceinture de Kolar

Cette région se situe en faciès amphibolite. On y trouve un socle ancien de nature TTG, qui est injecté par des petits plutons ou par des filons de granitoïdes de nature contrastée : granites ou granodiorites à biotite dominante, granodiorite à biotite et amphibole, leucogranites, tonalites ... Dans ce secteur s’individualisent des plutons bien délimités et cartographiables, de taille kilométrique. Un secteur, autour de la ville de Tirupathi (AP) est moins bien connu. Bien que présentant sur le terrain une allure comparable, il a été moins étudié ; aussi, de plus grandes incertitudes demeurent à son sujet.

1.1.3 Le Sud-Ouest de l’Andhra Pradesh, en bordure du bassin de Cuddapah

Dans cette région, en faciès amphibolite de bas degré ou schiste vert, s’individualisent de grands massifs granitiques allongés selon un axe Nord-Sud, de plusieurs dizaines de kilomètres

de long pour 20 à 30 km de large. Ces massifs sont intrusifs dans un socle de nature TTG. Il s'agit principalement de granites à biotite, associés à des leucogranites ; les autres faciès sont rares ou absents.

1.2 Types pétrographiques

Cinq types pétrographiques majeurs ont été mis en évidence ; des descriptions plus détaillées figurent en annexe :

- Des tonalites et des trondhjémites (lignée TTG) : ce type (à ne pas confondre avec le socle des Gneiss Péninsulaires, eux aussi de nature TTG mais plus anciens, et déformés à l'état solide) est représenté par les gneiss gris de la région de Krishnagiri, ainsi que par deux plutons au voisinage de la ceinture de Kolar.
- Des granodiorites à hornblende : elles consistent en un pluton à l'ouest de la ceinture de Kolar ("Dod gneiss" de Balakrishnan et Rajamani, 1987), et des petites intrusions au sein des gneiss de Krishnagiri.
- Des granites à biotite : ces granites, parfois porphyroïdes, composent la majorité des massifs du Sud-Ouest de l'Andhra Pradesh, ainsi que plusieurs petits plutons de la région de Bangalore-Kolar.
- Des leucogranites : ils apparaissent fréquemment sous la forme de petites masses ou de filons associés à d'autres roches (granite à biotite en général).
- Des granites potassiques porphyroïdes : ce faciès est surtout représenté par le monzogranite qui constitue la majorité du massif de Closepet ; il a été également observé dans une des intrusions du Sud-Ouest de l'Andhra Pradesh (granite de Bukkapatnam).

1.3 Géochronologie

Les quelques données géochronologiques disponibles dans l'EDC (en dehors du massif de Closepet, bien daté) attribuent un âge voisin de 2,5 Ga à l'ensemble de ces granites :

- Les gneiss de Krishnagiri, et les granites et granodiorites associés, définissent (Peucat et al., 1989) des isochrones Rb-Sr et Sm-Nd à 2463 ± 65 Ma et 2455 ± 121 Ma respectivement. Des datations U-Pb et Pb-Pb sur des monozircons isolés dans les mêmes gneiss (Peucat et al., 1993) fournissent des âges de 2530 ± 2 à 2552 ± 1 Ma.
- Les granitoïdes bordant la ceinture de Kolar sont datés (U-Pb sur populations de zircons) entre 2551 ± 2 Ma et 2631 ± 7 Ma (Krogstad et al., 1991). Cependant, d'après Jayananda et al. (2000), ce dernier âge correspond à un âge de mélange entre un héritage proche de 2800 Ma, et un âge de mise en place de l'ordre de 2540 Ma.
- Entre Kolar et Bangalore, Jayananda et al. (2000, voir chapitre 2) ont obtenu des âges Pb-Pb sur monozircons de 2539 ± 11 Ma à 2541 ± 3 Ma.
- Plus à l'Est, Divakara Rao et al. (1990b) rapportent un âge (isochrone Rb-Sr) de 2549 Ma (erreur inconnue) pour le granite de Perur, dans la région de Tirupathi (AP).
- Enfin, au Nord, le granite de Lepakshi a permis de déterminer un âge (isochrone Rb-Sr) de 2615 ± 69 Ma (Subba Rao et al., 1992b).

Bien qu'il n'y ait pas d'autres datations publiées sur les granites de l'EDC, il sera admis que la totalité de ce magmatisme est contemporain, et que tous les massifs datent donc de 2,54 Ga, ce qui correspond aux âges obtenus par les méthodes les plus précises.

1.4 Données isotopiques

Comme cela a été mis en évidence dans le massif de Closepet, le système isotopique Rb-Sr a été perturbé (voir annexe 1) dans cette région. Ceci restreint les traceurs isotopiques utilisables au seul système Sm-Nd.

Les $\epsilon_{Nd(2,54Ga)}$ se répartissent entre deux gammes de valeurs :

- Les leucogranites ont des $\epsilon_{Nd(2,54Ga)}$ très négatifs (-3 à -7), similaires à ceux des Gneiss Péninsulaires, plaidant en faveur de leur origine par fusion partielle de ces derniers.
- Les gneiss de Krishnagiri ont des $\epsilon_{Nd(2,54Ga)}$ de 0 à +2, qui témoignent d'une source soit directement mantellique, soit récemment séparée du manteau.
- Les autres granitoïdes ont des $\epsilon_{Nd(2,54Ga)}$ compris entre 0 et -3. Cette signature n'est pas compatible avec une origine par seul recyclage des Gneiss Péninsulaires ; en revanche, elle suggère une source qui serait, soit un manteau enrichi (c'est ce qui a été démontré dans la troisième partie pour le massif de Closepet), soit des produits récemment séparés du manteau, soit une source composite formée de manteau et de croûte continentale pré-existante (ou une contamination par cette dernière, lors de la mise en place de ces magmas).

Dans tous les cas, l'étude de la géochimie de ces roches devrait permettre de trancher entre ces différentes hypothèses.

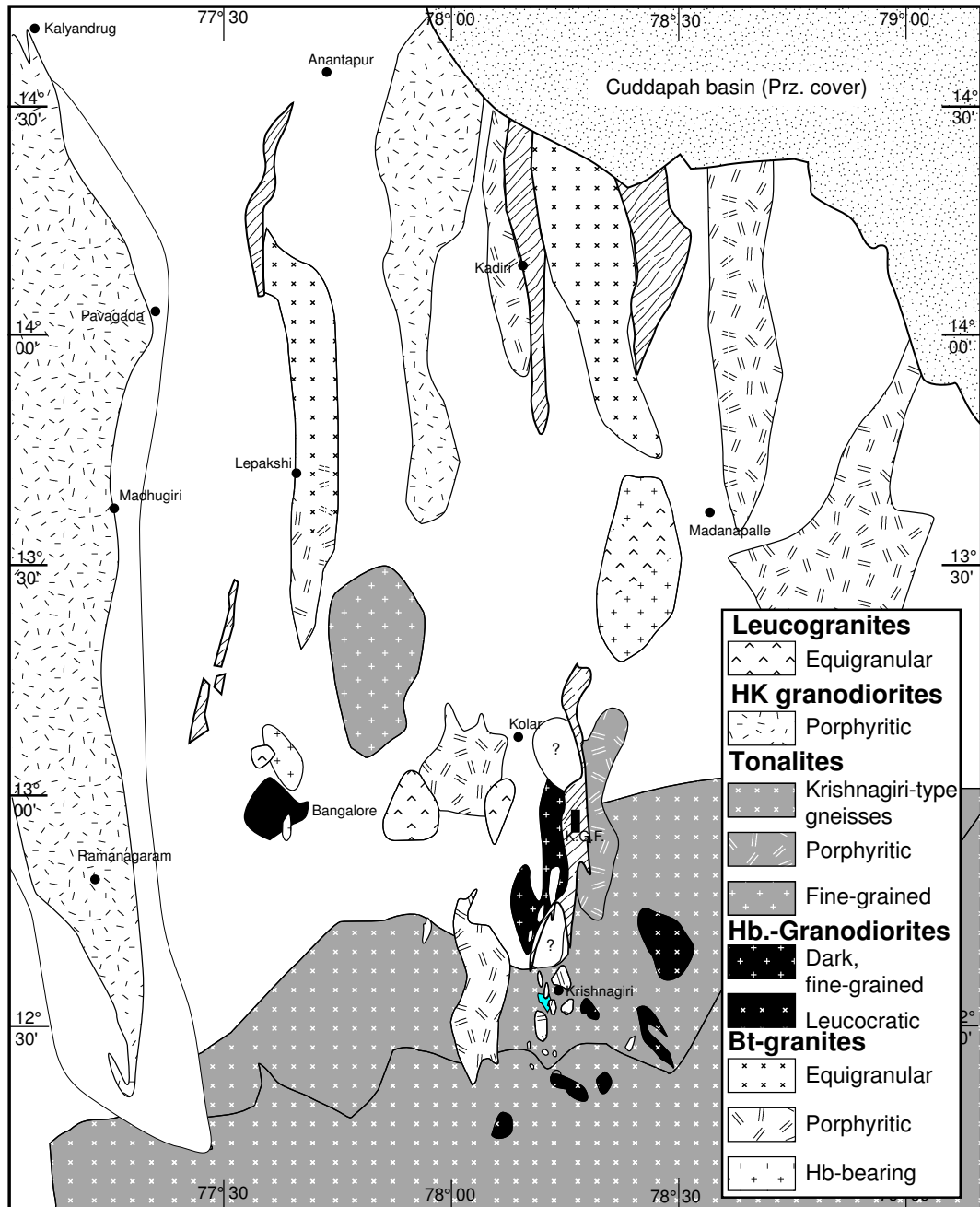


FIG. 1.1 – Répartition des types pétrographiques des granites de l'EDC.

Chapitre 2

Interprétation des données relatives aux granites du secteur Bangalore–Ceinture de Kolar en terme de point chaud

(Cette partie se compose d'un article publié à "Precambrian Research")

Late Archaean (2550-2520 Ma) juvenile magmatism in the
Eastern Dharwar craton, southern India: constraints from
geochronology, Nd-Sr isotopes and whole rock geochemistry

Precambrian Research, Volume 99, pages 225–254 (2000)

M. Jayananda^{1,+}, J.- F. Moyen², H. Martin², J.- J. Peucat³, B. Auvray^{3,} and B.
Mahabaleswar¹*

1. Department of Geology, Bangalore University, Bangalore – 560 056, India.
 2. UMR 6524-CNRS, Université Blaise Pascal, 5, rue Kessler, F-63038, Clermont- Ferrand,
France.
 3. Géosciences Rennes – CNRS, Université de Rennes I, F-35042, Rennes, France.
- + Corresponding author. Fax: 91-80-321 9295, e-mail: bnguni@kar.nic.in.

* Deceased



ELSEVIER

Precambrian Research 99 (2000) 225–254

**Precambrian
Research**

www.elsevier.com/locate/precambres

Late Archaean (2550–2520 Ma) juvenile magmatism in the Eastern Dharwar craton, southern India: constraints from geochronology, Nd–Sr isotopes and whole rock geochemistry

M. Jayananda ^{a,*}, J.-F. Moyen ^b, H. Martin ^b, J.-J. Peucat ^c, B. Auvray [†],
B. Mahabaleswar ^a

^a Department of Geology, Bangalore University, Bangalore 560 056, India

^b UMR 6524-CNRS, Université Blaise Pascal, 5, rue Kessler, F-63038, Clermont-Ferrand, France

^c UPR 4661-CNRS, Géosciences Rennes, Université de Rennes I, F-35042, Rennes, France

Received 2 July 1998; accepted 7 September 1999

Abstract

The results of field, geochronologic, geochemical and isotopic studies are presented for the granitoids that occur east of the Closepet batholith up to the Kolar schist belt (KSB). Field data, such as common foliation, strong shear deformation occasionally leading to mylonitization, together with petrographic data, including reduction in grain size with corroded borders, show characteristics of the syn-kinematic emplacement of the granitoids. Single zircon evaporation ages define a minimum age of 3127 Ma for the tonalitic–trondhjemitic–granodioritic (TTG) basement and 2552–2534 Ma plateau ages for the emplacement of the granitoids, which slightly predate (20–30 Ma) the emplacement of the 2518 Ma Closepet batholith. Major and trace element data, together with isotopic data, suggest at least four magmatic suites from Closepet batholith to the east, which have independent magmatic evolution histories. The observed data are compatible with magma mixing for the Closepet batholith, melting of TTG and assimilation–fractional crystallization processes for Bangalore granites, either melting of heterogeneous source or different degree of melting of the same source for the granitoids of Hoskote–Kolar and fractional crystallization for the western margin of the KSB. Isotopic (Nd–Sr) and geochemical data (LREE and LIL elements) suggest highly enriched mantle and ancient TTG crust for the Closepet batholith, enriched mantle and TTG crust for the Bangalore granites, c.a. chondritic mantle source for the granitoids of Hoskote–Kolar and the quartz monzonites of the western margin of the KSB and slightly depleted mantle for granodiorites of the eastern margin of the KSB. We interpret all these geochronologic, geochemical and isotopic characteristics of granitoids from the Closepet batholith to the east up to the KSB in terms of a plume model. The centre of the plume would be an enriched ‘hot spot’ in the mantle that lies below the present exposure level of the Closepet batholith. Melting of such an enriched mantle hot spot produces high temperature magmas (Closepet) that penetrate overlying ancient crust, where they strongly interact and induce partial melting of the surrounding crust. These magmas cool very slowly, as the hot spot maintains high temperatures for a long time; thus they appear younger (2518 Ma). On the contrary, to the east the plume induces melting of c.a. chondritic or slightly depleted mantle that produces relatively colder and less enriched magmas, which show less or no interactions with the surrounding crust and cool rapidly and appear slightly older (2552–2534 Ma). This plume model can also account for late Archaean geodynamic evolution, including juvenile magmatism, heat source for reworking, inverse diapirism and granulite metamorphism in the Dharwar craton. © 2000 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: Eastern Dharwar craton; Juvenile granitoids; Late Archaean; Plume; Sr–Nd isotopes; Zircon geochronology

* Corresponding author. Fax: +91-80-321-9295.

E-mail address: bnguni@kar.nic.in (M. Jayananda)

[†] Deceased.

1. Introduction

The first half of our planet's history corresponds mainly to juvenile crustal accretion. Because of the greater Earth heat production, the petrogenetic processes that operated were different from modern ones (e.g. Condie, 1981; Martin, 1986, 1994). The transition between archaic and modern petrogenetic mechanisms took place at the Archaean–Proterozoic transition, about 2500 Ma ago. In fact, the typical Archaean tonalitic–trondhjemitic–granodioritic (TTG) juvenile crust accretion continued up to 2700 Ma, whereas high-Mg plutonism took place in all Archaean cratons between 2600 and 2500 Ma. These plutons, generally referred to as late granodioritic or granitic plutons, were recently termed 'sanukitoids' by Stern and Hanson (1991). These rocks, initially described in north America (Stern, 1989; Stern and Hanson, 1991; Sutcliffe, 1989), possess both modern (classical calc-alkaline differentiation, mafic–felsic association, high Mg, Ni and Cr) and archaic (low HREE contents, strongly fractionated REE patterns, etc.) characteristics. Consequently, because of their transitional composition and their emplacement at a hinge period, they appear to be very important to our understanding of accretionary processes of the Archaean–Proterozoic transition.

The study of this late Archaean juvenile magmatism is complicated by the fact that these mainly mantle-derived magmas strongly interacted with the crust in which they intruded. Their mantle characters were often obliterated and altered by a superimposed crustal signature, such that they were considered as having a mixed, if not pure, crustal origin (e.g. Querré, 1985; Jahn et al., 1988; Stern and Hanson, 1991; Jayananda et al., 1995a). Consequently, in order to discuss the change in juvenile petrogenetic processes at the Archaean–Proterozoic boundary, it appears necessary to separate clearly the mantle and crustal signatures; in other words, it is essential, first, to qualify and, subsequently, to quantify the interaction between the primary juvenile magmas and the crust in which they transited and emplaced. The changes in magma production at the Archaean–Proterozoic transition can be discussed only after an accurate

determination of both the source and the conditions of melting and differentiation of their juvenile component.

The Archaean terrains of southern India are exposed over large areas in the Dharwar craton, and consist of: (1) TTG gneiss basement, (2) greenstone belts and (3) late calc-alkaline to K-rich granite plutons. This craton corresponds to a N–S cross-section of the Archaean continental crust; its northern part is affected by low-grade greenschist metamorphism (upper crust), whereas the southern end witnessed high-grade granulitic *P–T* conditions (lower crust). One of the late magmatic intrusions (Closepet batholith) is a 20 km wide and about 400 km long N–S-trending granitoid body: its northern part intruded into the upper crust, whereas its roots are exposed in the granulitic zone (Jayananda et al., 1995a). The sanukitoid character of its parental magma has been recently demonstrated by Moyen (1996). Consequently, it corresponds to an exceptional object for studying the crust–mantle magma interactions at all the crustal levels (Jayananda et al., 1995a; Moyen et al., 1997c).

East of the Closepet batholith, Balakrishnan and Rajamani (1987), Reddy (1990) and Krogstad et al. (1991, 1995) studied small plutons around the Kolar schist belt (KSB) and proposed distinct petrogenetic models. On the other hand, Martin et al. (1993), Krogstad et al. (1991) and Moyen et al. (1997b) reported that the late plutons are not restricted only to the Closepet batholith, but extend at least 100 km to the east, corresponding to more or less parallel bodies. Moyen et al. (1997b) pointed out that all these late plutons do not display the same degree of interaction with the surrounding crust. On the other hand, Jayananda et al. (1995a) showed that the crust–mantle interactions are more widespread and intense in the deeper crustal levels.

Based on the structural, petrological, geochemical and isotopic data, several geodynamical models (reviewed in Section 7) have been proposed to explain late Archaean magmatism, metamorphism and structural patterns of the Dharwar craton. In short, two main groups of models are described.

- Active margin models have been proposed by Chadwick et al. (1997), Krogstad et al. (1989,

1995), Newton (1990) and Hansen et al. (1995) to explain structural and petrological features of the eastern Dharwar craton in terms of subduction, magmatic arcs and back-arc basins. However, there is no general agreement on the geometry of the subduction.

- A plume model has been proposed by Peucat et al. (1993b), Choukroune et al. (1995) and Jayananda et al. (1995a) and interpreted diapiric structures, late Archean juvenile magmatism and ‘hot’ metamorphism in Dharwar craton in terms of a rising megaplume beneath a mature Archean lithosphere.

Consequently the purpose of this paper is: (1) to present an overview of the magmatism and to fix field, petrological, geochronological and geochemical (including major, trace elements and isotope data) constraints on the timing of magmatic emplacement and petrogenetic history of the south Indian late Archean juvenile magmatism in the eastern Dharwar craton; (2) to discuss the tectonic context of magmatic accretion in the general framework of the geodynamic models described above.

In order to establish a reliable comparison, the magmatic bodies studied were selected in the same crustal level, near the amphibolite–granulite transition zone, this level corresponding to the place where more intense crust–mantle interactions took place.

2. Geological setting

The southern Indian Precambrian shield is divided into two blocks, Archean to the north and Proterozoic to the south (Fig. 1). These two domains are separated by an east–west-running Palghat–Cauvery shear zone. The Archean domain is classically termed as ‘Dharwar craton’ that exposes a large section of the continental crust through an exceptional transition from upper to lower crust (Pichamuthu, 1965; Janardhan et al., 1982; Raase et al., 1986; Bouhallier et al., 1995). Like most Archean cratons (Condie, 1994; Windley, 1995) the Dharwar craton is also made up of classical ‘trilogy’ of Archean terrains.

- Early to middle Archean (3400–3000 Ma)

TTG basement regionally known as ‘Peninsular gneisses’ (Buhl, 1987; Bhaskar Rao et al., 1991; Friend and Nutman, 1992; Meen et al., 1992; Peucat et al., 1993a, 1995; Mahabaleswar et al., 1995a).

- Two generations of volcano-sedimentary greenstone belts (Viswanatha and Ramakrishnan, 1975; Chadwick et al., 1981; Swaminath and Ramakrishnan, 1981): an older 3580–3200 Ma Sargur Group (Nutman et al., 1992; Ramakrishnan et al., 1994; Peucat et al., 1995) and a younger 3000–2500 Ma Dharwar Supergroup (Drury et al., 1983; Taylor et al., 1984; Bhaskar Rao et al., 1992; Anil Kumar et al., 1996; Nutman et al., 1996).
- Late Archean (2600–2500 Ma) calc-alkaline to K-rich granitic intrusions form the latest magmatic event in the craton (Drury and Holt, 1980; Friend, 1984; Condie et al., 1985; Rogers, 1988; Newton, 1990; Friend and Nutman, 1991; Jayananda and Mahabaleswar, 1991; Krogstad et al., 1991, 1995; Jayananda et al., 1995a). The most spectacular of these late magmatic bodies is the N–S-trending Closepet batholith, which cuts across the regional metamorphic isograds.

Further, the Dharwar craton is subdivided into the western and eastern blocks (Swaminath et al., 1976) that are separated by a mylonitic zone along the eastern margin of the Chitradurga schist belt. The western Dharwar craton is dominated by TTG Peninsular gneisses and volcano-sedimentary greenstone belts, whereas the eastern Dharwar craton is dominated by late Archean granitic rocks with minor TTG and thin narrow elongated greenstone belts.

The whole craton displays a strong N–S-trending fabric interpreted as the consequence of late Archean transcurrent shear deformation (Drury and Holt, 1980; Chadwick et al., 1989) and this deformation also guided the emplacement of the Closepet batholith (Jayananda and Mahabaleswar, 1991).

The study area is located slightly north of the amphibolite–granulite facies transitional domains (Fig. 2), from Closepet batholith in the west, up to the KSB to the east. This area exposes old Archean basement, the KSB and several north–south-trending granitoid bodies.

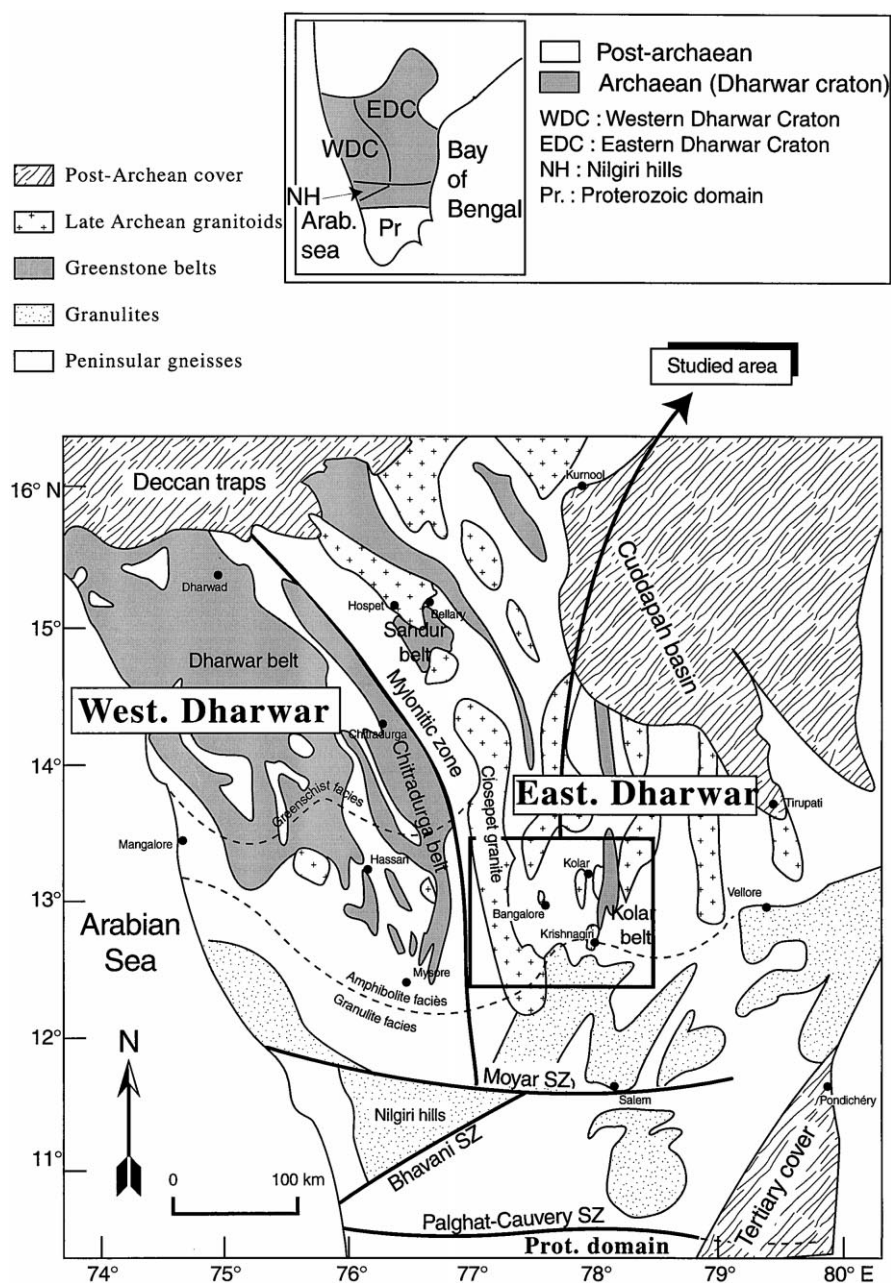
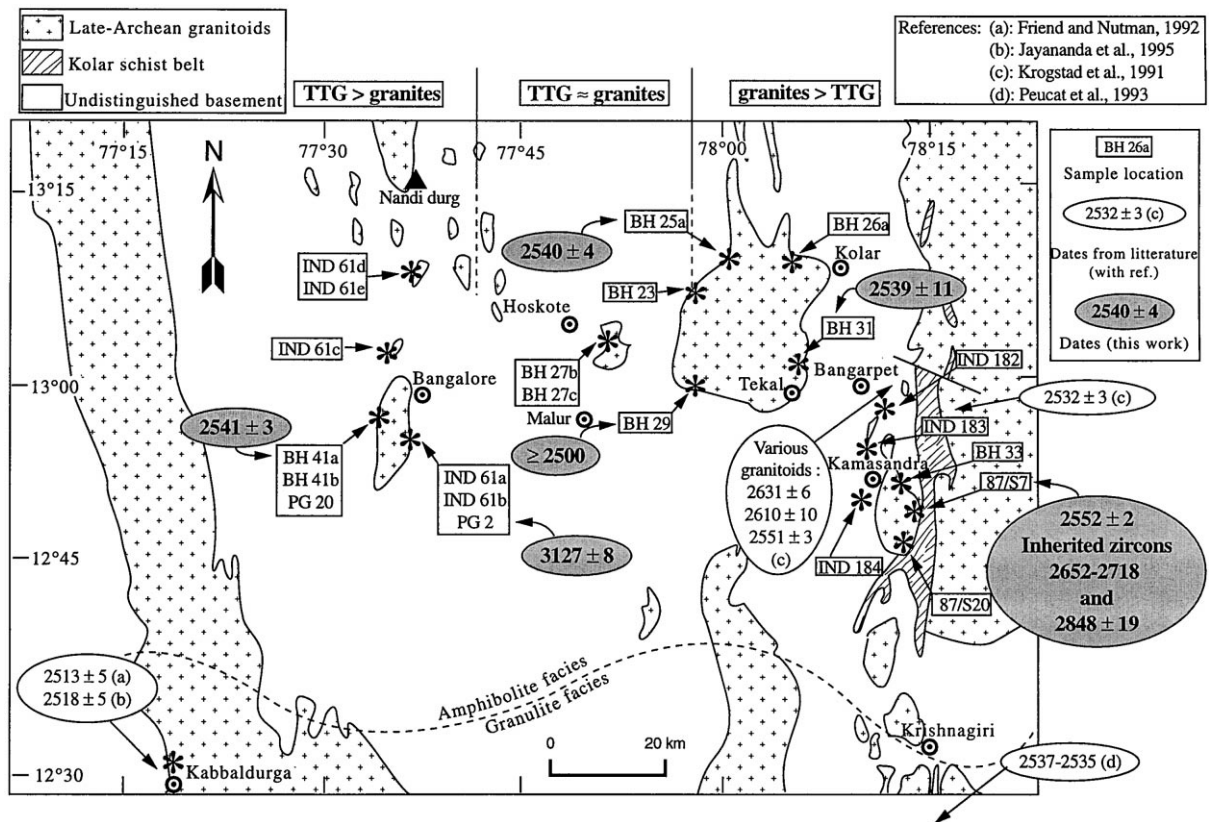


Fig. 1. General geological sketch map of southern India showing different crustal blocks and study area.

(1) The Archean basement is made up of Peninsular gneisses together with subordinate interlayered high-grade supracrustal rocks. Numerous intrusive veins, dykes and sheets of

granites are found along the foliation of the gneisses. A progressive decrease in the abundance of basement outcrops and increase of granitoids can be observed from the Closepet batholith to



Near the southern end of the Closepet batholith, SHRIMP U–Pb zircon data together with single zircon evaporation ages show that the protoliths of the Peninsular gneisses emplaced at 2960 ± 5 Ma (Friend and Nutman, 1992; Mahabaleswar et al., 1995a) with a minor 3400 Ma component (Buhl, 1987). These basement gneisses involved in a reworking event lead to extensive migmatization close to 2528 Ma and are partially overprinted by granulite assemblages during 2528–2510 Ma (Friend and Nutman, 1992; Peucat et al., 1993a; Mahabaleswar et al., 1995a), which is sub-contem-

(2) The KSB is a north-south-trending 80 km long and 4–8 km wide volcanic-dominated belt comprising komatiitic to tholeiitic amphibolites, intermediate to felsic volcanic rocks and iron formations. Its western margin is bounded by a shear zone characterized by quartz-muscovite-bearing mylonites. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of muscovite from the shear zone indicates an age of ca. 2400 Ma (Krogstad et al., 1991).

Balakrishnan et al. (1990) presented a Pb–Pb whole-rock isochron age of 2732 ± 155 Ma for metabasalts from the western part of the KSB.

which is comparable to the Rb–Sr whole-rock isochron age of ca. 2700 ± 40 Ma for amphibolites from the eastern part of the KSB (Walker et al., 1989). Based on distinct isotope and trace elemental characteristics of the surrounding gneiss terrains, Krogstad et al. (1995) proposed the KSB as an oceanic suture.

(3) The whole study area was affected by late Archaean metamorphism. P – T conditions deduced from co-existing mineral phases in the high-grade supracrustal rocks occurring within the TTG basement in the south Closepet batholith and Bangalore areas indicate 670 – 730°C and 5 – 6 kb (Harris and Jayaram, 1982), whereas at the western boundary of the KSB metamorphic conditions reach 550 – 600°C (Mahabaleswar et al., 1995b).

(4) Late Archaean granitoid intrusions are the object of this work. Based on field distribution, five groups of magmatic intrusions have been recognized from west to east.

(a) The Closepet batholith comprises two magmatic suites, a widespread intrusive component is quartz–monzonitic to monzogranite, with frequent pillowed co-magmatic mafic/ultramafic enclaves and occasional cumulate enclaves and a minor anatectic granitic component grading progressively to the surrounding Peninsular gneisses through a 10 km thick migmatitic zone (Friend, 1983; Jayananda et al., 1995a). Both the intrusive and anatectic facies display magma mixing. The intrusive mantle-derived component shows chemical characteristics similar to the Archaean sanukitoids (Martin et al., 1993; Jayananda et al., 1995a; Moyen, 1996; Moyen et al., 1997a,c).

(b) Bangalore granites generally occur as large sheets, dykes and veins intruding the Peninsular gneiss basement. They contain large migmatized gneissic enclaves, co-magmatic mafic enclaves and also disrupted elongated angular mafic boudins. Occasionally, late brittle shears filled with epidote traverse the granites. The volume of these granite bodies progressively increases further north and they occur as large plutons in the Nandidurg area.

(c) East of Hoskote up to the Kolar area the granitoids occur as large granodioritic to granitic plutons, which occasionally contain migmatized TTG enclaves, co-magmatic mafic enclaves and also boudins of elongated mafic rocks. A number

of $N40^\circ\text{E}$ -trending ductile–brittle dextral shear bands cut across the granitoids. Occasionally, high strain zones characterized by strong shear deformation leading to mylonitization can be observed. At places late brittle shears filled with epidote can also be observed.

(d) Near the western margin of the KSB, our study is confined to south of Bangarpet up to the KSB itself. In this area, dark grey quartz–monzonites are the most abundant lithology and occur as large sheets or elongated bodies. They frequently contain large pillowed co-magmatic mafic enclaves, as well as migmatized TTG enclaves. These quartz monzonites are cut by dykes and veins of grey granite. They do not show any intrusive relationship with the KSB and are bounded by a shear zone. Further, about 10 km north of the present study area, Balakrishnan and Rajamani (1987) studied the granitoids and termed them Dod and Dosa gneisses and suggested their derivation from primitive mantle-derived sanukitoid magmas. On the other hand, Krogstad et al. (1991) presented a U–Pb zircon age of 2631 ± 6 Ma for the Dod gneiss, 2610 ± 10 Ma for the Dosa gneiss and 2553 ± 3 Ma for the Patna granite. Based on elemental and isotopic data, Krogstad et al. (1995) proposed an Andean continental magmatic arc setting for their origin.

(e) Along the eastern margin of the KSB, dark grey granodiorite and grey granite are the dominant lithologies; they show a clear intrusive relationship with the KSB. They are also involved in a shear deformation that affected the KSB. Occasionally, the granodiorites are migmatized and exhibit a banded structure. At places, rotated angular mafic enclaves are abundant and, occasionally, pillowed mafic enclaves are also observed. In rare instances, small (30 cm diameter) banded gneiss enclaves are found in granite. Immediately north, Krogstad et al. (1991, 1995) presented a U–Pb zircon age of 2532 ± 3 Ma for the Kambha gneiss and, based on isotopic characteristics, a Phanerozoic arc setting has been proposed.

All these granitoids display penetrative $N10$ – 15°E sub-vertical foliation, concordant with the regional fabric. They are affected by strong shear

deformation with occasional high strain zones depicting C–S fabric and even mylonitization, implying that the deformation has been active throughout the emplacement and cooling.

3. Petrography and geochemistry

Representative analyses of the various granitoids in the area studied are given in Tables 1 and 2. Details of analytical techniques are presented in Appendix A. The observed petrographic and chemical variations, together with a comparison of the various suites, are presented below.

3.1. The Closepet batholith

Petrographic descriptions of the Closepet batholith have already been presented by Jayananda et al. (1992, 1995a), and are only summarized here. It consists of intrusive and anatectic suites.

(a) The intrusive suite comprises:

- a clinopyroxene quartz monzonite [quartz + plagioclase (An_{20–30}) + K-feldspar + clinopyroxene + hornblende and biotite with accessory zircon, allanite, sphene, apatite and magnetite];
- a porphyritic monzogranite [quartz + plagioclase (An_{15–25}) + K-feldspar + hornblende + biotite with accessory zircon, allanite, apatite, sphene and magnetite] with 3–5 cm K-feldspar phenocrysts, which corresponds to the main facies of the massif.

(b) The anatectic suite contains both pink and grey granites [quartz + K-feldspar + plagioclase (An_{10–15}) + biotite with accessory zircon and sphene].

The intrusive facies are SiO₂ poor (50–68%) and have high Mg# (0.46–0.32) when compared with anatectic granites (SiO₂, 68–76%; Mg#, 0.36–0.02); both suites display high alkali contents (Na₂O + K₂O up to 7.83% in intrusive rocks and 8.34 in anatectic facies). In the Ab–An–Or triangular diagram they plot in the granodiorite field and extend into the granite field where most of the anatectic samples fall (Jayananda et al., 1995a) (Fig. 3), whilst in the K–Na–Ca triangle of Barker and Arth (1976) they define a classical calc-alkaline

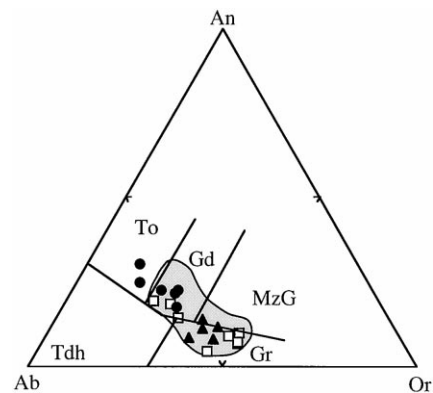


Fig. 3. Normative An–Ab–Or triangle (O'Connor, 1965) with fields from Barker (1979). The samples of Bangalore (▲) plot in granite field, the Hoskote–Kolar samples (□) plot in the granite–granodiorite field, and the samples from the western margin of the KSB (●) mainly plot in the granodiorite field, except two which extend into the tonalite domain. The Closepet batholith field is presented by the half-tone grid. Abbreviations: To, Tonalite; Tdh, Trondhjemite; Gd, Granodiorite; MzG, Monzogranite; Gr, Granite.

differentiation trend (Jayananda et al., 1995a) (Fig. 4). In Harker's binary plots all major elements exhibit a strong linear correlation with SiO₂ (Jayananda et al., 1995a) (Fig. 5).

Trace elements, except Y, also show good linear correlation with SiO₂ contents (Fig. 6), which have

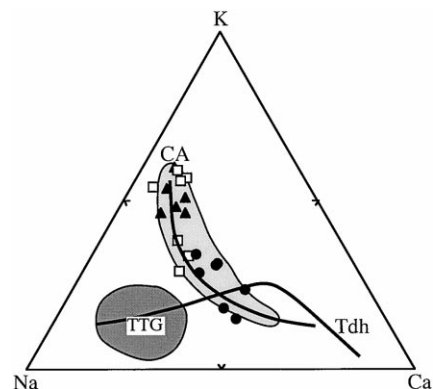


Fig. 4. K–Na–Ca triangle (Barker and Arth, 1976) showing the calc-alkaline differentiation trend of granites, which is distinct from Archaean TTG, which follows a typical trondhjemite trend (Martin, 1994). Symbols the same as in Fig. 3. Abbreviations: CA, calc-alkaline; Tdh, Trondhjemite; TTG, Trondhjemite–tonalite–granodiorite.

Table 1
Average composition x , standard deviation (S.D.) of representative major and trace element analyses of the granitoids from the western margin of the KSB, Hoskote-Kolar and Bangalore area

Bangalore area										Hoskote-Kolar area										Western margin of KSB									
Granites					Granodiorite					Granite					Quartz-monzonites														
Ind61a	Ind61d	BH41a	Ind61b	BH41b	Ind61c	Ind61e	Mean	S.D.	BH23	BH27b	Mean	S.D.	BH25a	BH26a	BH29	BH31	Mean	S.D.	87/S35	87/S23	87/S11	87/S9	87/S7	87/S20	BH33	Mean	S.D.		
SiO ₂	73.35	69.57	68.2	72.51	75.41	74.73	73.79	72.51	2.67	69.69	70.52	70.11	31.5	71.72	70.23	73.61	73.2	72.19	1.54	66.01	63.71	64.02	61.52	59.38	64.92	68.25	63.97	2.9	
Al ₂ O ₃	14.19	15.49	13.15	13.39	13.81	13.69	13.43	13.88	0.79	15.75	15.36	15.56	7.63	13.54	14.34	13.32	13.75	13.74	0.44	15.31	16.09	14.97	15.71	16.32	14.9	15.00	15.47	0.58	
Fe ₂ O ₃	1.57	3.37	6.78	2.59	1.18	1.17	1.55	2.6	2.01	2.25	2.44	2.35	1.34	2.58	3.08	1.75	1.79	2.3	0.65	5.07	5.61	5.46	6.6	6.85	5.19	3.16	5.42	1.21	
MnO	0.04	0.05	0.13	0.04	0.02	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.02	0.03	0.18	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.01	0.07	0.08	0.08	0.1	0.09	0.08	0.05	0.08	0.02	
MgO	0.33	0.88	0.00	0.41	0.00	0.15	0.19	0.28	0.31	0.38	0.01	0.2	1.42	0.33	0.52	0.08	0.16	0.27	0.2	1.82	2.38	2.07	2.77	3.04	2.11	1.22	2.2	0.6	
CaO	1.51	3.45	2.31	1.47	1.08	1.01	0.87	1.67	0.92	2.69	2.59	2.64	1.11	1.46	2.08	1.01	1.21	1.44	0.46	3.85	4.74	3.83	4.99	5.59	3.78	2.98	4.25	0.89	
Na ₂ O	3.82	4.48	3.81	3.25	4.11	3.68	3.22	3.77	0.45	4.73	4.36	4.55	0.97	3.18	3.24	3.24	3.42	3.53	0.51	4.47	4.44	3.97	3.49	4.39	3.84	4.21	4.12	0.37	
K ₂ O	4.3	1.25	4.00	4.36	4.00	4.7	5.41	4	1.31	2.66	3.18	2.92	1.54	5.47	3.52	5.47	5.23	4.92	0.94	1.51	1.78	2.99	2.26	1.53	2.96	3.3	2.33	0.75	
TiO ₂	0.18	0.42	0.59	0.35	0.1	0.09	0.16	0.27	0.19	0.26	0.29	0.28	0.11	0.43	0.51	0.25	0.2	0.35	0.15	0.46	0.56	0.5	0.64	0.7	0.44	0.36	0.52	0.12	
P ₂ O ₅	0.06	0.11	0.09	0.06	0.02	0.03	0.03	0.06	0.03	0.08	0.1	0.09	0.3	0.13	0.14	0.06	0.06	0.1	0.04	0.19	0.23	0.21	0.28	0.29	0.18	0.15	0.22	0.05	
LOI	0.25	0.27	0.02	0.59	0.22	0.29	0.5			0.51	0.69			0.49	0.48	0.49	0.34			0.25	0.05	0.54	1.09	0.19	0.39	0.47			
Total	99.6	99.34	99.04	99.02	99.4	99.58	99.18			99.04	99.55			99.37	99.23	99.35	99.39			99.01	99.67	98.64	99.45	98.38	98.9	99.33			
Nb	13	11	17	12	10	15	14	13	2	4	3	4	1	26	28	16	4	19	11	4	6	6	10	6	6	7	6	2	
Zr	117	235	777	233	131	112	174	224	252	139	169	154	21	324	290	232	208	264	53	172	166	244	214	211	221	141	196	36	
Y	9	20	30	10	12	29	30	20	10	3	3	3	0	37	41	24	8	28	15	13	16	15	42	18	18	11	19	10	
Sr	258	288	215	201	91	94	259	201	80	556	462	509	66	270	222	105	226	206	71	521	788	750	805	866	866	611	744	131	
Rb	135	96	40	143	155	199	216	141	60	72	59	66	9	217	155	276	179	207	53	57	57	88	80	57	80	127	78	25	
Co	2	9	4	4	1	1	2	3	3	4	6	5	1	5	8	3	4	5	2	20	21	17	24	26	20	9	20	6	
V	7	42	10	18	6	4	8	14	13	23	36	30	9	25	33	16	18	23	8	77	94	88	107	118	90	53	90	21	
Ni	3	4	2	2	1	2	2	2	1	1	3	2	1	6	7	3	2	5	2	33	38	30	39	45	36	14	34	10	
Cr	25	17	16	25	16	15	17	19	4	14	15	15	1	14	35	23	13	21	10	104	118	110	134	130	113	42	107	31	
Ba	685	331	3110	685	444	1257	331	978	993	1312	1491	1402	127	803	400	513	699	604	181	739	676	1202	1258	682	974	830	909	242	
Th	17	5	8	17	30	29	5	16	11	8	5	7	2	47	59	53	47	52	6	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	17	17	n.a.

Table 2

Rare earth element abundances of representative analyses of granitoids from Closepet batholith, Bangalore, Hoskote–Kolar and the western margin of the KSB

	Closepet				Bangalore			Hoskote–Kolar				W margin of KSB			
	Intrusive facies		Anatectic facies		Granites			Granodiorite		Granites		Quartz–monzonites			
	J8	J14	J20	J36	BH41b	Ind61e	IND61b	BH27b	BH23	BH26a	BH25a	87/s7	87/s20	87/s35	BH33
La	251	208	87.7	60	25.79	87.42	86.49	36.96	41.28	81.19	134.50	50.55	37.55	29.4	45.78
Ce	515	400	197.7	131.6	46.29	168	150.00	60.86	71.14	162.70	249.70	106.8	82.5	43.9	87.36
Pr	47	29.2	18.5	11.74	4.67	17.58	14.23	5.52	6.96	17.56	26.59				9.08
Nd	185	133.8	76.6	51.73	15.75	59.16	47.98	16.76	21.82	62.83	90.98	49.77	40.2	20.24	33.03
Sm	28	20.8	13.2	8.57	3.03	10.86	6.10	2.02	3.06	11.97	14.17	7.32	6.37	3.3	5.14
Eu	4.2	2.4	1.74	1.42	0.87	0.66	1.24	0.72	0.89	1.58	1.55	1.8	1.2	0.9	1.19
Gd	16.6	14	10.16	6.05	2.59	8.17	4.78	1.52	2.43	8.72	10.20				3.71
Tb	2.39	1.8	1.59	0.83	0.42	1.21	0.52	0.15	0.26	1.28	1.29	0.65	0.61	0.31	0.48
Dy	11.5	12.2	8.88	4.32	2.46	6.23	2.45	0.67	1.34	6.81	6.65				2.39
Ho	2.32	2.47	1.87	0.78	0.53	1.11	0.42	0.11	0.22	1.38	1.25				0.47
Er	5.9	6.08	5.32	2.34	1.47	3.04	1.02	0.34	0.58	3.77	3.38				1.15
Tm	0.9	0.83	0.83	0.28	0.26	0.48	0.14	0.05	0.27	0.53	0.44				0.16
Yb	5.16	4.7	5.75	1.67	1.77	3.08	0.89	0.31	0.52	3.34	2.89	1.1	1.2	0.86	1.15
Lu	0.71	0.62	0.83	0.24	0.29	0.46	0.13	0.06	0.08	0.45	0.39	0.18	0.16	0.16	0.19
Total REE	1075.68	836.9	430.67	281.57	106.184	367.46	316.382	126.032	150.85	364.11	543.98				191.279

been interpreted in terms of mixing (Jayananda et al., 1995a). The most striking features are the high Sr and Ba contents, reaching up to 1591 ppm and 3007 ppm respectively, in intrusive facies and low Ni and Cr (generally less than 36 ppm to 93 ppm respectively) even in less differentiated samples, suggesting their derivation from highly enriched mantle (Jayananda et al., 1995a).

REE patterns of intrusive facies are LREE-rich ($\text{La}_N=798\text{--}248$), highly fractionated ($\text{La}/\text{Yb}_N=20\text{--}35$) with slightly negative or no Eu anomalies (Jayananda et al., 1995a; this study), whereas anatectic facies display less enriched ($\text{La}_N=227\text{--}130$), but similar REE patterns [Fig. 7(a)].

3.2. Bangalore area

Granites of the Bangalore area occur as large sheets or dykes intruding the TTG Peninsular gneiss basement. Several distinct facies can be observed.

- Coarse- (IND 61a, IND 61b, BH 41a) to medium-grained (IND 61d, BH 41b) grey granites [quartz + K-feldspar + plagioclase ($\text{An}_{10\text{--}15}$) + biotite (frequently altered to chlorite) \pm hornblende with accessory interstitial zircon, allanite, apatite, sphene and opaques]. They exhibit a hypidiomorphic granular texture. Replacive and intergranular myrmekites are common.
- Whitish leucocratic granitic veins and dykes (IND 61c, IND 61e). Except for the lack of amphibole, they are similar in mineralogy to the grey granites.

Both facies are highly differentiated (SiO_2 70–75%) and have similar compositions. In Harker's binary plots the major elements define linear trends except for Na_2O and K_2O (Fig. 5). In the Ab–An–Or diagram of O'Connor (1965) all samples plot in the granite field (Fig. 3), and in a K–Na–Ca triangle (Fig. 4) they belong to a calc-alkaline differentiation trend.

Trace elements (except Ba) define clear, but

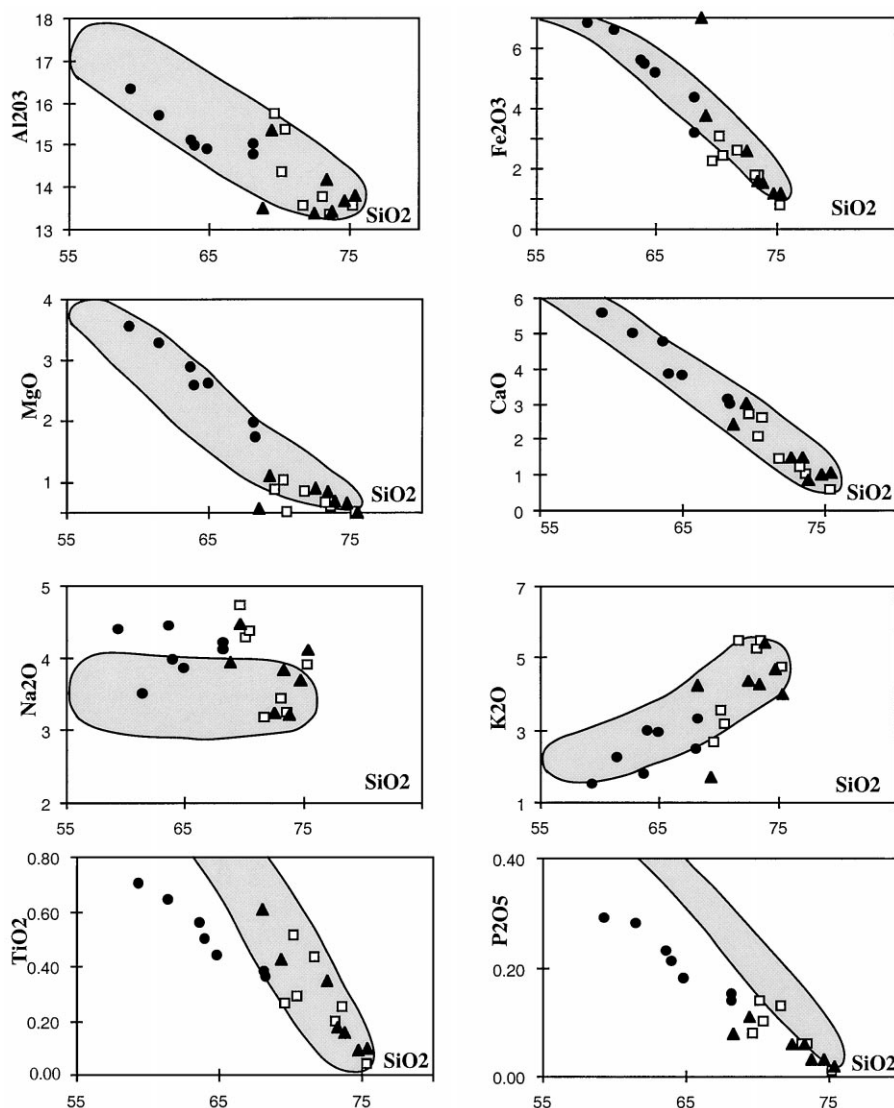


Fig. 5. Major element plots on Harker's binary diagrams for the granites of Bangalore, Hoskote–Kolar and the western margin of the KSB, showing negative correlation of all the major elements except Na_2O and K_2O . Na_2O does not show any trend, whereas K_2O displays a positive correlation. Symbols are as in Fig. 3.

distinct linear trends for the grey granites on the one hand, and the leucogranites on the other hand; the strongest differences appear for Rb and Y, as the leucocratic granites bear significantly higher contents for both elements. In both facies, Ba and Sr contents are relatively high compared with their silica contents (1257 ppm and 288 ppm respec-

tively), although their abundances are less compared with the Closepet batholith. Ni and Cr contents are low (<4 ppm and 25 ppm respectively). The REE patterns [Fig. 7(b)] display rather high LREE contents ($\text{La}_N = 277\text{--}182$), generally lower than the Closepet batholith, and are highly fractionated ($\text{La}/\text{Yb}_N = 18.9\text{--}63.9$) with Eu

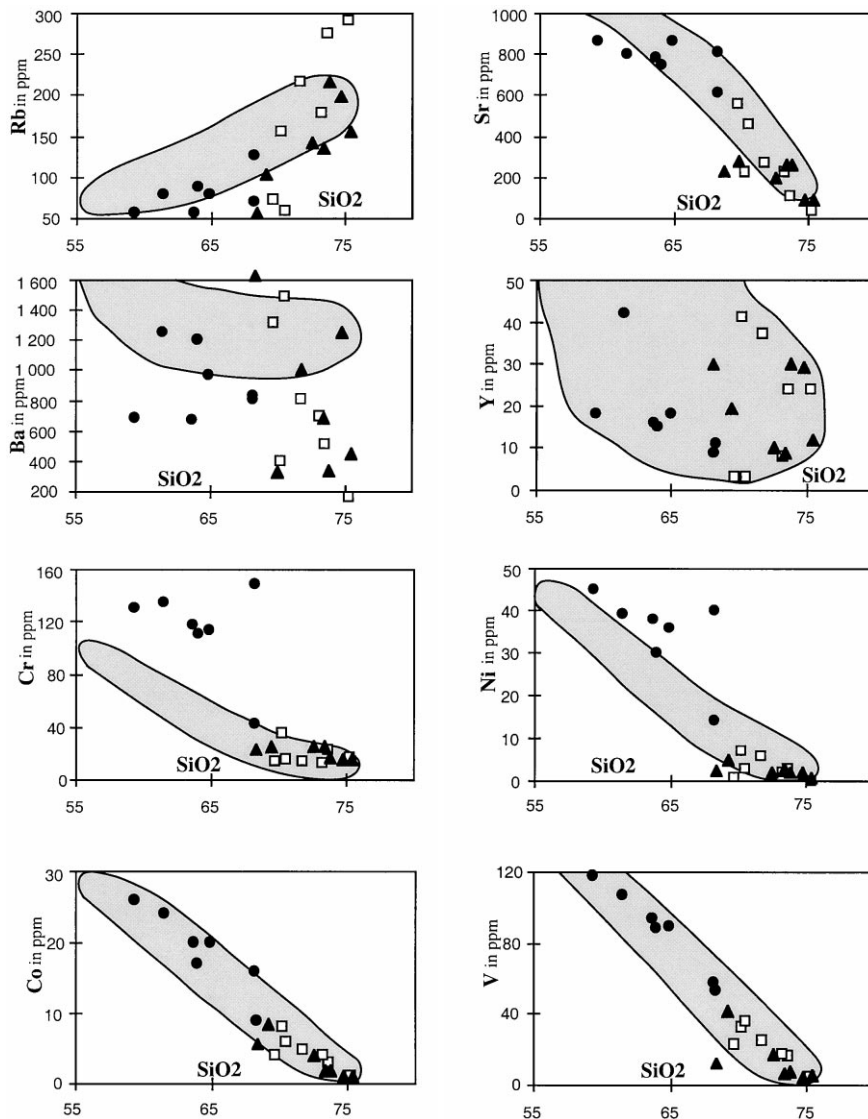


Fig. 6. Trace element plot on Harker binary diagrams for the granites of Bangalore, Hoskote–Kolar, and the western margin of the KSB. Sr, Ni, Co and V show negative correlation with SiO_2 , whereas Rb shows a good positive correlation. Ba and Y do not show any trend. Symbols are as in Fig. 3.

anomalies that are slightly negative in the grey granites but strongly negative in the leucocratic granites.

3.3. Hoskote–Kolar area

The granitoids of Hoskote–Kolar area are granodioritic to granitic in composition (Fig. 3).

- Granodiorites [quartz + plagioclase (An_{10-20}) + K-feldspar + hornblende + biotite with accessory zircon, sphene and allanite] are fine- to medium-grained rocks with a hypidiomorphic granular texture. High temperature deformation textures, such as reduction of grain size and corroded boundaries of quartz grains, are common. Plagioclase frequently shows alter-

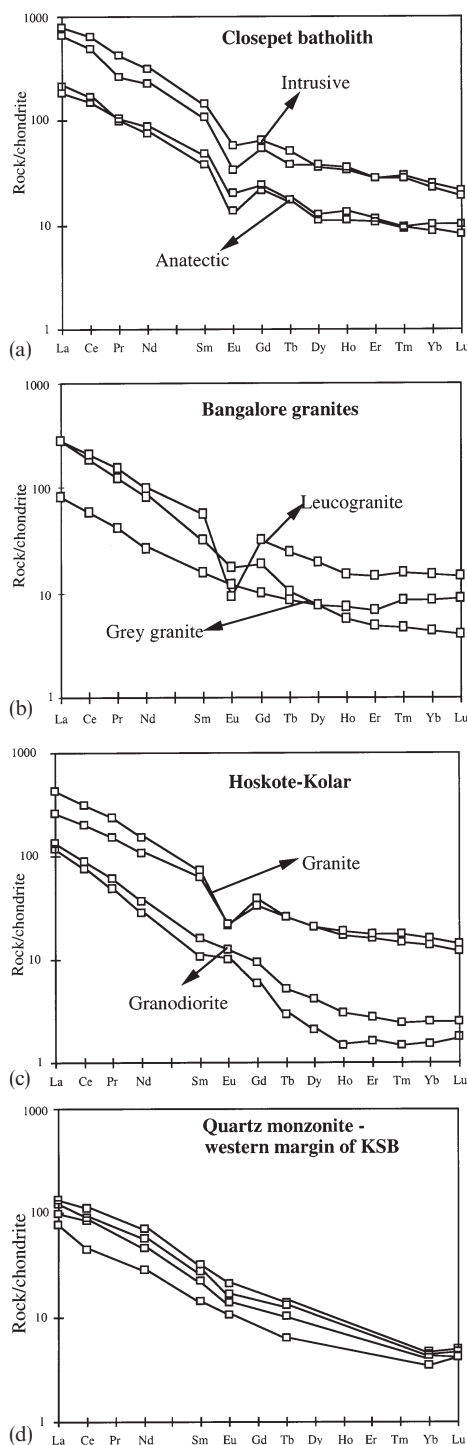


Fig. 7. (a) REE patterns of the Closepet batholith; (b) Bangalore granites; (c) Hoskote-Kolar granodiorites and granites; (d) quartz-monzonites from the western margin of the KSB.

ation to epidote, and hornblende is replaced by biotite.

- Granites [quartz + plagioclase (An_{10-15}) + K-feldspar + biotite with accessory zircon, apatite, allanite, sphene and opaques] are medium- to coarse-grained and occasionally contain 1–2 cm K-feldspar phenocrysts. They display hypidiomorphic granular to porphyritic texture.

SiO_2 ranges from 69 to 75%; in Harker's binary diagram the major elements define linear trends (Fig. 5), and on the K–Na–Ca triangular diagram all the samples plot a calc-alkaline differentiation trend (Fig. 4).

Trace elements are also correlated with SiO_2 (Fig. 6) for the granite; granodiorite samples plot outside for most elements. Only Ba and Y show notable scattering. Ba and Sr contents are relatively high (1491 ppm and 556 ppm respectively), whereas Ni and Cr contents are low (<7 ppm and 35 ppm) as observed in Bangalore granites. The REE contents are highly variable but generally characterized by high LREE contents (La_N 426–117). The granodiorite displays strongly fractionated REE patterns ($La/Yb_N = 50.2–78.2$) and shows slight positive to negative Eu anomalies [Fig. 7(c)], whereas granite shows moderate to strongly fractionated REE patterns ($La/Yb_N = 16–60.9$) and negative Eu anomalies [Fig. 7(c)].

3.4. Western margin of the KSB

The quartz monzonites [quartz + plagioclase (An_{20-30}) + K-feldspar + hornblende \pm clinopyroxene + biotite with accessory phases are zircon, apatite, allanite, sphene and opaques] are medium- to coarse-grained and show hypidiomorphic granular texture. The clinopyroxene occurs mainly as interstitial grains, which is highly unstable, being replaced by hornblende–biotite association. SiO_2 contents of the analysed samples range from 59 to 67%, which makes them less differentiated than Hoskote-Kolar granitoids immediately to the west. In the Ab–An–Or diagram (Fig. 3) these rocks plot in the granodiorite field with the exception of two samples, which extend into the tonalite domain. On Harker's binary plots the major elements define good linear trends (see Fig. 5). Similar to other granitoids of the present study, on the K–

Na–Ca triangular plot (Fig. 4) they define a classical calc-alkaline differentiation trend.

Trace elements on Harker's binary diagrams show linear trends with the exception of Ba, which is more dispersed (see Fig. 6). Although Sr and Ba contents remain high (866 ppm and 1258 ppm respectively), the Ba content is generally lower compared with the other areas of the present study, whereas Sr contents are lower than the intrusive facies of the Closepet batholith. On the other hand, Ni and Cr contents are rather high (maximum 45 ppm and 149 ppm respectively). Such trace elemental characteristics probably reflect chemical heterogeneity of the source or independent magmatic evolution histories. LREE contents (La_N 110–145) are significantly lower compared with the other rocks studied in the west. The REE patterns are moderately fractionated ($\text{La}/\text{Yb}_N = 21.3\text{--}30.6$) and display slight negative Eu anomalies [Fig. 7(d)].

3.5. Eastern margin of the KSB

Granitoids along the eastern margin of the KSB are termed Kambha gneiss (Balakrishnan and Rajamani, 1987; Krogstad et al., 1991, 1995); further south they are termed Bisanattam granites (Narayanaswamy et al., 1960). These granodiorites [quartz + plagioclase (An15–20) + K-feldspar + biotite \pm hornblende with accessory zircon, sphene and opaques] are medium- to coarse-grained and display hypidiomorphic granular texture.

SiO_2 content varies from 70 to 74% with high Mg# (0.30–0.44) and show a calc-alkaline differentiation trend (Balakrishnan and Rajamani, 1987). They are characterized by low LREE ($\text{La}_N = 45\text{--}55$; Balakrishnan and Rajamani, 1987) compared with all the rocks studied. The REE patterns are moderately fractionated ($\text{La}/\text{Yb}_N = 14\text{--}15$) without any significant Eu anomalies (Balakrishnan and Rajamani, 1987).

In summary, although it is difficult to compare the chemical composition or mineralogy of rocks displaying different degrees of differentiation, the following observations can be made from this study.

All the rocks define a calc-alkaline differentiation trend and show no affinity with the trondhjem-

itic trend typical of Archaean TTG (Martin, 1994). For some constituents (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , K_2O , Rb, Sr, Co and V), all the rocks studied follow the same differentiation trend, whereas other constituents (Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 , Ba, Y, Ni and Cr) show distinct differentiation lines. This, together with their spatial and temporal association, probably implies that these rocks have some genetic relationship, even if their evolution histories may be different at least in detail.

From west to east the LREE contents, as well as LIL element contents, generally tend to decrease progressively, although contents of these elements remain high, a characteristic feature of the late Archaean magmatism (Stern and Hanson, 1991). The overall contents of transition elements are low (except for the western margin of the KSB), precluding a one-stage mantle-derived origin.

4. Zircon ages

In order to define the basement and timing of calc-alkaline magmatism, we have analysed zircons from Peninsular gneiss basement and intrusive magmatic bodies by the stepwise single zircon evaporation method (Kober, 1986) and the data are presented in Table 3 and Fig. 8(a) and (b).

A sample of Peninsular gneiss (PG2) is a highly coarse-grained biotite–hornblende bearing dark grey tonalitic facies that occurs as large enclaves within typical medium-grained grey gneisses in a large quarry in the southern part of Bangalore city (Fig. 2). Zircons are euhedral, elongate, show zoning and generally do not display any overgrowth, but some grains appear to be more complex. A single zircon yielded a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 3127 ± 8 Ma [Fig. 8(a)]. This age corresponds to a minimum age for the emplacement of the magmatic protoliths of the basement.

The late calc-alkaline magmatic rocks have been dated from several localities.

In the Bangalore area, sample BH 41a is a highly coarse-grained grey granite collected from the southwestern part of Bangalore city in a large quarry at BEML township (Fig. 2). Zircons are clear, euhedral to subhedral in shape [S24 high temperature type of Pupin (1980)] and some are more metamict with brown cores and overgrowths.

Table 3

Single zircon evaporation Pb isotopic data for the Peninsular gneiss and granitoids from Bangalore, Hoskote–Kolar and the western margin of the KSB

Sample	<i>n</i> ratios measured	Step (A)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb measured	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb measured	Error $1\sigma \times 10^{-4}$	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb corrected	Age ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (Ma)	Error 1σ
<i>Bangalore TTG</i>								
PG 2	80	2.6	3270	0.2419	49	0.2385	3110	16
	80	2.8	4995	0.2432	18	0.2415	3127	8
<i>Bangalore granites</i>								
BH 41 a grain 1	20	2.8	887	0.1760	11	0.1621	2478	12
	40	3.1	734	0.1768	32	0.1598	2454	34
BH 41a grain 2	20	2.6	4759	0.1686	22	0.1663	2520	22
	60	2.8	14602	0.1686	12	0.1679	2537	10
	20	3.1	35157	0.1685	2	0.1683	2541	3
<i>Hoskote–Kolar granites</i>								
BH 25 a grain 1	60	2.6	4570	0.1652	4	0.1626	2483	4
	180	2.8	17116	0.1689	7	0.1682	2540	4
BH 25a grain 2	100	2.8	12 798	0.1656	5	0.1648	2505	4
	60		6013	0.1676	4	0.1657	2515	3
BH 29 grain 1	40	2.8	1598	0.1723	6	0.1645	2502	2
BH 29 grain 2	20	2.8	1295	0.1706	7	0.1611	2467	3
BH 31	80	2.8	6153	0.1655	4	0.1636	2494	4
	100	3.1	7216	0.1700	15	0.1681	2539	11
<i>W margin KSB granites (Kamasandra)</i>								
87/S7 grain 1	20	2.8	19 464	0.2038	11	0.2027	2848	19
	7	3.1	nd	0.2050	93	0.2031	2851	77
87/S7 grain 2	20	2.6	50 443	0.1674	22	0.1673	2531	23
	60	2.6	36 717	0.1685	15	0.1684	2542	5
	80	2.8	51 828	0.1672	22	0.1673	2531	21
87/S7 grain 3	100	2.6	30 905	0.1803	10	0.1799	2652	4
	140	2.8	69 778	0.1807	12	0.1806	2658	2
	40	3.2	102 519	0.1874	3	0.1873	2718	8
87/S7 grain 4	80	2.6	42 504	0.1689	9	0.1686	2544	2
	100	2.8	65 857	0.1683	5	0.1681	2539	1
	100	3.1	82 542	0.1688	10	0.1687	2545	2
87/S7 grain 5	80	2.8	28 734	0.1681	9	0.1677	2534	1
87/S7 grain 6	60	2.8	58 343	0.1693	4	0.1691	2549	1
	100	2.8	59 665	0.1696	10	0.1694	2552	2

Two single grains without visible cores indicate a range of ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages between 2450 and 2541 Ma (Fig. 8a). The oldest plateau age recorded is 2541 ± 3 Ma.

Five zircon analyses were performed on three distinct samples from the Hoskote–Kolar area. Sample BH 25a is a foliated and sheared coarse-grained grey granite collected in a large quarry at Mettubande village (14 km before Kolar town along Bangalore–Madras National Highway No. 4, Fig. 2). Zircons are euhedral, elongated, clear to brown with fine-zoned structures without any visible overgrowth or cores. Two single grains

yielded ages between 2470 and 2540 Ma with a plateau age defined at 2540 ± 4 Ma [Fig. 8(a)]. Sample BH 29 is medium-grained grey granite collected about 1 km east of Malur. Zircons are euhedral and are of S24–25 high temperature types. Two grains analysed did not allow a large acquisition of data, probably because they lost radiogenic lead and thus could be discordant; the ages obtained are ca. 2500 Ma [Fig. 8(a)]. Sample BH 31 is a coarse-grained grey granite sample collected 0.5 km north of Tekal village (Fig. 2). Zircons are euhedral, elongate and strongly zoned without any inherited cores or overgrowth. A

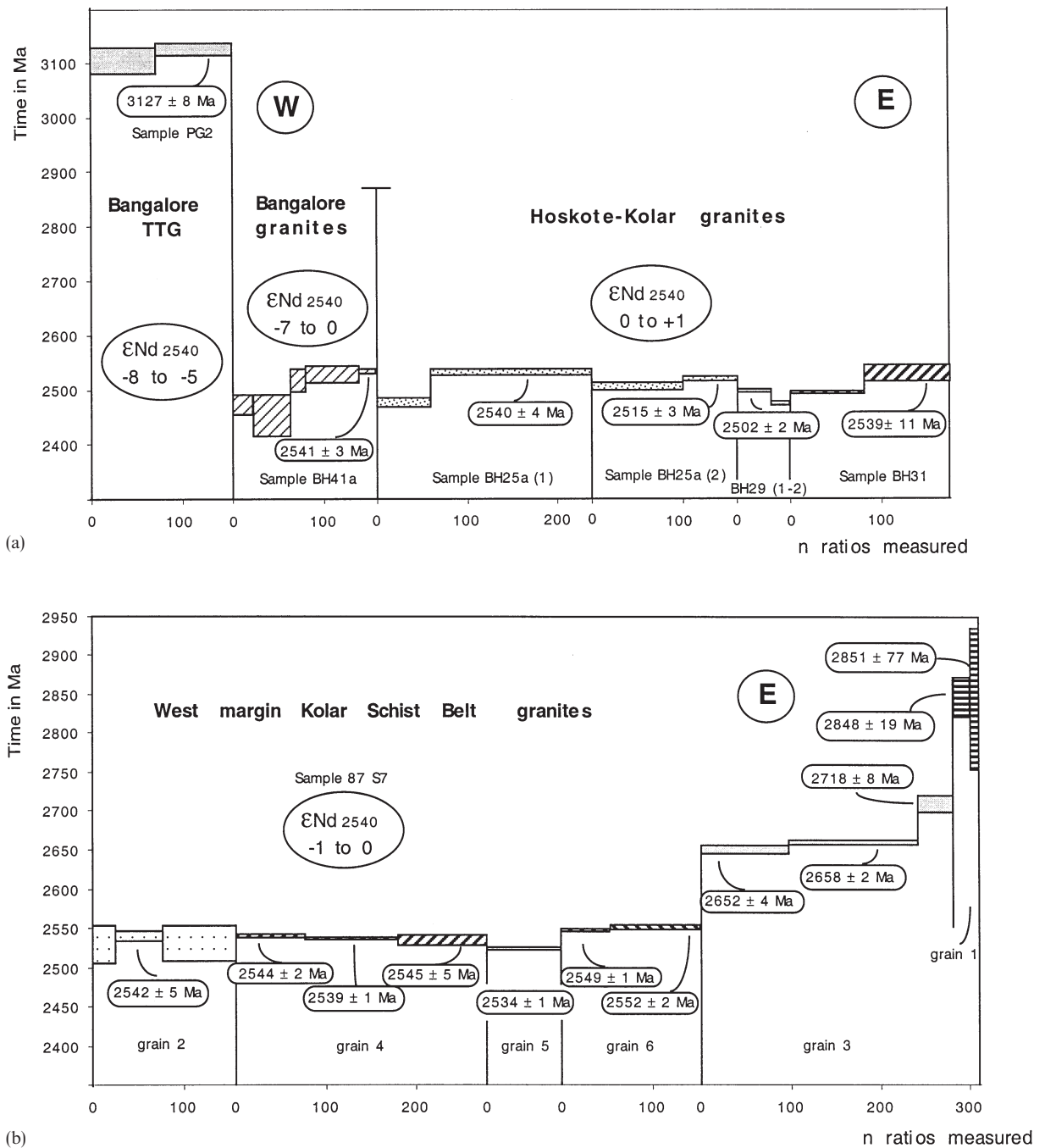


Fig. 8. (a) Single zircon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ evaporation ages of TTG sample (PG2), Bangalore granite (sample BH41a) and granites of Hoskote-Kolar area (samples BH25a, BH29 and BH 31). (b) Single zircon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ evaporation ages of quartz-monzonite from the western margin of KSB (sample 87/S7).

single grain analysed provides a plateau age at 2539 ± 11 Ma [Fig. 8(a)].

In the western margin of KSB, a coarse-grained dark grey quartz–monzonite (sample 87/S7) has been collected about 5 km southeast of Kamasandra village (Fig. 2). The main zircon population is euhedral to subhedral, elongate, brownish and strongly zoned without any visible cores. A few grains of small slightly brown xenocrysts can also be observed. Zircon grains from the main population provide $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ plateau ages of 2534–2552 Ma [Fig. 8(b)], whereas the xenocryst grains indicate single zircon evaporation ages of 2650–2720 Ma up to 2851 ± 77 Ma. A similar inherited zircon component of 2800 Ma has been described by Krogstad et al. (1991) in the 2631 ± 6 Ma Dod gneiss about 20 km north. The inherited zircon xenocrysts could be derived from 2840 Ma old Champion gneiss, as suggested by Krogstad et al. (1991), or correspond to mixed minimum ages.

In summary, our geochronologic data indicate a major episode of widespread magmatic activity to the east of Closepet batholith during 2530–2550 Ma. Further, it appears that late Archaean magmatic events in the Dharwar craton are restricted not only to the Closepet batholith but rather widespread throughout the eastern Dharwar craton. The 2550–2534 Ma ages obtained (except the inherited grains) on the granites studied are interpreted as corresponding to the crystallization of zircon during their magmatic emplacement. They are similar to the ages obtained by Peucat et al. (1989, 1993a) for the juvenile gneisses and granites of the Krishnagiri area and also to the ages obtained by Krogstad et al. (1991) for the Patna granite in the western margin and the Kambha gneiss in the eastern margin of the KSB. However, this magmatism appears to slightly pre-date (20–30 Ma) the emplacement of the Closepet batholith (Friend and Nutman, 1991; Jayananda et al., 1995a).

From zircon ages it is clear that the 2550–2530 Ma period in the eastern Dharwar craton is characterized by an abundant calc-alkaline magmatism sharing common features (shear deformation, high LILE and LREE), although minor

differences in both timing and chemical characteristics suggest different magmatic histories in detail.

5. Nd–Sr isotopes

Nd and Sr isotope data, together with Nd model ages, $\epsilon_{\text{Nd}}(T=2540 \text{ Ma})$ values and initial Sr ratios at 2540 Ma, are presented in Table 4 and ϵ_{Nd} versus I_{Sr} diagram (Fig. 9).

In the present study the TTG Peninsular gneisses of the Bangalore area show high negative ϵ_{Nd} values (–5 to –8) at 2540 Ma with T_{DM} Nd model ages ranging from 3100 to 3400 Ma using a depleted mantle model, which corresponds to $\epsilon_{\text{Nd}}(T=2540 \text{ Ma})$ values in agreement with those suggested by Nagler and Kramers (1998) for the Archaean (see Appendix A). These model ages are similar to that defined for the 3300 Ma old Peninsular gneisses in the western Dharwar Craton (Peucat et al., 1993a). The TTG studied is characterized by initial Sr ratios at 2540 Ma ranging from 0.7029 to 0.7135, except one sample that shows an impossible value (<0.700 at 2540 Ma) indicative of post-Archaean alteration. On the other hand, the TTG gneisses of the western margin of the KSB show ϵ_{Nd} values (–5 to –6 at 2540 Ma) with T_{DM} ages close to 3000 Ma and initial Sr ratios mainly radiogenic (0.7047 to 0.7135 at 2540 Ma). These values are comparable with gneisses of the western margin of the Closepet batholith (0.704–0.737; Jayananda et al., 1995a).

Isotopic data of various facies of the Closepet batholith have already been presented by Jayananda et al. (1995a). The intrusive facies show ϵ_{Nd} values ranging from –1 to –4 at 2520 Ma with T_{DM} ages of 2700–2900 Ma, indicating a juvenile input in their genesis; anatectic facies show ϵ_{Nd} values (–4 to –8 at 2520 Ma) more similar to TTG basement with T_{DM} ages in the range 2900–3300 Ma. Initial Sr ratios range from 0.7020 to 0.7170 at 2520 Ma and are in agreement with Nd isotope data, suggesting contributions from mantle as well as ancient crust. In the $\epsilon_{\text{Nd}}(T=2540 \text{ Ma})$ versus I_{Sr} diagram (Fig. 9), the Closepet samples plot along a mixing hyperbola extending between the depleted mantle array and the field of Peninsular gneisses.

Table 4

Sm–Nd and Rb–Sr isotopic data of the representative analyses of TTG Peninsular gneisses and granitoids from Bangalore, Hoskote–Kolar and the western margin of the KSB

Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/$ ^{144}Nd	$^{143}\text{Nd}/$ ^{144}Nd	Error $2\sigma m \times$ 10^{-6}	ϵ 0 Ga	T_{DM} $\epsilon_0 = +8$	ϵ 2.54 Ga	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/$ ^{86}Sr	$^{87}\text{Sr}/$ ^{86}Sr	Error $2\sigma m \times$ 10^{-6}	I_{Sr} at 2540 Ma
<i>Bangalore TTG</i>														
PG2	8.51	43.6	0.118	0.510922	3	–34	3364	–8	110	238	1.34	0.718899	9	0.6697
PG20	4.92	25.5	0.117	0.511068	3	–31	3095	–5	72.0	193	1.08	0.742689	13	0.7029
<i>TTG–western margin of KSB</i>														
IND182	8.70	64.4	0.082	0.510431	5	–43	3002	–6	23.0	434	0.15	0.710321	7	0.7047
IND183	6.04	36.7	0.100	0.510735	6	–37	3071	–6	58.5	295	0.58	0.73446	7	0.7133
IND184	2.60	16.3	0.097	0.510738	6	–37	2992.04	–5	47.6	450	0.31	0.716561	7	0.7053
<i>Bangalore granites</i>														
Ind 61a	3.49	23.0	0.092	0.510724	5	–37	2887	–3	134	267	1.45	0.754355	9	0.7011
Ind 61b	6.34	47.6	0.081	0.510543	6	–41	2853	–3	150	206	2.13	0.776868	8	0.6986
Duplicate	5.88	43.3	0.082	0.510543	6	–41	2885	–4	–	–	–	–	–	–
Ind 61c	4.54	21.2	0.130	0.511151	6	–29	3416	–7	208	93.8	6.55	0.933420	9	0.6929
Ind 61d	3.99	16.2	0.149	0.511860	4	–15	2766	0	110	292	1.07	0.739942	9	0.7006
Duplicate	3.90	16.2	0.146	0.511776	6	–17	2838	0	–	–	–	–	–	–
Ind 61e	10.9	59.7	0.111	0.510874	3	–34	3198	–7	223	277	2.35	0.789920	7	0.7036
BH41a	10.5	62.5	0.101	0.510925	7	–33	2861.95	–3	39.9	199	0.58	0.724671	7	0.7033
BH41b	2.92	15.2	0.116	0.511170	8	–29	2909	–2	156	89.8	5.12	0.884112	8	0.6959
<i>Hoskote–Kolar granites</i>														
BH23	3.11	22.6	0.083	0.510749	7	–37	2674	0	71.8	562	0.37	0.715324	8	0.7017
BH25a	13.6	88.9	0.093	0.510890	8	–34	2701.04	0	217	260	2.44	0.785005	6	0.6954
BH26a	11.6	62.9	0.112	0.511212	8	–28	2731	0	156	217	2.09	0.776520	8	0.6997
BH27b	1.92	17.1	0.068	0.510527	8	–41	2624	1	58.2	467	0.36	0.714439	7	0.7012
BH27c	2.19	6.29	0.210	0.512864	7	4	–	0	291	35.2	26.0	1.600827	12	0.6443
BH29	8.83	58.5	0.091	0.510882	7	–34	2682	0	280	94.3	8.81	0.975056	8	0.6513
BH31	5.42	44.9	0.073	0.510616	5	–39	2623	1	179	226	2.31	0.785364	5	0.7006
<i>W margin of KSB granites (Kamasandra)</i>														
BH33	0.48	3.14	0.092	0.510921	4	–34	2662	0	127	611	0.60	0.722432	4	0.7003
87/S7	7.18	42.2	0.103	0.511048	4	–31	2736	–1	54.7	870	0.18	0.708430	7	0.7017
Duplicate	–	–	–	–	–	–	–	–	57.0	866	0.19	0.708521	5	0.7015
87/S20	6.19	34.9	0.107	0.511178	5	–29	2667	0	79.7	555	0.42	0.717590	4	0.7023
Duplicate	–	–	–	–	–	–	–	–	80.0	556	0.42	0.717619	5	0.7023

Bangalore grey granites exhibit a large range of ϵ_{Nd} values (0 to –3) with T_{DM} Nd model ages close to 2800–2900 Ma, whereas the two leucocratic granite samples display Nd model ages up to 3200–3400 Ma and high negative ϵ_{Nd} values (–7) at 2540 Ma. Their I_{Sr} values ranges from 0.701 to 0.704 at 2540 Ma. Three samples have an abnormal $I_{\text{Sr}} < 0.700$ at 2540 Ma corresponding to samples with high Rb/Sr ratios, which suggests alteration during post-Archaean processes. In the ϵ_{Nd} versus I_{Sr} diagram (Fig. 9) all the samples that are not significantly changed during post-Archaean alteration plot along a mixing line between the

mantle and crustal component (TTG Peninsular gneisses).

Hoskote–Kolar granitoids are characterized by ϵ_{Nd} ($T = 2540$ Ma) values very close to zero (0 to +1) with younger T_{DM} Nd model ages of 2600–2700 Ma. They display initial Sr isotopic compositions ranging from 0.701 to 0.702, for samples having high Sr contents (> 460 ppm). Samples with lower Sr content and high Rb/Sr ratios show abnormal values (< 0.700) at 2540 Ma. This could be related to an opening of the Rb–Sr system during the Paleoproterozoic E–W shearing observed further south (Peucat et al., 1993a),

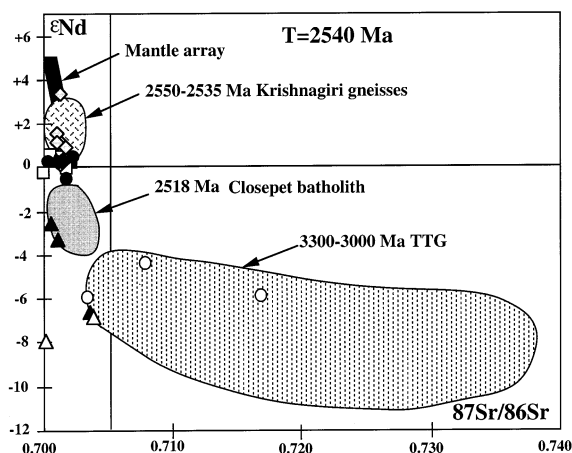


Fig. 9. ϵ_{Nd} versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($T=2540$ Ma) diagram. Symbols are as in Fig. 3. Symbol for granodiorites of eastern margin of the KSB \diamond ; Bangalore TTG \triangle ; and TTG from the western margin of the KSB \circ .

which is indicated by Rb–Sr cooling ages of micas during 2300–2200 Ma. In the ϵ_{Nd} versus I_{Sr} diagram (Fig. 9) they form a cluster close to chondritic mantle values using the samples with less or unmodified Sr.

The quartz monzonites of the western margin of the KSB also show ϵ_{Nd} values close to zero (-1 to 0) at 2540 Ma with T_{DM} Nd model ages around 2500–2700 Ma. Their I_{Sr} values (0.700 – 0.702) are in agreement with Nd isotope data, in that they plot close to chondritic mantle values in the ϵ_{Nd} versus I_{Sr} diagram (Fig. 9).

Along the eastern margin of the KSB, granodioritic Kambha gneiss shows positive ϵ_{Nd} ($T=2532$ Ma) values (0 to $+3$) with T_{DM} Nd model ages of 2500–2700 Ma, (Krogstad et al., 1995) and plot close to depleted mantle array. Directly south of the KSB, 2550–2535 Ma old granites and gneisses of the Krishnagiri area also exhibit a similar range of initial ϵ_{Nd} (0 to $+3$ at 2540 Ma) values (Peucat et al., 1989, 1993a).

In summary, with the exception of the leucocratic facies of Bangalore area, all the granitoids in this zone display isotopic characteristics that demonstrate a major juvenile input to their genesis. However, it should be noted that crustal influence can be evidenced in some of these rocks (Bangalore, Closepet). Finally, given the low

transition elements contents, it is likely that these granites may not be primary mantle melts, but rather products of complex magmatic evolution.

The granites that occur between the Closepet batholith and the KSB area show a general geographical evolution from west to the east, with negative ϵ_{Nd} (T) values (-7 to 0) in the western part, to slightly negative to positive ϵ_{Nd} (T) values (-1 to $+3$) to the east. These characteristics are in good agreement with the geochemical data, wherein the intrusive facies of the Closepet batholith are characterized by strong enrichment in incompatible elements, whereas a progressively lesser degree of enrichment is observed in Bangalore, Hoskote–Kolar, the western margin of the KSB and there is a slight depletion along the eastern margin of the KSB.

This feature could be interpreted, either in terms of variation in the source of the magmas (enriched source in the west, to nearly chondritic if not depleted in the east), or in terms of decreasing crustal influence (from highly contaminated magmas in the west to purely mantle-derived melts in the east) or both. Assuming all the observed variations are caused by varying degrees of interaction with the ancient crust, the expected ‘pure’ mantle source would be close to ϵ_{Nd} ($T=2540$ Ma) = $+3$, and the resulting magmas similar to the granites east of the KSB (i.e. Nd = 8–16 ppm, etc.). In this assumption, all other magmatic suites are expected to plot in between this end-member and the field of TTG gneisses, which is clearly not the case (Fig. 10). This demonstrates that at least a part of the variation is caused by evolution of the primary source. Nevertheless, it is clear that these magmatic bodies are, in general, not totally devoid of crustal component, as demonstrated by the occasional TTG enclaves, except in the eastern margin of the KSB. On the other hand, Closepet batholith and Bangalore granites (to a lesser extent) display isotopic signatures typical of crust–mantle interactions with dispersion along mixing lines, whereas Hoskote–Kolar and the western margin of the KSB have isotopic characteristics close to chondritic mantle with minor or no interactions with the crust, as all the samples are isotopically very similar. Further, the granodiorites of the eastern margin of the KSB show Nd isotopic characteristics of slightly depleted mantle

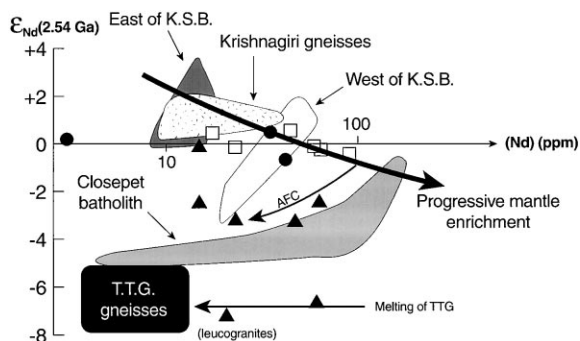


Fig. 10. ϵ_{Nd} ($T=2540$ Ma) versus Nd (ppm) diagram showing progressive enrichment of source from slightly depleted mantle in the eastern margin of the KSB through chondritic to highly enriched mantle to the west in the Closepet batholith. Symbols are as in Fig. 9.

(Krogstad et al., 1995), similar to 2550–2535 Ma juvenile granites and gneisses directly south in the Krishnagiri area (Peucat et al., 1989, 1993a).

6. Petrogenesis and sources

Some of the late Archaean granitoids in the eastern Dharwar craton have already been studied by several workers, who proposed petrogenetic models (Friend, 1983; Condie et al., 1985; Allen et al., 1986; Balakrishnan and Rajamani, 1987; Newton, 1990; Jayananda et al., 1992, 1995a; Krogstad et al., 1995). On the other hand, the data presented in this paper are qualitatively used to constrain both petrogenetic mechanisms and sources of granitoids from Closepet batholith to the east up to the KSB.

6.1. The Closepet batholith

It has long been considered that the Closepet batholith has an anatectic origin (Friend, 1983; Allen et al., 1986; Newton, 1990). This hypothesis has been negated by Jayananda et al. (1992), since the batholith contains early fractionated mafic facies ($\text{SiO}_2 < 50\%$) that cannot be produced through partial melting of surrounding TTG basement (SiO_2 68–75%). This implies that at least the more mafic components of the Closepet batholith are mantle derived.

The isotopic data of Jayananda et al. (1995a) show that all the facies of the Closepet batholith are related to mixing between two distinct end-members: a mantle-derived magma and a crustal component. Geochemical modelling using major and trace elements (Moyen, 1996; Moyen et al., 1997a,c) leads to the following model: mantle-derived melts [similar to the ‘sanukitoids’ of Stern and Hanson (1991)] intrude the hot gneissic basement and induce its anatexis. The resulting anatectic melts, mixed together with mantle-derived magmas, could account for the mineralogical, chemical and isotopic characteristics of the whole Closepet batholith.

The nature of the source of the primary magma has also been investigated. The most mafic components, which are expected to have least crustal influence, still show $\epsilon_{\text{Nd}} = -3$. Clinopyroxene, which is the earliest phase crystallizing in the magma, also shows $\epsilon_{\text{Nd}} = -3$ (Moyen, 1996), leading to the conclusion that this isotopic signature reflects the source of primary magmas and is not related to emplacement history.

Consequently, two hypotheses can be proposed with regards to the source of the Closepet batholith:

1. the source itself is composite, made up both depleted or chondritic mantle component and a crustal component;
2. the source is an enriched mantle.

Since the late co-magmatic, lamprophyre dykes (which are pure mantle products) display the same isotopic composition, the latter hypothesis is favoured. Further, the high LREE level ($\text{La}_N = 798\text{--}248$) and the high contents in LILE, such as Ba and Sr in the intrusive facies, are in good agreement with an enriched mantle hypothesis.

6.2. Bangalore granites

All these rocks are granitic in composition, and are very similar in respect to their major elements contents. However, based on trace element and isotopic compositions, it is possible to propose the following petrogenetic hypothesis.

The leucocratic granites (IND 61c, IND 61e) display a high negative ϵ_{Nd} (-7) at 2540 Ma.

This can only be interpreted in terms of a major input of old crustal components in their genesis. This hypothesis is supported by the high incompatible element contents (Rb, but to a lesser extent Th, Y and Nb), the very low transition element contents (Ni, Cr, Co and V), and strong negative Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.21$). All these features can be interpreted in terms of reworking of TTG Peninsular gneisses.

On the other hand, the grey granites (both coarse- and fine-grained varieties) have an isotopic signature ($\epsilon_{\text{Nd}} = 0$ to -3 at 2540 Ma) that precludes both a purely anatectic origin, and an entirely mantle-derived origin. This shows that they are probably generated by mixed contributions from mantle and ancient TTG crust. On the other hand, their low contents of compatible elements (Ni, Cr, V) probably imply that fractional crystallization occurred at some stage of their magmatic evolution. Given the relatively little available data, we are not able to be precise on the nature of the crust–mantle interactions leading to their emplacement; an assimilation–fractional crystallization (AFC) process between TTG basement and mantle-derived melts (whether directly or indirectly) seems to be an adequate mechanism to account for both the intermediate isotopic signature and the significant enrichment in incompatible elements and the depletion in compatible elements.

If isotopic compositions imply involvement of a mantle component, it is difficult to constrain its nature precisely. High contents in LREE and LILE militate in favour of an enriched mantle hypothesis; Bangalore granites appear to be less enriched than the Closepet batholith for rocks of a similar degree of differentiation. Thus we consider that the source of the Bangalore granites could be an enriched mantle but that the level of enrichment would be lower than in the Closepet batholith.

6.3. Hoskote–Kolar granitoids

Until now, no detailed petrogenetic studies have been conducted on these granitoids. However, based on our data, it is possible to make several observations.

The isotopic characteristics shown in Fig. 9 are consistent with mantle values ($\epsilon_{\text{Nd}} = -0.4$ to $+0.6$ and initial Sr of 0.701–0.702 at 2540 Ma). This

precludes large-scale crustal contamination by the ancient TTG basement and implies magma derivation mainly from mantle source (whether directly or not). On the other hand, both granodiorite and granite show contrasted trace-element contents for similar major element composition (e.g. in the granodiorites the Sr and Ba are double that of the granites). Both show the same age and similar isotopic compositions, which is interpreted as reflecting their derivation from a single source. In this case, the source should be either heterogeneous or affected by different degrees of partial melting to account for the observed chemical variations. However, the silica contents ($\text{SiO}_2 = 68\text{--}75\%$) and $\text{Mg\#} = 0.04\text{--}0.21$, together with low Ni and Cr contents, are inconsistent with primary mantle melts and indicate, rather, that primary melts have undergone differentiation at some stage of their magmatic evolution, probably through fractional crystallization. Finally, LILE and LREE contents, together with isotopic data ($\epsilon_{\text{Nd}} = 0$ to $+1$ at 2540 Ma), suggest c.a. chondritic mantle source.

6.4. Quartz-monzonites of the western margin of the KSB

Nd–Sr isotopic ratios of the samples studied are similar to the Hoskote–Kolar granites (Fig. 9).

Immediately north of the present study, Balakrishnan and Rajamani (1987), based on major and trace element data, explained magmatic variation in terms of liquid immiscibility. However, our observed chemical variation is not compatible with liquid immiscibility as quartz–monzonites show linear trends on Harker's binary plots. This, coupled with absence of any field evidence for co-existence of magmatic rocks of contrasting compositions without intermediates in the study area, also does not favour liquid immiscibility. On the other hand, based on both major element and REE modelling, Reddy (1990) proposed a fractional crystallization model to explain the petrogenesis of quartz monzonites in this area; fractionation of 35 wt% of a cumulate including 48% hornblende, 51% plagioclase (An 38) and 1% magnetite is necessary to account for variations observed between the least- and most-differentiated samples. This model is in agreement with our observed mineralogical and chemical variation.

Isotopic data also confirm this hypothesis; in particular, ϵ_{Nd} values ($T=2540$ Ma) are close to zero in the rocks studied. Further, the low SiO_2 levels with high Mg, Ni, Cr and Sr but similar isotopic compositions (ϵ_{Nd} close to zero at 2540 Ma) to Hoskote–Kolar granitoids probably reflects their poorly differentiated nature. The isotope ratios (ϵ_{Nd} values -1 to 0 at 2540 Ma), as well as relatively low levels of LREE and LILE compared with the Closepet and Bangalore samples, point to c.a. chondritic mantle as the most likely source.

6.5. Granodiorites of the eastern margin of the KSB

Nd–Sr isotope ratios (Krogstad et al., 1995) plot in an area between chondritic to depleted mantle values (Fig. 9) ($\epsilon_{\text{Nd}}=0$ to $+3$ at 2532 Ma); this, coupled with field data (absence of ancient TTG crust), shows their derivation from chondritic to depleted mantle source without any significant crustal influence. Further, these granodiorites are also characterized by very low LREE and LILE contents (Balakrishnan and Rajamani, 1987) compared with all other granitoids studied in the west, showing their derivation as being from slightly depleted mantle.

In summary, in the eastern Dharwar craton during 2540–2520 Ma all the granitoids show a major juvenile mantle input in their genesis. This petrogenetic study confirms the conclusion drawn from isotopic data.

Several evolutions can take place from west to east. Interactions between the mantle-derived magmas and ancient TTG crust progressively decrease from west to east, from strong crust–mantle interactions defined by intense migmatization of surrounding basement and mixing–hybridization of crustal and mantle-derived magmatic materials in the Closepet batholith, to limited assimilation in the Bangalore area, and no or restricted crust–mantle interactions in the Hoskote–Kolar area and western/eastern margin of the KSB. It also appears that the mantle components evolve from west to east, from an enriched mantle beneath the Closepet batholith, to a nearly chondritic mantle in the Kolar area, and finally to a depleted mantle to the east of the KSB.

7. Discussion

7.1. Late Archaean events in the Dharwar craton

The late Archaean is a period of intense geological activity in the Dharwar craton. In order to be precise and to constrain the geodynamic setting able to give rise to the magmatic rocks described above, as well as their space–time relationships with general structural patterns and metamorphic gradient, some aspects of the late Archaean evolution are summarized here as follows.

7.1.1. Crustal accretion

Large amounts of juvenile crustal materials were accreted in the Dharwar craton around 2500 Ma; besides the Closepet batholith and all the granitoids described in this paper, we suspect that there are numerous calc-alkaline intrusions in the northern part of the eastern Dharwar craton that could be related to this accretion (Chadwick et al., 1996, 1997) (see map Fig. 1). Additionally, abundant juvenile crust accretion in the amphibolite–granulite facies transition zone of Krishnagiri is also related to this event (Peucat et al., 1989, 1993a). In this area, it is worth noting that, from north to south, i.e. from shallow to deeper structural levels, mafic magmatic materials progressively become more abundant.

The Closepet batholith is a 400×20 km² magmatic body; the pressure conditions in the surrounding basement range from 8 kbar in the southernmost end (30 km crustal depth) to 3 kbar (10 km) in the north (Chadwick et al., 1981 and references cited therein). This implies that the volume of the juvenile component of the Closepet batholith during the late Archaean was at least 1×10^5 km³. The other granites to the east of the Closepet batholith have, all together, a surface area at least two or three times larger. Consequently, the volume of juvenile magmatic material added during the late Archaean could be as large as $(3\text{--}4) \times 10^5$ km³ without taking into account the juvenile crust in the Krishnagiri area.

7.1.2. Reworking of old crust

As already described earlier in this paper, the old TTG basement is intensely migmatized in the

southern part of the Dharwar craton. Such an intense migmatization needs a large amount of heat input, which may have been carried by the mantle-derived melts. In some places, like in the Closepet batholith area, this event is clearly related to the intrusion of mantle-derived magmas; however, the migmatization is far more widespread and needs a regional-scale heating. Indeed, zircon U–Pb SHRIMP data (2528–2510 Ma) and Sm–Nd garnet–whole-rock isochrons (2528–2523 Ma) of migmatitic gneisses show that the reworking event is spatially associated with juvenile magmatic accretion (Friend and Nutman, 1992; Jayananda et al., 1996). Locally, the mantle-derived magmas were vectors of heat advection and induced more pronounced migmatization in their vicinity.

7.1.3. *Hot-metamorphism*

The regional metamorphism has been studied by several workers (e.g. Janardhan et al., 1982; Raith et al., 1982; Hansen et al., 1984; Gopalakrishna et al., 1986; Raase et al., 1986; Bouhallier, 1995). It grades from greenschist in the north, to granulite-facies to the south. The peak conditions of metamorphism are 800–850°C and 8–9 kbar [garnet–plagioclase–pyroxene–quartz thermobarometer (Perkins and Newton, 1981)]. This metamorphism, occurring close to 2500 Ma, displays high temperatures but no substantial increase in pressures, particularly in the amphibolite–granulite transition zone, pointing to an anticlockwise isobaric cooling path (Jayananda et al., 1996, 1998 and references cited therein). Such patterns are classically related (Percival, 1994) to underplating of hot magmas beneath a pre-existing crust, which provide the heat and fluids required for the regional metamorphism.

7.1.4. *Deformation*

Recent structural work, mainly focused on the western Dharwar craton (Bouhallier et al., 1993, 1995; Choukroune et al., 1995; Chardon et al., 1996, 1998; Chardon, 1997) and some places of the eastern Dharwar craton [Kunigal area (Bouhallier, 1995)], shows that the late Archaean structures can be described as follows.

1. Dome and basin structures, where the greenstone belts form large sinking basins ('sagduction'), and the gneissic basement display domal

structures. Chardon (1997) demonstrated, using analogue modelling and rheological calculations that imply a soft-basement: an inverse density stratification (dense volcanic greenstones overlying lighter TTG gneisses) will survive until the gneissic basement is heated enough to become more ductile; this can happen at any time after the emplacement of juvenile magmas. At that time the sagduction of high-density supracrustal materials starts. In the eastern Dharwar craton the sagduction (and thus the softening of the crust) is synchronous (Bouhallier, 1995; Jayananda et al., 1998) with all the previously described 2500 Ma juvenile magmatic events and is associated with the reheating of the crust.

2. Late transpressive deformation created large shear zones; these shear zones guided the emplacement of granitic intrusions like the Closepet batholith, as described by Jayananda and Mahabaleswar (1991).

In summary, the late Archaean events are due to intense reheating of the crust (on a regional scale) in transpressive context and this reheating is spatially associated with a major episode of juvenile magmatic accretion.

7.2. *Geodynamic models*

Since several models (collision, subduction or mantle plume) have already been proposed to account for the features of the late Archaean events in the Dharwar craton, it is adequate to test each model in regards to our petrological and geochemical data.

7.2.1. *Collision models*

Continental collision involves juxtaposition of two terrains with distinct geological histories that frequently cause reworking leading to formation of anatectic granites, whose geochemical characteristics (low compatible element contents, high incompatible element contents, high Al) are compatible partly with our observations. However, isotopic data clearly demonstrate a major juvenile input in the late Archaean magmatism, which is not commonly observed in collisional belts. Additionally, reworking of old crust in the collision zone leads to discrepancies between zircon ages

and Nd model ages, e.g. as observed in the Pan-African collision zone of Madurai block, southern India (Jayananda et al., 1995b); this peculiar feature is also not observed in the eastern Dharwar craton. Further, collision involves enormous thickening and thrusting with clockwise isothermal decompression P – T – t paths and rapid cooling rates. On the contrary, in the Dharwar craton metamorphic P – T conditions display both anticlockwise P – T – t paths and slow cooling rates that are not in agreement with collisional regimes. Consequently, a collision model cannot account for the geochemical and isotopic characteristics of the late Archaean magmatism we have described and the structural and metamorphic patterns observed in the Dharwar craton.

7.2.2. Subduction models

Subduction models have been advocated by several workers (Condie et al., 1985; Hansen et al., 1995; Krogstad et al., 1995; Chadwick et al., 1997); three of them are summarized briefly.

In the Krishnagiri–Salem area, Hansen et al. (1995) suggest that stress relaxation during oblique terrain accretion caused remelting of incompatible element-enriched mantle. The resultant alkali-rich basaltic magmas were a potential source of heat and fluids that induced melting of deep crust and genesis of granitic plutons in the middle crust. On the other hand, in the KSB area Krogstad et al. (1995), based on Nd, Sr and Pb isotopic data of the granitoids, concluded that the KSB is a suture separating an older crustal block to the west and a younger crustal block to the east. The western block is characteristic of an active continental magmatic arc of the Andean type, whereas the eastern block is similar to an evolved Phanerozoic island arc.

More recently, Chadwick et al. (1996, 1997) proposed a two-fold division of the Dharwar craton into a western part comprising the Dharwar Supergroup and its sialic basement and an eastern part, the ‘Dharwar batholith’, comprising large tracts of late Archaean juvenile granitoids and minor thin schist belts. They attributed convergent plate setting with subduction from west to east to account for the accretion of late Archaean granitoids in the eastern Dharwar craton (Dharwar batholith).

A subduction zone is frequently considered as a major process for the genesis and accretion of Archaean cratons, thus accounting for the main geological and chemical features of the Archaean greenstone belts, TTG, terrane accretion, etc. In the eastern Dharwar craton the origin of late Archaean magmatism could be related to a subduction zone. In this context, progressive mantle enrichment could be related to an increasing role played by slab melts or fluids. Increasing crustal contamination of old crust could be linked to changes in crustal thickness. However, this model is not supported by structural data such as closure of a subduction zone marked by large-scale thrusting as such horizontal structures are not observed in the Archaean of southern India (Bouhallier, 1995; Choukroune et al., 1995; Chardon, 1997). Metamorphic P – T conditions display high temperatures, but not the high pressures that one would expect in a subduction zone. Additionally, the slow cooling rates ($1.5^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$) observed in the Dharwar craton (Peucat et al., 1993b; Bouhallier, 1995; Jayananda et al., 1996) are not compatible with subduction zone tectonics. Further, the horizontal tectonic models cannot explain either the late Archaean vertical (sagduction) tectonics or the observed north–south metamorphic gradient in the craton and east–west magmatic zonation we described. The low Mg, Ni, Cr and V observed in our rocks (for comparable SiO_2 levels), coupled with the absence of poorly differentiated rocks (gabbros and diorites), do not favour a subduction zone context. Also, the pervasive magmatic activity in the eastern Dharwar craton ($200 \times 500 \text{ km}^2$) is too large for a typical subduction zone. Finally, accretion of island arcs would be marked by a distinct age zonation, with increasingly older ages being expected for the magmatic bodies in the western part of the study area, which is contrary to our observed age zonation.

7.2.3. Plume model

Such a model has been advocated by Peucat et al. (1993b) and Choukroune et al. (1995). They considered that the characteristics of the late Archaean magmatic and tectonic events in the Dharwar craton are best explained by a rising mantle plume under a mature Archaean crust in a

compressive context. The plume provides heat that can soften the crust, causes inverse diapirism and induces metamorphism. Melting of the plume is also assumed to produce the huge amounts of juvenile magmas that emplaced in the craton around 2500 Ma.

It appears that this model agrees best with our observations (Fig. 11): the centre of the plume head consists of an enriched ‘mantle hot spot’ lying below the presently exposed level of the

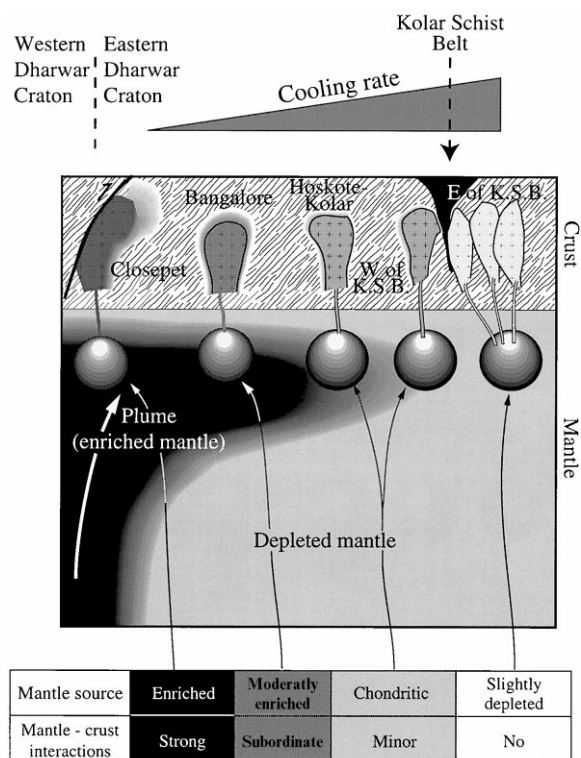


Fig. 11. Showing the plume model; the centre of the plume is an enriched mantle hot spot that lies below the Closepet batholith. Melting of the enriched mantle hot spot produces high temperature magmas that penetrate overlying crust and strongly interact with the surrounding crust and induce partial melting. These magmas cool very slowly, as the hot spot maintains high temperatures for long time. Towards the east, in Bangalore, Hoskote-Kolar, and the western margin of the KSB, the plume induces melting of less-enriched or chondritic mantle. Melting of such mantle produces colder magmas that cool more rapidly and show less or no interactions with the surrounding crust. East of the KSB the plume induces melting of slightly depleted mantle, as these magmas show depleted signatures [$\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 0$ to $+3$].

Closepet batholith. Melting of such a plume produces high temperature mafic and alkali-rich magmas; these penetrate the overlying ancient crust, where they strongly interact with the surrounding crust and induce its partial melting. These magmas cool very slowly, as the hot spot maintains high temperatures for a long time; thus they appear to be slightly younger (2518 Ma). The magmas produced have geochemical characteristics reflecting their enriched-mantle origin: slightly negative ϵ_{Nd} values, high LREE and LILE contents.

On the contrary, to the east the external part of the plume induces melting of a colder and chondritic to slightly depleted mantle that gives rise to relatively cold and less-enriched magmas that develop less or no interactions with the surrounding ancient crust; they cool more rapidly and consequently give older ages (2552–2532 Ma). Both their isotopic ($\epsilon_{\text{Nd}} = 0$ to $+3$ at 2532 Ma) and chemical (lower LREE and LILE compared with the west) reflect their derivation from chondritic to slightly depleted mantle whose melting is induced by the plume. This hypothesis is in good agreement with their geographical position and isotopic characteristics.

As in modern plumes, large amounts of mafic magmatism should be expected. On the contrary, the late Archaean magmatism is mainly intermediate to felsic with calc-alkaline character. As proposed by Choukroune et al. (1995), when a plume arrives below a matured lithosphere it stalls at greater depth, as the matured crust acts as a thermal barrier, inducing low-degree melting of mantle that results in mainly intermediate magmatism with subordinate mafic liquids. Subsequently, the magma can evolve by fractional crystallization, giving rise to felsic residual magmas and mafic cumulates.

Indeed, immediately south of the study area, in the amphibolite-granulite transition zone, deeper levels of the magmatic bodies are exposed where tonalitic-granodioritic rocks contain large amounts of mafic/ultramafic co-magmatic enclaves that can occasionally constitute 30–40% of total exposures. Syn-plutonic mafic dykes can also be observed. Such an accumulation of mafic magmas in the deeper levels and of felsic materials at higher levels constitutes strong evidence for a vertical

differentiation of the juvenile crust in response to plume activity.

Another related problem is the presence of amphibole in hot spot magmas derived from a plume source, which are generally rather dry. Indeed, the water content in the mantle is very low, about 0.17% (Ringwood, 1975), but it behaves as an incompatible element. Given 0.17% of water content in the mantle: $F=10\%$ melting incorporates 1.7% of water into melts and $F=5\%$ melting incorporates 3.4% of water, assuming $D=0$. Differentiation of such water-bearing parental magmas could give rise to amphiboles in cumulate and residual liquids. The above argument is in good agreement with the reported low pressure cumulate from alkali-basalts of modern ocean islands derived from a plume source (hot spot), which frequently contain cumulus amphibole (Wilson, 1989 and references cited therein). Furthermore, in situ crystallization of igneous amphiboles while the melt fraction is still as high as 40–50% have been recorded from high temperature ultramafic flows and sills from the Archaean Abitibi greenstone belt (Stone et al., 1997). Consequently, we believe that a low degree (about 5%) melting of a plume source incorporates most of the water into the melts, thus accounting for the observed mineralogical and chemical variation.

However, more detailed integrated structural, geochemical and isotopic studies are necessary to define the plume and its interactions with the depleted mantle, as well as with the overlying ancient crust.

7.3. Comparison with other areas

In other late Archaean terrains, some or all features observed in the Dharwar craton have already been described, including those described below.

7.3.1. Sanukitoids

In most Archaean cratons, late K-rich granites have been reported (e.g. Condie, 1981, 1994; Sylvester, 1994; Windley, 1995 and references cited therein). In some areas they have been studied in more detail.

The late Archaean granites of the Superior province of Canada were investigated by Stern

(1989) and Stern and Hanson (1991). They were first to describe the special characteristics (calc-alkaline differentiation trends, TTG-like REE patterns, strong enrichment in LREE and LILE and generally high Mg#, Ni, Cr) of these rocks and proposed the term 'sanukitoids' to describe them. They interpreted formation of sanukitoids by partial melting of an enriched mantle in a subduction zone context. In eastern Finland, Querré (1985) described late Archaean 'phenocryst granodiorites' and interpreted them as reworking of the older basement with the influence of komatiitic flows. In fact, the petrographical and chemical characteristics of these granodiorites are typical of Canadian and Indian sanukitoids. In several other cratons, late Archaean K-rich phenocryst-bearing granodiorites have been reported. As pointed out by Jayananda et al. (1995a) and Moyen et al. (1997c), where data are available, they invariably display 'sanukitoid-like' features [e.g. Matok pluton, South Africa (Bohlender et al., 1992); Taishan complex, China (Jahn et al., 1988); Port Martin granodiorites, Terre Adilé, East Antarctica (R.P. Menot, personal communication)].

7.3.2. Dome and basin patterns

Ubiquitous vertical foliations with dome and basin structures are well known characteristic features of many Archaean terrains [see Choukroune et al. (1995) for a review]. The most spectacular have been described in Zimbabwe (Jelsma et al., 1993) or in the Australian Pilbara craton (Collins, 1989; Delor et al., 1991), and they have also been described in India (Bouhallier et al., 1993; Chardon et al., 1996); some structures in the Superior province (Canada) or Reguibat craton (Mauritania) were also interpreted in terms of dome and basin patterns that were subsequently modified by compressive tectonics (Chardon, 1997). Although they are interpreted in terms of classical shearing, fold interferences (e.g. Chadwick et al., 1981, 1985, 1989, 1996; Naha and Chatterjee, 1982), extensional collapse (Kusky, 1993), or nappe tectonics (de Wit, 1982), an alternative possibility that is being increasingly adopted (Bouhallier, 1995; Chardon, 1997) is gravitational collapse of an unstable crust during thermal and accretional events ('sagduction'). This special tectonic regime is caused by the re-heating of ancient

crust with an inverse density stratification leading to sinking greenstone basins and rising gneiss domes. Such a large-scale heating has been attributed to hot spot activity by Choukroune et al. (1995) and this study.

7.3.3. Hot metamorphism

Granulite metamorphism is a common feature in most Archaean terrains (Percival, 1994 and references cited therein), even if not all granulites are late Archaean: Superior province, Canada [2590–2700 Ma (Mezger et al., 1989)], Napier complex, Antarctica [2500–2460 Ma (Black et al., 1983)], Hebei province, China [ca. 2500 Ma (Sills et al., 1987)] and Wyoming province [2630–2500 Ma (Stuckless et al., 1985)], etc.

All these geological characteristics have been reported at the end of the Archaean in most cratons. Following our interpretation, this would imply that the Archaean–Proterozoic boundary was characterized by an intense plume activity, not only in southern India, but on a global scale. These plumes would be responsible for a special tectonics (sagduction), hot metamorphism and important sanukitoid-like magmatic activity: all the features typical of the late Archaean across the world.

It is worth noting that such a conclusion is in sharp contrast with what is generally proposed for Archaean tectonics: several convincing lines of evidences suggest that most features during the Archaean (except its latest part) are subduction-related [e.g. TTG formation (Martin, 1994), terrain accretion (Choukroune et al., 1997 and references cited therein), back-arc basin emplacement (Lowe, 1994)]. On the other hand, our work suggests that the late Archaean (ca. 2500 Ma) tectonic regimes were dominated by plume activity. Briefly, two contrasted tectonic regimes appear as a succession during the late Archaean, as suggested for the Zimbabwe craton by Dirks and Jelsma (1998).

Further, Proterozoic geological activity is mainly plate tectonics driven. This implies that the Archaean–Proterozoic boundary is a very special period, whose geological characteristics match neither Archaean, nor Proterozoic ones. In our hypothesis, this specificity (intense plume activity at the end of the Archaean) could be related to

global-scale reorganization of the mantle convection regimes, leading to a transitory high level of plume activity (Richter, 1988; Condie, 1998). Following this reorganization, convection in the mantle would shift to a new, stable regime leading to Proterozoic geological conditions and putting an end to the Archaean.

8. Conclusions

The conclusions of the present study can be summarized as follows.

- (1) The late Archaean juvenile calc-alkaline magmatism in southern India is not restricted only to the Closepet batholith, but is rather widespread.
- (2) From the Closepet batholith to the east there appears to be at least four distinct magmatic suites. These were generated in the same accretion event (2552–2534 Ma) but with independent magmatic evolution histories.
- (3) The late Archaean mantle is heterogeneous; it is highly enriched under the Closepet batholith and chondritic to slightly depleted to the east.
- (4) This heterogeneity, as well as other features of the late Archaean domain of southern India, can be interpreted in terms of a rising megaplume.

Acknowledgements

This work was funded by the Indo-French Centre for Promotion of Advanced Research (IFCPAR), New Delhi in the form of a research project 1111-1 'Archaean lithosphere in south India'. D. Chardon, P. Choukroune and R. Capdevila have been involved in many fruitful discussions. M.J. and J.J.P. are grateful to J. Cornichet, O. Henin, N. Morin, J. Macé for their help during isotope analysis, M.A. Fuminier during mineral separation and M. Lecoq for XRF analyses. Constructive reviews by J.D. Kramers and T. Ahmed greatly helped to improve quality of the paper.

Appendix A: Analytical methods

Major and trace elements were analysed using XRF (Phillips PW 1404) at Rennes. The analytical

precisions are as follows: SiO₂, 1%; Al₂O₃, 1.5–3%; Fe₂O₃, 2–3%; MnO, 10%; MgO, 1–3%; CaO, 2–5%; Na₂O, 1.5–3%; K₂O, 2.5%; TiO₂, 2–5%; P₂O₅, 5%. For trace elements the precision is better than 5%; for contents less than 30 ppm the uncertainties are within 10%, and for those elements with a concentration less than 5 ppm the uncertainty is in the range 10–50%. Other trace elements (Cs, Ta, Nb, Hf and U), including REE, were determined using ICPMS at Nancy (France). REEs were also determined using INAA at Saclay (Paris) and details are presented elsewhere (Reddy, 1990).

Nd, Sr and Pb isotope compositions for whole-rocks and minerals were determined using a Finnigan Mat 262 mass spectrometer and Rb and Sm contents were determined using a CAMECA TSN 206 and performed at Géosciences Rennes. Total blanks were: Rb=0.1 ng; Sr–Nd–Sm<0.05 ng. Uncertainties are 2% for ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr ratios and 0.2% for ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd ratios. Replicate analyses of NBS 987 yield a mean ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio of 0.710246 ± 2 and a mean ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratio of 0.511857 ± 3 for La Jolla standard. Samples were normalized to 0.511860; *T*_{DM} ages were calculated using values of the present-day depleted mantle as: ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.513050 ($\epsilon_0 = +8$) and ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd=0.2134 following a radiogenic linear growth for the mantle with $\epsilon_{Nd}=0$ at 4.54 Ga. These values allow one to obtain ϵ_{Nd} ratios in agreement with those suggested for the Archaean by Nägler and Kramers (1998). Single zircon analyses were performed following the procedure proposed by Kober (1986) using Faraday cups for ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb and ²⁰⁸Pb isotopes and an ion counting system for ²⁰⁴Pb, which allows precise measurement of very high ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratios. Calibration was made using standard NBS 983; replicate values were ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=2744 ± 11, ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb=0.071233 ± 25, ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb=0.013630 ± 25. Correction for Pb mass fractionation was 0.10% AMU. Common lead for correction was assumed to have the composition calculated from the two-stage model of Stacey and Kramers (1975). Errors on ages for zircon by the evaporation method are taken here as 1 σ (standard deviation) for each sample. Each grain is analysed at different temperature steps (low, high and very

high) corresponding to currents of 2.6, 2.8 and 3.2 A (approximating to 1480, 1520 and $1600 \pm 10^\circ\text{C}$). All ages were calculated using the decay constants and isotope abundances listed by Steiger and Jäger (1977).

References

- Allen, P., Condie, K.C., Bowling, G.P., 1986. Geochemical characteristics and possible origins of the southern Closepet batholith, south India. *J. Geol.* 94, 283–299.
- Anil Kumar, Bhaskar Rao, Y.J., Sivaraman, T.V., Gopalan, K., 1996. Sm–Nd ages of Archaean metavolcanics of the Dharwar craton, south India. *Precamb. Res.* 80, 205–216.
- Balakrishnan, S., Rajamani, V., 1987. Geochemistry and petrogenesis of granitoids around Kolar schist belt: constraints for crustal evolution in Kolar area. *J. Geol.* 95, 219–240.
- Balakrishnan, S., Hanson, G.N., Rajamani, V., 1990. Pb and Nd isotope constraints on the origin of high Mg and tholeiite amphibolites, Kolar schist belt, southern India. *Contrib. Mineral. Petrol.* 107, 272–292.
- Barker, F., 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypothesis of origin. In: Barker, F. (Ed.), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1–12.
- Barker, F., Arth, J.G., 1976. Generation of trondhjemite–tonalite liquids and Archaean trondhjemite–basalt suites. *Geology* 4, 596–600.
- Bhaskar Rao, Y.J., Naha, K., Srinivasan, R., Gopalan, K., 1991. Geology, geochemistry and geochronology of Peninsular gneisses around Gorur, Hassan district, Karnataka. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)* 100, 399–412.
- Bhaskar Rao, Y.J., Sivaraman, T.V., Pantulu, C.V.C., Gopalan, K., Naqvi, S.M., 1992. Ages of late Archaean metavolcanics and granites, Dharwar craton: evidence for early Proterozoic thermo-tectonic events. *Precamb. Res.* 38, 246–270.
- Black, L.P., James, P.R., Harley, S.L., 1983. Geochronology and geological evolution of metamorphic rocks in the Field islands area, East Antarctica. *J. Meta. Geol.* 1, 277–303.
- Bohlender, F., Van Reenen, D.D., Barton Jr, J.M., 1992. Evidence for metamorphic and igneous charnockites in southern marginal zone of the Limpopo belt. *Precamb. Res.* 55, 429–449.
- Bouhallier, H., Choukroune, P., Balleve, M., 1993. Diapirism, bulk homogenous shortening and transcurrent shearing in the Archaean Dharwar craton: the Holenarsipur area. *Precamb. Res.* 63, 43–58.
- Bouhallier, H., 1995. Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (craton de Dharwar Inde du Sud). *Mém. Doc., Géosciences Rennes* vol. 60. 277 pp.
- Bouhallier, H., Chardon, D., Choukroune, P., 1995. Strain patterns in Archaean dome and basin structures: the Dharwar craton (Karnataka, south India). *Earth Planet. Sci. Lett.* 135, 57–75.

- Buhl, D., 1987. U–Pb und Rb–Sr Altersbestimmungen und Untersuchungen zum Strontium isopenaustausch und granuliten Sud indie. PhD Thesis, Nuremberg, Germany.
- Chadwick, B., Ramakrishnan, M., Viswanatha, M.N., 1981. Structural and metamorphic relations between Sargur and Dharwar supracrustals and Peninsular gneisses in central Karnataka. *J. Geol. Soc. India* 22, 557–569.
- Chadwick, B., Ramakrishnan, M., Viswanatha, M.N., 1985. Bababudan — a late Archaean intra-cratonic volcano-sedimentary basin, Karnataka, southern India. Part II: structure. *J. Geol. Soc. India* 26, 802–821.
- Chadwick, B., Ramakrishnan, M., Vasudev, V., Viswanatha, M.N., 1989. Facies distributions and structure of Dharwar volcanosedimentary basin: evidence of late Archaean transpression in southern India? *J. Geol. Soc. London* 146, 825–834.
- Chadwick, B., Vasudev, V.N., Ahmed, N., 1996. The Sandur schist belt and adjacent plutonic rocks: implications for late Archaean crustal evolution in Karnataka. *J. Geol. Soc. India* 47, 37–57.
- Chadwick, B., Vasudev, V.N., Hegde, G.V., 1997. The Dharwar craton, southern India and its late Archaean plate tectonic setting: current interpretations and controversies. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)* 106, 249–258.
- Chardon, D., 1997. Les déformations continentales archéennes: exemples naturels et modélisation thermomecanique. *Mém. Doc. Géosciences-Rennes* vol. 76. 300 pp.
- Chardon, D., Choukroune, P., Jayananda, M., 1996. Strain patterns, décollement and incipient sagducted greenstone terrains in the Archaean Dharwar craton (south India). *J. Struct. Geol.* 18, 991–1004.
- Chardon, D., Choukroune, P., Jayananda, M., 1998. Sinking of the Dharwar basin (South India): implications for Archaean tectonics. *Precamb. Res.* 91, 15–39.
- Choukroune, P., Bouhallier, H., Arndt, N.T., 1995. Soft lithosphere during the periods of crustal growth or reworking in Archaean, *Geological Society Special Publication* 95, 67–86.
- Choukroune, P., Ludden, J.N., Chardon, D., Calvert, A.J., Bouhallier, H., 1997. Archaean crustal growth and tectonic processes: a comparison of the Superior province and the Dharwar craton India. In: Burg, J.P., Ford, M. (Eds.), *Orogeny Through Time*, Geological Society Special Publication 121, 63–98.
- Collins, W.J., 1989. Polydiapirism of Mount Edgar batholith, Pilbara Block, western Australia. *Precamb. Res.* 43, 41–62.
- Condie, K.C., 1981. Archaean greenstone belts. *Development in Precambrian Geology* vol. 3. Elsevier, Amsterdam. 434 pp.
- Condie, K.C., 1994. Archaean crustal evolution. *Developments in Precambrian Geology* vol. 11. Elsevier. 528 pp.
- Condie, K.C., 1998. Episodic continental growth and super continents: a mantle avalanche connection? *Earth Planet. Sci. Lett.* 163, 97–108.
- Condie, K.C., Bowling, G.P., Allen, P., 1985. Origin of granites in Archaean high grade terrane, southern India. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92, 92–103.
- Delor, C., Burg, J.-P., Clarke, G., 1991. Diapirism–metamorphism relationships in the Pilbara Province (western Australia): implications for the thermal and tectonic regimes in the Archaean. *C. R. Acad. Sci. Paris* 312, 257–263.
- De Wit, M.J., 1982. Gliding and overthrust nappe tectonics in the Barberton greenstone belt. *J. Struct. Geol.* 4, 117–136.
- Dirks, P.H.G.M., Jelsma, H.A., 1998. Horizontal accretion and stabilization of the Archaean Zimbabwe craton. *Geology* 26, 11–14.
- Drury, S.A., Holt, R.W., 1980. Tectonic framework of south Indian shield. *Tectonophysics* 65, T1–T15.
- Drury, S.A., Holt, R.W., Van Clasteren, P.C., Beckinsale, R.D., 1983. Sm–Nd and Rb–Sr ages for Archaean rocks in western Karnataka, south India. *J. Geol. Soc. India* 24, 454–459.
- Friend, C.R.L., 1983. The link between charnockite formation and granite production: evidence from Kabbaldurga, Karnataka, south India. In: Atherton, M., Gribble, C.D. (Eds.), *Migmatites, Melting, Metamorphism*. Shiva, Nantwich, pp. 264–276.
- Friend, C.R.L., 1984. The origins of the Closepet granites and implications of crustal evolution in southern Karnataka. *J. Geol. Soc. India* 25, 73–84.
- Friend, C.R.L., Nutman, A.P., 1991. SHRIMP U–Pb geochronology of the Closepet granite and Peninsular gneisses, Karnataka, south India. *J. Geol. Soc. India* 38, 357–368.
- Friend, C.R.L., Nutman, A.P., 1992. Response of U–Pb isotopes and whole rock geochemistry to CO₂ induced granulite metamorphism, Kabbaldurga, Karnataka south India. *Contrib. Mineral. Petrol.* 111, 299–310.
- Gopalakrishna, D., Hansen, E.C., Janardhan, A.S., Newton, R.C., 1986. The southern high grade margin of the Dharwar craton. *J. Geol.* 94, 247–260.
- Harris, N.B.W., Jayaram, S., 1982. Metamorphism of cordierite gneisses from Bangalore region of South Indian Archaean. *Lithos* 15, 89–98.
- Hansen, E.C., Newton, R.C., Janardhan, A.S., 1984. Pressures–temperatures and metamorphic fluids across unbroken amphibolite to granulite facies transition in southern Karnataka, India. In: Kroner, A., Goodwin, A.M., Hanson, G.N. (Eds.), *Archaean Geochemistry*. Springer, Berlin, pp. 161–181.
- Hansen, E.C., Newton, R.C., Janardhan, A.S., Lindenberg, S., 1995. Differentiation of late Archaean crust in the Eastern Dharwar craton: Krishnagiri–Salem area, south India. *J. Geol.* 103, 629–651.
- Jahn, B.M., Auvray, B., Shen, Q., Zhang, Z., Dong, Y., Ye, X., Zhang, Q., Cornichet, J., Mace, J., 1988. Archaean crustal evolution in China: the Taishan complex and evidence for juvenile crust accretion from long term depleted mantle. *Precamb. Res.* 38, 381–403.
- Janardhan, A.S., Newton, R.C., Hansen, E.C., 1982. The transformation of amphibolite facies gneisses to charnockite in southern Karnataka and northern Tamil Nadu. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79, 139–149.
- Jayananda, M., Mahabaleswar, B., 1991. Relationship between shear zones and igneous activity: the Closepet granite of southern India. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)* 100, 31–36.

- Jayananda, M., Martin, H., Mahabaleswar, B., 1992. The mechanisms of recycling of Archaean continental crust: example of the Closepet granite, southern India. In: Ho, S.E., Glover, J.E. (Eds.), *Archaean: Terrains, Processes and Metallogeny*, University of West Australia Publication no. 22, 213–222.
- Jayananda, M., Martin, H., Peucat, J.-J., Mahabaleswar, B., 1995a. Late Archaean crust–mantle interactions: geochemistry of LREE enriched mantle derived magmas. Example of the Closepet batholith. *Contrib. Mineral. Petrol.* 119, 314–329.
- Jayananda, M., Janardhan, A.S., Sivasubramanian, P., Peucat, J.-J., 1995b. Geochronologic and isotopic constraints on granulite formation in the Kodaikanal area, southern India. In: Yoshida, M., Santosh, M. (Eds.), *India and Antarctica During Precambrian*, Geological Society of India Memoir vol. 34, 373–390.
- Jayananda, M., Peucat, J.-J., Janardhan, A.S., Mahabaleswar, B., 1996. Magmatic underplating in the deep Archaean crust of southern India, Abstracts — International Symposium on Granulite Facies Rocks, Madras, 38–39.
- Jayananda, M., Peucat, J.-J., Chardon, D., Mahabaleswar, B., 1998. Metamorphic history of the Archaean domain in southern India. *Indian Mineral.* 32, 119–122.
- Jelsma, H.A., Van Der Beek, P.A., Vinyu, M.L., 1993. Tectonic evolution of the Bindura–Shamva greenstone belt (northern Zimbabwe): progressive deformation around diopiric batholiths. *J. Struct. Geol.* 15, 163–176.
- Kober, B., 1986. Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircon using a double filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93, 842–850.
- Krogstad, E.J., Balakrishnan, S., Hanson, G.N., Rajamani, V., 1989. Plate tectonics at 2.5 by ago: evidence from Kolar schist belt, south India. *Science* 243, 1337–1340.
- Krogstad, E.J., Hanson, G.N., Rajamani, V., 1991. U–Pb ages of zircon and sphene from gneisses adjoining Kolar schist belt, south India: evidence for separate crustal evolution histories. *J. Geol.* 99, 801–816.
- Krogstad, E.J., Hanson, G.N., Rajamani, V., 1995. Sources of continental magmatism adjacent to late Archaean Kolar suture zone, south India: distinct isotopic and elemental signatures of two late Archaean magmatic series. *Contrib. Mineral. Petrol.* 122, 159–173.
- Kusky, T.M., 1993. Collapse of Archaean orogens and generation of late to post kinematic granitoids. *Geology* 20, 43–46.
- Lowe, D.R., 1994. Archaean greenstone related sedimentary rocks. In: Condie, K.C. (Ed.), *Archaean Crustal Evolution*. Elsevier, pp. 121–160.
- Mahabaleswar, B., Jayananda, M., Peucat, J.-J., Shadakshara Swamy, N., 1995a. Archaean gneiss complex from Satnur–Halgur–Sivasamudram area: petrogenesis and crustal evolution. *J. Geol. Soc. India* 45, 33–49.
- Mahabaleswar, B., Shadakshara Swamy, N., Jayananda, M., 1995b. Geochemistry of pelites from Archaean high terrain of Dharwar craton. In: Yoshida, M., Santosh, M. (Eds.), *India and Antarctica During Precambrian*, Geological Society of India Memoir vol. 38.
- Martin, H., 1986. The effects of steeper Archaean geothermal gradients on geochemistry of subduction zone magmas. *Geology* 14, 753–756.
- Martin, H., 1994. The Archaean grey gneisses and genesis of continental crust. In: Condie, K.C. (Ed.), *Archaean Crustal Evolution, Developments in Precambrian Geology* vol. 11. Elsevier, pp. 205–259.
- Martin, H., Peucat, J.J., Auvray, B., Jayananda, M., 1993. The Archaean sanukitoid magmatism: example of the Closepet granite (southern India). *Terra Nova* 5, 38.
- Meen, J.K., Rogers, J.J.W., Fullagar, P.D., 1992. Lead isotopic compositions in the western Dharwar craton, southern India: evidence for distinct middle Archaean terrains in a late Archaean craton. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 2455–2470.
- Mezger, K., Hanson, G., Bohlen, S., 1989. U–Pb systematics of garnet: dating the growth of garnet in the late Archaean Pikwitonei granulite domain at Cauchon and Natawahunan lakes Manitoba, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.* 101, 136–148.
- Moyen, J.-F., 1996. Genese et mise en place des granitoids tardi archéens (sanukitoids) du sud de l'Inde. DEA report, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France, 61 pp.
- Moyen, J.-F., Martin, H., Jayananda, M., 1997a. Quantification of crust–mantle relationships during the emplacement of late Archaean Closepet granite (Dharwar craton, south India), EUG 9th Meeting, Strasbourg, France, 465.
- Moyen, J.-F., Martin, H., Jayananda, M., Peucat, J.-J., Auvray, B., 1997b. Time–space evolution of the late Archaean magmatism in the Dharwar craton (Karnataka, south India), EUG 9th Meeting, Strasbourg, France, 465.
- Moyen, J.-F., Martin, H., Jayananda, M., 1997c. Origine du granite fini-archéen de Closepet (Inde du Sud): apports de la modelisation géochimiques du comportement des éléments en trace. *C. R. Acad. Sci. Paris* 325, 659–664.
- Nägler, Th.F., Kramers, J.D., 1998. Nd isotopic evolution of the upper mantle during the Precambrian: models, data and uncertainty of both. *Precamb. Res.* 91, 233–252.
- Naha, K., Chatterjee, A.K., 1982. Axial plane folding in the Bababudan Hill ranges of Karnataka. *Indian J. Earth Sci.* 9, 37–43.
- Narayanaswamy, S., Ziauddin, M., Ramachandra Rao, A.V., 1960. Structural control and localisation of gold bearing lodes, Kolar Gold Field. *Indian Econ. Geol.* 55, 1429–1457.
- Newton, R.C., 1990. The late Archaean high grade terrain of south India and deep structure of the Dharwar craton. In: Salisbury, M.H., Fountain, D.M. (Eds.), *Exposed Cross Sections of the Continental Crust*. Kluwer, Amsterdam, pp. 305–326.
- Nutman, A.P., Chadwick, B., Ramakrishnan, M., Viswanatha, M.N., 1992. SHRIMP U–Pb ages of detrital zircon in Sargur supracrustal rocks in western Karnataka, southern India. *J. Geol. Soc. India* 39, 367–374.
- Nutman, A.P., Chadwick, B., Krishna Rao, B., Vasudev, V.N., 1996. SHRIMP U–Pb zircon ages of acid volcanic rocks in the Chitradurga and Sandur Groups and granites adjacent to Sandur schist belt. *J. Geol. Soc. India* 47, 153–161.
- O'Connor, J.T., 1965. A classification for quartz-rich igneous

- rocks based on feldspar ratios, US Geological Survey Prof. Pap. 525-B, 79–84.
- Percival, J., 1994. Archaean high grade metamorphism. In: Condie, K.C. (Ed.), *Archaean Crustal Evolution*. Elsevier, pp. 357–410.
- Perkins, D., Newton, R.C., 1981. Charnockite geobarometers based on co-existing garnet–plagioclase–pyroxene–quartz. *Nature* 292, 144–146.
- Peucat, J.-J., Vidal, P., Bernard-Griffiths, J., Condie, K.C., 1989. Sr, Nd and Pb isotope systematics in the Archaean low to high grade transition zone of southern India. Syn-accretion vs post accretion granulites. *J. Geol.* 97, 537–550.
- Peucat, J.-J., Mahabaleswar, M., Jayananda, M., 1993a. Age of younger tonalitic magmatism and granulite metamorphism in the amphibolite–granulite transition zone of southern India (Krishnagiri area): comparison with older Peninsular gneisses of Gorur–Hassan area. *J. Meta. Geol.* 11, 879–888.
- Peucat, J.-J., Gruau, G., Martin, H., Auvray, B., Fourcade, S., Choukroune, P., Bouhallier, H., Jayananda, M., 1993b. A 2.5 Ga megaplume in south India? *Terra Nova* 97, 321.
- Peucat, J.-J., Bouhallier, H., Fanning, C.M., Jayananda, M., 1995. Age of Holenarsipur schist belt, relationships with the surrounding gneisses (Karnataka, south India). *J. Geol.* 103, 701–710.
- Pichamuthu, C.S., 1965. Regional metamorphism and charnockitization in the Mysore state, India. *Indian Mineral.* 6, 119–126.
- Pupin, J.P., 1980. Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 73, 207–220.
- Querré, G., 1985. Paléogénèse de la croûte continentale à l'Archéen: les granitoids tardifs (2.5–2.4 Ga) de Finlande Orientale. *Mém. Geosciences Rennes* no. 2.
- Raase, P., Raith, M., Ackermann, D., Lal, R.K., 1986. Progressive metamorphism of mafic rocks from green schist facies to granulite facies in the Dharwar craton of southern India. *J. Geol.* 94, 261–282.
- Raith, M., Raase, P., Ackermann, D., 1982. The Archaean craton of southern India: metamorphic evolution and *P–T* conditions. *Geol. Rundschau* 71, 280–290.
- Ramakrishnan, M., Kroner, A., Venkatasu, S.P., 1994. Middle Archaean age of Sargur Group by single grain zircon dating and geochemical evidence from clastic origin of meta-quartzite from JC Pura greenstone belt, Karnataka. *J. Geol. Soc. India* 29, 471–482.
- Reddy, G.S., 1990. Geochemistry and petrogenesis of granitic rocks around Sakarsanahalli (Kolar) South India. Unpublished, Ph.D. Thesis, Bangalore University, 147 pp.
- Richter, F.M., 1988. A major change in the thermal state of the Earth at the Archean–Proterozoic boundary: consequences for the nature and preservation of continental lithosphere. *J. Petrol. (Special Lithosphere Issue)*, 39–52.
- Ringwood, A.E., 1975. *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. McGraw-Hill, New York, p. 618.
- Rogers, J.J.W., 1988. The Arsikere granite of southern India: magmatism and metamorphism of previously depleted crust. *Chem. Geol.* 67, 155–163.
- Sills, J.D., Wang, K.Y., Yan, Y.H., Windley, B.F., 1987. The Archaean granulite–gneiss terrain in Eastern Hebei province NE China: geological framework and metamorphic conditions, Geological Society of London Special Publication 27, 297–305.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 26, 207–221.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Sub commission on geochronology: convection of the use of decay constant in geo and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359–362.
- Stern, R.A., 1989. Petrogenesis of Archaean sanukitoid suite. PhD Thesis, State University of New York at Stony Brook, 275 pp.
- Stern, R.A., Hanson, G., 1991. Archaean high-Mg granodiorites: a derivative of light rare earth enriched monzodiorite of mantle origin. *J. Petrol.* 32, 201–238.
- Stone, W.E., Deloule, E., Larson, M.S., Leshner, C.M., 1997. Evidence for hydrous high-Mg melts in the Precambrian. *Geology* 25, 143–146.
- Stuckless, J.G., Hedge, C.E., Worl, R.G., Simmons, K.R., Nkomo, I.T., Wenner, D.B., 1985. Isotopic studies of late Archaean plutonic rocks in the Wind River Range, Wyoming. *Geol. Soc. Am. Bull.* 96, 850–860.
- Sutcliffe, R.H., 1989. Magma mixing in the late Archaean tonalitic and mafic rocks of the Lac des Iles, Western Superior Province. *Precamb. Res.* 44, 81–101.
- Swaminath, J., Ramakrishnan, M. (Eds.), *Early Precambrian Supracrustals of Southern Karnataka*, Mem. Geol. Surv. India vol. 112. 1981, 308 pp.
- Swaminath, J., Ramakrishnan, M., Viswanatha, M.N., 1976. Dharwar stratigraphic model and Karnataka craton evolution. *Rec. Geol. Surv. India* 107, 145–175.
- Sylvester, P.J., 1994. Archaean granite plutons. In: Condie, K.C. (Ed.), *Archaean Crustal Evolution*. Elsevier, pp. 261–314.
- Taylor, P.N., Chadwick, B., Moorbath, S., Ramakrishnan, M., Viswanatha, M.N., 1984. Petrography, chemistry and isotopic ages of Peninsular gneisses, Dharwar acid volcanics and Chitradurga granites with special reference to Archaean evolution of Karnataka craton, southern India. *Precamb. Res.* 3, 349–375.
- Viswanatha, M.N., Ramakrishnan, M., 1975. The pre-Dharwar supracrustal rocks in southern Karnataka and their tectono-metamorphic significance. *Indian Mineral.* 16, 48–65.
- Walker, R.J., Shiray, S.B., Hanson, G.N., Rajamani, V., Horan, M.F., 1989. Re–Os, Rb–Sr and O isotope systematics of Archaean Kolar schist belt, Karnataka, India. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 3005–3013.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: a Global Tectonic Approach*. Allen Hynman, London. 441 pp.
- Windley, B.F., 1995. *The Evolving Continents*. third ed., Wiley, Chichester.

Chapitre 3

Typologie géochimique des granitoïdes de l'EDC

3.1 Critères de classification

Pour tenter d'établir quelques éléments de réflexion sur l'origine possible de chacun des massifs granitiques de cette région, nous avons tenté d'en établir une classification sommaire, sur la base des critères suivants :

- Rapports isotopiques, en particulier du Nd (voir discussion préalable chapitre 1 et annexe 1). Ces rapports (exprimés sous la forme d' $\epsilon_{Nd(T)}$) permettent aisément de faire la distinction entre des roches issues d'une refusion, sous une forme ou une autre, de roches anciennes pré-existantes et à rapports Sm/Nd faibles ($\epsilon_{Nd(2,5Ga)}$ très négatif, de -6 à -8), et des roches “juvéniles”, c'est-à-dire des produits directs ou indirects de la fusion du manteau lors de l'épisode à 2,5 Ga ($\epsilon_{Nd(2,5Ga)}$ de -2 à +2). Dans certains cas (Closepet), des rapports isotopiques intermédiaires entre ces deux extrêmes témoignent de l'implication des deux sources (troisième partie).
- Spectre en éléments traces : l'étude classique de spectres (normalisés aux chondrites) pour les éléments incompatibles permet une représentation visuelle très lisible des teneurs en différents éléments, et met bien en évidence les contrastes qui peuvent exister entre différentes familles de roches. Plusieurs types de spectres ont été reconnus :
 - Des spectres “type TTG”. Très semblables à ceux des TTG moyennes de Martin, 1994, ces spectres sont caractérisés par de faibles teneurs (20 fois les chondrites) en K, Rb et Nb, et des valeurs assez élevées, décroissant régulièrement (de 200 à 5 fois les chondrites) pour les autres éléments, avec des teneurs en Sm et Zr plus élevées.
 - Des spectres “type anatectique”. Ils sont ainsi appelés à cause de leur similarité avec le “pôle acide” du granite de Closepet, dont il a été démontré qu'il est le produit de l'anatexie des Gneiss Péninsulaires. Assez similaires aux TTG, ces spectres s'en distinguent par des anomalies marquées pour certains éléments : positive pour Rb, K, Th ; négatives pour Eu, Sr, P, éventuellement Y.
 - Des spectres “type Closepet”, qui sont ceux des termes les plus basiques du granite de Closepet, ainsi que du liquide parental de ce massif, tel qu'il a été recalculé. Les teneurs en éléments incompatibles augmentent (de 20 à 800 fois les chondrites) de Rb à Ba ; puis diminuent assez régulièrement (de 800 à 20) jusqu'à Y. Quelques éléments s'écartent légèrement de cette tendance (P et Ti sont un peu plus faibles, Zr un peu plus élevé). L'épisode précoce de cristallisation fractionnée, connu dans

le massif de Closepet, se traduit par une augmentation globale des teneurs pour l'ensemble des éléments en trace, sans modifier l'allure générale du profil.

- Enfin, il demeure un certain nombre de spectres qu'il n'a pas été possible de rattacher à un type bien défini.

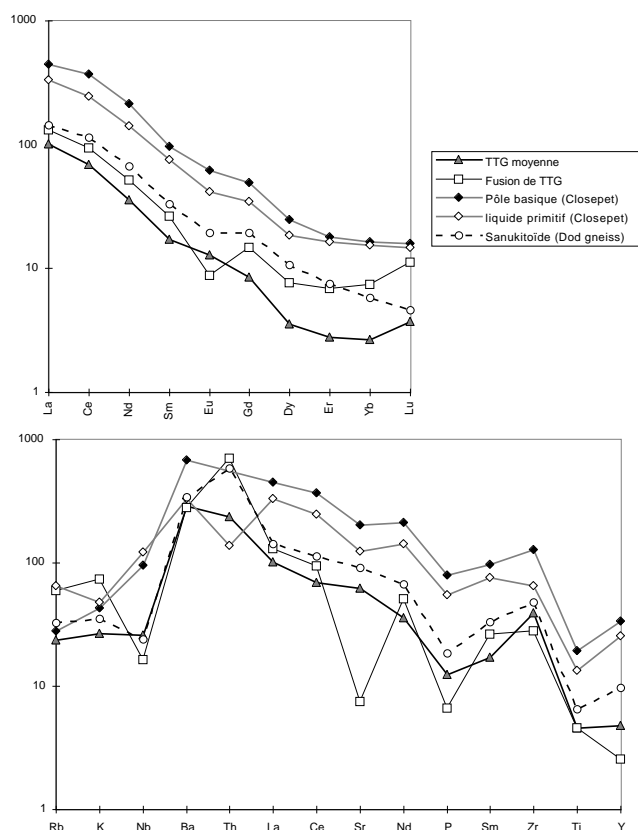


FIG. 3.1 – Différents types de spectres d'éléments incompatibles et de terres rares (normalisés aux chondrites : Sun et McDonough, 1989) observés dans les granites du craton de Dharwar. TTG moyenne de Martin, 1994 ; Fusion des TTG : liquide anatectique calculé dans la troisième partie ; Pôle basique et liquide primitif de Closepet : déterminés dans la troisième partie ; Sanukitoïde : Dod gneiss, Ouest de la ceinture de Kolar (moyenne) pris comme représentatif.

- Teneurs en éléments compatibles (éléments de transition notamment). Les teneurs en Ni et Cr notamment peuvent varier d'un à deux ordres de grandeur, pour des teneurs en SiO_2 équivalentes. Elles représentent certainement un bon indicateur de la nature "primaire" ou "évoluée" (ayant subi des épisodes de cristallisation ou de refusion depuis le liquide primaire) de la roche considérée. En général, il existe une bonne corrélation avec les Mg\# (rapports moléculaires $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$).
- Rapport K/Na. Exprimé sous la forme d'un rapport moléculaire, cet indice peut être un bon traceur de roches sodiques, dont la source est la fusion de basaltes hydratés (Rapp, 1994 ; Sen et Dunn, 1994 ; etc.), par opposition aux granitoïdes plus potassiques provenant soit d'un liquide parental mantellique, soit d'une refusion des TTG déjà en place.
- Rapport A/CNK : Ce rapport moléculaire $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ peut varier significativement entre des roches avec une source mantellique et des roches dont la source est la

croûte (océanique ou continentale).

Il faut noter que cette classification repose sur la supposition que tout ces massifs sont bien âgés de 2,5 Ga environ. Si cette hypothèse est bien démontrée pour un certain nombre de massifs (Gneiss de Krishnagiri: Peucat et al., 1993; entre Bangalore et la ceinture de roches vertes de Kolar: âges zircons de Jayananda et al., 2000, et de Krogstad et al., 1989, 1991; Closepet: nombreux âges rappelés troisième partie; Lepakshi: âges Rb-Sr de Subba Rao et al., 1992b), il reste d'autres granites (presque tous les massifs à l'Est et au Nord-Est de la ceinture de Kolar) pour lesquels il n'y a pas d'âges publiés; il n'en reste pas moins vraisemblable, sur la base des similarités de terrain, pétrographiques et géochimiques, que ces massifs soient liés à l'épisode à 2,54 Ga —c'est en tout cas l'hypothèse sur laquelle on se basera.

3.2 Résultats

Ce travail de typologie a permis de mettre en évidence 4 familles de granitoïdes dans l'EDC:

3.2.1 Les TTG

Un certain nombre de roches présentent des fortes affinités avec les gneiss TTG typiques de l'Archéen (Martin, 1994); on peut les comparer à la moyenne des TTG proposée par cet auteur. Ces roches sont pour l'essentiel des tonalites, avec quelques trondhjémites; les roches intermédiaires sont rares, voire inexistantes. Leur rapport A/CNK est proche de 1,2; en revanche elles ont des rapports K/Na très faibles ($< 0,48$). Leur Mg# est entre 30 et 40. La moyenne des TTG de Martin, 1994 a un rapport A/CNK de 1,21; K/Na = 0,24 et Mg# = 40. La même ressemblance s'observe quant aux éléments en traces: teneurs modérées en Ni et Cr (3–20 et 10–30 ppm respectivement); enrichissement modéré en éléments incompatibles (de 200 à 5 fois les chondrites), sans anomalies importantes. Leurs spectres de terres rares présentent un enrichissement sensible (La_N autour de 100 fois les chondrites), et sont bien fractionnés (Ce/Yb_N de 20 à 50), avec de très faibles teneurs en Yb (Yb_N < 8), sans anomalie en Europium. Pétrographiquement, ces roches sont surtout des tonalites et trondhjémites, définissant une série TTG.

Ces roches sont donc, par toutes leurs caractéristiques, analogues aux TTG "classiques". Elles sont cependant bien distinctes des Gneiss Péninsulaires, à la fois par leur âge (2,5 Ga) et par leurs caractéristiques isotopiques ($\epsilon_{Nd(2,54Ga)}$ de 0 à +2), ce qui confirme bien qu'il s'agit de magmas juvéniles mis en place à la fin de l'Archéen.

Les travaux tant géochimiques (Martin, 1985) qu'expérimentaux (par exemple Rapp, 1994 et toutes les références du paragraphe 4.1, première partie) montrent que ces magmas proviennent de la fusion partielle de basaltes hydratés. Quant à leur contexte géodynamique de genèse, le plus plausible reste celui d'une subduction, même si des interprétations divergentes ont été proposées.

Les roches appartenant à ce groupe sont essentiellement la grosse masse des "gneiss gris sombres" de la région de Krishnagiri; mais on peut aussi leur rattacher deux plutons du secteur de Kolar, le "Kambha gneiss" de Balakrishnan et Rajamani (1987) au Nord-Est de la ceinture de Kolar, et l'intrusion mal connue qui se situerait au Nord-Ouest de la ville de Kolar (BH 27b).

3.2.2 Les sanukitoïdes sens strict

La famille "sanukitoïde" (s.s.) est relativement difficile à mettre en évidence. En effet, ses caractéristiques sont intermédiaires entre celles des TTG, et celles des granites d'âge

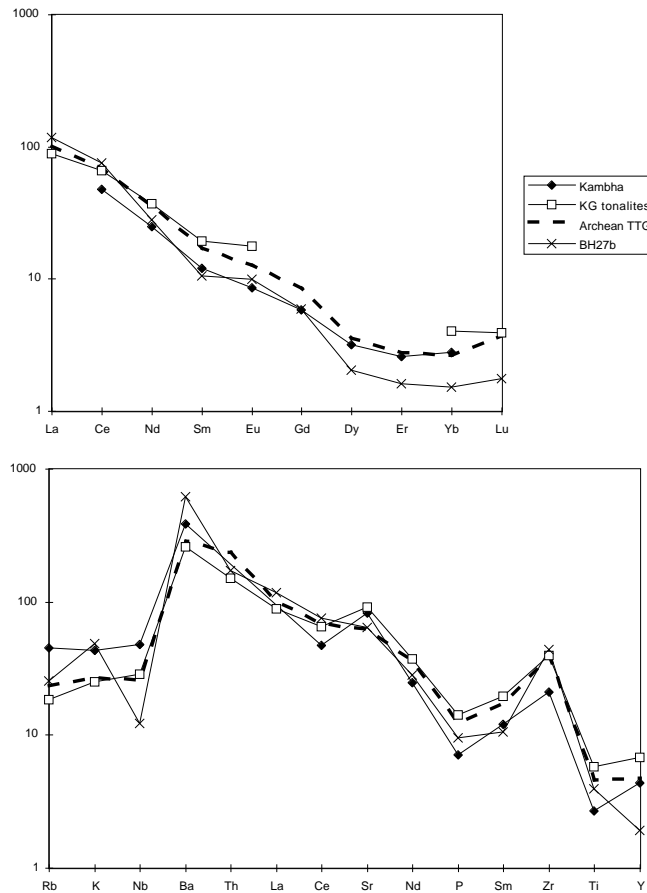


FIG. 3.2 – Spectres d'éléments incompatibles et de terres rares (normalisés aux chondrites : Sun et McDonough, 1989) pour la famille "TTG" dans le craton de Dharwar. Les spectres correspondent aux moyennes pour chaque pluton, sauf quand un numéro d'échantillon est cité. Kambha gneiss, à l'Est de la ceinture de Kolar (cf figure 1) ; KG = Krishnagiri ; Archean TTG : moyenne des TTG archéennes de Martin, 1994 ; BH27b : petit pluton entre l'intrusion de Kolar et Nandi hills.

contemporain, dont la signature géochimique doit beaucoup au recyclage crustal ; dans notre cas il y a donc des risques importants de confusion avec les TTG ou les granites anatectiques.

Il s'agit de granodiorites à amphibole ; elles sont légèrement alumineuses ($1,1 < A/CNK < 1,2$) et modérément potassiques ($K/Na = 0,4-0,6$). Leur $Mg\#$ est relativement élevé, entre 40 et 45. Leur spectre d'éléments en traces est analogue à celui des TTG, bien que légèrement plus enrichi (350 à 10 fois les chondrites). Il présente en revanche la même absence d'anomalies que les TTG, et un profil parallèle au spectre de ces dernières. Leurs spectres de terres rares présentent les mêmes caractéristiques : enrichissement un peu plus important que pour les TTG ($La_N = 150-200$), mais avec une forme analogue ($Ce/Yb_N = 20-30$, pas d'anomalie en Eu). En revanche, leurs teneurs en éléments de transition ($Ni = 20-40$ ppm, $Cr = 20-100$ ppm) sont significativement plus élevée que celle observée dans les TTG.

Enfin, les rapports isotopiques du Nd ($\epsilon_{Nd(T)} = -0,5$ à $+1$), faiblement négatifs, indiquent sans ambiguïté une origine juvénile.

Sur la base des travaux de R.Stern (1989) au Canada, Krogstad et al.(1995) ont proposé, pour l'un de ces massifs (Dod gneiss), une origine par fusion partielle d'un manteau enrichi.

En revanche, les travaux expérimentaux de Rapp et al. (2000) semblent indiquer que

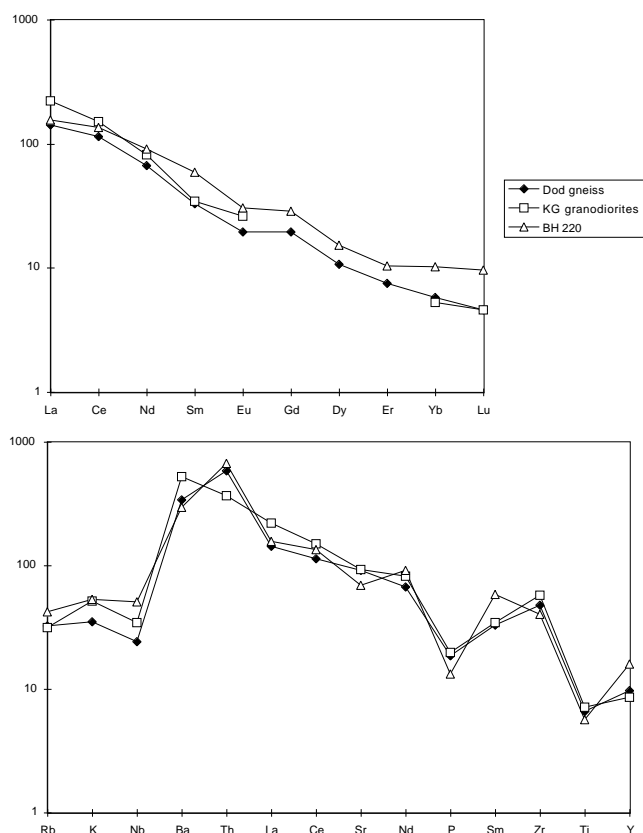


FIG. 3.3 – Spectres d'éléments incompatibles et de terres rares (normalisés aux chondrites : Sun et McDonough, 1989) pour les sanukitoïdes de l'EDC. KG = Krishnagiri; BH 220 : granodiorite leucocrate à l'Est de la ceinture de Kolar. Les spectres correspondent aux moyennes pour chaque pluton, sauf quand un numéro d'échantillon est cité.

l'origine des magmas de type “sanukitoïde” est à chercher dans des interactions entre des magmas issus de la fusion partielle de basaltes hydratés, avec une péridotite. Les liquides produits expérimentalement dans ces conditions présentent, cependant, des teneurs en Sr et Ba qui ne correspondent pas à ce qu'on observe dans les sanukitoïdes indiennes ; ce point a été discuté dans la troisième partie (sans doute lié à la nature de la source choisie lors des expériences de Rapp et al., 2000). De façon qualitative, on observe les mêmes relations entre les liquides expérimentaux de Rapp et al. (2000) (le liquide “hybridé”, équivalent des sanukitoïdes, est plus riche en éléments de transition et en incompatibles, avec des spectres d'éléments incompatibles et de terres rares parallèles à ceux du liquide “primordial”), que entre les sanukitoïdes et les TTG. Par ailleurs, le fait que l'on observe, sur le terrain, des TTG synchrones (et même intimement associées !) aux sanukitoïdes amène à préférer cette seconde hypothèse.

Il convient de signaler que cette hypothèse n'a peut-être pas autant d'implications géodynamiques qu'elle ne le semble ; en effet, la seule conclusion que l'on peut tirer de ces modèles est que les sanukitoïdes se sont formées par interaction entre des produits de fusion partielle d'un basalte hydraté, et de la péridotite. Il est possible d'envisager, par exemple, un contexte où du basalte aurait formé un sill à peu de distance sous le moho, emprisonnant une lame de péridotite. Néanmoins, le contexte le plus raisonnable est bien celui d'une zone de subduction ; le basalte qui fond est celui de la croûte océanique plongeante, tandis que la péridotite

est celle du coin de manteau.

Les sanukitoïdes indiennes reconnues sont, d'une part le petit massif granodioritique des "Dod Gneiss", à l'Ouest de la ceinture de Kolar; d'autre part, les injections granodioritiques au sein des gneiss gris de Krishnagiri: "Granodioritic gneisses" de Allen (1986), ou injections à amphibole type "BH 220" étudiées à l'Est de la ceinture de Kolar.

3.2.3 Les granites d'anatexie crustale

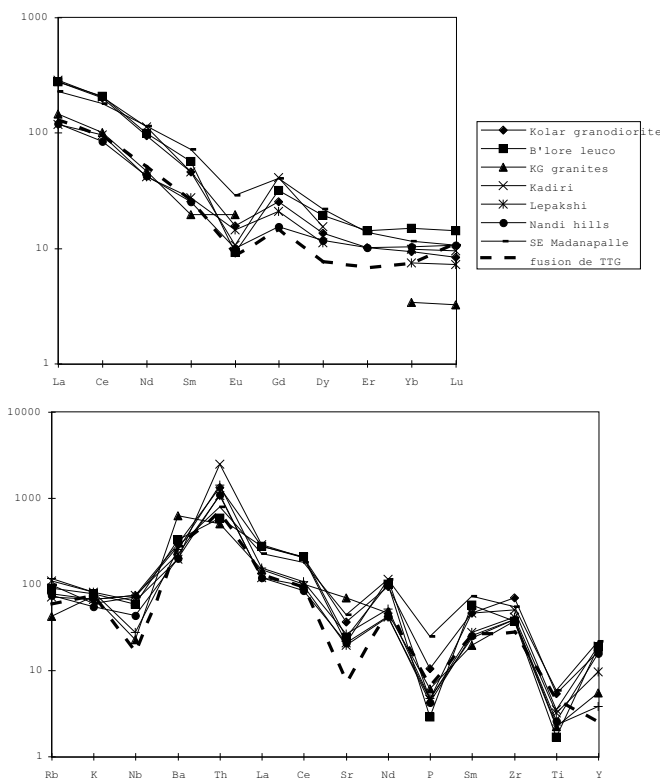


FIG. 3.4 – Spectres d'éléments incompatibles et de terres rares (normalisés aux chondrites: Sun et McDonough, 1989) pour les granites anatectiques de l'EDC. KG = Krishnagiri; B'lore = Bangalore. Fusion de TTG: modèle calculé dans la troisième partie, chapitre 5. Pour la localisation, se rapporter à la figure 1, chapitre 1. Les spectres correspondent aux moyennes pour chaque pluton, sauf quand un numéro d'échantillon est cité.

Cette famille est la mieux caractérisée au point de vue à la fois pétrologique et géochimique. Il s'agit de leucogranites et de granites à biotite, souvent à tendance porphyroïde, avec peu ou pas de roches basiques associées. Au point de vue de leur géochimie, ils ont systématiquement des rapports K/Na élevés (toujours supérieurs à 0,6 et pouvant atteindre 1,2 et plus); ils sont alumineux ($A/CNK > 1,1$); en revanche leur $Mg\#$ n'excède pas 35. Ils sont pauvres en éléments de transition (Ni et Cr < 16 et 35 ppm resp.); en revanche ils sont riches en éléments incompatibles (Rb: 100 à 300 ppm; Th: 10 à 40 ppm). Leurs spectres d'éléments incompatibles sont marqués par des anomalies négatives très importantes en Sr, P et Nb ($Sr/Sr^* < 0,8$, $P/P^* < 0,3$ et $Nb/Nb^* < 0,5$), et une anomalie positive en Th ($Th/Th^* > 1$, dépassant facilement 3). Les autres éléments sont modérément abondants (de 300 à 3 fois les chondrites). Les spectres de terres rares sont modérément enrichis (La_N : 100 à 300) et peu

fractionnés (Ce/Yb_N : 10 à 30). Ils possèdent une anomalie négative en Europium (Eu/Eu^* : 0,2 à 0,8).

Toutes ces caractéristiques font que ces roches sont extrêmement similaires au “pôle acide” calculé pour le granite de Closepet, et dont il a été démontré dans la troisième partie (chapitre 5) qu’il s’explique par la fusion partielle de matériel de nature TTG. On peut donc proposer la même explication pour la totalité de ces roches. Cependant, un problème demeure, qui est celui de leur signature isotopique. En effet, si certains de ces massifs ont une signature nettement crustale ($\epsilon_{Nd(2,52Ga)} = -7$, pour les leucogranites de Bangalore, ou $\epsilon_{Nd(2,52Ga)} = -6$ pour les termes anatectiques, acides du massif de Closepet), la majorité de ces granites ont une signature “juvénile” (entre 0 et -2).

Il faut donc chercher pour ces roches une source qui soit minéralogiquement et chimiquement de nature TTG, et isotopiquement juvénile. On pense immédiatement aux tonalites de Krishnagiri, et à leurs équivalents. L’explication la plus plausible semble donc être une refusion, peu de temps après leur mise en place, des gneiss gris sombres de Krishnagiri. Cette hypothèse est confirmée par le fait que les veines granitiques de ce secteur (“Krishnagiri Granitic Gneisses” de Allen, 1985), identifiées comme des migmatites sur le terrain, appartiennent à cette famille, ce qui au moins démontre que ces gneiss ont subi un épisode de fusion postérieur à leur mise en place.

Du point de vue géographique, cette famille regroupe donc :

- Produits de refusion du socle ancien : leucogranites de Bangalore ; certainement les autres leucogranites du secteur (intrusion de Tekal) ; termes acides du granite de Closepet ; peut-être les “Dosa gneiss”.
- Produits de refusion des TTG à 2,5 Ga : la majorité des intrusions du faciès amphibolite, depuis le secteur Bangalore-Kolar (granites de Bangalore, intrusion de Kolar) au Sud, jusqu’aux massifs de l’Ouest de l’Andra (plutons de Lepakshi-Nandi hills, Kadiri, Madanapalle, etc . . .) au Nord. Les intrusions de la région d’Hyderabad (Divakara Rao et al., 1990b) se rapportent aussi probablement à ce type.

Parmi ces roches, deux plutons se singularisent :

- BH242a (pluton de Madanapalle-Ouest), qui est nettement moins différencié ($\text{Mg\#} = 46$, $\text{Ni} = 20$ ppm ; $\text{Cr} = 43$ ppm), plus sodique ($\text{K/Na} = 0,6$), et en général aux anomalies moins prononcées que les granites “anatectiques” vrais. Il a des affinités avec les sanukitoïdes s.s.
- Le pluton de Kadiri, à l’inverse, a des anomalies (et toutes les autres caractéristiques) nettement plus prononcées que la majorité des granites anatectiques ; il pourrait s’agir d’un granite issu d’une fusion partielle à un taux plus faible.

3.2.4 Les granitoïdes type Closepet

Quelques grands massifs — dont celui de Closepet — présentent des caractéristiques propres, différentes des trois autres types reconnus. Ces massifs regroupent plusieurs faciès, comme cela a été décrit dans la troisième partie. Les faciès basiques ou intermédiaires ont les signatures les plus caractérisées ; ce sont des diorites. Cette signature s’atténue au fur et à mesure que l’on évolue vers les faciès différenciés, “contaminés” par des produits anatectiques. Les roches basiques sont métalumineuses ($\text{A/CNK} = 0,85\text{--}1,05$), elles présentent des rapports K/Na de 0,45 à 0,75, globalement plus élevés que ceux des sanukitoïdes. Elles ont des Mg\# élevés (40–60), associés à des teneurs en Ni (15–100 ppm) et Cr (25–250 ppm) importantes. Elles sont également très enrichies en éléments incompatibles (600–1000 à 20–50 fois les chondrites), sans anomalies notables. Leurs spectres de terres rares sont très enrichis ($\text{La}_N = 300\text{--}700$), assez fractionnés ($\text{Ce/Yb}_N = 15\text{--}20$) et avec une anomalie en Europium nulle ou faiblement négative.

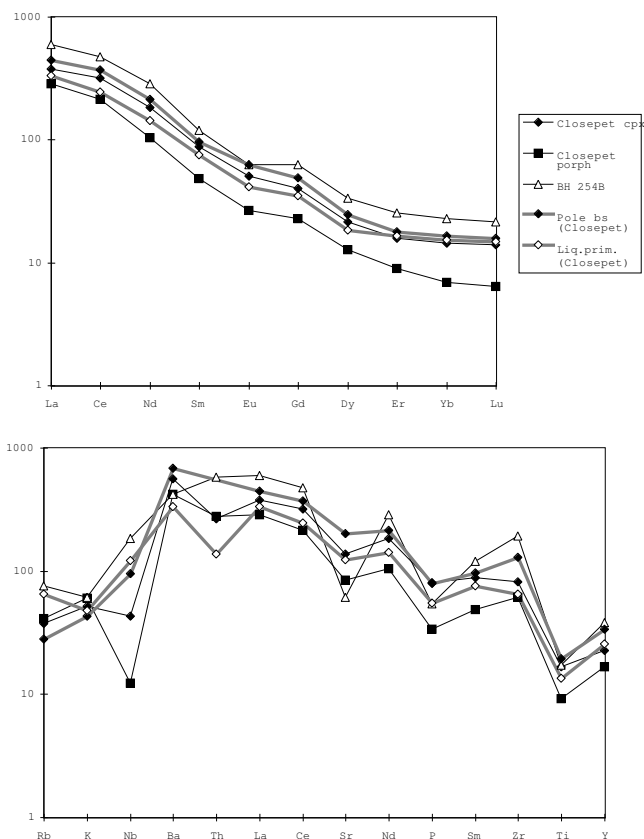


FIG. 3.5 – Spectres d'éléments incompatibles et de terres rares (normalisés aux chondrites : Sun et McDonough, 1989) pour les granitoïdes “type Closepet” de l'EDC. “Closepet cpx” et “Closepet porph” : moyennes des monzonites à clinopyroxène et des monzogranites porphyroïdes (respectivement) du massif de Closepet. BH254b : faciès sombre du granite de Bukapatnam. Pôle bs et Liq.Primitive : Pôle basique du mélange, et liquide primitif, du granite de Closepet (cf troisième partie, chapitre 5). Les spectres correspondent aux moyennes pour chaque pluton, sauf quand un numéro d'échantillon est cité.

La pétrogénèse et la source de ces roches a été discutée à la troisième partie ; il a été démontré qu'il s'agit de produits de fusion partielle d'un manteau enrichi, qui ont ensuite subi une histoire assez compliquée. La cause de l'enrichissement du manteau est assez mal déterminée, mais l'hypothèse la plus réaliste est celle d'un enrichissement dû au métasomatisme du manteau par les magmas de nature TTG qui interagissent avec les péridotites, en se transformant eux-mêmes en sanukitoïdes.

Ceci implique donc un processus en deux étapes, dans un premier temps une subduction qui crée des produits magmatiques interagissant avec le manteau ; dans un second temps, une refusion de ce manteau donnant naissance à un des composants des granites type Closepet.

Deux massifs appartiennent à ce type : le granite de Closepet (cf troisième partie) et, du moins d'après les trois échantillons analysés, le granite de Bukapatnam. Dans les deux cas il s'agit de grands massifs allongés, présentant les trois mêmes faciès (basique, porphyroïde rose sombre, rose équigranulaire).

3.2.5 Les inclassables ...

Certains massifs ou échantillons semblent ne pouvoir se rattacher à aucun des types définis. Il s'agit de :

- Granites porphyroïdes de Bangalore. Ils ressemblent à des granites anatectiques, mais présentent une anomalie positive en Europium. Peut-être sont-ils liés à des phénomènes de fractionnement d'un liquide anatectique ?
- Les gneiss potassiques “type BH 218”. Ils ressemblent nettement à des TTG type Krishnagiri, mais sont trop potassiques. Peut-être sont-ils assimilables aux “Low pressure, High-K charnockites” de Allen (1985).
- L'échantillon BH 240b (Madanapalle Est) est appauvri en tous les éléments incompatibles, et son spectre se situe bien en dessous de tout les autres —tant pour les terres rares, que pour les autres éléments en trace—. Vue sa teneur ($> 78\%$) en SiO_2 , il s'agit manifestement d'un échantillon silicifié.
- Enfin, les gneiss agmatitiques (Est de la ceinture de Kolar), le granite de Bisanattam (Est de la ceinture de Kolar) et l'échantillon BH 27c (Filon entre Bangalore et Kolar) n'ont pas été analysés pour assez d'éléments significatifs pour permettre leur classification.

3.2.6 Répartition géographique

La répartition des différents types de granitoïdes présente une logique spatiale assez forte (figure 3.6) :

- Les TTG et les sanukitoïdes se trouvent, pour l'essentiel, au Sud, c'est à dire bas dans la croûte (faciès granulite ou amphibolite). Elles semblent constituer un important volume à la base de la croûte. Dans cette zone, les différents faciès sont très imbriqués, rendant la typologie de ce secteur difficile. Occasionnellement, en particulier autour de la ceinture de Kolar, qui semble être un élément structural majeur de l'EDC (et donc une zone de faiblesse potentielle, pour canaliser les magmas), on trouve de petites intrusions plus haut dans la croûte, de l'une ou l'autre nature.
- Les granites anatectiques se trouvent à tous les niveaux. Ils forment de petits filons dans la zone des gneiss juvéniles “type Krishnagiri”, et des massifs bien distincts, assez grands plus au Nord, dans le faciès amphibolite. Le bassin de Cuddapah (Protérozoïque), qui recouvre en discordance l'Archéen du craton, empêche d'aller étudier leurs manifestations plus superficielles ; il semble toutefois qu'il existe des massifs de granite dans le secteur de Hyderabad (AP) ; bien qu'il n'y ait pas de données géochimiques (en particulier traces) disponibles à leur sujet, il semble plausible de les rattacher au type anatectique.
- Enfin, les granites type Closepet semblent n'exister qu'au long de grands cisaillements, proches de la limite entre EDC et WDC.

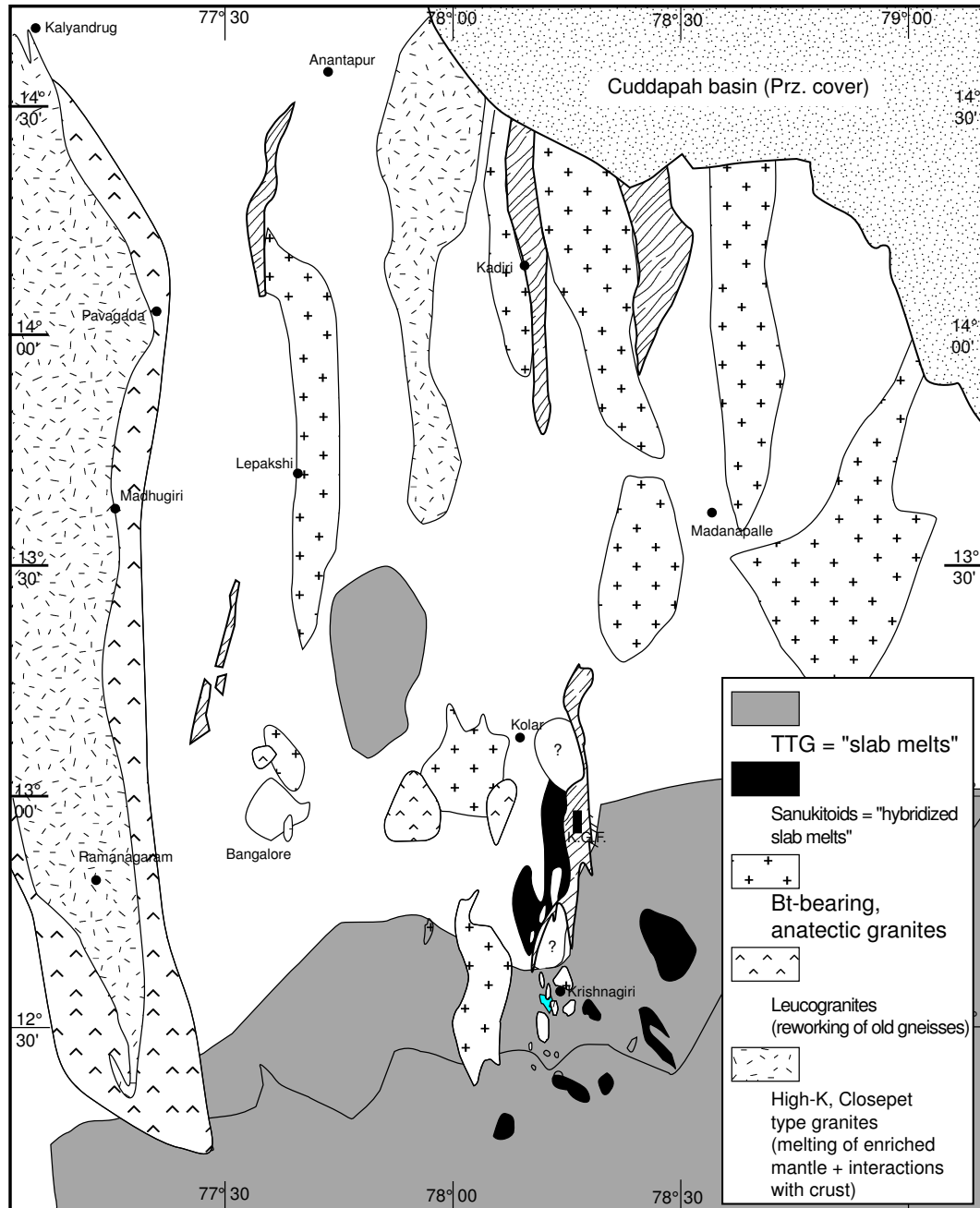


FIG. 3.6 – Répartition des types de granites dans l'EDC.

3.3 Les granites tardi-archéens dans le WDC

Comme cela a déjà été signalé, les granites tardi-archéens sont rares dans le WDC, toutefois trois massifs sont décrits

3.3.1 Le massif d'Arsikere

Il a été étudié par Rogers (1988), qui différencie deux faciès au sein de ce granite, un faciès “principal” et un faciès de bordure. Les deux sont des granites équi-granulaires, rosés, à gros grain. Ils contiennent du quartz, du microcline, du plagioclase (An_{10-15}) en proportions équivalentes; ainsi que de la bitotite (2 à 5 %), de la muscovite (0,5 %), de l'épidote, de la magnétite et du sphène. Les analyses publiées permettent de rattacher ce massif au groupe des granites anatectiques, au vu de leurs spectres d'éléments incompatibles, et de leurs rapports d'éléments majeurs: $Mg\#$ de 10 à 25, K/Na de 0,84 à 1,03 et A/CNK autour de 1,10. Cette interprétation est en accord avec celle de Rogers (1988).

Rogers (1988) propose que le faciès de bordure représente le liquide résiduel de la cristallisation fractionnée d'un magma de composition analogue au faciès principal. La diminution des teneurs en Ba, Sr, Ti et l'augmentation de celles en Rb et K entre le faciès principal, et le faciès de bordure, plaide en effet dans ce sens; cependant on n'observe pas les diminutions des teneurs en Ni et Cr qu'un tel processus implique. D'autre part, sur le terrain (site BH 371), le granite d'Arsikere est constitué d'au moins trois faciès, dont une granodiorite non décrite par Rogers (1988).

3.3.2 Le massif de Chittradurga

Intrusif dans la ceinture de roches vertes de Chittradurga, à proximité de la ville du même nom, ce massif n'est connu que grâce à une analyse moyenne (Dhondial et al., 1987) et deux échantillons (mission Auvray-Martin, 1992). Il s'agit d'un granite polyphasé (Martin, com. pers.: BH 50 et 51) dont seules les phases tardives (filons gris) ont été analysées. Celles-ci présentent toutes les caractéristiques des granites anatectiques, tant par leurs teneurs en éléments en traces, que par leurs $Mg\#$ faibles (23–30), leurs K/Na élevés (0,49–0,72) et leurs A/CNK élevés (1,10–1,15).

3.3.3 Les granites de Goa

Les trois massifs décrits par Dhondial et al. (1987) dans la région de Goa sont tout trois intrusifs dans les gneiss et les métasédiments des Ghâtes occidentales. Tous trois sont syntectoniques. Les granites de Chandranath et de Dudhsagar sont mésocrates à leucocrates; le granite de Canacona est mésocrate, et contient des phénocristaux tabulaires de feldspath potassique.

Tous trois présentent des spectres d'éléments incompatibles typiques des granites anatectiques, avec des $Mg\#$ bas (25 à 30), des K/Na élevés (0,75–1,17) et des rapports A/CNK élevés eux aussi (1,21–1,45).

3.4 Evolution magmatique à la fin de l'Archéen

D'après cette étude, deux épisodes magmatiques se succèdent dans l'EDC, à la fin de l'Archéen. Ces deux épisodes sont associés à des contextes tectoniques, et des régimes de déformation différents.

3.4.1 Premier stade : magmatisme de zone de subduction

Vers 2,54 Ga, les magmas mis en place sont des TTG (surtout en base de croûte), des sanukitoïdes et des granites anatectiques. Ces derniers, pour leur grande majorité, sont issus de la fusion de TTG très récemment accrétées, comme le montrent leurs signatures isotopiques. Tous ces magmas peuvent facilement avoir été engendrés dans un contexte géodynamique de type subduction :

- Les TTG sont les produits de fusion de la plaque océanique subductée ;
- Les sanukitoïdes sont des magmas équivalents des TTG, qui ont interagi avec la péridotite du coin du manteau ;
- Les granites anatectiques peuvent correspondre à la refusion du matériel de type TTG récemment mis en place, ce qui n'est pas surprenant dans un contexte "chaud" et actif comme celui d'un arc insulaire.

Cette hypothèse a aussi l'avantage de rendre compte d'un certain nombre de caractéristiques de l'EDC :

- Les ceintures de roches vertes de l'EDC, n'ont pas de socle connu ; elles sont riches en sédiments détritiques et en laves acides. En revanche, les laves basiques ou ultrabasiques (komatiites) y sont rares, ainsi que les sédiments orthochimiques. Ces ceintures présentent les caractères de bassins d'arrière-arc, pincés ultérieurement entre deux arcs insulaires.
- Ces mêmes ceintures délimitent de grands blocs allongés Nord-Sud (cf. discussion deuxième partie). Certains auteurs, autour des ceintures de Kolar (Krogstad et al., 1989, 1995) ou de Ramagiri (Zachariah et al., 1996, 1997), considèrent que les terrains adjacents ont des signatures géochimiques assez contrastées pour témoigner de blocs d'origines différentes. Ces résultats demandent à être confirmés et étendus à la totalité de l'EDC. Dans ce cas, il deviendra possible de proposer pour l'EDC un schéma d'évolution en mosaïque de terrains allongés et soudés, tout à fait analogue aux sous-provinces de la Province du Supérieur (à peu près contemporaine de l'EDC) (cinquième partie), ce qui serait une confirmation supplémentaire de ce modèle, et permettrait de rattacher l'EDC à un type structural connu.

3.4.2 Seconde étape : remaniement du continent récemment accrété

Le second épisode, vers 2,52 Ga, est mieux connu dans le WDC que dans l'EDC. Il est représenté par un métamorphisme HT/BP, ainsi que la déformation verticale associée ("sagduction") (voir deuxième partie). Dans l'EDC, la déformation est mal connue ; il semblerait qu'elle présente aussi une composante gravitaire. C'est également le moment où, tant dans le WDC que dans l'EDC, se développe le grand réseau de zones de cisaillement verticales, cartographiées deuxième partie (chapitres 5 et 7). Au point de vue magmatique, le seul granite affecté de façon certaine à cet épisode est le granite de Closepet (auquel on peut sans doute ajouter le massif de Bukkapatnam, plus au Nord-Est). Il est d'un type géochimique particulier, qui ne correspond à aucun des trois types de magmas décrits plus haut : son origine la plus probable est la fusion partielle d'un manteau enrichi par les mêmes interactions qui ont donné naissance aux sanukitoïdes. Cependant, il est possible que certains des granites anatectiques se forment à ce moment ; en particulier dans le WDC, où ce second épisode est le seul connu.

Ce remaniement "post-subduction" peut avoir plusieurs causes non exclusives :

- L'arrivée en base de lithosphère d'un point chaud (chapitre 2 et deuxième partie) peut rendre compte du réchauffement de la lithosphère ;
- Pendant une subduction, le manteau sous-continentale est maintenu à des températures relativement basses par la présence du panneau plongeant. Mais dès que celui-ci dis-

paraît, le manteau se réchauffe rapidement ; comme il s'agit d'un manteau enrichi et hydraté, il peut d'autant plus facilement fondre.

- L'accrétion continentale au dessus d'une zone donnée du manteau crée une couche isolante au voisinage de la surface, et ce de façon assez rapide. La chaleur peut donc s'accumuler sous le continent néoformé, ce qui peut induire la fusion du manteau ainsi que le réchauffement de la croûte.
- Enfin, le fait que le manteau soit enrichi, en particulier en U, Th et K (éléments dont les isotopes radioactifs sont producteurs de chaleur : première partie) augmente sa production de chaleur, et amplifie donc l'effet décrit plus haut.

De tels mécanismes devraient s'appliquer dans tous les cas où un continent se forme par soudure d'arcs insulaires. Ceci implique donc que chaque épisode d'accrétion d'arc est suivi, immédiatement après, par un épisode de remaniement du nouveau continent. D'autre part, ce remaniement appauvrit le manteau en tous les éléments incompatibles, qui passent dans les magmas (de type Closepet) et sont transportés vers la surface. Cet appauvrissement, au plan minéralogique, se traduit par la disparition dans le manteau des minéraux hydratés et/ou peu réfractaires (amphibole, mica, clinopyroxène). Suite à un épisode de remaniement, le manteau n'est donc plus du tout fertile, et ne peut plus, ou difficilement fondre. De plus, il est appauvri en éléments producteurs de chaleur, ce qui contribue à maintenir une température relativement froide à cet endroit. Le résultat est de "cratoniser" la région, et d'interdire toute activité géologique pendant un long moment, ce qui est bien le cas en Inde, où rien ne se passe jusque vers 2,1–2,0 Ga.

3.4.3 Limites et manques de ce modèle

Il ne faut pas perdre de vue qu'il manque un certain nombre de données pour appuyer ce modèle :

- Il faudrait une cartographie systématique des différents terrains, séparés par les alignements de ceintures de roches vertes. Il est probable que ce travail permettrait d'arriver à un résultat analogue à la compréhension que l'on a actuellement de la Province du Supérieur, qui nous apparaît désormais comme un assemblage de blocs allongés (arcs insulaires). En particulier, il faudrait étudier les Gneiss Péninsulaires à l'intérieur de chaque terrain : il est probable qu'ils se différencient par leur chimie, leur âge, leurs rapports isotopiques, etc.
- Il faudrait également préciser l'âge du magmatisme tardi-archéen, d'une façon géographiquement plus large, et surtout plus homogène : pour le moment, en effet, les données géochronologiques fines (sur zircons) sont concentrées dans deux régions (autour de la ceinture de Kolar, et entre Kolar et Bangalore —ce dernier secteur étant connu par moins de 10 analyses) ; encore la même méthode n'a-t-elle pas été utilisée dans les deux cas, ce qui rend les comparaisons difficiles. De ce fait, l'existence des deux épisodes décrits sur la base de ces quelques analyses et de la chronologie relative pourrait être mieux argumentée. En particulier, il semble plausible que certains des granites de type anatectique se soient formés au cours du second épisode, notamment dans le WDC où le premier épisode ne semble pas avoir laissé d'empreinte.
- Enfin, il manque une étude des laves des ceintures de roches vertes, afin de vérifier si leur nature est compatible avec les processus envisagés.
- D'autre part, ce modèle prédit que d'importants volumes de granites sont des produits de refusion des gneiss tonalitiques de Krishnagiri. Ceci implique qu'une partie de ces gneiss soient, en fait, de nature restitique. Ce point n'a pas pu être mis en évidence dans le cadre de cette étude. Cependant, certains des gneiss tonalitiques analysés par Allen (1985) présentent une anomalie positive en Eu, et pourraient correspondre à des faciès restitiques, complémentaires des granites anatectiques avec une anomalie négative en Eu. C'est l'interprétation donnée également par Condie et al. (1982, 1985, 1986).

Chapitre 4

Place et signification des granites tardi-archéens dans l'évolution géologique du craton de Dharwar

4.1 Comparaison des deux modèles : point chaud ou collage d'arcs ?

Dans ce chapitre, deux modèles ont été proposés et argumentés, à partir des mêmes données. L'un interprète en terme de point chaud le magmatisme tardi-Archéen; le second, en terme de collage d'arcs. Historiquement, le modèle “point chaud” est un peu plus ancien; il a pour l'essentiel été construit à partir des données des missions 1989 et 1992, donc antérieurement à la fois à la cartographie satellitaire des granites de l'EDC, et à l'échantillonnage des massifs d'Andhra Pradesh.

4.1.1 Nouveaux arguments soutenant le modèle “point chaud”

- Il n'y a toujours pas de preuve formelle d'une subduction dans le craton de Dharwar, comme on peut en trouver au Canada. Ceci peut cependant s'expliquer, d'une part par le remaniement important, entre autre des structures tectoniques, après la subduction; d'autre part par le fait que les preuves de la subduction n'ont pas été recherchées systématiquement, comme cela a été fait au Canada par sismique et par reconnaissance de terrains différents.
- Le modèle “point chaud” implique une zonation radiale de l'enrichissement du manteau, depuis un manteau très enrichi, au centre du panache, jusqu'à un manteau neutre ou appauvri à l'extérieur du dispositif. Les signatures isotopiques ($\epsilon_{Nd(T)}$) sont un excellent traceur de cet enrichissement, à condition de faire la part de la contamination crustale (voir chapitre 2). Dans le Nord du massif de Closepet, les $\epsilon_{Nd(T)}$ évoluent vers des valeurs de moins en moins négatives (proches de 0, alors qu'elles sont de -2 dans le Sud du massif de Closepet), ce qui pourrait témoigner d'un manteau moins enrichi au Nord que au Sud. Dans ce cas, la zonation décrite d'Est en Ouest (chapitre 2) existerait aussi du Nord au Sud, ce qui est un argument en faveur de l'existence d'un point chaud.

4.1.2 Arguments à l'encontre du modèle “point chaud”, et/ou soutenant le modèle “subduction”

- La zonation géochimique sur laquelle repose le modèle “point chaud” correspond, en fait, à une zonation des types de granites. L'enrichissement décroissant en éléments incompatibles du manteau source, de Closepet à Kolar, correspond à la comparaison de granitoïdes différents quant à leur source et à leur genèse : type “Closepet”, très enrichi, granites anatectiques, sanukitoïdes, et même petits plutons tonalitiques. En comparant des granites d'origine différente, il n'est pas surprenant de mettre en évidence des différences chimiques ! Mais cette évolution ne serait pas forcément visible si on étudiait, plutôt que Ba ou Ce, des éléments comme les terres rares lourdes, les HFSE, ou même le rapport K/Na. Si il existe une zonation, elle concerne donc les types de granites, plutôt que l'enrichissement de la source. Il faudrait vérifier son existence, ou son absence, en étudiant l'Est de la ceinture de Kolar (secteur peu étudié dans ce travail) : loin de la “suture” présumée (vers l'Est), ne retrouverait-on pas à nouveau des granites “anatectiques”, apparemment “enrichis”, réduisant à rien l'apparente zonation chimique ?
- La caractéristique cartographique fondamentale du craton de Dharwar est la dissymétrie entre EDC et WDC. Dans le modèle “point chaud”, on attendrait, en allant vers l'Ouest de Closepet, une zonation symétrique de celle que l'on observe vers l'Est. Ce n'est à l'évidence pas le cas, le magmatisme tardi-archéen est presque absent du WDC ! D'autre part, le point chaud implique une symétrie radiale, autour d'un centre. Or, dans le craton de Dharwar, c'est une disposition en bandes parallèles, Nord-Sud, que l'on observe.
- De plus, un point chaud “normal” crée essentiellement des magmas basiques (voire ultra-basiques : komatiites à l'Archéen). Les roches tardi-archéennes observées sont surtout granitiques. Ceci impliquerait donc que la quasi totalité des magmas basiques se soient différenciés, en ne laissant pas de trace des magmas parents (à l'exception des enclaves basiques, certes abondantes sur le terrain, mais qui ne peuvent en aucun cas représenter plus de 10 % du volume global des magmas). Cette hypothèse semble d'autant moins probable que les cumulats potentiels, responsables de cette différenciation, ne sont pas connus —ou alors, là encore, sous forme d'enclaves dispersées, peu abondantes. Pour passer de basaltes ($\text{SiO}_2 = 50 \%$) à des granites ($\text{SiO}_2 = 70 \%$), il faut un taux de cristallisation (1-F) de l'ordre de 66 % au minimum (dans le cas, très optimiste, où l'on considère des cumulats à 40 % de SiO_2) : il faut donc deux fois plus de cumulats que de granites. Ceci ne correspond pas aux abondances relatives observées sur le terrain.
- Pour finir, le modèle “subduction” intègre la totalité des données géochimiques disponibles, tant pour les éléments majeurs que en traces. A l'inverse, le modèle “point chaud” s'appuie sur beaucoup moins d'éléments. En outre, la classification des granitoïdes en 4 grands types proposée ici est également compatible avec les données pétrographiques. Elle correspond à des modèles pétrogénétiques cohérents. Pour finir, on verra (cinquième partie) que cette classification peut s'appliquer dans d'autres provinces archéennes, ce qui confirme sa valeur.

En conséquence, c'est le modèle “subduction–remaniement” qui sera favorisé, au détriment du modèle de point chaud.

4.2 Un schéma d'évolution pour le craton de Dharwar durant l'Archéen

Sur la base des données chimiques discutées ici pour les granites tardi-archéens, mais aussi de la compilation (deuxième partie) des autres données géologiques, il est possible de

proposer le modèle géodynamique suivant

4.2.1 3,6–2,9 Ga : Accrétion initiale du craton de Dharwar

Les plus anciennes roches du craton se trouvent dans le centre Sud du WDC (région d'Holenarsipur, Ka entre autres). Il s'agit de TTG, ainsi que des ceintures de roches vertes du groupe de Sargur, dont le socle n'est pas reconnu. Bien que les phénomènes associés à cette accrétion ne soient pas bien connus, il n'est pas déraisonnable d'envisager que cet épisode corresponde lui aussi au collage d'arcs insulaires. Dans la région de JC Pura (Chardon et al., 1996), deux phases tectoniques successives ont été mises en évidence (deuxième partie, paragraphe 5.2.2). Les deux semblent correspondre à des épisodes de sagduction. La plus ancienne des deux peut être datée à 3,3 Ga environ, ce qui correspond à la fin du premier épisode d'accrétion du craton de Dharwar. Il apparaît donc que cet épisode ancien se soit lui aussi conclu par une période analogue à celle décrite à la fin de l'Archéen, où des collages d'arcs séparés par des bassins de type arrière-arc permettent la création d'un noyau continental, ultérieurement remanié par un épisode de tectonique à dominante verticale, avec un métamorphisme associé. Ce métamorphisme ancien a été totalement effacé par les épisodes plus récents. D'autre part, la mise en place de quelques granitoïdes à 3,1 Ga (trondhjémites d'Halekote et intrusions associées, granodiorite de Chikmagalur ...) dans le WDC peut sans doute se rattacher à ce premier épisode de remaniement crustal.

4.2.2 2,9–2,7 Ga : Une période de stabilité

Cette période semble avoir connu assez peu de déformations, de métamorphisme ou de plutonisme. En revanche, c'est une période durant laquelle se déposent les très grands bassins sédimentaires sur croûte continentale du supergroupe de Dharwar. Ces bassins se déposent dans un contexte qui semble nettement intraplaque : peu de volcanisme d'arc, peu de reliefs avoisinants. En revanche les sédiments chimiques sont abondants, ainsi que le volcanisme basique ou ultrabasique. Il semble que les mêmes niveaux puissent être corrélés à grande distance, ce qui confirme encore le contexte "calme" de dépôt de ces bassins.

4.2.3 2,7–2,5 Ga : Une seconde période d'accrétion à la fin de l'Archéen

A partir de 2,7 Ga, le craton de Dharwar se trouve à nouveau dans une période d'activité géologique importante. Celle-ci est marquée par la formation de nouveaux complexes magmatiques dans l'EDC (arcs insulaires?), formant les dernières phases des Gneiss Péninsulaires (cet épisode de formation a pu commencer plus tôt, sans doute dès 2,9 Ga pour certaines zones), séparés par des bassins d'arrière arc (ceintures de roches vertes de l'EDC, sans socle connu, riches en volcanisme "d'arc" et sédiments détritiques). Cet épisode se poursuit jusque vers 2,55 Ga, date à laquelle continuent de se mettre en place TTG et sanukitoïdes. C'est sans doute à ce moment qu'a lieu la collision et la soudure des différents arcs insulaires sur le noyau continental du WDC. Elle est suivie de près par un épisode de remaniement du continent récemment assemblé, qui se manifeste de façon différente selon la partie du craton :

- Dans le WDC, la stratification inverse de densité entre les gneiss et les ceintures de roches vertes se traduit par le développement des structures de type "sagduction" ; il est accompagné de métamorphisme, et d'un magmatisme dispersé.
- Dans l'EDC, la stratification de densité est moins bien établie, puisque les ceintures de roches vertes se manifestent sous forme de bassins pincés entre les arcs insulaires, plutôt que comme des couches continues de sédiments et de laves sur un socle continental. De ce fait, les structures en dômes se développent de façon moins nette (verticalisation uniforme des foliations). Il est probable qu'une partie des granites de type anatectique se forme à ce moment, bien que ce soit difficile à prouver en l'absence de géochronologie systématique.

Le manteau enrichi lors de l'épisode de subduction refond, à la faveur de ce remaniement. Cette fusion est localisée à, ou drainée par, la limite EDC/WDC, qui correspond sans doute à une importante zone de faiblesse à l'échelle lithosphérique. C'est le lieu où se met en place le massif de Closepet.

C'est donc un épisode d'accrétion assez analogue à celui qui a pu avoir eu lieu à 3,3 Ga qui se déroule; il est suivi d'une stabilisation du craton néoformé, pendant environ 400 Ma : une durée comparable à la période 3,3–2,9 Ga de relative inactivité qui a suivi les événements à 3,3 Ga. En revanche, la nature des magmas granitiques formés est différente : alors qu'à 3,3 Ga il s'agissait essentiellement de TTG, à 2,5 Ga ce sont des TTG et des sanukitoïdes. Ceci témoigne sans doute d'un refroidissement progressif de la Terre durant cette période, permettant des interactions de plus en plus fortes entre magmas de zones de subduction, et manteau sus-jacent.

4.2.4 Conclusion

L'histoire du craton de Dharwar semble donc s'expliquer par la succession de deux cycles d'événements à peu près analogues, mais dans une Terre Archéenne de plus en plus froide. Chacun est suivi d'une période d'inactivité ou de faible activité d'environ 400 Ma. Chaque cycle montre la même séquence : subduction, formant des magmas granitiques et des ceintures de roches vertes riches en sédiments détritiques et laves d'arc ; collage de ces arcs ; remaniement (gravitaire ?) du continent néo-formé, et magmatisme et métamorphisme associé, conduisant à sa stabilisation pour une longue période.

4.2. EVOLUTION ARCHÉENNE DU CRATON

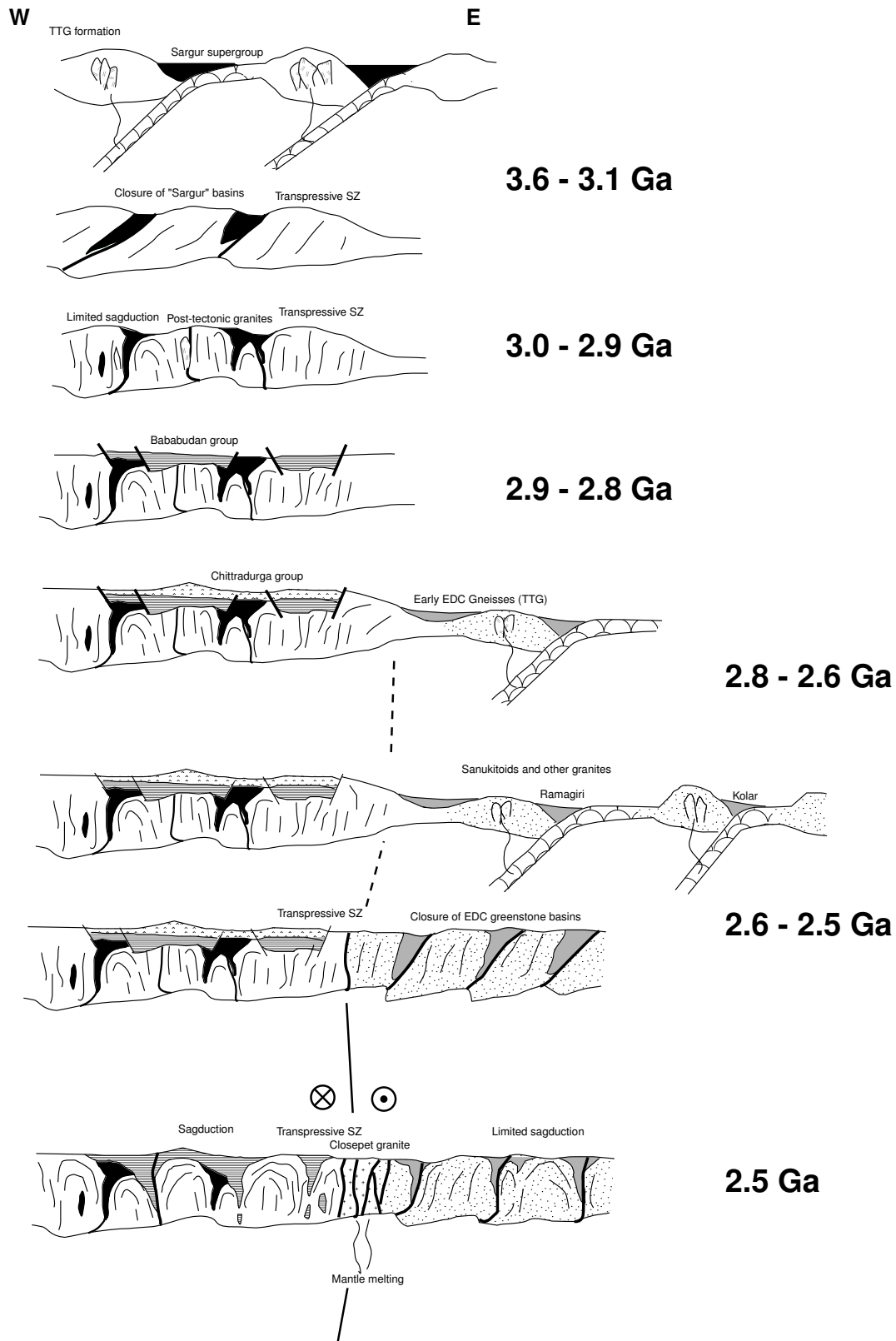


FIG. 4.1 – Schéma de synthèse récapitulant l'évolution du craton de Dharwar entre 3,5 et 2,5 Ga. Commentaires dans le texte.

Cinquième partie

Le magmatisme tardi-archéen dans le monde

" Tâche moyen de pas lâcher de bêtises, parce que t'auras beau courir après, t'auras peine à les rattraper."
Aphorisme lyonnais

Le magmatisme tardi-archéen est connu un peu partout dans le monde. Malheureusement, il n'y a que peu de provinces où il ait été étudié de façon complète, et en tant que tel : les données restent relativement rares et hétérogènes. Dans quelques cratons, des études détaillées ont été conduites (Province du Supérieur, Yilgarn, Pilbara). Ailleurs, on ne dispose que de données dispersées, bien souvent sans contrôle chronologique, géologique ou structural suffisant. La découverte relativement récente des sanukitoïdes (Shirey et Hanson, 1984 ; Stern et Hanson, 1991), appelées ailleurs “diorites magnésiennes” (Smithies et Champion, 1999), a relancé l'intérêt pour l'étude de ces matériaux. Les vraies sanukitoïdes sont les plus fréquentes ; les granitoïdes analogues au granite de Closepet sont plus rarement représentés. De ce fait, quand ils existent dans une région, il ont bien souvent été regroupés ou confondus avec les sanukitoïdes proprement dites. En général, sur des arguments isotopiques essentiellement, les auteurs proposent une source de type “manteau enrichi” pour l'ensemble de ces roches (Shirey et Hanson, 1986 ; Henry et al., 1998 ; Stevenson et al., 1999). A la lueur de nos conclusions sur l'Inde, il semblerait qu'il faille restreindre ce processus au type Closepet ; les vraies sanukitoïdes seraient mieux expliquées par des mécanismes d'interaction TTG–coin de manteau, comme proposé par Rapp et al. (2000).

L'objet de cette partie est de tenter, à travers une revue des différentes provinces archéennes du monde, de retrouver les différents types de granitoïdes tardi-archéens mis en évidence en Inde, pour en établir une classification à vocation globale.

Chapitre 1

La Province du Supérieur, Canada

La Province du Supérieur, au Canada (et dans le Nord des Etats-Unis) est une des plus grandes (2 millions de km²) provinces archéennes du Monde. C'est aussi sans doute la mieux étudiée sous tout les aspects; en particulier des études géochimiques et géochronologiques fines sur une large partie des roches représentées en font un endroit idéal pour tester l'évolution dans le temps du magmatisme tardi-archéen.

1.1 Géologie de la Province du Supérieur

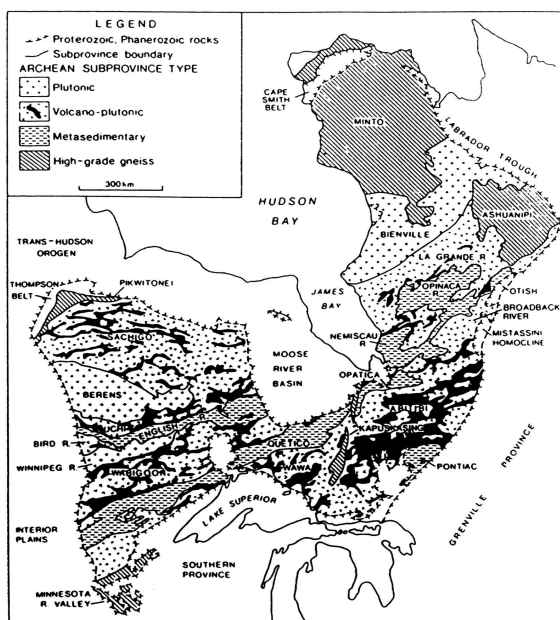


FIG. 1.1 – Schéma géologique simplifié de la Province du Supérieur, montrant les différentes sous-provinces (Card, 1990).

(Synthèse d'après Card, 1990)

La Province du Supérieur est formée d'un assemblage de blocs ("sous-provinces") allongés ENE-WSW (fig. 1.1). Les contacts entre ces blocs sont tectoniques; pour certains de ces contacts, il a été prouvé qu'il s'agit de chevauchements (e.g. Clowes et al., 1998).

Pour d'évidentes raisons de facilité d'accès, c'est surtout le Sud de la Province du Supérieur qui a été étudié. On le distingue généralement en deux parties, de part et d'autre du bloc granitique de Kapuskasing. Il se trouve aussi que ces deux régions ont été étudiées par des groupes scientifiques différents, et avec relativement peu d'interactions: peu d'études prennent en compte la totalité de la Province du Supérieur.

Le Sud-Ouest de la Province du Supérieur (sous-provinces de Wawa, Quetico, Wabigoon), à l'Ouest du Lac Supérieur, de part et d'autre de la frontière USA-Canada, a été étudié par les équipes des Etats-Unis (New York University, Stony Brooke: G. Hanson, S. Shirey, R. Stern, R. Sutcliffe ...) à partir du milieu des années 80. C'est dans cette région que Shirey et Hanson (1984) ont proposé d'utiliser le terme de "sanukitoïde" pour désigner les plutons à haut Mg# et riches en LILE de la fin de l'Archéen.

Le Sud-Est de la Province du Supérieur (sous-provinces de Pontiac, Abitibi et Opatoca) s'étend du Nord de la région des grands lacs vers la péninsule québécoise, dont elle occupe la moitié Ouest. Le plutonisme de cette région a été étudié par les canadiens (P. Bédard, K. Benn, J. Ludden, E. Sawyer ...). C'est aussi la région où se sont déroulées les études de sismique-réflexion du projet LITHOPROBE (Clowes et al., 1998), qui ont mis en évidence la structure profonde de la croûte archéenne.

1.1.1 Présentation d'ensemble de la région

Chaque sous-province forme un ensemble relativement homogène, séparé de ses voisins par des contacts tectoniques. On distingue quatre types de sous-provinces:

- Des terrains à granitoïdes et ceintures de roches vertes, c'est à dire des terrains typiques de l'Archéen;
- Des terrains métasédimentaires (pélites et grauweekes), intrudés de roches plutoniques;
- Quelques terrains purement plutoniques; L'interprétation la plus fréquente considère les terrains volcano-plutoniques comme des arcs insulaires, et les terrains métasédimentaires comme des prismes d'accrétion entre ces arcs. Le collage aurait eu lieu entre 2,7 et 2,6 Ga.
- Il existe aussi quelques régions granulitiques, de tailles variables (Kapuskasing uplift, Minto block, Minnesota River Valley).

1.1.2 Aspects structuraux

Les profils LITHOPROBE (fig.1.2) dans le Sud-Est de la Province ont mis en évidence le plongement de l'Abitibi sous la sous-province de l'Opatoca, elle-même étant chevauchée par la province de Nemiscau. Des réflecteurs profonds semblent indiquer un prolongement très important (jusque vers 70 km) de la croûte de l'Abitibi, ce qui correspondrait à un "plan de subduction" fossile.

En revanche, la disposition en dômes et bassins, typique de l'Archéen, n'est pas vraiment observée dans la Province du Supérieur, sauf peut-être dans l'Est de la sous-province Wawa (à l'Est du Lac Supérieur), ou dans certaines zones de l'Abitibi. Les foliations pendent assez uniformément vers le Nord, avec un pendage faible. Des plis et des zones de cisaillement plus tardives sont communs et affectent cette foliation (fig.1.3).

Par endroits (dans l'Abitibi: Benn et Sawyer, 1992), deux épisodes successifs de déformation ont été mis en évidence, le premier (D₁) marqué par des chevauchements à vergence Sud, en

1.1. GÉOLOGIE DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR

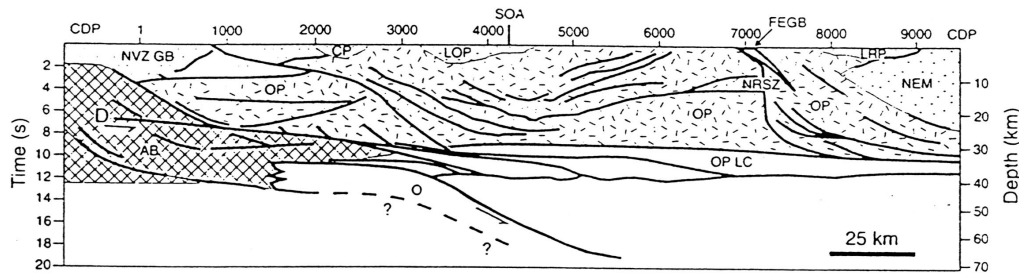


FIG. 1.2 – *Interprétation du profil de sismique-réflexion dans le Sud-Est de la Province du Supérieur (Clowes et al., 1998).*

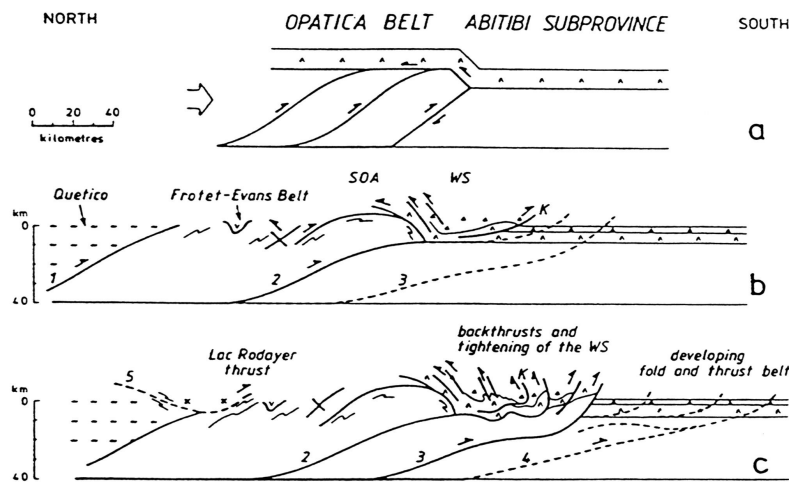


FIG. 1.3 – *Formation des structures de l'Abitibi et de l'Opatica, dans le Sud-Est de la Province du Supérieur (Sawyer et Benn, 1993).*

accord avec les données Lithoprobe, le second (D_2) lié à des décrochements conjugués. Un plutonisme important est lié à ces déformations :

- D_1 semble accompagné de la mise en place de plutons tonalitiques ou monzodioritiques ;
- D_2 est accompagné de la mise en place, dans les zones de cisaillements, de leucogranites (remaniement des roches avoisinantes).

1.1.3 Aspects chronologiques

Une caractéristique intéressante de la Province du Supérieur (et qui la distingue très nettement de l'Inde) est qu'il n'y existe que très peu de terrains plus vieux que 2,7 Ga (fig. 1.1). Les sous-provinces (adjacentes) de Wabigoon et Winnipeg River semblent posséder un socle de TTG et de roches volcaniques vieux de 3,0–3,1 Ga ; l'activité volcanique aurait commencé à 2,9 Ga dans la sous-province voisine de Wawa, et les protolithes du bloc du Minnesota pourraient être aussi vieux que 3,6 Ga. Pour le reste, c'est à dire au moins les trois quarts de la province, le seul événement représenté est celui de la fin de l'Archéen de 2,7 à 2,6 Ga.

La succession chronologique typique, qui ne dure guère plus de 50 Ma, est la suivante :

- Volcanisme précoce ;
- Plutons tonalitiques et déformation (D_1) ;
- Plutons monzodioritiques et déformation (D_1 – D_2) ;
- Leucogranites et fin de la déformation D_2 .

En général, les volcanites les plus anciennes se mettent en place vers 2720–2700 Ma, tandis que les derniers plutons, selon les régions, sont entre 2680 et 2650 Ma.

1.2 Les granitoïdes du Sud-Ouest de la Province du Supérieur

Pour trois des sous-provinces de la partie Sud-Ouest de ce craton (Wabigoon, Quetico et Wawa), on dispose de données suffisantes sur différents massifs granitiques tardi-archéens pour esquisser une étude de leur géochimie. Tout ces granites se sont mis en place aux alentours de 2,7 Ga et ont des signatures isotopiques juvéniles ($\epsilon_{Nd(T)}$ de -2 à +2). Cependant, des études isotopiques couplées (Sr, Nd et Pb : Henry et al., 1998 ; Stevenson et al., 1999) amènent à la conclusion qu'une composante crustale mineure a pu jouer un rôle dans la formation de ces granites. Le manteau semble n'être qu'exceptionnellement du manteau enrichi de longue date (les $\epsilon_{Nd(T)}$ sont généralement positifs).

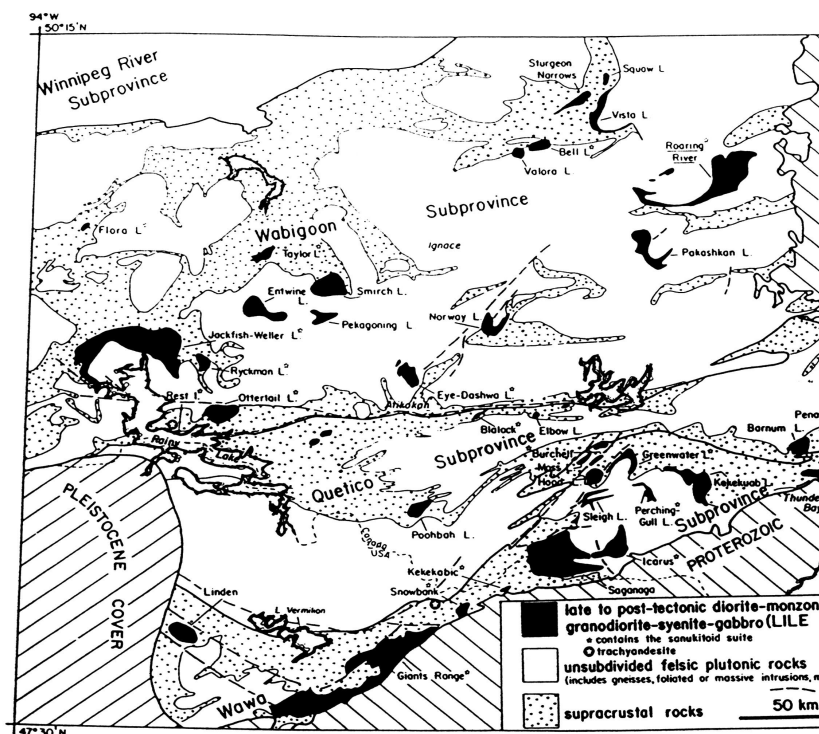


FIG. 1.4 – Localisation des intrusions syn- à post-tectoniques du Sud-Ouest de la Province du Supérieur (Wawa, Quetico et Wabigoon). (Stern et al., 1989).

En utilisant les critères définis quatrième partie, il est possible d'appliquer la même classification, et de retrouver des types de granite similaires. Les 4 types reconnus en Inde

1.2. LES GRANITOÏDES DU SUD-OUEST DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR

se retrouvent aussi ici :

- TTG (fusion partielle de basaltes hydratés) ;
- Sanukitoïdes (interaction de liquides de nature TTG avec des péridotites). C'est en particulier le cas de l'intrusion de Roaring River (Sous-province de Wabigoon), qui a été la première intrusion de la famille des sanukitoïdes à avoir été étudiée en détail (Stern, 1989 ; Stern et Hanson, 1991). C'est à la suite de ce travail qu'a été introduit le terme de sanukitoïde.
- Granites anatectiques (fusion de gneiss TTG) ;
- Granites type Closepet (fusion d'un manteau métasomatisé par des liquides TTG).

Mais parmi les granites de la Province du Supérieur, on est amené à distinguer deux nouveaux types :

- Leucogranites et granites issus de la fusion de sédiments (très alumineux et enrichis en certains éléments incompatibles tels que les alcalins et les terres rares ; appauvris en éléments compatibles, HFSE et LILE divalents —Sr, Ba—) ;
- TTG enrichies, aux signatures intermédiaires entre les TTG et les sanukitoïdes, sans doute issues d'interactions magma TTG–manteau analogues à celles qui créent les sanukitoïdes, mais moins poussées.

Il est dès lors possible d'affecter chacun des massifs décrits dans la littérature à l'un de ces types (Tableaux 1.1 à 1.4).

Massif	Faciès	Type	Age	Référence
Lac des Iles	Tonalites (3 faciès)	TTG	2,7 Ga	Sutcliffe, 1989
Lac des Iles	Dyke basique 86-107	Closepet	2,7 Ga	Sutcliffe, 1989
Lac des Iles	Dyke basique 85-231	TTG	2,7 Ga	Sutcliffe, 1989
Icarus	Monzodiorite	Closepet	≈ 2,7 Ga	Shirey et Hanson, 1984 et 1986
Burchell	Granodiorite	Sanukitoïde	≈ 2,7 Ga	Shirey et Hanson, 1984 et 1986
(Divers lieux)	Leucogranites	(Fusion de sédiments)	≈ 2,7 Ga	Card, 1990

TAB. 1.1 – *Granitoïdes de la Sous-Province de Wawa*

Massif	Faciès	Type	Age	Référence
Comté de Vermillion	Tonalites	TTG enrichie	2597–2645 Ma	Day et Weiblen, 1986
Comté de Vermillion (Lac la Croix)	Granite	Anatectique	2597–2645 Ma	Day et Weiblen, 1986
Comté de Vermillion	Leucogranite	(Fusion de sédiments)	2597–2645 Ma	Day et Weiblen, 1986
Lappé	Granodiorite	Sanukitoïde	2670 Ma	Shirey & Hanson, 1984 Stevenson et al., 1999
Blalock	Granodiorite	Sanukitoïde	2688 Ma	Shirey & Hanson, 1984 Stevenson et al., 1999
Barnum	Granodiorite	Sanukitoïde	2670 Ma	Shirey & Hanson, 1984 Stevenson et al., 1999
Penassem	Monzodiorite à granodiorite	Closepet	2670 Ma	Shirey & Hanson, 1984 Stevenson et al., 1999
	Leucogranites	(Fusion de sédiments)	2671–2653 Ma	Card, 1990

TAB. 1.2 – *Granitoïdes de la Sous-Province de Quetico*

Massif	Faciès	Type	Age	Référence
Stormer Lake		TTG enrichies	$\approx 2,7$ Ga	Stevenson et al., 1999
Okanse Lake		TTG enrichies	$\approx 2,7$ Ga	Stevenson et al., 1999

TAB. 1.3 – *Granitoïdes de la Sous-Province de Berens*

1.2. LES GRANITOÏDES DU SUD-OUEST DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR

Massif	Faciès	Type	Age	Référence
Région de Rainy Lake	Tonalites (plusieurs intrusions distinctes)	TTG	2760 Ma 2752 Ma 2710 Ma	Shirey & Hanson, 1986
Région de Rainy Lake (Rest Island, Bears Pass, Knuckle Island, Ottetail lake)	Monzodiorites, granodiorites (plusieurs intrusions)	Sanukitoïdes	2650–2690 Ma	Shirey & Hanson, 1986
Eye Dashwa	Granodiorite et granite	Closepet	2665 Ma	Shirey & Hanson, 1984 Stevenson et al., 1999
Norway Lake	Monzodiorite et granodiorite	Sanukitoïde	$\approx 2,7$ Ga	Shirey & Hanson, 1984, Stevenson et al., 1999
Jackfish Weller, Ryckman lake, Flora lake.	Diorites à granodiorites	TTG enrichies	$\approx 2,7$ Ga	Shirey & Hanson, 1984, 1986
Van Nostrand Lake	Granodiorite	Sanukitoïde	2680 Ma	Shirey & Hanson, 1984 Stevenson et al., 1999
Roaring River	monzodiorite et granodiorite	Sanukitoïde	$\approx 2,7$ Ga	Stern, 1989; Stern et Hanson, 1991

TAB. 1.4 – *Granitoïdes de la Sous-Province de Wabigoon*

Ces tableaux attirent deux commentaires :

- Comparées aux TTG indiennes, celles du Canada sont marquées par des enrichissements moindres en éléments incompatibles, avec une anomalie positive en Sr notable. Les sanukitoïdes ont des spectres d'éléments incompatibles parallèles et plus enrichis.
- La plupart des auteurs cités utilisent le terme de “sanukitoïde” pour désigner, de façon générique, tous les plutons post-tectoniques monzodioritiques et granodioritiques. Ce travail propose donc une classification plus fine, puisqu'il sépare les “sanukitoïdes” sens strict, des TTG enrichies d'une part, et des granitoïdes du type “Closepet”, d'autre part. Le modèle couramment admis pour la pétrogénèse des sanukitoïdes (sens large) est un peu différent de celui proposé ici : ainsi, à Roaring River (Wabigoon), Stern (1989) propose que la source du liquide primitif, monzodioritique, de ce massif soit la fusion partielle d'un manteau enrichi dans une zone de subduction ; bien que, suite aux travaux expérimentaux de Rapp, ce ne soit pas le processus que nous retenons pour ce genre de roches, il faut bien admettre que les signatures géochimiques des deux processus sont peu discernables ...

En résumé, dans le SW de la Province du Supérieur, le magmatisme semble obéir à une logique temporelle claire :

1. De 2750 à 2700 Ma, mise en place de plutons de nature TTG.
2. De 2700 à 2650, mise en place de plutons composés de sanukitoïdes, accompagnés de quelques (rares) intrusions de type “Closepet” (potassiques, peu alumineuses). Simultanément, des granites issus du recyclage de la croûte (qu'elle soit sédimentaire ou gneissique) se mettent en place.
3. Tardivement, injection sous forme de dykes de liquides basiques de type “Closepet”.

En outre, le début du Protérozoïque dans la Province du Supérieur est marqué par l'intrusion d'un important réseau de dykes. Ainsi, les dykes de Hearst, dans la sous-Province de Wawa (Smith et al., 1992), datés à 2,45 Ga sont composés de dolérites et de lamprophyres ; les données isotopiques indiquent une source de type “manteau enrichi”. L'âge et la localisation de ces dykes évoquent un enrichissement à la fin de l'Archéen du manteau source. Par ailleurs, leur nature lamprophyrique, malgré l'absence d'analyses permettant une comparaison, les rapproche des dykes tardifs du Lac des Iles par exemple ; on peut envisager que le manteau, enrichi à l'Archéen tardif, ait pu, à certains endroits, ne fondre que plus tard.

1.2. LES GRANITOÏDES DU SUD-OUEST DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR

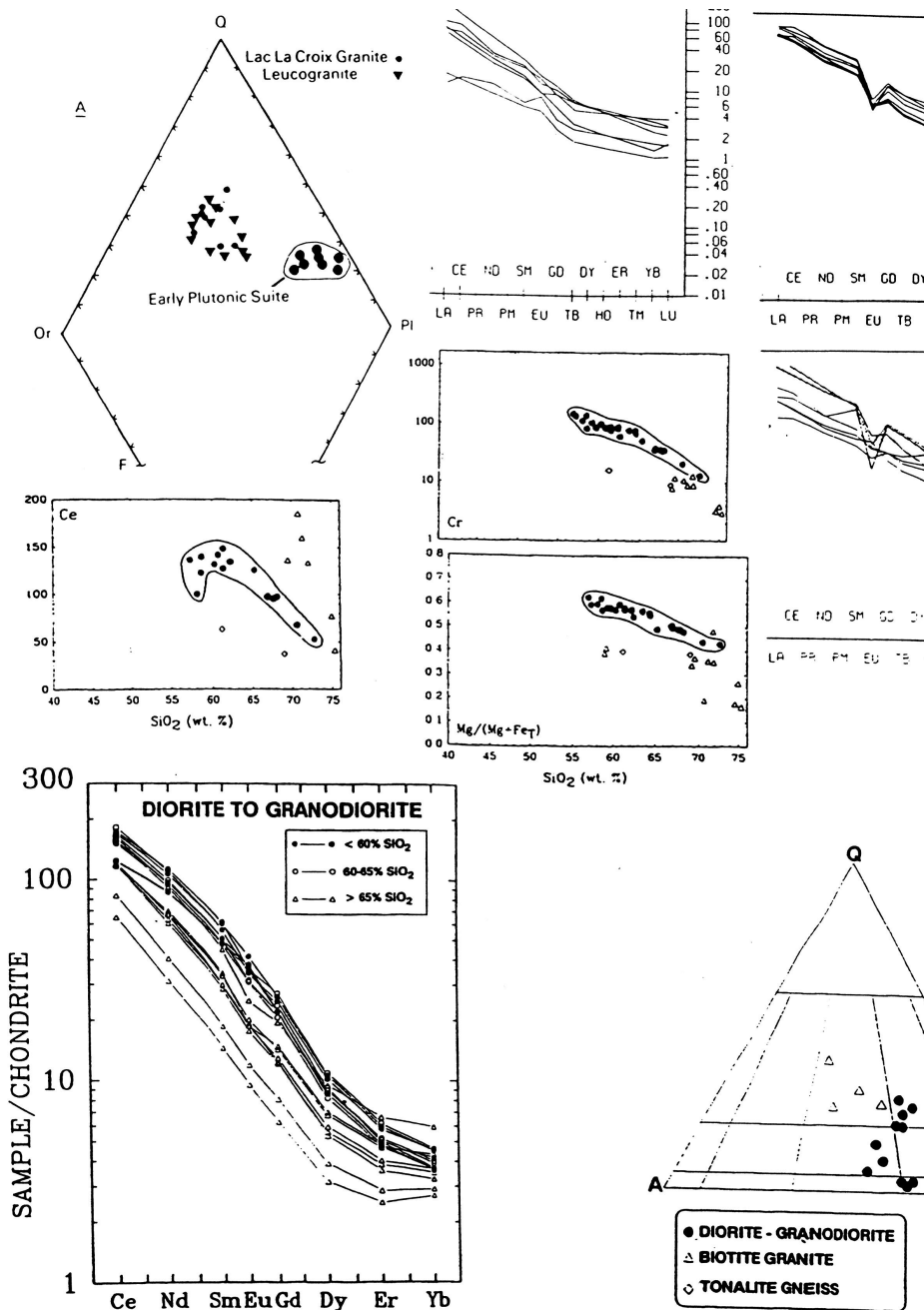


FIG. 1.5 – Différents types de granitoïdes du Sud-Ouest de la Province du Supérieur. En haut : Comté de Vermillion (d'après Day et Weiblen, 1986). Diagramme QAP pour le granite du Lac la Croix (anatectique), les leucogranites (fusion de sédiments) et les TTG enrichies ("Early plutonic suite": ronds noirs). A droite, spectres de terres rares pour les TTG enrichies, le granite du Lac la Croix et les leucogranites (de gauche à droite et de haut en bas). En bas : Complexe de Roaring River (d'après Stern, 1989). De haut en bas et de gauche à droite : diagrammes de Harker pour Cr, Mg# et Ce, mettant en évidence l'enrichissement en ces éléments des sanukitoïdes (ronds noirs) par rapport aux TTG (losanges blancs) ; spectres de terres rares pour les sanukitoïdes ; diagramme QAP

1.3 Les granitoïdes du Sud-Est de la Province du Supérieur

Bien que mieux connue au point de vue structural (par exemple Benn et Sawyer, 1992; Choukroune et al., 1997), les granitoïdes de la Province du Supérieur sont moins bien étudiés du point de vue géochimique. Il n'y a que pour quelques massifs qu'il est facile de trouver des analyses publiées.

- Le pluton de Houghton (Sous-province de l'Abitibi), étudié par Bédard (1996). Vieux de 2695 Ma, ce pluton est formé de plusieurs faciès, qui dériveraient les uns des autres par des processus de cristallisation fractionnée, avec un remplissement épisodique de la chambre. Il s'agirait de liquides d'affinité TTG, puis TTG enrichies.
- Le pluton de Cléricy (Abitibi) est syénitique. Il a été étudié par Laffèche et al., 1991 et Bourne et L'Heureux, 1991. Ces auteurs décrivent plusieurs faciès (syénites à quartz ou à néphéline, ultrabasites associées ...), reliés soit par des processus de cristallisation fractionnée, soit par des processus de mélange. L'ensemble de ces roches montre des spectres d'incompatibles analogues à ceux des liquides initiaux du granite de Closepet (et même plus enrichis), avec des A/CNK de 0,40 à 0,90 et des Mg# de 32 à 59. En revanche, les rapports K/Na de 0,99 à 2,33 sont nettement plus hauts. Ces caractéristiques évoquent des roches qui auraient une source commune avec les liquides parentaux de Closepet : par exemple une fusion, à un taux faible, de la même source mantellique.

1.4 Un modèle d'évolution pour la Province du Supérieur

Les granitoïdes du Craton du Supérieur montrent une succession temporelle, depuis des TTG et TTG enrichies, jusqu'à des sanukitoïdes, puis de rares plutons ou filons de matériel potassique "type Closepet". Cette évolution est simultanée de la formation du Craton du Supérieur (revue dans Card, 1990) par collage d'arcs insulaires, au cours de subductions successives. Les collages, globalement de plus en plus jeunes du Nord vers le Sud, ont eu lieu entre 2,72 (collage Sachigo-Uchi, au Nord) et 2,70 Ga (collage Wawa-Minnesota).

Ces constatations permettent donc de replacer dans leur contexte les types de granites décrits :

- Granites pré-collage (syn-subduction?) : toutes les tonalites précoces entre 2750 et 2700 Ma.
- Granites syn- à post-collage : les sanukitoïdes et les rares intrusions type Closepet, ainsi que les granites liés au remaniement de croûte préexistante.
- Magmatisme tardif : les lamprophyres fini-archéens, ou du début du Protérozoïque, issus du manteau enrichi.

Toutes ces observations peuvent s'intégrer dans un modèle cohérent :

- Vers 2750–2700 Ma, la future Province du Supérieur est le siège de nombreuses subductions actives. Ces subductions permettent la formation de bassins d'arrière-arc (futures ceintures de roches vertes) accompagnée d'un plutonisme de nature TTG, lié à la fusion des basaltes des plaques océaniques plongeantes. Par endroits (tonalites du comté de Vermillion, sous-province de Quetico), ces TTG interagissent légèrement avec le manteau et acquièrent des caractéristiques transitionnelles (Mg# élevé, enrichissements modérés en incompatibles). Mais le rapport magma:péridotite est tel que, en définitive, les magmas TTG sont assez peu modifiés, et/ou les produits hybrides représentent un volume faible, et sont pas ou peu reconnus sur le terrain.
- Alors que les arcs s'amalgament les uns aux autres, les subductions disparaissent. De ce fait, la quantité de magmas TTG produits diminue, ce qui résulte en un rapport

TTG/péridotites plus faible. Les interactions sont plus importantes et/ou les produits hybrides prennent, quantitativement, plus d'importance. L'essentiel du magmatisme à ce moment est donc de type sanukitoïde. A cette période, il est aussi possible de fondre du manteau enrichi lors de l'épisode précédent, et donc de créer des petits plutons potassiques de type Closepet.

- Enfin, alors que la province est stabilisée, il reste possible, occasionnellement, de fondre le manteau enrichi sous-jacent; dans un contexte plus froid; les magmas résultants sont peu abondants et interagissent peu avec la croûte, et se mettent en place sous forme de filons basiques. Cette activité peut se prolonger longtemps après l'enrichissement initial du manteau.

1.5 Comparaison avec le craton de Dharwar

Le Craton de Dharwar (Première et deuxième parties) est dissymétrique; c'est avec l'EDC que la Province du Supérieur montre le plus de similarités.

1.5.1 Le WDC : un craton très différent de la Province du Supérieur

- Le WDC est constitué de roches anciennes, nettement antérieures aux épisodes d'accrétion tardi-archéens. Les granites tardi-archéens y sont rares.
- Le craton de Dharwar est affecté d'une tectonique en dômes et bassins, que l'on ne connaît pas dans la Province du Supérieur. Il est sans doute significatif de constater que ces structures sont surtout exprimées dans le WDC, où se trouvent les terrains anciens.

1.5.2 L'EDC : des similarités notables ...

- Similarité structurale : dômes et bassins mal formés, mais en revanche existence, en Inde comme au Canada, d'alignements de ceintures de roches vertes qui pourraient être des sutures entre blocs. Le manque de données structurales fines dans l'EDC ne permet pas de discuter une éventuelle succession de deux épisodes, comme au Canada.
- Similarité d'évolution : volcanisme précoce, suivi de plutonisme syn-tectonique. Au vu des données dont nous disposons, il semble que dans l'EDC comme au Canada on connaisse plusieurs épisodes plutoniques.
- Similarités d'âge (pas ou peu de socle ancien, mais grande abondance de roches formées lors du dernier épisode archéen).

1.5.3 ... Mais aussi des différences

- l'EDC possède un socle ancien, attesté au moins par les signatures isotopiques des roches; ce socle devait représenter un volume important, à l'inverse du Canada, où ni les arguments de terrain, ni les données isotopiques ne permettent de mettre en évidence un tel socle.
- De ce fait, les granitoïdes hybrides (comme le massif de Closepet) n'existent pas au Canada.

1.5.4 Une explication?

Qualitativement, l'histoire de la Province du Supérieur est peu différente de celle que l'on connaît dans le craton de Dharwar : subduction, enrichissement du manteau, refusion de ce manteau. En revanche, les quantités relatives et les modes de mise en place des magmas sont différents.

Une explication est que le craton de Dharwar a connu, tardivement, le développement de grandes zones de cisaillement. Ce sont elles qui ont permis la mise en place du massif de Closepet, certainement parce qu'elles ont joué un rôle de drain, qui a collecté les liquides mantelliques et permis leur remontée et leurs interactions avec la croûte. En dehors de ces cisaillements, il n'y a que peu de granites de type Closepet en Inde. Au Canada où il n'y a pas de cisaillements, les liquides basaltiques type Closepet n'ont pas pu s'introduire dans la croûte et interagir avec elle, et sont restreints à des filons ou des petits massifs occasionnels. Ces cisaillements ont donc, très certainement, joué un rôle critique dans l'apparition des granites du type "Closepet" : en présence de ces structures, les liquides mantelliques peuvent s'introduire dans la croûte et interagir avec elle ; en leur absence, ces processus sont impossibles, et les liquides mantelliques ne forment que des petites masses ou des filons épars.

En Inde, où il existe de la vieille croûte déjà consolidée, la déformation tardive se serait localisée le long de ces zones de cisaillement ; un tel processus, en revanche, n'existe pas dans la mosaïque de petits blocs récents, en cours d'accrétion, de la Province du Supérieur.

Chapitre 2

Le craton de Yilgarn : un assemblage de blocs d'âges décroissants.

(Synthèse d'après Myers, 1993, sauf quand d'autres références sont explicitement indiquées).

L'Ouest australien est composé de deux cratons archéens, soudés au Protérozoïque inférieur (1800-2000 Ma). Les deux blocs archéens, le craton de Pilbara au Nord, le craton de Yilgarn au Sud présentent des âges et des caractéristiques assez différentes.

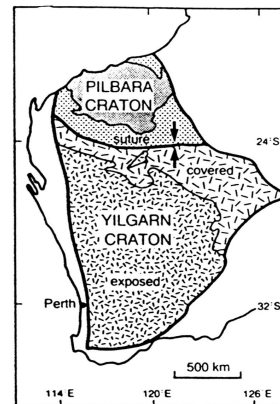


FIG. 2.1 – Les cratons de l'Ouest australien (Myers, 1993).

2.1 Présentation

Sur des critères chronologiques et pétrographiques, le craton de Yilgarn a été découpé en plusieurs blocs, assemblés à la fin de l'Archéen : 2780–2600 Ma. Plusieurs terminologies sont proposées, on suivra ici pour l'essentiel celle de Myers, 1993, avec quelques apports venant de Myers, 1997. Du Nord-Ouest au Sud-Est, on trouve :

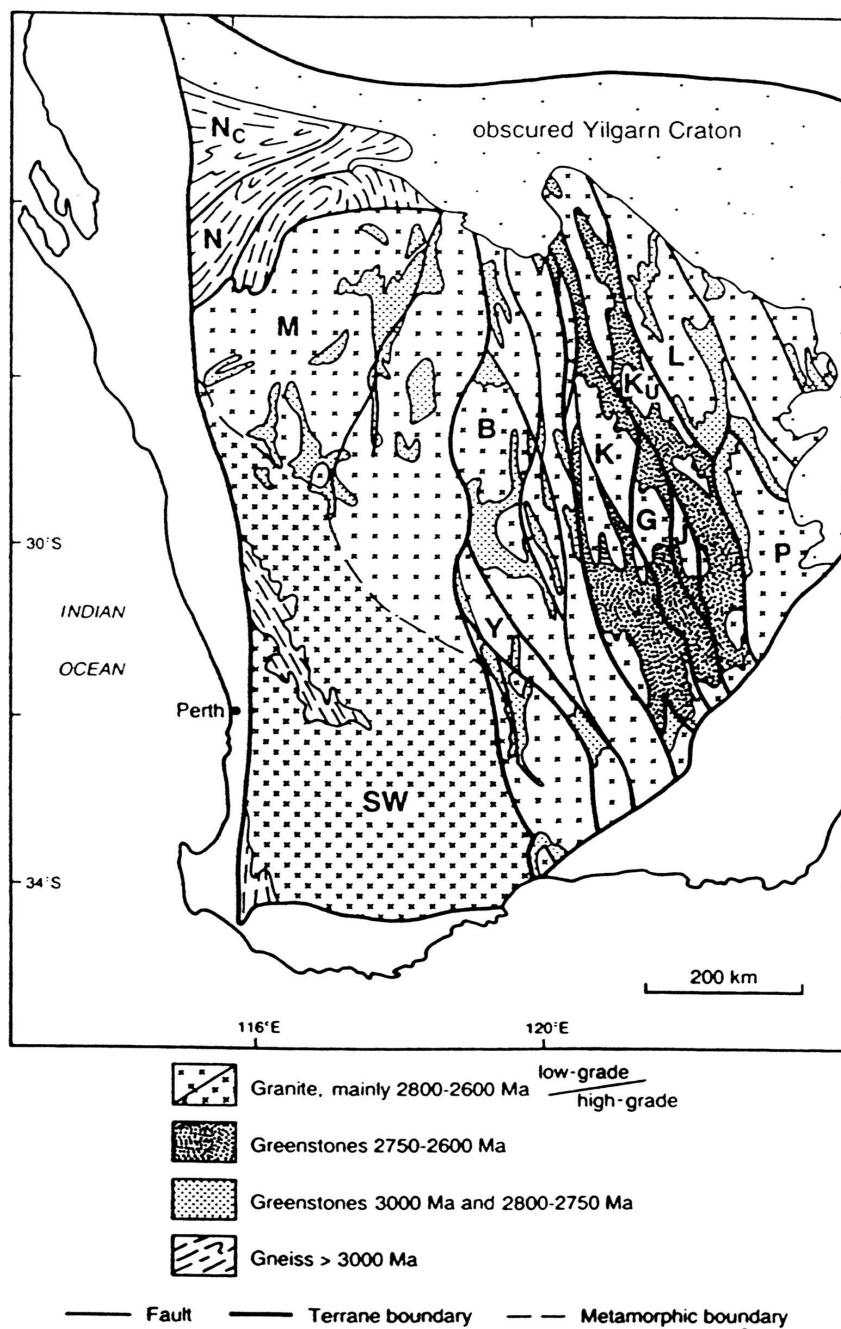


FIG. 2.2 – Les principaux terrains du craton de Yilgarn (Myers, 1993). N: bloc de Narryer; Nc: Gneiss du bloc de Narryer impliqués dans l'orogénèse du Capricorne (1800–2000 Ma); M: Murchinson, SW: Terrain du Sud-Ouest; Terrains des EGF: B: Barlee, G: Gindalbie, K: Kalgoorlie, Ku: Kurnalpi; L: Laverton; P: Pinjin; Y: Yellowdine.

- Le bloc de Narryer, composé de gneiss (TTG et métasédiments) de haut degré métamorphique. Ces roches ont été datées à 3730–3600 Ma ; elles ont subi un épisode magmato-métamorphique vers 3300 Ma, et ont été recouvertes par des sédiments dans la période 3100–2700 Ma. Ce sont ces derniers sédiments qui ont livré les plus anciens zircons du monde, à 4270 Ma (Froude et al., 1983 ; Compston et Pidgeon, 1986 ; Maas et al., 1992).
- Les terrains de Murchison (faible métamorphisme) et du sud-Ouest (haut degré métamorphique) sont sans doute des équivalents, à des profondeurs différentes, l’un de l’autre. On y trouve des gneiss anciens (3300 Ma?) qui sont le socle de deux séquences superposées de roches vertes, le groupe de Luke Creek (3000 Ma) et le groupe du Mont Farmer (2800 Ma). Entre les deux, vers 2900 Ma, a pris place un épisode de déformation horizontale (chevauchements), accompagnée de magmatisme monzogranitique.
- Les terrains des “Eastern Goldfields” (EGF) sont un assemblage (tectonique) de lambeaux étroits et allongés (20–50 km sur 200–400 km), formés de ceintures de roches vertes (surtout volcaniques), vers 2700 Ma, accompagnées de gneiss tonalitiques approximativement synchrones (2720–2675 Ma).

L’ensemble du craton de Yilgarn a été assemblé entre 2800 et 2600 Ma ; des épisodes magmatiques et métamorphiques de cet âge sont présents partout. La suture et les événements tectono-magmatiques associés apparaissent de plus en plus jeunes vers le Sud-Est : 2780 à 2630 Ma dans le bloc de Narryer (suture Narryer–Murchinson) ; 2680–2630 dans le Bloc de Murchinson ; 2680–2600 dans les Eastern Goldfields.

Dans les Eastern Goldfields, le magmatisme tardif (Champion et Smithies, 1999) peut probablement se rattacher à 3 épisodes successifs discutés ci dessous.

2.2 Les granitoïdes du craton de Yilgarn

Une typologie géochimique a été proposée par Champion et Sheraton, 1997, Champion et Smithies, 1999 ; Smithies et Champion, 1999a, qui différencient les groupes suivants :

2.2.1 Granites prétectoniques (2,72–2,66 Ga)

Il s’agit des granites regroupés par Champion et Sheraton (1997) dans le groupe “riche en Ca”. Ce groupe est encore subdivisé :

- Granites riches en Ca et en Y : ces granitoïdes assez enrichis en éléments très incompatibles, mais moins riches en éléments comme Y, ou les HREE, semblent similaires aux granites alcalins (type A), connus dans le craton de Pilbara (chapitre 3).
- Autres granites riches en Ca : diversement foliés ou gneissifiés, ces granitoïdes ressemblent à des TTG enrichies (spectres d’incompatibles analogues à ceux des TTG, mais K/Na (0,37–0,44) et Mg# (35–42) trop élevés pour des TTG typiques.

2.2.2 Granites post-tectoniques (2,66–2,63 Ga)

Ce groupe se compose de deux types de granites pauvres en Ca. Les deux présentent les spectres d’éléments incompatibles typiques des granites issus de la fusion de gneiss tonalitiques (anomalies négatives en Sr, P et positives en Th, Rb). Leurs Mg# modérés (27–31), avec des K/Na (0,81–0,87) et A/CNK (1,02–1,04) assez élevés sont en bon accord avec cette conclusion.

2.2.3 Granitoïdes tardifs (2,65-2,64 Ga)

Divers granitoïdes sont regroupés dans cet ensemble : des syénites, des granites “riches en HFSE” et des “granitoïdes mafiques” (en fait des diorites, tonalites et granodiorites).

- Les granitoïdes riches en HFSE ont toutes les caractéristiques de granites issus de la fusion partielle de gneiss.
- Les syénites sont des roches alcalines (type A).
- Les granitoïdes mafiques ont des spectres de TTG, mais sont peu alumineux (A/CNK 0,81–0,87), assez potassiques (K/Na 0,22 à 0,60) et magnésiens ($Mg\#$ 43–55). Il s’agit certainement de TTG diversement enrichies, en fait toute une famille de roches depuis des TTG peu enrichies, allant vers des sanukitoïdes “vraies”.

2.3 Comparaison avec d’autres provinces

Les “Eastern Goldfields” du craton de Yilgarn sont extrêmement similaires à la Province du Supérieur (Nelson, 1998; voir aussi figure 3.6, première partie) : il s’agit d’une mosaïque de blocs crustaux à granites et roches vertes, séparés par des zones de cisaillement anastomosées. Quelques éléments métasédimentaires sont présents entre ces blocs.

Du point de vue du magmatisme, la même ressemblance s’observe, puisque dans le craton de Yilgarn comme dans la Province du Supérieur, on observe la même succession :

- TTG et TTG enrichies, pré-tectoniques ;
- Granites d’anatexie ;
- Sanukitoïdes post-tectoniques.

Il semble donc que le même modèle (paragraphe 1.4) puisse s’appliquer.

Les différences qui s’observent entre ces deux provinces portent surtout sur les abondances relatives des granites présents : grande abondance de granites anatectiques dans le craton de Yilgarn, alors qu’ils sont rares dans la Province du Supérieur ; rareté des sanukitoïdes en Australie, omniprésence de ces dernières au Canada. D’autre part, on observe dans le craton de Yilgarn des granites “de type A”, qui constituent donc un septième type de granitoïdes tardi-archéens, mais n’ont pas apparemment d’équivalents canadiens.

Chapitre 3

Le craton de Pilbara : archétype des structures en dômes et bassins.

3.1 Présentation

Les structures les plus typiques du craton de Pilbara sont les grands dômes granito-gneissiques, séparés par des ceintures de roches vertes.

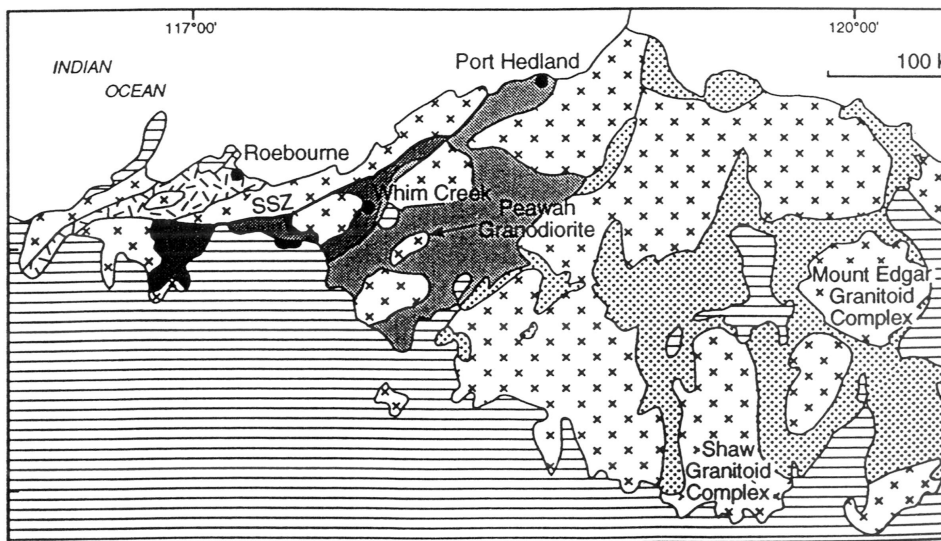


FIG. 3.1 – Esquisse géologique du craton de Pilbara (Smithies et Champion, 1999b). Croix : granites et gneiss; traits horizontaux : Bassin de Hamersley; autres figurés : ceintures de roches vertes anciennes (3500–2950 Ma).

3.1.1 Les structures

- Les dômes sont formés de roches d'âges variés (3450 à 2930 Ma : Champion et Smithies, 1999), un fait qui est quelque peu masqué par l'emploi du terme “batholithe” pour

désigner chacun de ces dômes (Shaw, Mt Edgar, Corrunga Downs, Agnew Batholith. . .). On peut y distinguer un premier épisode TTG (3450 Ma), suivi de roches similaires, mais plus potassiques (3300 Ma), et enfin un épisode composite (3000-2930 Ma), où se retrouvent des granites potassiques, des “diorites magnésiennes” (2950 Ma), et des granites “type A”, ce dernier épisode se terminant par des granites post-tectoniques.

- Un premier ensemble de ceintures de roches vertes forme un réseau anastomosés de synclinaux. Elles sont datées entre 3500 et 2950 Ma.
- L’ensemble est recouvert, en discordance (et de façon postérieure à la formation des dômes et bassins) par une nouvelle séquence de roches vertes (Hamersley basin, ou Mt Bruce supergroup : 2765–2400 Ma).

3.1.2 Des débats sur leur âge et leur origine

Les structures du craton de Pilbara, bien que largement étudiées, sont encore l’objet de débats. On peut isoler les résultats suivants :

- Les structures en dôme et bassin, par chronologie relative, semblent datées entre 2950 (groupe de Whim Creek) et 2850 Ma (granites post-tectoniques). Des déterminations Ar-Ar sur hornblende autour du batholithe de Shaw (Wijbrans et Mc Dougall, 1987) donnent un âge de déformation de 3000-2950 Ma. Mais d’autres auteurs (Williams et Collins, 1990 ; Collins et al., 1998 ; Collins et Van Kranendonk, 1999) proposent que les plutons datés à 3300 Ma soient syntectoniques ; la formation des dômes aurait donc commencé aussi tôt que 3300 Ma, et se serait poursuivie jusqu’à 3000 Ma, voire plus tard. De plus, si la majorité des auteurs (Hickman, 1984 ; Collins, 1989 ; Collins et Van Kranendonk, 1999 ; Collins et al., 1998) interprètent les dômes du craton de Pilbara en termes de diapirs et de sagduction analogue à celle étudiée en Inde (deuxième partie), certains auteurs (Bickle et al., 1980, 1985 ; Zegers, 1996 ; Zegers et al., 1996) proposent un modèle en terme de “metamorphic core complex” (extension en contexte chaud, dans la croûte moyenne ou inférieure). Bien qu’il soit au delà de l’objet de cette thèse de se prononcer sur l’un ou l’autre modèle, la démonstration de la sagduction semble assez convaincante en Inde pour permettre de considérer les structures en dômes et bassins comme produits de mécanismes de diapirisme, partout où elles apparaissent ; c’est en tout cas l’hypothèse de travail qui sera utilisée tout au long de cette discussion.
- Un épisode précoce de tectonique tangentielle (avant le groupe de George Creek mais après le groupe de Warrawoona, donc vers 3300–3400 Ma) a été mis en évidence par Boulter et al. (1987). Il s’agit bien d’une déformation qui précède la formation des dômes et bassins.
- Enfin, sur des bases tectono-stratigraphiques, d’autres auteurs (Kiyokawa et Taira, 1998 ; Krapez et Eisenlohr, 1998) reconnaissent dans le craton de Pilbara une série de terrains accrétés (arcs insulaires ou “exotic terranes”). La suture entre ces terrains (terminée vers 2980 Ma) précéderait de peu la formation des structures en dômes et bassins (que Krapez et Eisenlohr préfèrent attribuer à des phénomènes extensifs).

Il semble donc réaliste, à la lueur de toutes ces données, de considérer le craton de Pilbara comme le produit de deux processus successifs :

- Accrétion de micro-blocs vers 2980–3000 Ma ;
- Déformation subséquente en dômes et bassins, peu après la suture, vers 2950 Ma.

Ce schéma peut, néanmoins varier sensiblement d’un endroit à un autre du craton, et les processus décrits sont certainement diachrones.

3.2. LES GRANITOÏDES DU CRATON DE PILBARA

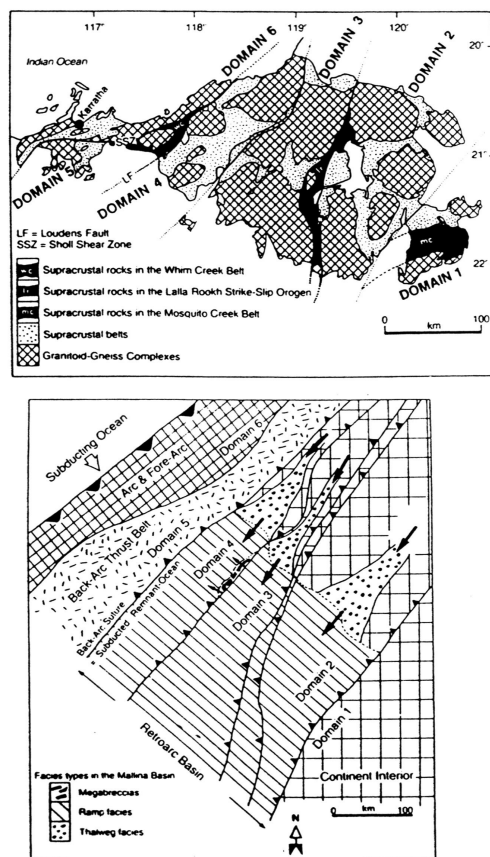


FIG. 3.2 – Découpage en blocs du craton de Pilbara (en haut), et interprétation en termes de collages d’arcs insulaires (en bas). Krapez et Eisenlohr, 1998.

3.2 Les granitoïdes du craton de Pilbara

Champion et Smithies (1999) proposent une séquence d’évolution pour les granitoïdes du craton de Pilbara :

- 3,45 Ga : mise en place de TTG ;
- 3,3 Ga : intrusion de TTG légèrement plus potassiques et enrichies en Sr (TTG enrichies dans notre terminologie) ;
- 3,0–2,93 Ga : mises en place plus ou moins contemporaines (sur une durée de 70 Ma quand même !) de plusieurs familles de granites :
 - Granites “potassiques, pauvres en Sr”, interprétés comme de la refusion d’une croûte de nature TTG ;
 - Diorites magnésiennes, dont l’origine est discutée plus loin (2950 Ma) ;
 - Granitoïdes de type A (complexe de Portree) ;
 - Granitoïdes “fractionnés et post-tectoniques” (2935 Ma) (refusion de TTG?).

Smithies et Champion (1999b) ont étudié les “diorites magnésiennes” du craton de Pilbara. Elles forment de petits stocks ou de petits plutons, dioritiques à granodioritiques, semblant liés à des fissures. Toutes ont des spectres analogues aux TTG (bien que plus enri-

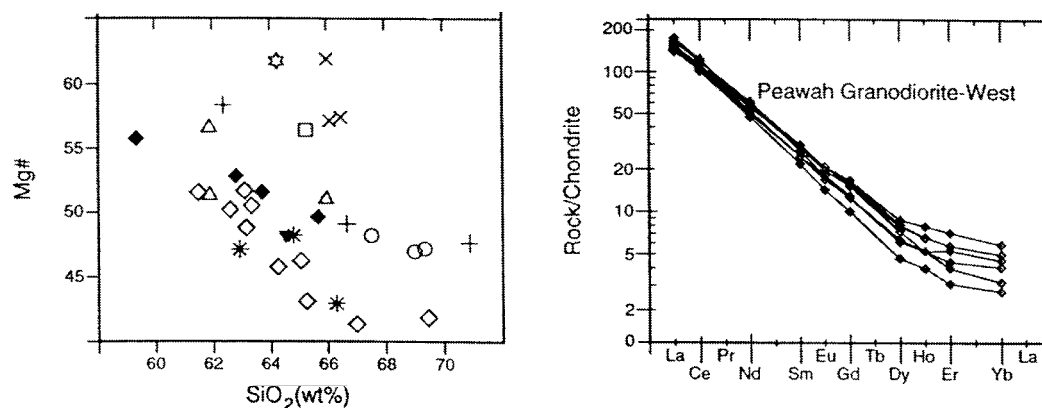


FIG. 3.3 – Diagramme de Harker pour $Mg\#$ (à gauche, les différents figurés correspondent à plusieurs intrusions) et spectre de terres rares d’une de ces intrusions (à droite) pour les diorites magnésiennes du craton de Pilbara (Smithies et Champion, 1999b).

chis) ; des $Mg\#$ assez élevés (44–59), des K/Na de 0,20 à 0,55 et des A/CNK de 0,80 à 1,00. L’ensemble de ces diorites a donc des caractéristiques de sanukitoïdes.

Les granitoïdes alcalins du complexe de Portree, synchrones (2950 Ma) des diorites magnésiennes, présentent des $Mg\#$ (34) et des A/CNK (0,93) assez faibles; bien que le total des alcalins soit élevé ($> 8\%$), les rapports K/Na restent faibles (0,35). Enfin, ils ont des forts enrichissements pour les éléments les plus incompatibles (Ba, Rb, Th), comparables à ceux des sanukitoïdes ou même des granitoïdes de type “Closepet”, mais leurs teneurs en terres rares lourdes et en Y sont beaucoup plus faibles.

Chapitre 4

Des granites dans d'autres provinces moins bien étudiées

4.1 Le Wyoming

Au Wyoming (Nord-Ouest des Etats-Unis), de petits lambeaux de socle archéen, délimités par des failles normales (“ranges”) sont séparés par des bassins de sédiments miocènes à pliocènes (région dite des “Basin and Range”). Certains de ces blocs archéens ont été étudiés, en particulier le “Wind River Range” (Koesterer et al., 1987 ; Frost et al., 1998).

Dans ce massif, Frost et al. (1998) ont distingué, à la fin de l’Archéen, plusieurs épisodes magmatiques successifs, dans un socle de gneiss et de sédiments pélitiques à 2,8 Ga (gneiss de Native Lake) :

- 2700 Ma : Batholithe de Bridger (pré-tectonique), dioritique à granitique. La phase dominante est une granodiorite contenant quartz, plagioclase, feldspath potassique et biotite, accompagnés de sphène, zircon, apatite. La hornblende est parfois présente. Les termes les moins différenciés apparaissent sous la forme d’enclaves métriques à hectométriques.
- 2630 Ma : Batholithe de Louis Lake contenant également des faciès allant des diorites aux granites. C’est une granodiorite à grain moyen, équigranulaire qui est le faciès dominant ; des faciès porphyroïdes sont présents. Les termes les plus basiques, ici aussi, apparaissent sous forme de grosses enclaves dans les granodiorites.
- 2550 Ma : Plusieurs intrusions (Bears Ears, Middle Mountain, New Fork Lake, South Pass...) de granites, généralement porphyroïdes avec de gros (5 cm) feldspaths potassiques.

Les gneiss de Native Lake ont des signatures de TTG enrichies (avec $K/Na = 0,38$ à $0,46$). Le batholithe de Bridger montre des variations entre des termes acides ($SiO_2 > 70\%$), dont la signature est très analogue à celle des granites anatectiques indiens (bien que l’anomalie négative en Sr soit moins prononcée), avec des Mg# faibles (moyenne = 34), des K/Na moyens (moyenne de 0,64) et un caractère alumineux (A/CNK moyen = 1,21). En revanche, les termes basiques ($SiO_2 < 60\%$) présentent les enrichissements et la signature typique des termes basiques du massif de Closepet (avec Mg# = 45, $K/Na = 0,53$ et $A/CNK = 1,04$). Par ailleurs, les signatures isotopiques (Stuckless et al., 1985 ; Frost et al., 1998) du batholithe de Bridger ($\epsilon_{Nd(T)}$ entre -1 et +4) plaident aussi en faveur d’une interaction entre des sources mantelliques et crustales (gneiss de Native Lake : $\epsilon_{Nd(T)}$ -4 à 0). Ce batholithe semble donc tout à fait similaire au granite de Closepet, y compris dans ses interactions avec la croûte préexistante. Le batholithe de Louis Lake pourrait également appartenir à la “famille Closepet” ; cependant, trop peu d’analyses ont été publiées pour l’affirmer avec

CHAPITRE 4. AUTRES PROVINCES

Carte géologique du bloc de Wind River (Frost et al., 1998).

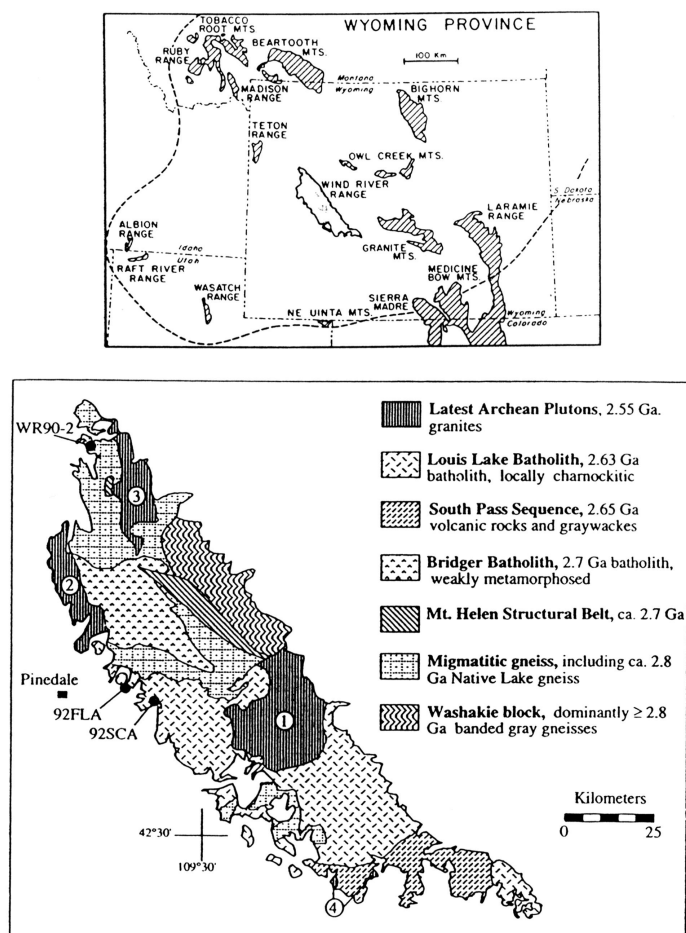


FIG. 4.1 – En haut : localisation du bloc de Wind River dans le Wyoming (Koesterer et al., 1987). En bas : carte géologique du bloc de Wind River (Frost et al., 1998).

certitude. Enfin, les granites tardifs sont des granites anatectiques (fusion de gneiss) typiques.

Pour l'essentiel, on retrouve donc au Wyoming les différents types granites mis en évidence. Mais cette province présente la particularité de montrer une grosse quantité de granites de type Closepet, alors que ce type est généralement assez peu répandu.

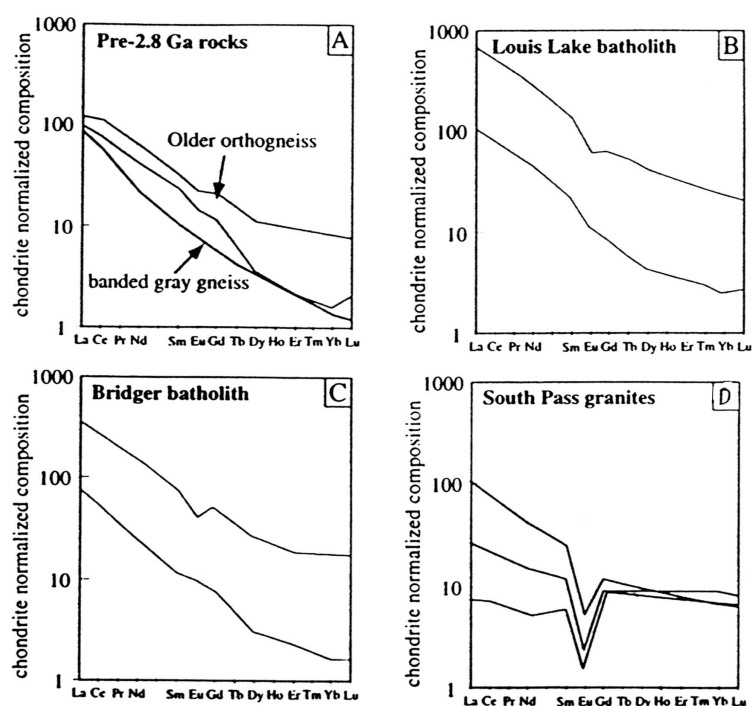


FIG. 4.2 – Spectres de terres rares pour certains faciès du bloc de Wind River (Frost et al., 1998). A : Gneiss TTG anciens. B et C : Batholithes composites de Louis Lake et de Bridger, sans doute de type "Closepet". D : Granites (anatectiques) de South Pass.

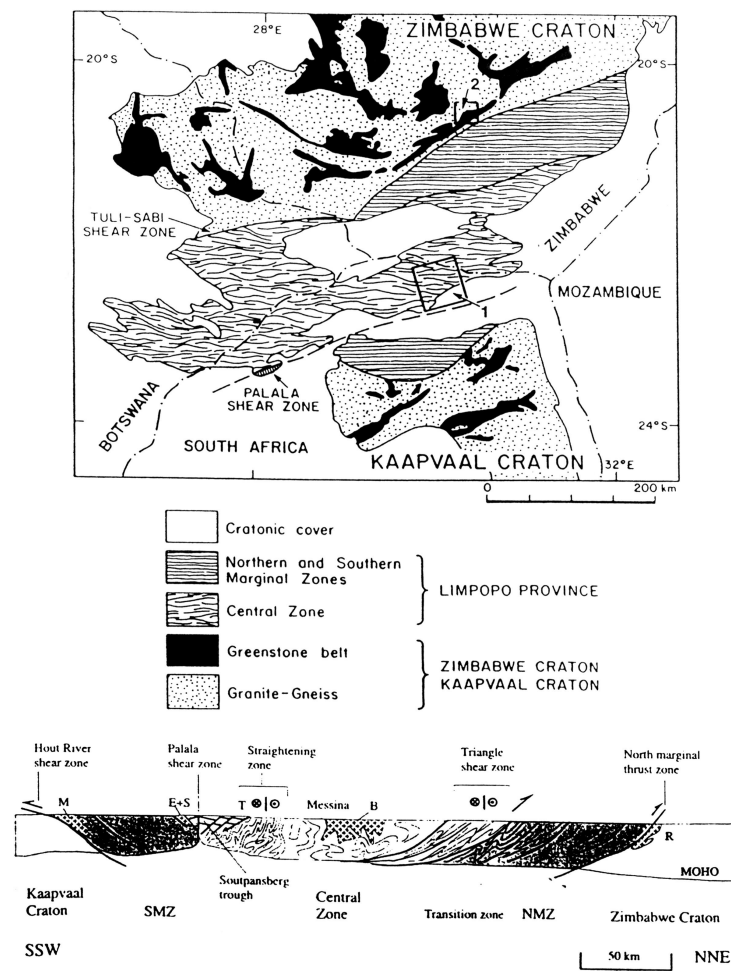


FIG. 4.3 – Carte (en haut, Erickson et Fedo, 1994) et coupe (en bas, Holzer et al., 1998) montrant la ceinture du Limpopo entre les deux cratons du Zimbabwe au Nord, et du Kaapvaal au Sud. (1) sur la carte et B sur la coupe : pluton tardi-archéen de Bulai; M, E et S sur la coupe : enderbites de la SMZ (Matok, Entabeni et Schiel, respectivement).

4.2 Les granites d’Afrique Australe

La partie Sud de l’Afrique est composée de deux cratons, les cratons du Kaapvaal et du Zimbabwe, séparés par une zone de suture (la ceinture du Limpopo). Les protolithes de la ceinture du Limpopo sont archéens, et du même âge que les cratons avoisinants. On considère donc qu’on a des structures analogues, à des profondeurs différentes (Robertson et DuToit, 1981).

4.2.1 Les “granites” de la ceinture granulitique du Limpopo

La ceinture du Limpopo est classiquement divisée en plusieurs zones (Van Reenen et al., 1992) :

- Une zone centrale, composée principalement de sédiments, avec des roches basiques et quelques gneiss gris subordonnées. Les âges s’échelonnent entre 3,79 et 3,27 Ga. Un

pluton tardif (le pluton de Bulai) y est daté à 2,7 Ga.

- Une “zone marginale méridionale” (SMZ: Southern Marginal Zone), qui correspond à un assemblage à granite et roches vertes métamorphisé dans le faciès granulite. Les gneiss TTG (Baviaanskloof gneiss) datent de 3,5 à 3,3 Ga. Ils sont intrudés de granites tardifs, post-tectoniques; les plus connus sont le gneiss de Matok (aussi connu sous le nom d'enderbite de Matok): 2670 Ma; et le pluton de Palmietfontein (2,45 Ga). De nombreuses autres charnockites ou enderbites, d'origine magmatique, sont décrites dans cette zone, sans doute globalement synchrones du pluton de Matok (Bohlender et al., 1992).
- Une “zone marginale septentrionale” (NMZ: Northern Marginal Zone), globalement analogue à la zone Sud.

Dans la SMZ

Les enderbites de cette zone ont été étudiées par Barton et al. (1992). Sur la base des analyses moyennes qu'ils publient, on peut considérer que l'ensemble des enderbites présentent des caractéristiques qui les rapprochent du type “Closepet”, avec des enrichissements forts en incompatibles, un K/Na de 0,34 à 0,53, Mg# de 36 à 48 et A/CNK de 0,81 à 1,11.

Dans la NMZ

Berger et Rollinson (1997), sur la base d'analyses isotopiques et d'une modélisation géochimique (majeurs et terres rares) proposent que les charnockites et les enderbites soient issus de l'interaction entre des magmas TTG, et une croûte préexistante. Les spectres d'éléments incompatibles sont en bon accord avec ce modèle: les enderbites sont des TTG typiques, ce qui est confirmé par le rapport K/Na faible (0,15–0,26), le caractère légèrement alumineux (A/CNK = 1,18–1,39) et les Mg# modérés (29–51). En revanche, les charnockites, globalement plus différenciées, présentent quelques anomalies négatives (Sr, P) qui évoquent des granites anatectiques; cette hypothèse est confortée par les Mg# faibles (19–34), le caractère légèrement alumineux (A/CNK = 1,09–1,29) et, surtout, les rapports K/Na élevés (0,70–0,86). On peut donc envisager que les interactions avec la croûte décrites par Berger et Rollinson (1997) correspondent au mélange de deux magmas, l'un de type TTG, l'autre d'origine anatectique.

4.2.2 Les granites du craton du Zimbabwe s.s.

Le craton du Zimbabwe est une province archéenne à dômes et bassins classique. Les dômes sont composés de gneiss datés aux alentours de 2,9 Ga (Jelsma et al., 1996 pour tous les âges cités ici). Quelques clastes plus anciens (Shamvaian clasts) témoignent d'un socle à 3,2–2,7 Ga. Les ceintures de roches vertes, volcano-sédimentaires comme partout, datent de 2715 à 2643 Ma). Enfin, des plutons syn- à post-tectoniques (suites de Wedza, pluton de Mazowe d'une part; suite de Chilimanzi, plutons de Glendale et de Bindura d'autre part) sont datés, respectivement, à 2664–2667 Ma et 2649–2601 Ma¹.

Bien que des interprétations en termes d'interférences de plis aient été proposées pour ces structures (Snowden, 1984), les interprétations plus récentes et basées sur des analyses structurales détaillées (Jelsma et al., 1993) proposent plutôt une tectonique verticale (diapirisme), analogue aux interprétations avancées en Inde.

1. Mais des travaux récents (Watkeys et al., 1997) proposent un âge plus récent (2570 Ma) pour la suite de Chilimanzi; celle-ci serait alors synchrone de la mise en place du “Grand Dyke de Rhodésie”, qui recoupe tout le craton. Il conviendrait alors de chercher le lien qui peut exister entre ces deux formations. Aux vu des conclusions de la troisième partie, il semble envisageable que le Grand Dyke représente le liquide parental des granites de la suite de Chilimanzi, analogues du granite de Closepet (Rollinson, Com. Pers).

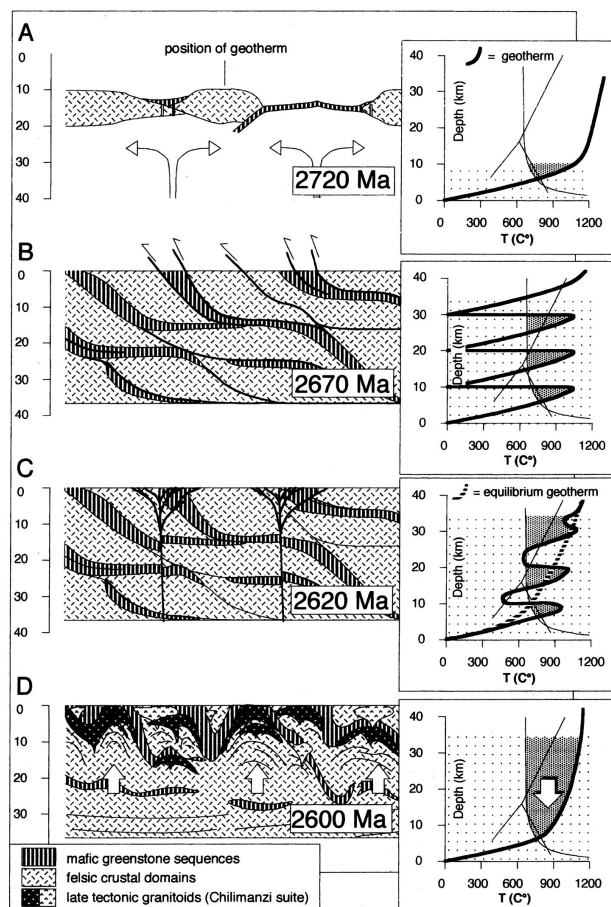


FIG. 4.4 – *Evolution tardi-archéenne du craton du Zimbabwe, et conditions thermiques associées (Dirks et Jelsma, 1998). A : formation des ceintures de roches vertes dans des bassins en extension. B : Empilement de nappes. C : La compression se poursuit et est accommodée au long de décrochements. D : Relaxation thermique et formation de dômes et bassins.*

Il n'a pas été possible de trouver, dans la littérature accessible, des analyses pour les granites tardi-archéens. D'après les descriptions sommaires de Jelsma et al. (1996), les granites syn-tectoniques seraient tonalitiques à granodioritiques ; les granites tardifs sont des granodiorites, granites et adamellites. Il semble donc que l'on retrouve la séquence d'évolution vers des roches de plus en plus potassiques à la fin de l'Archéen, déjà décrite en plusieurs endroits.

D'autre part, Dirks et Jelsma (1998), dans un article controversé (Blenkinsop, 1998 ; Ridley et al., 1998) proposent une évolution tectonique en deux temps au Zimbabwe :

- Une première phase d'empilement de nappes vers 2670 Ma (synchrone des granites syn-tectoniques) ;
- Une seconde phase de tectonique verticale (développement des dômes et bassins) vers 2620–2600 Ma (associée aux granites post-tectoniques). La cause de cette seconde phase serait le rééquilibrage thermique de la lithosphère légèrement épaissie, et surtout réchauffée suite à l'épisode de formation de nappes.

Bien que les informations ne soient que très fragmentaire, et qu'aucune donnée pétrologique ou géochimique ne vienne à l'appui de cette hypothèse, il semble néanmoins que, une fois de

plus, on retrouve au Zimbabwe la même séquence d'événements tardi-archéens :

- Assemblage (chevauchements, collages) d'un noyau cratonique, accompagné d'un magmatisme vraisemblablement de nature TTG enrichies ou sanukitoïdes ;
- Remaniement de cette croûte (tectonique verticale) peu après, accompagné de granites potassiques (dont les caractéristiques isotopiques (Jelsma et al., 1996) : $\epsilon_{Nd(T)}$ légèrement positifs évoquent une source juvénile, ou récemment accrétée).

4.3 En Finlande : la granodiorite d'Arola et ses analogues

Dans le Kainuu (Finlande orientale), Querré (1985) a étudié plusieurs types de granitoïdes tardi-archéens :

- Des granodiorites légèrement porphyroïdes, grises, à petits phénocristaux de feldspath potassique ;
- Des granites gris, plus tardifs ;
- Des leucogranites roses.

Les leucogranites ont une composition semblable à celle des leucosomes dans des migmatites de gneiss gris ; une origine par recyclage de ces gneiss semble confirmée par les rapports isotopiques du Sr élevés.

En revanche, les granodiorites (des deux types) présentent des spectres de terres rares et d'éléments incompatibles semblables à ceux des sanukitoïdes typiques ; les granites gris ont des spectres analogues mais avec des anomalies (positives ou négatives) plus prononcées. Leurs rapports K/Na (0,41 à 0,73) et A/CNK (1,04–1,25) confirment cette hypothèse, ainsi que les Mg# relativement élevés pour des roches différenciées (36–54). Querré (1985) propose que les granites gris soient issus de la différenciation des granodiorites.

4.4 Dans le craton Sino-coréen : le complexe de Taishan

Le complexe de Taishan se situe dans le Shandong (Nord-Est de la Chine, environ 500 km au Sud de Pékin). C'est un ensemble de roches magmatiques archéennes, remaniées au Protérozoïque, étudié par Jahn et al. (1988). On y trouve les faciès suivants :

- Des gneiss gris (2700 ± 35 Ma Sm-Nd), avec des boudins et filons d'amphibolites : gneiss de Wangfushan, qui sont des TTG typiques.
- Des diorites enrichies en LREE et autres incompatibles (2560 ± 5 Ma, U-Pb sur zircons) : diorites de Puzhaosi. Ces diorites sont associées à des granodiorites (sans doute par le biais de phénomènes de cristallisation fractionnée) : les granodiorites de Zhongtianmen.
- Des granites et trondhjemitites synchrones (2560 ± 11 Ma, U-Pb sur zircons) : granites de Hushan.
- des granites tardifs (2400–2500 Ma, Rb-Sr et Sm-Nd), abondants : granites d'Aolaishan.

Du point de vue géochimique, les diorites et granodiorites présentent les très forts enrichissements en éléments incompatibles et en terres rares qui sont caractéristiques des granitoïdes du type Closepet ; leurs Mg# intermédiaires (35–48), avec des K/Na assez élevés (0,46 à 0,51) et un caractère métallumineux ($A/CNK = 0,97\text{--}1,14$) confirment ce diagnostic. Il n'est pas en désaccord avec les données isotopiques de Jahn et al. (1988), qui postulent une source "manteau enrichi", analogue, donc, à celle que nous envisageons dans le cas de Closepet.

Les deux granites ont les signatures en éléments traces et majeurs ($A/CNK = 1,08\text{--}1,22$; $Mg\# = 16\text{--}30$ et $K/Na = 0,44\text{--}0,81$) typiques des granites issus de la refusion de TTG ; une hypothèse qui était déjà celle que proposaient Jahn et al. (1988).

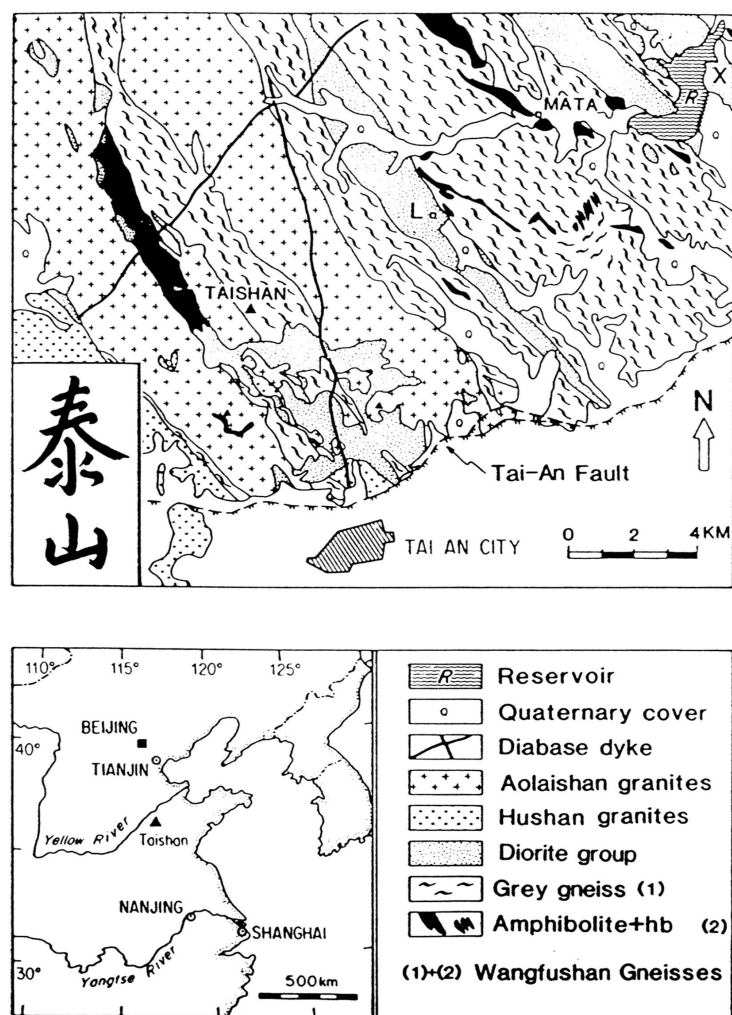


FIG. 4.5 – Localisation et carte du complexe de Taishan (Jahn et al., 1988).

4.5 En Antarctique : la granodiorite de Port-Martin

La Terre Adélie, en Antarctique, se situe en face de l'Australie (voir par exemple la synthèse régionale dans Monnier, 1995). C'est un élément du craton austro-antarctique (chapitres 2 et 3). Les terrains que l'on y trouve sont essentiellement protérozoïques, ils se rattachent à l'orogénèse Albany-Fraser, qui a marqué l'assemblage de ce craton. Cependant, on trouve quelques éléments tardi-archéens, qui représentent le socle de cette orogénèse. Dans la zone d'étude de Monnier (1995) (Archipel de Port-Martin), c'est essentiellement la granodiorite de Port-Martin qui constitue ce socle. O. Monnier en donne la description suivante :

“Les granodiorites à phénocristaux de microcline (...) se caractérisent par le contenu para génétique suivant : quartz – feldspath microcline – feldspath plagioclase – amphibole verte – biotite – sphène – magnétite – ilménite, apatite et zircon. Elles présentent une microtexture grenue porphyroïde banale, mais sont orthogneissifiées sur une grande superficie de l'archipel [de Port-Martin]. La

4.5. EN ANTARCTIQUE : LA GRANODIORITE DE PORT-MARTIN

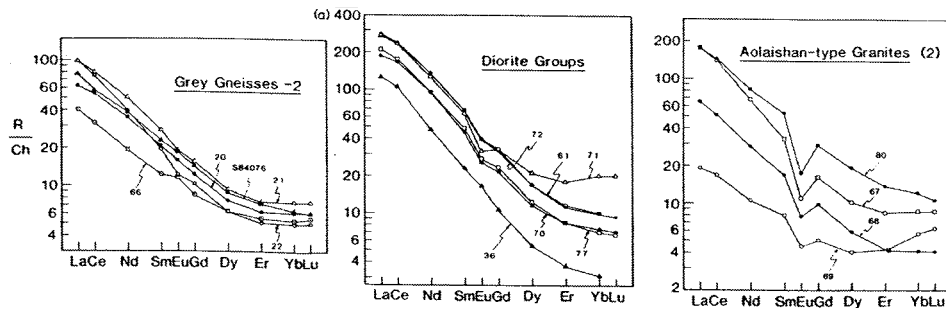


FIG. 4.6 – Spectres de terres rares pour divers faciès du complexe de Taishan : gneiss (TTG) de Wangfushan ; diorites (type Closepet) de Puzhaosi ; granites (anatectiques) de Aolaishan (Jahn et al., 1988).

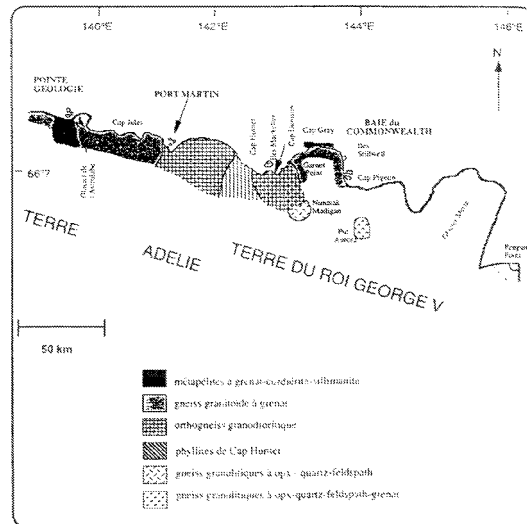


FIG. 4.7 – Carte de localisation et d’affleurement de la granodiorite de Port-Martin (ici nommée “orthogneiss”), en Antarctique (Monnier, 1995).

déformation y est extrêmement hétérogène, localisée préférentiellement dans des couloirs de cisaillement ductiles”.

Par ailleurs, d’après R. P. Ménot (Com.Pers.), les phénocristaux de feldspath dessinent une foliation verticale, et les enclaves microgrenues sombres sont abondantes. On a donc des faciès et des caractéristiques pétrographiques très similaires à celles du granite de Closepet. En outre, l’âge de cristallisation de cette granodiorite (Monnier, 1995) est de 2444 ± 10 Ma (SHRIMP sur zircons), avec des $T_{DM(Nd)}$ de 2800 Ma et des $\epsilon_{Nd(2,4Ga)}$ négatifs. Les rapports I_{Sr} sont de 0,701 à 0,704. Deux analyses chimiques de cette granodiorite, fournies par R. P. Ménot, permettent de confirmer cette ressemblance avec les faciès porphyroïdes de Closepet; dans le cadre de cette étude, on attribuera donc la granodiorite de Port-Martin à la même famille que le massif de Closepet.

Chapitre 5

Les différents types de granites tardi-archéens

5.1 Caractérisation géochimique des différents types de granites archéen

L'étude précédente se basait principalement sur les teneurs en éléments en trace. Il est intéressant de constater que cette même typologie se retrouve dans les caractéristiques pétrographiques, et les teneurs en éléments majeurs, des granites tardi-archéens :

5.1.1 Les TTG et TTG enrichies

Il s'agit des TTG classiques, telles que décrites par exemple par Martin, 1994. Comme leur nom l'indique, ce sont des tonalites, des trondhjémites ou des granodiorites ; le feldspath alcalin en est absent, ou bien très minoritaire. Les paragenèses typiques sont à oligoclase, quartz, biotite et/ou hornblende, occasionnellement microcline et muscovite. Les minéraux accessoires sont les oxydes, l'apatite, le sphène, l'épidote, le zircon et l'alanite.

Chimiquement, elles sont bien évidemment caractérisées par des rapports K/Na faibles ($< 0,3$), des Mg# modérés (40–50) et des A/CNK relativement élevés (autour de 1,1). Leurs spectres de terres rares sont très fractionnés, sans anomalie en Europium ; les teneurs en terres rares légères sont de l'ordre de 100 fois les chondrites.

L'hypothèse la plus vraisemblable quant à leur genèse semble la classique hypothèse de la fusion (dans le champ de stabilité du grenat) de basalte hydraté dans une plaque océanique subductée (Martin, 1993, 1994 ; Rapp, 1994 ; Sen et Dunn, 1994 ; etc.).

Les TTG enrichies sont moins aisément caractérisées. En fait, ce terme a surtout été utilisé au long de cette discussion pour des roches d'affinité TTG indiscutable, notamment en ce qui concerne les spectres de terres rares et d'éléments incompatibles, mais qui présentent des Mg# ou des rapports K/Na plus élevés que ceux des TTG typiques. C'est donc un groupe un peu contestable, qui pourrait bien correspondre aussi bien à des problèmes de typologie, qu'à une famille avec une vraie identité pétrologique. Ceci se traduit par la dispersion des points représentatifs de ce groupe dans les différents diagrammes ... Mais la réalité d'une telle famille de roches obéit à une logique pétrogénétique forte : dès lors que l'on admet l'existence de magmas hybrides de type "sanukitoïde", issus de l'interaction entre les liquides TTG issus de la fusion de la plaque plongeante, et les péridotites du coin du manteau, il est très plausible que tous les degrés d'hybridation existent, entre des TTG "vraies" et des sanukitoïdes "typiques". L'existence d'un groupe de transition entre ces deux extrêmes est donc très probable (Smithies et Champion, 1999 ; Rollinson, 1999).

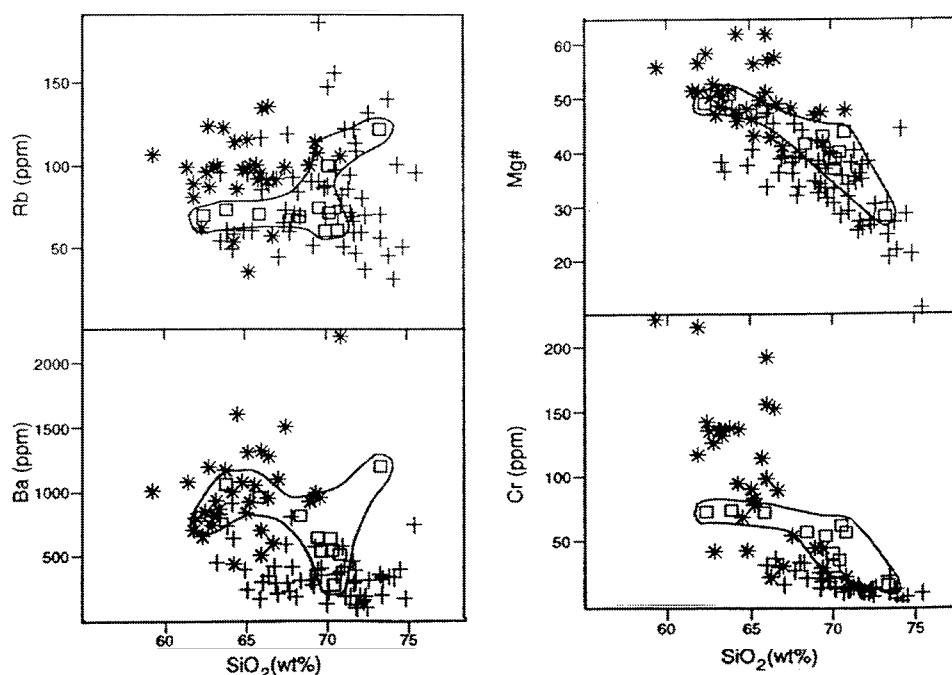


FIG. 5.1 – Diagrammes de Harker pour les TTG (croix), les sanukitoïdes (étoiles) et les TTG enrichies (carrés) du craton de Pilbara (Smithies et Champion, 1999b). Les TTG enrichies occupent une position intermédiaire entre les deux autres groupes.

5.1.2 Les sanukitoïdes s.s.

Ces monzodiorites et granodiorites (rares granites associés) forment le plus souvent des intrusions syn-tectoniques. Elles sont parfois porphyroïdes (phénocristaux de microcline), et généralement riches en enclaves microgrenues sombres (gabbros, diorites). Des petits amas centimétriques de minéraux mafiques (hornblende, biotite, plagioclase) sont fréquemment décrits.

Les phases minérales présentes sont le quartz, l'oligoclase, le microcline, la hornblende et la biotite. Les accessoires sont les oxydes, l'épidote, le sphène, l'apatite, le zircon et l'alanite. Le clinopyroxène (cristaux résiduels au cœur d'amphiboles) est souvent décrit. Chimiquement, ces caractéristiques se traduisent par des Mg# élevés (40–60), des K/Na intermédiaires (0,3–0,6) et des A/CNK assez élevés (autour de 1,2). Les spectres de terres rares et d'éléments incompatibles sont tout à fait analogues à ceux des TTG, bien que les teneurs en tous ces éléments soient systématiquement plus élevées que chez les TTG. En revanche les Mg# élevés s'accompagnent de teneurs en Ni, Cr et autres éléments de transition élevées.

Ces roches sont issues de réactions entre des liquides magmatiques de nature TTG, issus de la fusion d'une plaque plongeante, et des péridotites mantelliques (Rapp et al., 2000). Au cours de ces réactions, de l'olivine du manteau est consommée et entre dans le liquide, augmentant ainsi le Mg# et les teneurs en éléments de transition du liquide hybride ; à l'inverse, de nouvelles phases minérales précipitent : du clinopyroxène jadéitique (qui piège le Na, et diminue ainsi la teneur du liquide en cet élément), de la richtérite et/ou du phlogopite. Enfin, le bilan de masse de la réaction est tel que, globalement, du liquide est consommé, ce qui induit une augmentation globale (mais modérée) des teneurs en éléments incompatibles dans le liquide, tout en gardant des signatures globales analogues à celles des TTG.

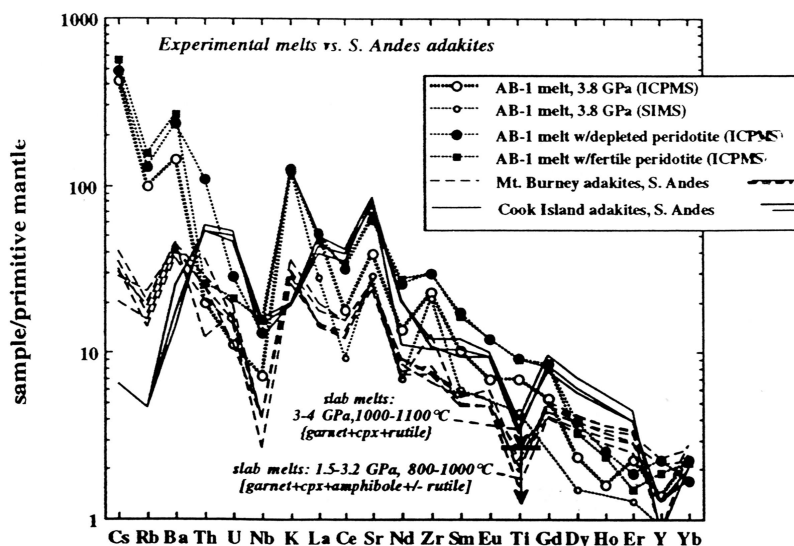


FIG. 5.2 – Comparaison entre des liquides expérimentaux issus de la fusion de basaltes hydratés (symboles blancs) avec des liquides analogues, ayant réagi sur de la péridotite (symboles noirs) (Rapp et al., 2000). Les autres spectres correspondent à des adakites andines. Les liquides “hybrides” ont des spectres parallèles à ceux des liquides non modifiés, mais sont plus enrichis en tous les éléments incompatibles.

5.1.3 Les granitoïdes de type “Closepet”

Il s’agit en général de batholithes composites syn-tectoniques, où se retrouvent des faciès qui vont depuis des diorites (riches en K_2O et en MgO) jusqu’à des granites. Mais le faciès dominant reste une granodiorite à gros (5 cm) phénocristaux de microcline, généralement roses. Les termes basiques apparaissent en enclaves arrondies dans cette granodiorite; les contacts avec les termes acides varient: comagmatisme ou filons tardifs de granites sécant sur les granodiorites. Des preuves de mélange entre ces différents magmas s’observent à toutes les échelles (terrain, minéraux ...)

La paragenèse de ces roches est à quartz, microcline (en phénocristaux), plagioclase, biotite, hornblende, souvent clinopyroxène au cœur des cristaux d’amphiboles. Un important cortège de minéraux accessoires est présent: sphène (gros et automorphe), zircon, alanite, magnétite et ilménite, apatite.

Chimiquement, les rapports K/Na sont assez élevés (proches de 1), les $Mg\#$ intermédiaires (30 à 60) et les A/CNK faibles (0,8 à 1,1: ce sont des roches métalumineuses de façon systématique). Ces granites sont assez semblables au “HKCA” (calco-alcalin potassique), décrit par exemple par Liégeois et al. (1996) en Afrique Occidentale. Les granites de cette famille sont extrêmement enrichis en éléments traces: spectres de terres rares très fractionnés, mais marqués par de forts enrichissements pour l’ensemble des terres rares ($La_N = 300$), sans anomalies en Eu; teneurs en HFSE élevées ($TiO_2 = 1,5\%$), de même pour les LILE, en particulier Sr et Ba, etc.

Cette signature particulière est due à la fois au terme basique (basalte lamprophyrique issu de la fusion partielle du manteau), et au terme acide (fusion de croûte existante). Cependant, les forts enrichissements en éléments incompatibles, le rapport K/Na élevé, etc., se retrouvent déjà dans les termes les moins différenciés, ce qui démontre qu’ils sont liés à la source mantellique elle-même, plus qu’aux processus d’interactions au sein de la croûte.

La source mantellique présente les caractéristiques d’un manteau enrichi; les minéraux

qui fondent sont, pour l'essentiel, les phases formées lors des interactions décrites au sujet des sanukitoïdes : amphibole, clinopyroxène jadéitique, phlogopite.

5.1.4 Les granites d'anatexie crustale (fusion de TTG)

Il s'agit de granites, très occasionnellement de granodiorites. Le feldspath alcalin est systématiquement plus abondant que le plagioclase. Ces roches sont des granites gris ou rarement roses, équi-granulaires ou légèrement porphyroïdes (mégacrists blancs de microcline). Les enclaves de gneiss plus ou moins fondus y sont fréquentes. Enfin, des pegmatites associées (à feldspath alcalin, quartz, alanite) sont fréquentes. Leur paragenèse est à quartz, microcline, oligoclase, biotite et/ou hornblende. Les minéraux accessoires, peu abondants, sont les oxydes, l'apatite, le zircon ; l'alanite, le sphène et l'épidote y sont parfois décrits mais semblent peu communs. Ces granites sont fréquemment décrits comme "type I" d'après la terminologie de Chapell et White (1974).

Au plan chimique, ces granites se signalent par des Mg# faibles, des A/CNK élevés (1 à 1,5) et des K/Na élevés (supérieurs à 0,9).

Leurs signatures en éléments traces sont caractérisées par des anomalies négatives importantes en Sr, P, et des fortes anomalies positives en éléments très incompatibles (Rb, Th). Leurs spectres de terres rares sont peu fractionnés, avec des anomalies négatives plus ou moins prononcées en Eu.

L'ensemble des auteurs s'accorde à proposer une origine par fusion de TTG pour ces granites.

5.1.5 Les leucogranites alumineux

Ces leucogranites sont décrits occasionnellement dans différentes régions. Parfois leurs relations avec un paléosoma péritique sont observables (Day et Weiblen, 1986). Il s'agit presque uniquement de granites au sens strict.

Ces granites se composent de quartz et de feldspath alcalin, avec du plagioclase et de la biotite en moindre abondance. La muscovite primaire, voire le grenat, sont des composants omniprésents. Les accessoires décrits dans la littérature sont l'ilménite et le zircon ; ils sont très peu abondants. Il s'agit de granites "de type S" (Chappell et White, 1974), et sont souvent décrits en ces termes.

Chimiquement, ces granites sont marqués par des Mg# faibles, des K/Na élevés et des A/CNK très hauts. Ils sont caractérisés par des spectres de terres rares peu fractionnés, avec des anomalies significatives en Eu. Les autres éléments incompatibles présentent des anomalies (positives et négatives) qui ressemblent à celles des granites du type précédent.

L'origine généralement retenue pour ces roches est celle de la fusion de métasédiments (fusion en l'absence d'eau par déstabilisation de la biotite : Clemens et Vielzeuf, 1987; Vielzeuf et Clemens, 1992). Ces roches sont cependant relativement rares dans les provinces tardi-archéennes étudiées (à l'exception évidente des sous-provinces métasédimentaires de la Province Supérieure), sans doute parce que ces régions sont généralement pauvres en sédiments ...

5.1.6 Les granites "de type A"

Ces granites alcalins semblent très rares. La principale occurrence est dans le complexe de Portree (Pilbara) ; si ils sont tardifs dans l'évolution du craton, ils ne sont pas pour autant tardi-archéens (2950 Ma : Smithies et Champion, 1999). Quelques massifs de la Province du Supérieur peuvent, peut-être, se rattacher à ce type. Il n'en reste pas moins surprenant de ne pas les trouver dans les provinces tardi-archéennes à proprement parler.

Ce sont des granites alcalins à biotite, avec du pyroxène sodique. Chimiquement, ils ont des Mg# et des A/CNK assez faibles ; bien que le total des alcalins soit élevé (> 8%),

5.2. VERS UNE TYPOLOGIE DES GRANITES TARDI-ARCHÉENS

les rapports K/Na restent faibles. Enfin, ils ont des forts enrichissements pour les éléments les plus incompatibles (Ba, Rb, Th), comparables à ceux des sanukitoïdes ou même des granitoïdes de type “Closepet”, mais leurs teneurs en terres rares lourdes et en Y sont beaucoup plus faibles.

Smithies et Champion (1999) proposent une origine par fusion à haute température (900 °C) d’une croûte inférieure intermédiaire (tonalitique) et déshydratée.

5.2 Vers une typologie des granites tardi-archéens

Le tableau 5.1 résume les principales caractéristiques minéralogiques et chimiques des différents granites rencontrés à la fin de l’Archéen. Bien évidemment, on s’aperçoit que les caractéristiques chimiques et minéralogiques sont liées. Les teneurs en éléments traces, en revanche, apportent des informations indépendantes.

Type	Caractéristiques pétro						Els Majeurs			Source ?
	Types pétro	Autres carac.	Association	Position tecto	Enclaves	Minéralogie	Mg#	A/CNK	K/Na	
TTG	tonalite-trondhjemit-granodiorites			pré- à syn	rare	Ferromagnésiens Mt, Ilm, Ap, Sph, Zn, All, Ep	40-50	0,9-1,1	0-0,3	Fusion de la plaque plongeante ("slab melt")
TTG enrichies	tonalite-trondhjemit-granodiorites			pré- à syn	rare	Bt, Hb Mt, Ilm, Ap, Sph, Zn, All, Ep	40-50	0,8-1,0	0,3-0,5	Idem + interactions mineures avec le manteau
Sanukitoïdes	monzodiorites-granodiorites	Parfois porphyroïde; parfois rose	diorites, gabbros;	syn à post	amas mafiques, enclaves microgènes sombres	Bt, Hb, Cpx Opq, Ap, Sph, Zn, All, Ep	45-75	0,6-1,0	0,4-0,7	Idem + fortes interactions avec le manteau
Type Closepet	diorites-granodiorites	Presque toujours porphyroïde; souvent rose	diorites, gabbros, granites anatectiques	syn à post	microgènes sombres	Bt, Hb, Cpx Mt, Ilm, Ap, Sph, Zn, All	35-70	0,3-0,9	0,4-0,9	Fusion du manteau métagénésisé par les "slab melts"
Anatectique (fusion de gneiss)	granodiorites-granites	Parfois porphyroïde; rarement rose	pegmatites	syn à post	restitiques	Bt, parfois Hb Opq, Ap, Zn (All, Sph, Ep parfois)	30-40	1,0-1,4	1,0-2,5	Fusion de gneiss (TTG)
Anatectique (fusion de sédiments)	granites-leucogranites			syn à post	restitiques	Bt, Ms Ilm, Zn, Gr	30-40	1,3-1,6	1,0-2,5	Fusion de métasédiments
Type A	granites			post	?	Bt, Na-px ?	20-35	0,8-1,0	0,3-0,6	Fusion de croûte inf. ?

Type	Eléments en traces											
	LREE			HREE		HFSE			Alcalins et incomp.		LILE	
	Ce/Yb _N	Eu/Eu*	La _N	Yb _N	Nb	Y	Zr	Rb	Th	Sr	Ba	Eléments de transition
TTG	10-40	0	20-100	1-5	1-10	1-10	100-150	5-50	1-5	200-800	100-1000	5-30
TTG enrichies	10-50	0	50-150	1-5	5-10	5-15	100-200	50-150	2-20	800-1000	500-1500	5-30
Sanukitoïdes	10-50	-	100-300	1-10	5-10	5-20	100-200	50-150	5-20	400-1000	500-2000	20-60
Type Closepet	10-50	-	150-500	5-20	10-20	20-40	200-400	50-150	5-20	800-1500	800-2000	10-30
Anatectique (fusion de gneiss)	10-30	---	50-300	5-10	1-20	1-20	100-200	150-250	10-60	150-600	400-1200	1-10
Anatectique (fusion de sédiments)	10-30	---	30-120	2-10	nd	nd	50-150	100-150	5-20	100-200	600-1200	nd
Type A	25-50	-	100-300	3-5	1-10	10-30	50-200	50-200	10-20	800-1200	800-2000	1-5

TAB. 5.1 – *Typologie pétrographique, minéralogique et géochimique des granitoïdes tardi-archéens. Commentaire dans le texte, paragraphe 5.1.*

D’autre part, des diagrammes binaires (figures 5.3 à 5.5) prenant en compte des éléments chimiques, ou des rapports d’éléments, permettent de retrouver et de séparer les différentes familles.

- Dans tous les cas, les granites d’origine anatectique (que la source en soit gneissique ou sédimentaire) sont très clairement séparés des granites des zones de subduction.
- D’autre part, à l’intérieur du groupe des granites “de subduction”, les 4 types (TTG, TTG enrichies, sanukitoïdes, type Closepet) se distinguent assez nettement, malgré des

recouvrements partiels entre les champs. En particulier, la différence entre sanukitoïdes et type Closepet devient évidente (teneurs en HFSE en particulier). Ce résultat est une bonne confirmation a posteriori de la validité de la démarche de tri des granitoïdes exposée ici !

- Une continuité apparaît, des TTG aux TTG enrichies, jusqu’aux sanukitoïdes. Cette progression continue confirme la crédibilité du modèle proposé d’interactions croissantes avec le manteau.
- En revanche, on observe très nettement, pour les granitoïdes de la famille Closepet, que les termes acides ressemblent aux granites anatectiques. Ce qui confirme la nature essentiellement hybride de ces granites.

Des diagrammes utilisant les seuls éléments majeurs (figure 5.3) (ce qui permet d’utiliser plus de données, y compris celles concernant des régions où il ne se trouve dans la littérature —souvent un peu ancienne— aucune donnée sur les éléments en trace) permettent déjà de séparer assez nettement les différentes familles de granitoïdes mises en évidence :

- Les diagrammes prenant en compte A/CNK et Mg# mettent bien en évidence la nature peu magnésienne et peu alumineuse des granites de type Closepet, par comparaison aux sanukitoïdes.
- Les diagrammes introduisant K/Na montrent nettement l’enrichissement en potassium depuis les TTG, jusqu’aux sanukitoïdes et finalement au type Closepet.
- Les diagrammes où figure TiO_2 montrent le fort enrichissement (notamment en HFSE) qui caractérise les granites de type Closepet.

Des diagrammes prenant en compte les éléments en trace (figure 5.4) conduisent à des conclusions identiques :

- Les diagrammes prenant en compte les éléments alcalins, ou très incompatibles (Rb, Th ...) isolent nettement les granites d’origine anatectique, très enrichis en ces éléments, des autres roches.
- Les diagrammes intégrant les éléments de transition (Ni, Cr), au contraire, isolent les sanukitoïdes vraies, qui sont très riches en ces éléments.
- Les diagrammes prenant en compte les HFSE (Nb, Zr, Y) isolent le type “Closepet”.
- Les fortes teneurs en LILE (Ba, Sr) caractérisent à la fois le type Closepet, et le type sanukitoïde.

Concernant les terres rares :

- De forts enrichissements en terres rares légères caractérisent les granitoïdes du type Closepet, et une partie des granites anatectiques.
- Des teneurs élevées en terres rares lourdes caractérisent également les granites anatectiques, ainsi que le type Closepet.
- Les sanukitoïdes sont caractérisées par des spectres de terres rares fractionnés (Ce/Yb_N élevé).
- Enfin, les granites anatectiques sont marqués par une anomalie négative en Eu significative (fig. 5.5); les sanukitoïdes, comme le type Closepet, peuvent développer une petite anomalie négative; les TTG n’en ont aucune.

Si on considère, enfin, les quelques données isotopiques ($\epsilon_{Nd(T)}$) disponibles (figure 5.5), on constate que :

- Les granites anatectiques ont des $\epsilon_{Nd(T)}$ qui varient de 0, à des valeurs très négatives (-8).
- Les sanukitoïdes, comme les TTG, ont des $\epsilon_{Nd(T)}$ proches de 0, légèrement positifs en général.

- Le type Closepet présente des $\epsilon_{Nd(T)}$ positifs (+1 à +4) pour les termes les moins acides (< 60 % SiO_2) ; au fur et à mesure que l'on considère des termes plus différenciés, on peut atteindre des valeurs négatives. C'est la même évolution vers un pôle anatectique qui a déjà été décrite pour les autres éléments.

CHAPITRE 5. LES DIFFÉRENTS TYPES DE GRANITES TARDI-ARCHÉENS

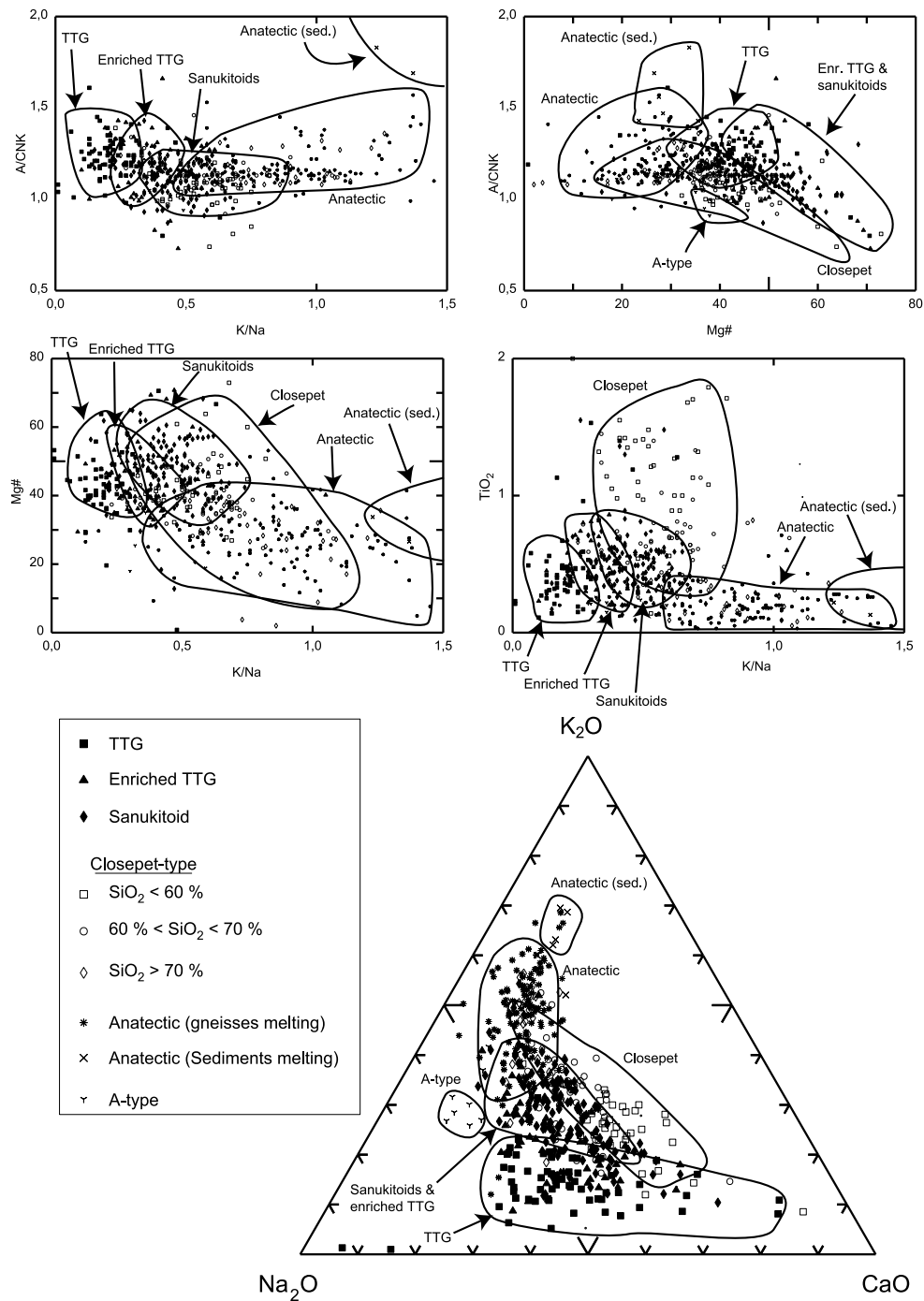


FIG. 5.3 – Diagrammes binaires ou ternaires pour les éléments majeurs, figurant les différents groupes de granitoïdes mis en évidence.

5.2. VERS UNE TYPOLOGIE DES GRANITES TARDI-ARCHÉENS

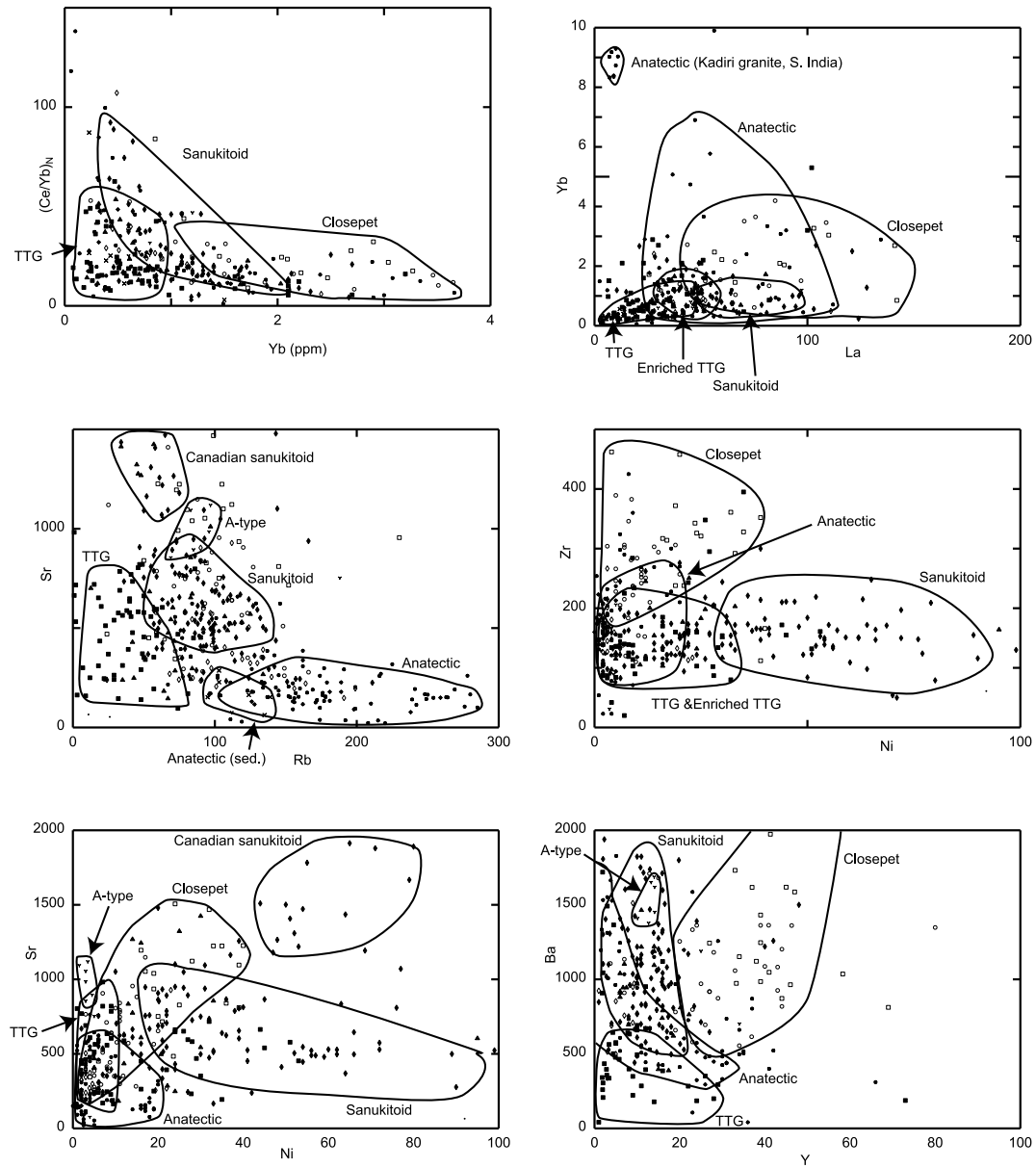


FIG. 5.4 – Diagrammes binaires pour les éléments en traces (même légende que figure 5.3).

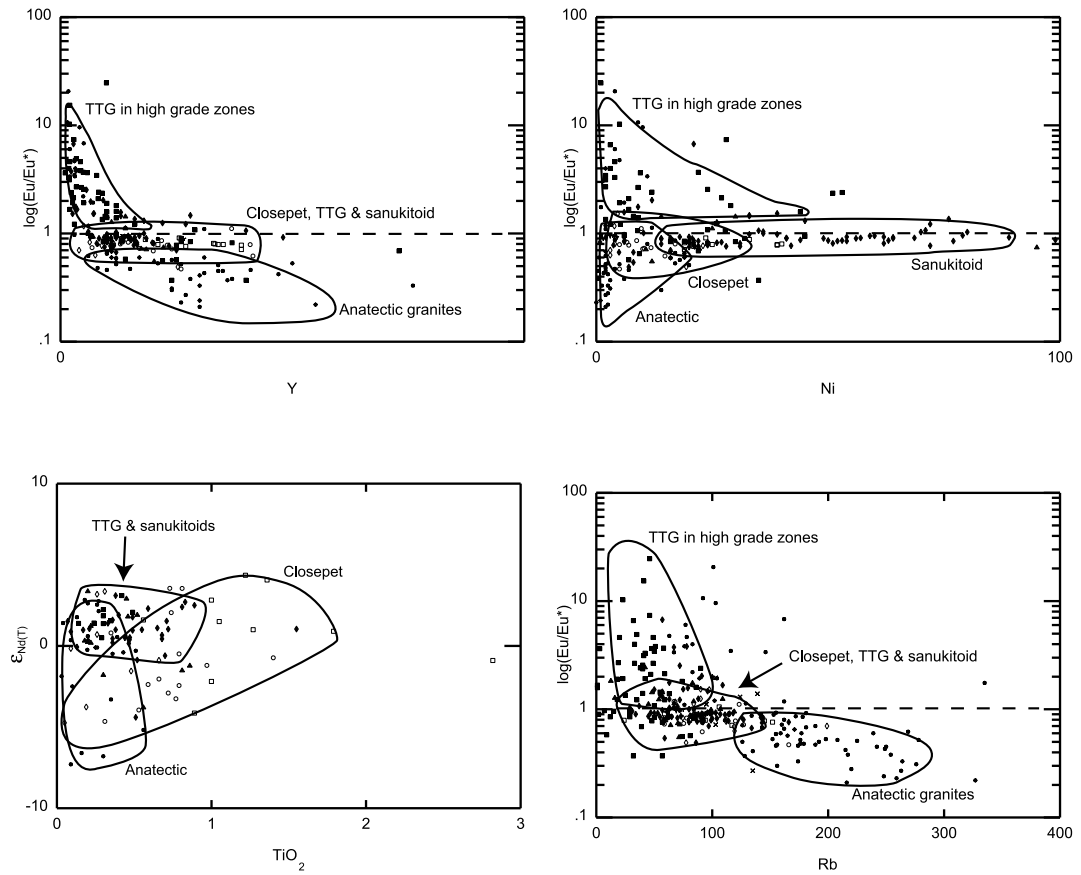


FIG. 5.5 – Diagrammes binaires, intégrant les rapports Eu/Eu^* et $\epsilon_{Nd(T)}$. Même légende que figure 5.3.

Conclusion générale : L'évolution de la croûte continentale à la transition Archéen–Protérozoïque

" Mes conceptions et mon jugement ne marchent qu'à tâtons, chancelant, branlant et choppant ; et quand je suis allé le plus avant que je puis, si ne me suis-je aucunement satisfait ; je vois encore du pays au-delà, mais d'une vue trouble et en nuages, que je ne puis démêler."

Michel de Montaigne, *Essais*, I-XXVI

L'étude précédente a permis de mettre en évidence certaines spécificités des cratons archéens aux alentours de 2.5 Ga. Elle a aussi conduit à fixer des contraintes à la pétrogenèse des roches plutoniques de cet âge, ainsi qu'à l'évolution géodynamique des cratons à cette période. Il est alors possible de proposer un schéma synthétique unifié pour l'évolution de la croûte continentale à la fin de l'Archéen.

Chapitre 1

Récapitulatif des données sur l'activité géologique fini-archéenne

Plusieurs points importants ressortent des études précédentes, et devront être pris en compte dans l'élaboration d'un schéma de synthèse sur l'évolution de la croûte à la fin de l'Archéen.

1.1 Une séquence d'évolution relativement brève

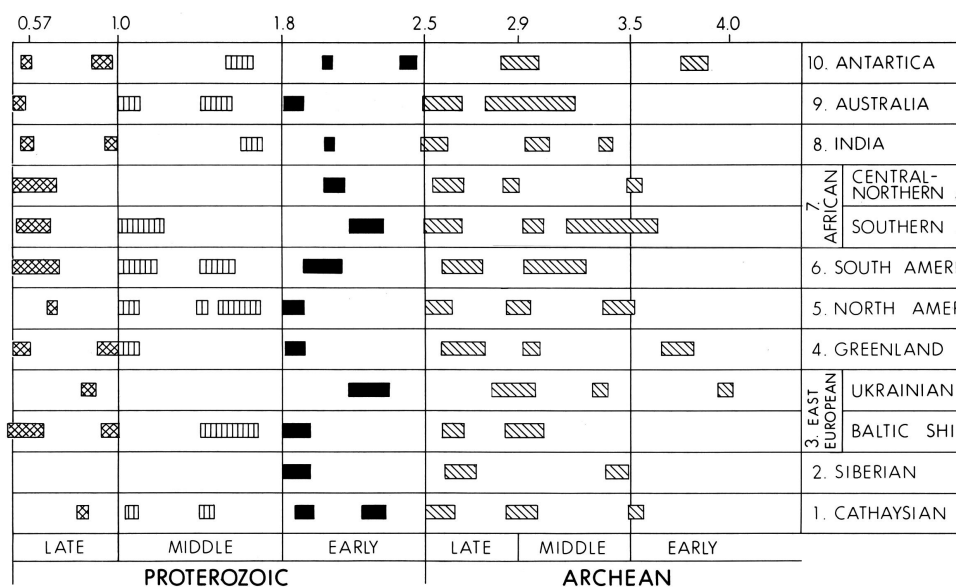


FIG. 1.1 – Synthèse chronologique des périodes d'activité dans différents cratons (Goodwin, 1991). L'évolution géologique, en particulier tardi-archéenne, se fait par des périodes relativement brèves d'activité, séparées de longues périodes de repos.

Dans une région donnée, la séquence des événements tardi-archéens est relativement brève, elle dure entre 50 et 100 Ma. Pendant cette période se succèdent un ou plusieurs épisodes tectoniques, ainsi qu'une ou plusieurs phases magmatiques. Chacune de ces séquences a, semble-t-il, lieu indépendamment dans chaque craton, de façon globalement synchrone, mais dont la chronologie de détail diffère d'une région à l'autre : 2720 à 2685 Ma dans la Province du Supérieur (Canada) ; mais 2550 à 2520 Ma dans le craton de Dharwar (Inde). Plus tôt dans l'Archéen, la distribution des âges dans un craton donné indique que l'évolution géologique de la croûte archéenne se faisait par une succession d'épisodes relativement brefs, séparés par des longues phases de relative inactivité géologique, marquées seulement par le dépôt des séquences volcano-sédimentaires dans les ceintures de roches vertes.

1.2 Plusieurs types de granites

Cette typologie établie dans la cinquième partie distingue :

- Des granitoïdes de type TTG ou TTG enrichies. Généralement anté-tectoniques, ce sont des granitoïdes sodiques (tonalites à granodiorites). Ils sont issus de la fusion hydratée d'une croûte océanique basaltique plongeant dans une zone de subduction. Les TTG enrichies sont plus potassiques, plus magnésiennes et plus riches en éléments incompatibles que les TTG typiques. Elles se forment par des mécanismes essentiellement analogues à ceux qui président à la genèse des TTG typiques ; les différences observées s'expliquent soit par des interactions modérées entre ces liquides et les péridotites du manteau lors de leur remontée vers la surface, soit par des profondeurs de fusion plus fortes (le plagioclase n'est pas stable au résidu).
- Des granitoïdes de type sanukitoïde. Ce sont des granitoïdes syn- à post-tectoniques, potassiques et riches en Mg. Toute une série de différenciation existe, depuis des diorites jusqu'aux granodiorites et granites. Ce sont les produits d'une interaction importante entre des produits de fusion des basaltes hydratés de la plaque plongeante et le coin de manteau péridotitique.
- Des granites d'anatexie crustale. Généralement post-tectoniques, ce sont les produits de la fusion, au sein de la croûte continentale, de gneiss (TTG) ou de sédiments. Il s'agit de granites, granodiorites ou leucogranites alumineux et potassiques.
- Des granites "type Closepet". De fortes interactions avec la croûte existante caractérisent ce type de roches toujours syn à post tectoniques ; le magma initial, dioritique, est lui-même potassique, relativement magnésien, et surtout très enrichi en tous les éléments incompatibles (HFSE en particulier). Ces magmas sont issus de la fusion d'un manteau enrichi par les interactions entre les produits de fusion d'une plaque océanique plongeante et le manteau péridotitique.

Le contexte le plus facile à envisager pour former toute ces roches est une subduction, qui peut être suivie de collision entre des blocs néoformés. Les TTG et les sanukitoïdes sont synchrones de la subduction ; le type Closepet apparaît plus tardif que les autres magmas.

1.3 Des structures tectoniques contrastées

Les structures tectoniques qui apparaissent à la fin de l'Archéen appartiennent à deux grandes familles :

- Des structures liées à une tectonique tangentielle (horizontale) : accréation de blocs, chevauchements, subductions, etc. C'est ainsi que se sont assemblés la Province du Supérieur, le craton de Yilgarn (Australie), le bouclier baltique (Finlande), sans doute aussi l'EDC. Il est vraisemblable que l'assemblage du craton de Pilbara (Australie) (vers 3.0 Ga), du WDC (vers 3,3 Ga) se soient effectués selon les mêmes modalités.

1.3. DES STRUCTURES TECTONIQUES CONTRASTÉES

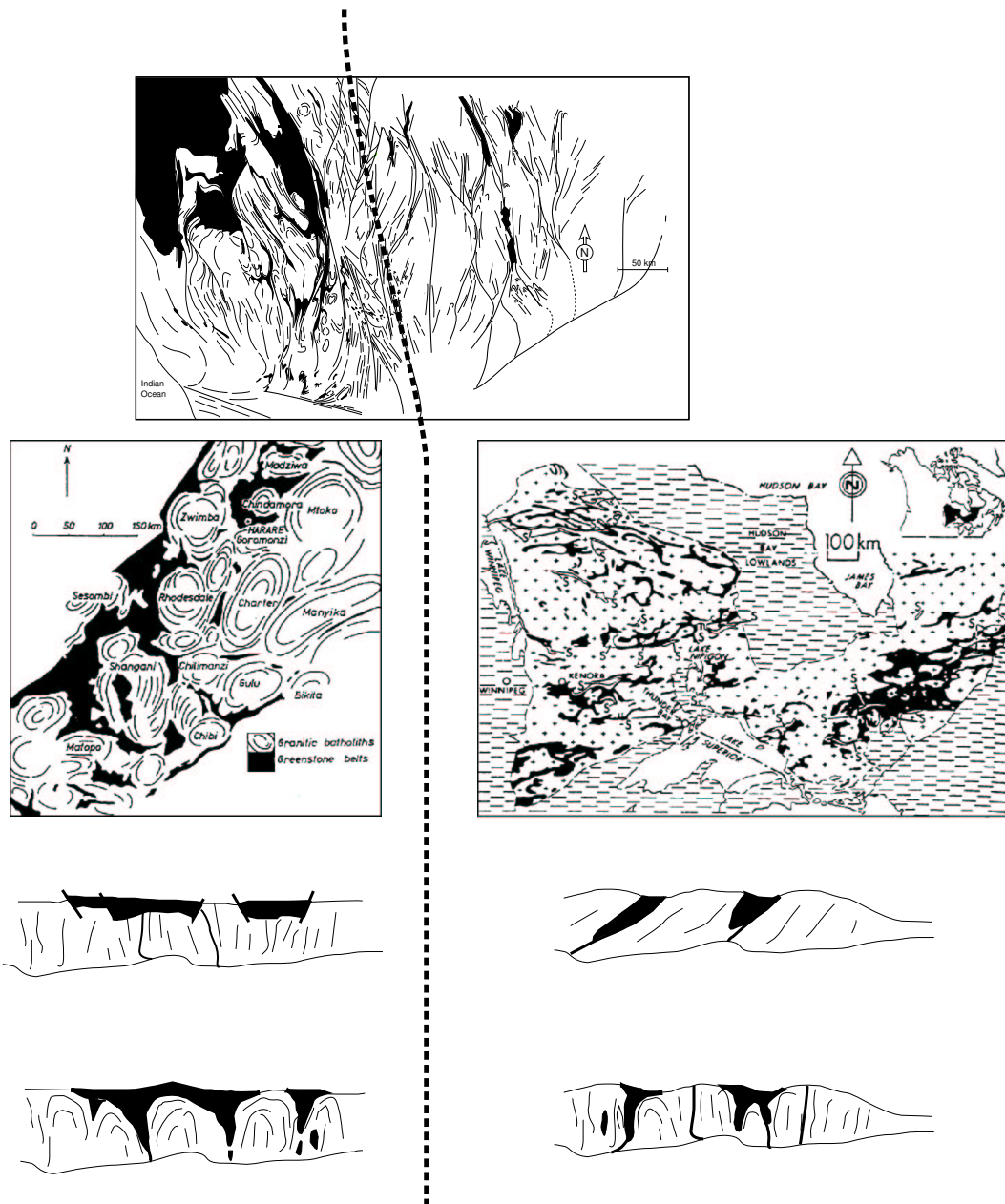


FIG. 1.2 – Les structures en dômes et bassins apparaissent de deux façons différentes : dans les régions où les roches affectées sont nettement plus vieilles que la tectonique (WDC — deuxième partie; Zimbabwe — McGregor, 1951) (colonne de gauche), des vrais dômes elliptiques se développent. A l'inverse, dans les régions récemment accrétées (colonne de droite) (EDC — deuxième partie; Province du Supérieur — Bouhallier, 1995), où la couverture sédimentaire est discontinue, les dômes sont fragmentaires et mal caractérisés, l'éléments structural dominant est le réseau de zones de cisaillement. En bas : coupes schématiques illustrant ces deux modes tectoniques. Ceintures de roches vertes en noir, gneiss et granites en blanc.

- Des structures liées à une tectonique gravitaire (verticale), guidée par des forces de volume : structures en dômes et bassins, foliations verticales, etc. A la fin de l'Archéen, ces structures sont évidentes dans le WDC ou au Zimbabwe ; Plus tôt, au milieu de l'Archéen elles se retrouvent dans le craton de Pilbara. Il existe un contraste marqué entre les régions où les terrains déformés sont beaucoup plus anciens que la tectonique (WDC, Zimbabwe) et celles où la déformation suit de peu la mise en place des roches affectées (Province du Supérieur, Yilgarn, EDC). Alors que dans le premier cas, la déformation de volume développe des dômes arrondis ou elliptiques, de forme bien caractéristique, dans le second cas les dômes sont peu visibles, incomplets et fragmentés (figure 1.2).

Chapitre 2

La séquence d'événements de la fin de l'Archéen

L'intégration des observations résumées plus haut permet de proposer un schéma de synthèse pour l'histoire tardi-Archéenne de la croûte continentale. Elle s'inscrit dans un intervalle de temps relativement bref. Ceci implique que, bien souvent, cette histoire n'est pas facile à reconstituer, puisque à l'Archéen, la plupart des méthodes radiométriques, à l'exception des plus récentes (datation sur zircons isolés par exemple) donnent une précision de l'ordre, justement, de 50 Ma, donnant aux événements tardi-archéens une fausse apparence de synchronisme. Seules les études récentes, à partir de méthodes plus précises, peuvent séparer des épisodes si rapprochés. En l'absence de critères de terrain, tout peut alors apparaître synchrone. D'autre part, un tel modèle ne peut être démontré qu'à condition de déterminer l'âge du (ou des) événements tectoniques avec une précision comparable à celle obtenue pour les roches magmatiques, ce qui est rarement le cas, exception faite des quelques occasions où il a par exemple été possible de démontrer la nature syn-tectonique d'un pluton daté par ailleurs, ou de dater des minéraux syn-cinématiques.

2.1 Accrétion de blocs et fragments continentaux

Le premier événement marquant l'évolution finale de la croûte archéenne consiste dans le collage de petits blocs (arcs insulaires?), séparés ou non par de petits bassins volcano-sédimentaires (ceintures de roches vertes). Ces arcs insulaire peuvent inclure, ou non, des éléments de socle ancien : c'est par exemple le cas dans l'EDC, mais pas dans la Province du Supérieur. Dans tous les cas, le développement des ceintures de roches vertes est synchrone de la formation des "arcs magmatiques". Très rapidement, les bassins se referment, et les arcs insulaires se collent les uns aux autres, soit par des chevauchements (c'est le cas, un peu atypique, de la Province du Supérieur), soit, apparemment plus fréquemment, par des zones de cisaillement transpressives, avec une composante en épaissement modérée.

En réalité, formation et collage des arcs sont pratiquement synchrones. De plus, à l'échelle de ce qui va devenir un craton, il y a plusieurs bassins et arcs en train de se former ou de se refermer au même moment, ce qui donne à l'ensemble une apparence relativement mal organisée de la disposition spatiale des âges. Enfin, il faut noter qu'une telle histoire peut se produire soit au voisinage d'un continent déjà formé, soit indépendamment de tout noyau continental de taille importante.

Du point de vue plutonique, cet épisode se traduit par la mise en place de toute une gamme de produits de zone de subduction, allant de TTG typiques à des sanukitoïdes, en passant par des TTG diversement enrichies. Simultanément ou peu après, la croûte conti-

nentale déjà formée (qu'il s'agisse d'une croûte ancienne, ou de roches magmatiques ou sédimentaires récemment mises en place ou déposées) est remaniée; elle refond à son tour, et donne naissance à des granites anatectiques, alumineux, parmi lesquels il est possible de différencier deux grands types lithologiques et géochimiques. Occasionnellement, les deux types de magmas peuvent s'hybrider, donnant naissance à des produits variés. Les travaux isotopiques récents sur la Province du Supérieur laissent supposer que ces interactions sont, en réalité, plus fréquentes que ce que l'on imaginait. Une conséquence de cette subduction est que le manteau sous-continental est enrichi par les interactions entre les magmas issus de la fusion de la croûte subductée, et les péridotites. Le manteau ainsi métasomatisé est riche en éléments incompatibles; sa minéralogie (phlogopite, clinopyroxène ...) le rend fertile et susceptible de fondre à son tour pour produire de nouveaux magmas. Cet enrichissement se localise nécessairement au dessus des zones de subduction; mais il est vraisemblable que les subductions soient suffisamment nombreuses, imbriquées et rapprochées pour que le manteau enrichi soit à peu près omniprésent sous le continent récemment accrété.

L'archétype de cette évolution précoce est bien décrit dans la Province du Supérieur, qui apparemment n'a pas, ou très peu, enregistré les épisodes magmatiques et tectoniques ultérieurs.

2.2 Remaniement du continent nouvellement formé

Le second épisode correspond au remaniement, puis à la stabilisation des cratons nouvellement formés. Du point de vue de l'évolution tectonique, cet épisode se caractérise par une déformation essentiellement verticale, marquée par des structures en dômes et bassins (sagduction), et par la poursuite de la déformation transpressive. Les dômes et bassins sont relativement mal exprimés dans les zones récemment accrétées (Province du Supérieur, EDC), alors qu'ils sont très bien développés dans les régions où la croûte est ancienne, certainement parce que, dans ces dernières régions, une couverture sédimentaire épaisse a eu le temps de se déposer sur le socle continental. De ce fait, une stratification de densité inverse a eu le temps de se construire, ce qui a permis la formation de véritables dômes par la suite.

Cet épisode s'accompagne de la refusion à tous les niveaux des roches existantes: manteau supérieur enrichi, croûte continentale inférieure, croûte moyenne et supérieure. Selon la nature de leur source, les magmas ainsi engendrés seront, respectivement, des magmas "type Closepet", des granites alcalins, des granites d'anatexie (des deux espèces). Bien entendu les hybridations entre différents magmas sont non seulement possibles, mais même très fréquentes.

D'autre part, le manteau enrichi, s'il n'a pas fondu, reste fertile et susceptible de refondre n'importe quand ultérieurement, ce qui peut fournir une explication logique et cohérente à la nature enrichie des grands complexes filoniens fréquents au début du Protérozoïque.

Globalement, ce type d'épisode s'apparente aux processus "post-collisionels", connus dans les orogénèses récentes; mais, à cause des conditions thermiques plus chaudes de l'Archéen, les modalités précises en sont différentes.

2.3 A la recherche d'autres arguments

Une façon de valider ce modèle serait de considérer une région où l'on soupçonne les deux tectoniques d'avoir opéré successivement, et où les deux phases magmatiques sont décrites et bien calées dans le temps. A partir de là, il serait possible de s'intéresser au contexte structural de mise en place des granitoïdes des deux générations, afin de voir si il est possible de mettre en évidence des contextes tectoniques contrastés dans les deux cas.

Un autre point à prendre en considération est la nature des laves émises au sein des ceintures de roches vertes synchrones des épisodes tardi-archéens. Cette étude ne s'en est pas

du tout préoccupée, mais il est raisonnable de chercher, dans les laves acides des ceintures de roches vertes, des équivalents volcaniques des produits décrits plus haut : sanukitoïdes, TTG plus ou moins enrichies. Des laves de cette nature sont décrites en Finlande ou dans la Province du Supérieur. Le modèle développé ici prédit en revanche qu'on ne devrait pas trouver de laves de type "Closepet" dans ces ceintures.

2.4 Discussion

2.4.1 Quelle a été la cause du remaniement des cratons ?

Dans chaque craton, un épisode de remaniement (sagduction, magmas de type Closepet) semble avoir existé. Un tel épisode implique, nécessairement, un réchauffement d'ampleur régionale. La source de chaleur impliquée demeure inexpliquée de façon satisfaisante. Deux familles contradictoires d'hypothèses ont été avancées :

1. Hypothèses de type "point chaud" : la source de chaleur serait un panache mantellique chaud sous la lithosphère existante. Cette hypothèse s'inscrit alors dans un cadre d'événements mantelliques globaux, accompagnés d'une réorganisation de la convection de l'ensemble du manteau à la fin de l'Archéen. Un des arguments forts, à la base de cette hypothèse, est qu'un panache mantellique, non seulement fournit la chaleur nécessaire au recyclage crustal, mais aussi rend compte de l'enrichissement du manteau nécessaire à la genèse des magmas tardi-archéens. Toutefois, les conclusions de ce travail basé sur l'EDC montrent que l'enrichissement est plus logiquement expliqué dans un contexte de type subduction. Dès lors, l'existence d'un point chaud n'est plus nécessaire et incontournable.
2. Hypothèses basées sur la notion de relaxation thermique suite à un épaississement crustal. En effet, dans un contexte géodynamique "post-subduction", plusieurs mécanismes peuvent causer le réchauffement du manteau sous-jacent à un craton :
 - La fin d'une subduction amène la "disparition" de la plaque plongeante, froide, et donc le retour du manteau vers une structure thermique "normale" plus chaude ; en d'autres termes, le coin de manteau va se réchauffer. Si ce manteau est hydraté, la température de son solidus peut avoir été suffisamment diminuée pour que ce simple retour à l'équilibre thermique en permette la fusion.
 - De plus, l'ajout et/ou le regroupement de croûte continentale au dessus du manteau a pour effet d'ajouter une couche isolante à la surface de la Terre, et donc de diminuer la perte de chaleur par conductivité thermique. L'évacuation de la chaleur est alors rendue plus difficile, ce qui conduit à réchauffer le manteau, et possiblement à en initier la fusion.
 - Enfin, l'enrichissement du manteau en éléments incompatibles possédant des isotopes radioactifs, tels que K, U et Th, en augmente la production de chaleur et facilite sa fusion.

Dans les trois cas, non exclusifs l'un de l'autre, la remontée des magmas mantelliques engendrés permet l'advection de la chaleur du manteau vers la croûte continentale, conduisant à un réchauffement d'ensemble de cette dernière.

2.4.2 Pourquoi les sanukitoïdes "vraies" sont-elles restreintes à la fin de l'Archéen ?

Alors que la majorité des cratons archéens sont constitués de TTG (s.l.), le magmatisme de la fin de l'Archéen est surtout de nature sanukitoïde. Il semble donc que les interactions entre les produits de la fusion de la croûte plongeante et le manteau, indispensables à la genèse des sanukitoïdes, aient augmenté au cours du temps.

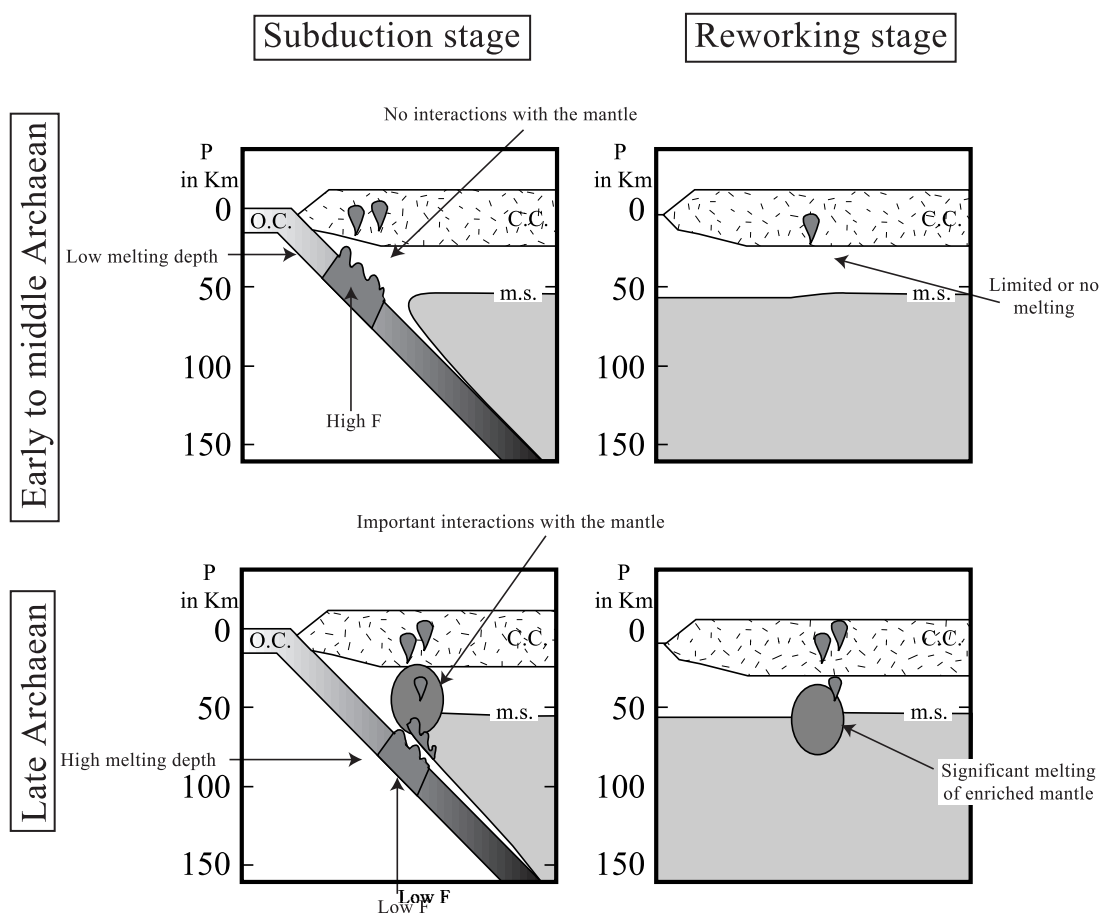


FIG. 2.1 – *Opposition entre les processus pétrogénétiques qui opèrent dans les zones de subduction au début et au milieu de l'Archéen, et à la fin de la période. Commentaire dans le texte (paragraphe 2.4.2).*

Il n'est pas déraisonnable d'envisager que, au début et au milieu de l'Archéen, la température élevée de la Terre induisait des gradients thermiques importants le long du plan de Benioff des zones de subduction : la fusion de la plaque plongeante intervenait à une profondeur relativement faible. L'épaisseur du coin de manteau traversé par les magmas issus de cette fusion était très faible, et les possibilités d'interactions magma - manteau étaient nulles ou très réduites. De plus, la fusion de la plaque océanique se faisait à un taux assez élevé, des volumes importants de magmas de nature TTG étaient formés ; le rapport magma/roche élevé faisait que les modifications éventuelles apportées aux magmas des zones de subduction étaient peu sensibles.

La Terre se refroidissant, la fusion de la plaque plongeante a eu lieu à des profondeurs de plus en plus importantes, ce qui a permis plus d'interactions des magmas avec le manteau. En même temps, le taux de fusion dans la plaque diminue, amenant à un rapport magma/roche plus bas qui rend les modifications plus sensibles. A la fin de l'Archéen, ce sont donc les sanukitoïdes qui prennent le dessus sur les TTG "vraies" ; corrélativement, le manteau enrichi devient assez fréquent pour refondre et donner naissance aux magmas de type "Closepet".

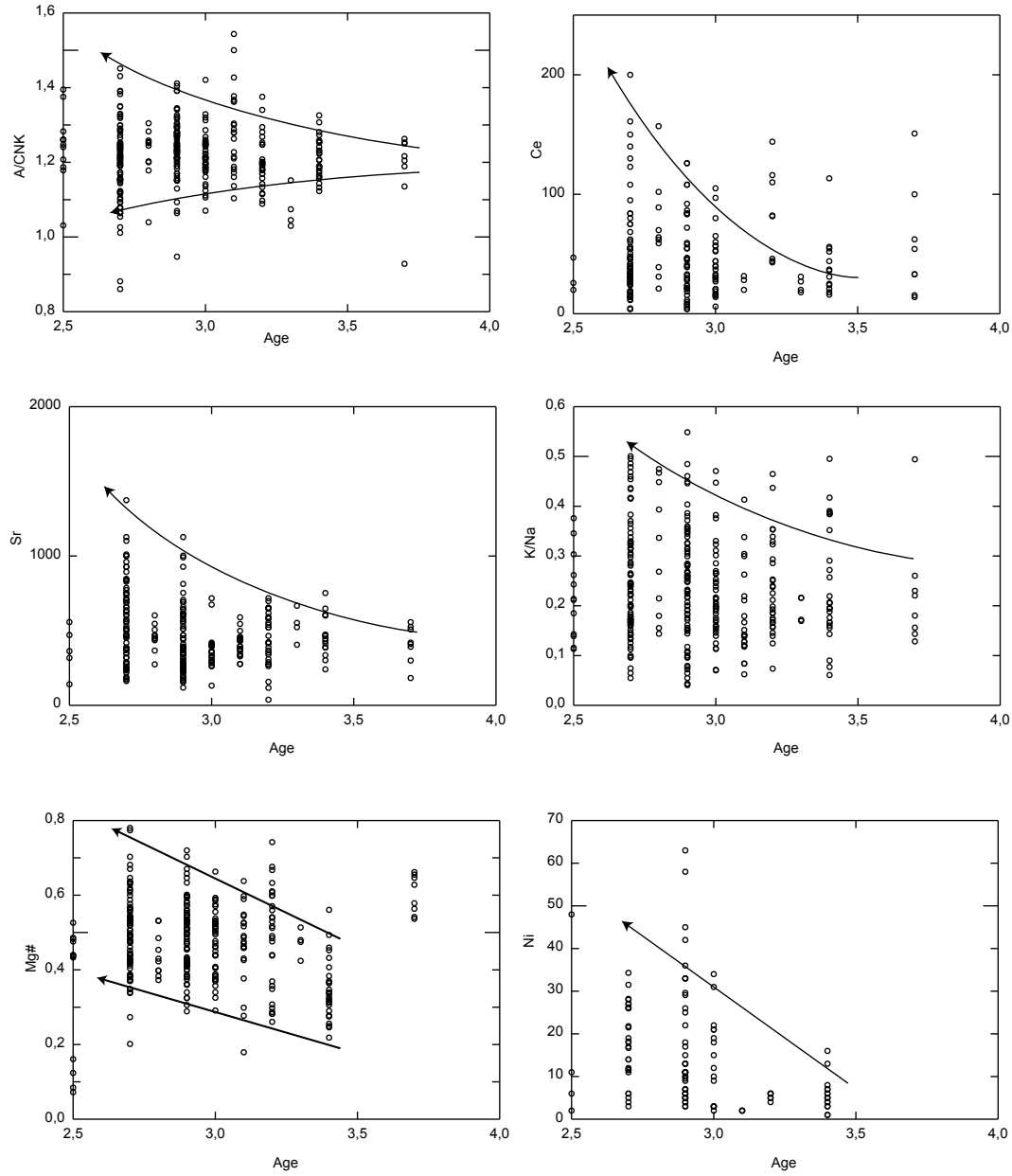


FIG. 2.2 – Evolution séculaire des compositions chimiques des TTG pendant l'Archéen (données de Martin, 1994). Age en Ga. Les courbes tracées correspondent aux limites du nuage de point à une date donnée.

Au cours du temps, les compositions des TTG deviennent de plus en plus variables, témoignant de l'apparition de nouveaux processus pétrogénétiques. L'augmentation de la teneur maximale en Sr et des rapports A/CNK extrêmes témoigne d'une augmentation de la profondeur de fusion, telle que le plagioclase disparaît du résidu ; l'augmentation des teneurs maximales en Ce, Ni, mais aussi de Mg# et K/Na signe des interactions croissantes avec le coin de manteau.

2.4.3 L'opposition entre cratons jeunes et cratons vieux

Les épisodes décrits ici, se manifestent dans l'ensemble des cratons mais ne s'expriment pas de la même façon dans des cratons récents, en cours d'accrétion, et dans des terrains anciens, marqués par le remaniement d'un vieux socle.

- Dans les cratons jeunes, l'accrétion domine; elle s'accompagne de bassins de roches vertes allongés; les structures en dômes et bassins, si elles existent, sont très discrètes. En revanche le plutonisme (TTG, sanukitoïdes, type Closepet) est important (accrétion d'arcs insulaires).
- Dans les cratons plus vieux, c'est surtout le développement des dômes et bassins qui domine. Le magmatisme est mineur. En revanche on observe le développement d'un métamorphisme HT/BP.

2.4.4 Histoire tardi-archéenne, ou fin de la stabilisation d'un craton?

A ce stade de la discussion réapparaît un des problèmes majeurs évoqués dans la première partie : la fin de l'Archéen, telle qu'on peut la décrypter dans les divers cratons, correspond-elle à un phénomène d'ampleur globale, ou bien est-ce uniquement une suite de phénomènes locaux?

Dans le premier cas, il faut chercher une cause globale, capable d'affecter au même moment la totalité de la planète. Il pourrait s'agir, par exemple, d'une réorganisation globale de la structure de la convection mantellique. Un tel événement pourrait, à la surface, se traduire par l'arrivée d'un grand nombre de panaches mantelliques (points chauds), ces derniers étant responsables du réchauffement et du magmatisme tardi-archéen évoqué ici.

Dans la seconde hypothèse, la fin de l'Archéen dans un craton n'est rien d'autre que la fin de l'évolution locale de ce craton. Il n'existe pas d'histoire globale, mais simplement des histoires locales, craton par craton, et à peu près simultanées.

Si le synchronisme global (2,7–2,5 Ga) des événements tardi-archéens incite à chercher une cause d'échelle planétaire, il n'en reste pas moins que ces épisodes, dans le détail, sont diachrones : 2,71–2,65 Ga au Canada, 2,55–2,52 Ga en Inde, etc. Le synchronisme n'est qu'apparent : entre 2,65 Ga (fin de l'évolution de la Province Supérieure) et 2,55 Ga (début de celle du craton de Dharwar), 100 Ma se sont écoulés : deux fois la durée de l'ensemble des épisodes tardi-archéens de l'un ou l'autre craton ! Ceci incite donc, à l'inverse, à chercher des causes essentiellement locales pour l'évolution tardi-archéenne.

Une façon de sortir de ce débat consiste à se pencher sur l'évolution tardive de “vieux” cratons (autour de 3,0 Ga), et de voir si on peut y retrouver la même séquence d'événements. Si la réponse est positive, alors la séquence que l'on a décrite correspond à une histoire locale, qui a pu se répéter à plusieurs reprises, et en plusieurs lieux, au cours de l'histoire de la Terre. Sinon, il faut interpréter en termes “globaux” les épisodes de la fin de l'Archéen.

Dans le craton de Pilbara, l'activité tectonique et magmatique s'est entièrement déroulée avant 2,9 Ga. Par la suite, une importante sédimentation a eu lieu, mais sans épisode tectonique ou plutonique important. Le dernier épisode tectonique de ce craton est daté entre 3,0 et 2,9 Ga. Il a été décrit dans la cinquième partie ; il est marqué par une succession analogue à celle décrite pour l'histoire tardi-archéenne des autres cratons étudiés : un premier épisode d'accrétion d'arcs insulaires, suivi peu de temps après d'un remaniement de cette croûte (structures en dômes et bassins). Au point de vue magmatique, on retrouve bien les TTG enrichies et les sanukitoïdes attendues dans un pareil cas; mais les granites type Closepet sont absents (en revanche il existe des granites alcalins, qui sont rares ou absents des autres provinces, plus récentes).

La réponse à la question posée est donc ambiguë : cette séquence d'événements est possible tout au long de l'Archéen, puisque pendant la totalité de cette période il est possible de former

des magmas de type TTG, qui peuvent interagir ou non avec le manteau ; mais quelque chose de plus se produit à la fin de l'Archéen, qui permet la mise en place des magmas type Closepet. Il a été démontré que ces magmas sont issus de la fusion d'un manteau, préalablement enrichi par des interactions avec des magmas de type TTG. Une cause possible pour la concentration, à la fin de l'Archéen, de ces interactions a été proposée au paragraphe 2.4.2 : c'est le refroidissement progressif de la Terre, qui permet aux interactions TTG–manteau d'augmenter au cours du temps, en raison à la fois de la diminution du taux de fusion dans les plaques plongeantes, et de l'augmentation de la profondeur de fusion de la plaque subductée. A ce détail près, les cratons, qu'ils soient tardi- ou méso-archéens, connaissent la même histoire : accréition d'arcs insulaires, puis remaniement. Point besoin, donc, d'invoquer des causes globales pour expliquer cette séquence d'évolution ; les effets locaux suffisent à rendre compte des observations.

En revanche, des effets globaux peuvent avoir précipité le refroidissement de l'ensemble du manteau, et donc en définitive rendu possible la fin de l'Archéen. C'est même une des seules solutions à même d'expliquer la durée brève de la période de transition, et la rareté des roches présentant des caractéristiques transitionnelles. Il y a donc deux évolutions superposées : alors que le manteau se refroidit, chaque craton individuellement connaît un ou plusieurs cycles d'évolution par accréition et remaniement. Les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des magmas formés au cours de ces cycles dépendent de la température du système croûte–manteau supérieur.

Chapitre 3

Un schéma de synthèse pour l'évolution de la croûte continentale archéenne

3.1 La formation des premiers noyaux continentaux

Ce phénomène reste en dehors du sujet de cette étude, qui s'intéresse principalement aux évolutions ultérieures de ces blocs. Dès le début de l'Archéen, de petits noyaux de croûte continentale se forment. Plusieurs mécanismes sont proposés pour ces épisodes :

- La formation de plateaux océaniques (type Ontong-Java), suffisamment épais pour que leur base puisse refondre ;
- L'empilement d'écaillés de croûte océanique, permettant à la base de la pile de refondre ;
- Le développement d'arcs insulaires précoces au dessus des premières zones de subduction.

Quel que soit le processus qui a eu lieu, il a conduit à la formation des premiers proto-continents.

3.2 L'accrétion de cratons au milieu de l'Archéen

Très vite, les continents qui se déplacent à la surface d'une Terre où la tectonique des plaques est plus active et plus rapide qu'aujourd'hui se rencontrent, permettant leur regroupement. Dès 3,5 Ga (Groenland), 3,3 Ga (Kaapvaal, Pilbara), on assiste au regroupement de blocs (arcs insulaires?) pour former des cratons. Cette accrétion se déroule, selon toute probabilité, selon les modalités décrites plus haut : collage d'arcs en zone de subduction, puis remaniement du bloc continental nouvellement formé (dômes et bassins). La production de chaleur importante à cette période conduit à une convection efficace, avec des plaques de petites dimensions et au déplacement rapide. Ceci résulte en des gradients géothermiques élevés dans les zones de subduction, qui font que les roches formées dans ces contextes sont majoritairement des TTG ; les termes hybrides (TTG enrichies, sanukitoïdes) sont très occasionnels. Il en est de même, par conséquent, des roches du type "Closepet", qui ne peuvent exister que si des interactions TTG-manteau ont eu lieu préalablement.

3.3 Une période de repos entre deux cycles

Sur ces cratons stabilisés peuvent se déposer des formations volcano-sédimentaires (super-groupe de Dharwar en Inde, bassin de Hamersley dans le craton de Pilbara). A la différence des ceintures “syn-accrétion”, ces bassins ont un socle connu, et se développent généralement après un épisode de rifting intracontinental. Le rôle de points chauds n’est pas à exclure dans leur formation (importance des komatiites dans les séquences à volcanisme basique-ultrabasique (“MAVOB”) des niveaux inférieurs de ces séquences).

Une conséquence d’un tel modèle est l’existence de deux types de ceintures de roches vertes : des ceintures “type arrière-arc”, et des ceintures “intracontinentales”. Ce qui semble vraisemblable, ne serait-ce que parce qu’il existe des ceintures sur un socle continental connu, et des ceintures sans socle reconnu ; s’opposent-elles aussi par leurs lithologie, par la géochimie des laves qui les composent ? Cela n’a pas pu être argumenté dans le cadre de ce travail.

Selon la date du premier épisode d’accrétion, un autre cycle d’accrétion-remaniement (paragraphe 3.2) peut alors avoir lieu ; sinon, le craton évolue vers des événements de type tardi-archéen (paragraphe 3.5), ou se stabilise définitivement.

3.4 La transition vers des régimes modernes

Peu à peu, le manteau se refroidit, à la fois par la perte de sa chaleur initiale, et par la décroissance radioactive de l’abondance des éléments producteurs de chaleur. Ceci se traduit par une baisse des taux, et une augmentation de la profondeur de fusion de la plaque subductée, conduisant à un accroissement des interactions entre les magmas issus de la fusion de la plaque plongeante, et le manteau sous-continental. Géochimiquement, une telle évolution est attestée par l’évolution séculaire des TTG vers des compositions plus riches en Sr (témoin de la disparition du plagioclase au résidu ?) et plus riches en Mg et Cr (interactions plus fortes avec le coin de manteau ?).

Pendant le refroidissement, un ou plusieurs cycles d’accrétion-remaniement peuvent avoir lieu. Le refroidissement se poursuit, jusqu’au moment où les températures du système manteau-croûte sont telles que le régime tectonique archéen ne peut plus exister. A ce moment, on atteint le régime tardi-archéen.

3.5 Le dernier épisode d’accrétion archéen

Arrivé à un certain stade, le refroidissement devient tel que la fusion des basaltes océaniques dans les zones de subduction a lieu à des profondeurs élevées et des taux faibles. Les interactions magma-manteau sont très fortes dans les zones de subduction (paragraphe 2.4.2). Lors des phases d’accrétions des derniers cycles d’activité de l’Archéen, les magmas qui arrivent dans la croûte sont très majoritairement des sanukitoïdes ; les TTG “pures”, non hybridées, sont beaucoup plus rares. Ce mécanisme conduit simultanément à l’enrichissement d’importants volumes de manteau sous-continental. Lors des phases de remaniement des continents récemment assemblés succédant inévitablement à l’accrétion, ce manteau peut refondre à son tour. Ce faisant, le manteau sous-continental sera “définitivement” appauvri, ce qui résultera en une stabilisation totale des cratons.

Ces derniers épisodes de l’Archéen se manifestent donc par des collages d’arcs insulaires “à sanukitoïdes”, par un remaniement des “vieux” cratons existants, développant des structures en dômes et bassins, éventuellement par la formation de granites “type Closepet”. Ils se différencient des épisodes plus anciens, où l’épisode d’accrétion s’accompagnait de la genèse de grands volumes de TTG, et la phase de remaniement, d’une production insignifiante de magmas juvéniles.

3.5. LE DERNIER ÉPISODE D'ACCRÉTION ARCHÉEN

Suite à cette succession de mécanismes, tous les cratons stabilisés possèdent à la fin de l'Archéen une racine lithosphérique froide et épaisse, suffisante pour qu'ils ne soient pas remaniés avant quelques centaines de millions d'années. D'autre part, la Terre est devenue assez froide pour que la croûte océanique subductée ne soit normalement plus capable de fondre, expliquant ainsi l'absence de TTG et de sanukitoïdes au cours des épisodes géologiques suivants : on est entré dans le système moderne d'une tectonique des plaques dominée par les systèmes de subduction "froide" et de collision, où les transferts de matière de la croûte océanique vers le manteau seront assurés par des fluides aqueux, plutôt que par des magmas.

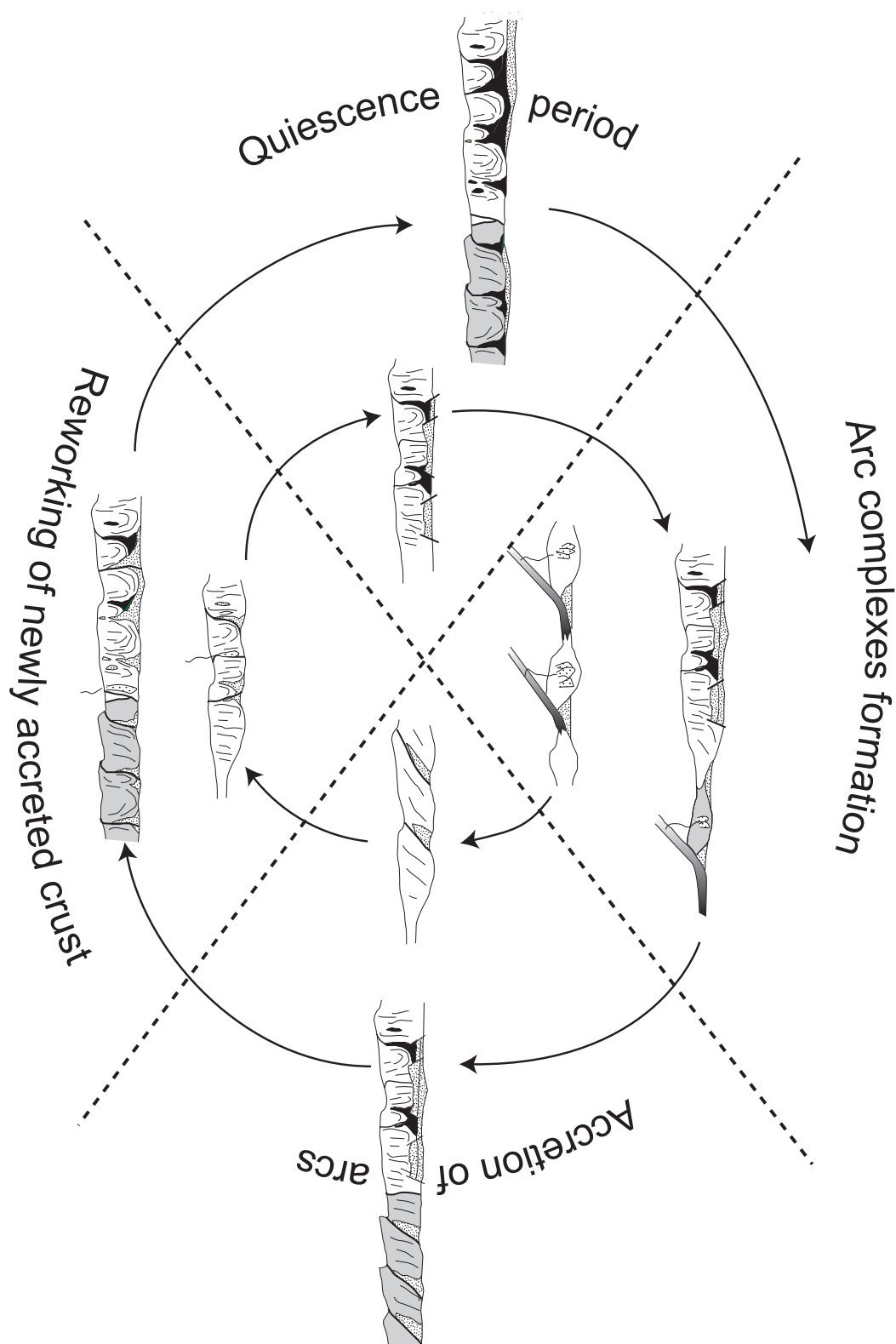


FIG. 3.1 – L'évolution des cratons archéens se fait par une succession de "cycles" d'événements analogues : formation et accréation d'arcs insulaires, remaniement des continents formés, période de repos. Sédiments : points ; granitoïdes : croix ; sédiments déformés et métamorphisés : noir ; gneiss : gris et blanc.

Chapitre 4

Synthèse générale

4.1 La dynamique des cratons archéens : deux processus superposés

Au vu des conclusions de cette étude, la dynamique des cratons archéens semble caractérisée par la succession de cycles d'évolution analogues ; chaque cycle débute par un épisode d'accrétion d'arcs insulaires, suivi d'une période de remaniement du continent nouvellement assemblé. Ces cycles sont relativement brefs (50 à 100 Ma), et sont suivis d'une période d'inactivité relativement longue (300 à 400 Ma). Cette histoire semble s'expliquer facilement à l'échelle d'un craton, par des processus géologiques purement locaux : collage d'arcs, effets thermiques associés, et stabilisation du craton par appauvrissement de sa racine mantellique.

A cette histoire locale vient se superposer l'évolution thermique globale de la planète. Au fur et à mesure que la Terre, et en particulier le manteau supérieur, se refroidit, les processus pétrogénétiques (et tectoniques) à même d'opérer évoluent (tableau 4.1).

Les caractéristiques propres de chacun de ces cycles dépendent de la température du manteau à ce moment, c'est à dire en définitive de la date à laquelle ils ont lieu.

4.2 Le refroidissement de la Terre et la nature de la transition Archéen-Protérozoïque

Le dernier point à discuter concerne les modalités du refroidissement de la planète. Les hypothèses présentes dans la littérature (première partie, chapitre 7) peuvent se regrouper en 3 ensembles : un refroidissement continu et progressif pendant toute l'histoire de la Terre ; un refroidissement brutal à la fin de l'Archéen ; enfin, une évolution “cyclique” des températures du manteau, liée à des épisodes de type “avalanches froides et super-panaches”.

4.2.1 Refroidissement continu

Un modèle de refroidissement continu et régulier de la Terre (fig. 4.1, en haut) devrait provoquer une évolution séculaire, lente mais régulière, des conditions thermiques au sein du manteau. On devrait donc observer une assez longue période de transition, pendant laquelle les abondances relatives des TTG et des sanukitoïdes évolueraient de façon continue et progressive, au fur et à mesure que chaque région franchit le “seuil” thermique en dessous duquel la fusion de la plaque plongeante, donc la formation de TTG, devient impossible. Ce dispositif ne correspond pas vraiment à la réalité ; en particulier, la nature “abrupte” et synchrone de la fin de l'Archéen a déjà été soulignée. Bien entendu, il est envisageable que

	Au milieu de l'Archéen	A la fin de l'Archéen	En régime "moderne"
Episode d'accrétion <i>Collage d'arcs</i>	Oui	Oui	Oui, puis collision continent-continent.
<i>Structures tectoniques</i>	Zones de cisaillement transpressives	Zones de cisaillement transpressives	Cisaillements transpressifs et chevauchements
<i>Métamorphisme</i>	HT/BP?	HT/BP?	BT/HP
<i>Magmatisme</i>	TTG	Sanukitoïdes	Calco-alcalin en général
<i>Production de manteau enrichi</i>	Faible ou nulle	Importante	(Selon des modalités différentes)
Episode de remaniement <i>Structures tectoniques</i>	Sagduction	Sagduction	Détachements, "Metamorphic Core Complex"
<i>Métamorphisme</i>	HT/BP	HT/BP	HT/BP
<i>Magmatisme juvénile</i>	Rare	Significatif (fusion du manteau enrichi)	Faible, mais remaniement important de la croûte préexistante

TAB. 4.1 – Tableau résumant les différences entre les épisode syn- et post-subduction depuis le milieu de l'Archéen jusqu'au Phanérozoïque.

cette transition brutale ne corresponde à aucune réalité, et ne soit qu'un "artefact" lié à la période de repos qui conclut le dernier cycle d'activité de l'Archéen. Mais cette explication (qui consiste, en somme, à nier la réalité d'un phénomène qu'on arrive mal à expliquer) est peu satisfaisante.

4.2.2 Refroidissement brutal

Un modèle de refroidissement brutal (fig. 4.1, au milieu) est envisageable. Un tel refroidissement pourrait correspondre, par exemple, au maintien dans le manteau d'un régime de convection correspondant à des conditions thermiques "chaudes" jusqu'au moment où la Terre devient trop froide pour que ce régime soit stable. A ce moment prend place une réorganisation globale, catastrophique de la convection mantellique, qui change pour un régime en équilibre avec une Terre plus froide. De façon instantanée, la totalité des zones du manteau supérieur acquiert donc une structure thermique telle que la Terre dans son ensemble a franchi le seuil thermique qui sépare les régimes archéens, des régimes actuels. Ce

modèle rend très bien compte de la nature brutale de la transition Archéen-Protérozoïque ; il explique aussi la relativement faible abondance des produits “de transition”.

4.2.3 Evolution cyclique des températures

Enfin, un modèle “cyclique” (fig. 4.1, en bas), où l'évolution thermique du manteau est couplée avec le cycle des supercontinents, peut aussi être adopté (première partie). Dans ce modèle, les plaques subductées, froides, s'accumulent au dessus de la transition de phase des 670 km, qui agit comme une barrière rhéologique et gravitaire, jusqu'au moment où il y a suffisamment de matière stockée à cette interface pour déclencher une “avalanche froide” vers le manteau inférieur. La matière froide qui a quitté le manteau supérieur est remplacée par du manteau chaud qui remonte.

L'avalanche “aspire” les plaques vers l'emplacement de cette méga-subduction, ce qui cause l'assemblage d'un supercontinent ; la remontée de manteau chaud prend la forme de panaches mantelliques volumineux en périphérie de la zone d'avalanche —c'est à dire en périphérie du supercontinent.

En terme de température du manteau supérieur, ceci se traduit par un refroidissement progressif pendant toute la période d'accumulation des plaques sur la transition de phase, suivi d'un brutal réchauffement lors du remplacement de cette matière froide par du manteau inférieur plus chaud.

Enfin, que la remontée de manteau chaud soit, ou non, suivie de manifestations immédiates en surface, l'assemblage des supercontinents se fait probablement par le biais de la disparition (par subduction) des bassins océaniques séparant les fragments continentaux. De plus, l'arrivée de manteau chaud en périphérie du supercontinent, en augmentant la production de magmas sur les planchers océaniques, augmente la vitesse d'expansion océanique, donc l'efficacité et le nombre des subductions. L'assemblage des supercontinents correspond donc à une période d'activité accrue des zones de subduction, et de production de croûte continentale juvénile.

Ce modèle présente l'avantage supplémentaire de bien rendre compte de la nature épisodique de la croissance crustale (première partie, paragraphe 2.1) : à chaque épisode de croissance crustale, correspond l'assemblage d'un supercontinent. Mais cet assemblage se fait dans une terre de plus en plus froide, où chaque pic thermique atteint un maximum moins élevé que lors du précédent cycle, ce qui se traduit par des épisodes dont les caractéristiques pétrographiques évoluent au cours du temps. D'autre part, il justifie aussi que les cycles d'activité n'aient qu'une durée assez brève : celle de l'assemblage d'un supercontinent, et soient séparés par une période d'inactivité : celle de l'accumulation des plaques sur la transition de phase des 670 km.

CHAPITRE 4. SYNTHÈSE GÉNÉRALE

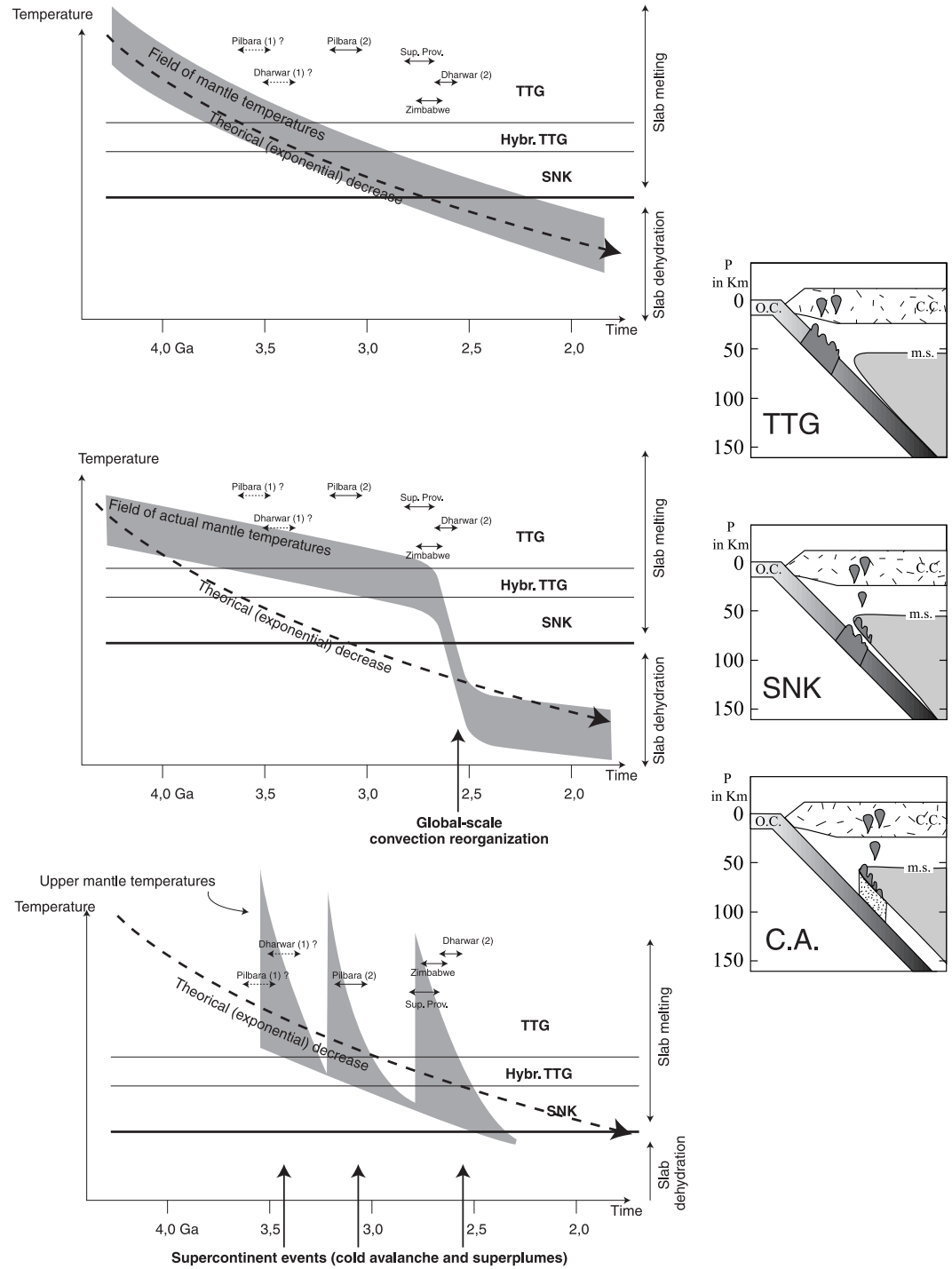


FIG. 4.1 – Evolution schématique des températures du système manteau-croûte au cours du temps, et conséquences pétrogénétiques. Discussion dans le texte.

Références bibliographiques

- “ Et maintenant, que désires-tu ?”
- “ Je veux voir le dernier manuscrit du volume relié qui réunit un texte Arabe, un Syrien et une interprétation ou transcription de la Coena Cypriani. Je veux voir cet exemplaire en grec, établi probablement par un Arabe, ou un Espagnol, que tu as trouvé quand, aidé de Paolo de Rimini, tu as obtenu qu'on t'envoyât dans ton pays pour recueillir les plus beaux manuscrits des Apocalypses de Léon et de Castille, un butin qui t'a rendu célèbre et t'a fait estimer ici dans l'abbaye, et t'a permis d'obtenir la place de bibliothécaire, alors qu'elle revenait à Alinardo, de dix ans ton aîné. Je veux voir cet exemplaire grec écrit sur papier de drap, qui était alors très rare, et qu'on fabriquait précisément à Silos, près de Burgos, ta patrie. Je veux voir le livre que tu as dérobé là-bas, après l'avoir lu, car tu ne voulais pas que d'autres le lussent, et que tu as caché ici, le protégeant de façon habile, et que tu n'as pas détruit, parce qu'un homme tel que toi ne détruit pas un livre, mais le garde et veille à ce que personne ne le touche. Je veux voir le deuxième livre de la Poétique d'Aristote, celui que tout le monde croyait perdu ou jamais écrit, et dont tu conserves peut-être l'unique exemplaire.”

Umberto Eco, *Le nom de la Rose*

Références propres à la deuxième partie (Craton de Dharwar)

- Aftalion, M., Bowes, D. R., Dash, B. and Dempster, T. J., 1988. Late Proterozoic charnockites in Orissa, India: a U-Pb and Rb-Sr isotopic study. *J. Geol.* 96: 663–676.
- Agrawal, P. K., Pandey, O. P. and Negi, J. G., 1992. Madagascar: a continental fragment of the paleo super Dharwar craton of India. *Geology* 20: 543–546.
- Allen, P., 1985: the geochemistry of the Amphibolite-granulite facies transition in central South India. Unpub. Ph D. thesis, New Mexico inst. Mining. Technology, Socorro, NM.
- Allen, P., Condie, K. C. and Bowling, G. P., 1986. Geochemical characterization and possible origins of the southern Closepet batholith, South India. *J. Geol.* 94: 283–299.
- Balakrishnan, S. and Rajamani, V., 1987. Geochemistry and petrogenesis of granitoids around Kolar schist belt: constraints for crustal evolution in Kolar area. *J. Geol.*, 95: 219–240.
- Balakrishnan, S., G. N. Hanson, and V. Rajamani, 1990. Pb and Nd isotope constraints on the origin of high Mg and tholeiitic amphibolites, Kolar Schist Belt, South India. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107: 279–292.
- Barker F., 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypothesis of origin. In Barker F. (ed.) “Trondhjemite, dacite, and related Rocks”. *Developments in Petrology*, 6, 1–12.
- Bartlett, J. M., Dougherty-Page, J. S., Harris, N. B. W., Hawkesworth, C. J. and Santosh, M., 1998: The application of single zircon evaporation and model Nd ages to the interpretation of polymetamorphic terrains: an example from the Proterozoic mobile belt of south India. *Contrib. Mineral. Petrol.* 131: 181–195.
- Beckinsale, R. D., Drury, S. A. and Holt, R. W., 1980. 3.360 Myr old gneisses from the South Indian craton. *Nature*, 283: 469–470.
- Beckinsale, R. D., Reeves-Smith, G., Gale, N. H., Holt, R. W. and Thompson, B., 1982: Rb-Sr and Pb-Pb isochrone ages and REE data for Archean gneisses and granites, Karnataka State, South India. in Indo-U.S. Workshop on the Precambrian of south India (abs.), ed., *Nat. Geophys. Res. Inst.*, 35–36.
- Besse, J. and Courtillot, V., 1989. Paleogeographic maps of the continents bordering the Indian ocean since the early Jurassic. *J. Geophys. Res.* 93: 11 791–11 808.
- Bhaskar Rao, Y. J., Sivaraman, T. V., Pantulu, G. V. C., Gopalan, K. and Naqvi, S. M., 1992: Rb-Sr ages of late Archean metavolcanics and granites, Dharwar craton, South India and evidence for early Proterozoic thermotectonic event(s). *Precamb. Res.* 59: 145–170.
- Bhaskar Rao, Y. J., Chetty, T. R. K., Janardhan, A. S. and Gopalan, K., 1996: Sm-Nd and Rb-Sr ages and P-T history of the Archean Sittampundi and Bhavani layered meta- anorthosite complexes in Cauvery shear zone, South India: evidence for Neoproterozoic reworking of Archean crust. *Contrib. Mineral. Petrol.* 125: 237–250.
- Bouhallier, H., 1995. Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (craton de Dharwar, Inde du Sud). *Mem. Géosciences. Rennes* 60, 277 p.
- Bouhallier, H., Chardon, D. and Choukroune, P., 1995. Strain patterns in Archean dome and basin structures: the Dharwar craton, Karnataka, South India. *Earth. Plan. Sci. Lett.* 135: 57–75.
- Bouhallier, H., Choukroune, P. and Ballèvre, M., 1993. Diapirism, bulk homogeneous shortening and transcurrent shearing in the Archean Dharwar craton: the Holenarsipur area, Southern India. *Precamb. Res.* 63: 43–58.
- Brandon, A. D., and J. K. Meen, 1995. Nd isotopic evidence for the position of southernmost Indian terranes within East Gondwana. *Precamb. Res.*, 70: 269–280.
- Braun, I., Montel, J.-M. and Nicollet, C., 1998. Electron microprobe dating of monazites from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala khondalite belt, southern India. *Chem. Geol.*
- Buhl, D., Grauert, B. and Raith, M., 1983. U-Pb zircon dating of Archean rocks from the South India craton: results from the amphibolite to granulite facies transition zone at Kabbal Quarry, Southern Karnataka. *Fortsch. Mineral.*, 61: 43–45.
- Chadwick, B., Ramakrishnan, M. and Viswanatha, M. N., 1981a. Structural and metamorphic relations between Sargur and Dharwar supracrustal rocks and Peninsular gneisses in central Karnataka. *J. Geol. Soc. India*, 22: 557–569.

Chadwick, B., Ramakrishnan, M. and Viswanatha, M. N., 1981b. The stratigraphy and structure of the Chitradurga region : an illustration of cover-basement interaction in the late Archean evolution of the Karnataka craton, southern India. *Precamb. Res.*, 16 : 31-54.

Chadwick, B., Ramakrishnan, M. and Viswanatha, M. N., 1985. Bababudan - a late Archean intracratonic volcano-sedimentary basin, Karnataka, South India. Part I: Stratigraphy and basin development. *J. Geol. Soc. India*. 26 : 769-801.

Chadwick, B., Ramakrishnan, M., Vasudev, V. N. and Viswanatha, M. N., 1989 : Facies distributions and structures of a Dharwar volcanosedimentary basin : evidence for late Archean transpression in southern India? *J. Geol. Soc. Lond.* 146 : 825-834.

Chadwick, B., Vasudev, V. N., Krishna Rao, B. and Hegde G. V., 1991. The stratigraphy and structure of the Dharwar supergroup adjacent to the Honnali dome : implications for late Archean basin development and regional structure in the Western part of Karnataka. *J. Geol. Soc. India*. 38 : 457-484.

Chadwick, B., Vasudev, V. N., Krishna Rao, B. and Hegde, G. V., 1992. The Dharwar supergroup: basin development and implications for late Archean tectonic setting in the western Karnataka, southern India. in *The Archean: terrains, processes and metallogeny*, J. E. G. a. S. E. Ho (ed.), Geology department (Key centre) and University extension. The University of western Australia. 3-15.

Chadwick, B., Vasudev, V. N., Bhaskar Rao, Y. J., Sivaraman, T. V., Pantulu, G. V. C., Gopalan, K. and Naqvi, S. M., 1994. Rb-Sr ages of late Archean metavolcanics and granites, Dharwar craton, South India and evidence for early Proterozoic thermotectonic event(s)- comment and reply. *Precambrian Research*, 68 : 169-178.

Chadwick, B., V. N. Vasudev, and N. Ahmed, 1996. The Sandur schist belt and its adjacent plutonic rocks : implications for late Archean crustal evolution in Karnataka. *J. Geol. Soc. India*, 47-1 : 37-67.

Chadwick, B., V. N. Vasudev, and G. V. Hedge, 1997. The Dharwar craton, southern India, and its late Archean plate tectonic setting : current interpretations and controversies. *Proc. India Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)*, 106-4 : 249-258.

Chardon, D., 1996. Les déformations continentales archéennes : exemples naturels et modélisations thermodynamiques. *Mem. Géosciences. Rennes* 76, 257 p. + annexes.

Chardon, D., Choukroune, P. and Jayananda, M., 1996. Strain patterns, decollement and incipient sagducted greenstone terrains in the Archean Dharwar craton (South India). *J. Struct. Geol.* 18 : 991-1004.

Chardon, D., Choukroune, P. and Jayananda, M., 1998. Sinking of the Dharwar Basin (South India) ; implications for Archean tectonics. *Precamb. Res.* 91:15-39.

Choudary, A. K., Harris, N. B., Van Clasteren, P. and Hawkesworth, C. J., 1992. Pan- African charnockite formation in Kerala, South India. *Geol. Mag.* 129 : 257-264.

Choukroune, P., Bouhallier, H. and Arndt, N. T., 1995. Soft lithosphere during periods of Archean crustal growth or crustal reworking. In "Early Precambrian Processes". Coward, M. P. and Ries, A. C. (ed.). *Geol. Soc. Spec. Pub.* 95 : 67-86.

Choukroune, P., Ludden, J. N., Chardon, D., Calvert, A. J. and Bouhallier, H., 1997. Archean crustal growth and tectonic processes : a comparison of the Superior Province, Canada, and the Dharwar craton, India. In Burg, J.-P. and Ford, M. (ed.), *Orogeny through time*, *Geol. Soc. London Special Publication* 121 : 63-98.

Clarke, D.B., 1992. Granitoid rocks. *Topics in the Earth Sciences*, 7. Chapman and Hall, London. 283 p.

Condie, K. C., Allen, P. and Nayarana, B. L., 1982. Geochemistry of the Archean low to high grade transition zone, Southern India. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81 : 157-167.

Condie, K. C., and Allen, P., 1984. Origin of Archean charnockites from Southern India. In Kröner et al. (ed.), *Archean Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin. 182-203.

Crawford, A. R., 1969. Reconnaissance Rb-Sr dating of the Precambrian rocks of southern Peninsular India. *J. Geol. Soc. India.*, 10 : 117-166.

Dhondial, D. P., Paul, D. K., Sarkar, A., Trivedi, J. R., Gopalan, K. and Potts, P. J., 1987. Geochronology and geochemistry of precambrian granitic rocks of Goa, S.W. India. *Precamb. Res.* 36 : 287-302.

Drury, S. A., Holt, R. W., Van Clasteren, P. C. and Beckinsale, R. D., 1983 : Sm-Nd and Rb-Sr ages for Archean rocks in western Karnataka, South India. *J. Geol. Soc. India* 24 : 454-459.

- Drury, S. A., Harris, N. B., Holt, R. W., Reeves-Smith, G. J. and Wightman, R. T., 1984. Precambrian tectonics and crustal evolution in South India. *J. Geol.* 92:3–20.
- Drury, S. A., P. C. Van Calsteren, and G. J. Reeves-Smith, 1987. Sm-Nd isotopic data from archaean metavolcanic rocks at Holenarsipur, South India. *J. Geol.*, 95: 837–843.
- Ferry, J. M. and Spear, F. S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contr. Mineral.Petrol.* 66: 113–117.
- Friend, C. R. L., and Nutman, A. P., 1991. Shrimp U-Pb geochronology of the Closepet granite and Peninsular gneiss, Karnataka, South India. *J. Geol. Soc. India*, 38: 357–368.
- Friend, C. R. L., and Nutman, A. P., 1992. Response of zircon U-Pb isotopes and whole-rock geochemistry to CO₂ fluid-induced granulite-facies metamorphism, Kabbaldurga, Karnataka, South India. *Contrib. Mineral. Petrol.* , 111: 299–310.
- Geological survey of India, 1981. Geological and mineral map of Karnataka and Goa (1 / 1 000 000).
- Gopalakrishana, D., Hansen, E. C., Janardhan, A. S. and Newton, R. C., 1986. The southern high-grade margin of the Dharwar craton. *J. Geol.* 94-2: 247–260.
- Grew, E. S., and Manton, W. I., 1984. Age of alaneite from Kabbaldurga quarry, Karnataka. *J. Geol. Soc. India.*, 25: 193–195.
- Gunnell, Y., 1996. Géodynamique d'une moyenne montagne tropicale: La genèse des paysages dans le Ghat occidental du Deccan, sur son revers continental et son piémont maritime. Thèse (Géographie), Univ. B. Pascal, Clermont-Ferrand. 2 vol.
- Gupta, H. K., 1993. The deadly Latur earthquake. *Science*, 262: 1666–1667.
- Hansen, E. C., Newton, R. C. and Janardhan, A. S., 1984. Pressures, temperatures and metamorphic fluids across an unbroken amphibolite facies to granulite facies transition in Southern Karnataka. In Kröner et al. (eds.), *Archaean Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin. 161–181.
- Hanson, G. N., Krogstad, E. J. and Rajamani, V., 1988. Tectonic setting of the Kolar Schist Belt, Karnataka, India. *J. Geol. Soc. India*, 31: 40–42.
- Harris, N. B. W., and Jayaram, S., 1982. Metamorphism of cordierite gneisses from the Bangalore region of the Indian Archaean. *Lithos*, 15: 89–98.
- Harris, N. B. W., Santosh, M. and Taylor, P. N., 1994. Crustal evolution in south India: constraints from neodymium isotopes. *J. Geol.* :
- Holdaway, M. J. and Lee, S. M., 1977. Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.* 63, 175–198.
- Höltz, S., Hofmann, A. W., Todt, W. and Köhler, H., 1994. U-Pb geochronology of the Sri Lanka basement. *Precamb. Res.* 66, 123–149.
- Höltz, S., Köhler, H., Kröner, A., Jaeckel, P. and Liew, T. C., 1991. Geochronology of the Sri Lanka basement. In Kröner, A. (ed), *The Crystalline crust of Sri Lanka. Part I, Summary of research in the German-Sri Lankan consortium*. Geol. Surv. Dept. Sri Lanka. Prof. Paper, 237–257.
- Ikramuddin, M. and Stueber, A. M., 1976. Rb-Sr ages of Precambrian dolerite and alkaline dykes, southeast Mysore State, India. *Lithos* 9: 235–241.
- Janardhan, A. S., Newton, R. C. and Hansen, E. C., 1982. The transformation of amphibolite facies gneiss to charnockite in Southern Karnataka and Northern Tamil Nadu, India. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79: 130–149.
- Jayananda, M., Martin, H., Peucat, J.-J. and Mahabaleswar, B., 1995a. Late Archaean crust-mantle interactions: geochemistry of LREE-enriched mantle derived magmas. Example of the Closepet batholith, southern India. *Contrib. Mineral. Petrol.* 119:314–329
- Jayananda, M., Janardhan, A. S., Sivasubramanian, P. and Peucat, J.-J., 1995b. Geochronologic and isotopic constraints on granulite formation in the Kodaikanal area, southern India. In *India and Antarctica during the Precambrian* (ed.), Geological Society of India, 373–390.
- Kaila, K. L., Roy Chowdury, K., Reddy, P. R., Krishna, V. G., Hari Narain, Subbotin, S. I., Sollogub, V. B., Chekunov, A. V., Kharechko, G. E., Larenko, M. A. and Ilchenko, T. V., 1979. Crustal structure along Kavali-Udipi profile in the Indian peninsular shield from deep seismic sounding. *J. Geol. Soc. India* 20: 307–333.
- Kaila, K. L., and S. C. Bhatia, 1981. Gravity study along the Kavali-Udipi deep seismic sounding profile in the Indian peninsular shield: some inferences about the origin of anorthosites and the Eastern Ghats orogeny. *Tectonophysics*, 79: 129–143.
- Katz, M. B., and Premoli, C., 1979. India and Madagascar in Gondwanaland based on matching Precambrian lineaments. *Nature*, 279: 312–315.

- Kriegsman, L. M., 1994. Evidence for a fold nappe in the high-grade basement of central Sri Lanka: terrane assembly in the Pan-African lower crust? *Precamb. Res.* 66: 59–76.
- Krishna Brahman, N., 1993. Gravity in relation to crustal structure, paleo-sutures and seismicity of Southern India (South of 16° parallel). In Radhakrishna, B. P., (ed): *Continental crust of South India*. Geol. Soc. India. Spec. Pub. 25, 165–201.
- Krogstad, E. J., Balakrishna, S., Mukhopadhyay, D. K., Rajamani, V. and Hanson, G. N., 1989. Plate tectonics 2.5 billions years ago: evidence at Kolar, South India. *Science*, 243: 1337–1340.
- Krogstad, E. J., Hanson, G. N. and Rajamani, V., 1991. U-Pb ages of zircon and sphene for two gneiss terranes adjacent to the Kolar schist belt, South India: evidence for separate crustal evolution histories. *J. Geol.*, 99: 801–816.
- Krogstad, E. J., Hanson, G. N. and Rajamani, V., 1995. Sources of continental magmatism adjacent to the late Archean Kolar Suture Zone, South India: distinct isotopic and elemental signatures of two late Archean magmatic series. *Contrib. Mineral. Petrol.* 122: 159–173.
- Kumar, A., Bhaskar Rao, Y. J., Sivaraman, T. V. and Gopalan, K., 1996: Sm-Nd ages of Archaean metavolcanics of the Dharwar craton, South India. *Precamb. Res.* 80: 205–216.
- Mahabaleswar, B., and J.-J. Peucat, 1988. 2.9 B.y. Rb-Sr age of granulite facies rocks of Satnur-Halagur and Sivasamudram areas. Karnataka, South India. *Geol. Soc. India*, 32:6: 461–467.
- Mahabaleswar, B., Jayananda, M., Peucat, J.-J. and Shadakshara Swamy, N., 1995. Archaean high-grade gneiss complex from Satnur-Halagur-Sivasamudram areas, Karnataka, Southern India: petrogenesis and crustal evolution. *J. Geol. Soc. India* 45: 33–49.
- Martelat, J.-E., 1998. Evolution thermomécanique de la croûte inférieure du Sud de Madagascar. Thèse, Univ. B. Pascal, Clermont-Ferrand. 232 pp.
- Martin H., 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 14: 753–756.
- Martin H., 1994. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust. In Condie K. C (ed.) “Archean crustal evolution”. *Developments in Precambrian Geology*, 11. Chapitre 6, 205–260.
- Meen, J. K., J. J. W. Rogers and Fullagar, P. D., 1992. Lead isotopic compositions of the Western Dharwar Craton, Southern India: evidence for distinct middle Archean terranes in a late Archean craton. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 56: 2455–2470.
- Miller, J. S., Santosh, M., Pressley, R. A., Clements, A. S. and W., R. J. J., 1996. A Pan-african thermal event in southern India. *J. Southeast. Asia. Earth. Sci.* 4: 127–136.
- Monnier, O., 1995. Le socle protérozoïque de Terre Adélie (Antarctique Est): son évolution tectono-métamorphique et sa place dans les reconstitutions du proto-Gondwana. Thèse de doctorat, Université St Etienne. 321 p.
- Monrad, J. R., 1983. Evolution of sialic terranes in the vicinity of the Holenarasipur belt, Hassan district, Karnataka, India. Ed. Navqvi and Rogers. *Geol. Soc. India*. 4: 343–364.
- Naha, K., Srinivasan R. and S. Jayaram, 1993. Structural relations of charnockites of the Archaean Dharwar craton, southern India. *J. metamorphic Geol.*, 11: 889–895.
- Naqvi, S. M., 1973. Geological structure and aeromagnetic and gravity anomalies in the central part of the Chitradurga schist belt, Mysore, India. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84: 1721–1732.
- Naqvi, S. M., B. Chadwick, V. N. Vasudev and Nazeer Ahmed, 1997. The Sandur schist belt and its adjacent plutonic rocks: implications for late Archean crustal evolution in Karnataka. Comment and reply. *J. Geol. Soc. India*, 49: 459–460.
- Newton, R. C., 1990. Fluids and melting in the Archaean deep crust of southern India. In Ashworth, J. R. and Brown, M. (ed.), *High-temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*. Unwin Hyman. 149–179.
- Nutman, A. P., Chadwick, B., Ramakrishnan, M. and Viswanatha, M. N., 1992. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircon in Sargur supracrustal rocks in western Karnataka, southern India. *J. Geol. Soc. India* 39: 367–374.
- Nutman, A. P., Chadwick, B., Krishna Rao, B. and Vasudev, V. N., 1996. SHRIMP U/Pb zircon ages of acid volcanics rocks in the Chitradurga and Sandur groups and granites adjacent to the Sandur schist belt, Karnataka. *J. Geol. Soc. India* 47: 153–164.
- Pandey, B. K., Gupta, J. N., Sarma, K. J. and Sastry, C.A., 1997. Sm-Nd and Rb-Sr geochronology and petrogenesis of the mafic dyke swarm of Mahbubnagar, South India: implications for paleoproterozoic crustal evolution of the Eastern Dharwar Craton. *Precamb. Res.* 84:181–196.
- Paquette, J.-L., Nédélec, A., Moine, B. and Rakotonndrazafy, M., 1994. U-Pb, single zircon Pb evaporation, and Sm-Nd isotopic study of a granulite domain in SE Madagascar. *J. Geol.* 102:

523–538.

Percival, J. A., 1994. Archean high-grade metamorphism. In Condie (ed.) *Archean crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam. 357–410.

Perkins, D. and Newton, R. C., 1981. Charnockite geobarometers based on coexisting garnet-pyroxene-plagioclase-quartz. *Nature* 292:144–146.

Peucat, J.-J., Bernard-Griffiths, J. and Condie, K. C., 1989. Sr, Nd and Pb isotopic systematics in the Archean low-to high-grade transition zone of Southern India: syn-accretion vs. post-accretion granulites. *J. Geol.*, 97: 537–550.

Peucat, J.-J., Mahabaleswar, B. and Jayananda, M., 1993. Age of younger tonalitic magmatism and granulitic metamorphism in the South Indian transition zone (Krishnagiri area); comparison with older Peninsular gneisses from the Gorur- Hassan area. *Journal of Metamorphic Geology*, 11: 879–888.

Peucat, J.-J., Bouhallier, H., Fanning, C. M. and Jayananda, M., 1995. Age of the Holenarsipur greenstone belt, relationships with the surrounding gneisses (Karnataka, South India). *J. Geol.* 103: 701–710.

Pichamuthu, C. S., 1960. Charnockites in the making. *Nature* 188: 135–136.

Raase, P., Raith, M., Ackermann, D. and Lal, R. K., 1986. Progressive metamorphism of mafic rocks from greenschist to granulite facies in the Dharwar craton of south India. *J. Geol.* 94: 261–282.

Radakrishna, B. P., 1993 (ed.). *Continental crust of South India*. Mem. Geol. Soc. India. (Bangalore, India) 25. 380 pp.

Radhakrishna, B. P. and Vaidyanadhan, R., 1997. *Geology of Karnataka*. Geol. Soc. India, Bangalore. 353 p.

Raghu Nandan, K. R. and Vidhyadharan, K. T., 1993. A status note on the geology along the Kolar-Raichur-Goa transect. In Radhakrishna, B. P., (ed). *Continental crust of South India*. Geol. Soc. India. Spec. Pub. 25: 69–89.

Raith, M., Srikantappa, C., Ashamanjari, K. G. and Spiering, B., 1990. The granulite terrane of the Nilgiri Hills (Southern India): characterization of high-grade metamorphism. In *Granulites and crustal evolution*, Vielzeuf, D. and Vidal, P. (ed.), Kluwer Academic Publishers. 339–365.

Raith, M. M., Srikantappa, C., Buhl, D. and Koehler, H., 1999. The Nilgiri enderbites, South India: nature and age constraints on protolith formation, high-grade metamorphism and cooling history. *Precamb. Res.* 98: 129–150.

Rajamani, V., Shivakumar, K., Hanson, G. N. and Shenoy, S. B., 1985. Geochemistry and petrogenesis of amphibolites, Kolar schist belt, South India. Evidences from komatiitic magma derived by low percentage of melting of the mantle. *J. Petrol.* 96: 92–123.

Rajendran, C. P., Rajendran, K. and John, B., 1996. The 1993 Killari (Latur), central India, earthquake: An example of fault reactivation in the Precambrian crust. *Geology* 24: 651–654.

Rama Murthy, V., and M. S. Sadashivaiah, 1966. Rubidium-strontium ages of the Precambrian Crystalline complex, Mysore, India. *Trans. Amer. Geophys. Union*. 207:

Ramakrishnan, N., Moorbath, S., Taylor, P. N., Anantha Iyer, G. V. and Vishwanatha, M. N., 1984. Rb-Sr and Pb-Pb whole rock isochron ages of basement gneisses in Karnataka craton. *J. Geol. Soc. India*. 25: 20–34.

Ramakrishnan, M., Venkata Dasu, S. P. and Kröner, A., 1994. Middle Archean ages of Sargur group by single grain zircon dating and geochemical evidences for the clastic origin of metaquartzite from J. C. Pura greenstone belt, Karnataka. *J. Geol. Soc. India* 44: 605–616.

Ramalingeswara Rao, B., 1992. Seismicity and geodynamics of the low-to-high-grade transition zone of Peninsular India. *Tectonophysics* 201: 175–185.

Ramam, P. K., Murty V. N. and Rao, D. P., 1997. *Geology of Andhra Pradesh*. 1st ed. Geol. Soc. India. 245 pp.

Reddi, A. G. B., Mathew, M. P., Singh, Baldu and Naidu, P. S., 1988. Aeromagnetic evidence of crustal structure in the granulite terrane of Tamil Nadu. *J. Geol. Soc. India*, 32-5: 368–381.

Rogers, J. J. W., Callahan, E. J., Dennen, K. O., Fullagar, P. D., Stroth, P. T. and Wood, L. F., 1986. Chemical evolution of peninsular gneiss in the western Dharwar craton, southern India. *J. Geol.* 94: 233–246

Rogers, J. J. W., 1988. The Arsikere granite of southern India: magmatism and metamorphism in a previously depleted crust. *Chemical Geology*, 67: 155–163.

Rogers, J. J. W., and Callahan E. J., 1989. Diapiric trondhjemites of the western Dharwar craton, southern India. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26: 244–256.

- Rollinson, H. R., 1993. Using geochemical data; evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical. Harlow, United Kingdom. 352 pp.
- Rollinson, H. R., Windley, B. F. and Ramakrishnan, M., 1981. Contrasting high and intermediate pressures of metamorphism in the Archaean Sargur schists of southern India. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76: 420–429.
- Royer, J.-Y., 1993. La tectonique de l'Océan Indien. *La Recherche*, 24:160–167.
- Russel, J., Chadwick, B., Krishna Rao, B. and Vasudev, V. N., 1996. Whole-rock Pb/Pb isotopic ages of Late Archaean limestones, Karnataka, India. *Precamb. Res.* 78: 261–272.
- Sadashivaiah, M. S. and Naganna, C., 1964. Dating the post-Dharwar crystallines of Mysore State. In *Proc. Symp. Stratigraphy, Age and correlation of the Archaean provinces of India*. Geol. Soc. India (abstr.)
- Sambandam, S. T., Ramachandram, T. V., Devaprasad, C., Reddy, U. S. N., Srinivasan, R., Prakash, P. and Ramakrishnan, M., 1994. Project Vasundra — Generalized geological map of South India (map G-I) at 1/2 000 000 scale. *Geol. Surv. India*.
- Sampat Iyengar, P., 1979. The geology of the Western Ghats between Agumbe Ghat and Gersoppa Falls. In *Centenary communication on Professor Sampat Iyengar. Selected work on the geology of parts of Karnataka*. Dept. of Mines and Geology, Bangalore. 107–137.
- Santosh, M., Iyer, S. S., Vasconcellos, M. B. A. and Enzweiler, J., 1989. Late-precambrian alkaline plutons in southwest India: Geochronologic and REE constraints on Pan-African magmatism. *Lithos* 24: 65–79.
- Santosh, M., Jayananda, M. and Mahabaleswar, B., 1991. Fluid evolution in the Closepet granite: a magmatic source for CO₂ in charnockite formation at Kabbaldurga? *J. Geol. Soc. India* 38: 55–65.
- Santosh, M., Nadeau, S. and Javoy, M., 1995. Stable isotopic evidence for the involvement of mantle-derived fluids in Wynad gold mineralization, South India. *J. Geol.* 103: 718–728.
- Sarkar, S. N., 1968. Precambrian stratigraphy and geochronology of Peninsular India. Dhanbad publishers, 33 pp.
- Sen, S. K. and Bhattacharya, A., 1990. Granulites of Satnuru and Madras area: a study in different behaviours of fluids: in Vielzeuf, D. and Vidal, P., (ed.), *Granulites and crustal evolution*, NATO ASI series, serie C. v. 311, p. 367–384.
- Sengupta, S., Bandyopadhyay, P. K. and Van den Hul, H. J., 1983. Geochemistry of the Chakradharpur granite-gneiss complex — a precambrian trondhjemite body from West Singhbhum, Eastern India. *Precamb. Res.* 23: 57–78.
- Sengupta, S., Paul, D. K., de Laeter, J. R., McNaughton, N. J., Bandyopadhyay, P. K. and de Smeth, J. B., 1991. Mid-Archaean evolution of the Eastern Indian craton: geochemical and isotopic evidence from the Bonai pluton. *Precamb. Res.* 49:23–37.
- Spear F. S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Min. Soc. Am. Monograph serie 1*. 799 pp.
- Srinivasan, R., and Tareen, J. A. K., 1972. Andalusite from the Hospte area, Sandur Schist Belt, Mysore State. *Ind. Mineral.* 13: 42–45.
- Srinivasan, R., 1988. Present status of the Sargur group of the Archean Dharwar craton, South India. *Indian J. Geol.* 60.1: 57–72.
- Stöckhert, H. J., Raith, M., Hoernes, S. and Delfs, A., 1987. Element mobility during incipient granulite formation at Kabbaldurga, southern India. *J. Petrol.* 28: 803–834.
- Steiger, R. H. and Jaeger, E., 1977. Subcommission on geochronology; convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth. Plan. Sci. Lett.* 36: 359–362.
- Stern, R. A. and Hanson, G. N., 1991. Archean high-Mg granodiorite: a derivative of LILE-enriched monzodiorite of mantle origin. *J. Petrol.* 32-1: 201–238.
- Subba Rao, D. V., 1988. Density structure of the Indian continental lithosphere — gravity modelling. NGRI technical report 34.
- Subba Rao, M. V., Divakara Rao, V., Balaram, V. Ganeshwara Rao, T., 1992a: Source characteristics, petrogenesis and evolution of the LILE-enriched granitic terrain of the Kadiri region in Anantapur district, Andhra Pradesh. *Proc. 28th Annual convention and the seminar on “geophysics for rural development”*, dec. 1991, Hyderabad, India. pp. 108–117.
- Subba Rao, M. V., Divakara Rao, V., Govil, P. K., Balaram, V. and Pantulu, G. V. C., 1992b: Geochemical and Sr isotopic signatures in the 2.6 By Lepakshi granite, Anantapur district, Andhra Pradesh: implications for its origin and evolution. *Indian Minerals* 46: 289–302.

- Subrahmanyam, C. and Verma, R. K., 1982. A gravity interpretation of the Dharwar greenstone-gneiss terrain in the southern Indian Shield and its geological implication. *Tectonophysics* 84: 225–245.
- Swami Nath, J., Ramakrishnan, M. and Viswanatha, M. N., 1976. Dharwar stratigraphic model and Karnataka craton evolution. *Rec. Geol. Surv. India*, 107: 149–175.
- Taylor, P. M., Chadwick, B., Moorbath, S., Ramarishnan, M. and Viswanatha, M. N., 1984. Petrography, chemistry and isotopic ages of Peninsular gneiss, Dharwar acid volcanic rocks and the Chitradurga granite with special reference to the late Archaean evolution of the Karnataka craton, Southern India. *Precamb. Res.* 23: 349–375.
- Trendal, A. F., de Laeter, J. R., Nelson, D. R. and Mukhopadhyay, D., 1997a: A precise zircon U-Pb age for the base of the BIF of the Mulaingiri Formation, (Bababudan group, Dharwar supergroup) of the Karnataka Craton. *J. Geol. Soc. India* 50-2: 161–170.
- Trendal, A. F., de Laeter, J. R., Nelson, D. R. and Bhaskar Rao, Y. J., 1997b. Further zircon U-Pb age data for the Daginkatte Formation, Dharwar Supergroup, Karnataka Craton. *J. Geol. Soc. India* 50-1: 25–30.
- Venkata Dasu, S. P., M. Ramakrishna, and B. Mahabaleswar, 1991. Sargur-Dharwar relationship around the komatiite-rich Jayachamarajapura greenstone belt in Karnataka. *J. Geol. Soc. India*, 38: 577–592.
- Venkatasubramanian, V. S., Gopalan, K., Iyer, S. S., Pal, S. and Krishnan R. S., 1968. Studies on the Rb-Sr and K-Ar dating of minerals from the precambrian of India. *Can. J. Earth. Sci.* 5: 601–603.
- Venkatasubramanian, V. S., Pal, S., Iyer, S. S. and Narayanswamy, 1970. Rb-Sr isochron and mineral ages from the Precambrian craton of Mysore. *Proc. Second Symposium on Upper Mantle Project*, Dec. 1970, Hyderabad. 541–550.
- Venkatasubramanian, V. S., Iyer, S. S. and Pal, S., 1971: Studies on the Rb-Sr geochronology of the Precambrian formations of Mysore state, India. *Am. J. Sci.* 270: 43–53.
- Vielzeuf, D. and Vidal, P. (ed.), 1990. *Granulites and crustal evolution*. NATO ASI series, serie C. v. 311.
- Windley, B. F., Razafiniparany, A., Razakamanana, T. and Ackermann, D., 1994. Tectonic framework of the Precambrian of Madagascar and its Gondwana connections: a review and reappraisal. *Geol. Rundsch.* 83: 642–659.
- White, R. and McKenzie, D., 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.* 94: 7685–7729.
- Yoshida, M., Funaki, M. and Vitanage, P. W., 1992. Proterozoic to mesozoic East Gondwana: the juxtaposition of India, Sri Lanka and Antarctica. *Tectonics* 11: 381–391.
- Zachariah, J. K., Hanson, G. N. and V. Rajamani, 1995. Postcrystallisation disturbance in the neodymium and lead isotope systems of metabasalts from the Ramagiri schists belt, southern India. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 59-15: 3189–3203.
- Zachariah, J. K., Mohanta, M. K. and V. Rajamani, 1996. Accretionary evolution of the Ramagiri Schist Belt, Eastern Dharwar Craton. *J. Geol. Soc. India*, 47: 279–291.
- Zachariah, J. K., Rajamani, V. and Hanson, G. N., 1997. Petrogenesis and source characteristics of metatholeiites from the Archean Ramagiri schist belt, eastern part of Dharwar craton, India. *Contrib. Mineral. Petrol.* 129: 87–104.

Références générales

- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A. and Albarède, F., 1990. A major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *J. Geophys. Res.* 95: 17605–17629.
- Albarède, F., 1995. *Introduction to geochemical modelling*. Cambridge University press, 543 pp.
- Albarède, F., 1998. The growth of continental crust. *Tectonophysics* 196: 1–14.
- Allègre, C. J. and Minster, J. F., 1978. Quantitative models of trace elements behavior in magmatic processes. *Earth. Plan. Sci. Lett.* 38: 1–25.
- Allen, P., 1985. *The geochemistry of the amphibolite-granulitic facies transition in Central South India*. Unpub. PhD thesis, New Mexico Inst. Mining and Technology. Socorro, N.M.

- Allen, P., Condie, K. and Bowling, G., 1986. Geochemical characteristics and possible origins of the Southern Closepet batholith, South India. *J. Geol.* 94 : 283–299.
- Ameglio, L., Vigneresse, J.-L. and Bouchez, J.-L., 1997. Granite pluton geometry and emplacement mode inferred from combined fabric and gravity data. In *Granite : from segregation of melt to emplacement fabrics*, Bouchez, J.-L., Hutton, D. and Stephens, W. E. (ed.), Kluwer, Dordrecht. 199–214.
- Anheusser, C. R., Mason, R., Viljoen, M. J. and Viljoen, R. P., 1969. A reappraisal of some aspects of precambrian shield geology. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80 : 2175–2200.
- Anil Kumar., Bhaskar Rao, Y. J., Sivaraman, T. V. and Gopalan, K., 1996. Sm-Nd ages of Archaean metavolcanics of the Dharwar craton, south India. *Precamb. Res.* 80 : 205–216.
- Archanjo, C., Olivier, P. and Bouchez, J.-L., 1992. Plutons granitiques du Serido (NE du Brésil) : écoulement magmatique parallèle à la chaîne révélé par leur anisotropie magnétique. *Bull. Soc. Géol. France* 163 : 509–520.
- Arms, K. and Camp, P. S., 1987. *Biology*. CBS College publishing. 2 vol.
- Arndt, N. T., 1983. Role of a thin, komatiite-rich oceanic crust in the Archaean plate tectonic processes. *Geology* 11 : 272–275.
- Arndt, N.T., 1994. Archean komatiites. In Condie (ed.), *Archean crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam. 11–44.
- Arth, J. G. and Hanson, G., 1975. Geochemistry and origin of the early precambrian crust of Northeastern Minnesota. *Geochim. Cosmochim. Acta* 39 : 325–362.
- Ashwal, L. D. and Wooden, J. L., 1989. River Valley pluton, Ontario : A late-archean/early-proterozoic anorthositic intrusion in the Grenville province. *Geoch. Cosmochim. Acta* 53 : 633–641.
- Atherton M. P. and Petford N., 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362 : 144–146.
- Awramik, S. M., Schopf, J. W and Walter, M. R., 1983. Filamentous fossil bacteria from the Archean of Western Australia. *Precamb. Res.* 20 : 357–374.
- Balakrishnan, S. and Rajamani, V., 1987. Geochemistry and petrogenesis of granitoids around the Kolar Schist belt, South India : constraints for the evolution of the crust in the Kolar area. *J. Geol.* 95 : 219–240.
- Balakrishnan, S., Hanson, G. N. and Rajamani, V., 1990. Pb and Nd isotope constraints on the origin of high Mg and tholeiite amphibolites, Kolar schist belt, southern India. *Contrib. Mineral. Petrol.* 107 : 272–292.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46 : 605–626.
- Barker, F. and Arth, J. G. (1976). Generation of trondhjemite-tonalite liquids and Archaean tondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4 : 596–600.
- Barker, F., 1979. Trondhjemite : definition, environment and hypothesis of origin. In Barker, F. (ed.) *Trondhjemites, dacites and related rocks*, Amsterdam, Elsevier, 1–12.
- Barnes, C. G., Rice, J. M. and Gribble, R. F., 1986. Tilted plutons in the Klamath Mountains of California and Oregon. *J. Geophysical Res.* 91 : 6059–6071.
- Barton, J. M., Doig, R., Smith, C. B., Bohlender, F. and Van Reenen, D. D., 1992. Isotopic and REE characteristics of the intrusive charnoenderbite and enderbite geographically associated with the Matok pluton, Limpopo belt, Southern Africa. *Precamb. Res.* 55 : 451–467.
- Bateman, R., 1984. On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoids. *Tectonophysics*, 10 : 211–231.
- Beard J. S. and Lofgren G. E., 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites. *J. Petrol.* 32 : 365–401.
- Bédard, L. P., 1996. Archaean high-Mg monzodiorite plutonic suite : a re-evaluation of the parental magma and differentiation. *J. Geol.* 104 : 713–728.
- Bédard, P. and Ludden, J. N., 1997. Nd-isotope evolution of archaean plutonic rocks in southeastern Superior Province. *Can. J. Earth. Sci.* 34 : 286–298.
- Bédard, P., Stern, R. A., Hanson, G. N. and Shirey, S. B., 1990. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched archaean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province : Discussion and reply. *Can. J. Earth. Sci.* 27 : 1135–1137.
- Benn, K., Cruden, A. R. and Sawyer, E. W., 1998. Extraction, transport and emplacement of granitic magmas. *J. Struct. Geol. Special Issue* vol. 20, No 9/10.

- Benn, K., Sawyer, E. W. and Bouchez, J.-L., 1992. Orogen parallel and transverse shearing in the Opatika belt, Quebec: implications for the structure of the Abitibi subprovince. *Can. J. Earth. Sci.* 29-11 : 2429–2444.
- Berger, M. and Rollinson, H. R., 1997: Isotopic and geochemical evidence for crust-mantle interaction during late Archaean crustal growth. *Geoch. Cosmoch. Acta.* 61 : 4809–4829.
- Berthé, D., Choukroune, P. and Jégouzo, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Structural Geology*, 1: 31–42.
- Bhaskar Rao, Y. J., Naha, K., Srinivasan, R. and Gopalan, K., 1991. Geology, geochemistry and geochronology of Peninsular gneisses around Gorur, Hassan district, Karnataka. *Proc. Ind. Acad. Sci. (Earth. Planet. Scien.)* 100 : 399–412.
- Bhaskar Rao, Y. J., Sivaraman, T. V., Pantulu, G. V. C., Gopalan, K. and Naqvi, S. M., 1992. Rb-Sr ages of late Archaean metavolcanics and granites, Dharwar craton, South India and evidence for early Proterozoic thermotectonic event(s). *Precamb. Res.* 59 : 145–170.
- Bickle, M. J., 1978. Heat loss from the Earth: a constraint on archaean tectonics from the relationships between geothermal gradients and the rate of plate production. *Earth. Plan. Sci. Lett.* 40 : 301–315.
- Bickle, M. J., 1986a. Global thermal histories. *Nature* 319 : 13–14.
- Bickle, M. J., 1986b. Implications of melting for stabilization of the lithosphere and heat loss in the Archaean. *Earth. Plan. Sci. Lett.* 80 : 314–324.
- Bickle, M. J. and Eriksson, K. A., 1982. Evolution and subsidence of early precambrian sedimentary basins. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 301 : 225–247.
- Bickle, M. J., Bettenay, L. F., Boulter, C. A., Groves, D. I. and Morant, P., 1980. Horizontal tectonic interactions of an Archaean gneiss belt and greenstones, Pilbara block, Western Australia. *Geology* 8 : 525–529.
- Bickle, M. J., Morant, P., Bettenay, L. F., Boulter, C. A., Blake, T. S. and Groves, D. I., 1985. Archaean tectonics of the Shaw Batholith, Pilbara block, Western Australia: structural and metamorphic tests of the batholith concept. *Spec. Paper. Geol. Assoc. Can.* 28 : 325–341.
- Bickle, M. J., Nisbet, E. G. and Martin, A., 1994. Archaean greenstone belts are not oceanic crust. *J. Geol.* 102 : 121–138.
- Black, L. P., James, P. R. and Harley, S. L., 1983. Geochronology and geological evolution of metamorphic rocks in the Field islands area, East Antarctica. *J. Meta. Geol.* 1 : 277–303.
- Black, R., Latouche, L., Liégeois, J.-P., Caby, R., and Bertrand, J.-M., 1994. Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). *Geology* 22:641–644.
- Blais, S., Martin, H. and Jégouzo, P., 1997. Reliques d’une croûte océanique archéenne en Finlande orientale. *C. R. Acad. Sci. Paris* 325 : 397–402.
- Blenkinsop, T. G., Dirks, P. H. and Jelsma, H. A., 1998. Horizontal accretion and the stabilization of the Archaean Zimbabwe craton: discussion and reply. *Geology* 26 : 1147–1148.
- Bohlen S. R., Boettcher A. L., Wall V. J. and Clemens J. D., 1983. Stability of phlogopite-quartz and sanidine-quartz: a model for melting in the lower crust. *Contrib. Mineral. and Petrol.* 83 : 270–277.
- Bohlender, F., van Reenen, D. D. and Barton, J. M., 1992. Evidence for metamorphic and igneous charnockites in the Southern Marginal Zone of the Limpopo belt. *Precamb. Res.* 55 : 429–449.
- Borradaile, G. and Henry, B. 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sciences Review*, 42: 49–93.
- Bouchez, J.-L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*, Bouchez, J.-L. Hutton, D. and Stephens, W. E. (ed.), Kluwer, Dordrecht, 95–112.
- Bouchez, J.-L., 2000. Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites. *Comptes rendus Êà l’Académie des Sciences de Paris*, in print.
- Bouchez, J.-L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A. and Cuney, M. 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology* 20 : 35–38.
- Bouchez, J.-L., Saint Blanquat, M. (de), Nédélec, A., Gleizes, G., Darrozes, J., Olivier, P. and Lespinasse, P. 1999. Strain non-localization in magmas: evidence from systematic multiscale fabric studies in granite. *EUG 10 Meeting*, Abstract with Program, 615.
- Bouhallier, H. 1995. Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). *Mem. Geosciences Rennes*, 279 pp.

- Bouhallier, H., Choukroune, P. and Ballevre, M., 1993. Diapirism, bulk homogenous shortening and transcurrent shearing in the Archaean Dharwar craton: the Holenarsipur area. *Precamb. Res.* 63: 43–58.
- Bouhallier, H., Chardon, D. and Choukroune, P., 1995. Strain patterns in Archaean dome and basin structures: the Dharwar craton (Karnataka, South India). *Earth. Planet. Scien. Lett.* 135: 57–75.
- Boulter, C. A., Bickle, M. J., Gibson, B. and Wright, R. K., 1987. Horizontal tectonics pre-dating upper Gorge Creek sedimentation, Pilbara block, Western Australia. *Precamb. Res.* 36: 241–258.
- Bourne, J. H. and L'Heureux, M., 1991. The petrography and geochemistry of the Clericy pluton: an ultrapotassic pyroxenite-syenite suite of late Archaean age from the Abitibi region, Quebec. *Precamb. Res.* 52: 37–51.
- Bowring, S. A. and Housh, T. B., 1995. Earth's early evolution. *Science* 269: 1535–1540.
- Bowring, S. A. and Williams, I. S., 1999. Priscoan (4.00–4.03 Ga) orthogneisses from Northwestern Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.* 134: 3–16.
- Boyd, F. R., Gurney J. J. and Richardson, S. H., 1985. Evidence for a 150–200 km thick Archaean lithosphere from diamond inclusion thermobarometry. *Nature* 315: 387–389.
- Bridgwater, D., McGregor, V. R. and Myers, J. S., 1974. A horizontal tectonic regime in the Archaean and its implications for early crustal thickening. *Precamb. Res.* 1: 179–197.
- Brown, M. and Solar, G. S. 1998. Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. *J. Structural Geology*, 20: 211–227.
- Brun, J.-P., 1983. L'origine des dômes gneissiques: modèles et tests. *Bull. Soc. Géol. France* 7:, XXV. 219–228.
- Brunet, D. and Machetel, P., 1998. Large-scale tectonic features induced by mantle avalanches with phase, temperature and pressure lateral variations of viscosity. *J. Geophys. Res.* 103: 4929–4945.
- Buhl, D., 1987. U-Pb und Rb-Sr Altersbestimmungen und Untersuchungen zum Strontium isotopepenaustausch und granuliten Sud Indie. PhD thesis, Nuremberg, Germany.
- Burke, K., Dewey, J. F. and Kidd, W. S. F., 1976. Dominance of horizontal movements, arc and microcontinental collisions during the later permobile regime. In Windley, B. F. (ed.) "The Early history of the Earth". Wiley, London. 113–129.
- Burke, K. and Kidd, W. S. F., 1978. Were archaean geothermal gradients much steeper than those of today? *Nature* 272: 240–241.
- Bussell, M. A., 1985. The centred complex of the Rio Huaura: a study of magma mixing and differentiation in high-level magma chambers: in Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J. and Beckinsale, R. D., (ed.), *Magmatism at a plate edge*: John Wiley and sons, New York, 128–155.
- Calvert A. J., Sawyer, E. W., Davis W. J. and Ludden, J. N., 1995. Archaean subduction inferred from seismic image of a mantle suture in the Superior Province. *Natur* 375: 670–674.
- Card, K. D., 1990. A review of the Superior Province of the Canadian shield, a product of Archean accretion. *Precamb. Res.* 48: 99–156.
- Chadwick, B., Ramakrishnan, M. and Viswanatha, M. N., 1981. Structural and metamorphic relations between Sargur and Dharwar supracrustals and Peninsular gneisses in central Karnataka. *J. Geol. Soc. Ind.* 22: 557–569.
- Chadwick, B., Ramakrishnan, M. and Viswanatha, M. N., 1985. Bababudan — A late Archaean intra cratonic volcano-sedimentary basin, Karnataka, southern India. Part II: Structure. *J. Geol. Soc. Ind.*, 26: 802–821.
- Chadwick, B., Ramakrishnan, M., Vasudev, V. and Viswanatha, M. N., 1989. Facies distributions and structure of Dharwar volcanosedimentary basin: Evidence of late Archaean transpression in southern India?. *J. Geol. Soc. Lond.* 146: 825–834.
- Chadwick, B., Vasudev, V. N. and Hegde, G. V., 1997. The Dharwar craton, southern India and its late Archaean plate tectonic setting: current interpretations and controversies. *Proc. Ind. Acad. Sci. (Earth. Planet. Sci.)* 106: 249–258.
- Chadwick, B., Vasudev, V.N., and Hegde, G.V., 2000. The Dharwar craton, southern India, interpreted as the result of Late Archaean oblique convergence. *Precamb. Res.* 99: 91–111.
- Champion, D. C. and Sheraton, J. W., 1997. Geochemistry and Nd isotope systematics of Archaean of the Eastern Goldfields, Yilgarn Craton, Australia: implications for crustal growth processes. *Precamb. Res.* 83: 109–132.

- Champion, D.C. and Smithies, R. H., 1999. Archaean granites of the Yilgarn and Pilbara cratons, Western Australia: secular changes. in *The origin of granites and related rocks - IVth Hutton symposium abstracts* (B. Barbarin ed.). Doc. BRGM 290. 137.
- Chappell, B.W. and White, A. J. R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geol.* 8: 173–174.
- Chardon, D., 1997. Les déformations continentales archéennes : exemples naturels et modélisations thermodynamiques. *Mem. Géosciences Rennes* 76, 257 pp. plus annexes.
- Chardon, D., Choukroune, P. and Jayananda, M., 1996. Strain patterns, decollement and incipient sagducted greenstone terrains in the Archaean Dharwar craton (South India). *J. Struct. Geol.* 18: 991–1004.
- Chardon, D., Choukroune, P. and Jayananda, M. 1998. Sinking of the Dharwar Basin (South India): implications for Archaean tectonics. *Precambrian Res.* 91: 15–39.
- Choukroune, P., Bouhallier, H. and Arndt, N. T., 1995. Soft lithosphere during the periods of crustal growth or reworking in Archaean. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 95: 67–86. London.
- Choukroune, P., Ludden, J. N., Chardon, D., Calvert, A. J. and Bouhallier, H., 1997. Archaean crustal growth and tectonic processes: a comparison of the Superior Province, Canada, and the Dharwar craton, India. In Burg, J.-P. and Ford, M. (ed.), *Orogeny through time*, *Geol. Soc. Special Publication* 121, 63–98.
- Chown, E. H., Daigneault, R., Mueller, W and Mortensen, J. K., 1992. Tectonic evolution of the northern volcanic zone, Abitibi belt, Québec. *Can. J. Earth. Sci.* 29: 2211–2225.
- Clemens, J. D., 1998. Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. *J. Geol. Soc. London*, 155: 843–851.
- Clemens, J. D., 1987 and Vielzeuf, D., 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 86: 287–306.
- Clemens, J. D. and Mawer, C. K., 1992. Granitic magmas transport by fracture propagation. *Tectonophysics* 204: 339–360.
- Cloos, M., 1993. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis; subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. *Geol. Soc. Am. Bull.* 105: 715–737.
- Clowes, R. M., Cook, F. A. and Ludden, J. N., 1998. Lithoprobe leads to new perspectives on continental evolution. *GSA Today* 8-10: 1–7.
- Cobbing, E. J., Pitcher, W. S., 1972. The Coastal batholith of central Peru : *J. Geol. Soc. London*, v. 128; 421–460.
- Coffin, M. F. and Eldholm, O., 1994. Large igneous provinces : crustal structure, dimensions and external consequences. *Rev. Geophys.* 32: 1–36.
- Collins, W. J. and Sawyer, E. W. 1996. Pervasive granitoid magma transfer through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation. *J. Metamorphic Geol.* 14: 565–579.
- Collins, W. J. and Van Kranendonk, M. J., 1999. Model for the development of kyanite during partial convective overturn of Archaean granite-greenstone terranes: the Pilbara craton, Australia. *J. Metamorphic Geol.* 17: 145–156.
- Collins, W. J., Van Kranendonk, M. J. and Teyssier, C., 1998. Partial convective overturn of Archaean crust in the east Pilbara craton, Western Australia: driving mechanisms and tectonic implications. *J. Struct. Geol.* 20: 1405–1424.
- Condie K C., 1981. Archaean greenstone belts, *Development in Precambrian Geology* 3. Elsevier, Amsterdam. 434 pp.
- Condie, K. C., 1984. Archaean geotherms and supracrustal assemblages. *Tectonophysics* 105: 29–41.
- Condie, K. C., 1989a. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archaean- Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos* 23: 1–18.
- Condie, K. C., 1989b. Plate tectonics and crustal evolution (3rd edition). Pergamon, 476 pp.
- Condie, K. C., 1994a (ed.) Archaean crustal evolution. *Developments in Precambrian Geology* 11. Elsevier, 528 pp.
- Condie, K. C., 1994b. Greenstones through time. In Condie, K. C. (ed). “Archaean crustal evolution”. Elsevier. 85–120.
- Condie, K. C., 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? *Earth. Plan. Sci. Lett.* 163: 97–108.

- Condie, K. C., Allen, P. and Nayarana, B. L. 1982. Geochemistry of the Archaean low to high grade transition zone, Southern India. *Contrib. Mineral. Petrol.* 81 : 157–167.
- Condie, K. C., Bowling, G. P. and Allen, P., 1985. Missing Eu anomaly and Archaean high-grade granites. *Geology* 13 : 633–636.
- Condie, K. C., Bowling, G. P. and Allen, P., 1986. Origin of granites in Archaean high grade terrane, southern India. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92 : 92–103.
- Cook, F., Van des Velden, A. J., Hall, K. W. and Roberts, B. J., 1998. Tectonic delamination and subcrustal imbrication of the precambrian lithosphere in northwestern Canada mapped by LITHOPROBE. *Geology* 26 : 839–842.
- Corfu, F., 1987. Inverse age stratification in the Archaean crust of the Superior Province : evidence for infra and subcrustal accretion from high resolution U-Pb zircon and monazite ages. *Precamb. Res.* 36 : 259–275.
- Crawford, A. R., 1969. Reconnaissance Rb-Sr dating of the Precambrian rocks of southern Peninsular India. *J. Geol. Soc. India.*, 10 : 117–166.
- Davies G. F., 1992. On the emergence of plate tectonics. *Geology* 20 : 963–966.
- Davies, G. F., 1993. Conjectures on the thermal and tectonic evolution of the Earth. *Lithos* 30 : 281–289.
- Davies, G. F., 1995. Punctuated tectonic evolution of the Earth. *Earth. Plan. Sci. Lett.* 136 : 363–379.
- Davies G. F. and Richards M. A., 1992. Mantle convection. *J. Geol.* 100 : 151–206.
- Davies G. F., 1979. Thickness and thermal history of continental crust and root zones. *Earth. Plan. Sci. Lett.* 44 : 231–238.
- Day, W. C. and Weiblen, P. W., 1986. Origin of late-Archaean granite : geochemical evidence from the Vermilion granitic complex of Northern Minnesota. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93 : 283–296.
- De Larouzière, F.-D., 1989. Dictionnaire des roches d'origine magmatique. *Manuels et Méthodes n°20.* BRGM, Orléans. 188 pp.
- de Wit, M. J., 1982. Gliding and overthrust nappe tectonics in the Barberton greenstone belt. *J. Struct. Geol.*, 4 : 117–136.
- de Wit, M. J., 1998. On Archaean granites, greenstones, cratons and tectonics : does the evidence demand a verdict? *Precamb. Res.* 91 : 181–226.
- de Wit, M. J. and Hart, R. A., 1993. Earth's earliest continental lithosphere, hydrothermal flux and crustal recycling. *Lithos*, 30 : 309–335.
- de Wit, M. J., Hart R. A. and Hart R. J., 1987. The Jamestown ophiolite complex, Barberton mountain belt : a section through 3.5 Ga oceanic crust. *J. Afr. Earth. Sci.* 6 : 681–730.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347 : 662–665.
- Déléris, J., Nédélec, A., Ferré, E., Gleizes, G., Ménot, R. P., Obasi, C. K. and Bouchez, J.-L. 1996. The Pan-African Toro Complex (northern Nigeria) : magmatic interactions and structures in a bimodal intrusion. *Geol. Mag.* 133 : 535–552.
- Delor, C., Burg, J.-P. and Clarke, G., 1991. Relations diapirisme-métamorphisme dans la province du Pilbara (Australie occidentale) : implications pour les régimes thermiques et tectoniques à l'Archéen. *C. R. Acad. Sci. Paris* 312 : 257–263.
- De Paolo, D. J., 1981. A Neodymium and Strontium isotopic study the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of Sierra Nevada and Peninsular ranges, California, *J. Geophy. Res.* 86 : 10470–10488.
- DesMarais, D. J., 1994. The Archaean atmosphere : its composition and fate. In *Archaean crustal evolution*, Condie, K. C. (ed.), Elsevier. 505–524.
- Dhondial, D. P., Paul, D. K., Sarkar, A., Trivedi, J. R., Gopalan, K. and Potts, P. J. 1987. Geochronology and geochemistry of precambrian granitic rocks of Goa, SW India. *Precamb. Res.* 36 : 287–302.
- Dirks, P. H. and Jelsma, H. A., 1998. Horizontal accretion and the stabilization of the Archaean Zimbabwe craton. *Geology* 26 : 11–14.
- Divakara Rao, V., 1975. Isoconcentration contours and origin of the Closepet granite, Karnataka, South India. *J. Geol. Soc. India* 16 : 221–225.
- Divakara Rao, V. and Sarma, D. D., 1970. Origin of Closepet granite - a statistical approach. *Bull. NGRI, Hyderabad, India* 8 : 49–53.

- Divakara Rao, V., Ashwathanarayana, U. and Qureshy, M. N., 1972. Petrological studies in parts of the Closepet granite pluton, Mysore State. *J. Geol. Soc. India* 13: 1–12.
- Divakara Rao, V., Rama Rao, P., Subba Rao, M. V., Govil, P. K., Rao, R. U. M., Walsh, J. N., Thompson, M. and Reddy, G. R., 1990a. Trace and rare earth element geochemistry and origin of the Closepet granite, Dharwar Craton, South India. in “Precambrian continental crust and its economic resources”, Naqvi, S. M. (ed.), Elsevier. 203–222.
- Divakara Rao et al., 1990b. Terminal report on “The granites of South India and lithospheric environment”. NGRI unpub. Report, Hyderabad, Inde. 80 pp.
- Djouadi, M. T., Gleizes, G., Ferré, E., Bouchez, J.-L., Caby, R. and Lesquer, A. 1998. Oblique magmatic structures of two epizonal granite plutons, Hoggar, Algeria: late- orogenic emplacement in a transcurrent orogen. *Tectonophysics*, 279: 351–374.
- Drury, S. A., and Holt, R. W., 1980. The tectonic framework of the South India craton: a reconnaissance involving LANDSAT imagery. *Tectonophysics* 65: T1–T15.
- Drury, S. A., Holt, R. W., Van Calsteren, P. C. and Beckinsale, R. D., 1983. Sm-Nd and Rb-Sr ages for Archaean rocks in western Karnataka, South India. *J. Geol. Soc. India* 24: 454–459.
- Drury, S. A., Harris, N. B., Holt, R. W., Reeves-Smith, G. J. and Wightman, R. T., 1984. Precambrian tectonics and crustal evolution in South India. *J. Geol.* 92: 3–20.
- Ducharme, Y., Stevenson, R. K. and Machado, N., 1997. Sm-Nd geochemistry and U-Pb geochronology of the Preissac and Lamotte leucogranites, Abitibi subprovince. *Can. J. Earth. Sci.* 34: 1059–1071.
- Ellwood, B. B. and Whitney, J. A., 1980. Magnetic fabric of the Elberton granite, northeast Georgia. *J. Geophysical Res.* 85: 1481–1486.
- England P. C. and Thompson, A. B., 1984. Pressure-temperature-time paths of metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.* 25: 894–928.
- England, P. C. and Bickle, M. J., 1984. Continental thermal and tectonic regimes during the Archaean. *J. Geol.* 92: 353–367.
- Eriksson, K. A. and Fedo, C. M., 1994. Archaean syn-rift and stable-shelf sedimentary successions. In Condie, K. C. (ed.), *Archean crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam. 171–204.
- Eriksson, K. A., Krapez, B. and Fralick, P. W., 1994. Sedimentology of Archaean greenstone belts: signature of tectonic evolution. *Earth. Sci. Rev.* 37: 1–88.
- Fourcade, S. and Allègre, C. J., 1981. Trace elements behaviour in granite genesis: a case study — the calc-alkaline plutonic association from the Quérigut complex (Pyrénées, France). *Contrib. Mineral. Petrol.* 76: 177–195.
- Friend, C. R. L., 1983. The link between charnockite formation and granite production: Evidence from Kabbaldurga, Karnataka, South India. In Atherton, M. and Gribble, C. D. (ed.) *Migmatites, Melting, Metamorphism*, Shiva, Nantwich. 264–276.
- Friend, C. R. L., 1984. The origin of the Closepet granites and the implications for the crustal evolution of Southern India. *J. Geol. Soc. India* 25: 73–84.
- Friend, C. R. L. and Nutman, A. P., 1991. SHRIMP U-Pb geochronology of the Closepet granite and Peninsular gneisses, Karnataka, South India. *J. Geol. Soc. India* 38: 357–368.
- Friend, C. R. L. and Nutman, A. P., 1992. Response of U-Pb isotopes and whole rock geochemistry to CO₂ induced granulite metamorphism, Kabbaldurga, Karnataka South India. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 111: 299–310.
- Frost, C. D., Frost B. R., Chamberlain K. R. and Hulsebosch T. P., 1998. The late Archaean history of the Wyoming province as recorded by granitic magmatism in the Wind River Range, Wyoming. *Precamb. Res.* 98: 145–173.
- Froude, D. O., Ireland, T. R., Kinny, P. D., Williams, I. S., Compston, W., Williams, I. R. and Myers, J. S., 1983. Ion microprobe identification of 4000–4200 Myr-old terrestrial zircons. *Nature* 304: 616–618.
- Fyfe, W. S., 1978. The evolution of the Earth’s crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics. *Chem. Geol.* 23: 89–114.
- Fyfe, W. S., 1993. Hot-spots, magma underplating, and modifications of continental crust. *Can. J. Earth. Sci.* 30: 908–912.
- Gapais, D., 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology* 17: 1144–1147.
- Gee, R. D., Baxter, J. L., Wilde, S. A. and Williams, I. R., 1981. Crustal development in the Archaean Yilgarn block, Western Australia. *Spec. Publ. Geol. Soc. Aust.* 7: 43–56.

- Geological survey of India, 1981. Geological and mineral map of Karnataka and Goa (1 / 1 000 000).
- Gleizes, G., Leblanc, D. and Bouchez, J.-L., 1997. Variscan granites of the Pyrenees revisited : their role as syntectonic markers of the orogen. *Terra Nova*, 9 : 38–41.
- Glikson, A. Y., 1972. Early precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83 : 3323–3344.
- Goodwin, A. M., 1974. Precambrian belts, plumes and shield development. *Am. J. Sci.* 274 : 987–1028.
- Goodwin, A. M., 1991. Precambrian geology. Academic Press, San Diego. 666 pp.
- Gopalakrishna, D., Hansen, E. C., Janardhan, A. S. and Newton, R. C., 1986. The southern high-grade margin of the Dharwar craton. *J. Geol.* 94 : 247–260.
- Gorman, B. E., Pearce, T. H. and Birkett, T. C., 1978. On the structure of Archaean greenstone belts. *Precamb. Res.* 6 : 23–41.
- Graham, J. W., 1954. Magnetic susceptibility anisotropy : an unexploited petrofabric element. *Geol. Soc. America, Abstracts with Programs* 65 : 1257–1258.
- Grégoire, V., Darrozes, J., Gaillot, P., Nédélec, A. and Launeau, P., 1998. Magnetite grain shape fabric and distribution anisotropy vs rock magnetic fabric : a three-dimensional case study. *J. Struct. Geol.* 20 : 937–944.
- Grégoire, V., Saint Blanquat, M. (de), Nédélec, A. and Bouchez, J.-L., 1995. Shape anisotropy versus magnetic interactions of magnetite grains : experiments and application to AMS in granitic rocks. *Geophysical Research Letters*, 22 : 2765–2768.
- Grew, E. S., and Manton, W. I., 1984. Age of allanite from Kabbaldurga quarry, Karnataka. *J. Geol. Soc. India* 25 : 193–195.
- Hamilton, W. B., 1998. Archaean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precamb. Res.* 91 : 143–179.
- Hammarstrom, J. and Zen, E., 1986. Aluminium in hornblende : an empirical geobarometer. *Am. Min.* 71 : 1297–1313.
- Hansen, E. C., Newton, R. C. and Janardhan, A. S., 1984. Pressure, temperature and metamorphic fluids across an unbroken amphibolite-facies to granulite-facies transition in southern Karnataka, India : in Kröner, A., Hanson, G. N. and Goodwin, A. M., (ed.), *Archaean geochemistry : the origin and evolution of the archaean continental crust*. Springer Verlag, Berlin, 1984, 160–181.
- Hansen, E. C., Newton, R. C., Janardhan, A. S. and Shiela Lindenberg., 1995. Differentiation of late Archaean crust in the Eastern Dharwar craton : Krishnagiri-Salem area, South India. *J. Geol.* 103 : 629–651.
- Hargraves, R. B., 1986. Faster spreading or greater ridge length in the Archaean? *Geology* 14, 750–752.
- Harris, N. B. W. and Jayaram, S., 1982. Metamorphism of cordierite gneisses from the Bangalore region of the Indian Archaean : *Lithos* 15 : 89–98.
- Heaman, L. M., 1997. Global mafic magmatism at 2.45 Ga : Remnants of an ancient large igneous province? *Geology*, 25 : 299–302.
- Hecht, L., Vignerresse, J.-L., and Morteani, G., 1997. Constraints on the origin of zonation of the granite complexes in the Fichtelgebirge (Germany and Czech Republic) : evidences from a gravity and geochemical study : *Geologische Rundschau*, v. 86 : S93–S109.
- Hemond, C., Hofmann, A. W., Heusser, G., Condomines, M., Raczek, I. and Rhodes, J. M., 1994. U-Th-Ra systematics in Kilauea and Mauna Loa basalts, Hawai. *Chem. Geol.* 116 : 163–180.
- Henry, P., Stevenson, R. K. and Garipey, C., 1998. Late Archaean mantle evolution and crustal growth in the Western Superior Province of Canada : Nd and Pb isotopic evidences from the Wawa, Quetico and Wabigoon subprovinces. *Geoch. Cosmoch. Acta* 62-1 : 143–157.
- Hibbard, M. J., 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In Didier, J. and Barbarin, B. (ed.), "Enclaves and granite petrology". Elsevier. 431–444.
- Hickman, A. H., 1984. Archaean diapirism in the Pilbara block, Western Australia. In Precambrian tectonics illustrated, Kröner, A. and Greiling, R., (ed.). NÖgele und Obermiller, Stuttgart. 113–127.
- Hill, R. I., 1993. Mantle plumes and continental tectonics. *Lithos* 30 : 193–206.
- Hofmann, A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* 385 : 219–229.

- Holzer, L., Frei, R., Barton, J. M. and Kramers, J. D., 1998. Unraveling the record of successive high-grade events in the central zone of the Limpopo belt using Pb single phase dating of metamorphic minerals. *Precamb. Res.* 87: 87–115.
- Holtz, F., and Johannes, W., 1994. Maximum and minimum water contents of granitic melts: implications for chemical and physical properties of ascending magmas. *Lithos* 32: 149–159.
- Hunter, M. A., Bickle, M. J., Nisbet, E. G., Martin, A., Chapman, H. J., 1998. Continental extensional setting for the Archaean Belingwe Greenstone belt, Zimbabwe. *Geology* 26: 883–886.
- Hutton, D. H. W. and Reavy, R. J., 1992. Strike-slip tectonics and granite petrogenesis. *Tectonics*, 11: 960–967.
- Hutton, D. H. W., Dempster, T. J., Brown, P. E. and Becker, S. D., 1990. A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones. *Nature*, 343: 452–455.
- Ishihara, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, Tokyo 27: 293–305.
- Jahn, B., Auvray, B., Shen, Q., Zhang, Z., Dong, Y., Ye, X., Zhang, Q., Cornichet, J., Mace, J., 1988. Archaean crustal evolution in China: the Taishan complex, and evidence for juvenile crustal addition from long-term depleted mantle. *Precamb. Res.* 38: 381–403.
- Janardhan, A. S., Newton, R. C and Hansen, E. C., 1982. The transformation of amphibolite facies gneisses to charnockite in southern Karnataka and northern Tamil Nadu: *Contrib. Mineral. Petrol.* v. 79: 139–149.
- Jayananda, M., 1988. The geology and petrogenesis of the southern Closepet granite, Karnakata, South India. Unpub. PhD thesis, Bangalore University, Bangalore, Ka (India).
- Jayananda, M. and Mahabaleswar, B., 1991a. Relationship between shear zones and igneous activity: the Closepet granite of southern India. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences (Earth and Planetary Sciences)* 100: 31–36.
- Jayananda, M. and Mahabaleswar, B., 1991b. The generation and emplacement of Closepet granite during late-Archaean granulite metamorphism in South-Eastern Karnataka. *J. Geol. Soc. India* 38: 418–426.
- Jayananda, M., Martin, H. and Mahabaleswar, B., 1992. The mechanisms of recycling of Archaean continental crust: example of the Closepet granite, southern India. In *Archaean: Terrains, Processes and Metallogeny* (ed.) Ho, S. E. and Glover, J. E. Univ. West. Australia pub. 22: 213–222.
- Jayananda, M., Peucat, J.-J., Martin, H. and Mahabaleswar, B., 1994. Magma mixing in plutonic environment: geochemical and isotopic evidences from the Closepet batholith, Southern India. *Current Science* 66: 928–933.
- Jayananda, M., Martin, H., Peucat, J.-J., Mahabaleswar, B., 1995. Late Archaean crust-mantle interactions: geochemistry of LREE-enriched mantle derived magmas. Example of the Closepet batholith, Southern India. *Contrib. Mineral. Petrol.* 199: 314–329.
- Jayananda, M., Peucat, J.-J., Janardhan, A. S. and Mahabaleswar, B., 1996. Magmatic underplating in the deep Archaean crust of southern India. In *Abst. "International symposium on granulite facies rocks, Madras"*, 38–39.
- Jayananda, M., Peucat, J.-J., Chardon, D. and Mahabaleswar, B., 1998. Metamorphic history of the Archaean domain in southern India. *Indian Mineralogist.* 32: 119–122.
- Jayananda, M., Moyen, J-F., Martin, H., Peucat, J.-J., Auvray, B. and Mahabaleswar, B., 2000. Late Archaean (2550–2520 Ma) juvenile magmatism in the Eastern Dharwar craton, southern India: constraints from geochronology, Nd-Sr isotopes and whole rock geochemistry. *Precamb. Res.* 99: 225–254.
- Jeanningros, A., 1998. Etude pétrologique, minéralogique et géochimique des phénomènes de mélange magmatique dans le granite de Closepet (Inde). *Mem. Maîtrise, Univ. B. Pascal, Clermont-Ferrand, France.* 26 pp.
- Jégouzo, P. and Blais, S., 1995. Structural evidences for collision tectonics in the Archaean of Eastern Finland. *Geodyn. Acta* 8: 1–12.
- Jelsma, H. A., Van Der Beek, P. A. and Vinyu, M. L., 1993. Tectonic evolution of the Bindura-Shamva greenstone belt (northern Zimbabwe): progressive deformation around diopiric batholiths. *J. Struct. Geol.* 15: 163–176.
- Jelsma, H. A., Vinyu, M. L., Valbracht, P. J., Davies, G. R., Wijbrans, J. R. and Verdurmen, E. A. T., 1996. Constraints on Archaean crustal evolution of the Zimbabwe craton: a U-Pb zircon, Sm-Nd and Pb-Pb whole rock isotope study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 124: 55–70.

- Johannes, W. and Holtz, F., 1996. Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. Springer, Berlin, 328 pp.
- Kent, R. W., Storey, M. and Saunders, A. D., 1992. Large igneous provinces: sites of plume impact or plume incubation? *Geology* 20: 891–894.
- Kimura, G., Ludden, J. N., Desrochers, J. P. and Hori, R., 1993. A model of ocean-crust accretion for the Superior Province, Canada. *Lithos* 30: 337–355.
- King, E. M., Valley, J. W., Davis, D. W. and Edwards, G. R., 1998. Oxygen isotope ratios of Archaean plutonic zircons from granite-greenstone belts of the Superior Province: indicator of magmatic source. *Precamb. Res.* 92: 365–387.
- Kinny, P. D. and Friend, C. R. L., 1997. U-Pb isotopic evidence for the accretion of different crustal blocks to form the Lewisian Complex of northwest Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 129: 326–340.
- Kiyokawa, S. and Taira, A., 1998. The Cleaverville group in the West Pilbara coastal granitoid-greenstone terrain of Western Australia: an example of a mid-Archaean immature oceanic island-arc succession. *Precamb. Res.* 88: 109–142.
- Kober, B., 1986. Whole grain evaporation for 207Pb/206Pb age investigations on single zircon using a double filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93: 842–850.
- Koesterer, M. E., Frost, C. D., Frost, B. R., Huselbosch, T. P., Bridgwater, D. and Worl, R. G., 1987. Development of the Archaean crust in the Medina Mountain area, Wind River Range, Wyoming (USA). *Precamb. Res.* 37: 287–304.
- Krapez, B. and Eisenlohr, B., 1998. Tectonic setting of Archaean (3325–2775 Ma) crustal-supracrustal belts in the West Pilbara block. *Precamb. Res.* 88: 173–205.
- Krogh, T. E., 1993. High precision U-Pb ages for granulite metamorphism and deformation in the Archaean Kapuskasing structural zone, Ontario: implications for structure and development of the lower crust. *Earth. Plan. Sci. Lett.* 119: 1–18.
- Krogstad, E. J., Hanson, G. N. and Rajamani, V., 1988. U-Pb ages and Sr, Pb and Nd isotope data for gneisses near the Kolar Schist Belt: evidence for the juxtaposition of discrete Archaean terranes.
- Krogstad, E. J., Balakrishnan, S., Mukhopadhyay, D. K., Rajamani, V. and Hanson, G. N., 1989. Plate tectonics 2.5 Billion years ago: evidence at Kolar, South India. *Science* 243: 1337–1340.
- Krogstad, E. J., Hanson, G. N. and Rajamani, V., 1991. U-Pb ages of zircon and sphene from gneisses adjoining Kolar schist belt, South India: evidence for separate crustal evolution histories. *J. Geol.* 99: 801–816.
- Krogstad, E. J., Hanson, G. N. and Rajamani, V., 1995. Sources of continental magmatism adjacent to late Archaean Kolar suture zone, South India: distinct isotopic and elemental signatures of two late Archaean magmatic series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122: 159–173.
- Kröner, A., 1985. Evolution of the Archaean continental crust. *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.* 13: 49–74.
- Kumar, A., Bhaskar Rao, Y. J., Sivaraman, T. V. and Gopalan, K., 1996. Sm-Nd ages of Archaean metavolcanics of the Dharwar craton, South India. *Precamb. Res.* 80: 205–216.
- Kumazawa, M., Yoshida, S., Ito, T. and Yoshioka, H., 1993. Archaean-Proterozoic boundary interpreted as a catastrophic collapse of the stable density stratification in the core. *J. Geol. Soc. Japan* 100-1: 50–59.
- Kusky, T. M., 1993. Collapse of Archaean orogens and generation of late to post kinematic granitoids. *Geology*, 20: 43–46.
- Lafleche, M. R., Dupuy, C. and Dostal, J., 1991. Archaean orogenic ultrapotassic magmatism: an example from the southern Abitibi greenstone belt. *Precamb. Res.* 52: 71–96.
- Lagabriele Y., Goslin J., Martin H., Thiriot J.-L. and Auzende J.-M., 1997. Multiple active spreading centers in the hot North Fidji Basin (Southwest Pacific): a possible model for Archaean seafloor dynamics? *Earth and Planetary Science Letters*, 149: 1–13.
- Lagarde, J.-L., Brun, J.-P., Gapais, D., 1990. Formation des plutons granitiques par injection et expansion latérale dans leur site de mise en place: une alternative au diapirisme en domaine épizonal. *C. R. Acad. Sci. Paris* 310: 1109–1114.
- Lambert, R. S. J., 1976. Archaean thermal regimes, crustal and upper mantle temperatures, and a progressive evolutionary model for the Earth. In Windley, B. (ed.), *The early history of the Earth*, Wiley, London. 363–373.

- Lambert, R. S. J., 1981. Earth tectonics and thermal history : review and a hot-spot model for the Archaean. In Kröner, A. (ed.), *Precambrian plate tectonics*, Elsevier, Amsterdam. 453–467.
- Laporte, D., 1987. Un exemple d'intrusion syn-tectonique : l'intrusion d'Ile-Rousse, Corse du Nord-Ouest. Etude pétrographique, minéralogique et géochimique ; analyse structurale. Thèse, Univ. J. Monnet, St Etienne. 422 pp.
- Latouche, L., 1997. L'Archéen et les conditions de l'origine de la vie. *Géochronique* 64 : 8–18.
- Launeau, P. and Cruden, A., 1998. Magmatic fabric acquisition mechanisms in a syenite : results of a combined anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis study. *J. Geophysical Res.* 103 : 5067–5089.
- Leake B. E. and al., 1997. Nomenclature of Amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, 9 : 623–651.
- Leloup, P. H., Lacassin, R., Tapponier, P., SchÖrer, U., Zhong, D., Liu, X., Zhang, L., Ji, S. and Phan, T. T., 1995. The Ailao Shan–Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics* 251 : 3–84.
- Liégeois, J.-P., Navez, J., Hertogen, J. and Black, R., 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos* 45 : 1–28.
- Liou, J. G., Graham, S. A., Maruyama, S., Wang, X., Xiao, X., Carroll, A. R., Chu, J., Feng, Y., Hendrix, M. S., Liang, Y. H., McKnight, C. L., Tang, Y., Wang, Z. X., Zhao, M. and Zhu, B., 1989. Proterozoic blueschist belt in western China : best documented precambrian blueschists in the world. *Geology* 17 : 1127–1131.
- Lowe, D. R., 1994. Archaean greenstone-related sedimentary rocks. In *Archaean crustal evolution* Condie, K. C. (ed.), Elsevier. 121–169.
- Ludden, J. N., Hubert, C., Barnes, A., Milkereit, B. and Sawyer, E., 1993. A three-dimensional perspective on the evolution of Archaean crust : LITHOPROBE seismic reflection images in the southwestern Superior Province. *Lithos* 30 : 357–362.
- Mahabaleswar, B., Jayananda, M., Peucat, J.-J. and Shadakshara Swamy, N., 1995a. Archaean gneiss complex from Satnur-Halgur-Sivasamudram area : Petrogenesis and crustal evolution. *J. Geol. Soc. Ind.*, 45 : 33–49.
- Mahabaleswar, B., Shadakshara Swamy, N. and Jayananda, M., 1995b. Geochemistry of metapelites from Archaean high terrain of Dharwar craton. In Yoshida, M. and Santosh, M. (ed.) *India and Antarctica during Precambrian*. Geol. Soc. Ind., Bangalore, India. Memoir 34 : 259–272.
- Machetel, P. and Weber, P., 1991. Intermittent layered convection in a model with an endothermic phase change at 670 km. *Nature* 350 : 55–57.
- Marquer, D., 1987. Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales suisses). *Mem. Geosciences Rennes* n°10. 287 pp.
- Martelat, J.-E., 1998. Evolution thermomécanique de la croûte inférieure du Sud de Madagascar. Thèse, Univ. B. Pascal, Clermont-Ferrand. 232 pp.
- Martelat, J.-E., Vidal, G., Lardeaux, J.-M., Nicollet, C. and Rakotondrazafy, R., 1995. Images spatiales et tectonique profonde des continents : l'exemple du Sud-Ouest de Madagascar. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 321 : 325–332.
- Martelat, J.-E., Lardeaux, J.-M., Nicollet, C., and Rakotondrazafy, R., 2000. Strain pattern and late Precambrian deformation history in southern Madagascar. *Precamb.Res.* 102 : 1–20.
- Martin, H., 1985. Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. *Mem. CAESS* n°1. Rennes, France. 324 pp.
- Martin H., 1987. Petrogenesis of Archaean trondhjemitic, tonalites and granodiorites from Eastern Finland : major and trace element geochemistry. *J. Petrology*, 28 : 921–953.
- Martin H., 1993. The mechanisms of petrogenesis of an Archaean continental crust : comparisons with modern processes. *Lithos* 30 : 373–388.
- Martin H., 1994. The Archaean grey gneisses and the genesis of continental crust. In Condie, K. C (ed.) "Archean crustal evolution". *Developments in Precambrian Geology*, 11. Chapitre 6, 205–260.
- Martin, H., 1986. Effect of steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology* 14 : 753–756.

- Martin, H., 1994. The Archaean grey gneisses and genesis of continental crust. In Condie, K. C. (ed.), *Archaean crustal evolution*, Elsevier, Amsterdam, 205–259.
- Martin, H., 1999. The adakites : modern analogs of Archaean granitoids. *Lithos* 46 : 411–429.
- Martin, H., Peucat, J.-J., Auvray, B. and Jayananda, M., 1993. The Archaean sanukitoid magmatism : Example of the Closepet granite (southern India). *Terra Nova*, 5 : 38.
- Martin, H., Peucat, J.-J., Sabaté, P. and Cunha, J.-C., 1997. Crustal evolution in the early Archaean of South America : example of the Sete Voltas massif, Bahia State, Brazil. *Precamb. Res.* 82 : 35–62.
- McGregor, A. M., 1951. Some milestones in the Precambrian of southern Rhodesia. *Trans. Geol. Soc. S. Africa* 54 : 27–71.
- Meen, J. K., Rogers, J. J. W. and Fullagar, P. D., 1992. Lead isotopic compositions in the western Dharwar craton, southern India : evidence for distinct middle Archaean terrains in a late Archaean craton. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56 : 2455–2470.
- Mezger, K., Hanson, G. and Bohlen, S., 1989. U-Pb systematics of garnet : dating the growth of garnet in the late Archaean Pikwitonei granulite domain at Cauchon and Natawahunan lakes Manitoba, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.* 101 : 136–148.
- Monnier O., 1995. Le socle Protérozoïque de Terre-Adélie (Antarctique Est) : son évolution tectono-métamorphique et sa place dans les reconstitutions du proto-Gondwana. Thèse non publiée, Univ. J. Monnet, St Etienne.
- Moyen J.-F., Martin, H., Jayananda, M., Mahabaleswar, B., and Auvray, B., 1999. From the roots to the top of a granite body : the Closepet granite in South India. *J. Conf. Abstracts* 4-1 : 140 (EUG 10 Meeting, Strasbourg).
- Moyen, J.-F., 1996. Genèse et mise en place des granitoïdes tardi archéens (sanukitoïdes) du Sud de l'Inde. Mémoire de DEA, Univ. B. Pascal. Clermont-Ferrand, France. 61 pp.
- Moyen, J.-F., Martin, H. and Jayananda, M., 1997a. Quantification of crust-mantle relationships during the emplacement of late Archaean Closepet granite (Dharwar craton, South India). *EUG 9th meeting*, Strasbourg, France. 465.
- Moyen, J.-F., Martin, H., Jayananda, M., Peucat, J.-J. and Auvray, B., 1997b. Time-space evolution of the late Archaean magmatism in the Dharwar craton (Karnataka, South India). *EUG 9th meeting*, Strasbourg. 465.
- Moyen, J.-F., Martin, H. and Jayananda, M., 1997c. Origine du granite fini-archéen de Closepet (Inde du Sud) : apports de la modélisation géochimique du comportement des éléments en trace. *C. R. Acad. Sci. Paris* 325 : 659–664.
- Murphy, J. B. and Nance, R. D., 1991. Supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic orogenic belts. *Geology* 19 : 469–472.
- Myers, J. S., 1976. Granitoid sheets, thrusting and Archaean crustal thickening in West Greenland. *Geology* 5 : 265–273.
- Myers, J. S., 1993. Precambrian history of the West Australian craton and adjacent orogens. *Annu. Rev. Earth. Planet. Sci.* 21 : 453–485.
- Myers, J. S. (ed.), 1997. Special Issue : Archaean granite-greenstone geology of the Eastern Goldfields, Yilgarn craton, Western Australia. *Precamb. Res.* 83.
- Myers, J. S. and Kröner, A., 1994. Archaean tectonics. In Hancock, P. L. (ed.), *Continental deformations*. Pergamon Press, Oxford, 355–369.
- Naba, S., Lompo, M., Debat, P. and Bouchez, J.-L., 1999. Emplacement of granite plutons in a large-scale elongate transtensional structure within the Paleoproterozoic crust of Burkina Faso (West Africa) : the Tenkodogo-Yamba alignment. *IV Hutton Symposium Abstracts, Documents du BRGM*, 290 : 102.
- Nöglér, T. F. and Kramers, J. D., 1998. Nd isotopic evolution of the upper mantle during the Precambrian : models, data and uncertainty of both. *Precamb. Res.* 91 : 233–252.
- Naha, K. and Chatterjee, A. K., 1982. Axial plane folding in the Bababudan Hill ranges of Karnataka. *Ind. J. Earth Sci.* 9 : 37–43.
- Naha, K., Srinivasan, R. and Jayaram, S., 1993. Structural relations of charnockites of the Archaean Dharwar craton, southern India. *J. Metamorphic Geol.* 11 : 889–895.
- Narayanaswamy, S., Ziauddin, M. and Ramachandra Rao, A. V., 1960. Structural control and localisation of gold bearing lodes, Kolar Gold Field, India. *Econ. Geol.*, 55 : 1429–1457.
- Naqvi, S. M., 1973. Geological structure and aeromagnetic and gravity anomalies in the central part of the Chitradurga schist belt, Mysore, India. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84 : 1721–1732.

- Nédélec, A., Ralison, B., Bouchez, J.-L. and Grégoire, V., 1999. Structure and metamorphism of the granitic basement around Antananarivo: a key to the Panafrican history of central Madagascar. *Tectonics*, submitted.
- Nelson, D. R., 1998. Granite-greenstone crust formation on the Archaean Earth: a consequence of two surimposed processes. *Earth. Plan. Sci. Lett.* 158: 109–119.
- Newton, R. C., 1989. Metamorphic fluids in the deep crust. *Ann. Rev. Earth. Plan. Sci.* 17: 385–412.
- Newton, R. C., 1990a. The late Archaean high grade terrain of South India and deep structure of the Dharwar craton. In Salisbury, M. H. and Fountain, D. M. (ed.), *Exposed cross sections of the continental crust*, Kluwer Academic press, Amsterdam, 305–326.
- Newton, R. C., 1990b. Fluids and melting in the Archaean deep crust of southern India. In Ashworth, J. R. and Brown, M. (ed.) "High-temperature Metamorphism and Crustal Anatexis", Unwin Hyman. 149–179.
- Nisbet, E. G., 1991. *Living Earth: a short history of life and its home*. Harper Collins.
- Nisbet, E. G., Cheadle, M. J., Arndt, N. T. and Bickle, M. J., 1993. Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: a review of the evidences from komatiites. *Lithos* 30: 291–307.
- Nixon, P. H., Rogers, N. W., Gibson, I. L. and Grey, A., 1981. Depleted and fertile mantle xenoliths from Southern African kimberlites. *Ann. Rev. Earth. Plan. Sci.* 9: 285–309.
- Nutman, A. P., Chadwick, B., Ramakrishnan, M. and Viswanatha, M. N., 1992. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircon in Sargur supracrustal rocks in western Karnataka, southern India. *J. Geol. Soc. India* 39: 367–374.
- Nutman, A. P., Chadwick, B., Krishna Rao, B. and Vasudev, V. N., 1996. SHRIMP U-Pb zircon ages of acid volcanic rocks in the Chitradurga and Sandur Groups and granites adjacent to Sandur schist belt. *J. Geol. Soc. India* 47: 153–161.
- Oak, K. A., 1990. The geology and geochemistry of the Closepet granite, Karnatak, South India. Oxford Polytechnic (now Oxford Brookes University). 297 pp.
- O'Connor, J. T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, 525-B: 79–84.
- Olivier, P., Saint Blanquat, M. (de), Gleizes, G. and Leblanc, D., 1997. Homogeneity of granite fabrics at the metre and dekametre scales. In *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*, Bouchez, J.-L., Hutton, D. and Stephens, W. E. (ed.), Kluwer, Dordrecht, 113–127.
- Patchett, P. J., 1996. Scum of the Earth after all. *Nature* 382: 758–759.
- Paterson, S. R. and Fowler, K. F. Jr, 1993. Re-examining pluton emplacement processes. *J. Struct. Geol.* 15: 191–206.
- Percival, J. A., 1994. Archaean high-grade metamorphism. In Condie, K. C. (ed.), *Archaean crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam. 357–410.
- Perkins, D. and Newton, R. C., 1981. Charnockite geobarometers based on co-existing garnet-plagioclase-pyroxene-quartz. *Nature*, 292: 144–146.
- Petford, N., 1996. Dykes or diapirs? *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87: 105–114.
- Peucat, J.-J., Vidal, P., Bernard-Griffiths, J. and Condie, K. C., 1989. Sr, Nd and Pb isotope systematics in the Archaean low to high grade transition zone of southern India. Syn- accretion vs post accretion granulites. *J. Geol.* 97: 537–550.
- Peucat, J.-J., Mahabaleswar, M. and Jayananda, M., 1993a. Age of younger tonalitic magmatism and granulite metamorphism in the amphibolite-granulite transition zone of southern India (Krishnagiri area): comparison with older Peninsular gneisses of Gorur- Hassan area. *J. Metam. Geol.* 11: 879–888.
- Peucat, J.-J., Gruau, G., Martin, H., Auvray, B., Fourcade, S., Choukroune, P., Bouhallier, H. and Jayananda, M., 1993b. A 2.5 Ga megaplume in south India? *Terra Nova*, 97: 321.
- Peucat, J.-J., Bouhallier, H., Fanning, C. M. and Jayananda, M., 1995. Age of the Holenarsipur greenstone belt, relationshis with the surrounding gneisses (Karnataka, South India). *J. Geol.* 103: 701–710.
- Pichamuthu, C. S., 1961. Transformation of Peninsular gneiss into charnockite in Mysore State, India. *J. Geol. Soc. India*, 2: 46–49.
- Pichamuthu, C. S., 1965. Regional metamorphism and charnockitization in the Mysore State, India. *Indian Minerologist* 6: 119–126.

- Pili, E., Ricard, Y., Lardeaux, J. M. and Sheppard, S. M. F., 1997. Lithospheric shear zones and mantle-crust connections. *Tectonophysics*, 280 : 15–29.
- Platt, J. P. and England, P. C., 1993. Convective removal of lithosphere beneath mountain belts : thermal and mechanical consequences. *Am. J. Sci.* 293 : 307–336.
- Polat, A. and Kerrich, R., sous presse : The mechanism and timing of growth and recycling of the Archaean continental crust : incompatible trace elements systematics of plume and arc-trench systems in the southern Superior province. *Precamb. Res. Spec. Issue*.
- Potrel, A., Peucat, J.-J. and Fanning, C. M., 1998. Archaean crustal evolution of the West African craton : example of the Amsaga area (Reguibat rise). U-Pb and Sm-Nd evidence for crustal growth and recycling. *Precamb. Res.* 90 : 107–117.
- Pupin, J. P., 1980. Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73 : 207–220.
- Querré, G., 1985. Paléogéographie de la croûte continentale à l'Archéen : les granitoïdes tardifs (2.5–2.4 Ga) de Finlande Orientale. PhD. Thesis, Univ. Rennes-1, France.
- Raase, P., Raith, M., Ackermann, D. and Lal, R. K., 1986. Progressive metamorphism of mafic rocks from green schist facies to granulite facies in the Dharwar craton of southern India : *J. Geol.* 94 : 261–282.
- Radhakrishna, B. P., 1956. The Closepet granite of Mysore State, India. *Mysore Geologists Association spec. pub.* 1–110.
- Radhakrishna, B. P. and Naqvi, S. M., 1986. Precambrian continental crust of South India and its evolution. *J. Geol.* 94 : 146–166.
- Radhakrishna, B. and Vaidyanadhan, R., 1994. *Geology of Karnataka*. Geol. Soc. India, Bangalore, India.
- Radhakrishna, B. and Vaidyanadhan, R., 1997. *Geology of Karnataka*. Geol. Soc. India, Bangalore, India (2d edition). 351 pp.
- Raith, M., Raase, P. and Ackermann, D., 1982. The Archaean craton of southern India : metamorphic evolution and P-T conditions. *Geol. Rundschau*, 71 : 280–290.
- Raith, M., Srikantappa, C., Ashamanjari, K. and Spiering, B., 1990. The granulite terrain of Nilgiri Hills (southern India). In *Granulites and crustal evolution*, Vielzeuf, D. and Vidal, P. (ed.), Kluwer Academic Publishers.
- Rajamani, V., Shivakumar, K., Hanson, G. N. and Shenoy, S. B., 1985. Geochemistry and petrogenesis of amphibolites, Kolar schist belt, South India. Evidence from komatiitic magma derived by low percentage of melting of the mantle. *J. Petrol.* 96 : 92–123.
- Rajamani, V., Krogstad, E., Balakrishnan, S. and Hanson, G., 1987. Are the Patna and Bisnattam granites (adjoining the Kolar Schist Belt) cogenetic? *J. Geol. Soc. India* 30 : 98–105.
- Rajamani, V., Shirey, S. B. and Hanson, G. N., 1989. Fe-rich Archaean tholeiites derived from melt-enriched mantle sources : evidence from the Kolar Schist Belt, South India. *J. Geol.* 97 : 487–501.
- Ramakrishnan, M., Kroner, A. and Venkatasu, S. P., 1994. Middle Archaean age of Sargur Group by single grain zircon dating and geochemical evidence from clastic origin of metaquartzite from JC Pura greenstone belt, Karnataka. *J. Geol. Soc. Ind.*, 29 : 471–482.
- Rapp R. P., 1994. Partial melting of metabasalts at 2–7 GPa : experimental results and implications for lower crustal and subduction zone processes. *Mineralogical Magazine*, 58A : 760–761.
- Rapp R. P. and Watson E. B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar : Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.* 36 : 891–931.
- Rapp, R., Shimizu, N., Norman, M. C. and Applegate, G. S., 2000. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge : experimental constraints at 3.8 GPa. *Chem. Geol.* 160 : 335–356.
- Reddy, G. S., 1991. Geochemistry and petrogenesis of granitic rocks around Sakarsanahalli (Kolar) South India. Unpub. PhD thesis, Bangalore University, 147 pp.
- Richardson, S. H., Gurney, J. J., Erlank, A. J. and Harris, J. W., 1984. Origin of diamonds in old enriched mantle. *Nature* 30 : 198–200.
- Richter, F. M., 1985. Models for Archaean thermal regime. *Earth. Plan. Sci. Lett.* 73 : 350–360.
- Richter, F. M., 1988. A major change in the thermal state of the Earth at the Archaean-Proterozoic boundary : consequences for the nature and preservation of continental lithosphere. *J. Petrol. Special lithosphere issue*, 39–52.
- Ridley, J. S., 1992. The thermal causes and effects of voluminous late-Archaean monzogranitic plutonism. *Geol. Dept. (Key centre) Univ., Univ. W. Austr. Publ.* 22 : 275–285.

- Ridley, J. S., Kamber, B. S., Kramers, J. D., Dirks, P. H. and Jelsma, H. A., 1998. Horizontal accretion and the stabilization of the Archaean Zimbabwe craton : discussion and reply. *Geology* 26 : 1148–1149.
- Robertson, I. D. M. and DuToit, M. C., 1981. Mobile belts. In “The Precambrian of the Southern hemisphere”, Hunter, D. R. (ed.), Elsevier. 641–671.
- Rochette, P., 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *J. Struct. Geol.* 9 : 1015–1020.
- Rochette, P., Jackson, M. and Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Review of Geophysics*, 30 : 209–226.
- Rogers, J. J. W., 1988.: The Arsikere granite of southern India : magmatism and metamorphism in a previously depleted crust. *Chem. Geol.* 67 : 155–163.
- Rogers, J. J. W., 1996. A history of continents in the past three billion years. *J. Geol.* 104 : 91–107.
- Rogers, J. J. W., Callahan, E. J., Dennen, K. O., Fullagar, P. D., Stroh, P. T. and Wood, L. F., 1986. Chemical evolution of Peninsular Gneisses in the western Dharwar craton, Southern India. *J. Geol.* 94 : 232–246.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data. Longman, London. 352 pp.
- Rollinson, H., 1997. Eclogite xenoliths in west African kimberlites as residues from Archaean granitoid crust formation. *Nature*, 389 : 173–176.
- Rollinson, H., 1999. TTG genesis and Archaean crustal growth. *J. Conf. Abstr.* 4 : 140. (EUG 10 meeting).
- Rollinson, H., Windley, B. F. and Ramakrishnan, M., 1981. Contrasting high and intermediate pressures of metamorphism in the Archaean Sargur schists of southern India. *Contrib. Mineral. Petrol.* 76 : 420–429.
- Romn-Berdiel, T., Gapais, D. and Brun, J.-P., 1997. Granite intrusion along strike-slip zones in experiment and nature. *Am. J. Sci.* 297 : 651–678.
- Rosenfeld, A. and Kak, A. C., 1982. Digital picture processing. in “Computer sciences and applied mathematics”, Kluwer Academic Press. 2 vol., 687 pp.
- Rosing, M. T., 1999. 13C-depleted carbon microparticles in 3700 Ma sea-floor sedimentary rocks from West Greenland. *Science* 283 : 674–676.
- Rudnick, R., 1995. Making continental crust. *Nature*, 378 : 571–578.
- Saint Blanquat, M. (de) and Tikoff, B., 1997. Development of magmatic to solid-state fabrics during syntectonic emplacement of the Mono Creek granite, Sierra Nevada batholith. In *Granite : from segregation of melt to emplacement fabrics*, Bouchez, J.-L., Hutton, D. and Stephens, W. E. (ed.), Kluwer, Dordrecht, 231–252.
- Saint Blanquat, M. (de), Tikoff, B., Teyssier, C. and Vigneresse, J.-L., 1998. Transpressional kinematics and magmatic arcs. In *Continental transpressional and transtensional tectonics*, Holdsworth, R. E., Strachan, R. A. and Dewey, J. F. (ed.), *Geol. Soc. Special Publication*, London, 135 : 327–340.
- Sajona, F. G., Maury, R. C., Bellon, H., Cotten, J. and Defant, M. J., 1996. HFSE enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *J. Petrol.* 37 : 693–726.
- Sambandam, S. T., Ramachandram, T. V., Devaprasad, C., Reddy, U. S. N., Srinivasan, R., Prakash, P. and Ramakrishnan, M., 1994. Project Vasundra —Generalized geological map of South India (map G-I) at 1/2 000 000 scale. *Geol. Surv. India*.
- Sampat Iyengar, P., 1979. Centenary commemoration of Professor Sampat Iyengar. Selected works on the geology of parts of Karnataka. Dept. Mine. Geol. Bangalore, Ka, India.
- Sawyer, E. W. and Benn, K., 1993.: Structure of the high grade Opatika belt and adjacent low grade Abitibi sub-province, Canada : an Archaean mountain front. *J. Struct. Geol.* 15 : 1443–1458.
- Schmidt M. W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure : an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 110 : 304–310.
- Schmidt, M. W. and Poli, S., 1998. Experimentally-based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth. Plan. Sci. Lett.* 163 : 361–379.
- Sen C. and Dunn T., 1994. Experimental modal metasomatism of a spinel lherzolite and the production of amphibole-bearing peridotite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 119 : 422–432.

- Sen, S. K. and Bhattacharya, A., 1990. Granulites of Satnuru and Madras area: a study in different behaviours of fluids: in Vielzeuf, D. and Vidal, P., (ed.), *Granulites and crustal evolution*, NATO ASI series, serie C. v. 311: 367–384.
- Shirey, S. B. and Hanson, G. N., 1984. Mantle-derived Archaean monzodiorites and trachyandesites. *Nature* 310: 222–224.
- Shirey, S. B. and Hanson, G. N., 1986. Mantle heterogeneity and crustal recycling in Archaean granite-greenstone belts: evidence from Nd isotopes and trace elements in the Rainy lake area, Superior Province, Ontario, Canada. *Geoch. Cosmoch. Acta* 50: 2631–2651.
- Sills, J. D., Wang, K. Y., Yan, Y. H. and Windley, B. F., 1987. The Archaean granulite-gneiss terrain in Eastern Hebei province NE China: geological framework and metamorphic conditions. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 27: 297–305.
- Smith, P. E., Farquhar, R. M. and Halls, H. C., 1992. U-Th-Pb isotope study of mafic dykes in the Superior Province, Ontario: uniformity of initial Pb isotope ratios of the Hearst dykes. *Chem. Geol.* 94: 261–280.
- Smithies, R. H. and Champion, D. C., 1999a. Late-Archaean felsic alkaline igneous rocks in the Eastern Goldfields, Yilgarn craton, Western Australia: a result of lower crustal delamination? *J. Geol. Soc. Lond.* 156: 561–576.
- Smithies, R. H. and Champion, D. C., 1999b. Archaean high-Mg diorite (sanukitoid) suite, Pilbara Craton, Western Australia: petrogenesis and links to tonalite-trondhjemite-granodiorite and alkaline magmatism. *J. Petrol.*, sous presse.
- Smithies, R.H., and Champion, D.C., 1999c. Archaean high-Mg diorite (sanukitoid) suite, Pilbara Craton, Western Australia. In B.Barbarin (ed.), “The origin of granites and related rocks: fourth Hutton symposium abstracts (Clermont-Ferrand, France, September 1999)”. 190.
- Snowden, P. A., 1984. Non-diapiric batholiths in the North of the Zimbabwe shield. In *Pre-cambrian tectonics illustrated*, Kröner, A. and Greiling, R. (ed.). Nägele und Obermiller, Stuttgart. 135–145.
- Stähle, H. J., Raith, M., Hoernes, S. and Delfs, A., 1987. Element mobility during incipient granulite formation at Kabbaldurga, southern India: *J. Petrol.* 28: 803–834.
- Steiger, R. H. and Jager, E., 1977. Sub commission on geochronology: convection of the use of decay constant in geo and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36: 359–362.
- Stein, M. and Goldstein, S. L., 1996. From plume head to continental lithosphere in the Arabian-Nubian shield. *Nature* 382: 773–778.
- Stein, M. and Hofmann, A. W., 1994. Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature* 372: 63–68.
- Stern, R. A., 1989. Petrogenesis of Archaean sanukitoid suite. PhD Thesis, State University of New York at Stony Brook, 275 pp.
- Stern, R. A., Hanson, G. N and Shirey, S. B., 1989. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in Southwestern Superior Province. *Can. J. Earth. Sci.* 26: 1688–1712.
- Stern, R. A. and Hanson, G., 1991. Archaean high-Mg granodiorites: a derivative of light rare earth enriched monzodiorite of mantle origin. *J. Petrol.*, 32: 201–238.
- Stevenson, R., Henry, P. and Gariépy, C., 1999. Assimilation-fractional crystallization origin of Archaean sanukitoid suites: Western Superior Province, Canada. *Precamb. Res.* 96: 83–99.
- Stormer, J. and Nicholls, J., 1978. XLFRAC: A program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers and Geosciences* 4: 143–159.
- Stuckless, J. G., Hedge, C. E., Worl, R. G., Simmons, K. R., Nkomo, I. T and Wenner, D. B., 1985. Isotopic studies of late Archaean plutonic rocks in the Wind River Range, Wyoming. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96: 850–860.
- Subba Rao, M. V., Divakara Rao, V., Balaram, V. Ganeshwara Rao, T., 1992a. Source characteristics, petrogenesis and evolution of the LILE-enriched granitic terrain of the Kadiri region in Anantapur district, Andhra Pradesh. *Proc. 28th Annual convention and the seminar on "geophysics for rural development"*, dec. 1991, Hyderabad, India. 108–117.
- Subba Rao, M. V., Divakara Rao, V., Govil, P. K., Balaram, V. and Pantulu, G. V. C., 1992b. Geochemical and Sr isotopic signatures in the 2.6 By Lepakshi granite, Anantapur district, Andhra Pradesh: implications for its origin and evolution. *Indian Minerals* 46: 289–302.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in Ocean Basin*, *Geol. Soc. Sp.*

Publ., London, 42: 313–345.

Suryanarayana, K. V., 1960. The Closepet granite and associated rocks (part I). *Indian Mineralogist* 1: 86–100.

Suryanarayana, K. V., 1964. The Closepet granite and associated rocks (part II): Fabric of the Closepet granite. *Indian Mineralogist* 5: 60–68.

Sutcliffe, R. H., 1989. Magma mixing in the late Archaean tonalitic and mafic rocks of the Lac des Iles, Western Superior Province. *Precamb. Res.*, 44: 81–101.

Swami Nath, J., Ramakrishnan, M., and Viswanatha, M. N., 1976. Dharwar stratigraphic model and Karnataka craton evolution. *Rec. Geol. Surv. India*, 107: 149–175.

Swaminath, J. and Ramakrishnan, M., (ed.) 1981. Early Precambrian supracrustals of southern Karnataka. *Mem. Geol. Surv. Ind.*, 112, 308 pp.

Sylvester, P. J., 1994. Archaean granite plutons. In Condie, K. C (ed.) *Archaean crustal evolution. Development in Precambrian Geology*, 11. Elsevier, Amsterdam. 261–314.

Taira, A., Pickering K. T., Windley, B. F. and Soh, W., 1992. Accretion of Japanese island arcs and implications for the origin of Archaean greenstone belts. *Tectonics* 11: 1224–1244.

Talbot, C. J., 1973. A plate tectonic model for the Archaean crust. *Phil. trans. R. Soc. London A273*: 413–427.

Tapponier, P. and Molnar, P., 1977. Active faulting and tectonics in China. *J. Geophysical Res.* 82-20: 2905–2929.

Tarney, J., Dalziel, I. W. D. and de Wit, M. J., 1976. Marginal basin "Rocas Verdes" complex from S. Chile: a model for Archaean greenstone belt formation. In *The early evolution of the Earth*. Windley, B. F. (ed.) Wiley, London. 131–146.

Taylor, P. N., Chadwick, B., Moorbath, S., Ramakrishnan, M. and Viswanatha, M. N., 1984. Petrography, chemistry and isotopic ages of Peninsular gneisses, Dharwar acid volcanics and Chitradurga granites with special reference to Archaean evolution of Karnataka craton, southern India. *Precamb. Res.*, 3: 349–375.

Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985. *Continental crust: an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*. Blackwell, Oxford. 312 pp.

Taylor, S. R., and McLennan, S. M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.* 33: 241–265.

Thurston, P. C., 1994. Archaean volcanic patterns. In Condie, K. C. (ed.) *Archaean Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam. 45–84.

Treloar, P. J., Coward, M. P. and Harris, N. B. W., 1992. Himalayan-Tibetan analogies for the evolution of the Zimbabwe craton and Limpopo belt. *Precamb. Res.* 55: 571–587.

Van Reenen, D. D., Roering, C., Ashwal, L. D and de Wit, M. J., 1992. Regional geological setting of the Limpopo belt. *Precamb. Res.* 55: 1–5.

Vaucher, A., Neves, S. P. and Tommasi, A., 1997. Transcurrent shear zones and magma emplacement in Neoproterozoic belts of Brazil. In *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*, Bouchez, J.-L., Hutton, D. and Stephens, W. E. (ed.), Kluwer, Dordrecht, 275–293.

Vearncombe, S., and Kerrich, R., 1999. Geochemistry and geodynamic setting of volcanic and plutonic rocks associated with early Archaean volcanogenic massive sulphide mineralization, Pilbara craton. *Precamb. Res.* 98: 243–270.

Vielzeuf, D. and Clemens, J. D., 1992. The fluid-absent melting of phlogopite + quartz: experiments and models. *Am. Min.* 77: 1206–1222.

Vigneresse, J.-L., 1995. Control of granite emplacement by regional deformation: Tectonophysics, 249: 173–186.

Vigneresse, J.-L., Barbey, P. and Cuney, M., 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *J. Petrol.* 37: 1579–1600.

Vigneresse, J.-L. and Bouchez, J.-L., 1997. Successive granitic magma batches during pluton emplacement: the case of Cabeza de Araya (Spain). *J. Petrol.* 38: 1767–1776.

Viljoen, R. P. and Viljoen, M. J., 1969. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht group and a proposed new class of igneous rocks. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Africa* 2: 55–85.

Viswanatha, M. N. and Ramakrishnan, M., 1975. The pre-Dharwar supracrustal rocks in southern Karnataka and their tectono-metamorphic significance. *Ind. Mineral.* 16: 48–65.

- Walker, R. J. Shiray, S. B., Hanson, G. N., Rajamani, V. and Horan, M. F., 1989. Re-Os, Rb-Sr and O isotope systematics of Archaean Kolar Schist Belt, Karnataka, India. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53 : 3005–3013.
- Walsh, M. M. and Lowe, D. R., 1985. Filamentous microfossils from the 3,500-Myr-old Onverwacht Group, Baberton Mountain Land, South Africa. *Nature* 314 : 530-532.
- Watkeys et al., 1997. In *Intraplate magmatism and tectonics of Southern Africa*. Geol. Soc. Zimbabwe, Harare, Zimbabwe.
- Wells, P. R. A., 1981. Accretion of continental crust; thermal and geochemical consequences. *Phil. Trans R. Soc. Lond.* 301 : 347–357.
- West, G. F., 1980. Formation of continental crust. *Geol. Ass. Canada. Spec. Pap.* 20 : 117–148.
- Whitehouse, M., 1999. Geochemical characteristics of 3.6–3.8 Ga Amitsoq gneiss zircons : Implications for their origin and early crustal evolution in West Greenland. *J. Conf. Abstr.* 4 : 144. (EUG 10 meeting).
- Wijbrans, J. R. and Mac Dougall, I., 1987. On the metamorphic history of an Archaean granitoid greenstone terrane, East Pilbara, Western Australia, using the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum technique. *Earth. Plan. Sci. Lett.* 84 : 226–242.
- Williams, I. S. and Collins, W. J., 1990. Granite-greenstone terranes in the Pilbara block, Western Australia, as coeval volcano-plutonic complexes; evidence from U-Pb zircon dating of the Mount Edgar batholith. *Earth. Plan. Sci. Lett.* 97 : 41–53.
- Wilson, J. T. and Burke, K., 1972. Two types of mountain building. *Nature*, 239 : 448–449.
- Windley, B. F., 1984a. The Archaean-Proterozoic boundary. *Tectonophysics* 105 : 43–53.
- Windley, B. F., 1984b. *The Evolving continents*. John Wiley and sons, New York, 339 pp.
- Windley, B. F., 1995. *The Evolving continents* (3rd edition) Chester, John Wiley, 526 pp.
- Windley, B.F. and Bridgwater, D., 1971. The evolution of Archaean low and high-grade terrains. *Geol. Soc. Aust. Spec. Publ.* 3 : 33–46.
- Winkler, H., Boese, M., Marcopoulos, T., 1975. Low temperature granitic melts. *N. Jb. Min.* 11 : 481–484.
- Wolf M. B and Wyllie P. J., 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar : the effects of temperature and time. *Contrib. Mineral. Petrol.* 115 : 369–383.
- Wyllie, P. J., 1977. Crustal anatexis : an experimental review. *Tectonophysics* 43 : 41–71.
- Yale, L. B. and Carpenter, S. J., 1998. Large igneous provinces and giant dyke swarms : proxies for supercontinent cyclicity and mantle convection. *Earth. Plan. Sci. Lett.* 163 : 109–122.
- Zachariah, J. K., Mohanta, M. K. and Rajamani, V., 1996. Accretionary evolution of the Ramagiri Schist Belt, Eastern Dharwar Craton. *J. Geol. Soc. India*, 47 : 279–291.
- Zachariah, J. K., Rajamani, V. and Hanson, G. N., 1997. Petrogenesis and source characteristics of metatholeiites from the Archean Ramagiri Schist Belt, eastern part of Dharwar craton, India. *Contrib. Mineral. Petrol.* 129 : 87–104.
- Zamora, D., Vielzeuf, D., Schmidt, M. and Martin, H., 1997. Fluid-absent melting of an alkali-rich, altered basalt. Petrological implications and genesis of Na-rich melts. *Terra Nova* 10, Abstract supplement 1 (EMPG VII, Orléans, March 97), 70.
- Zegers, T. E., 1996. Structural, kinematics and metallogenic evolution of selected domains of the Pilbara granitoid-greenstone terrain : implication for mid-Archaean tectonic regimes. Unpub. PhD. thesis, Univ. Utrecht.
- Zegers, T. E., White, S. H., de Keijzer, M. and Dirks, P. G. H. M., 1996. Extensional structures during deposition of the 3460 Ma Warrawoona group in the Eastern Pilbara craton, Western Australia. *Precamb. Res.* 88 : 233–247.

**Annexe 1 : Descriptions de
terrain et pétrographiques des
granites de l'Est du Craton de
Dharwar.**

Cette annexe regroupe des données plus précises que dans la quatrième partie sur les différents massifs granitiques de l'EDC. Elle est principalement basée sur les données de terrain des différentes missions, complétées par quelques descriptions pétrographiques, publiées (Balakrishnan et Rajamani, 1987 ; Reddy, 1991 ; Subba Rao et al., 1992a et b ; Jayananda et al., 2000) ou non (B. Auvray, com. pers. sur les granitoïdes de la région de Bangalore–Kolar).

Pour des raisons de simplicité, la zone d'étude a été découpée en plusieurs secteurs :

- En faciès granulite, ou à la limite amphibolite-granulite : région de Krishnagiri–Kolar.
- En faciès amphibolite de haut degré : régions de Bangalore–Kolar ; autour de la ceinture de Kolar ; autour de Tirupathi.
- En faciès amphibolite de bas degré : Sud-Ouest de l'Andhra Pradesh.

Dans les régions correspondant au faciès amphibolite, on observe aussi un socle ancien, composé de gneiss TTG (Gneiss Péninsulaires au sens strict).

Les descriptions proposées ici sont avant tout des généralisations à partir de quelques observations de terrain, ou de quelques descriptions de la littérature.

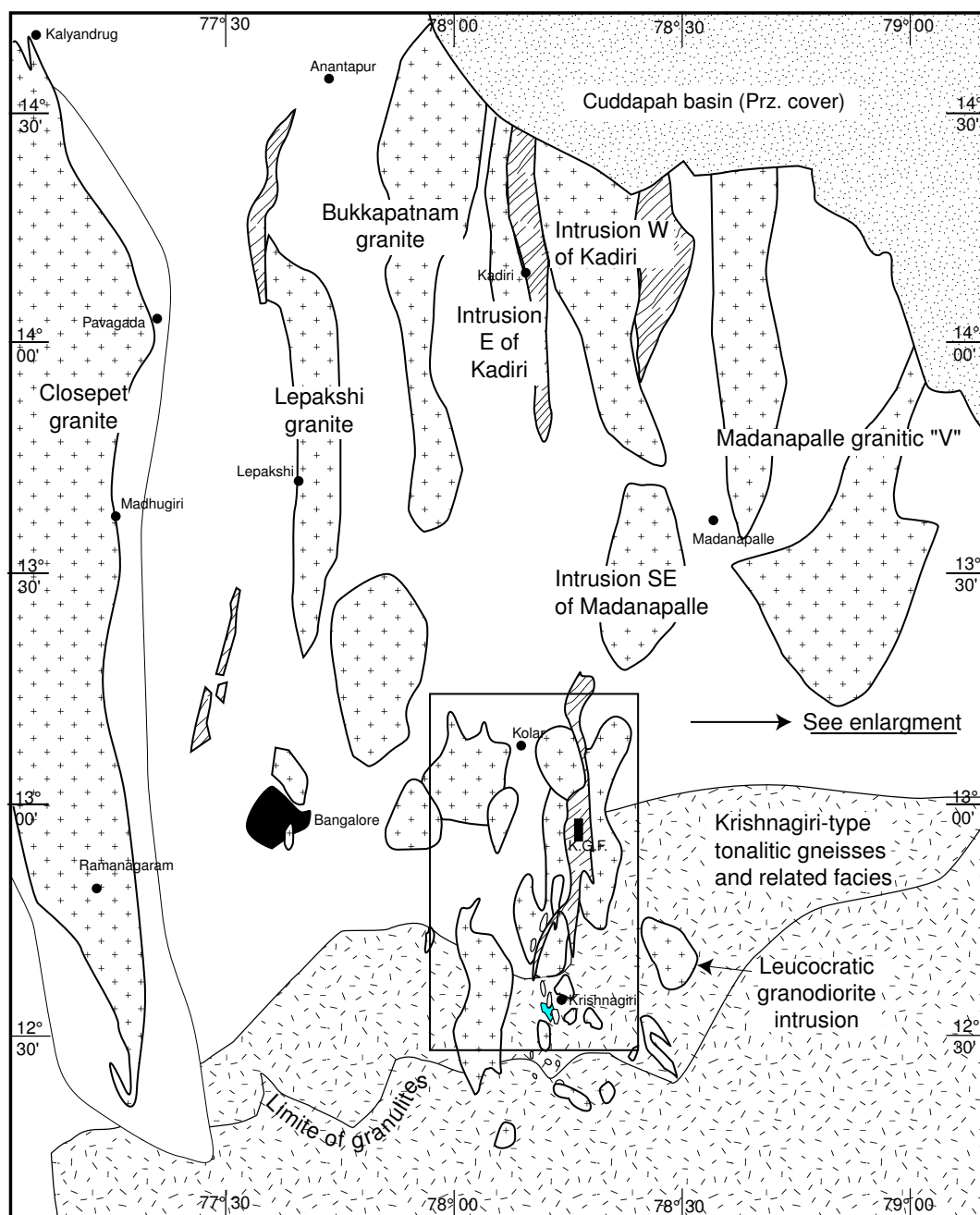


FIG. 1 – Carte du magmatisme tardi-archéen de l'EDC, précisant la localisation des principales intrusions et la toponymie qui sera adoptée dans cette annexe. Aggrandissement figure 2.1

Chapitre 1

Types pétrographiques

Les granites de l'EDC peuvent se rattacher à quelques grands types pétrographiques (d'après B. Auvray, communication écrite, Janvier 1996 ; Balakrishnan et Rajamani, 1987 ; et l'échantillonnage des missions 97 et 98). Dans les descriptions, les espèces minérales sont données par ordres d'abondance décroissante. Pour chaque type pétrographique, une abréviation en trois lettres est proposée, elle sera utilisée dans le texte et les tableaux ultérieurs. Des photos des différents faciès se trouvent dans les planches couleurs, à la fin de ce mémoire.

1.1 Le socle TTG

Dans toute cette zone, les Gneiss Péninsulaires “vrais” affleurent assez mal, souvent à la faveur de zones en relief autour de filons de granite. Ils se caractérisent par un aspect très polyphasé, d'une part, et par une importante déformation à l'état solide, d'autre part. Surtout, il s'agit exclusivement de roches appartenant à la série TTG, ce qui les différencie très clairement des granites syn-tectoniques, à feldspath potassique abondant, qui constituent l'essentiel du magmatisme tardi-archéen du secteur.

Certains affleurements (BH 71 par exemple) ont permis d'établir la chronologie relative suivante au sein des Gneiss Péninsulaires, du plus ancien au plus récent :

1. Gneiss à gros grain, granitique à granodioritique
2. Dykes d'amphibolite
3. Gneiss tonalitique à grain fin
4. Migmatisation et structuration métamorphique de l'ensemble.

1.2 Les roches sodiques : tonalites et trondhjémites

1.2.1 Les tonalites de Krishnagiri (“KGT”)

Ces roches s'observent dans la partie Sud de la zone étudiée (Krishnagiri–Kolar : Condie et Allen, 1982 ; Allen, 1985 ; Peucat et al., 1989, 1993). Elles sont généralement très foliées et déformées à l'état solide. La foliation est marquée par l'alignements des minéraux ferromagnésiens (gros cristaux d'amphibole notamment), et par l'allongement préférentiel de tout les autres minéraux. Des bandes broyées, à texture engrenée et à grains de petite taille s'observent fréquemment.

La paragenèse principale est à plagioclase (An_{20-30} , près de 50 %), quartz (25–30 %), amphibole (hornblende verte) et biotite (10–15 % de minéraux ferromagnésiens au total,

en proportions relatives variables), feldspath potassique (microcline perthitique, 5 %). Les minéraux accessoires sont les oxydes, le sphène et le zircon.

En un point (BH 218), des gneiss d'aspect analogue sur le terrain se sont révélés très potassiques (30 à 40 % de feldspath potassique). Cependant, ce type n'a pas été reconnu ailleurs.

1.2.2 Les tonalites à grain fin (“TGF”)

Connues surtout sous forme de filons qui recoupent l'intrusion de Kolar, ces roches de couleur grise sont équi-granulaires, à grain fin (0,2–1 mm). Il est probable que ces filons correspondent à une petite intrusion entre les massifs de Kolar, et de Nandi Hill.

La paragenèse est à plagioclase (An_{15-20}), quartz, biotite. Le microcline interstitiel est occasionnel. Les minéraux accessoires sont les oxydes, l'apatite, le sphène, l'épidote, le zircon et l'allanite.

1.2.3 Les tonalites à gros grain (“TGG”)

Ce faciès correspond surtout au Kambha gneiss, à l'Est de la ceinture de Kolar (Balakrishnan et Rajamani, 1987). C'est une roche à grain grossier, à tendance porphyroïde, généralement orthogneissifiée. Elle est composée de gros cristaux (1–2 cm) de plagioclase sub-automorphe, dans une matrice de quartz avec du feldspath potassique en faibles proportions. Les minéraux ferro-magnésiens sont la biotite et la hornblende verte; les phases accessoires, l'épidote, le sphène, l'apatite, le zircon et les oxydes.

1.3 Les granodiorites

1.3.1 Les granodiorites sombres (“GDS”)

Ce type correspond principalement aux “Dod gneiss” de Balakrishnan et Rajamani, 1987. Il s'agit d'une roche assez sombre (les minéraux ferro-magnésiens peuvent représenter de 25 à 30 % de la roche). La texture est équante, avec de rares phénocristaux de microcline. Des enclaves microgrenues sombres sont fréquentes. La paragenèse principale est à quartz, plagioclase (An_{20-30}), microcline perthitique, hornblende verte et biotite. Les minéraux accessoires sont la magnétite, l'ilménite, l'épidote, le sphène, l'apatite, le zircon et l'allanite.

1.3.2 Les granodiorites leucocrates à amphibole (“GDL”)

Ce type de roche s'observe surtout sous forme de petits filons au sein des gneiss de Krishnagiri; vers le Nord-Est (Tirupathi) il semble constituer des masses plus importantes. Son aspect est très caractéristique: gros cristaux d'amphibole (5 mm) qui tranchent sur un fond uniformément blanc, également à grain moyen. Ces granodiorites contiennent du quartz, du plagioclase (An_{10-20} dans les échantillons étudiés; mais le plagioclase y est aussi fortement séricitisé, il est donc possible que le plagioclase primaire ait été plus basique), du feldspath potassique (microcline perthitique), de l'amphibole. La biotite n'est présente qu'à l'état de traces. Les minéraux accessoires sont les oxydes, l'apatite, le zircon.

Par endroit, à l'approche du faciès granulite, des veines de composition sans doute analogue apparaissent sous forme de charnockites injectées dans les gneiss; elles contiennent alors de gros cristaux d'orthopyroxène (1–2 cm) aux reflets cuivrés, dans un fond de quartz et de feldspath rose.

1.4 Les granites à biotite dominante

C'est le type pétrographique dominant de la région. Il peut être subdivisé en trois sous-types :

1.4.1 Les granites équigranulaires à biotite (“GBE”)

Ce faciès est le plus répandu dans les granites au voisinage du bassin de Cuddapah. On le trouve dans le massif de Lepakshi (et dans la région de Nandi Hill, où il constitue la phase sombre), dans le massif de Bukkapatnam, et dans les deux massifs à l'Est et à l'Ouest de Kadiri. Il s'agit d'un granite à grain fin à moyen (1–3 mm), équigranulaire, gris ou rose. Il se compose de quartz, feldspath potassique (microcline perthitique), plagioclase (An_{10-15}) et biotite. De l'amphibole (hornblende verte) apparaît très occasionnellement. Les minéraux accessoires, peu abondants, sont les oxydes, l'apatite, le zircon et l'allanite ; le sphène existe parfois.

1.4.2 Les granites à biotite à tendance porphyroïde (“GBP”)

Ce type s'observe dans l'intrusion de Kolar, dans les granites autour de Krishnagiri, dans le massif (en “V”) de Madanapalle, et dans la région de Nandi Hill (Sud de l'intrusion de Lepakshi). Il est caractérisé par un grain moyen (2–5 mm), avec fréquemment (mais pas de façon systématique) des phénocristaux de feldspath potassique blancs, qui lui confèrent un aspect porphyroïde. De ce fait, il apparaît plus clair que le faciès précédent.

Sa paragenèse typique est à quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite. Par comparaison avec le type précédent, le plagioclase et la biotite sont moins abondants. Ici aussi de l'amphibole peut exister. Les minéraux accessoires sont les mêmes que précédemment.

1.4.3 Les granites à biotite et amphibole (“GBA”)

Ce type, assez rare, n'a été reconnu que dans la région de Bangalore (BH 41 = IND 61), où il est indifféremment à grain moyen et à tendance porphyroïde (2–3 mm) ou équigranulaire et à grain plus fin (1 mm) ; et dans l'intrusion entre Madanapalle et la ceinture de Kolar.

Analogue aux deux faciès précédents, ce granite ne s'en distingue que par l'existence d'amphibole, en proportions à peu près équivalente à la biotite.

1.5 Les leucogranites

Peu abondants en volume, les leucogranites sont pourtant présents très fréquemment, sous forme de filons tardifs ou de phases comagmatiques mineures. Tous sont caractérisés par leur faible concentration en minéraux ferro-magnésiens (moins de 5%), ces derniers n'étant représentés que par la biotite. Deux types ont été distingués :

1.5.1 Les leucogranites fins (“LGF”)

Ce faciès, assez fréquent, est présent sous forme de filons tardifs autour de Bangalore et de Kolar ; sous forme d'une petite intrusion (Tekal) au Sud-Est de celle de Kolar ; sous forme d'une phase comagmatique mineure près de la ceinture de Kolar (Dosa gneiss) ou dans le massif entre la ceinture de Kolar et Madanapalle. C'est un granite à feldspath alcalin (microcline perthitique, maclé Carlsbad), quartz, et plagioclase très minoritaire (5 %). La biotite ne dépasse pas les 5% de la roche, et n'est souvent présente que sous forme de traces. Le zircon, l'apatite, le sphène et les oxydes sont présents mais peu abondants.

1.5.2 Les leucogranites grossiers à allanite (“LGA”)

C’est dans l’intrusion en “V” de Madanapalle que ce faciès s’observe le mieux; mais il existe aussi dans la région de Kolar. Ce faciès à tendance pegmatitique est composé de microcline perthitique et de quartz. Le plagioclase et la biotite sont occasionnels. On observe de rares oxydes, quelques cristaux de sphène ou de zircon. En revanche l’allanite est abondante et sous forme de gros cristaux, parfois plurimillimétriques.

1.6 Les granites porphyroïdes potassiques(“GPK”)

Ce type correspond essentiellement au faciès porphyroïde du massif de Closepet. Il est aussi observé dans le massif de Bukkapatnam, accompagné d’enclaves microgrenues sombres, monzodioritiques. La description de ce faciès est donné dans la troisième partie.

Chapitre 2

Répartition géographique

2.1 Dans le faciès des granulites : la région de Krishnagiri–Kolar

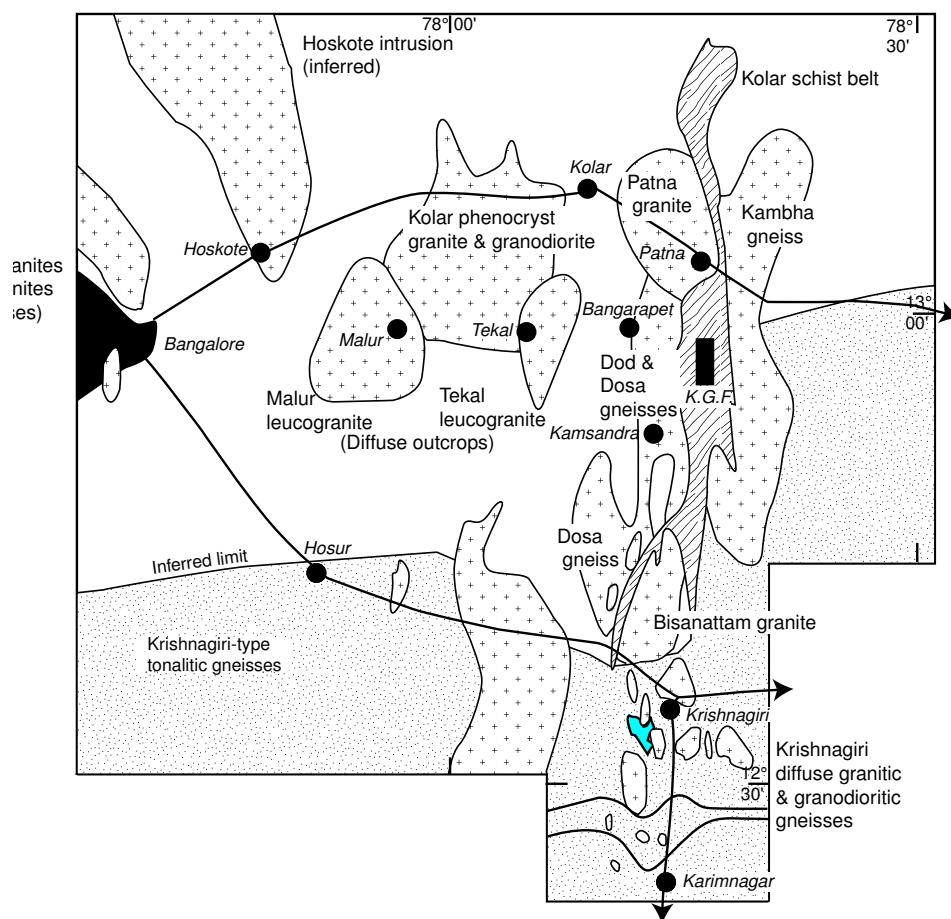


FIG. 2.1 – Agrandissement de la figure 1 (Région de Kolar–Krishnagiri–Bangalore)

2.1.1 Les “gneiss tonalitiques de Krishnagiri”

Les affleurements observables dans cette région sont de plus en plus hétérogènes au fur et à mesure que l’on se rapproche de la zone du faciès granulite, c’est à dire du Nord vers le Sud. Allen (1985) a proposé une carte de cette zone. Celle-ci ne représente bien sûr que les structures visibles à l’échelle de la carte ; or, l’hétérogénéité des faciès est visible à l’échelle de la dizaine de centimètres, ce qui confère à toute cartographie un aspect inévitablement simplificateur.

Sur la base à la fois des travaux d’Allen, et de nos observations de terrain (au Nord-Est du secteur étudié par Allen), la région comprise entre la pointe Sud de la ceinture de Kolar, et la limite du faciès granulite, est essentiellement constituée des roches suivantes :

1. Un gneiss gris sombre, à grain fin, plus ou moins folié selon les endroits, de type KGT, qui correspond au “transition zone tonalitic gneiss” de Allen (1985) et Condie et al. (1982).
2. Ce gneiss est injecté, le plus souvent de façon sub-concordante, par de petites veines granitiques ou granodioritiques à gros grains, à gros cristaux d’amphibole automorphes, de type GDL. Ils correspondent aux “granodioritic gneisses” d’Allen.
3. Par endroit, on trouve des petits filons ou intrusions plus grandes (100 m à quelques kilomètres) de “vrai” granite (GBP) (par exemple les inselbergs exploités en carrière, ou portant un fort, autour de la ville de Krishnagiri), il s’agit des “granitic gneisses” d’Allen.

Enfin, en général au sein des gneiss tonalitiques, mais parfois dans les autres faciès, on trouve des enclaves basiques à ultra-basiques, à amphiboles. L’affinité de ces fragments (cumulats ? morceaux de ceintures de roches vertes ? filons basaltiques métamorphisés ?) reste énigmatique. On peut vraisemblablement les identifier aux “mafic charnockites” d’Allen (1985). Au Nord-Est de cette région (BH 216 à 220), ces enclaves ne s’observent que associées aux granodiorites blanches à amphibole : les enclaves basiques et ultra-basiques sont entourées de films centimétriques à décimétriques de la granodiorite blanche.

2.1.2 Extension de ces produits

Cette lithologie, définie dans la région de Krishnagiri, couvre en fait une surface plus importante ; on peut tenter d’en évaluer l’extension réelle :

Vers le sud

Au Sud de Krishnagiri, on passe très vite à des gneiss “de transition” (vers les granulites), puis aux charnockites proprement dites. Cependant, les gneiss granulitiques présentent les mêmes faciès que les gneiss non granulitiques : un faciès dominant, tonalitique à grain fin, injecté par des filons subconcordants de granite ou de granodiorite.

Au Nord-Ouest

Nous n’avons que très peu visité ce secteur. Les inselbergs présents dans cette région sont composés, soit d’intrusions granitiques analogues à celles que l’on trouve au voisinage de la ville de Krishnagiri, soit de zones où les gneiss tonalitiques sont particulièrement riches en injections centimétriques de granite ou de granodiorite (BH 150).

Plus à l’ouest, en allant vers le massif de Closepet, on retrouve l’assemblage de gneiss tonalitiques injectés de filonets granitiques et granodioritiques (BH 256). Ce point correspond sans doute à la limite NW de l’extension de ce faciès, puisque un affleurement (BH 258) voisin, présente un granite anatectique rose, riche en enclaves de gneiss migmatitiques avec

des boudins d'amphibolites (Gneiss Péninsulaires?) et d'une roche basique analogue aux monzonites à clinopyroxène du batholithe de Closepet.

La transition entre les faciès "Closepet" et les faciès "gneiss tonalitiques" n'est pas connue. Son étude en sera d'autant moins facile que, sur le terrain, à la fois les faciès potassiques ("monzonite à clinopyroxène") et sodiques ("gneiss tonalitiques") sont tout à fait analogues; d'autre part cette zone, proche du faciès granulite, est assez accidentée et relativement mal desservie par le réseau routier.

Au Nord-Est

Au Nord-Est, ces gneiss s'observent jusque dans la région de Vellore (TN), vers 13°N. Ils y présentent les mêmes caractéristiques que dans la région de Krishnagiri, avec des degrés divers de déformation. Krogstad et al. (1991) décrivent, dans une intrusion à l'Est de la ceinture de Kolar ("Kambha gneiss"), une enclave de type "agmatitic gneiss". Chimiquement, cette enclave est assez analogue aux gneiss tonalitiques du secteur; ce qui laisse supposer que les "Kambha gneiss" se seraient mis en place au sein des gneiss tonalitiques.

2.2 Dans le faciès amphibolite

Dans ces secteurs, les granites tardi-archéens se présentent sous la forme d'intrusions cartographiables, de taille pluri-kilométrique. La richesse en feldspath potassique de ces granites fait qu'ils affleurent bien mieux que les Gneiss Péninsulaires dans lesquels ils sont intrusifs; ils forment des zones en relief aisées à reconnaître dans la topographie. A l'intérieur de chacune de ces intrusions, on observe des faciès homogènes.

2.2.1 Région de Bangalore-Kolar

Cette région est le secteur d'étude de Jayananda et al. (2000). Dans la totalité de ce secteur, les granites présentent une structuration N20, subverticale. Elle est marquée par une orientation minérale préférentielle. En lame mince, on trouve des bandes où la taille des grains (de quartz en général) est très réduite, et à extinction roulante, avec une texture engrenée. Enfin, par endroit on trouve des fentes remplies de chlorite et d'épidote. Ces textures indiquent une déformation active pendant toute la durée de la mise en place et du refroidissement de ces granites, jusqu'à l'état solide.

Autour de Bangalore

Dans la région de Bangalore, dans la ville et aux alentours affleurent de petites masses de granite. Elles n'apparaissent pas en imagerie satellitaire, ce qui porte à penser qu'il ne s'agit que de petites intrusions ou injections. Ces granites forment la plupart des affleurements que l'on trouve à l'intérieur des limites de la ville (Lal Bagh botanical garden, Cubbon Park...) Ils affleurent aussi dans quelques carrières autour de l'agglomération, par exemple au Sud-Ouest (sites BH 40 et 41); ou dans la grande (plusieurs kilomètres carrés!) carrière sur la route d'Hyderabad au Nord-Est (BH 42 et IND 61).

La succession lithologique suivante a pu être établie à partir de ces affleurements:

1. Granite à gros grain, à tendance porphyroïde (GBA) (BH 41a, IND 61a, 61d).
2. Granite à grain plus fin (GBA), affleurant surtout sous forme de filons recoupant le précédent (BH 41b, IND 61b).
3. Filons et petites masses de leucogranite (LGF) (IND 61 c et 61 e).

L'intrusion de kolar et ses alentours

A l'Ouest de la ville de Kolar se trouvent de grands inselbergs constitués d'un granite (parfois granodiorite) porphyroïde, à gros grains (GBP) (BH 23 à 31; 138, 139; 193). Sur son rebord ouest, cette masse est recoupée par deux réseaux de filons. Au site BH 27 (proche de la ville d'Hoskote, entre Bangalore et Kolar), on observe des filons analogues, recoupant des Gneiss Péninsulaires polyphasés typiques. Ces filons sont :

1. Des filons tonalitiques gris sombres, équants, à grain fin (TGF).
2. Des filons leucogranitiques (LGF) plus tardifs.

L'imagerie satellitaire montre très clairement la zone à inselbergs du granite de Kolar proprement dit ; elle laisse aussi deviner deux zones elliptiques, qui bordent ce massif au Sud-Ouest et au Nord-Ouest. A la lueur des conclusions de terrain, on peut proposer que la zone Nord-Ouest représente une intrusion (connue à ce jour uniquement par ses filons périphériques : BH 27b) de tonalites grises, à grain fin, équante (TGF). La zone Sud-Ouest représenterait soit une intrusion (celle qui se trouverait au Sud-Ouest du granite de Kolar), soit une zone riche en filons, de leucogranite analogue aux filons connus sur le rebord de l'intrusion de Kolar (LGF).

L'intrusion de Tekal

Au Sud-Est de l'intrusion de Kolar, en particulier dans les grandes carrières proches du village de Tekal (ou Tyakal), sur la voie ferrée Bangalore–Madras (sites BH 31 et 32 = BH 194 à 196), on observe un leucogranite (LGF), comagmatique avec la granodiorite de Kolar mais légèrement plus tardif. Les deux faciès présentent à l'affleurement des lames intercalées avec des contacts sinueux, recoupés par la foliation, un dispositif analogue à celui que Laporte (1987) décrit en Corse dans la région de l'Ile-Rousse.

L'imagerie SPOT montre que ce leucogranite pourrait constituer une masse elliptique disposée au Sud-Est de l'intrusion de Kolar proprement dite. Aucun échantillon en provenance de cette masse n'a été étudié.

Conclusion

L'ensemble de cette région présente la séquence d'intrusion suivante au sein des Gneiss Péninsulaires :

1. Granite à granodiorite à gros grains, parfois à tendance porphyroïde (GBA et GBP) ;
2. Granite et tonalite à grain fin, équant (GBA et TGF) ;
3. Leucogranite en petites masses et filons (LGF et LGA).

Les trois phases sont probablement sub-contemporaines.

2.2.2 Autour de la ceinture de Kolar

Plusieurs intrusions ont été reconnues de part et d'autre de la ceinture de Kolar par Balakrishnan et Rajamani, 1987 ; Krogstad et al., 1988, 1989, 1991, 1995 ; Reddy, 1991. Bien qu'ils n'aient jamais proposé de carte précise de ces granites, il est possible, en se basant sur leurs cartes d'échantillonnage, complétées de nos données de terrain et des données de la thèse de Reddy (1991) de proposer le schéma géologique suivant :

A l'Ouest de la ceinture de Kolar

On trouve ici trois faciès principaux :

1. Les “Dod gneiss” :

Ils ont été définis par Balakrishnan et Rajamani (1987) à la latitude de Bangarapet. Il s'agit de granodiorites sombres, équi-granulaires à grain moyen, à amphibole (type GDS). Plus au Sud, Reddy les a cartographiés (échantillons de la série 87/Sxx, sauf S6 et S31 qui sont des “Dosa gneiss”, et échantillons BH33, 37b) : là, ils forment une intrusion plurilobée, allongée parallèlement à la ceinture. A l'affleurement, ces granites contiennent de nombreuses enclaves co-magmatiques, d'allure gabbroïque, à grain moyen (1–3 mm). Ils sont recoupés par des filons ou des petites masses, comagmatiques à légèrement plus tardives, de “Dosa gneiss”.

2. Les “Dosa gneiss” :

Ce sont des leucogranites (LGF) ubiquistes au sein des Dod gneiss, mais plus largement représentés (sous forme de masses kilométriques) au Sud du massif. En un point (BH 142), on observe des filons liés à ce magmatisme et intrusifs de façon syn-tectonique dans le contact de la ceinture de Kolar.

3. Le “Patna granite” :

Il recoupe les deux faciès précédents. Nous n'avons pas échantillonné ce faciès, décrit par Balakrishnan et Rajamani comme un “granite potassique tardif” similaire au “Dod gneiss” mais plus leucocrate.

A l'Est de la ceinture de Kolar

Deux faciès principaux ont été décrits :

1. Le “Kambha gneiss” :

C'est une trondhjémite à gros grain, porphyroïde (TGG), décrite à la latitude de Kolar Gold Fields par Balakrishnan et Rajamani (1987), mais qui s'étend nettement plus au Sud (BH 144, 145). On y trouve occasionnellement des enclaves analogues aux Gneiss Péninsulaires.

2. Le “Bisanattam granite” :

Il s'agit d'une roche sombre, à grain moyen, équante (BH 143). Sur le terrain, elle ressemble au “Dod gneiss”. Sur les cartes de Allen, elle est regroupée avec les gneiss tonalitiques. Dans les articles de l'équipe de Stony Brooke, elle n'apparaît de façon individualisée que dans Balakrishnan et Rajamani (1987) qui le décrit comme une “tonalite diapirique”. Les publications plus récentes de ce groupe le regroupent avec les Kambha gneiss ou l'ignorent. C'est donc une intrusion dont la nature réelle, voire l'existence, reste assez énigmatique.

2.2.3 La région de Tirupathi

Au Sud-Est de l'Andra Pradesh, autour du centre de pèlerinage de Tirupathi–Tirumalai se trouvent plusieurs intrusions granitiques. Ce secteur semble globalement assez analogue à la région de Bangalore–Kolar. Malheureusement, dans cette région où de nombreux faciès différents s'observent, seules deux journées de terrain ont pu avoir lieu. En outre, l'imagerie SPOT est d'un faible secours, en particulier parce que de nombreuses buttes-témoins de sédiments protérozoïques forment des reliefs qui se confondent avec les zones à inselbergs caractérisant les granites tardi-archéens. Il semble aussi que, dans ce secteur, les intrusions soient de plus petites tailles, et plus irrégulières que plus au Nord, ce qui rend plus complexe encore toute tentative de cartographie.

Au Sud de Tirupathi

(BH 225 à 231)

Cette région est la zone de transition entre les gneiss de type Krishnagiri et les intrusions granitiques en faciès amphibolite. Deux faciès granitiques, sub-contemporains sont représentés :

- Un granite à grain grossier (3–10 mm), à grosses amphiboles sub-automorphes. Il est assez analogue aux “filons blancs” à amphibole de la région de Krishnagiri–Kolar (GDL).
- Un granite à grain plus fin (1–3 mm), à biotite, plus sombre (GBE).

L’un comme l’autre présentent de nombreux xénolites d’origine diverse (gneiss de type Krishnagiri, roches basiques, roches sédimentaires ...) Vers le Nord, le granite à grain fin, minoritaire au Sud, devient de plus en plus abondant et représente le faciès dominant à l’approche de Tirupathi.

A l’Ouest de Tirupathi

(BH 232 à 237)

Deux faciès contemporains s’observent :

- Un granite à grain moyen (3–5 mm), légèrement porphyroïde (GBP) ;
- Un granite plus sombre, à grain fin (GBE).

Les relations entre ces deux faciès contemporains et d’autres formations n’ont pas été mises en évidence.

2.3 A la limite amphibolites–schistes verts : le Sud-Est de l’Andhra Pradesh

Cette région est marquée, au plan morphologique, par de grands alignements Nord-Sud d’inselbergs, qui correspondent aux intrusions granitiques. Ceci rend l’interprétation des images satellites aisée ; c’est dans cette zone que cet outil apporte le plus d’enseignements.

Entre ces intrusions, les plaines sont formées des Gneiss Péninsulaires typiques, lardés de larges filons (1–10 m) granitiques (BH 241). La plupart des points d’affleurements des gneiss semble liée à des zones surélevées, plus résistantes à l’érosion, créées par ces filons.

Dans cette région, les données se limitent à

- Une coupe de trois jours (20 échantillons) entre Tirupathi et Closepet (Janvier 98) ;
- Une journée de terrain (10 échantillons) dans la région de Nandi Hills, à 50 km au NNE de Bangalore ;
- La photo-interprétation SPOT, qui confirme assez largement les cartes publiées ;
- Deux articles de géochimie, présentant des analyses en provenance de points d’échantillonnage mal localisés, sur le granite de Lepakshi, d’une part ; de Bukkapatnam, d’autre part (Subba Rao et al., 1992a, b).

Il ne faut donc pas perdre de vue que les descriptions données ici sont des extrapolations à partir d’un nombre de données très faible.

2.4 Au Nord-Ouest et au Nord du bassin de Cuddapah

Dans la région de Hyderabad (AP), il est fait mention dans la littérature (Divakara Rao et al., 1990b) de granites tardifs (2,55 Ga), intrusifs au sein des Gneiss Péninsulaires. Il s’agirait de granites à biotite et hornblende ; peu de précisions supplémentaires sont disponibles à leur sujet.

Nom	Numéros d’affleurements	Commentaire	Faciès présents
“V” granitique entre Madanapalle et Tirupathi	BH 238, 239, 240	La plaine entre les deux branches du “V” est formé de Gneiss Péninsulaires intrudés de filons granitiques (GBP)	GBP (faciès dominant) LGA (comagmatiques)
Massif au Sud-Est de Madanapalle	BH 242		GBA LGF (comagmatiques)
Intrusion à l’Est de Kadiri	BH 246	Prolongement Nord du massif précédent ?	GBE
Intrusion à l’Ouest de Kadiri	BH 244, 248, 249	Étudié par Subba Rao et al., 1992a	GBP
Granite de Bukapatnam	BH 250, 251, 253, 254	Trois faciès analogues au massif de Closepet	GPK GBE enclaves dioritiques
Granite de Lepakshi Granite de Nandi Hills	BH 255 BH 206 à 212	Continuité probable entre les deux secteurs	GBE (de plus en plus abondant du S au N) GBP (comagmatiques)

TAB. 2.1 – Récapitulatif des différentes intrusions au Sud-Est de l’Andhra.

Chapitre 3

Données isotopiques

Des données isotopiques sont disponibles sur différents massifs granitiques de l'EDC :

- Le massif de Lepakshi a été analysé par Subba Rao et al. (1992b). Malheureusement, seule une isochrone Rb-Sr (figure sans tableau de données) est publiée.
- Les intrusions bordant la ceinture de Kolar ont été analysées (Sr et Nd) par Krogstad et al. (1995).
- Les gneiss de la région de Krishnagiri ont été analysés (Sr et Nd) par Peucat et al., 1989, 1993.
- Les granites entre Bangalore et Kolar ont été analysés par Jayananda et al. (2000) (article reproduit quatrième partie).
- Enfin, les massifs bordant le bassin de Cuddapah ont été analysés à Clermont-Ferrand en 1999 (F. Vidal et J.-F. Moyen).

D'autre part, il faut rappeler (deuxième et quatrième parties) que les âges sur zircon obtenus pour ceux de ces massifs qui ont été étudiés par ces techniques sont tous compris entre 2,5 et 2,6 Ga.

Une partie des résultats est discutée dans l'article quatrième partie.

3.1 Isochrones Sm-Nd

Dans la majorité des cas, les données Sm-Nd ne permettent pas de définir des isochrones valables ; ceci est probablement dû, pour une large part, à la faible gamme de variation des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Dans la plupart des cas, il est impossible de définir une isochrone statistiquement vraie ; la meilleure isochrone est définie avec un MSWD de 0,57 ; l'erreur correspondante sur l'âge est tout de même de 270 Ma. La seule exception concerne les gneiss de Krishnagiri où Peucat et al. (1989) obtiennent une isochrone composite intégrant les trois faciès de ce secteur, et dont l'âge est de 2455 ± 121 Ma (MSWD = 0,97).

3.2 Isochrones Rb-Sr

Les données Rb-Sr ne permettent généralement pas non plus de définir de meilleures isochrones. Les résultats sont résumés dans le tableau 3.1.

Bien que pour la majorité des massifs il ne soit pas possible de définir d'isochrone statistiquement vraie, on peut noter une différence systématique d'âge apparent entre les massifs de la zone de transition amphibolite-granulite, et ceux du Sud-Est de l'Andhra Pradesh, au voisinage du bassin de Cuddapah : alors que les premiers présentent un "âge" compatible avec les âges zircons de 2,54 Ga, les derniers se disposent sur une "erreurchrone" (2013 ± 150 Ma) qui n'est en aucun cas compatible avec leur âge tardi-archéen (sur zircon).

Massif	Nombre de points	Age	MSWD	Rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial	Référence
Dod gneiss	10	2478 ± 411	33,71	$0,70274 \pm 205$	Calculée d'après Krogstad et al. (1995)
Kolar	5	2334 ± 184	39,29	$0,70325 \pm 320$	Jayananda et al. (2000)
Bangalore (porph.)	3	2379 ± 193	4,82	$0,70390 \pm 260$	idem
Bangalore (fin)	2	2498 ± 92	n.a.	0,69996	idem
Bangalore (leuco.)	2	2365 ± 77	n.a.	0,70963	idem
Krishnagiri (composite)	22	2463 ± 65	2,9	$0,7023 \pm 030$	Peucat et al. (1989)
Bukkapatnam	3	2057 ± 457	55,01	$0,70318 \pm 917$	ce travail
Plusieurs massifs (SE de l'Andra)	8	2013 ± 150	25,61	$0,70354 \pm 408$	ce travail

TAB. 3.1 – *Essais d'isochrones Rb-Sr sur les granitoïdes de l'EDC.*

Cependant, dans le même secteur, certains auteurs ont obtenu des isochrones statistiquement vraies, avec des âges voisins de 2,5 Ga : dans le granite de Lepakshi, Subba Rao et al. (1992b) ont obtenu une bonne isochrone à 2615 ± 69 Ma ($I_0 = 0,7026 \pm 0,001$, MSWD = 0,54). Dans le granite de Perur (région de Tirupathi), Divakara Rao et al. (1990b) rapportent un âge de 2549 Ma ($I_0 = 0,70123$; erreurs inconnues). Il y a donc une contradiction flagrante entre nos données, et celles de la littérature.

Par ailleurs, les âges sur zircon mentionnés ailleurs (deuxième et quatrième parties) sur ceux de ces massifs qui sont datés sont tous compris entre 2,6 et 2,5 Ga. On peut donc retenir cette date comme âge probable de mise en place de la totalité de ces massifs granitiques.

Dans ces conditions, l'âge obtenu à 2,0 Ga ne peut être interprété comme un âge de mise en place. Il en résulte donc que le système Rb-Sr a sans doute subi une perturbation tardive. Dans la mesure où les âges sur minéraux séparés publiés pour cette région (cf. deuxième partie) donnent des valeurs analogues, cet âge de 2,0 Ga est assimilable à l'âge de cette perturbation. Un tel épisode a été évoqué au chapitre III et correspond à ce que décrit Bhaskar Rao et al. (1992), dans le Nord-Ouest du Karnataka. Une fois de plus, cette perturbation semble plus lisible dans le faciès amphibolite que dans le faciès granulite (Marquer, 1987). Cependant, l'existence d'une perturbation du système Rb-Sr, même dans certains faciès plus profonds (région de Bangalore en particulier) est attesté par les rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aberrants à 2,5 Ga, et ce pour des granites pour lesquels un âge zircon existe. En revanche, le système Sm/Nd ne semble pas avoir connu de perturbation analogue. Pour toutes ces raisons, seules les données isotopiques $\epsilon_{Nd(T)}$ seront utilisées pour l'interprétation en terme de source.

3.3 Interprétation des $\epsilon_{Nd(T)}$ en terme de source

Tous les âges obtenus dans l'EDC sont entre 2,53 et 2,55 Ga, à l'exception de certains massifs avoisinants la ceinture de Kolar (Krogstad et al., 1991). Cependant, même pour ces

3.3. INTERPRÉTATION DES $\epsilon_{Nd(T)}$ EN TERME DE SOURCE

massifs, des études sur monozircons laissent supposer que ces massifs sont plutôt à rattacher au même épisode magmatique à 2,54 Ga, l'âge plus vieux étant interprété comme un âge de mélange (quatrième partie—Jayananda et al., 2000).

Pour cette raison, tout les $\epsilon_{Nd(T)}$ ont été calculés à 2,54 Ga, et sont résumés dans le tableau 3.2. La discussion de ces données se trouve partie IV, chapitre 3.

Massif	gamme de valeur des $\epsilon_{Nd(2,54Ga)}$
Tonalites Krishnagiri	0,4 à 1,2
“Gneiss granitiques” Krishnagiri	0,8 à 1,8
Kambha gneiss	-0,0 à 3,0 *
Patna granite	-1,8 à 0,0
Dod Gneiss	-4,4 à 0,5
<i>Dosa gneiss</i>	-3,0 à -4,5
Kolar	-0,4 à 0,6
Bangalore (porph.)	-3,3 à 0,4
Bangalore (fin)	-2,5 à -3,8
<i>Bangalore (leuco)</i>	-6,9
“V” de Madanapalle	-0,1
W de Kadiiri	-0,4
Bukkapatnam	-0,2 à 0,2
Nandi Hills	-1,8
Rappel : Gneiss Péninsulaires	-8,0 à -4,8

* un point omis

(Disposition du Sud vers le Nord, et d'Est en Ouest). Leucogranites en italique.

TAB. 3.2 – *Rapports $\epsilon_{Nd(2,54Ga)}$ pour les granitoïdes de l'EDC.*

Annexe 2 : Analyses chimiques et isotopiques

“ In point of respectability, your Radium family will be a Sunday school compared with the [rare-earth elements], whose [chemical] behaviour is simply outrageous. It is absolutely demoralizing to have anything to do with them.”
B. Boltwood, *lettre à E. Rutherford, 1905*)

Analyses majeurs et traces—Massif de Closepet

Zone des racines

NoEch	Monzonites à cpx													
	J1	J9	J11	J55	CG4	CG8	CG9	CG40	CG27	BH17a	BH17b	BH15	BH7c	BH13b
SiO ₂	57,74	58,29	52,3	51,39	54,97	51,6	49,38	60,55	55,55	65,82	55,51	57,74	58,86	55,43
Al ₂ O ₃	16,53	15,41	17,03	16,08	18,67	17,09	13,59	15,7	15,53	15,08	16,28	15,97	14,88	18,58
Fe ₂ O ₃	7,87	7,97	10,15	9,7	7,47	9,84	13,94	6,98	8,34	4,63	8,42	7,45	8,45	7,37
MnO	0,09	0,1	0,14	0,14	0,1	0,17	0,14	0,14	0,15	0,06	0,12	0,14	0,11	0,11
MgO	2,83	2,22	3,6	4,54	2,31	3,32	3,98	3,06	3,56	1,29	3,07	2,98	2,19	2,36
CaO	4,83	4,83	6,36	6,24	5,35	6,12	7,56	4,6	5,28	2,89	5,57	4,97	4,3	4,74
Na ₂ O	4,21	4,03	4,27	2,85	5,19	4,28	3,02	3,97	3,63	3,86	4,36	3,89	3,62	5,07
K ₂ O	3,21	4,21	3,42	3,55	2,81	3,24	1,77	3,42	3,56	3,98	3,17	3,79	3,9	3,07
TiO ₂	0,97	1,13	1,21	1,71	1,14	1,41	2,82	1,02	1	0,64	1,1	0,89	1,32	0,98
P ₂ O ₅	0,8	0,72	0,88	1,26	0,6	1,04	1,97	0,56	0,81	0,32	0,68	0,71	0,77	0,66
Nb					17	15	35			10	14	11	20	16
Zr	238	372	326	517	317	361	510	257		237	328	204	458	314
Y	39	37	33	0	41	45	69			27	39	38	47	46
Sr	935	1040	1506	1591	1195	1468	840	654		640	1224	1122	751	1053
Rb	117	84	92	96	73	99	50	110		112	75	112	103	93
Co	48	47	43	0	18	20	31			12	24	22	22	20
V	108	90	135	0	124	143	223	103		69	140	125	126	121
Ni	19	19	24	0	16	32	36	20		9	35	28	20	17
Cr	17	27	16	23	9	24	31			17	43	37	34	13
Ba	985	1617	1731	3007	1047	1618	812	884		918	1431	1121	1586	964
Th	14	9	7	0	3	8	6			8	8	10	19	nd

NoEch	Cumulats									
	BH19c	BH100a	BH108g	BH80f	BH110c	BH80c(2)	BH80c(1)	BH152b	BH80c(3)	BH108f
SiO ₂	45,44	55,71	52,95	49,75	48,37	48,42	48,83	46,44	48,1	50,5
Al ₂ O ₃	9,66	9,54	7,72	13,96	7,42	12	12	8,78	11,88	8,17
Fe ₂ O ₃	12,94	12,35	8,49	10,44	12,63	10,44	10,22	15,3	10,65	9,26
MnO	0,2	0,29	0,22	0,26	0,52	0,18	0,19	0,36	0,2	0,21
MgO	15,7	8,48	13,6	9,14	14,36	12,19	11,99	12	12,39	16,45
CaO	8,37	5,12	11,95	8,61	9,32	9,81	9,81	12	9,63	10,12
Na ₂ O	0,85	0,86	1,83	3,21	0,5	2,11	2,19	1,05	2,07	1,64
K ₂ O	3,77	4,79	1,3	1,99	3,3	2,49	2,47	1,43	2,7	0,8
TiO ₂	0,7	0,71	0,48	0,74	0,25	0,76	0,7	0,67	0,75	0,47
P ₂ O ₅	0,03	0,52	0,29	0,14	0,1	0,13	0,11	0,37	0,13	0,34
Nb	28									
Zr	105	244	92	174	11	161	178	35	170	98
Y	27	34	31	10	37	8	8	28	7	20
Sr	48	215	245	276	29	187	181	51	161	116
Rb	223									
Co	63	93	73	58	57	57	38	67	58	71
V	92	123	148	95	120	94	81	230	96	127
Ni	363	528	314	142	306	175	134	172	211	476
Cr	401	504	1459	168	1713	294	275	1254	300	2009
Ba	214	708	223	166	59	182	170	98	183	153
Th	5									

Filons	
BH38c	BH38e
51,93	51,09
13,71	7,49
9,8	13,18
0,19	0,23
6,68	13,28
7,25	10,43
3,33	1,69
3,8	0,51
1,08	0,97
0,78	0,1
20	7
217	76
44	18
955	181
230	21
33	68
150	233
124	466
260	1573
872	131
4	3

	Monzogranite porphyroïde												
NoEch	J3	J10	J17	J18	J22	J25	J27	J30	J32	J33	J38	J39	J41
SiO ₂	62,5	64,11	61,5	66,16	62,45	66,47	65,24	64,52	63,56	64,94	63,28	67,58	63,83
Al ₂ O ₃	16,43	16,16	16,11	15,18	15,76	15,44	15,23	15,22	15,81	15,32	14,76	14,76	15,59
Fe ₂ O ₃	5,49	4,95	5,75	4,43	5,31	4,32	5,06	4,73	5,28	4,86	5,57	3,84	5,35
MnO	0,07	0,05	0,07	0,07	0,07	0,08	0,1	0,07	0,07	0,08	0,09	0,06	0,07
MgO	1,55	1,38	1,38	1,21	1,68	1,3	1,45	1,38	1,54	1,82	1,76	0,99	1,66
CaO	3,4	2,9	3,68	3,03	3,6	3,28	3,51	3,22	3,45	3,36	3,62	2,79	3,37
Na ₂ O	4,36	4,25	4,42	4,09	4,22	4,36	4,76	4,23	4,54	4,55	4,07	4,22	4,19
K ₂ O	4	4,58	3,91	4,28	4,02	3,26	2,93	3,29	4,14	3,68	3,37	3,93	4,04
TiO ₂	0,69	0,61	0,76	0,6	0,7	0,65	0,69	0,63	0,7	0,67	0,8	0,69	0,69
P ₂ O ₅	0,41	0,41	0,47	0,33	0,38	0,22	0,3	0,24	0,41	0,32	0,38	0,26	0,43
Nb													
Zr	302	284	252	222	257	205	251	346	265	265	210	306	242
Y	23	24	29	43	40	23	23	34	33	43	44	25	28
Sr	906	807	780	624	793	598	577	414	721	841	572	527	748
Rb	120	127	88	93	96	92	79	98	101	90	98	119	79
Co	60	93	77	67	46	58	62	55	80	57	52	89	69
V	62	52	62	48	66	54	64	55	67	71	68	45	70
Ni	7	10	11	9	11	6	12	8	11	11	13	7	11
Cr	9	15	12	8	13	15	13	11	13	13	18	15	10
Ba	1333	1362	873	926	1087	797	580	555	1058	1082	818	970	1181
Th	15	12	8	10	7	4	7	17	7	9	10	15	6

NoEch	J45	CG5	CG23	CG28	BH13a	BH17a	BH19a	BH20	BH32a
SiO ₂	67,14	61,12	63,09	58,59	61,49	65,82	67,21	69,99	67,64
Al ₂ O ₃	15,7	16,27	15,79	17,71	16,25	15,08	15,21	14,95	15
Fe ₂ O ₃	4,71	5,85	5,25	6,82	5,81	4,63	3,85	2,35	4,03
MnO	0,09	0,1	0,07	0,07	0,09	0,06	0,07	0,04	0,06
MgO	1,86	1,89	1,51	1,94	1,74	1,29	0,98	0,55	0,93
CaO	3,42	3,87	3,25	3,47	3,75	2,89	2,5	1,96	2,41
Na ₂ O	3,11	4,1	3,79	4,37	4,07	3,86	3,97	3,97	4,38
K ₂ O	4,24	4,09	4,42	4,08	4,18	3,98	4,15	4,34	3,56
TiO ₂	0,8	0,79	0,72	0,89	0,77	0,64	0,53	0,37	0,74
P ₂ O ₅	0,4	0,46	0,39	0,54	0,47	0,32	0,19	0,12	0,19
Nb		17			14	10	13	9	32
Zr	301	294			303	237	215	228	425
Y	0	44			39	27	19	7	42
Sr	575	882			955	640	510	354	190
Rb	123	98			103	112	148	133	169
Co		11			13	12	9	5	7
V		80			93	69	57	33	48
Ni		15			14	9	7	5	8
Cr	23	18			16	17	26	15	18
Ba	939	1202			1362	918	781	910	522
Th		7			3	8	11	13	18

Anatectique rose															
NoEch	J2	J4	J5	J28	J35	J49	J52	J57	CG11	CG21	CG25	CG30	CG31	CG29	BH9
SiO ₂	70,16	72,78	71,64	71,17	75,1	75,54	73,92	77,3	73,46	74,83	75,12	71,57	74,6	69,54	73,38
Al ₂ O ₃	14,96	14,42	14,82	14,01	13,31	14,07	14,11	13,67	13,95	13,42	13,7	14,76	13,73	14,57	13,7
Fe ₂ O ₃	2,49	1,28	1,71	2,24	1,08	1,41	1,43	1	1,51	0,96	1,18	1,85	0,73	3,02	1,4
MnO	0,02	0,02	0,03	0,05	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02
MgO	0,11	0,12	0,33	0,04	0,01	0,31	0,36	0,17	0,23	0,09	0,17	0,52	0,09	0,52	0,25
CaO	1,68	1,65	1,84	2,2	1,04	1,45	1,12	1,17	1,54	1,04	1,18	1,65	1,02	1,64	1,4
Na ₂ O	3,7	4,02	4,55	3,84	3,71	3,11	2,53	2,83	3,65	3,21	3,38	4	3,34	3,36	3,63
K ₂ O	5,76	4,88	3,94	4,24	4,86	4,11	4,84	4,68	4,55	5,49	4,64	4,06	5,45	5,52	4,45
TiO ₂	0,26	0,14	0,33	0,39	0,16	0,14	0,15	0,08	0,21	0,11	0,1	0,31	0,05	0,31	0,17
P ₂ O ₅	0,17	0,04	0,1	0,13	0,04	0,06	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,08	0,01	0,12	0,05
Nb									6						4
Zr	145	164	201	132	126	138	50	59	150						139
Y	9	5	9	9	7	0	0	0	3						ND
Sr	504	403	239	576	324	196	330	254	206						221
Rb	124	107	24	97	130	156	95	140	101						164
Co	86	99	88	74	130	0	0	0	1						2
V	26	11	18	18	14	0	0	0	11						16
Ni	3	3	3	6	2	0	0	0	2						2
Cr	4	8	7	10	9	17	15	15	9						11
Ba	1512	853	709	949	757	536	1584	795	514						570
Th	28	20	14	6	6	0	0	0	13						12

Anatectique gris								
NoEch	J15	J29	J34	J36	J51	CG3	CG10	CG12
SiO ₂	66,65	73,86	70,5	68,31	73,4	73,71	68,75	68,25
Al ₂ O ₃	16,05	13,91	14,37	15,29	15,26	13,85	15,55	14,24
Fe ₂ O ₃	3,78	0,94	2,43	2,91	1,96	1,5	2,91	4,02
MnO	0,03	0,02	0,03	0,05	0,03	0,02	0,04	0,07
MgO	0,8	0,16	0,4	0,54	0,42	0,25	0,73	0,77
CaO	2,88	1,55	1,82	2,23	1,35	1,23	2,09	1,92
Na ₂ O	4,71	3,63	3,98	4,43	3,12	3,28	4,17	3,21
K ₂ O	3,16	4,98	4,58	3,87	4,84	5,18	4,13	5,15
TiO ₂	0,51	0,26	0,34	0,44	0,27	0,19	0,42	0,69
P ₂ O ₅	0,13	0,07	0,09	0,13	0,09	0,05	0,12	0,2
Nb						5	12	29
Zr	304	127	172	246	171	159	266	676
Y	7	1	10	26	0	4	19	80
Sr	766	391	324	278	148	196	260	298
Rb	77	134	125	166	191	199	149	149
Co	68	81	77	77	0	2	4	6
V	46	15	23	32	0	11	39	41
Ni	3	3	2	5	0	3	5	11
Cr	8	7	4	8	15	16	18	14
Ba	1135	923	766	695	623	689	659	1348
Th	2	11	53	22	0	47	20	45

NoEch	Monzonite à cpx			MzG.Porph.		Anat.gris		Anat.rose	
	J1	J9	J11	J3	J10	J36	CG3	CG21	CG29
La	103	110	141	97	82	66	52	43	75
Ce	224	260	292	184	163	135	88	74	125
Nd	94	111	123	65	59	45	30	26	44
Sm	14,87	17,07	18,68	9,38	9,11	7,37	5,39	4,99	6,7
Eu	2,9	3,78	4,21	2,03	1,81	1,01	1,07	1,18	2,07
Gd	9,34	10,08	11,85	5,93	5,79	5,52	3,7	3,95	4,28
Dy	6,63	7,22	7,03	4,2	4,12	4,11	1,82	2,78	1,91
Er	3,48	3,37	3,19	2	1,83	2,48	0,92	1,48	0,9
Yb	3,27	3,04	2,69	1,51	1,34	2,15	0,85	1,25	0,61
Lu	0,5	0,43	0,42	0,23	0,18	0,33	0,18	0,23	0,12
Normalisé aux chondrites (Sun & McDonough, 1989)									
La	327,0	349,2	447,6	307,9	260,3	209,5	165,1	136,5	238,1
Ce	275,5	319,8	359,2	226,3	200,5	166,1	108,2	91,0	153,8
Nd	157,5	185,9	206,0	108,9	98,8	75,4	50,3	43,6	73,7
Sm	77,4	88,9	97,3	48,9	47,4	38,4	28,1	26,0	34,9
Eu	40,2	52,4	58,3	28,1	25,1	14,0	14,8	16,3	28,7
Gd	36,1	38,9	45,8	22,9	22,4	21,3	14,3	15,3	16,5
Dy	20,4	22,2	21,6	12,9	12,7	12,6	5,6	8,6	5,9
Er	16,3	15,8	15,0	9,4	8,6	11,6	4,3	6,9	4,2
Yb	15,7	14,6	12,9	7,3	6,4	10,3	4,1	6,0	2,9
Lu	15,5	13,3	13,0	7,1	5,6	10,2	5,6	7,1	3,7

NoEch	Cumulats								
	BH100a	BH108g	BH80f	BH110c	BH80c(2)	BH80c(1)	BH152b	BH80c(3)	BH108f
La	65,9	34,2	13	7,13	12,2	10,9	21,3	9,13	33,8
Ce	140	70,9	32,8	20,9	27,3	24,7	52,5	22,5	73,6
Nd	59,4	33,6	15,8	11,7	14,9	13,3	28,1	12,8	33,1
Sm	10,4	7,48	3,44	3,93	3,54	2,93	6,18	2,74	6,76
Eu	1,85	1,61	0,91	0,82	0,9	0,76	1,47	0,73	1,6
Gd	7,27	6,14	2,68	4,22	2,97	2,49	5,29	2,32	5,01
Dy	5,39	4,87	2,09	5,15	2,26	1,91	4,55	1,82	3,48
Er	2,74	2,5	1,04	3,23	1,15	0,94	2,54	0,89	1,72
Yb	2,78	2,63	1,23	3,54	1,16	1	2,44	0,91	1,56
Lu	0,42	0,39	0,21	0,55	0,2	0,16	0,38	0,16	0,23
Normalisé aux chondrites (Sun & McDonough, 1989)									
La	209,2	108,6	41,3	22,6	38,7	34,6	67,6	29,0	107,3
Ce	172,2	87,2	40,3	25,7	33,6	30,4	64,6	27,7	90,5
Nd	99,5	56,3	26,5	19,6	25,0	22,3	47,1	21,4	55,4
Sm	54,2	39,0	17,9	20,5	18,4	15,3	32,2	14,3	35,2
Eu	25,6	22,3	12,6	11,4	12,5	10,5	20,4	10,1	22,2
Gd	28,1	23,7	10,3	16,3	11,5	9,6	20,4	9,0	19,3
Dy	16,6	15,0	6,4	15,8	7,0	5,9	14,0	5,6	10,7
Er	12,9	11,7	4,9	15,2	5,4	4,4	11,9	4,2	8,1
Yb	13,4	12,6	5,9	17,0	5,6	4,8	11,7	4,4	7,5
Lu	13,0	12,1	6,5	17,0	6,2	5,0	11,8	5,0	7,1

Zone de transfert

Zone de transfert						
	BH 97A Mz à cpx	BH 110B Mz à cpx	BH 99 Porph	BH 96 Porph	BH 111 Rose	BH 293 Rose
SiO ₂	55,69	49,26	69,32	69,33	74,35	71,26
Al ₂ O ₃	15,84	14,52	14,61	15,67	14	14,99
Fe ₂ O ₃	9,39	12,47	3,37	2,35	0,88	2,15
MnO	0,13	0,31	0,09	0,02	traces	0,02
MgO	3,52	7,08	0,88	0,42	0,25	0,47
CaO	5,79	9,59	2,06	1,46	1,1	1,57
Na ₂ O	4,52	3,63	3,95	3,7	3,68	3,81
K ₂ O	2,69	1,31	4,11	6	4,86	4,77
TiO ₂	1,24	1,03	0,44	0,28	0,12	0,28
P ₂ O ₅	0,67	0,14	0,17	0,07	0,04	0,08
Nb	13	7	37	6	3	6
Zr	279	80	275	200	182	204
Y	26	38	59	6	6	11
Sr	917	153	510	262	287	320
Rb	88	64	291	205	141	168
Co	46	61	66	89	93	40
V	142	257	40	24	5	22
Ni	39	115	6	4	3	4
Cr	61	166	11	10	7	7
Ba	896	60	833	865	891	705
Th	8	2	53	28	45	27
La	81,0	11,0	122,2	75,6	87,6	74,5
Ce	167,0	25,8	231,8	132,6	152,2	133,8
Nd	75,8	16,3	88,0	36,5	43,5	42,1
Sm	12,7	4,9	14,1	4,4	5,7	5,6
Eu	3,1	1,3	2,2	1,2	1,1	1,1
Gd	9,5	5,4	11,4	3,1	3,2	3,6
Dy	5,6	6,2	9,3	1,3	1,6	2,3
Er	2,4	3,5	5,4	0,6	0,5	1,1
Yb	2,0	3,7	6,3	0,6	0,4	0,9
Lu	0,3	0,6	1,0	0,1	0,1	0,1
REE normalisées aux chondrites (Sun et McDonough, 1989)						
La	257,1	34,9	388,0	240,2	278,1	236,7
Ce	205,4	31,8	285,2	163,1	187,3	164,5
Nd	126,9	27,4	147,4	61,2	72,9	70,6
Sm	66,1	25,7	73,2	23,1	29,5	29,0
Eu	43,0	18,0	31,0	16,6	15,2	14,6
Gd	36,8	20,9	43,8	12,1	12,5	14,0
Dy	17,2	19,2	28,6	4,2	5,0	7,1
Er	11,1	16,4	25,3	2,7	2,5	5,0
Yb	9,6	17,9	30,1	2,7	2,0	4,2
Lu	9,8	17,5	30,9	2,9	2,7	4,2

“Gap” et intrusions du Nord

	Région du "gap"				Intrusions du Nord		
	BH 296A Mz à cpx	BH 296B Porph.	BH 296C Rose	BH 300A Gris equigr.	BH 335	BH 340	BH 342
SiO ₂	60,39	66,26	69,81	72,24	73,02	72,48	72,61
Al ₂ O ₃	17,15	15,44	15,23	14,58	14,35	14,09	14,07
Fe ₂ O ₃	6,52	4,35	2,64	2,03	1,98	2,13	2,24
MnO	0,1	0,08	0,03	0,02	traces	0,03	traces
MgO	2,03	1,4	0,54	0,34	0,4	0,35	0,39
CaO	4,93	2,61	1,65	1,76	1,76	1,46	1,62
Na ₂ O	5,39	3,89	3,74	4,11	3,96	3,81	3,67
K ₂ O	1,76	4,58	5,34	3,92	3,7	4,43	4,16
TiO ₂	0,81	0,58	0,35	0,17	0,19	0,26	0,24
P ₂ O ₅	0,23	0,24	0,09	0,06	0,06	0,05	0,07
Nb	7	22	13	5	8	18	5
Zr	258	319	317	148	159	217	240
Y	17	49	25	8	11	32	5
Sr	594	463	496	270	203	159	243
Rb	73	173	175	133	214	187	156
Co	56	85	48	43	73	95	143
V	92	44	30	15	16	13	20
Ni	16	15	4	3	4	3	3
Cr	12	24	10	7	13	6	12
Ba	371	804	978	580	767	544	954
Th	7	22	40	19	26	41	30
La	45,7	103,1	177,7	35,6	35,6	64,9	65,9
Ce	80,3	191,6	320,4	65,4	61,3	119,1	116,7
Nd	38,4	72,2	92,3	19,7	19,1	39,9	34,1
Sm	6,2	13,4	11,8	3,4	3,2	8,2	4,2
Eu	1,7	2,1	1,8	0,8	0,8	1,2	1,0
Gd	4,7	10,7	8,5	2,4	2,6	6,6	2,8
Dy	3,3	9,1	5,1	1,7	1,7	5,4	1,2
Er	1,5	4,4	2,4	0,7	0,9	2,7	0,5
Yb	1,3	3,7	2,0	0,6	0,9	2,3	0,6
Lu	0,2	0,6	0,3	0,1	0,1	0,3	0,1
REE normalisées aux chondrites (Sun et McDonough, 1989)							
La	145,2	327,4	564,2	113,1	113,0	206,2	209,2
Ce	98,8	235,7	394,1	80,5	75,3	146,4	143,6
Nd	64,2	121,0	154,6	33,1	31,9	66,8	57,2
Sm	32,2	69,9	61,4	17,6	16,8	42,9	22,1
Eu	24,1	29,5	25,1	11,1	10,6	16,5	14,3
Gd	18,1	41,4	32,8	9,4	10,2	25,3	11,0
Dy	10,3	27,9	15,8	5,2	5,1	16,5	3,6
Er	7,2	20,8	11,2	3,5	4,1	12,6	2,4
Yb	6,3	17,9	9,7	2,7	4,5	11,1	2,7
Lu	5,4	17,4	9,1	2,5	4,3	8,7	2,6

Analyses isotopiques—Closepet

Echantillon	Rb (ppm)	Sr (ppm)	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	erreur	$\epsilon_{\text{f}}(\text{T})$	Sm(ppm)	Nd(ppm)	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	erreur	$\epsilon_{\text{(o)}}$	$\epsilon_{\text{(T)}}$	T_{DM} (Ga)	
Zone des racines															
Roches totales															
Monzonite à cpx															
CG9	50	840	0,17	0,7080	8	0,7017	25,6	153	0,1013	0,511021	3	-31,58	-0,9	2,869	
CG37	99	591	0,49	0,7205	7	0,7028	20,7	133	0,0941	0,510814	3	-35,62	-2,6	2,959	
CG27	125	992	0,37	0,7159	7	0,7026	15,9	100	0,0961	0,510874	13	-34,45	-2,1	2,931	
CG27 dup	125	992	0,37	0,7162	12	0,7029	15,8	98,2	0,0974	0,510891	3	-34,12	-2,2	2,942	
BH15 (*)							16,8	105	0,0974	0,510899	4	-33,96	-2,0	2,931	
BH7b (*)							2,6	15,9	0,0973	0,510810		-35,70	-3,7	3,043	
Monzogranite porph.															
CG23	104	720	0,42	0,7180	8	0,7028	14,2	88,3	0,0973	0,510853	4	-34,86	-2,9	2,988	
CG28	151	656	0,67	0,7278	11	0,7035	13,5	96,8	0,0842	0,510573	5	-40,32	-4,1	3,013	
CG5	98	882	0,32	0,7142	8	0,7025	15,3	94,0	0,0981	0,510890	5	-34,14	-2,4	2,962	
BH13a (*)							13,1	76,9	0,1028	0,510924	4	-33,47	-3,3	3,037	
BH19a (*)							6,3	40,1	0,0945	0,510753	4	-36,81	-3,9	3,044	
Granites anatectiques															
CG 3 grey	199	196	2,97	0,8121	9	0,7040	4,6	31,7	0,0875	0,510647	4	-38,88	-3,8	3,004	
CG12 grey	149	298	1,45	0,7595	8	0,7065	24,6	136	0,1095	0,510774	4	-36,40	-8,4	3,447	
CG29 pink	128	668	0,56	0,7230	6	0,7028	5,6	42,8	0,0784	0,510451	6	-42,70	-4,7	3,020	
CG 31 pink	138	220	1,83	0,7785	13	0,7119	0,7	5,2	0,0798	0,510470	5	-42,33	-4,7	3,031	
CG 42 grey-	108	685	0,46	0,7502	10	0,7335	10,9	70,9	0,0926	0,510787	5	-36,15	-2,7	2,954	
Filons basiques															
BH38e (*)							3,1	12,1	0,1529	0,511940	5	-13,65	0,4	3,014	
BH38c (*)							4,6	29,5	0,0951	0,510901	5	-33,92	-1,3	2,873	
Cumulat															
BH7b (*)							2,6	15,9	0,0973	0,510808	5	-35,74	-3,8	3,045	
BH19c (*)							3,4	16,5	0,1260	0,511373	5	-24,72	-2,0	3,067	
cpx séparés															
BH 15				0,7084			25,0	137	0,1100	0,511106		-29,92	-2,0	2,984	
BH15 bis	2	109	0,06	0,7089		0,7068	26,4	160	0,1001	0,510964		-32,69	-1,6	2,914	
BH 38b				0,7113			1,5	5,1	0,1728	0,512155		-9,46	-1,8	3,674	
BH 38c				0,7107			20,5	96,0	0,1292	0,511377		-24,64	-2,9	3,175	
BH 38e				0,7155			0,5	2,4	0,1347	0,511297		-26,20	-6,3	3,546	
IND 76				0,7096			22,4	104	0,1299	0,511418		-23,84	-2,4	3,129	
CG8	5	93	0,15	0,7092		0,7037	34,8	190	0,1106	0,511125		-29,55	-1,9	2,973	
CG27	2	111	0,05	0,7104		0,7084	37,5	245	0,0925	0,510795		-35,99	-2,5	2,943	
Zone de transfert															
	Mesures ICP-MS		Rapport calculé d'après données ICPMS												
BH99	291	510		1,65	0,7645	12	0,7043		0,0971	0,510857	8	-34,78	-2,7	2,977	
BH110b	64	153		1,21	0,7346	13	0,6905	5,1	16,5	0,1874	0,512409	8	-4,51	-1,5	4,244
BH111	141	287		1,42	0,7523	10	0,7006	5,9	45,2	0,0793	0,510244	9	-46,74	-9,0	3,270
BH80c		180			0,7918	12									
"The Gap"															
BH296a	73	594	0,36	0,7133	11	0,7004	7,1	40,9	0,1053	0,510901	9	-33,92	-4,5	3,140	
BH296b	173	463	1,08	0,7403	10	0,7010	13,8	76,4	0,1093	0,511038	9	-31,25	-3,2	3,064	
BH296c	175	496	1,02	0,7400	11	0,7028	12,0	91,9	0,0792	0,510481	8	-42,12	-4,3	3,003	
Intrusions du Nord															
BH335	214	203	3,05	0,8080	11	0,6969	3,3	20,8	0,0947	0,510906	7	-33,82	-1,0	2,856	
BH342	156	243	1,86	0,7652	7	0,6976	4,4	35,1	0,0748	0,510634	8	-39,13	0,1	2,746	
BH119		130		0,9207	10		9,4	57,2	0,0996	0,510882	9	-34,29	-3,1	3,009	
BH129a		253		0,7501	11		3,5	20,3	0,1041	0,510836	11	-35,19	-5,4	3,195	
BH137a		453		0,7407	10		7,3	49,2	0,0893	0,510783	9	-36,22	-1,7	2,882	

Sources :
 Zone des racines : Jayananda et al., 1995 sauf (*) : Peucat, com.pers.
 Cpx séparés : Moyen, 1996
 Autres : ce travail (Clermont, Printemps 1999)

Analyses majeurs et traces—EDC

Moyennes des analyses publiées

	Région d'Hyderabad (AP)					SW de l'Andhra	
	Hyderabad	Melkabnagar	Karimnagar	Warangal	Perur (Tirupatti)	Kadiri	Lepakshi
						n=8	n=11
SiO ₂	73,17	72,71	69,59	68,87	71,5	73,32	72,80
Al ₂ O ₃	13,91	14,31	14,42	14,86	13,85	13,69	14,08
Fe ₂ O ₃	1,725	1,422	3,239	2,566	2,908	1,73	1,50
MnO	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
MgO	0,37	0,57	0,8	1,03	1,85	0,34	0,29
CaO	0,96	1,15	2,3	2,21	1,58	1,17	1,32
Na ₂ O	3,75	3,37	3,3	3,08	3,4	2,75	3,81
K ₂ O	5,27	5,29	4,9	4,69	4,31	5,26	4,39
TiO ₂	0,25	0,71	0,56	0,36	0,2	0,26	0,24
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,17	0,13	0,09	0,05	0,05
Nb						16	18
Zr	190	156	139	132	154	194	162
Y	26	16	22	23	20	30	15
Sr	100	166	263	385	292	152	140
Rb	285	280	145	137	191	253	166
Co						46	
V						17	19
Ni						1	17
Cr						9	35
Ba	294	425	726	1586	412	474	533
Th						71	31
La						90,5	37,3
Ce						166,7	78,1
Nd						67,6	24,7
Sm						8,8	5,3
Eu						0,77	1,04
Gd						10,54	5,42
Dy						4,95	3,62
Er							
Yb						2,04	1,54
Lu						0,31	0,23
REE normalisées aux chondrites (Sun et McDonough, 1989)							
La						287,4	118,3
Ce						205,1	96,0
Nd						113,3	41,4
Sm						45,8	27,4
Eu						10,7	14,3
Gd						40,7	20,9
Dy						15,2	11,1
Er							
Yb						9,8	7,4
Lu						9,5	7,3
Divakara Rao et al., 1990 b						Subba Rao et al., 1992 a et b	

	E de la CRV de Kolar			W de la C.R.V. de Kolar			Région de Krishnagiri		
	Agmatitic gneiss n=1	Bisanattam granite	Kambha gneiss n=7	Patna granite n=2	Dod gneiss n=15	Dosa gneiss n=5	tonalitic gneiss n=37	Granodioritic gneiss n=18	Granitic gneiss n=17
SiO ₂	71,50	72,85	71,16	72,00	67,33	66,73	67,64	67,10	72,88
Al ₂ O ₃	16,00	14,94	15,07	14,82	15,07	15,27	16,12	15,81	14,41
Fe ₂ O ₃	2,03	2,16	2,02	2,62	3,52	3,86	3,12	3,36	1,30
MnO	0,02	0,04	0,05	0,07	0,06	0,06	0,04	0,04	0,02
MgO	0,76	0,51	0,57	0,80	1,90	1,57	1,42	1,30	0,44
CaO	2,95	1,54	2,48	1,96	3,30	3,44	3,66	3,29	1,71
Na ₂ O	4,91	4,27	4,61	4,11	4,20	4,23	5,01	4,21	3,84
K ₂ O	1,75	3,13	2,83	4,07	2,89	2,38	1,63	3,40	4,80
TiO ₂	0,25	0,32	0,20	0,38	0,37	0,44	0,43	0,53	0,16
P ₂ O ₅	0,08		0,07	0,14	0,17	0,17	0,15	0,21	0,06
Nb			12		6	5	7	8	6
Zr	120		81	169	135	174	153	223	145
Y			7		22	13	11	13	9
Sr	513	590	599	368	534	617	666	670	507
Rb	71		104	162	80	75	43	73	98
Co					4	16	13	16	8
V					10	70			
Ni	tr.		4	11	43	27	17	28	7
Cr	6		11	22	99	90	31	21	10
Ba	377	693	931	817	775	818	627	1260	1506
Th						17	4	11	14
La					10,4	45,0	27,9	69,3	46,1
Ce	36,5	41,4	38,4	107,3	73,4	73,9	53,1	121,9	81,3
Nd	8,8	17,7	14,7	40,1	31,9	31,1	22,1	49,0	27,6
Sm	0,8	3,2	2,3	6,4	5,3	4,8	3,7	6,6	3,8
Eu	0,49	0,76	0,62	1,35	1,26	1,06	1,28	1,88	1,40
Gd	0,41	1,96	1,50	4,20	5,53	3,05			
Dy	0,24	1,33	1,03	3,15	3,98	2,03			
Er	0,15	0,67	0,55	1,69	2,01	0,84			
Yb	0,18	0,62	0,58	1,64	1,16	0,83	0,83	1,10	0,71
Lu					0,06	0,15	0,13	0,15	0,10
REE normalisées aux chondrites (Sun et McDonough, 1989)									
La	0,0	0,0	0,0	0,0	32,9	142,8	88,7	220,0	146,3
Ce	44,9	50,9	47,2	131,9	90,3	90,9	65,3	149,9	100,0
Nd	14,7	29,7	24,6	67,2	53,4	52,0	37,0	82,1	46,2
Sm	4,4	16,4	12,1	33,6	27,3	25,0	19,4	34,4	19,6
Eu	6,8	10,5	8,5	18,7	17,5	14,7	17,7	26,1	19,4
Gd	1,6	7,6	5,8	16,2	21,4	11,8			
Dy	0,7	4,1	3,2	9,7	12,3	6,3			
Er	0,7	3,1	2,6	7,9	9,4	3,9			
Yb	0,9	3,0	2,8	7,9	5,6	4,0	4,0	5,3	3,4
Lu	0,0				1,7	4,6	3,9	4,6	3,2
	Balakrishnan et Rajamani, 1987			Balakrishnan et Rajamani, 1987 et Reddi, 1991			Allen, 1986		

Région du faciès amphibolite

	Granodiorite de Kolar						
	BH23	BH25a	BH31	BH26a	BH29	BH32a	BH27b Dyke tonalit. Hoskote
SiO ₂	69,69	71,72	73,20	70,23	73,61	67,64	70,52
Al ₂ O ₃	15,75	13,54	13,75	14,34	13,32	15,00	15,36
Fe ₂ O ₃	2,03	2,322	1,61	2,77	1,58	3,63	2,20
MnO	0,04	0,04	0,03	0,05	0,04	0,06	0,02
MgO	0,38	0,33	0,16	0,52	0,08	0,93	0,01
CaO	2,69	1,46	1,21	2,08	1,01	2,41	2,59
Na ₂ O	4,73	3,18	3,42	4,28	3,24	4,38	4,36
K ₂ O	2,66	5,47	5,23	3,52	5,47	3,56	3,18
TiO ₂	0,26	0,43	0,20	0,51	0,25	0,74	0,29
P ₂ O ₅	0,08	0,13	0,06	0,14	0,06	0,19	0,10
Nb	4	26	4	28	16	32	3
Zr	139	324	208	290	232	425	169
Y	3	37	8	41	24	42	3
Sr	556	270	226	222	105	190	462
Rb	72	217	179	155	276	169	59
Co	4	5	4	8	3	7	6
V	23	25	18	33	16	48	36
Ni	1	6	2	7	3	8	3
Cr	14	14	13	35	23	18	15
Ba	1312	803	699	400	513	522	1491
Th	8	47	47	59	53	18	5
La	41,3	134,5	85,1	81,2	91,6		37,0
Ce	71,1	249,7	153,5	162,7	181,2		60,9
Nd	21,8	91,0	45,6	62,8	60,1		16,8
Sm	3,1	14,2	5,7	12,0	9,2		2,0
Eu	0,89	1,55	0,80	1,58	0,84		0,72
Gd	2,43	10,20	4,30	8,72	6,86		1,52
Dy	1,34	6,65	2,12	6,81	4,92		0,67
Er	0,58	3,38	0,91	3,77	2,19		0,34
Yb	0,52	2,89	0,94	3,34	1,96		0,31
Lu	0,08	0,39	0,14	0,45	0,29		0,06
REE normalisées aux chondrites (Sun et McDonough, 1989)							
La	131,0	427,0	270,2	257,7	290,7		117,3
Ce	87,5	307,1	188,8	200,1	222,9		74,9
Nd	36,5	152,4	76,4	105,2	100,7		28,1
Sm	15,9	73,8	29,8	62,3	47,9		10,5
Eu	12,3	21,5	11,1	21,9	11,6		10,0
Gd	9,4	39,4	16,6	33,7	26,5		5,9
Dy	4,1	20,5	6,5	21,0	15,1		2,0
Er	2,7	15,9	4,2	17,7	10,3		1,6
Yb	2,5	13,9	4,5	16,1	9,4		1,5
Lu	2,5	12,1	4,4	13,9	9,0		1,8
Jayananda et al., 2000							

	Région de Bangalore						
	BH41a Porph.	Ind61a Porph.	Ind61d Porph.	Ind61b fin	BH41b fin	Ind61c Leuco	Ind61e Leuco
SiO ₂	68,20	73,35	69,57	72,51	75,41	74,73	73,79
Al ₂ O ₃	13,15	14,19	15,49	13,39	13,81	13,69	13,43
Fe ₂ O ₃	6,10	1,41	3,03	2,33	1,06	1,05	1,40
MnO	0,13	0,04	0,05	0,04	0,02	0,04	0,03
MgO	0,00	0,33	0,88	0,41	0,00	0,15	0,19
CaO	2,31	1,51	3,45	1,47	1,08	1,01	0,87
Na ₂ O	3,81	3,82	4,48	3,25	4,11	3,68	3,22
K ₂ O	4,00	4,30	1,25	4,36	4,00	4,70	5,41
TiO ₂	0,59	0,18	0,42	0,35	0,10	0,09	0,16
P ₂ O ₅	0,09	0,06	0,11	0,06	0,02	0,03	0,03
Nb	17	13	11	12	10	15	14
Zr	777	117	235	23	131	112	174
Y	30	9	20	10	12	29	30
Sr	215	258	288	201	91	94	259
Rb	40	135	96	143	155	199	216
Co	4	2	9	4	1	1	2
V	10	7	42	18	6	4	8
Ni	2	3	4	2	1	2	2
Cr	16	25	17	25	16	15	17
Ba	3110	685	331	685	444	1257	331
Th	8	17	5	17	30	29	5
La	66,8			86,5	25,8		87,4
Ce	136,6			150,0	46,3		168,0
Nd	63,3			48,0	15,8		59,2
Sm	11,1			6,1	3,0		10,9
Eu	7,14			1,24	0,87		0,66
Gd	7,89			4,78	2,59		8,17
Dy	6,00			2,45	2,46		6,23
Er	2,83			1,02	1,47		3,04
Yb	2,78			0,89	1,77		3,08
Lu	0,52			0,13	0,29		0,46
REE normalisées aux chondrites (Sun et McDonough, 1989)							
La	212,1			274,6	81,9		277,5
Ce	168,0			184,5	56,9		206,6
Nd	106,0			80,4	26,4		99,1
Sm	57,8			31,8	15,8		56,6
Eu	98,9			17,2	12,0		9,1
Gd	30,5			18,5	10,0		31,5
Dy	18,5			7,5	7,6		19,2
Er	13,3			4,8	6,9		14,3
Yb	13,4			4,3	8,5		14,8
Lu	16,1			4,0	9,0		14,2
Jayananda et al., 2000							

Limite amphibolite–Schiste vert

	Nandi hill				Madan. - Tirup.		SE Madanapalle		Kadiri
	BH207a GBP	BH207b GBE	BH210a GBP	BH210b GBE	BH 238A GBP	BH 240B LGA	BH 242A GBA	BH 242B LGF	BH 249 GBP
SiO ₂	73,55	72,58	72,78	73,47	73,09	78,15	65,87	73,43	74,06
Al ₂ O ₃	14,38	14,6	14,72	13,89	14,31	12,2	15,01	13,96	14,27
Fe ₂ O ₃	1,31	2,91	1,94	1,96	1,53	0,63	4,34	1,61	1,39
MnO	traces	0,05	0,02	traces	traces	traces	0,14	0,02	0,02
MgO	0,15	0,53	0,47	0,34	0,31	traces	2,09	0,27	0,27
CaO	1,2	2,3	2	1,27	1,17	0,93	3,41	1,32	1,48
Na ₂ O	3,7	5,16	4,18	3,19	3,38	2,86	4,05	3,42	4,18
K ₂ O	5,02	1,02	3,26	5,19	5,29	4,75	3,91	5,12	3,54
TiO ₂	0,08	0,28	0,22	0,19	0,17	0,03	0,43	0,18	0,14
P ₂ O ₅	0,02	0,06	0,06	0,04	0,05	traces	0,26	0,04	0,03
Nb	7	19	10	6	7	3	17	10	7
Zr	94	188	121	196	149	54	210	178	86
Y	34	36	13	15	6	3	34	12	6
Sr	114	116	200	179	191	138	318	260	308
Rb	242	128	134	189	269	335	225	278	162
Co	58	44	74	70	67	79	47	103	47
V	9	22	15	10	11	4	62	14	10
Ni	2	3	4	4	2	1	20	2	2
Cr	2	2	8	8	8	7	43	3	7
Ba	497	41	530	862	607	333	661	673	520
Th	42	13	16	55	41	15	23	23	9
La	34,3	23,6	28,2	64,4	48,1	6,0	71,4	57,4	14,0
Ce	61,6	47,2	50,9	115,5	87,5	11,3	145,9	104,5	26,8
Nd	23,0	19,4	17,8	40,9	30,7	4,7	68,5	40,8	11,0
Sm	4,9	4,6	2,8	6,9	4,5	1,0	13,9	7,5	2,1
Eu	0,7	0,6	0,7	0,9	0,8	0,5	2,1	1,1	0,7
Gd	4,0	5,0	2,2	4,6	2,9	0,7	10,5	5,2	1,4
Dy	4,8	5,1	2,1	3,1	1,3	0,5	7,1	2,9	1,1
Er	3,1	3,0	1,2	1,4	0,6	0,2	2,9	1,1	0,5
Yb	3,0	2,9	1,4	1,2	0,5	0,3	2,4	1,1	0,6
Lu	0,5	0,4	0,2	0,2	0,1	0,1	0,3	0,2	0,1
REE normalisées aux chondrites (Sun et McDonough, 1989)									
La	109,0	75,0	89,6	204,3	152,8	19,2	226,6	182,2	44,5
Ce	75,7	58,0	62,7	142,0	107,7	13,9	179,5	128,6	32,9
Nd	38,6	32,5	29,8	68,4	51,4	7,9	114,7	68,4	18,5
Sm	25,7	24,1	14,5	35,9	23,4	5,2	72,2	39,2	11,2
Eu	9,2	8,0	10,0	12,5	10,8	7,0	28,8	15,4	9,8
Gd	15,6	19,1	8,4	17,9	11,2	2,8	40,5	20,0	5,4
Dy	14,7	15,8	6,3	9,6	4,0	1,4	21,8	9,0	3,3
Er	14,7	14,3	5,4	6,4	2,7	1,1	13,6	5,3	2,4
Yb	14,2	13,9	6,9	5,9	2,2	1,3	11,4	5,2	2,9
Lu	15,9	13,1	6,7	6,7	2,1	1,6	10,6	4,9	2,8

Région de Krishnagiri et granite de Bukkapatnam

	KGiri - Kolar			Bukkapatnam		
	BH 215A Gneiss ton.	BH 218 Gneiss ?	BH 220 granod. GDL	BH 254A Rose	BH 254B Basique	BH 254C Porph.
SiO ₂	69,48	72,48	67,84	72,62	61,34	68,93
Al ₂ O ₃	16,14	14,56	14,95	13,85	15	15,01
Fe ₂ O ₃	2,592	1,458	3,231	2,28	7,72	3,48
MnO	traces	traces	0,05	0,02	0,1	0,05
MgO	0,79	0,49	1,58	0,33	1,77	1,11
CaO	3,2	1,61	3,36	1,15	3,79	2,57
Na ₂ O	5,03	3,02	3,82	3,3	3,58	4,26
K ₂ O	1,42	5,34	3,51	5,42	4,02	3,27
TiO ₂	0,31	0,14	0,42	0,27	1,28	0,43
P ₂ O ₅	0,09	0,06	0,14	0,05	0,57	0,17
Nb	2	2	12	14	45	13
Zr	98	93	154	300	748	199
Y	2	2	25	20	59	16
Sr	476	407	497	173	444	496
Rb	74	139	97	212	175	183
Co	82	142	65	67	44	54
V	33	14	55	19	98	42
Ni	6	6	16	3	18	10
Cr	9	11	38	9	24	19
Ba	258	1028	713	667	1004	602
Th	3	4	19	33	17	29
La	10,6	11,4	49,0	101,1	187,9	60,7
Ce	18,6	18,0	109,3	201,9	384,0	127,2
Nd	6,4	5,5	54,1	63,1	170,0	48,4
Sm	0,8	0,6	11,2	8,2	23,0	7,3
Eu	0,56	0,78	2,21	1,2	4,5	1,5
Gd	0,51	0,49	7,46	5,4	16,2	4,9
Dy	0,31	0,34	4,96	3,5	10,9	3,0
Er	0,14	0,20	2,22	1,9	5,4	1,5
Yb	0,13	0,15	2,11	1,8	4,7	1,6
Lu	0,03	0,03	0,31	0,2	0,7	0,2
REE normalisées aux chondrites (Sun et McDonough, 1989)						
La	33,8	36,2	155,7	321,0	596,6	192,8
Ce	22,8	22,2	134,5	248,3	472,3	156,4
Nd	10,7	9,3	90,6	105,8	284,7	81,1
Sm	4,3	3,3	58,6	42,7	119,6	37,9
Eu	7,8	10,8	30,6	17,0	62,2	21,1
Gd	2,0	1,9	28,8	20,9	62,7	18,8
Dy	1,0	1,1	15,3	10,7	33,5	9,4
Er	0,6	0,9	10,4	8,9	25,3	7,2
Yb	0,6	0,7	10,1	8,6	22,8	7,7
Lu	0,8	0,9	9,6	7,4	21,3	6,7

Analyses isotopiques—EDC

Echantillon	Source Rb (ppm)	Sr (ppm)	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	erreur	t ₀ (T)	Sm(ppm)	Nd(ppm)	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	erreur	ε _(o)	ε _(T)	T _{DM}	
Gneiss Pékinsulaires															
PG2	(a)	110,0	238	1,34	0,7189	9	0,6697	8,5	43,6	0,1180	0,510922	3	-33,5	-8,0	3,52
PG20	(a)	72,0	193	1,08	0,7427	13	0,7029	4,9	25,5	0,1168	0,511068	3	-30,7	-4,8	3,25
PG22	(a)	38,0	261	0,42	0,7181	11	0,6997								
Krishnagiri															
Tonalitic gneiss															
6597	(c)	43,2	514	0,24	0,7113	9	0,7024	3,1	17,8	0,1059	0,511152	15	-29,0	0,4	2,81
6599	(c)	67,4	645	0,30	0,7129	9	0,7018								
6603	(c)	50,3	296	0,49	0,7195	10	0,7014	1,9	17,2	0,0948	0,511006	18	-31,9	1,2	2,73
6604	(c)	49,8	387	0,37	0,7152	10	0,7015	1,7	11,1	0,0905	0,510937	21	-33,2	1,2	2,72
6605	(c)	48,6	439	0,32	0,7134	6	0,7016								
6606	(c)	23,1	537	0,12	0,7063	20	0,7017	0,5	4,6	0,0678	0,510556	35	-40,7	1,1	2,69
K3	(d)	61,9	451	0,40	0,7163	3	0,7016								
BH215a		476,0	74	0,45	0,7144	11		0,8	6,4	0,0792	0,510702				
Granitic gneiss															
6607	(c)	57,1	602	0,27	0,7119	12	0,7018								
6608	(c)	78,2	677	0,33	0,7144	12	0,7022								
6609	(c)	47,6	584	0,24	0,7102	5	0,7016								
6610	(c)	90,4	646	0,41	0,7167	22	0,7018	4,4	34,6	0,0769	0,510691	18	-38,0	0,8	2,72
6611	(c)	150,0	667	0,65	0,7255	9	0,7015	0,2	2,2	0,0523	0,510335	23	-45,0	1,8	2,64
6612	(c)	76,9	508	0,44	0,7182	7	0,7021	1,8	14,1	0,0778	0,510712	15	-37,6	0,9	2,72
dup	(c)							1,8	14,1	0,0778	0,510709	18	-37,7	0,9	2,72
6615	(c)	54,2	364	0,43	0,7179	5	0,7021	1,3	11,7	0,0685	0,510576	22	-40,3	1,3	2,69
6625	(c)	96,0	507	0,55	0,7216	7	0,7015								
K2	(d)	64,5	627	0,21	0,7131	2	0,7054								
Enclave sombre															
BH215c	(e)							10,0	54,6	0,1108	0,511275		-26,6	1,2	2,76
Granodiorite à amphiboles "GDL"															
BH220	(e)	97,0	497	0,56	0,7195	15	0,6987	11,9	57,2	0,1261	0,511428		-23,6	-0,8	2,98
Autour de Kolar															
Granite de Patna															
P3-1	(b)							6,9	43,6	0,0950	0,510951	9	-32,9	0,0	2,81
84-11	(b)							6,0	36,6	0,0993	0,510971	8	-32,6	-1,0	2,89
86-58	(b)							10,8	52,0	0,1256	0,511366	5	-24,9	-1,8	3,07
Khambha gneiss															
K1-27	(b)							2,3	14,6	0,0959	0,511120	7	-29,7	3,0	2,61
K4-28	(b)							2,1	14,9	0,0840	0,510770	8	-36,5	0,1	2,78
K2-26	(b)							2,6	15,9	0,1105	0,511250	6	-27,1	0,8	2,79
K3-27	(b)							2,5	14,9	0,1011	0,511490	5	-22,4	8,6	2,24
84-29	(b)							2,6	14,6	0,1058	0,511130	15	-29,5	0,0	2,84
84-37	(b)							2,5	14,8	0,1015	0,511120	10	-29,7	1,2	2,74
86-53	(b)							4,2	26,3	0,0969	0,510980	3	-32,4	0,0	2,81
K23-1	(b)							3,1	17,6	0,1053	0,511190	13	-28,3	1,3	2,74
84-15	(b)							2,6	16,4	0,0973	0,511028	6	-31,4	0,8	2,76
Dod Gneiss															
87/S20	(a)	79,7	555	0,42	0,7176	4	0,7023	6,2	34,9	0,1073	0,511178	5	-28,5	0,5	2,81
duplicate	(a)	80,0	556	0,42	0,7176	5	0,7023								
87/S7	(a)	54,7	870	0,18	0,7084	7	0,7017	7,2	42,2	0,1028	0,511048	4	-31,1	-0,6	2,87
duplicate	(a)	57,0	866	0,19	0,7085	5	0,7015								
87S27	(a)	72,1	651	0,32	0,7150	4	0,7032								
87S22	(a)	84,9	517	0,48	0,7195	4	0,7021								
87S14	(a)	54,9	701	0,23	0,7102	4	0,7019								
87S28	(a)	30,7	472	0,19	0,7114	4	0,7045								
87S34	(a)	1,3	177	0,02	0,7111	4	0,7104								
BH 37 b	(a)	60,5	396	0,44	0,7203	6	0,7040	5,6	32,9	0,1030	0,510857	8	-34,8	-4,4	3,13
BH33	(a)	127,0	611	0,60	0,7224	4	0,7003	0,5	3,1	0,0925	0,510921	4	-33,5	0,2	2,79
D20-3	(b)							7,9	47,4	0,1012	0,511069	9	-30,6	0,3	2,80
D21-6	(b)							5,4	32,9	0,0984	0,510885	11	-34,2	-2,4	2,97
84-9	(b)							6,2	36,3	0,1029	0,510938	9	-33,2	-2,8	3,02
86-69	(b)							10,3	60,0	0,1041	0,511062	9	-30,8	-0,8	2,89
Dosa Gneiss															
87S6	(a)	79,0	347	0,66	0,7283	4	0,7040								
87S31	(a)	88,1	405	0,63	0,7270	5	0,7039								
D1-30	(b)							3,0	18,7	0,0962	0,510739	9	-37,1	-4,5	3,11
D3-29	(b)							3,2	19,2	0,1011	0,510827	16	-35,4	-4,4	3,12
84-25	(b)							3,7	21,3	0,1048	0,510961	7	-32,8	-3,0	3,04
84-38	(b)							3,9	23,2	0,1013	0,510860	8	-34,7	-3,8	3,08
84-44	(b)							3,6	19,5	0,1130	0,511061	12	-30,8	-3,7	3,14

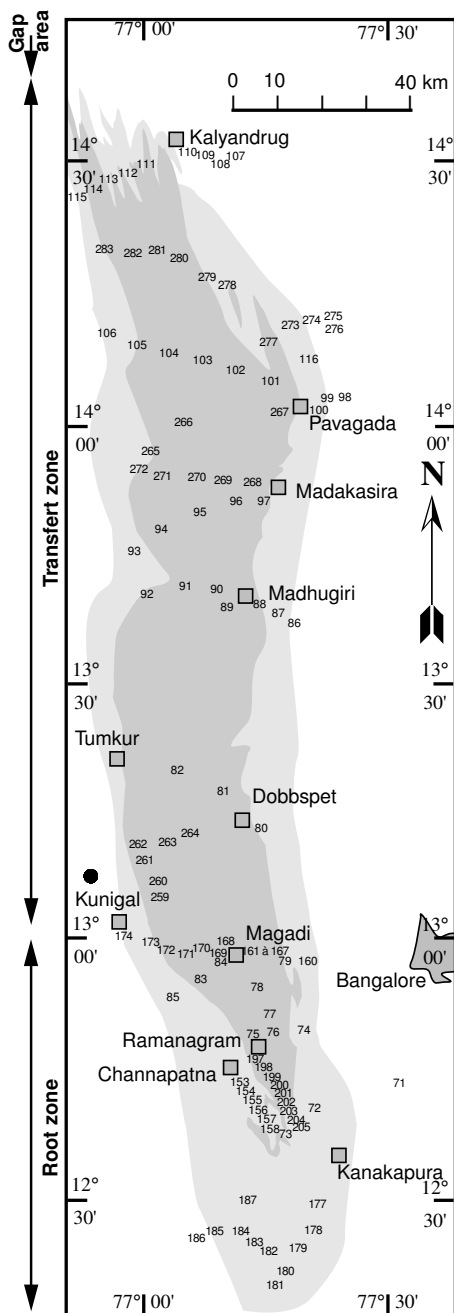
Echantillon	Source Rb (ppm)	Sr (ppm)	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	erreur	t ₀ (T)	Sm(ppm)	Nd(ppm)	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	erreur	ε _(o)	ε _(T)	T _{DM}	
<u>Bangalore - Kolar</u>															
Intrusion de Kolar															
BH31	(a)	179,0	226	2,31	0,7854	5	0,7006	5,4	44,9	0,0730	0,510616	5	-39,5	0,6	2,73
BH 23	(a)	71,8	562	0,37	0,7153	8	0,7017	3,1	22,6	0,0833	0,510749	7	-36,9	-0,1	2,79
BH 25a	(a)	217,4	260	2,44	0,7850	6	0,6954	13,6	88,9	0,0925	0,510890	8	-34,1	-0,4	2,82
BH 26 a	(a)	155,5	217	2,09	0,7765	8	0,6997	11,6	62,9	0,1117	0,511212	8	-27,9	-0,3	2,88
BH 29	(a)	280,0	94,3	8,81	0,9751	8	0,6513	8,8	58,5	0,0912	0,510882	7	-34,3	-0,1	2,81
Filon en périphérie															
BH 27 b (TGF)	(a)	58,2	467	0,36	0,7144	7	0,7012	1,9	17,1	0,0680	0,510527	8	-41,2	0,5	2,73
BH 27 c (LGF)	(a)	291,0	35,2	26,05	1,6008	12	0,6443	2,2	6,3	0,2105	0,512864	7	4,4	-0,1	
<u>Bangalore</u>															
Grossier															
IND 61a	(a)	134,0	267	1,45	0,7544	9	0,7011	3,5	23,0	0,0917	0,510724	5	-37,4	-3,3	3,01
IND 61d	(a)	110,0	292	1,07	0,7399	9	0,7006	3,8	15,4	0,1498	0,511733	5	-17,7	-2,5	3,35
dup	(a)							4,0	16,2	0,1485	0,511860	4	-15,2	0,4	3,00
BH 41 a	(a)	39,9	199	0,58	0,7247	7	0,7033	10,5	62,5	0,1012	0,510925	7	-33,5	-2,5	3,00
Fin															
IND 61b	(a)	150,0	206	2,13	0,7769	8	0,6986	6,3	47,6	0,0806	0,510543	6	-40,9	-3,3	2,97
dup	(a)							5,9	43,3	0,0821	0,510543	6	-40,9	-3,8	3,00
BH 41 b	(a)	156,3	89,8	5,12	0,8841	8	0,6959	2,9	15,2	0,1158	0,511170	8	-28,7	-2,5	3,06
Leucogranite															
IND 61c	(a)	208,0	93,8	6,55	0,9334	9	0,6929	4,5	21,2	0,1296	0,511151	6	-29,0	-7,3	3,59
IND 61e	(a)	223,0	277	2,35	0,7899	7	0,7036	10,9	59,7	0,1108	0,510874	3	-34,4	-6,6	3,34
<u>Granites du Sud Ouest de l'Andhra Pradesh</u>															
Nandi hills															
BH207a	(e)	242	114	6,14	0,8738	18	0,6483	4,9	23,9	0,1232	0,511244	8	-27,2	-3,4	3,19
BH207b	(e)	128	116	3,19	0,7974	8	0,6802	4,7	20,9	0,1361	0,511628	33	-19,7	-0,1	2,97
Bukkapatnam															
BH254a	(e)	212	173	3,54	0,8070	14	0,6768	8,7	64,8	0,0809	0,510728	7	-37,3	0,2	2,76
BH254b	(e)	175	444	1,14	0,7391	19	0,6972	26,2	177,0	0,0894	0,510847	8	-35,0	-0,2	2,81
BH254c	(e)	183	496	1,07	0,7331	9	0,6939	7,7	50,8	0,0921	0,510897	10	-34,0	-0,1	2,81
W de Kadirilapakshi															
BH 249	(e)	162	308	1,52	0,7444	14	0,6885	2,2	11,6	0,1119	0,511213	12	-27,8	-0,4	2,88
SW Madanapalle															
BH 242a	(e)	225	318	2,05	0,7662	9	0,6910	17,4	64,6	0,1628	0,511434		-23,5	-12,5	5,07
"V" de Madanapalle															
BH 238a	(e)	269	191	4,07	0,8217	13	0,6721	4,4	28,8	0,0924	0,510902		-33,9	-0,1	2,81
<u>Granite de Lepakshi (d'après Subba Rao et al., 1992b)</u>															
Pas de données analytiques															
Isochrone Rb-Sr															
Age	2615 +/- 69 Ma														
Intercept	0,7026 +/- 0,001														

Sources :

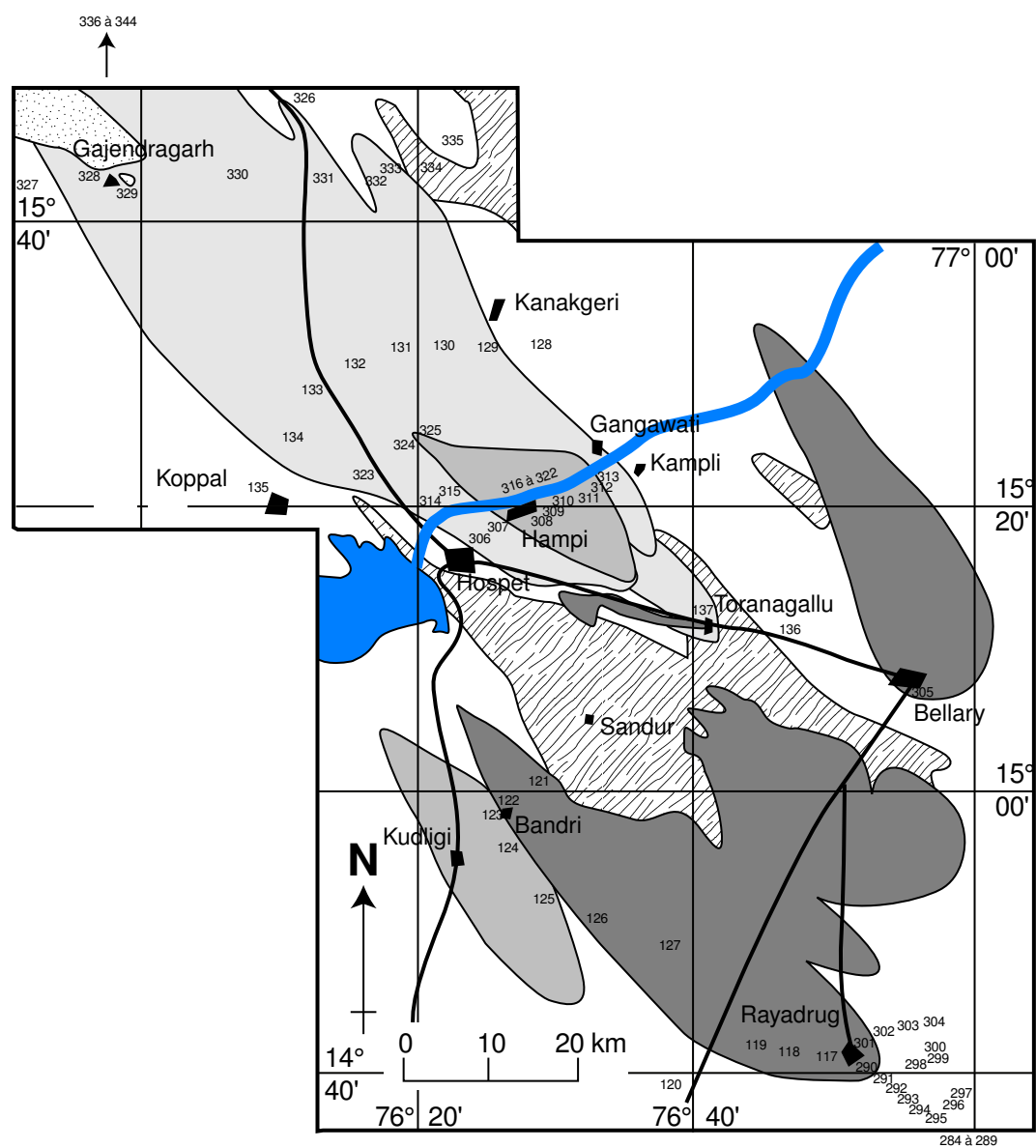
- (a) : Jayananda et al., sous presse
- (b) : Krogstad et al., 1995
- (c) : Peucat et al., 1989
- (d) : Peucat et al., 1993
- (e) : Ce travail (Clermont-Fd, Printemps 1999)

Annexe 3 : Sites d'échantillonnage

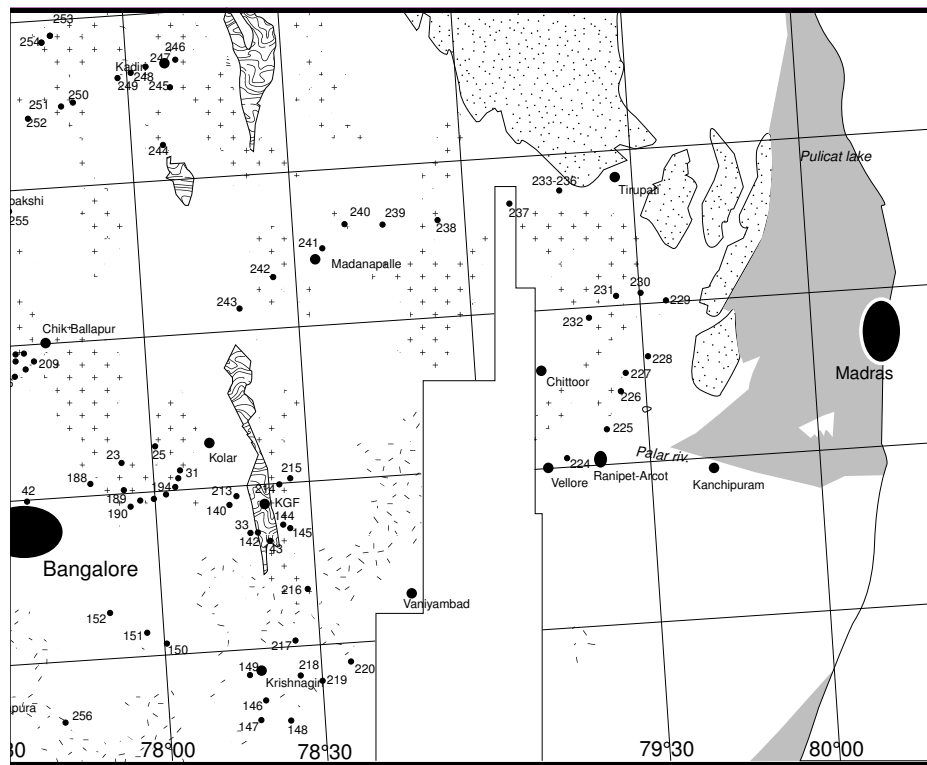
Sud-Closepet



Nord-Closepet



EDC



Annexe 4 : Planches couleur

Disposition des photos sur les planches suivantes :

a	b
c	d

reliure

Planche I: Aspect sur le terrain des différentes formations géologiques du craton de Dharwar. Les contrastes de végétation et de relief entre les lithologies expliquent la richesse des informations apportées par la photo-interprétation.

- (a) Le granite de Closepet, vers 14°N, apparaît sous la forme d'une bande d'inselbergs, qui tranchent nettement sur la plaine au premier plan, formée de Gneiss Péninsulaires.
- (b) Dans le WDC (ici à Bababudan), les ceintures de roches vertes forment de puissants reliefs au dessus de la plaine gneissique.
- (c) La surface d'érosion du Protérozoïque inférieur (Bagalkot, Nord de Closepet) a été fossilisée par les conglomérats et les grès du bassin de Kaladgi. Cette surface n'est que quelques dizaines de mètres au dessus de la surface actuelle du plateau du Karnataka.
- (d) Les Gneiss Péninsulaires (site BH 71, région de Bangalore) forment un ensemble polyphasé ou l'on distingue au moins 3 phases successives (deuxième partie et annexe 1).

Planche II: Différents faciès du granite de Closepet.

- (a) Le faciès dominant (BH 76, dans la région de Ramanagaram) est un granite très porphyroïde. Localement, il présente d'importantes accumulations de feldspaths potassiques. Il est riche en enclaves microgrenues sombres de monzonite à clinopyroxène ; et il est affecté par une foliation magmatique subverticale, très bien développée.
- (b) En bordure du granite de Closepet se trouve une enveloppe migmatitique d'une dizaine de kilomètres de large (BH 74, Sud Closepet).
- (c) Les granites anatectiques roses affleurent le plus souvent sous la forme de petites masses ou de filons au sein des Gneiss Péninsulaires migmatisés (BH 153, proche de Channapatna).
- (d) De rares enclaves anguleuses de cumulat ultrabasique (à hornblende ±biotite) s'observent au sein du granite.

Planche III: Les faciès du granite de Closepet présentent entre eux des relations de comagmatisme et des figures de mélange.

- (a) Contact entre le granite porphyroïde, et le granite anatectique rose (BH 170, région de Magadi). Un phénocristal de feldspath rose franchit la limite entre les deux faciès, démontrant ainsi qu'ils étaient liquides au même moment.

-
- (b) Les monzonites à clinopyroxènes affleurent le plus souvent sous la forme d'enclaves lobées, métriques à hectométriques, au sein des granites porphyroïdes (BH 83, SW de Magadi).
 - (c) et (d) Figures de mélange entre monzonite à clinopyroxène et granite porphyroïde (BH 198, Sud de Ramanagaram).

Planche IV : Relations pétrographiques observées au site BH 202 (Sud de Closepet), entre des Gneiss Péninsulaires fondus, du granite anatectique rose et un filon de matériel basique.

- (a) Allure d'ensemble. Le filon basique dilacéré, au centre, est intrusif dans un ensemble de gneiss fondus et de granite.
- (b) Le filon basique est bordé de granite, tandis que plus loin on retrouve encore du gneiss.
- (c) Le matériel basique est dilacéré et mélangé avec le granite rose ldots
- (d) ldots mais ailleurs, il est fragmenté en blocs anguleux au sein du même granite et présente une bordure figée.

Planche V : Quelques aspects de la déformation syn- à tardi-magmatique dans le granite de Closepet

- (a) Une foliation magmatique, matérialisée par l'alignement des phénocristaux de feldspath, est recoupée par des "couloirs de réorientation" des feldspaths potassiques, qui correspond à une zone de cisaillement dans le "mush" magmatique (BH 76, Région de Ramanagaram).
- (b) Des figures de mélange magmatique, disposées dans le plan de la foliation, sont recoupées par des bandes de cisaillement dextres envahies par des filons d'aplite aux bordures diffuses (BH 75, Région de Ramanagaram).
- (c) Dans la zone de transfert (BH 279, au Nord de Pavagada), l'essentiel du granite de Closepet est composé d'un granite porphyroïde homogène et relativement peu déformé ...
- (d) ... mais sa bordure orientale (carrière de Pavagada : BH 100) est une zone de cisaillement très déformée et riche en enclaves de matériel d'origine profonde (magmas basiques, cumulats, métapélites ...)

Planche VI : Quelques aspects de la déformation syn- à tardi-magmatique dans le granite de Closepet (suite).

- (a) La foliation dessinée par les alignements de phénocristaux de feldspath est replissée (BH 198, Sud Closepet).
- (b) Une enclave d'amphibolites du socle au sein de granites anatectiques roses est alignée dans la foliation, et décalée par les bandes de cisaillement (BH 154, Sud de Closepet).
- (c) La déformation s'est poursuivie pendant tout le refroidissement du granite de Closepet. Fréquemment, des structures C/S se développent dans le granite porphyroïde (BH 100, Pavagada).
- (d) Localement, la déformation atteint le stade des orthogneiss (BH 173, entre Kunigal et Magadi).

Planche VII : le “gap”, entre les deux ensembles composant le massif de Closepet (masse principale, au Sud, et zone des intrusions, au Nord) montre un passage progressif depuis des filons de granite au sein des gneiss, à des intrusions homogènes.

- (a) Paysage du “gap”, pris du Nord-Ouest (site BH 304), en regardant vers le Sud-Est. La photo est prise depuis une des intrusions du Nord ; la masse principale forme les reliefs au loin. Entre les deux, la plaine pauvre en affleurements représente le “gap”.
- (b) En son milieu, le “gap” présente un réseau de filons de granites au sein des gneiss.
- (c) Peu à peu, ces filons se regroupent en petites masses avec de grosses enclaves gneissiques
...
- (d) ... puis en intrusions formées d’un granite extrêmement homogène et pauvre en enclaves.

Planche VIII : Divers faciès de la zone des intrusions du Nord

- (a) Dans sa partie la plus septentrionale (Bagalkot), le granite de Closepet disparaît sous les sédiments protérozoïques.
- (b) Dans la même région, les intrusions sont surtout formées d’un granite équi-granulaire, dont la couleur rose ou grise varie à l’échelle de l’affleurement. Elle est sans doute contrôlée par des circulations de fluides.
- (c) Dans la région de Hampi (BH 313) s’observe un contact tranché entre l’intrusion équi-granulaire de Hampi, et une intrusion légèrement porphyroïde qui constitue son encaissant.
- (d) En un point (Toranagallu, entre Hospet et Bellary = BH 137) s’observe un faciès très porphyroïde et riche en enclaves microgrenues sombres.

Planche IX : Divers aspects des “gneiss tonalitiques de Krishnagiri” et des faciès associés, de part et d’autre de la limite amphibolites-granulites.

- (a) Aspect caractéristique des gneiss de Krishnagiri (BH 219, 20 km E de cette localité). Des filons de granodiorite leucocrate à amphibole (GDL) recoupent la masse gris sombre des gneiss tonalitiques (KGT).
- (b) Un dispositif analogue s’observe dans le faciès des granulites (BH 147, 20 km S de Krishnagiri).
- (c) Par endroits, les filons de granodiorite leucocrate (GDL) se rassemblent et forment des masses kilométriques (BH 220, 25 km E de Krishnagiri). Ici la granodiorite leucocrate est intimement associée avec les gneiss tonalitiques.
- (d) La transition amphibolite-granulite est aussi marquée par le développement de “charnockites en taches” (“patchy charnockites”) aux dépens des Gneiss Péninsulaires (BH 73, carrière de Kabbaldurga, Sud de Closepet).

Planche X : Un aperçu des faciès des granites de l’EDC.

- (a) Le granite de Bukkapatnam montre 3 faciès : un granite porphyroïde potassique (GPK), un granite équigranulaire, rosé et des grosses enclaves dioritiques abondantes. Sa chimie est très similaire à celle du granite de Closepet (BH 254).
- (b) Le “Dod gneiss” est une granodiorite à hornblende (GDS), équigranulaire, riche en enclaves microgrenues sombres, arrondies. Il appartient à la famille des sanukitoïdes s.s. (BH 141)
- (c) Dans la région de Nandi Hills (BH 206), le massif de Lepakshi–Nandi présente deux faciès contemporains, un granite à biotite et à tendance porphyroïde (GBP) et un granite à biotite, équigranulaire (GBE) (d’allure plus sombre).
- (d) Sur sa bordure Sud-Est, le massif de Kolar (GBP) présente des relations comagmatiques avec le leucogranite de Tekal (LGF).

Planche XI : Mosaïque SPOT couvrant la zone étudiée de l’EDC.

Chaque scène fait environ 60 km de large. Les massifs granitiques apparaissent en rouge - noir; les gneiss en teintes claires; les ceintures de roches vertes en vert. Les zones urbanisées apparaissent bleu, et l’eau, noire. Plus de commentaires deuxième partie, chapitre 7.

Planche XII : Carte géologique du craton de Dharwar.

Partie Ouest : d’après Bouhallier, 1995. Partie Est : d’après l’interprétation de l’image reproduite planche XI.

Planche XIII : Carte géologique du massif de Closepet.

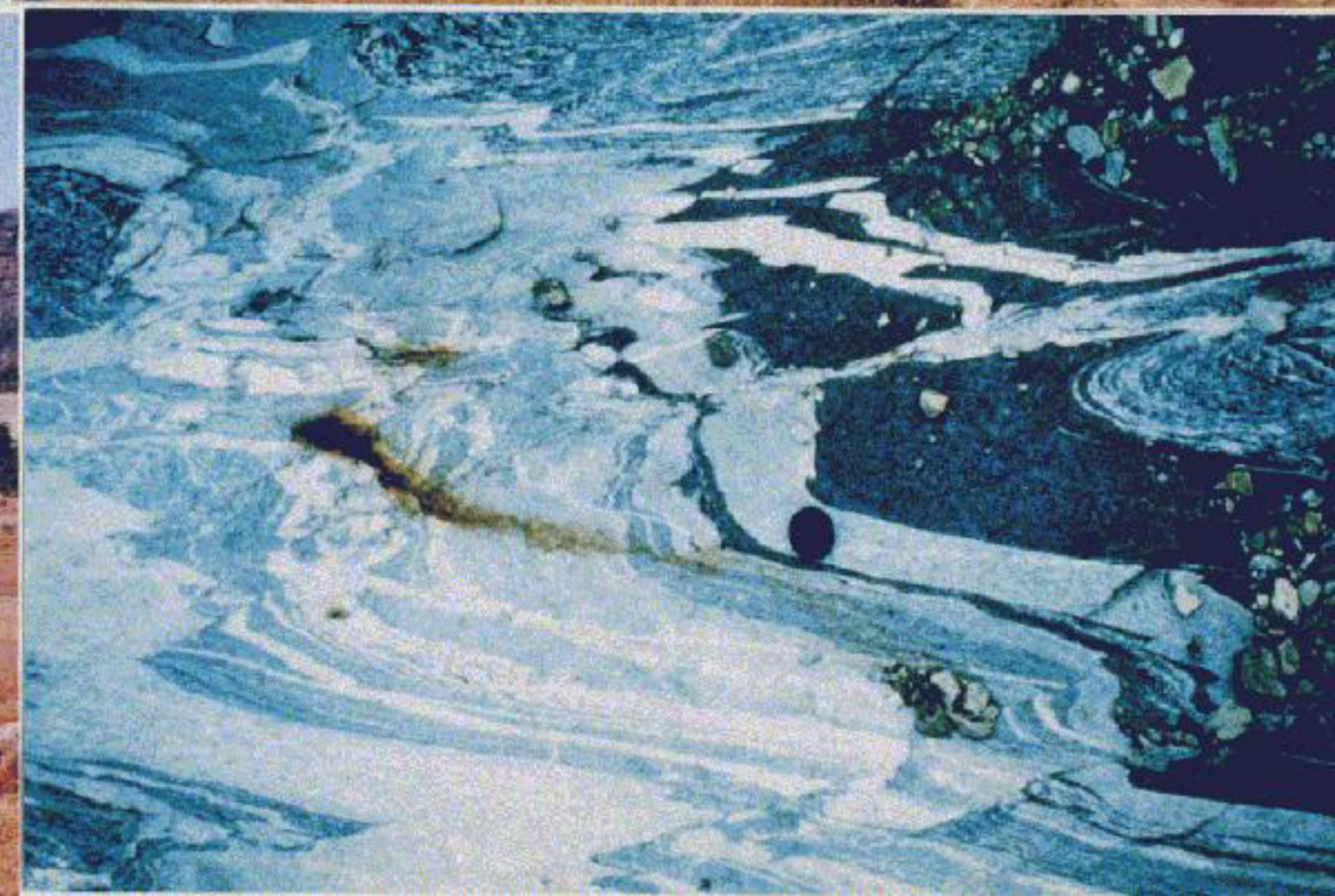
Commentaires troisième partie.

Planche XIV : Deux images SPOT du Sud du massif de Closepet.

Même commentaire que planche XI. Ces deux images ont servi à construire la figure 6.9 de l’article intitulé “syn-tectonic granite emplacement ...” (troisième partie, chapitre 6).

Planche XV : Carte géologique de la zone des racines du massif de Closepet.

Commentaire dans la troisième partie.

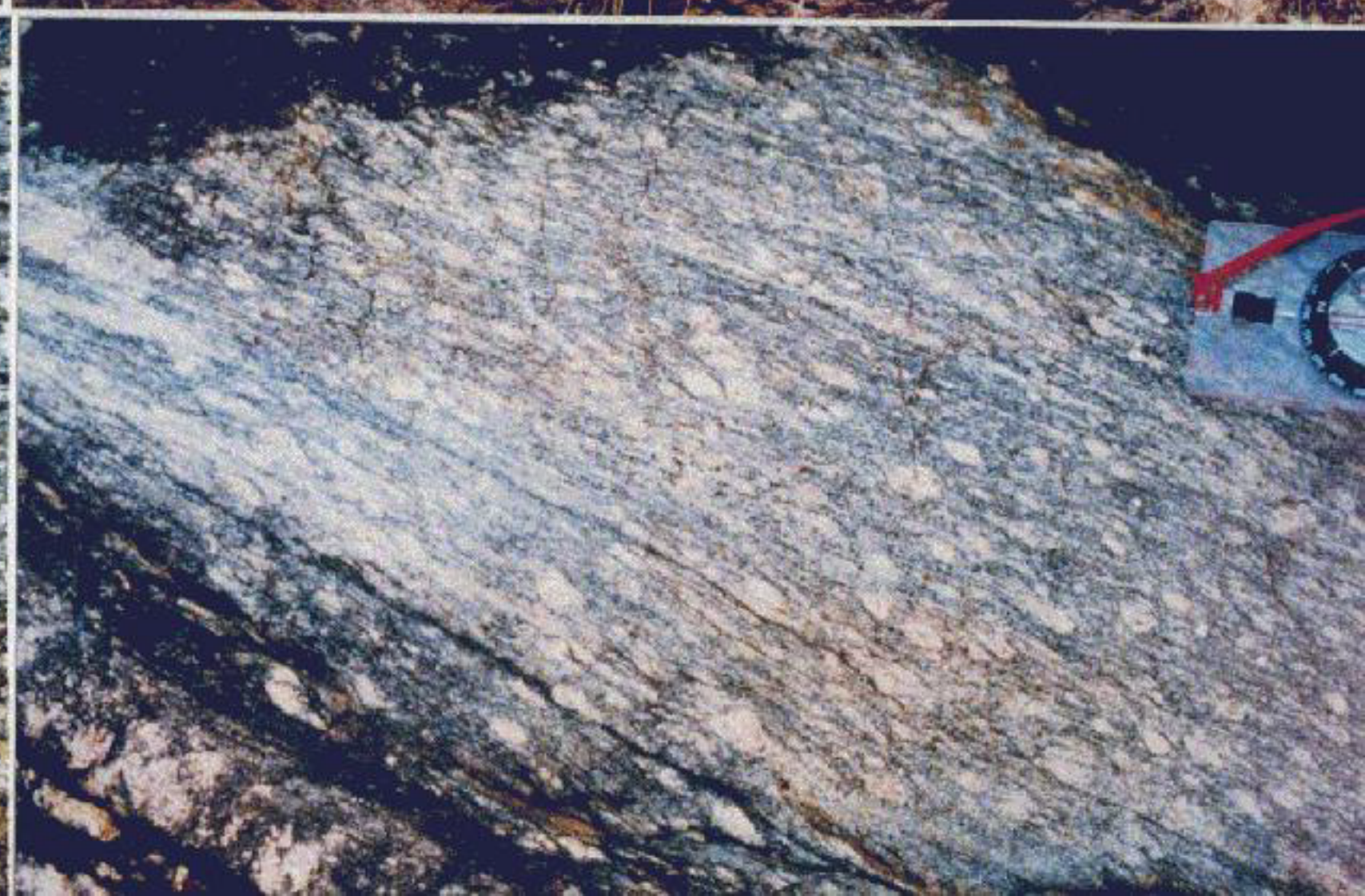
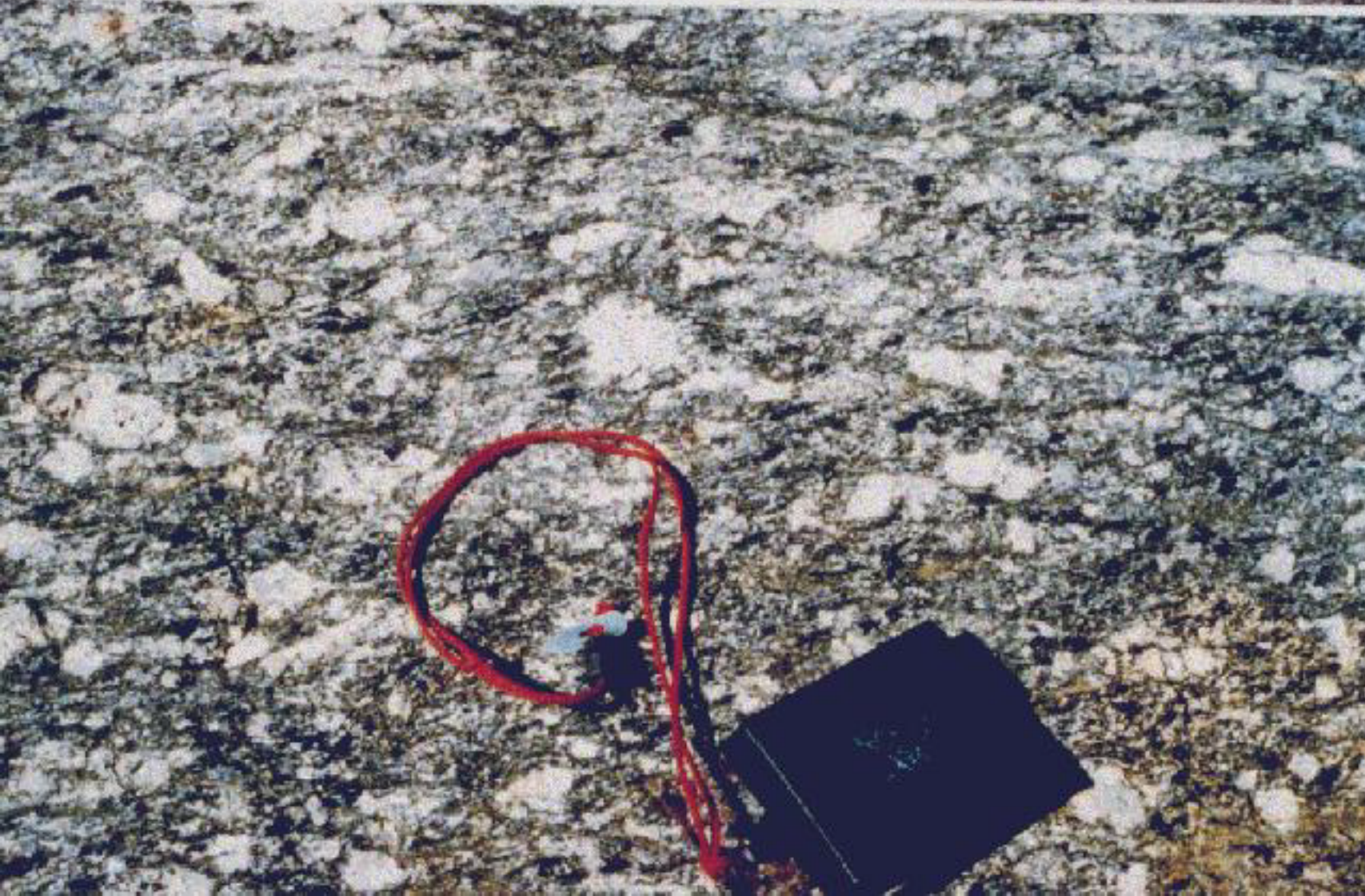










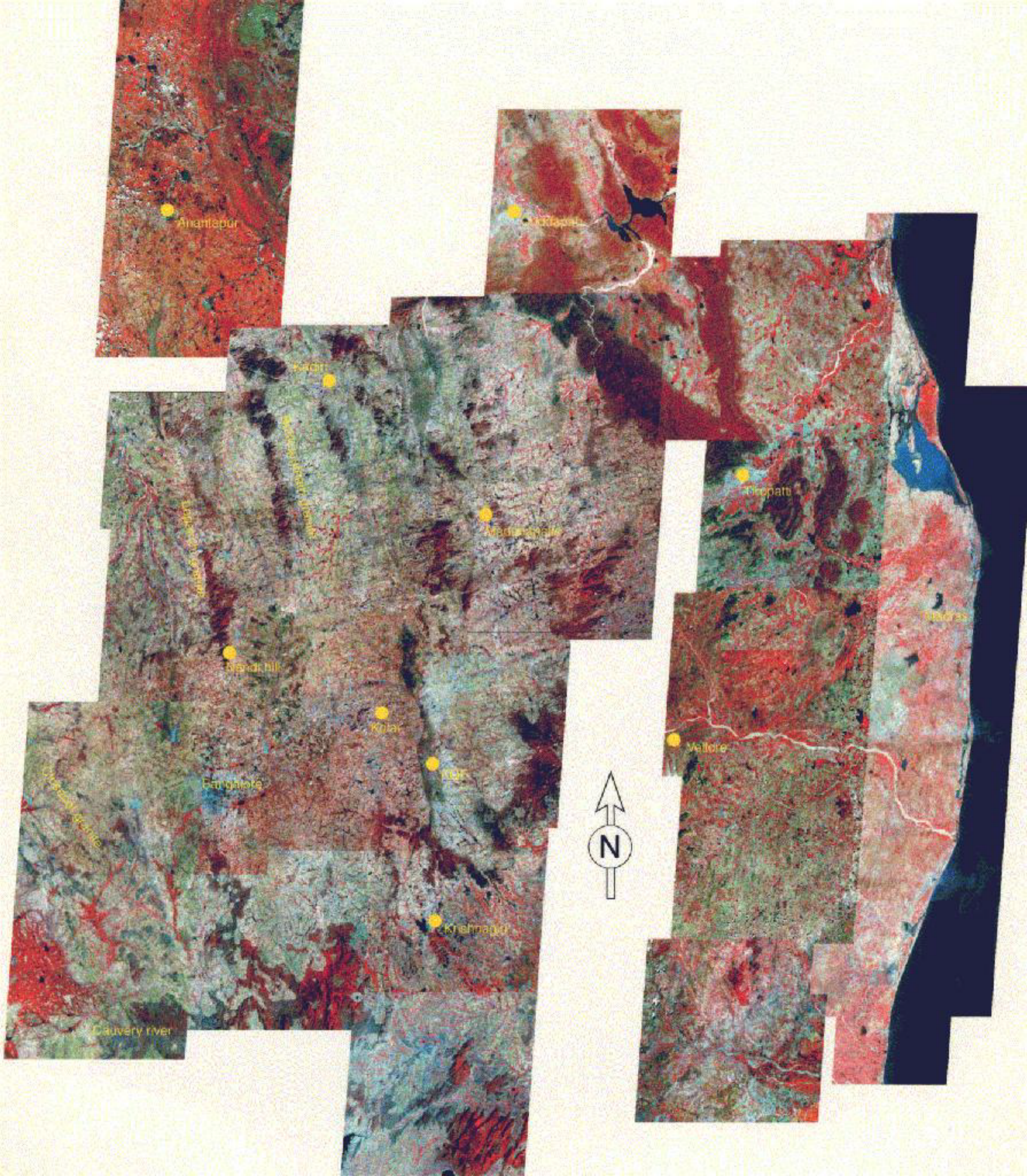












Anantapur

Tirupathi

Tirupathi

Tirupathi

Madhavaram

Chennai

Madhavaram

Kolar

Vellore

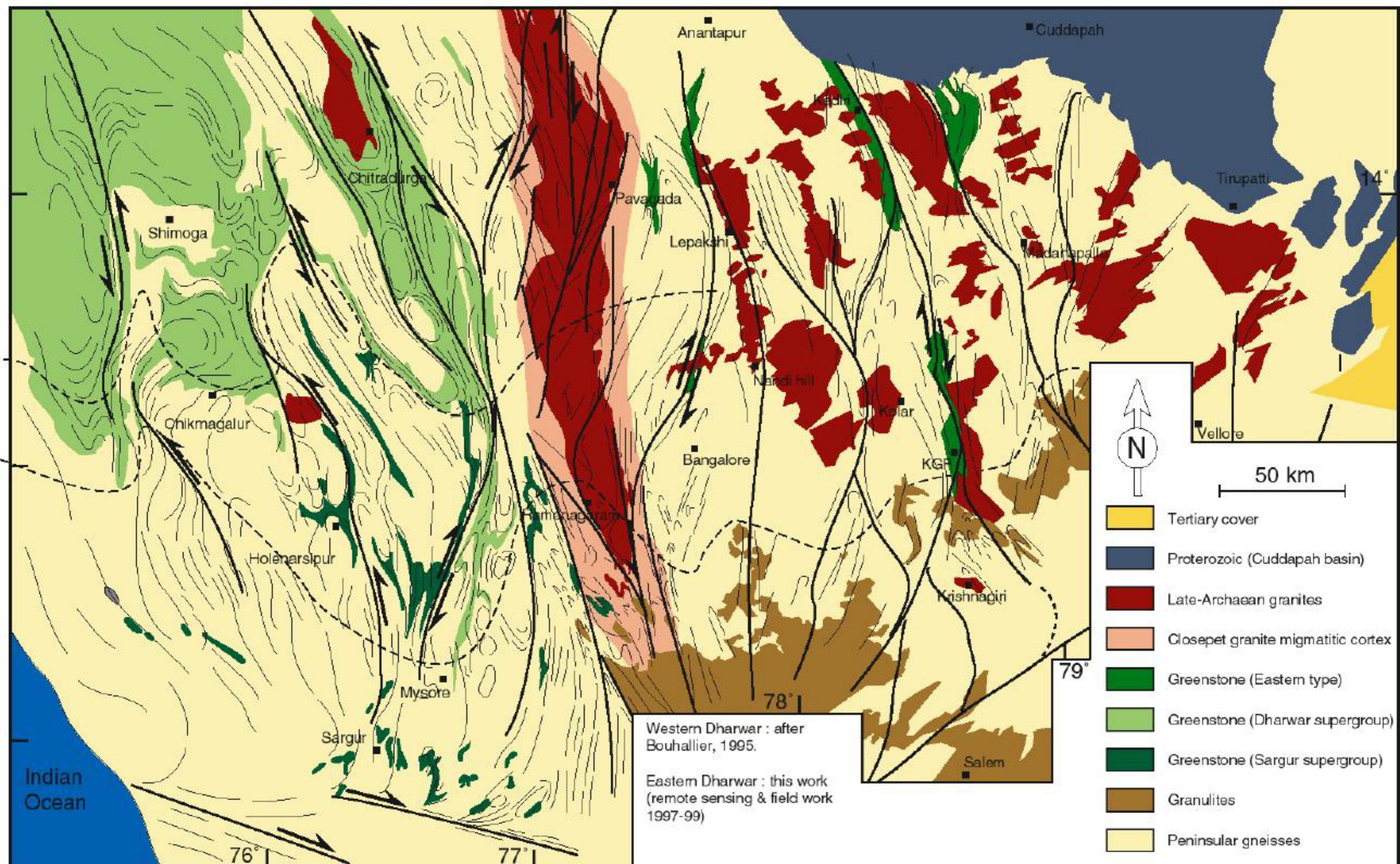
Bangalore

Krishna

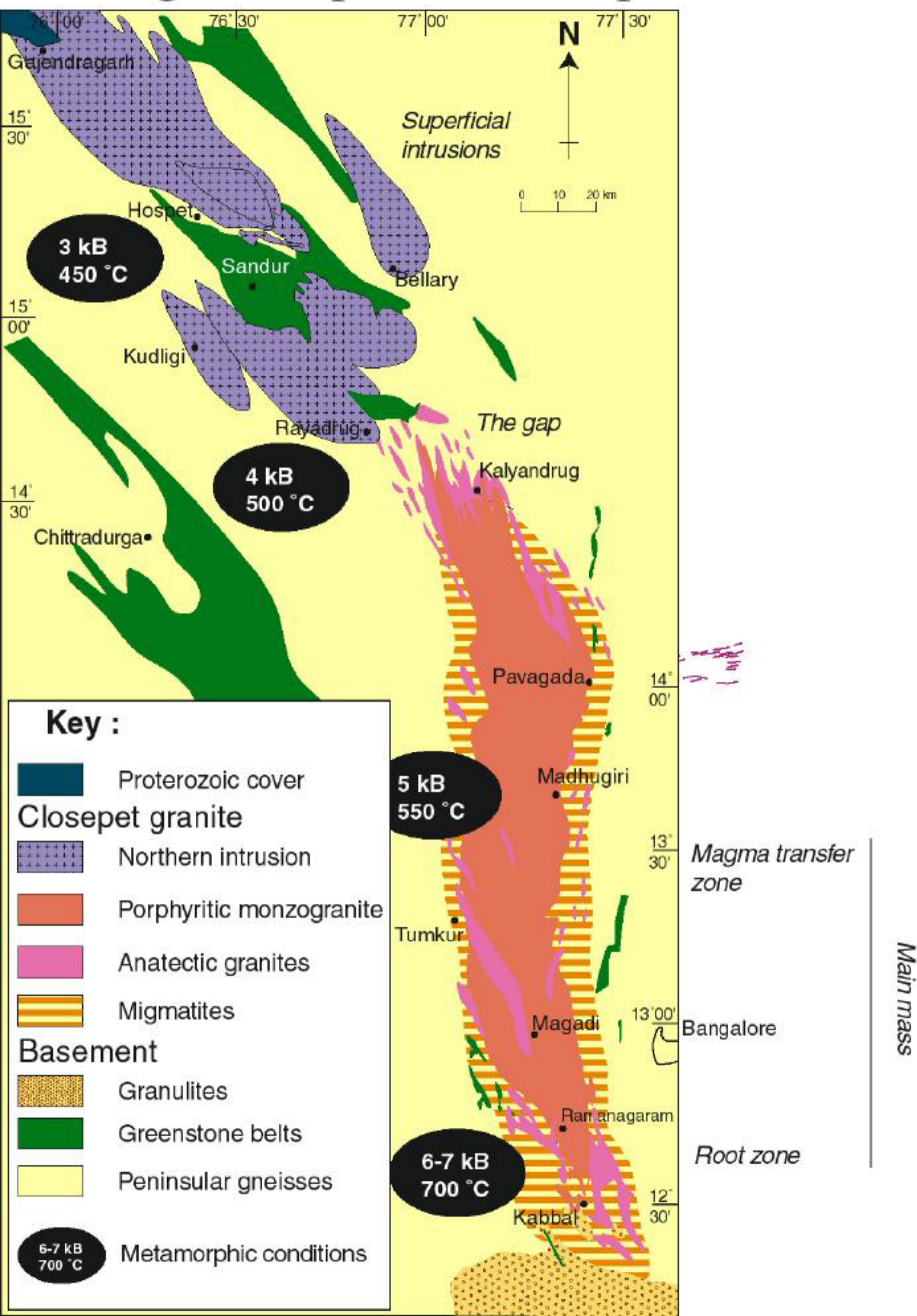
Krishna

Cauvery river





Geological map of the Closepet batholith



SPOT images of the southern Closepet batholith



50 km Approx.

