



HAL
open science

Les Déformations Continentales Archéennes : Exemples naturels et modélisation thermomécanique

Dominique Chardon

► **To cite this version:**

Dominique Chardon. Les Déformations Continentales Archéennes : Exemples naturels et modélisation thermomécanique. Géologie appliquée. Université Rennes 1, 1996. Français. NNT : . tel-00619433

HAL Id: tel-00619433

<https://theses.hal.science/tel-00619433>

Submitted on 6 Sep 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

D. CHARDON

ISSN 1240-1498

ISBN 2-905532-75-0

**les déformations
continentales archéennes**

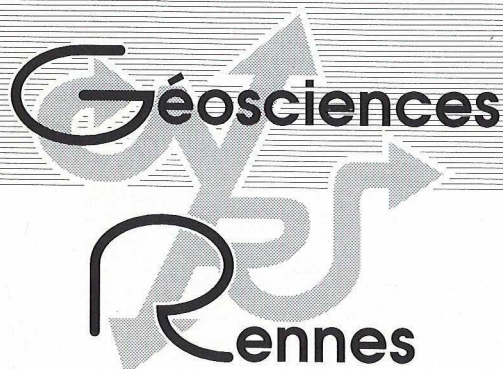
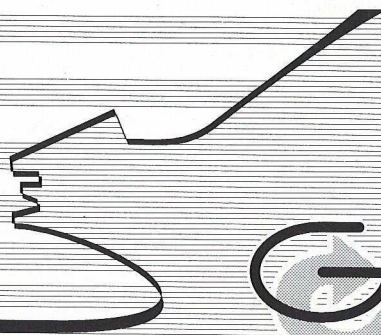
EXEMPLES NATURELS

ET

MODELISATION THERMOMECHANIQUE

MEMOIRES

1997



n° 76

MEMOIRES DE GEOSCIENCES - RENNES

n° 76

Dominique CHARDON

**Les déformations continentales archéennes
Exemples naturels et modélisation thermomécanique**

**Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
soutenue le 26 Janvier 1996**

**Géosciences - Rennes
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F - 35042 - RENNES Cédex
(France)**

1997



ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-75-0

1997

**GEOSCIENCES-RENNES
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F-35042-RENNES Cédex (France)**

Dominique CHARDON

**Les déformations continentales archéennes :
Exemples naturels et modélisation thermomécanique.**

Mémoires de Géosciences Rennes, n° 76, 300 p.



A mes parents

Pour Camille et Gaspard ...



REMERCIEMENTS

Cette thèse est une contribution de l'équipe archéenne de Géosciences-Rennes. C'est Pierre Choukroune qui m'a permis d'y prendre ma place. Je n'oublierai jamais la chance que j'ai eu de travailler avec lui. Les gens de l'Archéen m'ont chouchouté depuis mon arrivée à Rennes. Merci à Bernard Auvray, Hervé Martin et Jean-Jacques Peucat. C'est Jean-Jacques qui a conduit les travaux géochronologiques de cette thèse. Il a été un interlocuteur privilégié pendant tout le déroulement de ce travail et a fait en sorte que les résultats préliminaires arrivent à temps pour le bouclage. Merci à Raymond Capdevila d'avoir bien voulu jeter un oeil sur mes lames minces de granitoïdes.

Aux prises avec les questions existentielles de la géologie structurale, j'ai beaucoup apprécié, pendant mon séjour à Rennes, les échanges avec Pierre Gautier (pourquoi ça n'est pas de l'extension?), Jean-Pierre Brun et Denis Gapais. Nick Arndt a toujours été disponible pour discuter de la lithosphère archéenne et des trapps. Les échanges que j'ai pu avoir avec Jean Van Den Driessche m'ont toujours été sympathiques et bénéfiques.

Ce travail a totalisé près de sept mois de terrain sur trois continents. Au Karnataka, le travail a été rendu possible grâce à l'amitié, l'acharnement et la détermination de M. Jayananda. Je remercie également B. Mahabaleswar d'avoir toujours veillé au bon déroulement de mes missions et pour son soutien.

C'est Georges Bronner qui m'a permis de travailler en Mauritanie, et qui m'a accompagné au début de ma mission dans le Tasiast. Je remercie Gilbert Maurin de m'avoir si bien accueilli dans l'équipe Tasiast. Merci également à Marie-Thérèse, Alexandra et Félix pour leur accueil et leur hospitalité à Nouakchott. Mr Rajel, directeur général de l'OMRG, a bien voulu que j'intègre le programme de prospection aurifère FED-Tasiast-Tijirit-Sud-Mauritanides. Qu'il en soit ici vivement remercié.

John Ludden et Claude Hubert, de l'Université de Montréal, m'ont fait découvrir l'Abitibi. La mission que j'ai faite dans la sous-province du Pontiac a été une expérience très enrichissante, même si je n'en ai pas encore exploité les résultats (parce que c'est trop compliqué!).

Pour la modélisation analogique, j'ai bénéficié des conseils précieux de Philippe Davy, qui a suivi de très près les premiers stades de ce travail et qui m'a toujours aiguillé. Jean de Bremond d'Ars a toujours été disponible pour discuter d'instabilités gravitaires et m'aider à faire le point. Pete Cobbold a également été un interlocuteur privilégié. Un grand merci à Jean-Jacques Kermarrec.

Je remercie Mike Coward et John Ludden d'avoir bien voulu être rapporteurs de cette thèse. Merci également à Linc Hollister, Jean-Pierre Brun, et Philippe Davy d'avoir bien voulu se prononcer sur le présent travail.

Florence Nicollin, Jean de Bremond d'Ars, Olivier Dauteuil, Thierry Nalpas et Jacques Bouffette ont bien voulu relire des parties du manuscrit. Au bouclage, ils ont été nombreux à mettre la main à la pâte. Merci du fond du coeur à Erwan, Flo, Blackjack, Pierrot, Delph, Isa, Richard, Olivier B., et Christophe.

Durant ces trois années passées à Rennes, j'ai pu rencontrer des gens de tous les horizons, géologues ou rattachés. Je ne saurai comment les remercier pour tous les échanges que nous avons eu dans l'environnement privilégié de Géosciences-Rennes. Cécile a tout partagé sans mesure...

C'est après la période de rédaction que l'environnement rennais a été une base de replis où j'ai toujours été bien accueilli. Un énorme merci à Florence et Thomas pour leur hospitalité pendant les premiers mois de l'année 1996. J'ai ensuite pu travailler au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy dans des conditions particulièrement favorables grâce à l'aide de John Ludden et de Chantal Lehman.

Au moment de finir cette thèse, qui ponctue près de 7 ans d'une aventure qui a débuté entre le chaînon du Chat et le lac du Bourget, mes pensées vont à mes parents qui ont toujours eu foi en mes passions et en ma détermination. Je les remercie de toujours m'avoir fait confiance.



ABSTRACT

In this thesis, we present the results of structural analysis in different segments of Archaean continental crust (>2.5 Ga) in which strain patterns are compatible with the development of crustal-scale gravity instabilities. We also present analog experiments simulating the development of these gravity instabilities in order to constrain their thermomechanical significance within the Archaean continental lithosphere.

Structural results

A structural study of several greenstone belts from the Dharwar Supergroup (Dharwar craton, India) leads to a progressive deformation model for the initiation of gravity instabilities between the basin and its basement located in the upper structural level of the crust. The basal unconformity of the Dharwar Supergroup acted as a décollement zone. The kinematic criteria within this décollement are all compatible with a displacement of the supracrustal rocks toward the internal parts of the greenstone belts. The décollement-related structures are progressively refolded above the zone of maximum subsidence. In some of the greenstone belts, the gravity strain pattern interferes with the regional strain field, which is characterized by predominant E-W shortening and N-S trending strike-slip shear zones. In the Dharwar intracratonic basin, the sagging episode was contemporaneous with the last tectonometamorphic event recognized within the craton, c.a. 2.5 Ga ago. This episode is characterized by the formation of granulites at depth as well as by large-scale migmatization associated with the emplacement of a large amount of juvenile material. We consider that the high mantle heat flux and partial melting led to the softening of the continental crust and this allowed the development of the gravity instabilities.

Within the western Reguibat rise (Mauritania), structural analysis reveals the occurrence of dome-and-basin structures. The strain patterns associated with these structures are interpreted as the result of interference between the diapiric rise of granitoid domes within the greenstone sequences and regional E-W shortening. At the scale of the southern part of the Archaean Reguibat rise, the strain trajectories have the same overall trends in both the high-grade and medium-grade terrains. No major tectonic break has been identified between these metamorphic domains. This implies that the formation of diapiric domes was penecontemporaneous with granulite metamorphism and regional deformation within the lower crust, which occurred c.a. 2.7 Ga ago.

Experimental results

We used temperature-dependent viscosity material (Gum Rosin) and an new experimental apparatus to simulate unstable granite/greenstone layers. A vertical temperature gradient was maintained, and the deformation was driven by gravity alone. For a fixed temperature at the bottom of the model, the relative thicknesses of the different layers were changed from one experiment to another. In some experiments, a brittle material (sand) was introduced as a superficial layer. The experiments show that : (1) the triggering of gravity instabilities is possible only if the materials at the unstable boundary (cover/basement contact) are ductile and (2) the growth rate of gravity instabilities is an exponential function of the temperature at the unstable interface and the temperature gradient at the top of the unstable layer. These results suggest that this type of gravity instability could not develop within a modern continental lithosphere.

Key words:

Continental crust, Archaean, strain pattern, Dharwar craton, Reguibat rise, gravity instabilities, analog modeling.

SOMMAIRE

INTRODUCTION	11
--------------	----

PARTIE I : ÉTAT DES CONNAISSANCES DE LA GÉODYNAMIQUE ARCHÉENNE	13
--	----

1 - LES PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES GÉOLOGIQUES ARCHÉENNES

L'ARCHÉEN : CHRONOLOGIE ET RÉPARTITION SPATIALE	
LES GRANITOÏDES DE LA PROTOCROÛTE CONTINENTALE ET LA CROISSANCE CRUSTALE	15
LES CEINTURES DE ROCHES VERTES	
LES GRANDS ENSEMBLES TECTONOMETAMORPHIQUES ARCHÉENS	17
PARTICULARITÉS DU MÉTAMORPHISME DANS LES TERRAINS ARCHÉENS	
BILAN DES SPÉCIFICITÉS ARCHÉENNES	20

2 - LES RÉGIMES THERMIQUES

INTRODUCTION	
PRODUCTION DE CHALEUR, TEMPÉRATURES MANTELLIQUES ET MODÈLES DE REFROIDISSEMENT SÉCULAIRE	21
ESTIMATIONS P-T ET GÉOTHERMES CONTINENTAUX	
DISCUSSION SUR LA SIGNIFICATION DES ESTIMATIONS P-T	24
LE PARADOXE THERMIQUE ARCHÉEN	29

3 - LES CEINTURES DE ROCHES VERTES : MARQUEURS D'UNE GÉODYNAMIQUE PARTICULIÈRE

INTRODUCTION	
LES MODÈLES OPHIOLITIQUES	30
LES MODÈLES DE TYPE BASSINS MARGINAUX	
LES RIFTS CONTINENTAUX ET LES PLUMES MANTELLIQUES	31
LES IMPACTS MÉTÉORITIQUES	
LES ARCS INSULAIRES, LES COLLAGES D'ARCS ET DE PLATEAUX VOLCANIQUES	34
CONCLUSIONS	36

4 - ACCRÉTION ET DYNAMIQUE CONTINENTALE

MODELES PÉTROLOGIQUES	
LES TERRAINS DE HAUT GRADE : SITES PRIVILÉGIÉS DE L'ACCRÉTION CONTINENTALE	37
LES INTERPRÉTATIONS GÉODYNAMIQUES	
DISCUSSION	41

5 - MODALITÉS DE LA TECTONIQUE GLOBALE ET STRUCTURE DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE

LES IMPLICATIONS DES MODÈLES THERMIQUES	
LES APPORTS DE L'ÉTUDE DES ENCLAVES DANS LES KIMBERLITES	
LES MODES DE DISSIPATION DE LA CHALEUR : PAR QUELLE TECTONIQUE GLOBALE?	43
LA STRUCTURE DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE	45
BILAN - CONCLUSIONS	47

PARTIE II : LES MODES DE DÉFORMATION DE LA CROÛTE ARCHÉENNE	49
---	----

1 - INTRODUCTION

PRÉAMBULE MÉTHODOLOGIQUE	
PROBLÉMATIQUE ET ENJEUX DE L'ÉTUDE STRUCTURALE DES TERRAINS ARCHÉENS : UNE MISE AU POINT	51

2 - L'ACCOMMODATION DU RACCOURCISSEMENT À L'INTÉRIEUR DES CRATONS ARCHÉENS

LES STRUCTURES COMPRESSIVES	53
CAS DES STRUCTURES SUPERPOSÉES	
RÔLE DES RESEAUX DE CISAILLEMENTS DANS LES DÉFORMATIONS CONTINENTALES	68
LES MODÈLES D'EXTENSION ET LES "METAMORPHIC CORE COMPLEXES"	71
CONCLUSION	72

3 - LE CAS DE L'ABITIBI (PROVINCE SUPÉRIEURE, CANADA): LES APPORTS DU PROGRAMME LITHOPROBE

INTRODUCTION	
CONTEXTE GÉOLOGIQUE	
TECTONIQUE	73
LES PROFILS DE SISMIQUE RÉFLEXION	77
LES APPORTS DES MÉTHODES ÉLECTRIQUES	
CONCLUSIONS	81

4 - INSTABILITÉS GRAVITAIRES ET CHAMPS DE DÉFORMATION EN DÔME-ET-BASSIN ARCHÉENS

INTRODUCTION	
APERÇU BIBLIOGRAPHIQUE	
CARACTÉRISATION STRUCTURALE D'UN SYSTÈME DIAPIRIQUE ARCHÉEN EN TROIS DIMENSIONS: L'EXEMPLE DU CRATON DE DHARWAR.	85
<i>Strain patterns in Archaean dome-and-basin structures: the Dharwar craton (Karnataka, South India).</i>	87
DISCUSSION DES CAUSES MÉCANIQUES DES INSTABILITÉS GRAVITAIRES	106

5 - DISCUSSION 107

PARTIE III : EXEMPLES NATURELS 109

1 - INTRODUCTION 111

2 - LE CRATON DE DHARWAR (INDE DU SUD)

INTRODUCTION	113
LA RÉGION DE J.C. PURA	117
<i>Strain patterns, décollement and incipient sagducted greenstone terrains in the Archaean Dharwar craton (South India)</i>	119
LA RÉGION DE BABABUDAN	141
<i>Sinking of an Archaean intracratonic basin: evidence from converging-radial flow.</i>	143
LA RÉGION DE SIGEGUDDA	
CONCLUSIONS	166

3- LA DORSALE REGUIBAT OCCIDENTALE (MAURITANIE)

INTRODUCTION	
CONTEXTE GÉOLOGIQUE	171
RÉSULTATS DE L'ANALYSE STRUCTURALE	173
MÉTAMORPHISME	
INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS STRUCTURAUX	182
RÉSULTATS ISOTOPIQUES (Sr-Nd) ET GÉOCHRONOLOGIQUES (U-Pb) PRÉLIMINAIRES	183
COMPARAISON AVEC LES TERRAINS DE HAUT GRADE DE L'AMSAGA	189
CONCLUSIONS	192

4 - BILAN - DISCUSSION 193

1 - INTRODUCTION

HYPOTHÈSE DE TRAVAIL PROBLÉMATIQUE	197
---------------------------------------	-----

2 - LA MÉCANIQUE DES INSTABILITÉS GRAVITAIRES

INTRODUCTION DÉFINITION	
FORMULATION MATHÉMATIQUE : LA THÉORIE DE RAMBERG	199
LES MÉTHODES D'INVESTIGATION DU DÉVELOPPEMENT DES INSTABILITÉS	201

3 - LES MATÉRIAUX ANALOGUES ET LE DIMENSIONNEMENT

INTRODUCTION	
LES MATÉRIAUX ET LEUR RHÉOLOGIE	203
DIMENSIONNEMENT	205

4 - EXPÉRIENCES ISOTHERMES

INTRODUCTION	
EXPÉRIENCES À CHARGE UNIFORME FRAGILE	209
EXPÉRIENCES À CHARGE DUCTILE OU DUCTILE/FRAGILE	211
BILAN - CONCLUSIONS	213

5 - EXPÉRIENCES THERMIQUES

INTRODUCTION	
PROFILS THERMIQUES ET RHÉOLOGIQUES DES EXPÉRIENCES	217
RÉSULTATS ET ANALYSE DES EXPÉRIENCES DUCTILES	223
MODÉLISATION ANALYTIQUE DES PROTOTYPES EXPÉRIMENTAUX DUCTILE	228
RÉSULTATS ET ANALYSE DES EXPÉRIENCES FRAGILES-DUCTILES	
DISCUSSION DES RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX	232
CONCLUSION	234

6 - CONCLUSIONS 235

CONCLUSIONS ET SYNTHÈSE GEODYNAMIQUE

237

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

243

ANNEXE 1 :

Croissance crustale et tectonique archéennes : une comparaison entre la Province Supérieure, Canada et le craton de Dharwar, Inde.

ANNEXE 2 :

Données expérimentales :

- profils de températures des expériences thermiques ;
- profils de viscosité des expériences thermiques ;
- courbes d'amplification des instabilités expérimentales.

INTRODUCTION

Si aujourd'hui le concept global de la tectonique des plaques permet de rendre compte, en grande partie, de l'évolution structurale et thermique des continents, pour les périodes anciennes de l'histoire de la Terre (> 1000 Ma), la signature d'une tectonique des plaques précambrienne donne matière à débat. Pendant l'Archéen (4.2 - 2.5 Ga), qui représente près de la moitié de l'histoire de la Terre, les premières masses continentales se sont formées et stabilisées. Pour bon nombre d'auteurs, la croissance et la stabilisation des premières masses continentales étaient contrôlées par des processus inhérents à un système de tectonique globale comparable à celui de la tectonique des plaques. Cette hypothèse repose sur l'extrapolation à l'Archéen de l'état de connaissance actuel du fonctionnement du système de plaques lithosphériques. Mais en géologie archéenne, on doit tenir compte de nombreuses spécificités telles qu'une production de chaleur deux à trois fois plus importante qu'actuellement, une absence d'indice de paragenèses métamorphiques de type HP-BT, et un volcanisme intense. De même, l'apport de disciplines telles que la paléontologie est vain et la mise en oeuvre de certaines méthodes comme le paléomagnétisme est difficile voire même impossible.

Les déformations affectant les portions de croûte archéenne sont de deux types : celles qui sont contrôlées par les forces de surface (accommodant le raccourcissement régional) et celles qui sont contrôlées par les forces de volume (diapirisme). Or, le regard que porte le tectonicien sur les objets archéens est fortement emprunt des concepts développés dans les chaînes de montagnes modernes. Ainsi, très souvent, les spécificités archéennes se trouvent paradoxalement exclues de la plupart des modèles tectoniques proposés dans la littérature au nom de l'analogie faite entre certaines structures archéennes et des portions de chaînes modernes.

Les déformations continentales doivent être des indicateurs de l'état thermique et mécanique de la lithosphère lors de leur acquisition. A l'Archéen, l'intense activité magmatique a eu des effets importants sur la structure et le comportement de la croûte continentale. Plus particulièrement, les phénomènes diapiriques ont joué un rôle prépondérant dans la croissance et le recyclage de cette dernière. Ils constituent également des moyens efficaces d'advection de la chaleur à travers la croûte continentale.

Le présent travail est une contribution à l'analyse des structures gravitaires diapiriques développées à l'intérieur de certaines portions de croûte continentale archéenne. Les exemples naturels traités sont ceux du craton de Dharwar (Inde) et de la dorsale Reguibat occidentale (craton ouest africain, Mauritanie). Les déformations diapiriques décrites dans ces portions de croûte continentale et dans d'autres cratons sont utilisées en tant que marqueurs de la structure thermomécanique des continents.

Grâce à la modélisation analogique, les premières simulations du développement d'instabilités gravitaires ont été réalisées au moyen de matériaux ductiles thermosensibles. Les expériences, dimensionnées par rapport au cas naturel, intègrent un gradient vertical de température, impliquant une variation verticale exponentielle de la viscosité des matériaux. Les résultats obtenus permettent de discuter les aspects mécaniques du développement des instabilités gravitaires d'échelle crustale et notamment de l'effet de la structure thermique et rhéologique de la croûte sur l'amplification de ces dernières.

Organisation du mémoire

La partie I du mémoire constitue une revue bibliographique permettant de cerner les grandes lignes des spécificités géodynamiques de la période archéenne. La partie II traite des modes de déformation de la croûte archéenne et permet d'appréhender les différents processus tectoniques ayant contrôlé l'évolution des protocontinents. Elle permet également de considérer la variabilité des modèles proposés pour l'interprétation des structures archéennes (qui sont souvent incompatibles). Dans la partie III, on présente les résultats de l'analyse structurale de portions de croûte archéenne permettant de cerner les mécanismes de la structuration du craton de Dharwar

(Inde du Sud) et d'une portion du craton ouest africain (Dorsale Reguibat, Mauritanie). Ces résultats mettent en lumière le développement d'instabilités gravitaires, plus particulièrement dans les niveaux structuraux supérieurs de la croûte archéenne, en mettant l'accent sur les mécanismes structuraux qui les contrôlent. Dans la partie IV, on présente les résultats de simulations expérimentales d'instabilités gravitaires. Ces dernières sont discutées en termes mécaniques. La partie V constitue une synthèse des résultats obtenus qui sont discutés en termes de géodynamique globale.

Ce travail a été financé par des organismes nationaux et internationaux dans le cadre de divers programmes scientifiques :

- L'INSU, dans le cadre du programme "Dynamique et Bilans de la Terre" a financé une partie des missions indiennes et mauritaniennes ; les expériences analogiques ont été financées en grande partie par l'ATP Blanche "protocroûte" (Action Spécifique Sciences de l'Univers) ;
- L'IFCPAR (Indo French Centre for the Promotion of Advanced Research), dans le cadre du projet 1111 - 1 "Archaean lithosphere in South India", a financé les missions en Inde du Sud ainsi que les modélisations expérimentales et les analyses géochronologiques ;
- L'OMRG (Office Mauritanien des Recherches Géologiques), dans le cadre du projet de prospection aurifère "FED Tasiast-Tijirit-Sud-Mauritanides", a fourni la logistique de terrain et a financé le rapatriement des échantillons à Rennes ;
- L'Université de Montréal et le ministère français des affaires étrangères ont supporté les frais de mission au Québec, dans le cadre du programme de coopération entre les universités de Rennes et de Montréal portant sur l'évolution des terrains archéens de l'Abitibi ;
- Le CNRS (Équipe de Tectonique, UPR 4661 Géosciences-Rennes) a financé les analyses géochimiques mauritaniennes et a pris en charge les frais de fonctionnement de ce travail.

Les planches hors-texte présentant les mesures structurales brutes (foliations et linéations) effectuées dans les régions de JC Pura et Bababudan (Inde du Sud) ainsi que dans le Tasiast (Mauritanie) peuvent être obtenues sur demande.

PARTIE I

ÉTAT DES CONNAISSANCES DE LA GÉODYNAMIQUE ARCHÉENNE

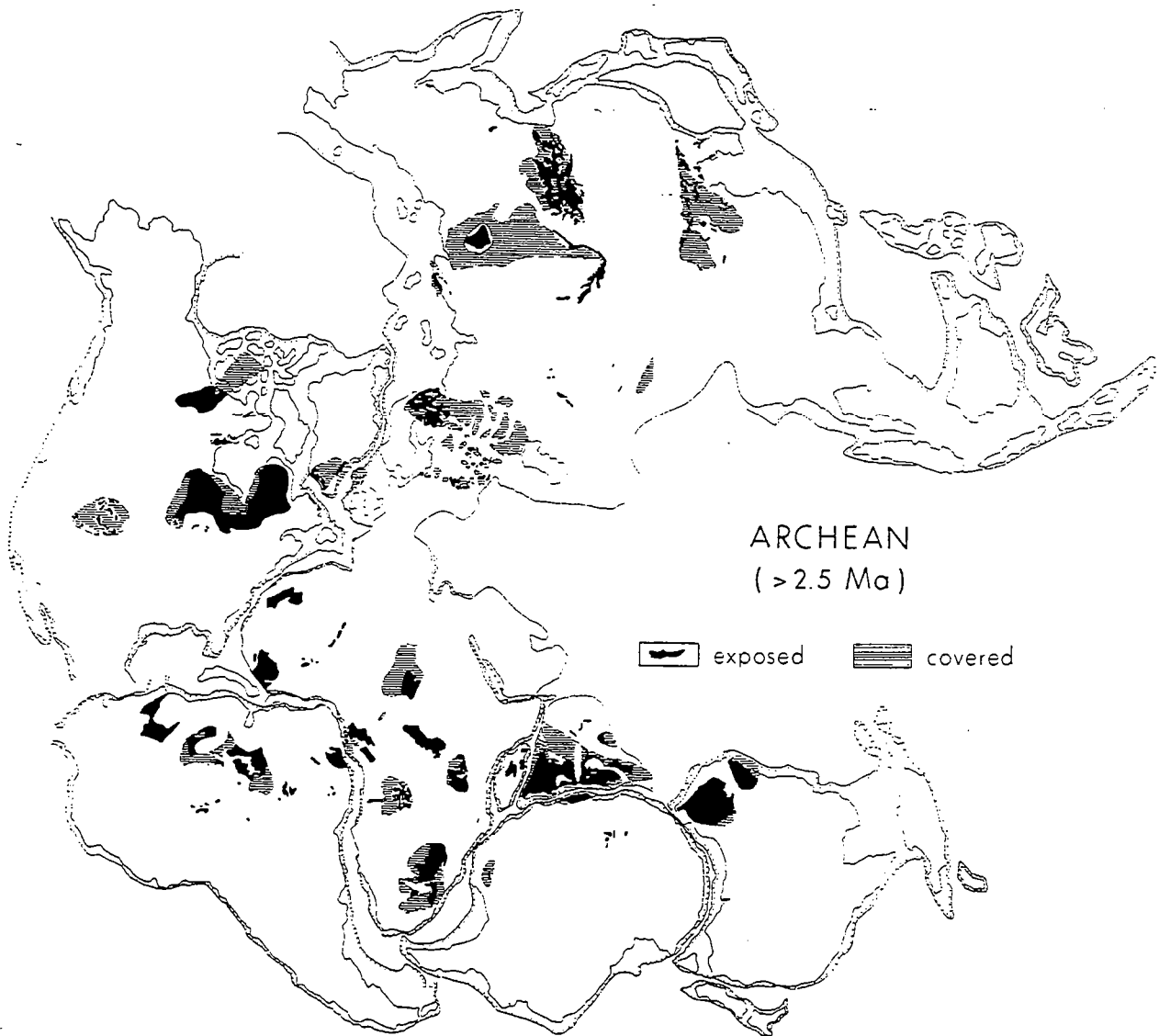


Fig. I-1 : Distribution des portions de croûte archéenne à l'affleurement (en noir) et couvertes (tirets) dans les continents sur une reconstitution de l'époque de la Pangée (Goodwin, 1991).

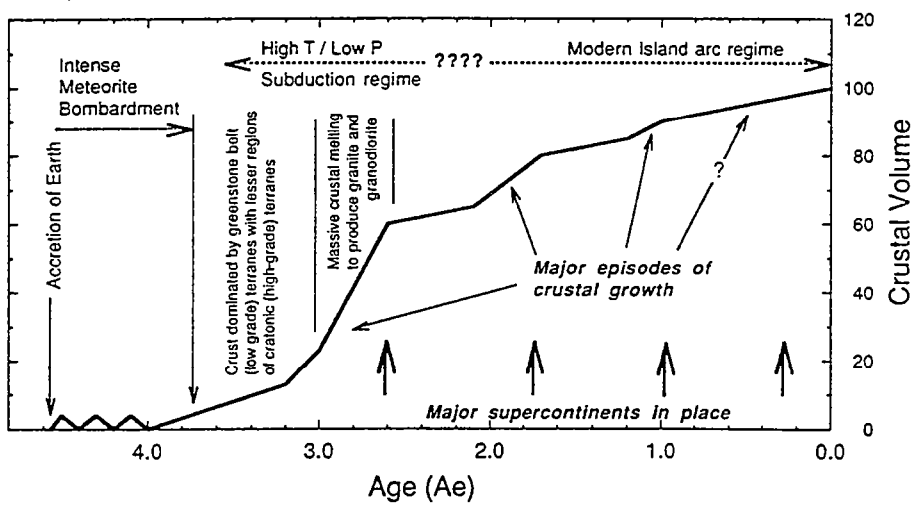


Fig. I-2 : Modèle schématique de croissance de la croûte continentale (Taylor et Mc Lennan, 1995).

1 - LES PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES GÉOLOGIQUES ARCHÉENNES

Dans ce chapitre, nous passons en revue les principales caractéristiques géologiques des terrains d'âge archéen. Elles constituent des informations de premier ordre. Celles-ci devront, avant toute autre considération, être prises en compte dans la formulation des processus géodynamiques archéens. Notre but n'est pas de faire de ce chapitre une revue exhaustive de la géologie archéenne, mais de poser les bases nécessaires à l'interprétation tectonique de données de terrain.

L'ARCHÉEN : CHRONOLOGIE ET RÉPARTITION SPATIALE

L'Archéen est le nom que l'on donne à la période de l'histoire de la Terre antérieure à -2500 Ma environ. Sa limite inférieure correspondrait à l'âge des plus anciens zircons datés par Froude et al. (1983) à 4.2 Ga, impliquant la présence d'une croûte terrestre superficielle solide soumise à érosion. Sa limite supérieure correspond, d'un point de vue conventionnel, à l'âge du *Great Dike*, un filon basique qui recoupe les terrains du craton du Zimbabwe, sur une très grande partie de sa longueur (Nisbet, 1987). Même si cette limite arbitraire est diachrone à l'échelle planétaire, la transition Archéen/Protérozoïque s'accompagne d'un changement sensible des signatures géodynamiques, essentiellement marqué par une stabilisation relative de la lithosphère continentale (Kröner, 1991), se traduisant par le développement préférentiel de chaînes intracontinentales.

Les terrains d'âge archéen (regroupés en blocks à histoire propre, ou cratons) font partie des plates-formes précambriennes constituant l'ossature des continents actuels. Ils représentent 15% de la croûte précambrienne préservée de la planète (fig. I-1). Parmi ces 15%, l'Amérique du Nord et l'Afrique en contiennent 24% chacune (soit 48%) ; l'Europe, l'Inde et l'Antarctique, 10-12% (soit 34%) alors que l'Asie, l'Amérique du Sud et l'Australie en comptabilisent 18% (5-7% chacune) (Goodwin, 1991).

LES GRANITOÏDES DE LA PROTOCROÛTE CONTINENTALE ET LA CROISSANCE CRUSTALE

Les terrains archéens sont constitués à 80-90% de granitogneiss. Ce sont essentiellement des orthogneiss plus ou moins migmatitiques (les gneiss gris) et des massifs individualisés où les faciès magmatiques sont préservés. La majeure partie de ces roches présentent des caractères pétrologiques et géochimiques comparable d'un craton à l'autre tout au long de l'Archéen. Elles sont très riches en potassium et leur composition normative dans un diagramme An-Ab-Or coïncide généralement avec le champ des TTG (tonalites, trondhjémites et granodiorites). Elles présentent également un spectre de Terres Rares extrêmement fractionné, avec un fort appauvrissement en terres rares lourdes (voir la revue de Martin, 1994). En général, les âges modèles obtenus sur ces roches sont très proches et même confondus avec leurs âges de cristallisation, ce qui implique des temps de résidence crustale extrêmement courts ou nuls pour les protolithes des TTG, qui, par conséquent, ne proviennent pas de la remobilisation (fusion) des matériaux constituant la croûte continentale. Ces magmas sont dits juvéniles car ils sont virtuellement extraits du manteau et contribuent à la formation de la croûte continentale (Glikson, 1972 ; 1979 ; Dewey et Windley, 1981 ; Condie, 1986). La dernière synthèse (Taylor et Mc Lennan, 1995) favorise un modèle de croissance crustale qui impliquerait qu'au moins 60% de la croûte continentale ait été formées à 2,5 Ga et que la masse continentale ait été négligeable avant 4 Ga (fig. I-2). Il apparaît donc que l'Archéen est la période de l'histoire terrestre qui a vu la croissance et la préservation de l'essentiel de la masse des continents.

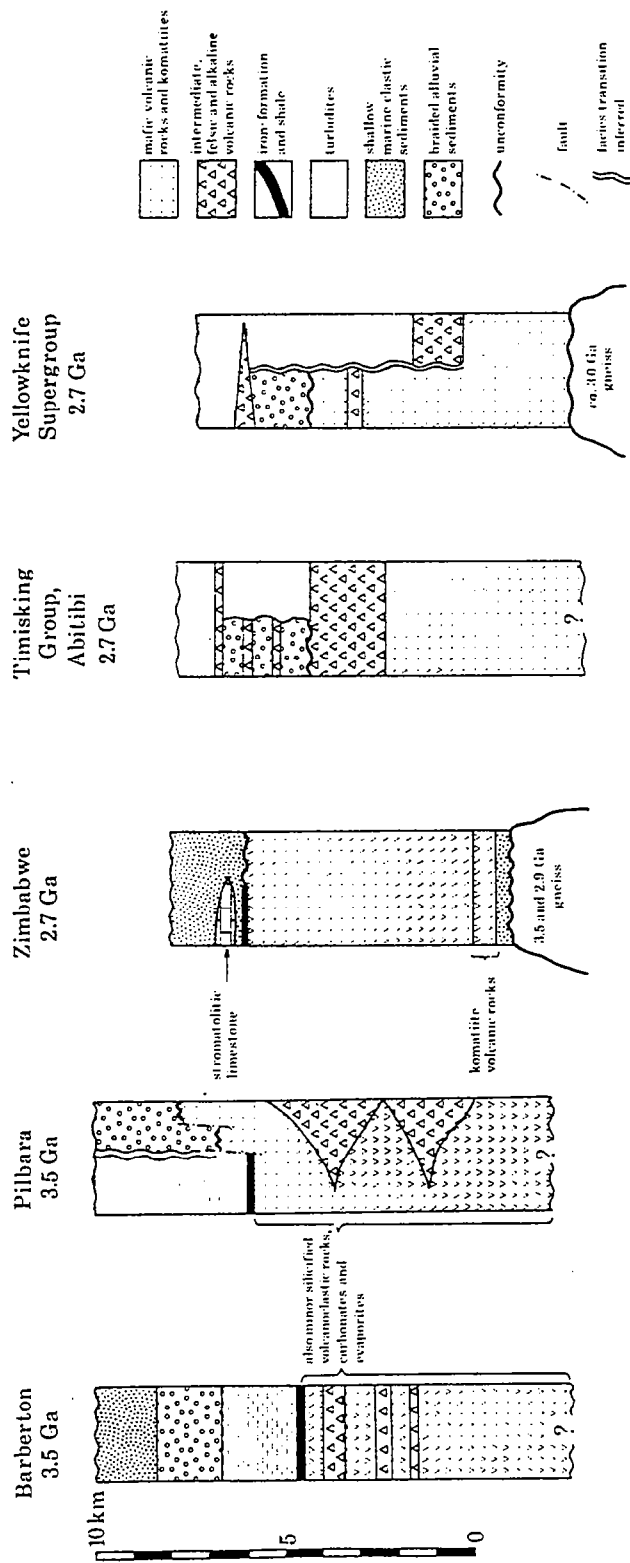


Fig. 1-3 : Exemples de logs stratigraphiques schématiques de roches vertes (Bickle et Eriksson, 1982). De gauche à droite : la ceinture de Barberton (craton de Kaapvaal, Afrique du Sud), les roches vertes de la province de Pilbara (Australie occidentale), le groupe du Timiskaming (ceinture d'Abitibi, province du lac Supérieur, Canada), le Supergroupe de Yellowknife (province des Esclaves, Canada).

LES CEINTURES DE ROCHES VERTES

Les ceintures de roches vertes (les "greenstone belts" des auteurs anglo-saxons) représentent la seconde association lithologique archéenne (Anhaeusser et al., 1969 ; Condie, 1981) et constituent près de 10 à 20% des terrains archéens (Goodwin, 1991). Le terme de *roche verte* est dû au fait que ces ceintures sont constituées en partie de roches volcaniques basiques et ultrabasiques pouvant être de couleur vert sombre. Ces ceintures sont le plus souvent des complexes volcaniques et sédimentaires qui apparaissent plus ou moins digités en carte (Windley et Bridgwater, 1971 ; Goodwin, 1981a), séparées les uns des autres par des granitogneiss.

Eriksson et al. (1994) dans leur revue, distinguent 6 associations lithologiques caractéristiques des ceintures de roches vertes : (1) les associations à roches volcaniques basiques et ultrabasiques, (2) à volcanisme calco-alcalin, (3) à volcanisme bimodal, (4) à quartzite et cherts ferrugineux et arénites, (5) à conglomérats et wackes et (6) à conglomérats et arénites (Fig. I-3). Les séries de roches vertes sont constituées de l'empilement successif de ces associations, les types (1) et (2) étant les plus volumineux et formant généralement les bases des séries de roches vertes (Bickle et Eriksson, 1982 ; Thurston, 1994). Les sédiments présents dans les séries sont plutôt caractéristiques de environnements alluviaux, lacustres ou marins peu profonds (Eriksson et Fedo, 1994).

Parmi les roches effusives reconnues dans les ceintures, les komatiites (roches ultrabasiques) ont d'abord été décrites dans la ceinture de Barberton, en Afrique du Sud (Viljoen et Viljoen, 1969). Ces roches affleurent sous la forme de coulées constituées essentiellement de cummulats d'olivine et de structures de trempe, les spinifexes (alignements de cristaux aciculaires décimétriques d'olivine, presque perpendiculaires au plan de la coulée). Ces laves sont très riches en magnésium, leur teneur étant corrélée à la température d'éruption (voir Arndt, 1994 pour une revue). Pour la majeure partie de ces komatiites, les températures d'éruption sont de l'ordre de 1580°C (Nisbet et al., 1993).

La reconnaissance de coulées magmatiques, de laves en coussins et de roches sédimentaires essentiellement détritiques dans les ceintures suggère que les mises en place des roches vertes devaient avoir lieu à la surface (immergée ou non) de la terre. Ainsi, le terme de "roches supracrustales" est souvent utilisé.

LES GRANDS ENSEMBLES TECTONOMÉTAMORPHIQUES ARCHÉENS

La première particularité des cratons archéens réside dans le fait que leurs grandes surfaces de terrain présentant des conditions métamorphiques similaires ont des structures comparables. Dans la littérature archéenne, deux grands types de terrains ont été distingués : les terrains dits à "granites et ceintures de roches vertes" (*granite-greenstone terrains*) et les terrains de haut grade (*high-grade terrains*) (Windley et Bridgwater, 1971 ; Windley, 1984 ; Myers et Kröner, 1994).

Les terrains à granites et ceintures de roches vertes

Ils sont essentiellement constitués, comme leur nom l'indique, de roches granitiques et gneissiques ortho dérivées (les TTG typiques) entourant les ceintures de roches vertes. Les roches plutoniques sont souvent intrusives dans les roches supracrustales (Windley et Bridgwater, 1971 ; Condie, 1981). Les paragenèses métamorphiques enregistrées par les roches supracrustales sont, en général, de bas grade (du faciès phénite-pumpélite au faciès schiste vert supérieur) (Binns et al., 1976 ; Percival et Coe, 1981 ; Condie, 1984). On reconnaît souvent un gradient latéral dans les conditions du métamorphisme des ceintures, se traduisant par une augmentation de la température aux contacts avec les granitogneiss (Goodwin, 1977 et 1981 ; Bettenay et al., 1981 ; Spray, 1985 ; Delor et al., 1991 ; Williams et Currie, 1993). Des granitoïdes syn- à post-tectoniques recoupent parfois les zones de contact.

Les ceintures de roches vertes ont le plus souvent des géométries en synformes. Les plans d'aplatissement dans les ceintures et les granitogneiss sont généralement concordants et les granitoïdes ont des géométries de dômes entre lesquels se trouvent "pincées" les roches supracrustales (fig. I-4a). Cette géométrie cartographique typique a été appelée le *granite-greenstone pattern* (Mc Gregore, 1951). En fait, au premier ordre, les structures définissent des dômes granitogneissiques et des bassins de roches supracrustales (Schwerdtner, 1990). La déformation interne des ceintures de roches vertes est relativement similaire d'un craton à l'autre. Elles présentent une schistosité généralement fortement pentée (voir, par exemple Coward et James, 1974 ; Coward, 1976 ;

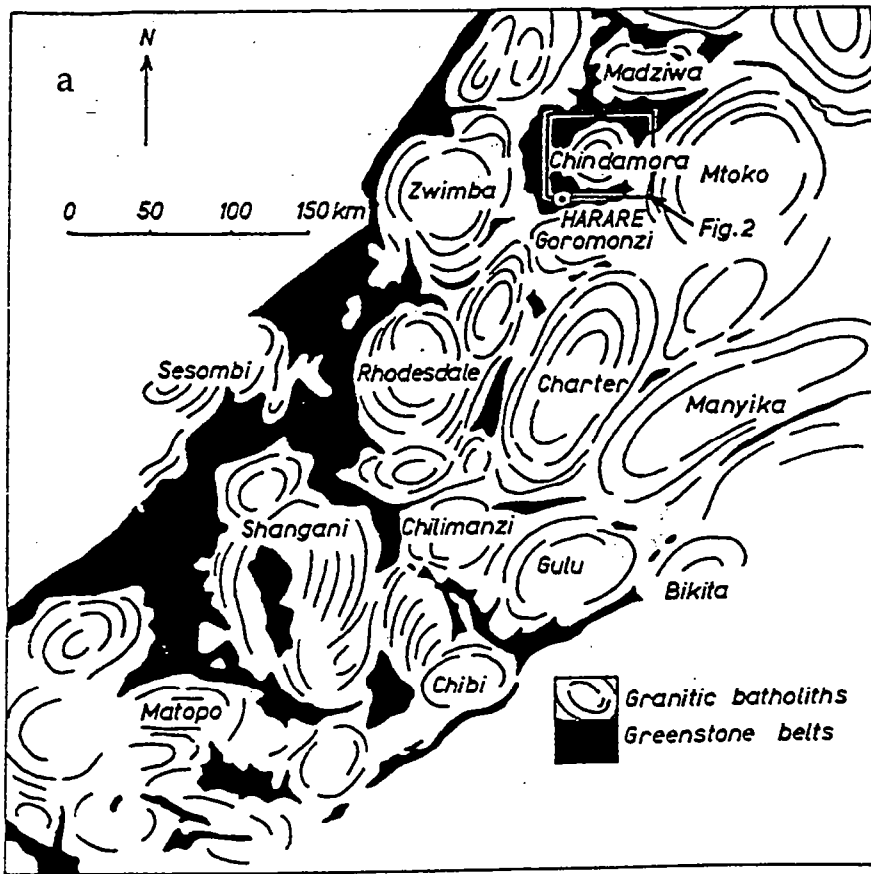
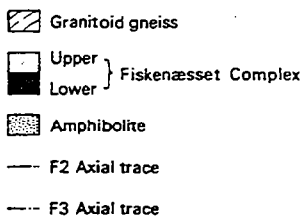
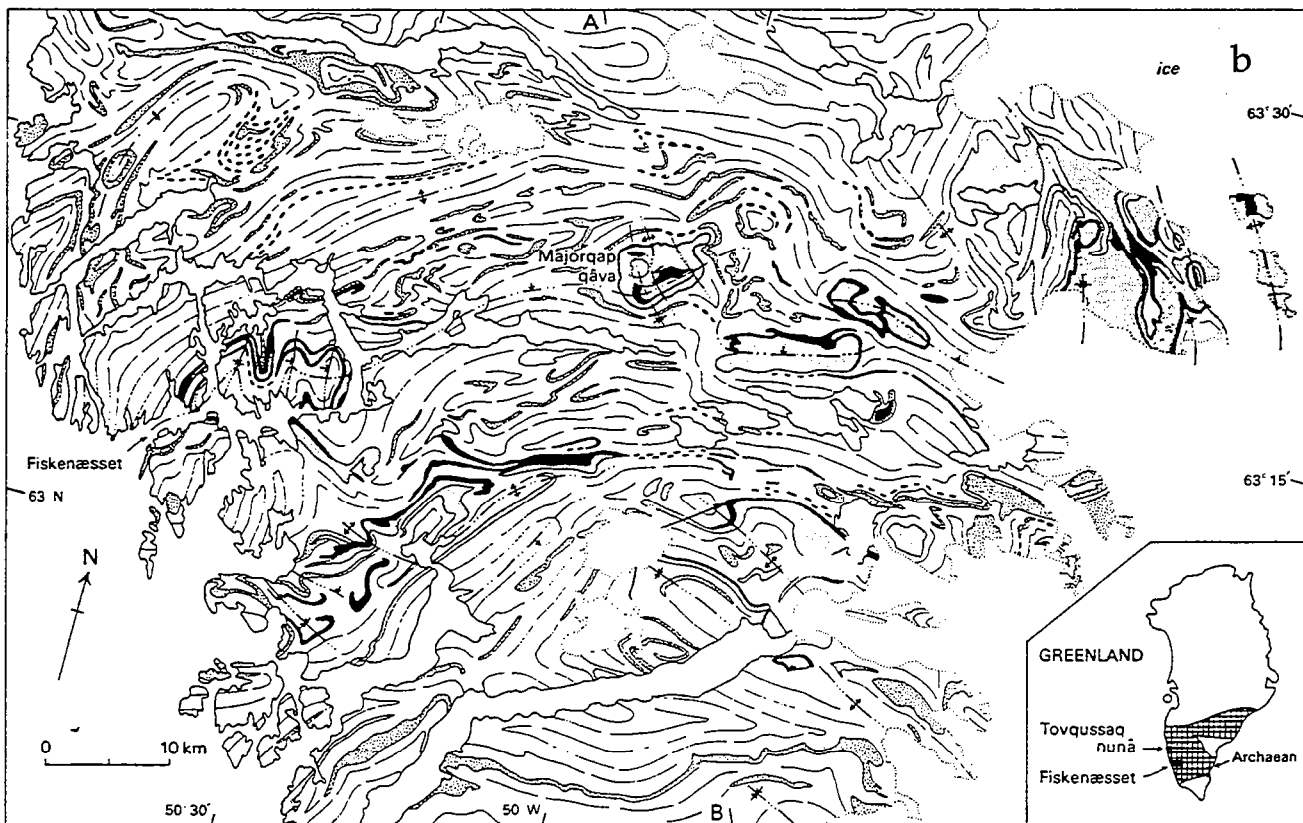


Fig. I-4 : Exemples cartographiques de terrains archéens.

(a) Carte du craton du Zimbabwe montrant la géométrie des terrains à granites et ceintures de roches vertes, le "granite-greenstone pattern" (Mc Gregor, 1951 in Ramsay, 1989).

(b) Carte des terrains de haut grade dans la région de Fiskenaesset, Groenland (Myers et Kröner, 1994).



Borradaile et Schwerdtner, 1984 ; Schwerdtner, 1985) et des plis droits, serrés dont les axes sont souvent parallèles aux limites des ceintures (les "upright folds", Anhaeusser et al., 1969; Anhaeusser, 1975). A l'approche des limites des ceintures de roches vertes, les surfaces axiales des plis sont en général parallèles aux contacts entre ceintures et granitogneiss (Fyson, 1981), qui correspondent à des zones de déformation plus intense (Bouhallier et al., 1993 ; Jelsma et al., 1993).

Les terrains de haut grade

C'est le nom donné aux grandes surfaces de croûte archéenne affleurantes, affectées par un métamorphisme dans le faciès granulite ou amphibolite supérieur (England et Bickle, 1984 ; Percival, 1994). Les terrains de haut grade sont constitués à 90% de gneiss granulitiques et de Charnokites (granitoïdes syn-granulitiques s.l.). On y reconnaît également de rares ceintures de roches supracrustales (faciès amphibolite à granulite) dilacérées et boudinées. Ces ceintures sont essentiellement constituées d'amphibolites, d'ultrabasites et de métapélites. Des complexes lités basiques anorthositiques et gabbroïques plus ou moins déformés sont retrouvés en lentilles dans les gneiss. On reconnaît également des massifs de granitoïdes post-tectoniques (Windley et Bridgwater, 1971 ; Myers, 1976 ; Windley, 1984).

Le style structural des terrains de haut grade est caractérisé par des trajectoires de foliation régionale définissant des champs en dôme-et-bassin complexes (fig. I-4b), suggérant des figures d'interférence ainsi qu'un raccourcissement horizontal important (Ermanovics et Davison, 1976 ; Janardhan et al., 1979 ; Myers, 1988 ; Myers et Kröner, 1994 ; Choukroune et al., 1993). De telles étendues structurées de façon uniforme (la longueur d'onde des structures est de l'ordre du kilomètre ou de la dizaine de kilomètres) en contexte granulitique sont caractéristiques de la période archéenne.

Les relations entre terrains de haut grade et terrains à granite et ceintures de roches vertes

Malgré les rares exemples documentés de transition, dans un même craton, entre ces deux types de terrains, Windley et Bridgwater (1971) avaient déjà suggéré que les terrains de haut grade représentaient l'équivalent des terrains à granites et ceintures de roches vertes à des profondeurs crustales plus importantes. Leurs caractéristiques structurales sont en effet très proches, les terrains de haut grade étant plus intensément déformés. Or, la mise en évidence, par certains auteurs (voir, par exemple, Bridgwater et al., 1974), de structures tangentielles précoces (antérieur au développement des figures d'interférences) dans les terrains profonds du Groenland les ont amené à distinguer des styles tectoniques différents correspondant à des niveaux structuraux et des contextes géodynamiques différents (Anhaeusser, 1975). Par la suite, la reconnaissance de passages progressifs entre ces terrains (en terme de métamorphisme et de structure), dans des cratons ayant subi des basculements post-archéens, ont permis la confirmation de cette thèse (Glikson et Lambert, 1976 ; Shackleton, 1976 ; Glikson, 1979 ; Percival et al., 1992 ; Percival, 1994).

Le métamorphisme dans la croûte archéenne est en général associé étroitement à des épisodes de déformation et de magmatisme. Les paragenèses métamorphiques développées dans les ceintures de roches vertes sont généralement contemporaines (syncinématiques) de l'événement de déformation principal contribuant à la structuration définitive de ces dernières, en étroite relation avec la mise en place et/ou la déformation des granitogneiss adjacents ayant le plus souvent des caractères très juvéniles. De même, dans les niveaux structuraux inférieurs, les phénomènes magmatiques (mise en place de plutons juvéniles et remobilisation) sont étroitement liés à la déformation régionale (Percival, 1994) et au métamorphisme (Wells, 1979 ; Peucat et al., 1989), dans le temps et/ou dans l'espace. Il apparaît donc que les déformations de la croûte archéenne ne peuvent être dissociées des phénomènes de croissance crustale qui furent très importants à cette époque (Choukroune et al., 1995).

Les minéralisations de la croûte archéenne

Les terrains à granites et ceintures de roches vertes sont sans doute les plus minéralisés parmi les terrains à la surface de la Terre. Les ceintures de roches vertes présentent des minéralisations massives en sulfures (Cu, Zn), d'origine volcanique (VMS : *Volcanic Massive Sulfides*) ainsi que des minéralisations en Ni-Cu associées aux roches ultrabasiques. Les ceintures sont surtout célèbres pour leurs importants dépôts d'Or et leurs pegmatites à caractère intrusif riches en métaux rares (voir Groves et Barley, 1994 pour une revue). Les formations ferrugineuses des ceintures fini-archéennes et des bassins intracratoniques paléoproérozoïques fournissent la majeure partie du Fer mondial.

PARTICULARITÉS DU MÉTAMORPHISME DANS LES TERRAINS ARCHÉENS

Les terrains archéens présentent en général des assemblages caractéristiques de type haute température, basse pression (Percival, 1994). Il n'a pas été découvert de roches crustales archéennes d'origine continentale à l'affleurement présentant des paragenèses métamorphiques de haute pression/basse température (faciès schiste bleu ou éclogite de basse température). La plus ancienne paragenèse univoque du faciès schiste bleu connue est un peu plus ancienne que 800 Ma (Liou et al., 1989). Ceci implique que, dans les témoins de la croûte archéenne à l'affleurement, ce type de métamorphisme n'a pas affecté les roches continentales et/ou que les paragenèses HP-BT n'ont pas été préservées (Percival, 1994).

BILAN DES SPÉCIFICITÉS ARCHÉENNES

L'examen rapide des principaux caractères géologiques des terrains archéens révèle certaines spécificités qui les distinguent des terrains ayant subi les orogénèses phanérozoïques. Nous retiendrons les points suivants, pour leurs implications sur les modalités de la tectonique archéenne.

(1) - L'Archéen est la principale période de croissance de la croûte continentale et les événements tectonométamorphiques affectant ces terrains ont été le plus souvent accompagnés de phénomènes d'accrétion crustale (addition de magmas juvéniles). **En termes géodynamiques, on ne peut donc pas raisonner à volume de croûte constant pendant la période archéenne.**

(2) - Les ceintures de roches vertes (complexes essentiellement volcaniques) résultant de la fusion du manteau archéen, constituent une part non négligeable de la croûte archéenne. Elles sont juxtaposées aux granitogneiss de la croûte continentale primitive et leur structuration est étroitement liée au magmatisme et/ou à la déformation des matériaux continentaux primitifs.

(3) - **La structuration de la croûte est caractérisée par des champs de déformations régionaux principalement en dôme-et-bassin**, à différents niveaux structuraux ainsi que sur des surfaces considérables. De telles structures d'extension régionales n'ont pas été reconnues dans les terrains affectés par les orogénèses phanérozoïques.

(4) - **Le métamorphisme régional est de type HT-BP** et les paragenèses témoins d'un métamorphisme HP-BT n'ont pas été reconnues dans les matériaux de la croûte continentale archéenne.

2 - LES RÉGIMES THERMIQUES

On présente dans ce chapitre les arguments permettant de préciser les régimes thermiques de la croûte archéenne. Ces arguments proviennent de deux approches différentes : des modélisations du refroidissement progressif de la terre depuis son accréation et les estimations thermobarométriques dans les roches métamorphiques archéennes.

INTRODUCTION

Les processus de la tectonique à une période donnée de l'histoire de la Terre sont intimement liées à son évolution thermique, puisque la tectonique globale est contrôlée par la dissipation de la chaleur interne de la planète. Aujourd'hui, cette dissipation s'effectue principalement par l'intermédiaire des processus inhérents à la tectonique des plaques. Le cycle de formation de la croûte océanique au niveau des rides médio-océaniques, son refroidissement et son épaissement, sa subduction et son réchauffement dans le manteau, rend compte de 85% de la perte de chaleur globale (Davies et Richards, 1992 ; Davies, 1993).

Les régimes thermiques de la planète durant la période archéenne ont fait l'objet de nombreuses spéculations. C'est la confrontation des résultats des simulations du refroidissement à l'échelle globale d'une part et des conditions P-T déduites des paragenèses métamorphiques d'autre part qui constitue la base du débat concernant les modalités de la tectonique globale à l'Archéen.

PRODUCTION DE CHALEUR, TEMPÉRATURES MANTELLIQUES ET MODÈLES DE REFROIDISSEMENT SÉCULAIRE

Le refroidissement du manteau terrestre

Comme pour les autres planètes telluriques, l'histoire thermique de la Terre est contrôlée par son refroidissement progressif depuis son accréation. La chaleur se dissipant à la surface provient principalement de la chaleur latente d'accréation et de cristallisation (Smith, 1981) d'une part, et de la désintégration des éléments radiogéniques à longue période (K, Th, U) qu'elle contient d'autre part (Wasserburg et al., 1964). Ainsi, il est possible d'extrapoler la quantité de chaleur produite par les réactions de désintégration pour les périodes anciennes de l'histoire de la Terre (Fig. I-5a). Bien que la croûte continentale soit actuellement le réservoir le plus concentré en ces éléments, le manteau archéen en contenait une grande quantité avant et pendant la période de formation de la croûte. La production de chaleur à l'Archéen devaient être 2 à 3 fois plus importante qu'aujourd'hui (Lambert, 1976 ; Fig. I-5b). Depuis la période archéenne, la production de chaleur et, par conséquent, la température moyenne de la Terre, ont diminué de façon exponentielle. Le modèle de Richter (1988), prédit des températures moyenne de 1800°C à 3,8 Ga, 1500°C à 2,5 Ga et de 1350°C actuellement (Fig. I-6).

Arguments pétrologiques

Les températures d'éruption des komatiites ont pendant longtemps été utilisées comme un argument en faveur d'un manteau archéen beaucoup plus chaud qu'aujourd'hui (Green, 1974). En effet, les températures d'extrusion et de fusion de ces roches sont supérieures de 400-500°C aux températures mantelliques actuelles. Plus récemment, Nisbet et al. (1993) ont montré que les températures d'extrusion suggéraient que la source mantellique des liquides komatiitiques soit à des températures de l'ordre de 2200°C et à une pression de 18 GPa. Ils en concluent que les diapirs mantelliques constituant la source des komatiites devaient être 200-300°C plus chauds que le manteau ambiant pendant l'histoire archéenne de la Terre (Fig. I-7).

Simulations

Les modèles numériques de l'évolution thermique de la Terre permettent d'estimer le contrôle exercé par la température interne de la planète sur la perte de chaleur globale pour un modèle de

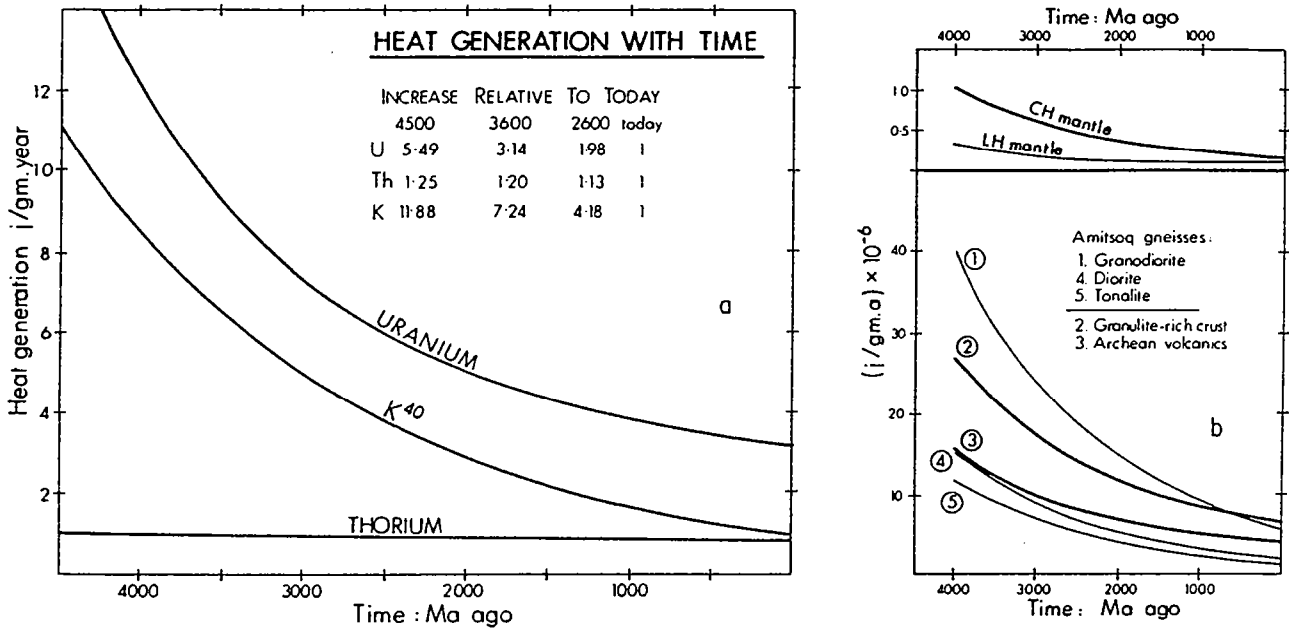


Fig 1-5 : (a) Variation de la production de chaleur avec le temps pour le Potassium, l'Uranium et le Thorium. (b) Variation de la production de chaleur avec le temps pour différents types de roches archéennes; CH:chondritique, LH:lherzolite (Lambert, 1976).

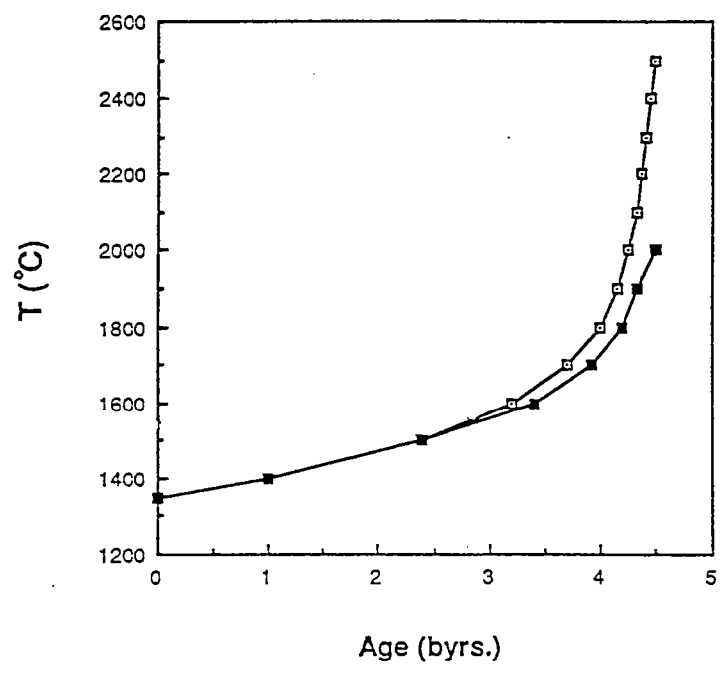


Fig. 1-6 : Refroidissement séculaire des températures adiabatiques moyennes du manteau supérieur (Richter, 1988). Ces courbes ont été tracées en tenant compte du taux actuel de perte de chaleur de la terre avec une composition moyenne de 20 ppb d'uranium (terre silicatée seulement), $K/U=10^4$ et $Th/U=3,8$. Les deux histoires thermiques proposées diffèrent par les températures initiales supposées de la terre (2000 et 2500°C) il y a 4,5 Ga.

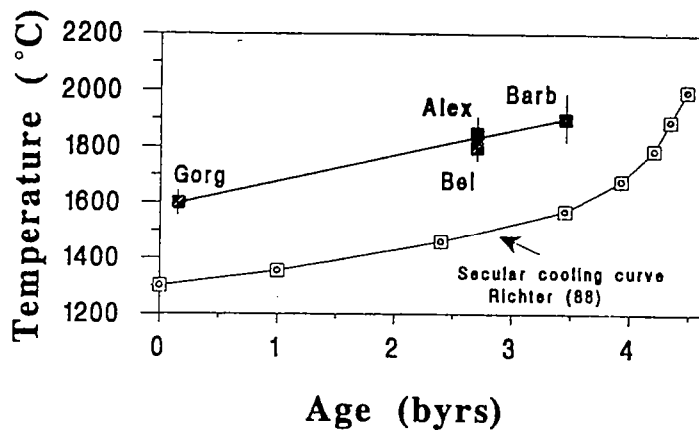


Fig. I-7 : Diagramme représentant les températures potentielles du manteau déduites des komatiites ainsi que la courbe de refroidissement séculaire du manteau (Nisbet et al., 1993). Les températures dérivées des komatiites sont supposées être les températures maximales à l'intérieur des plumes mantelliques. Alex:coulée d'Alexo (Abitibi, province Supérieure); Barb : Barberton (craton de Kaapvaal, Afrique du Sud); Bel : Bellingwe (craton du Zimbabwe); Gorg : Gorgona (Colombie).

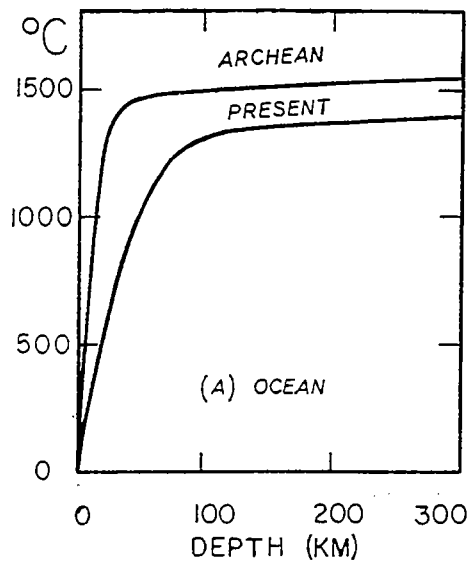


Fig. I-8 : Comparaison entre un géotherme archéen et actuel en domaine océanique (Davies, 1979, modifié). On suppose que la production de chaleur dans le manteau et dans la lithosphère océanique sont respectivement 2 et 3 fois plus importantes qu'actuellement. L'âge de la lithosphère est de 3 Ma et son flux thermique de surface de 180 mW m^{-2} .

Terre sphérique lité et convectif (Davies, 1979). Les principales simulations ont été effectuées par Mc Kenzie et Weiss (1975), Campbell et Jarvis (1984), Christensen (1985), Ogawa (1988), Campbell et Griffiths (1992). Ces modèles tiennent compte de la gamme actuelle des températures internes de la Terre mais aussi de la production et d'une perte de chaleur plus importantes par le passé. Les modèles satisfaisants permettent de générer des températures internes plus importantes qu'actuellement et des couches limites des systèmes convectifs (en l'occurrence la lithosphère) plus minces présentant des géothermes plus pentés (voir la revue de Bickle, 1986a ; Fig. I-8). Ainsi, les auteurs ont conclu que le flux de chaleur à la base de la lithosphère (océanique ou continentale) devait être deux à trois fois supérieur à l'actuel (Bickle, 1978 ; Lambert, 1981).

ESTIMATIONS P-T ET GÉOTHERMES CONTINENTAUX

Les données thermobarométriques des terrains archéens permettent de préciser la structure thermique des masses continentales à cette époque. Des trois grands types de métamorphisme régional, un seul n'a jamais été reconnu dans les terrains archéens : c'est le métamorphisme HP-BT (Lambert, 1976). Les températures mantelliques calculées plus élevées constituaient un argument en faveur de régimes thermiques particulièrement vigoureux dans les continents à l'Archéen, mais l'examen plus poussé des conditions P-T permettent de prédire des géothermes qui ne sont pas extrêmes (Lambert, 1976, Watson, 1978 ; Burke et Kidd, 1978).

Les données sur les terrains à granites et ceintures de roches vertes sont essentiellement issus des analyses dans les roches supracrustales. Pour certains auteurs, les estimations dans ces terrains impliqueraient des gradients géothermiques élevés, de l'ordre de $50-70^{\circ}\text{C km}^{-1}$ (Fyfe, 1973 ; Condie, 1984) , alors que pour Lambert (1976) et Delor et al. (1991), ils seraient comparables à des gradients géothermiques actuels perturbés (Fig. I-9) ($33-36^{\circ}\text{C km}^{-1}$).

Si les données disponibles sur les ensembles de bas grade métamorphique sont encore relativement peu nombreuses et mal contraintes, les terrains de haut grade ont fait l'objet de nombreuses études pétrologiques et géochimiques. C'est parce que ces vastes ensembles catazonaux constituent des sites privilégiés pour l'étude des processus opérant à la base de la croûte continentale et plus spécialement des phénomènes de granulitisation (Tarney et Windley, 1977). La figure I-10 montre une récente compilation des estimations P-T des roches archéennes de haut grade (Percival, 1994). Ces données sont capitales pour la compréhension de l'évolution du manteau et des continents puisqu'elles constituent les seuls véritables témoins du régime thermique. Elles permettent d'estimer de façon indirecte les épaisseurs crustales et le flux de chaleur provenant du manteau pendant la période archéenne dans l'hypothèse de géothermes en régime permanent (Bickle, 1978 ; England et Bickle, 1984). D'après England (1979), les paragenèses granulitiques archéennes ont pu être développées lors de collisions continentales, par chevauchement crustal ; les granulites se développant lors de la relaxation thermique post-épaississement de la zone de collision (Ashwal et al., 1992). England et Bickle (1984), en utilisant le modèle développé par England et Thompson (1984), ont montré que des géothermes continentaux comparables à ceux d'aujourd'hui peuvent rendre compte du métamorphisme de haut grade archéen résultant de l'édification de chaînes de montagnes de type himalayen (Fig. I-11).

La thermobarométrie des inclusions dans des diamants de kimberlites sud-africaines ayant des âges modèles archéens a révélé des températures de $900-1200^{\circ}\text{C}$ compatibles avec des profondeurs de l'ordre de 150-200 km (Boyd et al., 1985). Ces estimations sont compatibles avec un gradient géothermique de type cratonique actuel (intégrant un flux de chaleur de 40 mWm^{-2}).

DISCUSSION SUR LA SIGNIFICATION DES ESTIMATIONS P-T

Les modèles thermiques utilisés

Les données P-T sont utilisées pour la construction des géothermes continentaux à l'équilibre ou perturbés par un épaississement crustal instantané. Ces géothermes ne tiennent compte que de la contribution mantellique (flux réduit) et crustale (production de chaleur par désintégration radioactive) mais pas de l'apport de chaleur accompagnant le magmatisme archéen.

Les terrains à granites et ceintures de roches vertes ne sont plus considérés (à de rares exceptions près) comme révélateurs de conditions thermiques régionales permettant de contraindre les géothermes archéens dans la croûte supérieure (Percival, 1994). En effet, dans de nombreuses

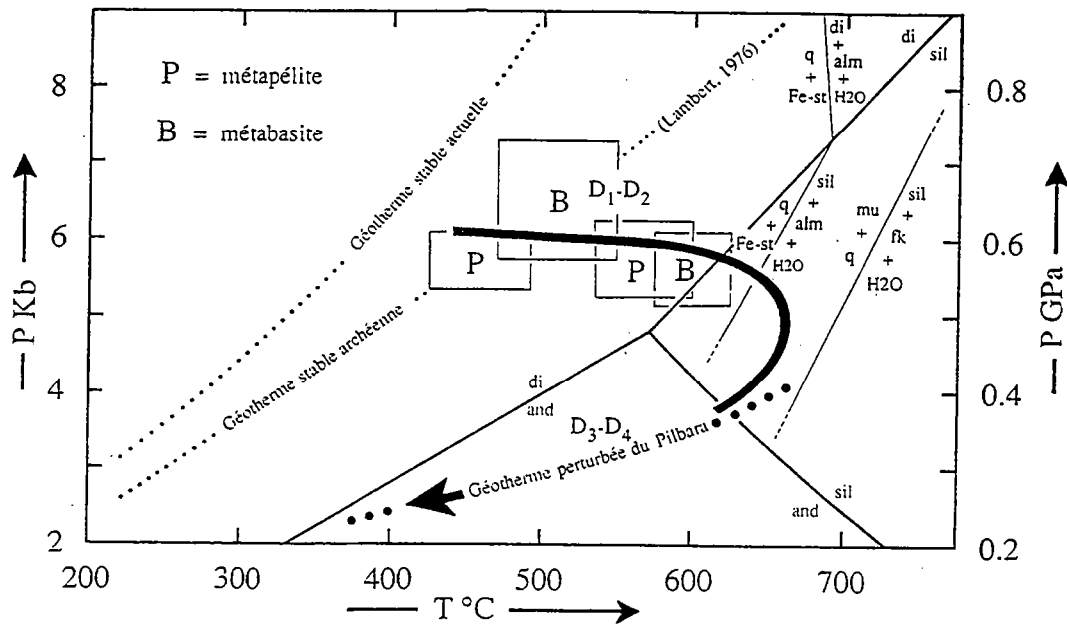


Fig. 1-9 : Évolution des conditions P-T dans les roches supracrustales de la partie orientale du craton du Pilbara en Australie de l'Ouest (Delor et al., 1991). D1 D2 D3 et D4 correspondent aux épisodes successifs de la déformation des terrains à granites et ceintures de roches vertes. Ces résultats sont compatibles avec le géotherme "stable" proposé par Lambert (1976) et permettent de construire un géotherme continental archéen perturbé.

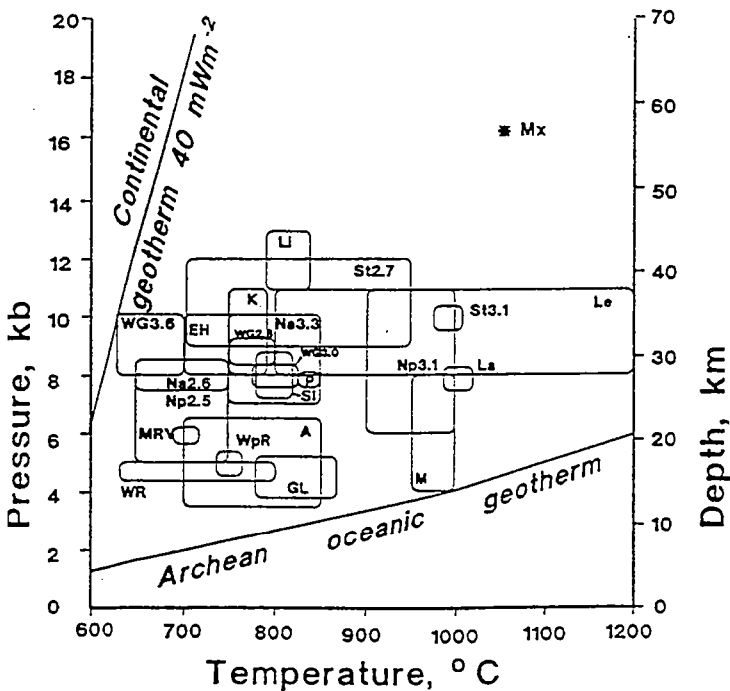


Fig. 1-10 : Diagramme P-T montrant les conditions métamorphiques des granulites archéennes (Percival, 1994; modifié). Localisations : **A** : Ashuanipi (province Supérieure); **EH** : Hebei (Chine); **GL** : Ghost lac (province des Esclaves); **K** : Kapuskasing (province Supérieure); **La** : Labwor Hills (Ouganda); **Le** : Lewisian complex (Écosse); **Li** : chaîne du Limpopo (Afrique du Sud, Zimbabwe); **M** : block de Minto (province Supérieure); **MRV** : Minnesota River valley; **Mx** : xénolithes du Montana; **Na** : Narryer gneiss complex (province du Yilgarn); **Np** : Napier complex (Antarctique); **P** : Pikwitonei (province Supérieure); **SI** : Inde du Sud; **St** : Stanovik complex (Sibérie); **WG** : Groenland occidental; **WpR** : Winnipeg River (province Supérieure); **WR** : Wind River Range (Wyoming, USA). Géotherme océanique de Davies (1992) basé sur une production de chaleur mantellique 3 fois supérieure à celle d'aujourd'hui et une production de chaleur dans la lithosphère 2 fois supérieure à l'actuelle. Le géotherme continental est celui de Boyd et al. (1985) et tient compte de la stabilité du diamant à l'intérieur de la lithosphère continentale.

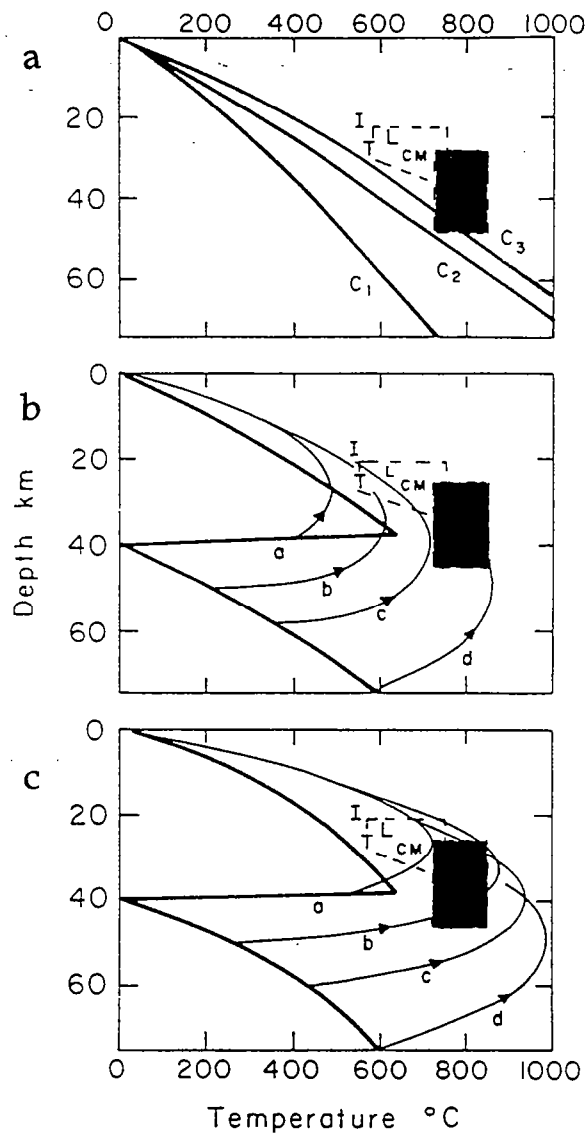


Fig. I-11 : Modèles thermiques d'épaississement crustal appliqués aux terrains archéens de haut grade (England et Bickle, 1984, modifié). La figure I-11(a) montre différents géothermes continentaux, C1 et C2 correspondant à des régions cratoniques actuelles et (C3) représentant un géotherme dans la croûte continentale actuelle âgée de 250 à 800 Ma. Les champs P-T notés I, L, T, CM correspondent respectivement aux roches supracrustales d'Isua (Archéen du Groenland), au dôme lépotin (Alpes Centrales) et au métamorphisme acadien du Massachusetts. Le champ des principales granulites archéennes est figuré en noir. Les figures (b) et (c) montrent les chemins P-T suivis par des roches enfouies rapidement sous 40 km de croûte continentale par chevauchement puis érodés pendant 100 Ma. Les lignes épaisses indiquent le géotherme immédiatement après le chevauchement et les lignes fines indiquent le chemin P-T de roches situées au niveau du chevauchement et à 10, 20 et 35 km sous ce dernier. Ces modèles intègrent des productions de chaleur en surface (A_0) de 2,52 (I-11b) et 6,4 (I-11c) mWm^{-3} et un flux mantellique (Q_m) de 34 (I-11b) et 21 mWm^{-3} (I-11c). La constante d'atténuation de la production de chaleur avec la profondeur (D) est de 11,5 km et la conductivité (K) de $2,5 \text{ Wm}^{-1}$.

ceintures de roches vertes, le parallélisme des isogrades dans les unités supracrustales avec le contact ceinture/granitogneiss atteste de l'influence thermique de la mise en place des plutons, ce contact étant le plus souvent de nature tectonique (Binns et al., 1976 ; Condie, 1984 ; Spray, 1985).

Les granulites archéennes et la collision continentale

Dans leurs modélisations, England et Bickle (1984) ont considéré que les granulites archéennes étaient la conséquence d'un épaissement crustal sans magmatisme de type mantellique. Les épaisseurs crustales actuelles de l'ordre de 40 km sous les terrains de haut grade à l'affleurement ont été utilisées comme un argument majeur en faveur d'un épaissement important (jusqu'à 70 km d'épaisseur crustale) (Wells, 1980 ; England et Bickle, 1984). On doit rappeler qu'aucune roche caractéristique de l'épaissement crustale (éclogites et schistes bleus) n'a été reconnue jusqu'à aujourd'hui dans la croûte continentale archéenne. De plus, l'exhumation différentielle des terrains de haut grade archéens a eu lieu, pour la majeure partie des cas, à la fin de l'Archéen ou pendant des périodes plus récentes, dans des contextes tectoniques incompatibles avec ceux ayant présidé à leur formation (Percival et al., 1992 ; Percival, 1994). Le matériel situé actuellement sous ces terrains a pu, dans la grande majorité des cas, venir se plaquer latéralement lors de l'épisode tectonique générant l'exhumation (il en résulte généralement des anomalies gravitaires importantes, Percival et West, 1994). Il peut être constitué de croûte d'âge archéen ou de manteau lithosphérique plus jeune.

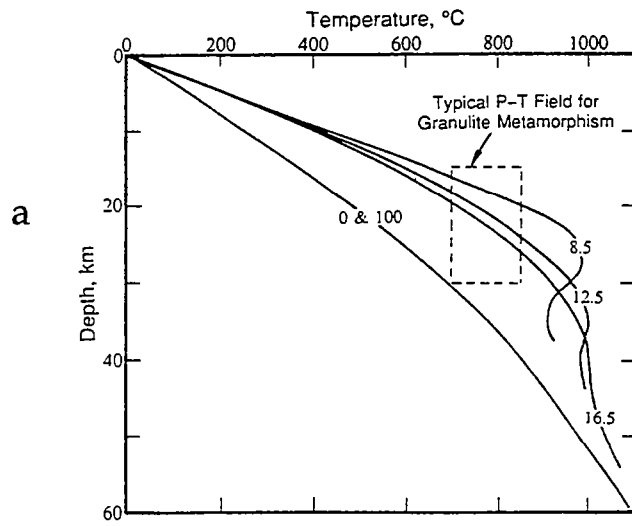
Rôle de l'accrétion magmatique sur la structure thermique de la croûte continentale archéenne

Dans les terrains de haut grade, l'advection de chaleur par le sous-placage crustal ("underplating" des auteurs anglo-saxons) ou les intrusions de magmas basiques (principaux précurseurs des roches vertes) contribuent à la perturbation des géothermes de base de croûte durant les épisodes tectonométamorphiques (Wells, 1980, 1981, Bohlen, 1987 ; Chapman et Furlong, 1992 ; Manglik et Singh, 1995 ; voir Fig. I-12a). De même, la "percolation" de fluides mantelliques riches en CO₂ (dont les évidences sont nombreuses dans les terrains de haut grade) constitue un mode très efficace d'advection de chaleur mantellique à la base de la croûte continentale même si une quantification de cet apport de chaleur est délicate à effectuer (Bohlen, 1991 ; Percival, 1991). Ainsi, le métamorphisme granulitique ne peut être le simple résultat d'une relaxation thermique d'une croûte épaissie par chevauchement crustal. Les estimations P-T des terrains granulitiques impliquent des gradients géothermiques supérieurs ou égaux à 35 °C km⁻¹ compatibles avec des flux de surface d'une valeur minimale de 100 mW m⁻² (Bohlen, 1991). Selon Chapman (1986), ce type de flux est probablement dû à des conditions thermiques transitoires ou à un réchauffement d'origine magmatique couplé à un épaissement crustal par accrétion. On doit noter que les granulites archéennes ne peuvent être générées par des conditions thermiques dépendant d'un flux de surface de 40 mW m⁻² comme celui proposé par Boyd et al. (1985). Il y a donc une incompatibilité certaine entre les modèles de géothermes lithosphériques très peu pentés et l'occurrence généralisée de granulite dans la croûte archéenne profonde. L'apport de chaleur par les magmas basiques nécessaire au développement des paragenèses granulitiques pourrait être responsable d'une modification drastique du géotherme à l'intérieur de la lithosphère archéenne.

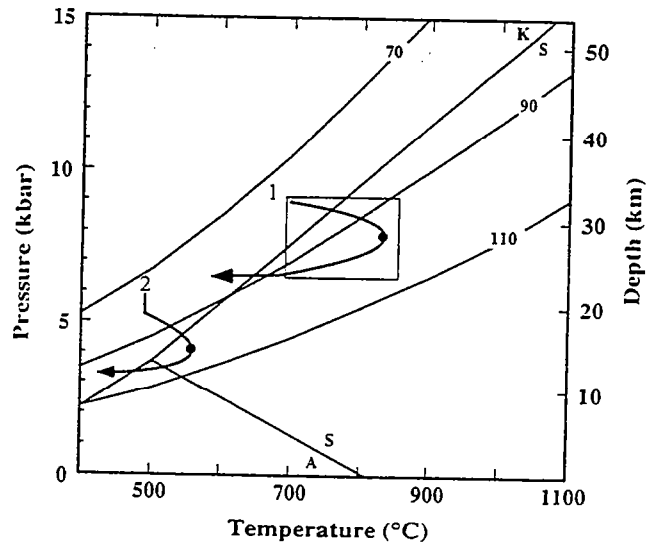
Les granulites archéennes sont généralement syn-cinématiques des déformations régionales et, le plus souvent, contemporaines de la mise en place massive de magma dans la croûte continentale (Percival, 1994). Les estimations P-T des terrains archéens ne peuvent donc être utilisées pour reconstituer les géothermes continentaux "stables" en régimes permanents ou à l'équilibre. Les terrains de haut grade reflètent des conditions thermiques transitoires à la base de la croûte continentale et non des conditions ambiantes (Percival, 1994). La spécificité de ces terrains est le fait qu'ils ont été générés pendant des épisodes tectonométamorphiques majeurs ayant affecté des portions considérables de croûte continentale.

Interprétation géodynamique

Pour la majorité des granulites archéennes, les chemins rétomorphiques font apparaître des refroidissements isobares. Ces chemins P-T-t sont, selon Percival (1994), les indicateurs d'un contexte de type arc magmatique. La partie prograde des chemins P-T-t dans les granulites archéennes est difficile à reconnaître. Selon une analyse synthétique récente (Bohlen, 1991), dans le cas des chemins anti-horaires (où la pression maximale est atteinte peu après que la température maximale ait été atteinte), l'évolution P-T-t des granulites serait le résultat :



b



c

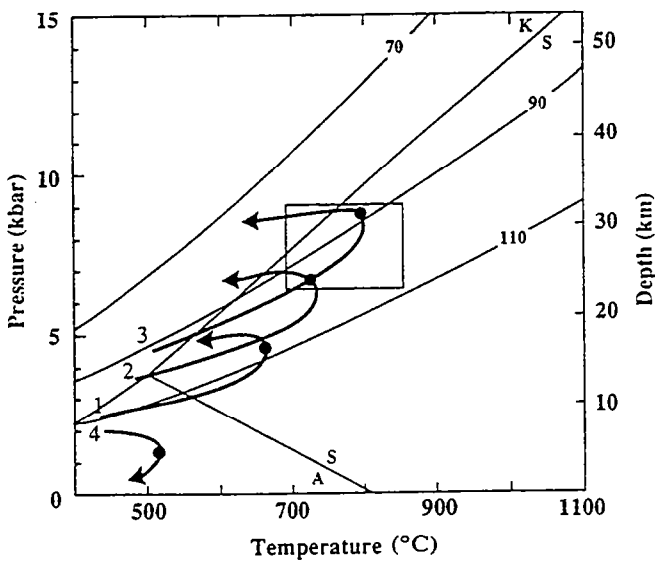


Fig. 1-12 : Effets thermiques d'accrétion magmatique par sous-placage crustal.

(a) - Profil température-profondeur montrant les effets thermiques d'une accrétion magmatique par placage à la base de la croûte continentale (Ashwal, 1992, adapté de Wells, 1980). L'accrétion est supposée durer 20 Ma et impliquer 8 km de magma à 1000°C plaqué à la base d'une croûte de 25 km d'épaisseur originelle. Les différents géothermes correspondent à l'état de la croûte 0, 8.5, 12.5, 16.5 et 100 Ma après le début de l'accrétion respectivement. Les températures compatibles avec le champ des principales paragenèses granulitiques sont situées (pour ce mécanisme) à la base de la croûte, jusqu'à 5 km au dessus de la zone d'accrétion.

(b) - Chemins P-T-t pouvant résulter du sous-placage de 30 km de basaltes à la base d'une croûte continentale d'une épaisseur de 30 km (Bohlen, 1991). Le rectangle correspond à la concentration des pics métamorphiques des granulites. Le point triple des silicates d'alumine est représenté et chacune des courbes labellées correspond aux géothermes pour différents flux de chaleur en surface (valeurs en mWm^{-2}).

(c) Même modèle qu'en b, mais la croûte est intrudée par les magmas basiques. Les chemins 1-3 sont dans, ou sous la zone d'accrétion alors que le chemin 4 est au dessus de la zone d'accrétion (Bohlen, 1991).

- (1) - d'activités magmatiques épisodiques induisant des intrusions à tous les niveaux dans la croûte ;
- (2) - de l'épaississement de la croûte par *underplating* magmatique ;
- (3) - d'une remontée lente résultant de la formation d'une racine crustale riche en grenat ;
- (4) - d'une exhumation résultant d'un épisode tectonique tardif indépendant de celui ayant présidé à la formation des granulites.

Le rôle de la mise en place des magmas dérivés du manteau apparaît comme un facteur primordial contrôlant la formation des granulites à l'échelle régionale (Fig. I-12b et c). A l'Archéen, l'énorme production de magmas basiques (constituant en partie les roches vertes) et leur affinité avec des magmas de type plume suggèrent que les terrains de haut grade résultent de l'interaction entre un point chaud et une portion de croûte continentale. L'épaississement associé à la formation des granulites peut être d'origine tectonique (par épaississement homogène), gravitaire (subsidence des plateaux volcaniques) ou magmatique (création d'une racine par *underplating*). La collision continentale ne peut pas rendre compte, par un simple phénomène de rééquilibrage thermique, des chemins P-T-t des granulites archéenne.

LE PARADOXE THERMIQUE ARCHÉEN

Si les modèles de refroidissement séculaires prévoient des flux de chaleur mantelliques 2 à 3 fois plus importants pendant l'Archéen, il semble que les roches de la croûte continentale n'aient pas enregistré des gradients géothermiques extrêmes. Même si les apports de chaleurs liés à l'accrétion ont eu un rôle critique pendant l'Archéen, les conditions thermiques régnant pendant les épisodes tectonométamorphiques dans la croûte profonde sont comparables à celles des épisodes phanérozoïques donnant lieu à des gradients fortement perturbés. Il y a donc un paradoxe (Bickle, 1986a ; Vlaar et al., 1994) dont doivent tenir compte les modèles de lithosphère et de tectonique globale.

3 - LES CEINTURES DE ROCHES VERTES : MARQUEURS D'UNE GÉODYNAMIQUE PARTICULIÈRE

La signification géodynamique des ceintures de roches vertes a été débattue pendant longtemps. Ce thème reste d'ailleurs un des plus épineux de la géologie archéenne. Dans ce chapitre est présentée une courte revue des principales hypothèses concernant leur origine et leur(s) cadre(s) tectonique(s).

INTRODUCTION

Avant l'apparition des premières masses continentales, la croûte terrestre primitive devait être de nature basique (Glikson, 1972). Une des questions fondamentales de la géologie archéenne est de savoir si les ceintures de roches vertes représentent des portions de cette croûte primitive ou bien une croûte de type océanique archéenne plus récente. Même si certains auteurs considèrent aujourd'hui que le modèle ophiolitique reste satisfaisant, les idées ont largement évolué dans ce domaine, pour faire place à des hypothèses prenant mieux en compte les spécificités archéennes (voir les revues de Kröner, 1991 et de Kröner et Layer, 1992).

LES MODÈLES OPHIOLITIQUES

Les ceintures de roches vertes, de par la prédominance des matériaux volcaniques basiques et ultrabasiques subaquatiques qu'elles contiennent, ont naturellement été considérées comme des portions de croûte océanique tectonisées sous la forme d'ophiolites (voir la revue de Bickle et al., 1994). Ainsi, les premiers modèles mobilistes archéens ont assimilé le schéma périodique des terrains à ceintures et des granitogneiss comme le résultat de collisions en séries entre des micro plaques continentales (ou des arcs intraocéaniques), pinçant entre elles des lambeaux de la croûte océanique qui les séparait (Talbot, 1973 ; Burke et al., 1976). La géométrie des filons basiques intrusifs dans le groupe de Kam (province des Esclaves, Canada) a été interprétée comme un "sheeted dykes complex", caractéristique des ophiolites modernes (Helmstaedt et al., 1986). Les terrains de la partie sud de la ceinture de Barberton (craton de Kaapvaal, Afrique du Sud) ont également été considérés par de Wit et al. (1987) comme caractéristiques de la stratigraphie d'une ophiolite. Sur la base d'observations structurales, considérant un décollement à la base des unités ultrabasiques reposant sur des sédiments détritiques de la ceinture de Belingwe (Zimbabwe, voir Fig. II-6), Kusky et Kidd (1992) ont proposé un modèle d'obduction de plateau océanique sur un bassin intracontinental.

Une récente revue visait à réexaminer ces trois séries de roches vertes ainsi que plusieurs autres ceintures "type", afin de discuter leur origine et notamment leurs éventuels caractères ophiolitiques (Bickle et al., 1994). Les critères utilisés étaient : (1) les relations stratigraphiques existant entre les ceintures de roches vertes et les granitogneiss adjacents, (2) les âges des zircons détritiques contenus dans les ceintures et leur comparaison avec ceux des gneiss avoisinants, (3) les caractères géochimiques des roches effusives et leurs âges de mise en place. Ils ont montré que la majorité des séries de roches vertes ont intrudé et/ou se sont déposées sur des masses continentales plus anciennes qu'elles et que même dans le cas où les séries de roches vertes pouvaient être allochtones, leurs caractéristiques géochimiques ne pouvaient pas en faire des fragments de croûte océanique. D'après Bickle et al. (1994), il n'y aurait donc pas aujourd'hui de témoins de croûte océanique reconnus dans les terrains archéens.

Récemment, en Finlande Orientale, Jégouzo et Blais (1995) ont mis en évidence un chevauchement crustal d'âge archéen entre deux ensembles de granitogneiss TTG d'âges différents. Le contact entre ces deux unités est jalonné par des lentilles de roches basiques et ultrabasiques distinctes des séries de roches vertes présentes dans les ceintures avoisinantes. Ces metabasites pourraient représenter des témoins d'une croûte océanique archéenne.

LES MODÈLES DE TYPE BASSINS MARGINAUX

Les étroites relations existant entre les ceintures de roches vertes et les TTG ont été comparées aux associations lithologiques de la cordillère ouest américaine dans un contexte de marge continentale active. Dans ce contexte, les ceintures de roches vertes ont été assimilées aux bassins marginaux (le soubassement de type océanique et les sédiments associées) tectonisés entre des masses de granitoïdes et intrudés par des corps tonalitiques (Tarney et al., 1976 ; Windley, 1979 ; Weaver et Tarney, 1979 ; Condie, 1981 ; Dewey et Windley, 1981). Pour défendre cette hypothèse, les arguments généralement avancés reposaient essentiellement sur des similarités géochimiques apparentes entre (1) les TTG et les roches calco-alkalines produites dans les contextes de marges actives et (2) les roches volcaniques basiques et ultrabasiques des ceintures et les basaltes océaniques modernes (voir Condie, 1981 ainsi que Kröner et Layer, 1992 pour une revue).

LES RIFTS CONTINENTAUX ET LES PLUMES MANTELLIQUES

Dans de nombreuses provinces archéennes, l'allure linéaire des ceintures de roches vertes, leur répétition spatiale périodique ainsi que leurs âges très proches ne semblent pas pouvoir être expliqués par le modèle du type bassin marginal (Groves et al., 1978). Pour certains auteurs (Goodwin, 1981a ; Fyfe, 1973), le développement de rifts intracontinentaux parallèles peut rendre compte des caractéristiques des terrains à granite et ceintures de roches vertes. La dynamique du manteau permettrait alors d'expliquer la genèse de rifts subsynchrones parallèles résultant (1) d'une convection mantellique superficielle vigoureuse de petite longueur d'onde (fossilisée par la longueur d'onde des ceintures de roches vertes) (voir Fig. I-13) ou (2) de la remontée locale de diapirs mantelliques induite à plus grande profondeur (Fyfe, 1973, 1974 ; Mc Kenzie et Weiss, 1975 ; Groves et al., 1978 ; Goodwin, 1981a).

Selon Ridley et Kramers (1990), la formation des ceintures de roches vertes en milieu continental peut être une conséquence directe de la dynamique interne de la jeune croûte continentale. Dans leur modèle, les TTG partiellement fondus pouvaient être soumis à des mouvements convectifs d'échelle crustale (Ridley, 1992). Les zones de mouvement ascendant dans la croûte correspondraient à des hauts topographiques soumis à érosion alors que les zones de courants descendants correspondraient à des bassins alimentés par les sédiments détritiques et par le magmatisme basique d'origine mantellique (Fig. I-14). Ainsi, ce modèle favorise une origine purement gravitaire de la formation et de la subsidence des ceintures de roches vertes, sans faire appel à un épisode d'extension de la lithosphère. Dans ce cas, la répartition des ceintures de roches vertes ne traduirait pas une longueur d'onde de convection dans le manteau asthénosphérique ou lithosphérique mais celle des mouvements convectifs crustaux.

Sur les bases de considérations géochimiques et pétrologiques, la source mantellique des komatiites des ceintures de roches vertes est maintenant comparée à celle des basaltes intraplaques actuels, c'est-à-dire à des parties partiellement fondues de panaches mantelliques (plumes) (Condie, 1975 ; 1984 ; Campbell et al., 1989 ; Campbell et Griffiths, 1992 ; Mc Donough et Ireland, 1993, Nisbet et al., 1993a). Ainsi, la genèse des ceintures de roches vertes et des granitoïdes tardifs associés (présentant des âges de mise en place relativement proches) a été interprétée comme le résultat de l'interaction entre un plume mantellique et une lithosphère ancienne (Lambert, 1981 ; Condie, 1984 ; Campbell et Jarvis, 1984 ; Kröner et Layer, 1992, voir Fig. I-15).

Dans bon nombre de cratons, les modèles de type rift intracontinental permettent de rendre compte de caractères géologiques et géochimiques des terrains à granites et ceintures de roches vertes tels que les discordances angulaires à la base des ceintures (Bickle et al., 1975) ou encore des contaminations crustales ou les âges des zircons détritiques souvent hérités des TTG adjacentes ou tout au moins d'une croûte de type continentale plus ancienne (Bickle et al., 1994). Toutefois, les interprétations des ceintures de roches vertes en termes de rift ne reposent pas, à ma connaissance, sur l'observation de critères structuraux univoques symptomatiques de telles structures extensives. En fait, la reconnaissance de failles normales synsédimentaires ainsi que l'estimation des variations d'épaisseurs des séries volcaniques et sédimentaires s'avèrent extrêmement délicate, sinon impossible à effectuer, étant donné le caractère hétérogène des déformations affectant les ceintures de roches vertes. Les modèles de Mc Kenzie (1978) et de Wernicke (1985) ont été successivement pris

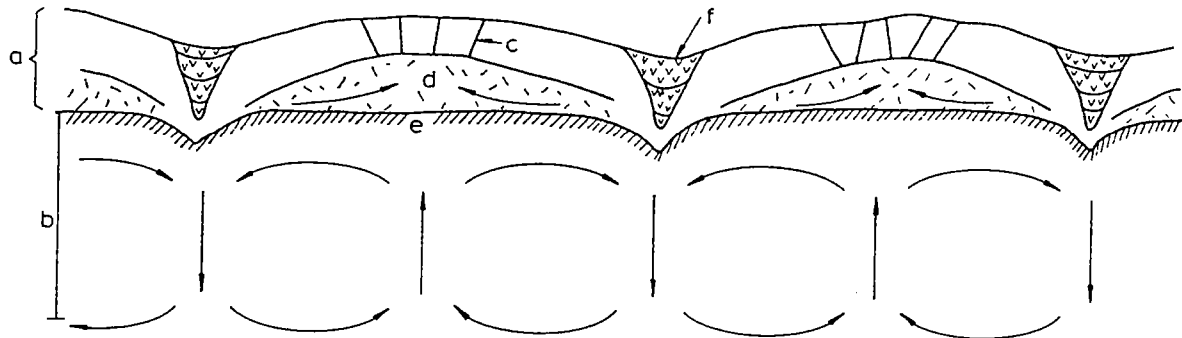


Fig. 1-13 : Modèle de convection superficielle pour l'évolution de la croûte archéenne induisant la formation de ceintures de roches vertes d'une manière périodique (d'après Fyfe, 1974, modifié in Condie, 1981). a=croûte continentale acide; b=zone de fusion partielle; c=filons basiques; d=dômes granitiques; e=granulites et anorthosites; f=ceintures de roches vertes.

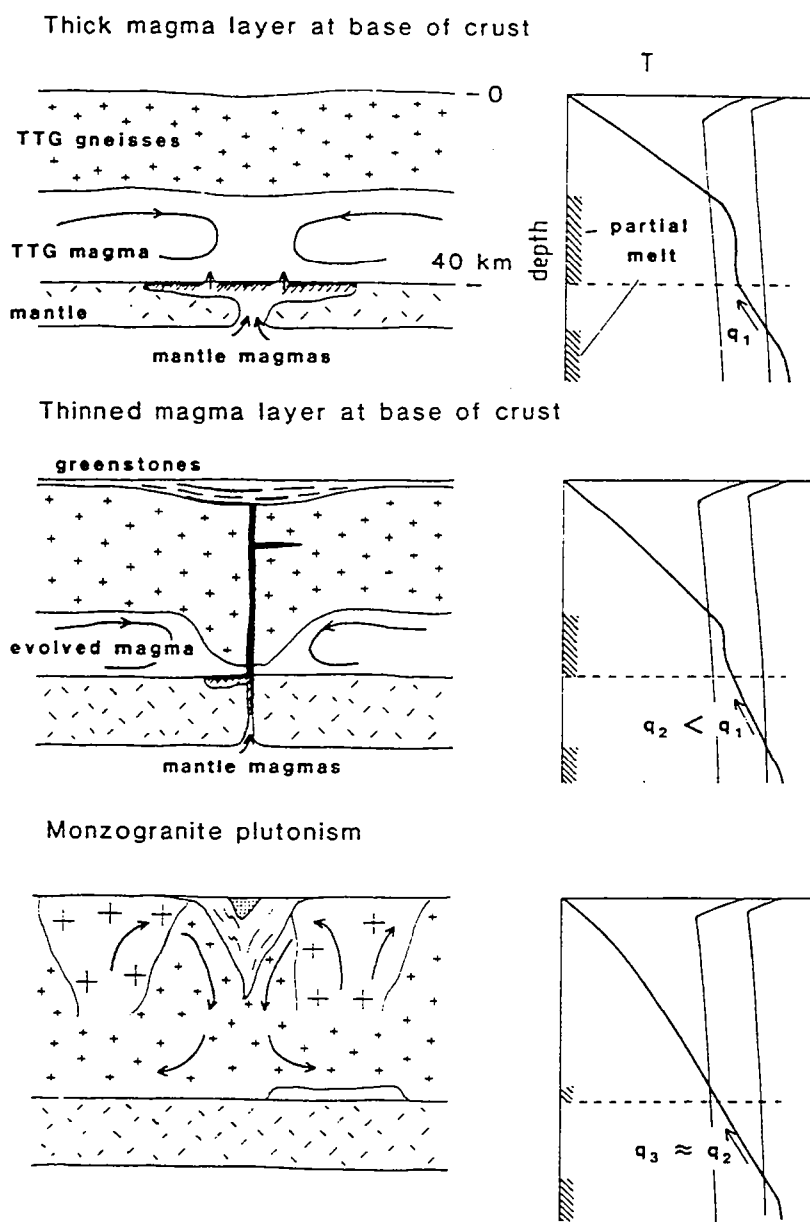


Fig. 1-14 : Schémas montrant les différents stades du développement d'un niveau partiellement fondu à la base de la croûte archéenne et ses conséquences sur la formation des ceintures de roches vertes avec les profils thermiques correspondants (Ridley, 1992).

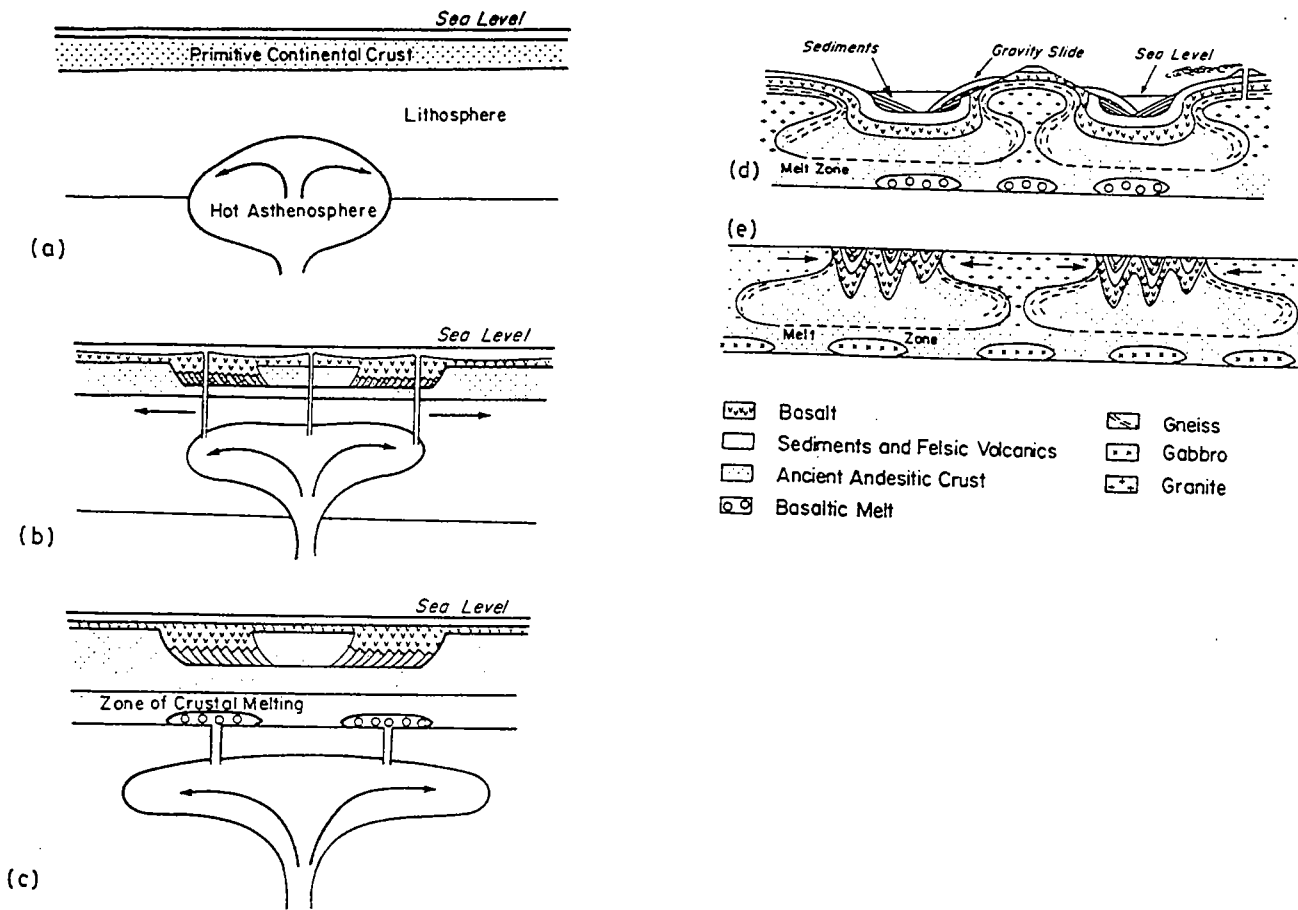


Fig. 1-15 : Représentation schématique du développement des terrains à granites et ceintures de roches vertes de la région de Kalgoorlie-Norseman (province de Yilgarn , Australie) selon un modèle de type plume mantellique (Campbell et Hill, 1988). (a) Intrusion de la lithosphère par du matériel asthénosphérique chaud. (b) Création de rifts à l'aplomb de la zone de tension produite par la convection asthénosphérique. Migration des magmas basaltiques produits dans la zone de remonté du manteau qui s'épanchent principalement dans les zones de rifts. (c) L'anomalie thermique migre vers la base de la croûte. Création d'une zone de fusion à la base de la croûte. (d) Les magma granitiques produits deviennent instables et migrent vers la surface en déformant et intrudant les roches vertes. Les zones d'intrusion majeures deviennent des hauts topographiques qui sont érodés, ceci permettant le remplissage sédimentaire des ceintures devenues des bassins. (e) l'expansion latérale des massifs granitiques dans la croûte supérieure induisent un raccourcissement horizontal exprimé par des plis droits.

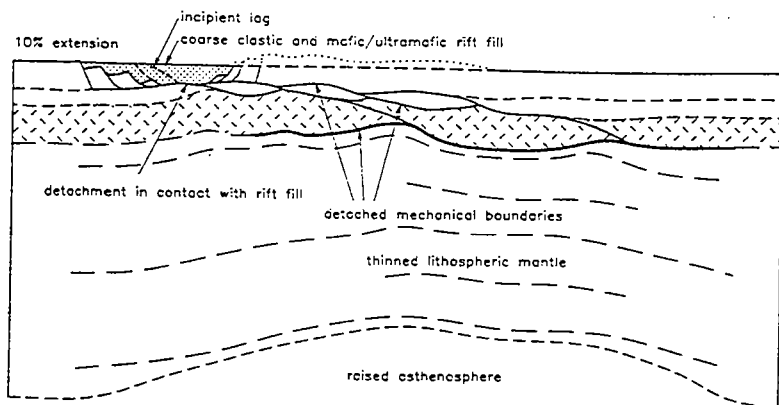


Fig. 1-16 : Modèle de type extension lithosphérique visant à expliquer la genèse des ceintures de roches verte dans la partie centrale de la province du Yilgarn (Hammond et Nisbet, 1992, modifié).

comme référence et le fait que les séries sédimentaires des ceintures attestent d'une forte subsidence a amené les auteurs à comparer les ceintures aux rifts phanérozoïques résultant de l'extension de la lithosphère (Mc Kenzie et al., 1980 ; Bickle et Eriksson, 1982, Nisbet, 1984 ; Hammond et Nisbet, 1992 ; Nisbet et al., 1993b ; voir Fig. I-16).

Les trapps volcaniques

Les épaisseurs importantes des séries de roches vertes (parfois supérieures à 10 km) et le fait qu'elles se soient épanchées à même la croûte continentale dans certains cratons ont amené Gorman et al. (1978) et Mareschal et West (1980) à comparer les ceintures aux grands plateaux volcaniques observés à la surface des planètes telluriques. Si, comme il semble l'être admis aujourd'hui, les komatiites peuvent être assimilées à une manifestation de volcanisme intraplaque, l'hypothèse de trapp ou de plateaux volcaniques archéens en temps que précurseurs des ceintures de roches vertes doit être retenue (voir Condie, 1986 ; Desrochers et al., 1993 ; Arndt, 1994), que ce soit en contexte océanique ou continental. Dans le cas d'épanchements sur une croûte continentale préexistante, il est concevable que la lithosphère soit fissurée pour permettre le transport des magmas basiques vers la surface. Mais, en l'absence de données structurales permettant de contraindre les géométries originelles des roches vertes par rapport à leur socle, la subsidence des plateaux des roches vertes ne peut être interprétée de façon univoque comme la réponse à une phase d'extension majeure de la lithosphère (Nisbet, 1984).

LES IMPACTS MÉTÉORITIQUES

L'étude de l'histoire des corps telluriques extraterrestres et notamment de la Lune ont révélé qu'une phase de bombardements météoritiques intense avait du affecter la Terre juste après son accréation (4,1-3,8 Ga) (Abe, 1993). Green (1972) puis Glikson (1976b, 1977) ont proposé que les roches vertes ultrabasiques de certaines ceintures soit des équivalents des mers lunaires. Elles résulteraient de la décompression adiabatique du manteau à l'aplomb de la zone d'impact d'un corps météoritique. Cette hypothèse a été plus ou moins abandonnée par la suite même si certains auteurs ont reporté la présence d'impactites dans certaines ceintures de roches vertes, et notamment celle de Barberton, en Afrique du Sud (voir la synthèse de Glikson, 1993).

LES ARCS INSULAIRES, LES COLLAGES D'ARCS ET DE PLATEAUX VOLCANIQUES

De nombreuses ceintures de roches vertes ne contiennent pas de sédiments détritiques symptomatique d'un environnement continental. Dans ce cas, la question est de savoir si elles représentent des reliques d'arcs volcaniques ou des lambeaux de plateaux océaniques (Desrochers et al., 1993). C'est le cas dans la Province du Lac supérieur, au Canada, où ont été distinguées des bandes E-W plurihectométriques de terrains à dominance (1) gneissique (TTG), (2) sédimentaire (séries flyschoïdes turbiditiques) et (3) volcanique (roches vertes ultrabasiques, basiques et acides). Ces domaines présentent une zonation N-S de leurs âges radiométriques à l'échelle du craton et sont appelés sous-provinces (voir la revue de Card, 1990 et Fig. I-17). On considère qu'ils se sont accrétés latéralement au cours de la fin de l'Archéen et que les ceintures de roches vertes représentent des arcs insulaires incorporés, par épisodes successifs, à des complexes formés des associations (1), (2) et (3) correspondant respectivement à des micro continents (marges actives), des prismes d'accréation et des arcs volcaniques (Percival et Williams, 1989 ; Hoffman, 1989 ; Williams, 1990). Dans ce cadre, les roches vertes sont assimilées à des arcs volcaniques, le plus souvent intraocéaniques. L'analogie faite avec les systèmes de collision d'arcs actuels tels que celui du Japon, a permis aux auteurs de justifier l'uniformitarisme qu'ils défendent entre des processus anciens et actuels, et, par la même, d'améliorer la compréhension des systèmes archéens par l'extrapolation des mécanismes actuels (Taira et al., 1992).

Dans les ceintures de roches vertes de la province Supérieure, et notamment dans celle d'Abitibi, les roches volcaniques basiques et ultrabasiques (qui ont des signatures isotopiques primitives) sont recouvertes par des séries calco-alcalines. Cette succession lithologique a été interprétée comme la superposition d'une extension régionale (produisant le volcanisme calco-alcalin) sur un arc volcanique (Ludden et Hubert., 1986). Plus récemment, la sous-province d'Abitibi a été considérée comme le résultat de l'accréation latérale de fragments de plateaux océaniques

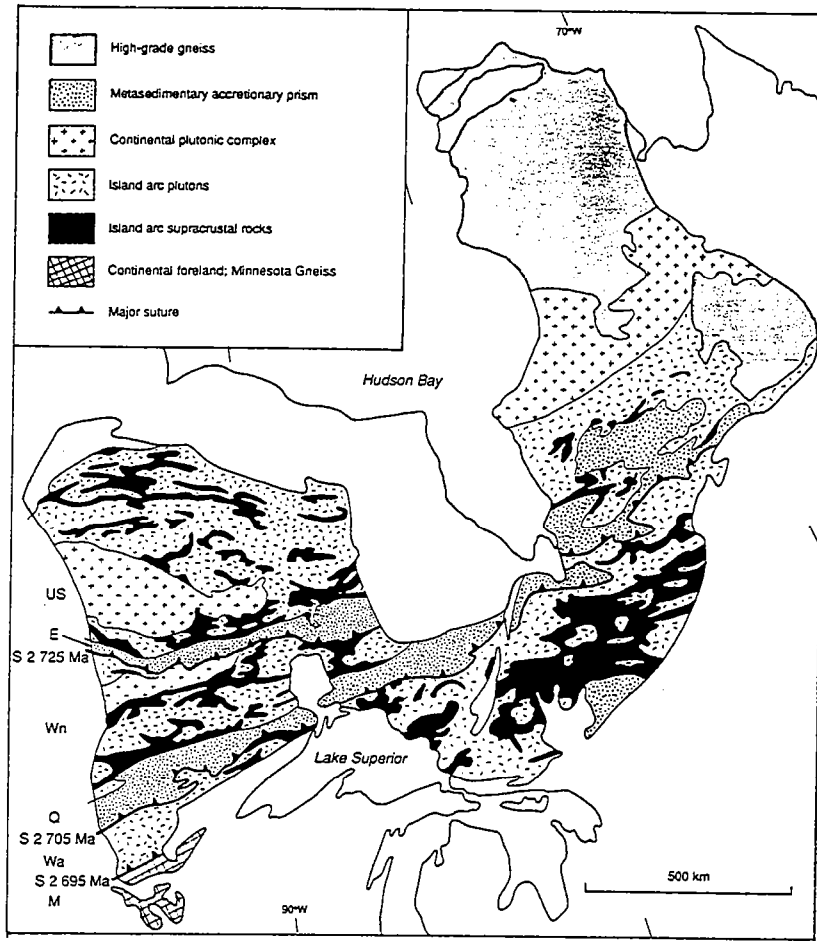


Fig. I-17: Carte des principaux ensembles lithotectoniques (sous provinces) de la province Archéenne du Lac Supérieur, Canada (d'après Hoffman, 1989 et Card, 1990, in Myers et Kröner, 1994). Les principales sous provinces sont US : Uchi-Sachigo; E : English River; Wn : Wabigoon; Q : Quetico; Wa : Wawa-Abitibi; M : Minnesota. La lettre S indique les zones de "suture" majeures avec l'âge correspondant. Les ceintures de roches vertes sont systématiquement assimilées aux matériaux volcaniques d'arc.

distincts, ce modèle étant préféré à celui du collage d'arcs insulaires (Desrochers et al., 1993). Le magmatisme calco-alcalin tardif des ceintures y est interprété comme le résultat d'une extension liée à la subduction d'une ride océanique.

CONCLUSIONS

Les terrains d'âge archéen à l'affleurement ne semblent pas contenir de témoins de croûte océanique ancienne. Dans les cas où ces derniers ont été reconnus, l'analogie faite entre les ophiolites modernes et certaines ceintures de roches vertes ne semble pas devoir être retenue (Bickle et al., 1994). En fait, c'est principalement la position structurale des ceintures de roches vertes dans les TTG et la nature tectonique de leurs contacts avec ces derniers qui sont utilisées comme arguments en faveur de l'obduction des ceintures de roches vertes. Il est raisonnable d'assimiler la majeure partie des ceintures de roches vertes aux produits d'un magmatisme de type "plume mantellique" en contexte océanique ou continental. La mise en place magmatique des roches vertes devait avoir lieu sur- ou à proximité de matériel continental. Les mécanismes de la subsidence des ceintures de roches vertes donnant lieu à une sédimentation essentiellement clastique restent à définir.

Si la recherche de portions archéennes de croûte océanique reste un enjeu important pour la formulation de la tectonique globale ancienne, il est admis que les terrains archéens affleurants représentent un ensemble de matériaux constituant la croûte continentale s.s. de cette époque.

4 - ACCRÉTION ET DYNAMIQUE CONTINENTALE

Puisque les épisodes tectonométamorphiques archéens sont presque toujours accompagnés d'addition de matériel crustal, l'analyse des sites et des modes d'accrétion est capitale dans la compréhension des processus tectoniques de cette époque.

MODÈLES PÉTROLOGIQUES

Aujourd'hui, dans les contextes d'arcs, la déshydratation de la plaque océanique subductante produit des fluides permettant d'abaisser la température de fusion dans le "coin" de manteau sus-jacent. Les magmas ainsi produits peuvent migrer vers la base de la croûte et se différencier. Martin (1986) a montré que les TTG archéennes pouvaient être produites par fusion directe de la croûte océanique (tholéiite) qui, en plongeant, pouvait fondre avant de subir les réactions de déshydratation (qui auraient rendu impossible sa fusion) (Fig. I-18). Ce type d'évolution serait essentiellement dû aux régimes thermiques plus intenses des zones de subductions archéennes. En effet, la température (inversement corrélée à l'âge moyen) de la lithosphère océanique au niveau des zones de subduction devait être moins importante. Le fractionnement du grenat et de la hornblende lors de l'évolution de ces liquides magmatiques permet d'expliquer le spectre de terres rares très penté des TTG (Fig. I-18). Le modèle de fusion de lithosphère océanique subductante est préféré également de par l'occurrence de magma semblables aux TTG dans les portions de la chaîne andine où une croûte océanique très jeune est en cours de subduction (Martin, 1994).

LES TERRAINS DE HAUT GRADE : SITES PRIVILÉGIÉS DE L'ACCRÉTION CONTINENTALE

Comme on l'a vu, les terrains de haut grade caractérisent la base de la croûte continentale archéenne. La mise en place de massifs tonalitiques ou granodioritiques y est étroitement liée à la déformation régionale contemporaine du métamorphisme de haut grade. Ils constituent donc des sites privilégiés pour l'étude des relations entre tectonique et accrétion continentale.

L'exemple le mieux documenté de ce genre de terrains est la zone structurale dite de Kapuskasing (Ontario, Canada) qui constitue un des principaux affleurements de la croûte profonde de la province Supérieure (Percival, 1990, Fig. I-19). Cette zone est caractérisée par une transition entre des ceintures de roches vertes de bas grade et des terrains granulitiques d'Ouest en Est (Percival et Coe, 1981 ; Percival et Card, 1983). On peut considérer cette région comme une coupe de référence à travers la croûte continentale archéenne. La portion de croûte profonde a été exhumée lors d'un événement compressif au Protérozoïque moyen à la faveur d'un chevauchement à fort pendage (Percival et al., 1989, 1992 ; Handy, 1990). Les nombreuses études géochronologiques fines effectuées dans cette région ont révélé une diminution de l'âge des paragenèses métamorphiques avec la profondeur (Fig. I-20), suggérant ainsi des épisodes de sous-placage (underplating) successifs de nouveau matériel crustal entre -2.7 et -2.5 Ga (Corfu, 1987 et Krogh, 1993). D'autres sections crustales archéennes montrent une zonation comparable des âges avec la profondeur. C'est notamment le cas du craton de Dharwar, en Inde du Sud (Peucat et al., 1989 ; 1993). Des interprétations similaires ont été proposées pour le craton du Yilgarn en Australie (Glikson et Lambert, 1976), pour l'Archéen de Sierra Leone (Rollinson, 1982 ; Williams, 1988). Ce serait également le cas dans le domaine granulitique de Pikwitonei (province Supérieure, Manitoba) (Ermanovics et al., 1976 ; Fountain et al., 1986 ; Percival, 1994).

Les modes physico-chimiques de croissance de la croûte à partir du sous-placage de magmas basiques ont été définis sur les bases d'études pluridisciplinaires (Percival, 1994 ; Fig. I-21).

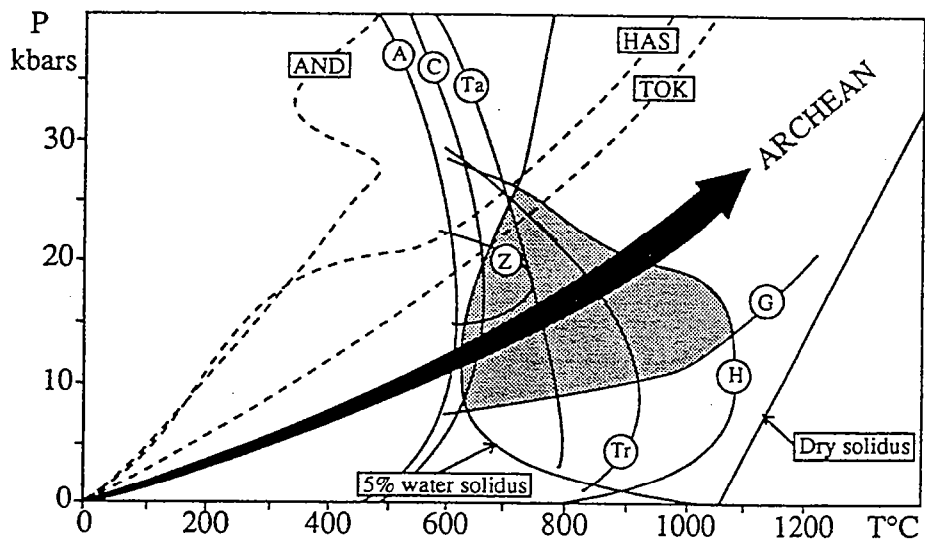


Fig. I-18 : Diagramme P-T montrant le solidus d'une tholéiite hydratée à 5% et les diverses courbes de déshydratation de la lithosphère océanique; A=anthophyllite-out; C=chlorite-out; Ta=talc-out; Tr=trémolite-out; Z=zoisite-out. La courbe G délimite le champs de stabilité du grenat. Le champs en grisé correspond au domaine P-T dans lequel peuvent coexister une tholéiite hydratée et un résidu contenant du grenat et de la hornblende. Les courbes pointillées représentent les estimations des géothermes actuels le long d'un plan de Benioff dans des conditions actuelles (phanérozoïques). Ces géothermes sont tels que les réactions de déshydratation se produisent généralement avant que le matériau tholéiitique puisse fondre. Durant l'Archéen, les géothermes étaient plus forts (flèche noire épaisse). La fusion des tholéiites était possible avant que les réactions de déshydratation n'interviennent et ceci dans le champs de stabilité de la hornblende et du grenat (Martin, 1994; modifié). Les courbes pointillées AND, HAS et TOK correspondent à divers géothermes modernes.

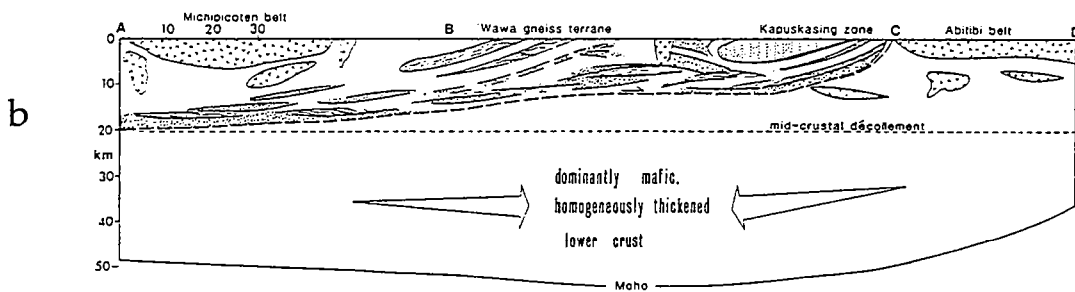
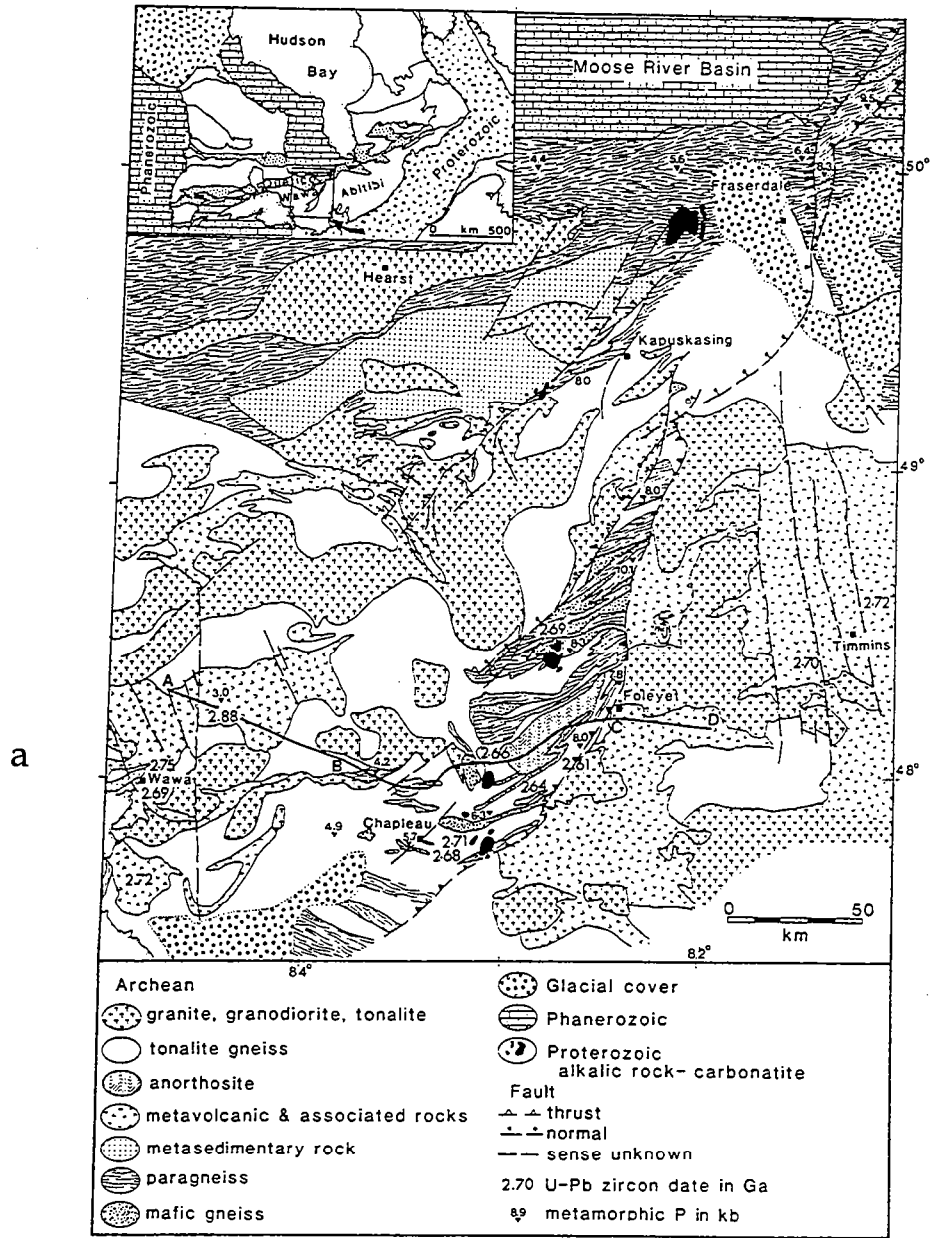


Fig. I-19 : Carte géologique (a) et coupe interprétative d'échelle crustale (b) de la zone structurale de Kapuskasing, dans la province supérieure (Percival, 1990).

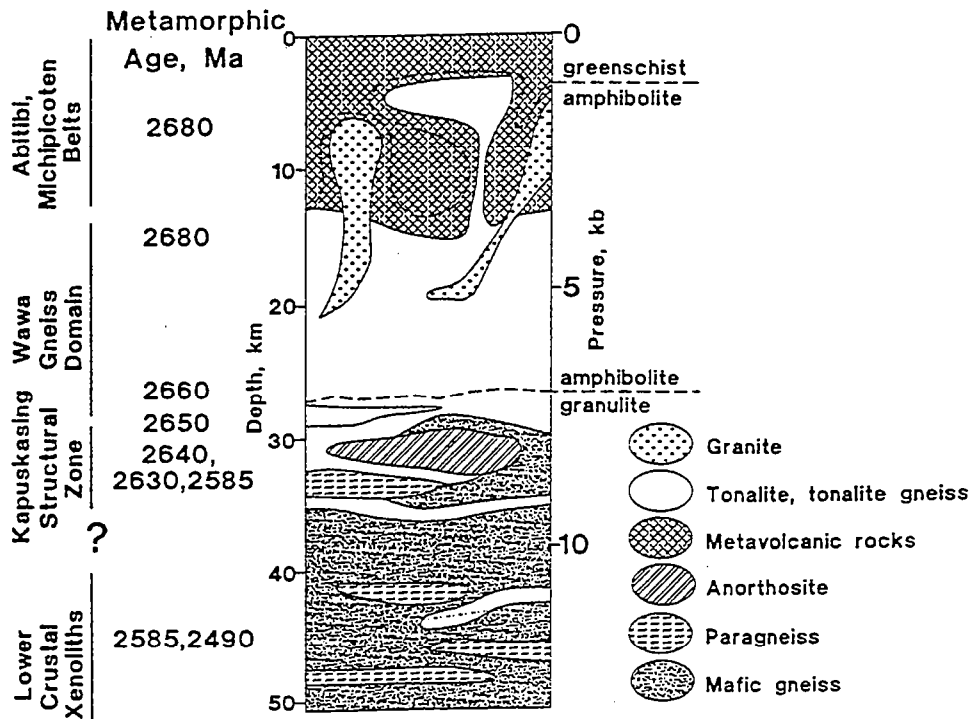


Fig. I-20 : Coupe crustale composite de la partie centrale de la province Supérieure, basée principalement sur la zone de Kapuskasing (Percival, 1994). Les données proviennent de (1) les roches vertes (2-3 Kbar), (2) les granulites à l'affleurement (8-11 Kbar) et (3) les xénolithes infracrustaux (10-15Kbar?).

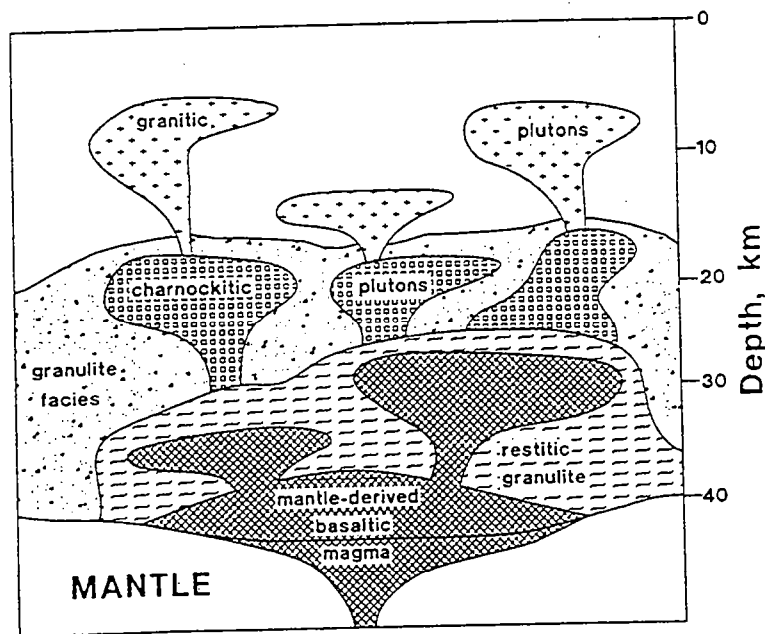


Fig. I-21 : Modèle d'accrétion et de différenciation de la croûte continentale à travers le magmatisme basique et granitique (Percival, 1994).

LES INTERPRÉTATIONS GÉODYNAMIQUES

Les modèles de type arc

Pour la majorité des auteurs, les terrains de haut grade sont les témoins des racines de marges actives ou d'arcs intraocéaniques (Windley et Smith, 1976 ; Tarney et Windley, 1977 ; Weaver et Tarney, 1979). La justification essentielle de cette hypothèse est basée sur le fait que les marges actives sont les sites actuels de création de croûte continentale, où les caractéristiques des terres rares des magmas produits sont parfois comparables à certaines TTG. Le modèle retenu est celui de la fusion de la croûte océanique subductante (Weaver et Tarney, 1979 ; Martin 1986). En reprenant le modèle de Martin (1986), Wilks (1988) a même proposé que les TTG seraient générées lors d'un continuum subduction-collision entre des plaques océaniques (dans ce modèle, les TTG intégrées à la croûte océanique épaissie sont comparées aux leucogranites himalayens mis en place dans la dalle du Tibet lors de la collision Inde-Asie).

Les modèles de type plume

L'hypothèse des zones de subduction n'est plus unique. Le rôle des plumes dans la croissance et le recyclage ainsi que dans la structuration de la croûte continentale inférieure suscite un intérêt grandissant (Furlong et Fountain, 1986 ; Hill et al., 1992 ; Hill, 1993). Selon Fyfe (1993), la contribution des hot spots actuels dans la croissance et la modification de la croûte ne serait pas négligeable.

Comme on l'a vu dans le chapitre 4, des plateaux volcaniques résultant de l'activité de plumes mantelliques ont pu s'individualiser et s'accréter sur la croûte océanique primitive (Desrochers et al., 1993). La compensation gravitaire de ces plateaux amène à un enfouissement de la croûte tholéiitique sous-jacente qui peut ainsi passer dans le champs du faciès amphibolites ou granulites. Les conditions thermodynamiques du modèle pétrogénétique de Martin (1986) peuvent être atteintes et permettre la fusion des amphibolites et le fractionnement du grenat pour aboutir à des magmas de type TTG. Les conditions P-T ambiantes à la base de la croûte enfouie peuvent induire ces phénomènes de fusion sans faire intervenir d'instabilité thermique de type plume (Choukroune et al., 1995). En d'autres termes, le plume ayant produit le plateau n'est pas nécessairement responsable de la fusion des tholéiites qui peut s'opérer pour des conditions minimales de l'ordre de 7 Kbar et 650 °. Même si des subductions aux limites du plateau sont envisagées (Condie, 1986), elles ne sont donc pas "nécessaires" à la genèse des magmas TTG. En faisant l'analogie entre les magmas juvéniles archéens et les magmas produits en Islande, il a été également proposé que l'interaction entre une croûte océanique primitive et un plume mantellique soit à l'origine de l'extraction de la croûte continentale (Kröner et Layer, 1992).

Les bilans isotopiques et les compilations géochronologiques (Glikson, 1993) sur la croûte continentale permettent la mise en évidence de périodes majeures de création de croûte, expliquées par des épisodes où l'activité des plumes aurait été plus importante (Stein et Hofmann, 1994). Les interactions physico-chimiques entre les magmas mantelliques d'une part et la croûte continentale inférieure, d'autre part, seraient permises à travers une zone de libre échange au niveau du Moho (Arndt et Goldstein, 1989 ; Fyfe, 1993).

DISCUSSION

Les modalités géodynamiques de la croissance crustale pendant l'Archéen restent encore à discuter, car aucun consensus ne semble établi dans ce domaine. Même si l'on décèle la signature géochimique du magmatisme des zones de subduction dans certains TTG, on note que les interprétations de type plume, basées sur des études géochimiques et des considérations thermiques, sont de plus en plus nombreuses.

Les arguments en faveur du modèle de plume sont de plusieurs types :

(1) - Le métamorphisme de haut grade développé sur de grandes portions de croûte continentale inférieure nécessite un réchauffement d'ampleur régionale (Hill et al., 1992 ; Pearson et al., 1995), certainement associé au sous placage crustal de grandes quantités de magmas basiques.

(2) - Les volcanites de certaines ceintures de roches vertes ont des signatures géochimiques compatibles avec des magmas de type point chaud (voir chapitre 3). Les magmas accrétés en profondeur et les roches vertes extrudées en surface sont sans doute issus du même type de source.

(3) - Dans différents cratons, les épisodes d'accrétion majeure sont suivis de très peu par l'extrusion de roches vertes (c'est, par exemple le cas du craton de Dharwar, Peucat et al., 1995), suggérant ainsi que la genèse des magmas TTG soit liée, dans le temps et dans l'espace, à la production de magmas d'origine mantellique profonde (à l'intérieur de plumes).

(4) - A l'échelle globale, les âges de création de croûte se regroupent en périodes d'intense activité séparées par des périodes où la production de TTG était moindre (Glikson, 1993). Ceci suggère des modifications momentanées de la dynamique mantellique pouvant être contrôlées par des échanges entre le manteau inférieur et le manteau supérieur, générant des instabilités thermomécaniques à l'origine de plumes mantelliennes (Campbell et Griffiths, 1992 ; Stein et Hofmann, 1994).

5 - MODALITÉS DE LA TECTONIQUE GLOBALE ET STRUCTURE DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE

Les points exposés précédemment (les modèles thermiques, les hypothèses sur l'origine des ceintures de roches vertes et les modèles d'accrétion) permettent de discuter les problèmes amplement débattus de la structure de la lithosphère continentale, ainsi que des modalités de la tectonique globale archéenne.

LES IMPLICATIONS DES MODÈLES THERMIQUES

Le paradoxe thermique archéen est à l'origine d'un débat important sur la nature des processus de perte de chaleur à l'échelle globale. Pour la majorité des auteurs, les régimes thermiques apparemment "bas" révélés par les estimations P-T des paragenèses métamorphiques par rapport aux prédictions des modèles de refroidissement global, doivent s'expliquer par un très fort partitionnement de la perte de chaleur à travers les océans, d'une part, et les continents, d'autre part (Burke et Kidd, 1978 ; England, 1979 ; Davies, 1979 ; Bickle, 1978, 1986a et 1986b ; Vlaar et al., 1994). Dans ce cadre, Davies (1979) a été le premier à proposer que la préservation de la croûte continentale archéenne de la destruction (par fusion et recyclage) était due à la formation d'une racine lithosphérique jouant le rôle de tampon thermique entre la croûte et le manteau convectif, malgré des flux de chaleur mantelliques importants. Cette racine jouerait le rôle d'isolant thermique et mécanique pour la jeune croûte continentale.

LES APPORTS DE L'ÉTUDE DES ENCLAVES DANS LES KIMBERLITES

Pendant leur ascension, les magmas kimberlitiques peuvent échantillonner les différentes parties de la lithosphère cratonique. Le cas le plus célèbre est celui des kimberlites d'Afrique du Sud qui ont traversé le craton du Kaapvaal. Les âges modèles (Rb-Sr, Sm-Nd et Re-Os) des inclusions dans des diamants de certaines enclaves (éclogites ou péridotites) sont archéens (Boyd et al., 1985 ; Pearson et al., 1995a et b), suggérant que la lithosphère était déjà d'une épaisseur de 150 à plus de 200 km pendant l'Archéen (notamment dans les cratons du Kaapvaal, de Sibérie et la région du Wyoming). La lithosphère est ici considérée comme la partie superficielle du manteau supérieur qui n'est pas impliquée dans les mouvements convectifs ; elle constitue la couche mécanique limite du système convectif (Anderson, 1995). Ainsi, Richter (1985), dans la ligne des modèles de Jordan (1978, 1981) et de Davies (1979), a proposé que la lithosphère continentale archéenne ne soit pas définie par une isotherme à sa base mais qu'elle soit chimiquement distincte du manteau asthénosphérique et que cette distinction de composition lui impose une épaisseur importante (200 km) permettant la préservation des diamants à l'intérieur de cette dernière. Dans un cas contraire, la lithosphère aurait été soumise à un recyclage important (ne permettant pas la préservation des paragenèses à diamant) et à un démantèlement (Fig. I-22).

Les âges modèles archéens (ou les âges isochrones, Pearson et al., 1995a) des enclaves de manteau cratonique sont souvent compatibles avec les périodes de création majeure de croûte continentale dans les cratons du Kaapvaal et de Sibérie (Pearson et al., 1995a et b). Cela suggère que la formation de racines lithosphériques serait subsynchrone des épisodes d'accrétion crustale. Pour ces auteurs seul un plume mantellique pourrait rendre compte de la formation de cette racine constituée d'un mélange de cummulats de haute pression et de résidu de fusion du manteau.

LES MODES DE DISSIPATION DE LA CHALEUR : PAR QUELLE TECTONIQUE GLOBALE?

Dans les modèles, il est considéré de manière implicite qu'un régime en tectonique des plaques doit rendre compte de la dissipation de la chaleur mantellique pendant l'Archéen. Les

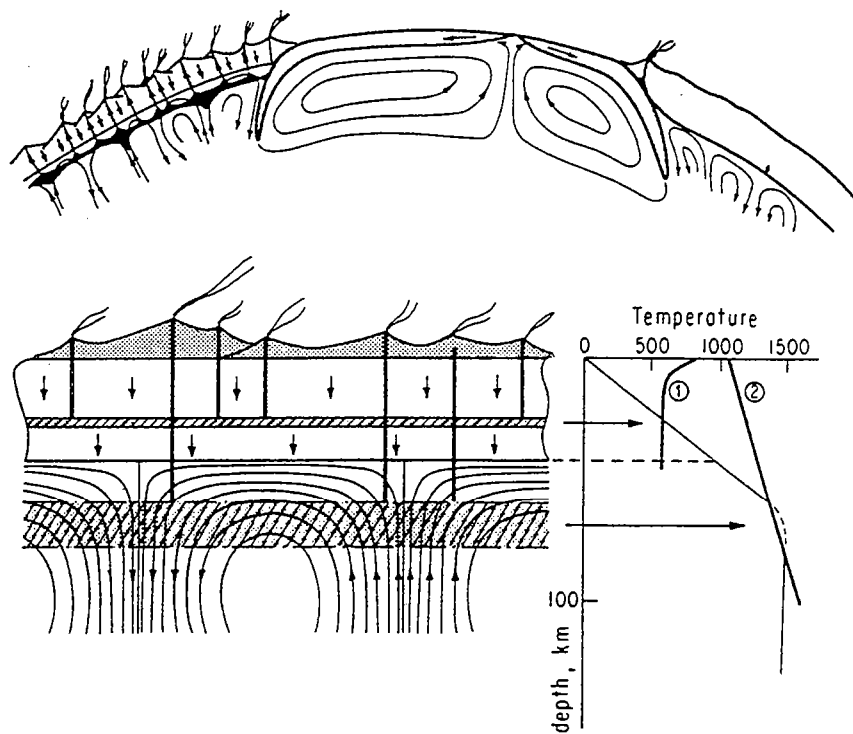


Fig 1-22 : Modèles thermiques régionaux de la lithosphère continentale archéenne (Richter, 1985). En haut à gauche, la lithosphère est définie par une isotherme (1150°C) au moment où le manteau sous-jacent subie une fusion généralisée. Un détail de ce type de régime est montré en bas à gauche. Le géotherme dans le manteau supérieur recoupe le solidus de la péridotite hydratée (courbe 2 du diagramme profondeur-température). Les produits de fusion s'épanchent à la surface, s'hydratent et subsident éventuellement sous le poids de volcanites plus récentes. Au cours de la subsidence, ces matériaux subissent une fusion selon la courbe 1 qui intercepte le solidus de la péridotite. A la profondeur où la température de 1150°C est atteinte, les matériaux lithosphériques peuvent être entraînés dans le manteau. Ce mode de perte de chaleur est très efficace mais implique un recyclage permanent de la lithosphère continentale. La partie centrale du schéma montre un modèle de perte de chaleur de type tectonique des plaques alors qu'à droite, une lithosphère épaisse (de 175 km d'épaisseur, épaisseur fixée indépendamment de la température) est représentée, de telle sorte que certaines parties de cette dernière soit dans le champ de stabilité du diamant.

modèles sont pour la plupart des *extrapolations à l'Archéen d'un état de connaissance des processus actuels* (Hargraves, 1986). Le plus souvent, il est fait appel à des convections vigoureuses dans le manteau supérieur, amenant à des taux de production très importants de croûte océanique (Mc Kenzie et Weiss, 1975 ; Bickle, 1978 ; 1986a). En supposant des températures mantelliques beaucoup plus importantes qu'aujourd'hui, de nombreux modèles ont été envisagés (voir, par exemple, Sleep et Windley, 1982 ; Nisbet et Fowler, 1983 ; Arndt, 1983 ; Hargraves, 1986). Des vitesses importantes des plaques océaniques, engendrées par de forts taux d'accrétion (conséquences directe d'une convection plus rapide) seraient alors à l'origine de nombreuses collisions entre des micro continents (Talbot, 1973 ; Burke et al., 1976).

Les arguments contre une tectonique des plaques de type moderne

En fait, il y a aujourd'hui des arguments de poids contre un modèle de tectonique des plaques. Ils traitent de la notion de subductabilité (ou de flottabilité, *buoyancy*) de la plaque océanique (Arndt, 1983). Un manteau plus chaud produirait plus de magma au niveau des rides et par conséquent une croûte plus épaisse. Puisque la croûte a une densité plus faible que le manteau, cela rendrait la lithosphère océanique "plus flottable" et par conséquent plus difficile à subduire. De même, un manteau plus chaud convecterait plus vite, ce qui laisserait moins de temps à la lithosphère pour s'épaissir et pour devenir gravitairement instable (Davies, 1992). Ce dernier examine le cas d'un manteau archéen 50 à 100°C plus chaud qu'aujourd'hui sur la subductabilité de la croûte océanique. Il en déduit qu'un processus de tectonique des plaques n'aurait pu rendre compte que d'une fraction de la chaleur perdue pendant l'Archéen. Ainsi, un processus complémentaire, ou remplaçant la tectonique des plaques devait être effectif pendant l'Archéen (Davies, 1993).

Pour certains, le recyclage permanent de la croûte océanique dans le manteau constituerait un mode plus efficace de perte de chaleur. Vlaar et al (1994) proposent que les basaltes produits par décompression de l'asthénosphère, une fois éclogitisés ou granulitisés lors de la subsidence thermique, deviennent gravitairement instables et retournent dans le manteau. Une décompression des éclogites permettrait un nouveau type de fusion. Le même type de modèle est envisagé par Campbell et Griffiths (1992) : dans un contexte de non-tectonique des plaques, la lithosphère pourrait être recyclée par le développement d'instabilités gravitaires déclenchées par le retour de racines plus denses dans le manteau.

Rôle des plumes dans la perte de chaleur

Si les plumes mantelliques constituent aujourd'hui un complément de la tectonique des plaques d'un point de vue thermique (9% du bilan), leur rôle dans la perte de chaleur durant l'Archéen doit être discuté (Davies, 1992 ; 1993). Or, les plumes mantelliques et la tectonique des plaques sont contrôlés par deux couches limites différentes (située à la base du manteau pour les plumes et au sommet du manteau pour les plaques). C'est pourquoi, selon Davies (1993), les plumes ne peuvent être une alternative archéenne de la tectonique des plaques même si leur flux pouvait être plus grand d'un ordre de grandeur. Un autre mode de tectonique globale, contrôlé par une couche limite superficielle devait opérer à l'Archéen. Pour d'autres auteurs (Campbell et Jarvis, 1984, Campbell et Hill, 1988 ; Campbell et Griffiths, 1992), la tectonique des plaques ne pouvant être effective pendant l'Archéen (problème de la subductabilité de la lithosphère océanique), la tectonique de plume a ainsi été opposée à la tectonique des plaques

LA STRUCTURE DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE

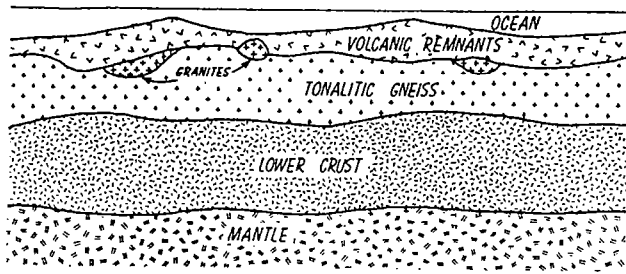
Transferts thermiques dans la croûte continentale

Même si les portions archéennes préservées des continents ne semblent pas avoir subi des gradients géothermiques extrêmes, l'hypothèse d'une répartition des processus de perte de chaleur entre continents et océans semble *ad hoc*. En fait, durant les épisodes tectonométamorphiques archéens, les transferts de chaleur à travers la lithosphère continentale était bien plus importants qu'aujourd'hui, spécialement parce que l'advection de chaleur jouait un rôle majeur (Fig. I-23). Les migrations de chaleur du manteau vers la surface ainsi que le retour de matériaux froids dans ce dernier pouvaient s'effectuer par différents processus :

- l'*underplating* de magmas basiques, l'intrusion de ces magmas dans différents niveaux de la croûte et surtout l'extrusion et la cristallisation des volcanites en surface (Wells, 1981 ; Bohlen, 1991)

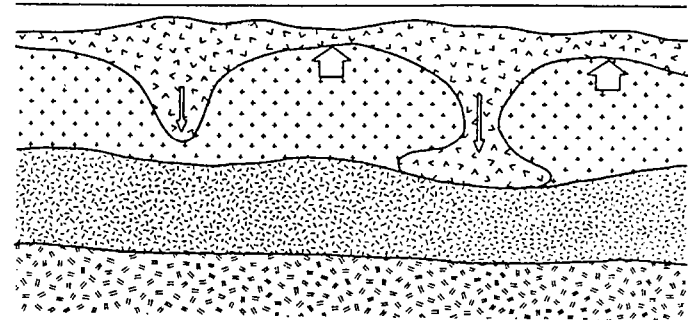
;

1. REST STATE

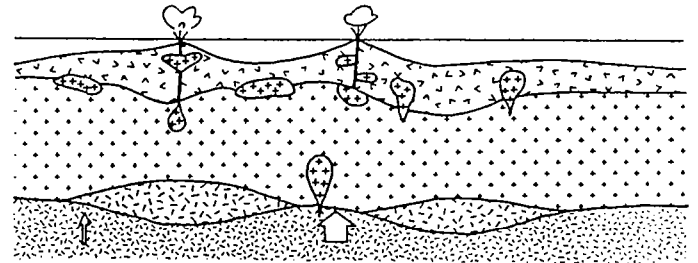


3. ACTIVATION-THERMAL WAVE
SOFTENS UPPER CRUST

4. DIAPIRISM - VOLCANICS
PARTIALLY INGESTED



5. PLUTONISM - RADIOELEMENTS
RETURN TO NEAR SURFACE



6. REST STATE AGAIN

2. VOLCANISM-BASALT FROM MANTLE

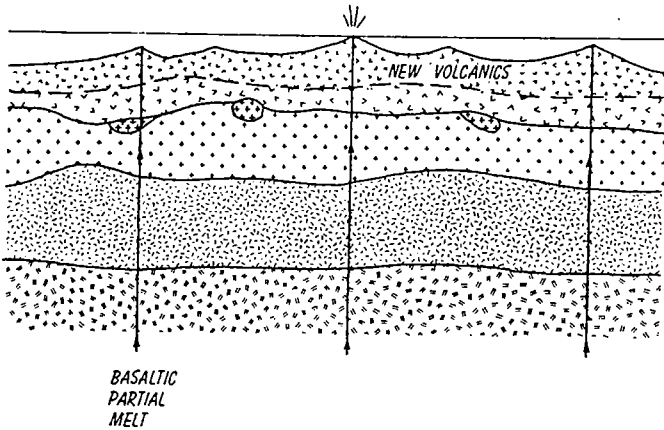


Fig. I-23 : Modèle de croissance et de recyclage de la croûte continentale archéenne (West, 1980). Ce modèle repose sur un cycle volcano-plutonique par lequel un épanchement d'une nouvelle pile volcanique (roches vertes) est ingérée par la croûte continentale. (1) - La croûte granitique produit une quantité importante de chaleur radiogénique contribuant ainsi à un fort gradient géothermique mais reste relativement froide et rigide puisqu'elle est proche de la surface. (2) - Une couverture volcanique basique de 5 à 15 km d'épaisseur est mise en place à partir d'une source mantellique. (3) - La température augmente dans la croûte, le métamorphisme augmente et la viscosité de la croûte diminue de façon drastique. (4) - le diapirisme se produit 10 à 15 Ma après l'épisode de volcanisme et la partie inférieure des volcanites est ingérée et les dômes granitique montent dans la croûte. (5) - La fusion partielle dans la croûte inférieure permet le transport des radioéléments vers la surface par les magmas granitiques. La croûte refroidit lentement et retrouve une structure rigide.

- La fusion crustale (induite par l'*underplating*), l'ascension des magmas granitiques et leur cristallisation ;
- l'ascension et la percolation des fluides mantelliques depuis la croûte inférieure dans des zones de déformation préférentielle telles que les décrochements (Newton, 1989 ; 1990) ;
- le retour des ceintures de roches vertes dans la partie mantellique de la lithosphère par différents processus tectoniques (West, 1980 ; Ashwal et al., 1992).

Le problème des racines lithosphériques

Le modèle des racines permet d'expliquer la préservation des cratons archéens (Davies, 1979 ; Richter, 1985). Si on considère un modèle de croissance crustale impliquant que la masse de croûte continentale soit restée constante pendant toute l'histoire de la terre et qu'elle ait été détruite et reformée en permanence (Armstrong, 1981 ; Bowring et Housh, 1995), la formation des racines devait être un phénomène exceptionnel. Dans le cas d'une croissance progressive de la croûte continentale (Taylor et Mc Lennan, 1995), la formation des racines devait se faire de façon continue, préservant ainsi, au fur et à mesure, la croûte nouvellement formée. Ce mécanisme permettrait la construction d'une lithosphère continentale rigide dès sa formation, pouvant ainsi transmettre les contraintes comme les continents modernes (Kröner et Layer, 1992).

Dans les cratons où l'on connaît un polycyclisme dans les épisodes de création de croûte, le modèle de racine est difficilement acceptable. La zone de libre échange entre la croûte et le manteau serait protégée par la racine et ne permettrait pas l'accrétion crustale à moins qu'un plume puisse détruire cette dernière, mais ces considérations sont très spéculatives. Quoiqu'il en soit, dans le cas de ces cratons, l'existence d'un manteau lithosphérique épais et très résistant ne pouvait pas être permanente. Il est fort probable que les racines mantelliques des premières masses continentales, s'il elles existaient, devaient être affectées par un recyclage et une déformation importante lors des épisodes d'accrétion et de restructuration de la croûte sus-jacente (Choukroune et al., 1995). Mareschal et al. (1995) ont d'ailleurs montré l'implication du manteau lithosphérique dans les déformations régionales ayant affecté la croûte sus-jacente (dans la sous province d'Abitibi, Canada, voir le chapitre II-3, Fig. II-28). L'aspect épisodique du remaniement des premières masses continentales à l'échelle lithosphérique tend à favoriser l'action prépondérante des plumes mantelliques pendant la période archéenne.

BILAN - CONCLUSIONS

Les modèles expliquant les relations entre structure thermique, production des roches vertes et les modes de croissance de la croûte continentale révèlent une grande complexité temporelle et spatiale de la structure de la lithosphère continentale pendant la période archéenne.

La croissance et la stabilisation de portions de lithosphère continentale doivent faire intervenir les phénomènes suivants :

- l'épanchement de roches vertes primaires à même la croûte primitive (sous la forme d'arcs volcaniques ou de plateaux océaniques) et leur accrétion ;
- la formation de TTG sous le niveau de roches vertes, par fusion de tholéïtes à grenat
- une augmentation de la composante acide (granitoïdes) dans la croûte ainsi créée et la migration des plutons vers la surface, aboutissant ainsi à un stade de stabilisation relative d'un segment continental.

Ce dernier phénomène et la suite de l'histoire de la portion de lithosphère considérée seront contrôlés par :

(a) l'écrantage thermique de la croûte induit par les plateaux volcaniques (West, 1980 ; Richter, 1985) et le réchauffement de la base de la croûte engendré par la mise en place des magmas basiques ainsi que la chaleur radiogénique des granitoïdes juvéniles ;

(c) les épisodes tectonométamorphiques induits par les sollicitations mécaniques appliquées aux limites du segment de croûte considéré ;

(d) les hétérogénéités mécaniques hérités du litages crustal instable (granitoïdes de faible densité et de faible viscosité à mi-croûte encadrés par des zones plus résistantes et de densité plus importante que sont les granulites à la base et les roches vertes au sommet de la croûte) ;

L'interaction entre un point chaud et une portion relativement stabilisée de croûte peut amener à un second cycle d'*underplating* et d'épanchement de roches vertes ainsi qu'à la création de

nouvelles masses de granitoïdes (Choukroune et al., sous presse). Ce nouveau cycle induit de nouvelles perturbations thermomécaniques importantes à l'intérieur de la croûte.

Il apparaît donc qu'il faille distinguer les périodes de formation et de croissance (associées à des épisodes tectonométamorphiques importants) et les périodes de stabilité relative de la lithosphère continentale pendant l'Archéen (Choukroune et al., 1995).

La question du comportement thermomécanique des premières masses continentales dans un système de tectonique globale est donc posée. On ne peut estimer le rôle joué par une éventuelle tectonique des plaques de type moderne dans la croissance et la stabilisation des masses continentales. De plus, sur les bases d'arguments thermomécaniques, le principe même d'une tectonique des plaques archéenne est sérieusement discuté. Il apparaît également clairement que d'importantes instabilités thermiques telles que les plumes mantelliques ont dû jouer un rôle considérable dans la géodynamique de cette époque.

Les modalités d'une tectonique globale archéenne (si elle existe) sont encore à définir (Kröner et Layer, 1992). Le fait que l'on observe des figures caractéristiques de compression dans les portions archéennes de croûte continentale (voir les parties II et III), n'implique pas nécessairement que l'on puisse déterminer la nature des interactions entre plaques pendant cette période de l'histoire de la terre. C'est notamment par l'interprétation tectonique et mécanique des analyses structurales dans les terrains archéens que le comportement mécanique et la dynamique interne de la jeune lithosphère continentale peuvent être cernés. Ces considérations sont développées dans les parties suivantes de ce mémoire.

PARTIE II

LES MODES DE DÉFORMATION DE LA CROÛTE ARCHÉENNE



1 - INTRODUCTION

PRÉAMBULE MÉTHODOLOGIQUE

A la fin des années soixante, l'avènement de la théorie de la tectonique des plaques, a radicalement influencé l'orientation des travaux sur la croûte archéenne. L'uniformité des caractères des différents cratons archéens à l'échelle mondiale, a servi d'argument majeur favorisant un système de tectonique globale. Depuis cette période, les modèles visent à intégrer les données géologiques et géochimiques ponctuelles à des schémas globaux comparables à celui de la tectonique des plaques. L'analogie de certains caractères de portions de croûte archéenne avec les domaines orogéniques modernes a été le moteur et la justification *a priori* de l'uniformitarisme des processus géologiques pendant toute l'histoire terrestre (Fyfe, 1978 ; Goodwin, 1981b ; Glikson, 1981).

Comme on l'a vu dans la partie précédente, la période archéenne a ses caractéristiques propres. Mais le principal problème de la géologie archéenne réside dans le fait que les reconstitutions géodynamiques sont délicates voire même impossibles pour plusieurs raisons, qui sont :

- la faible surface de croûte archéenne préservée ;
- l'absence de fossiles à valeur stratigraphique dans les sédiments ;
- le faible nombre de datations radiochronologiques et les gammes d'erreur importantes sur ces résultats ;
- la difficulté de mise en oeuvre des méthodes paléomagnétiques.

PROBLÉMATIQUE ET ENJEUX DE L'ÉTUDE STRUCTURALE DES TERRAINS ARCHÉENS : UNE MISE AU POINT

Aujourd'hui, on reconnaît la signature structurale de la tectonique des plaques à l'intérieur des continents (Tapponier et al., 1986 ; Molnar, 1988 ; Cobbold et Davy, 1988). Ainsi, un des objectifs majeurs de l'analyse structurale des terrains archéens doit être de cerner la nature des interactions entre d'éventuelles plaques lithosphériques et les continents en particulier. Mais les déformations continentales archéennes ne sont pas seulement contrôlées par des sollicitations mécaniques aux limites des cratons. Le réchauffement de la croûte continentale lors du magmatisme mantellique (intrusion et épanchements des roches vertes) ainsi que la croissance crustale doivent avoir des rôles prépondérants dans l'acquisition des structures continentales.

Plan de la partie II

On présente dans les chapitres qui suivent les interprétations tectoniques courantes des déformations archéennes. Le chapitre 2 traite de l'accommodation du raccourcissement à l'intérieur des cratons et des modèles collisionnels au sens large. Dans le chapitre 3, on discute les structures archéennes dans la partie orientale de la province Supérieure (Abitibi, Canada), grâce aux apports du programme LITHOPROBE. Enfin, le chapitre 4 permet de faire le point sur les figures d'instabilités gravitaires, notamment à travers l'exemple des parties profondes du craton de Dharwar (Inde du Sud).

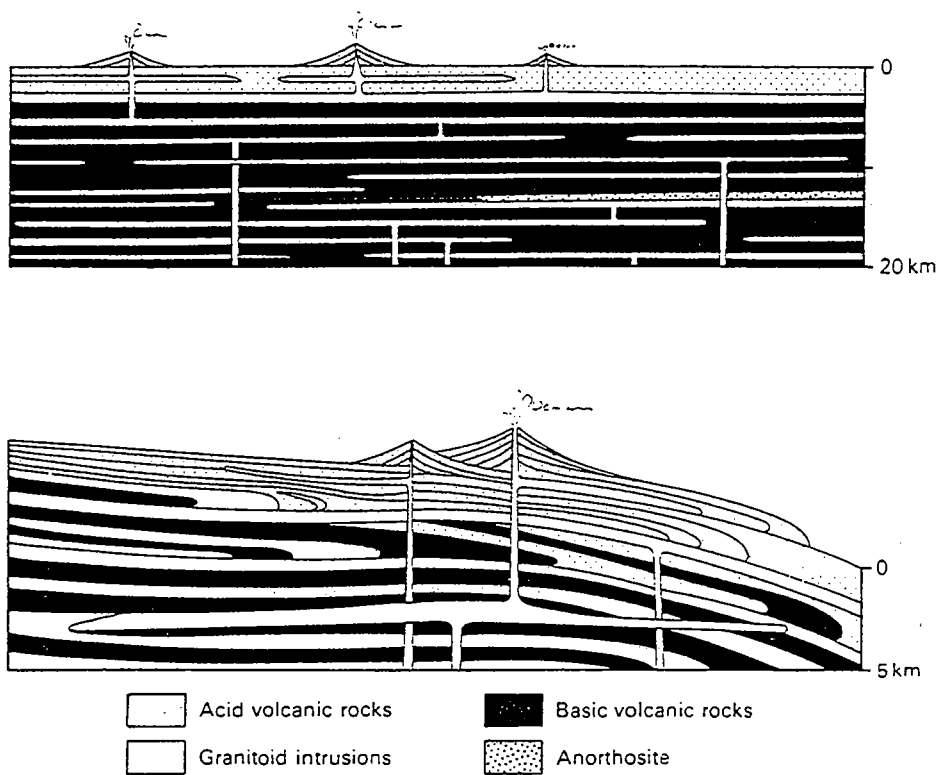


Fig. II-1 : Modèle de nappe profonde précoce dans les terrains archéens du Fiskenaesset, au Groenland (localisé sur la figure I-4b). (1) Stade d'intrusion des volcanites par des granitoïdes (intrusions de type laccolithes). (2) Développement des plis-nappes durant les derniers stades d'intrusion (Myers, 1976).

2 - L'ACCOMMODATION DU RACCOURCISSEMENT À L'INTÉRIEUR DES CRATONS ARCHÉENS

Les cratons archéens montrent tous des évidences de raccourcissement horizontal. L'identification des structures tectoniques et des déformations associées est primordiale. En effet, le mode d'accommodation de ce raccourcissement permet de proposer des hypothèses sur le comportement mécanique de la lithosphère continentale lors des serrages ainsi que sur le type de condition aux limites de la portion lithosphérique considérée. Dans ce domaine, les interprétations divergent parfois selon les auteurs sur les mêmes objets régionaux.

Sur des exemples types, nous tenterons d'illustrer la diversité des contextes tectoniques reconnus dans les terrains archéens afin de mettre l'accent sur les problèmes de méthodologie de la géologie structurale et notamment sur les extrapolations à grande échelle des observations locales.

LES STRUCTURES COMPRESSIVES

Les chevauchements crustaux et les nappes profondes du Groenland (Fig. II-1)

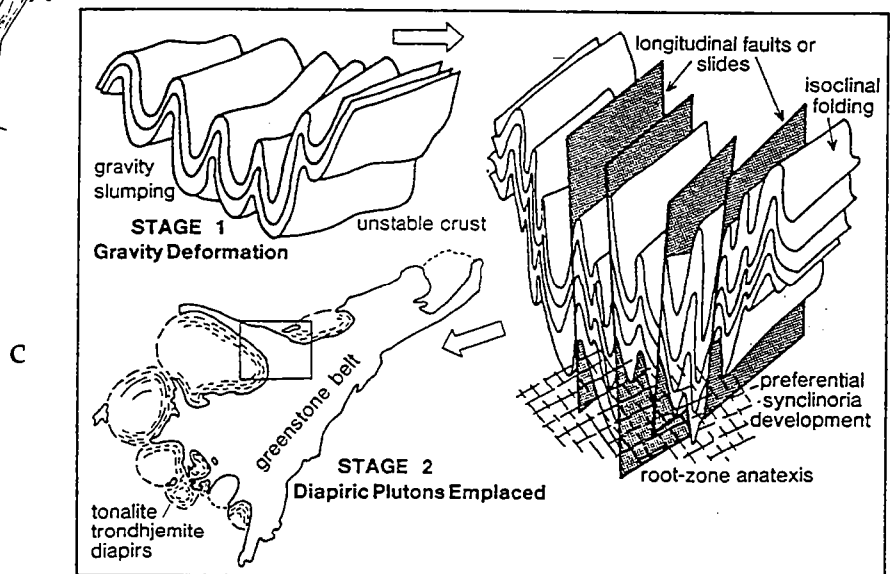
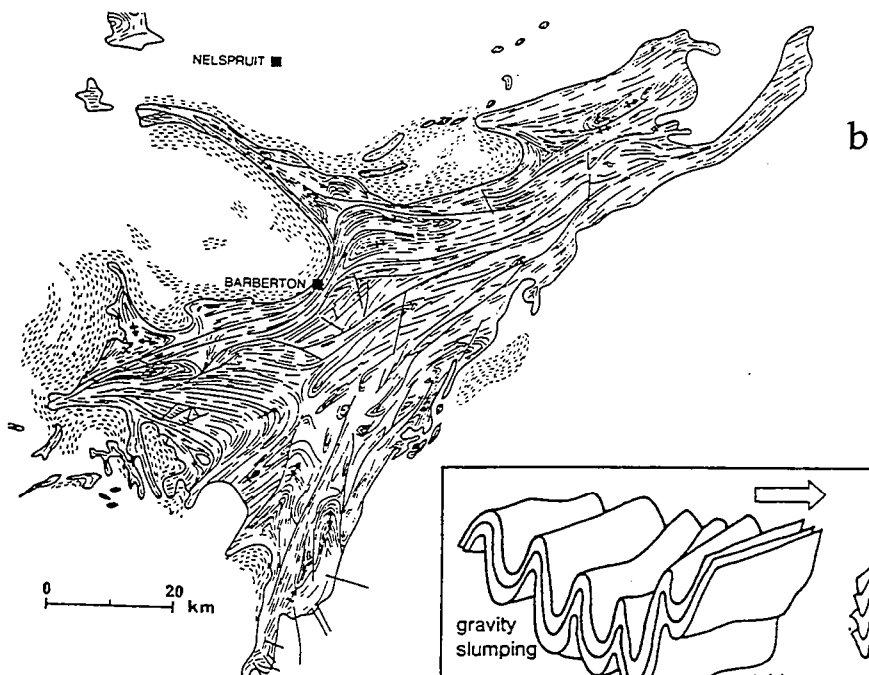
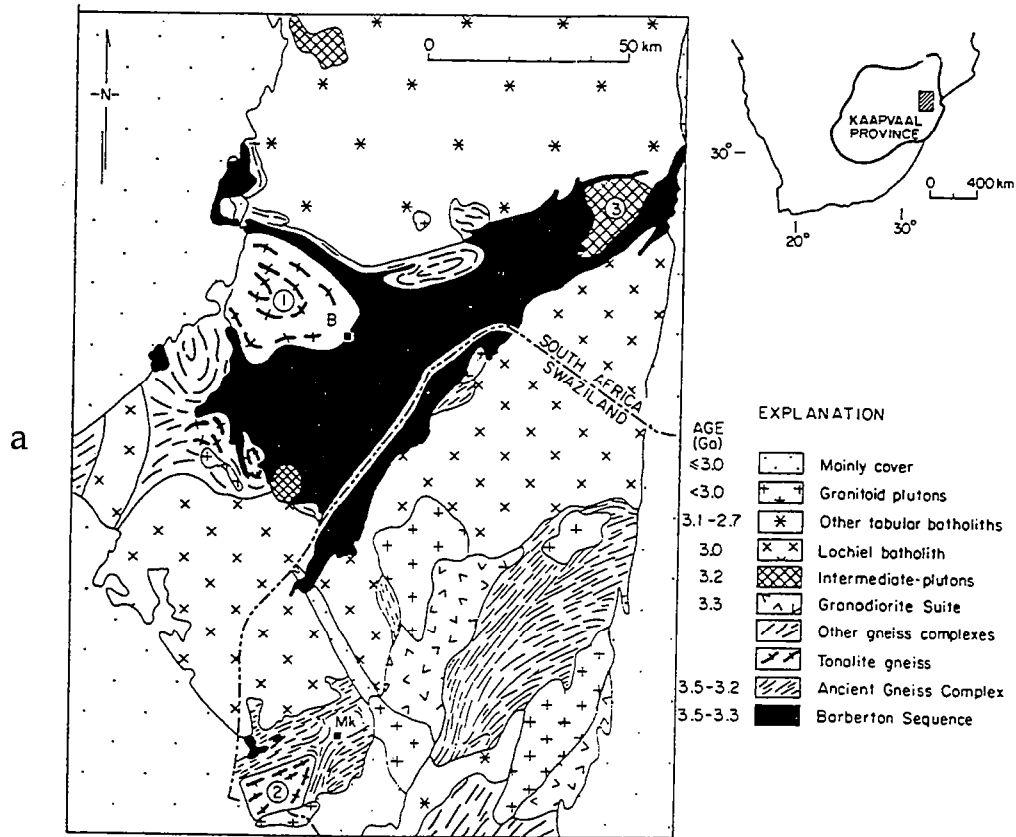
C'est principalement dans les terrains de haut grade du Groenland que les modèles de nappes profondes et de chevauchements crustaux archéens ont été documentés. L'exemple le plus cité est celui de la région du Fiskenaesset, situé sur la côte ouest du Groenland (Fig. I-4b).

Au Groenland, les alternances lithologiques constituées par des intercalations de gneiss et d'amphibolites (Bridgwater et al., 1974) et les intrusions conformes (Chadwick, 1982) sont les marqueurs privilégiés de la déformation dans les terrains de haut grade. Ces alternances ont été interprétées comme le résultat d'intercalations tectoniques et d'intrusions syn-cinématiques lors de la mise en place de nappes et de plis couchés (Bridgwater et al., 1974 ; Myers, 1976). Ces structures sont comparées aux parties profondes de la chaîne himalayenne et constitueraient le mode principal d'épaississement de la croûte archéenne (Myers, 1976). Notons que ces structures sont toujours estimées précoces dans l'histoire structurale de la portion de croûte étudiée.

La région de Barberton (Afrique du Sud)

La ceinture de roches vertes de Barberton (3.2-3.5 Ga), dans le craton du Kaapvaal est sans doute la plus connue (Anhaeusser, 1981 ; de Wit et al., 1992 ; Kamo et Davis, 1994). Elle constitue une véritable référence et a fait l'objet de nombreux travaux depuis 30 ans.

La ceinture a une géométrie en synforme complexe (Anhaeusser, 1984) (Fig. II-2). Sa base est interprétée comme un contact tectonique majeur dont le fonctionnement est précoce dans l'histoire structurale de la ceinture (Heubeck et Lowe, 1994) (Fig. II-2e). Une partie de la déformation (et notamment les plis) de la ceinture est acquise alors que les sédiments sont en cours de dépôt (Lamb, 1984, 1987). En fait, la structure interne de la ceinture est caractérisée par un aplatissement sub-vertical et des plis droits parallèles au contact entre les roches vertes et les granitogneiss ainsi que par des zones de cisaillement fortement pentées. Une première interprétation faisait intervenir des mouvements gravitaires précoces (Anhaeusser et al., 1969), en accord avec la notion de décollement proposée par Heubeck et Lowe (1994). Dans ce modèle, les structures de glissement gravitaires sont affectées tardivement par des zones de failles verticales (Fig. II-2c). Mais la reconnaissance de séries sédimentaires en position inverse et de certaines évidences d'olistostrome ont amené à proposer que la ceinture soit constituée d'une portion de plancher océanique ayant été charriée vers le NW sur un bassin intra-arc puis écaillée (de Wit, 1982 ; de Wit et al., 1987a, 1987b ; de Wit, 1991) (Fig. II-2d). L'obduction et l'écaillage auraient alors induit une subsidence par flexure au front chevauchant de la ceinture initialisant ainsi un bassin compressif de type "foredeep" (bassin intra-chaîne) (Jackson et al., 1987 ; Paris, 1987) dans un modèle de prisme d'accrétion crustal (de Wit et al., 1994). Dernièrement, Heubeck et Lowe (1994), sur les bases d'une analyse structurale fine, ont proposé que les déplacements précoces au niveau du décollement basal de la ceinture ait été dirigés vers l'axe de cette dernière. L'apparente vergence NW des plis ne serait alors qu'un héritage des derniers incréments de la déformation liés à la mise en place des dômes tonaliques (Fig. II-2e).



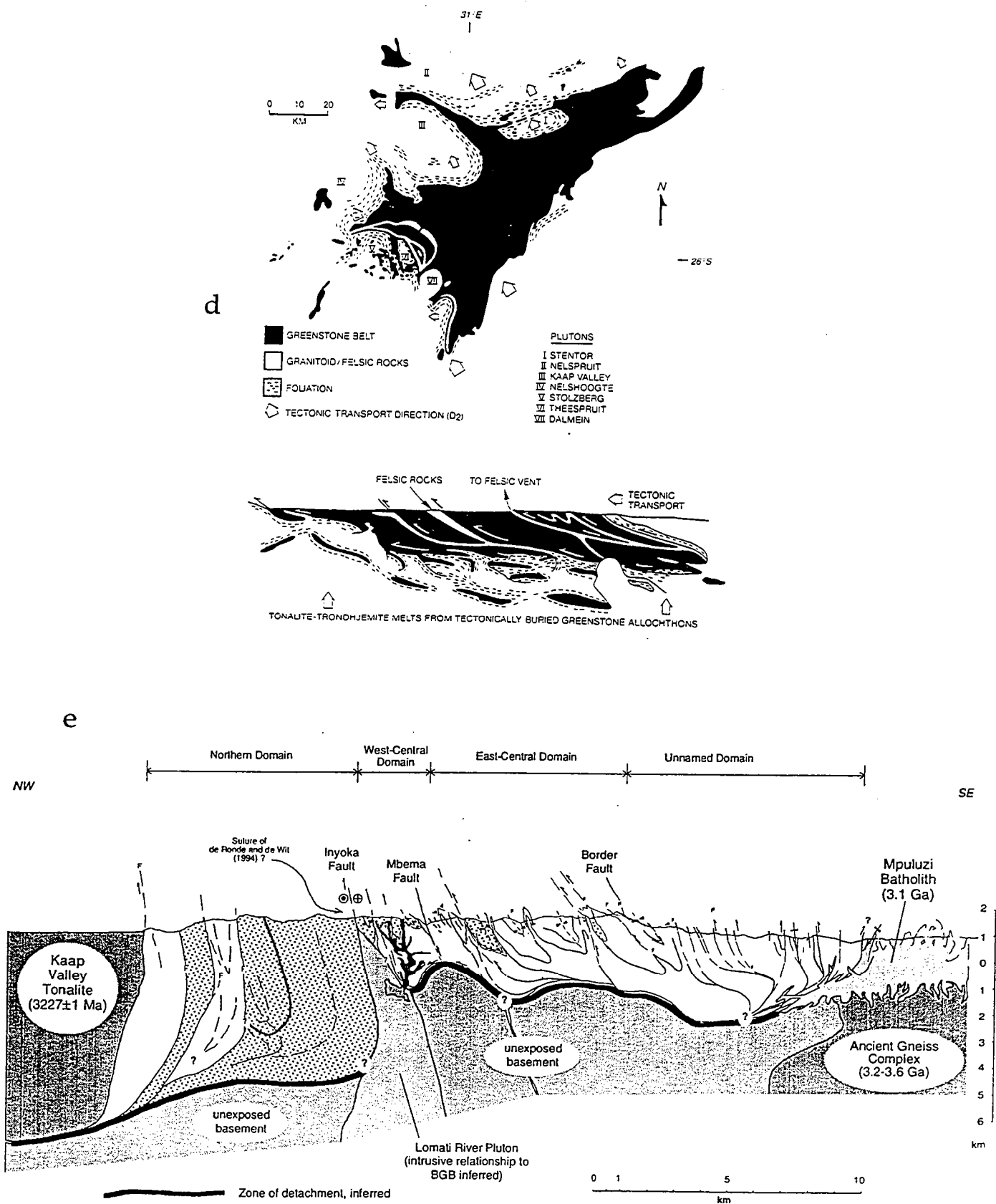


Fig. II-2 : Géologie, structure et interprétations géodynamiques des terrains archéens de la région de Barberton (craton de Kaapvaal, Afrique du Sud). (a) - Cadre géologique de la ceinture de Barberton (Jackson et al., 1987). (b) - Carte structurale de la région de Barberton (Anhaeusser, 1984). (c) - Diagramme schématique montrant les différents stades de la déformation de la ceinture (Anhaeusser, 1984). (d) - Modèle tectonique de la ceinture où les dômes de tonalites sont interprétés comme des écailles de socle mises en place à la faveur de plans de chevauchement activés pendant l'écaillage de la ceinture. (e) - Coupe interprétative de la ceinture de Barberton (Heubeck et Lowe, 1994). La ligne noire épaisse représente un niveau de décollement basal.

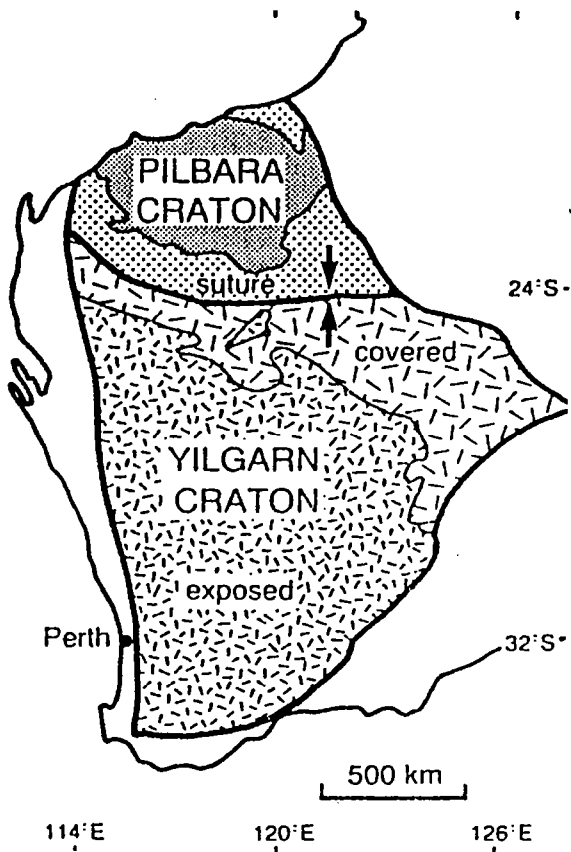


Fig. II-3 : Carte de l'Australie occidentale montrant les deux cratons archéens du Pilbara et du Yilgarn (Myers, 1993).

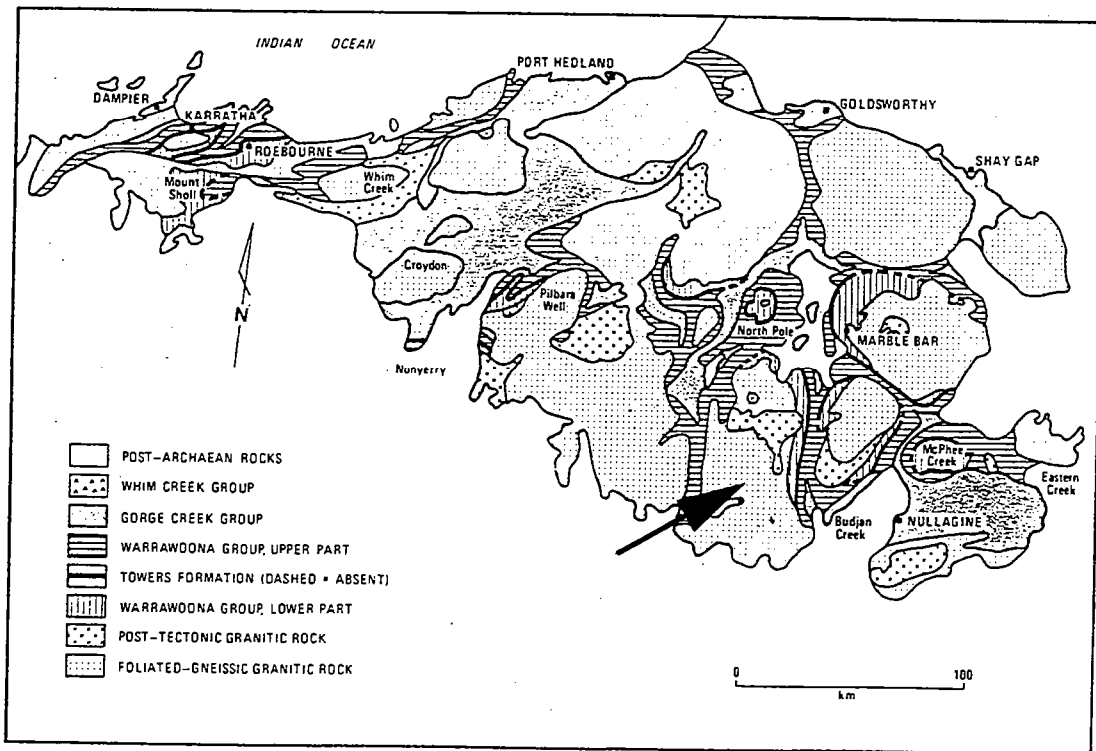


Fig. II-4 : Carte géologique du craton du Pilbara (Hickman, 1981, modifié). Le batholite de Shaw est localisé.

La ceinture de Belingwe (Zimbabwe) (Fig. II-6a et II-8)

Dans le craton du Zimbabwe (Wilson et al., 1978), la ceinture de roches vertes de Belingwe (Fig. II-6a) repose probablement en discordance sur un socle plus ancien (Bickle et al., 1993, 1994). A la base de la série de roches vertes, des ultrabasites sont discordantes sur des sédiments (caractéristiques de faibles profondeurs) plissés avec les orthogneiss du socle (Martin et al., 1993). Un modèle de type rift intracontinental a été proposé pour sa genèse par Nisbet et al. (1993). Pour ces auteurs, la structure de la ceinture correspond à un synforme complexe, probablement hérité de la structure initiale du rift. L'aplatissement est sub-vertical dans la ceinture, comme à Barberton. Pour Kusky et Kidd (1992), les roches ultrabasiques précédemment citées correspondent à un niveau mylonitique de 20 à 200 m d'épaisseur. Le contact entre les métavolcanites et les sédiments est alors considéré comme un niveau de décollement ayant permis l'obduction d'un plateau océanique sur un bassin continental (Kusky et Winsky, 1995). Cette interprétation est basée sur le modèle rhéologique de la lithosphère océanique archéenne proposé par Hoffman et Ranalli (1988). Pour ces auteurs, la lithosphère océanique devait avoir une structure rhéologique "en sandwich", composée d'une couche intermédiaire de faible viscosité située entre deux niveaux de forte résistance mécanique. Lors d'un épisode compressif, la couche de faible viscosité pourrait jouer le rôle d'un niveau de décollement et permettre l'écaillage et le charriage d'importantes portions de croûte océanique pouvant être obductées.

Les cratons australiens

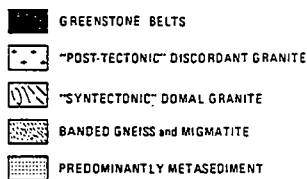
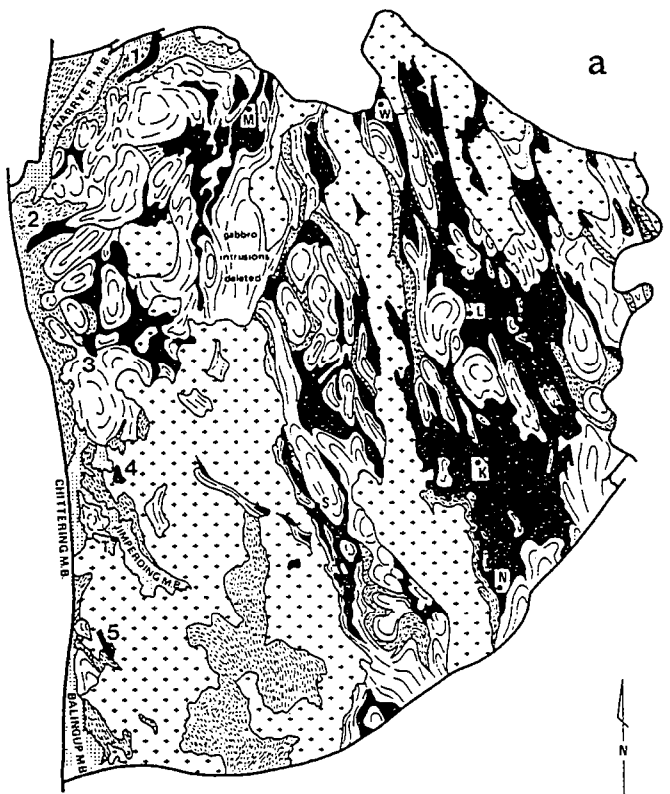
Deux provinces archéennes sont identifiées en Australie : la province de Yilgarn et la province de Pilbara (Myers, 1993).

La province du Pilbara (Fig. II-3), présente une image typique de terrains à granites et ceintures de roches vertes (Hickman, 1984). Cette province renferme une des plus anciennes séries de roches vertes au monde (>3.5 Ga) (Buick et al., 1995). Les dômes de granitoïdes ont une histoire longue et complexe, impliquant des matériaux de type juvénile ainsi que des granites issus de fusion crustale (Bettenay et al., 1981 ; Collins, 1993). Les modèles privilégiant les chevauchements crustaux précoces dans cette région sont basés sur l'étude du batholite de Shaw (situé sur la figure II-3), au SE de la province. L'évolution prograde du métamorphisme à l'intérieur de ce massif ainsi que la présence de nombreuses lentilles de roches vertes dans les granitoïdes sont interprétées comme le résultat du fonctionnement de grands chevauchements plats permettant le charriage d'unités gneissiques sur les roches vertes de bas grade lors d'un premier épisode de déformation (Bickle et al., 1980, 1985 ; Boulter et al., 1987). Pour ces auteurs, l'allure en dôme des massifs du Pilbara serait le résultat d'un rééquilibrage à l'intérieur de la croûte épaissie lors de ce premier épisode tectonométamorphique à la faveur d'une "remontée diapirique apparente des batholites" (Bickle et al., 1985). La fusion partielle et le diapirisme n'auraient été que des phénomènes de second ordre dans l'acquisition de la structure finale du craton.

Dans la province du Yilgarn (Fig. II-3 et II-5a), les trajectoires structurales sont contrôlées par de grands cisaillements orientés au NNW (Gee et al., 1981 ; Passchier, 1994). Ces cisaillements transcurrents marquent la fin de la structuration du craton (Swager et al., 1992). Certains modèles évolutifs proposés pour la province du Yilgarn privilégient un rôle actif des mises en place des granitoïdes en interaction avec la tectonique régionale (Gee et al., 1981 ; Skwarnecki, 1987). Mais la majorité des interprétations structurales fait appel à des épisodes précoces de chevauchement sur des failles peu pentées, la suite de l'évolution structurale étant généralement caractérisée par la formation de plis droits associés au fonctionnement des failles décrochantes (Myers, 1992 ; Eisenlohr, 1992). La plupart du temps, les auteurs font appel à des structures tangentielles, principalement parce que, d'après eux, la mise en place des granitoïdes ne peut pas rendre compte des conditions P-T de ces déformations ni de l'intensité des déformations (Archibald et al., 1981). La figure II-5 représente diverses interprétations de ce type dans la province du Yilgarn. Les structures précoces vont des duplexes crustaux (Swager et Griffin, 1990 ; Swager et al., 1992) aux nappes gravitaires (Martyn, 1987) en passant par des structures de réactivation d'anciennes failles normales (Hammond et Nisbet, 1992). La variabilité des modèles repose sur l'extrapolation en profondeur des contacts à fort pendage reconnus en surface.

La chaîne du Limpopo (Afrique du Sud).

La chaîne du Limpopo (Fig. II-6a) est constituée de terrains de haut grade, orientée ENE-WSW, située à la limite entre les cratons du Kaapvaal au Sud et du Zimbabwe au Nord (Coward et



0 200 km

b

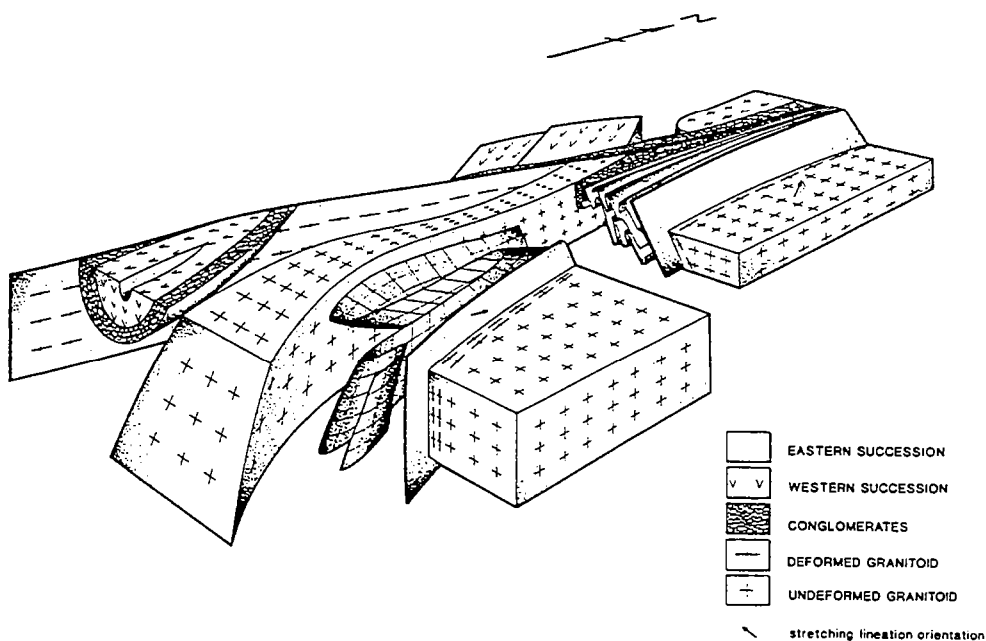
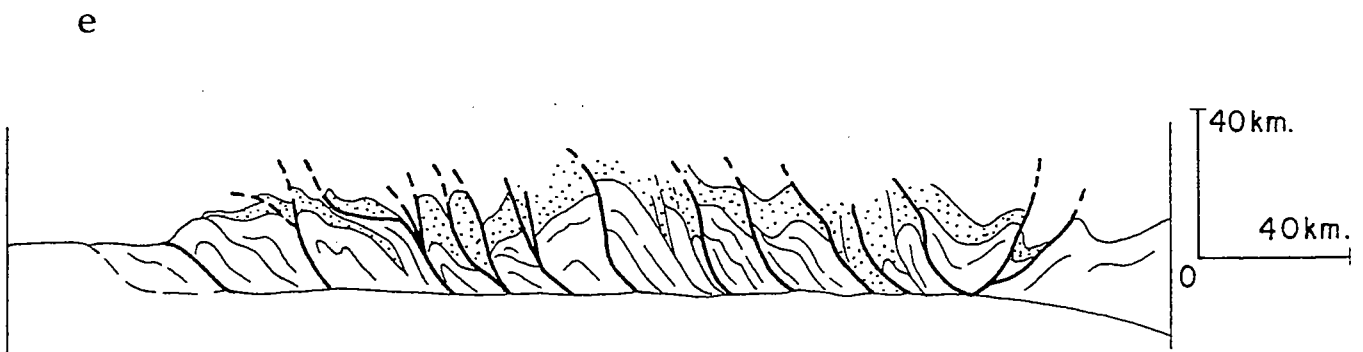
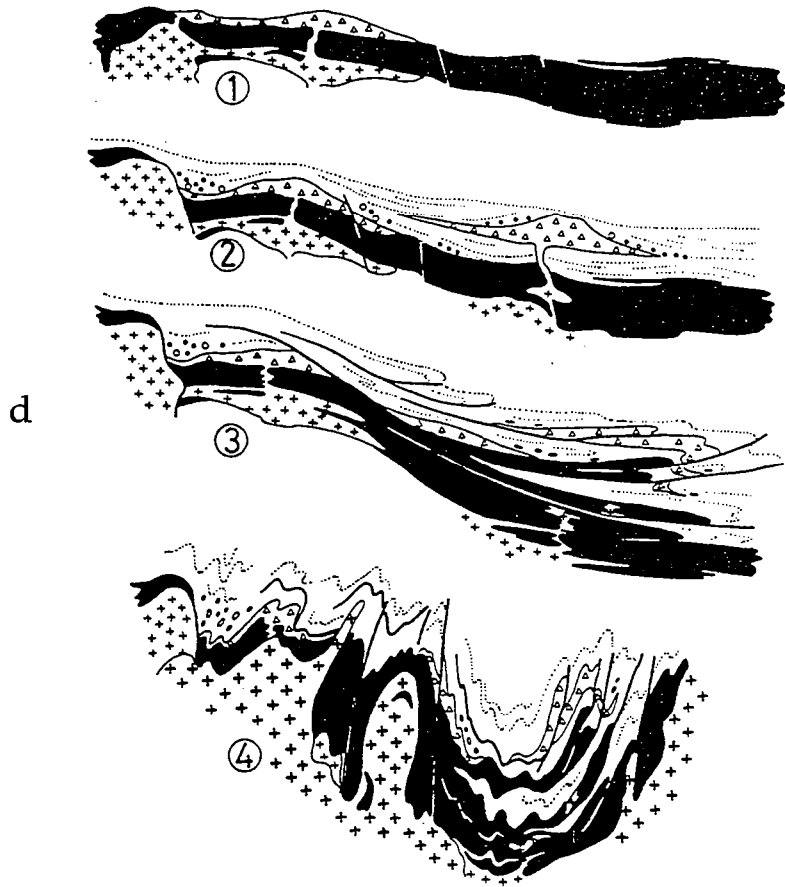
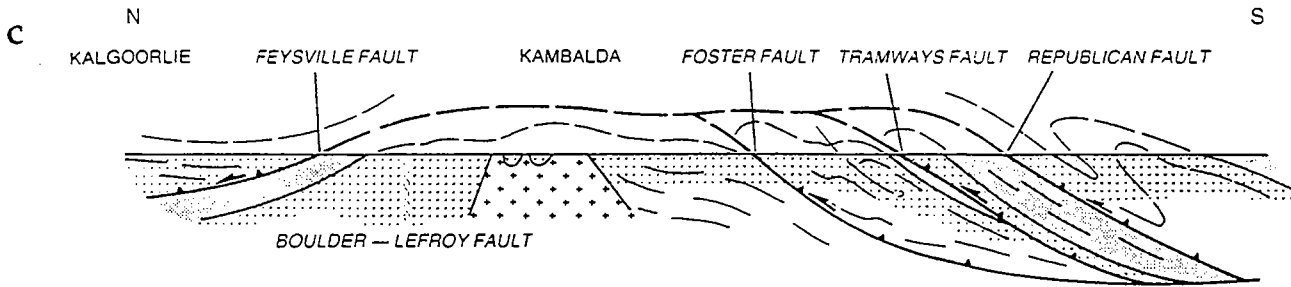
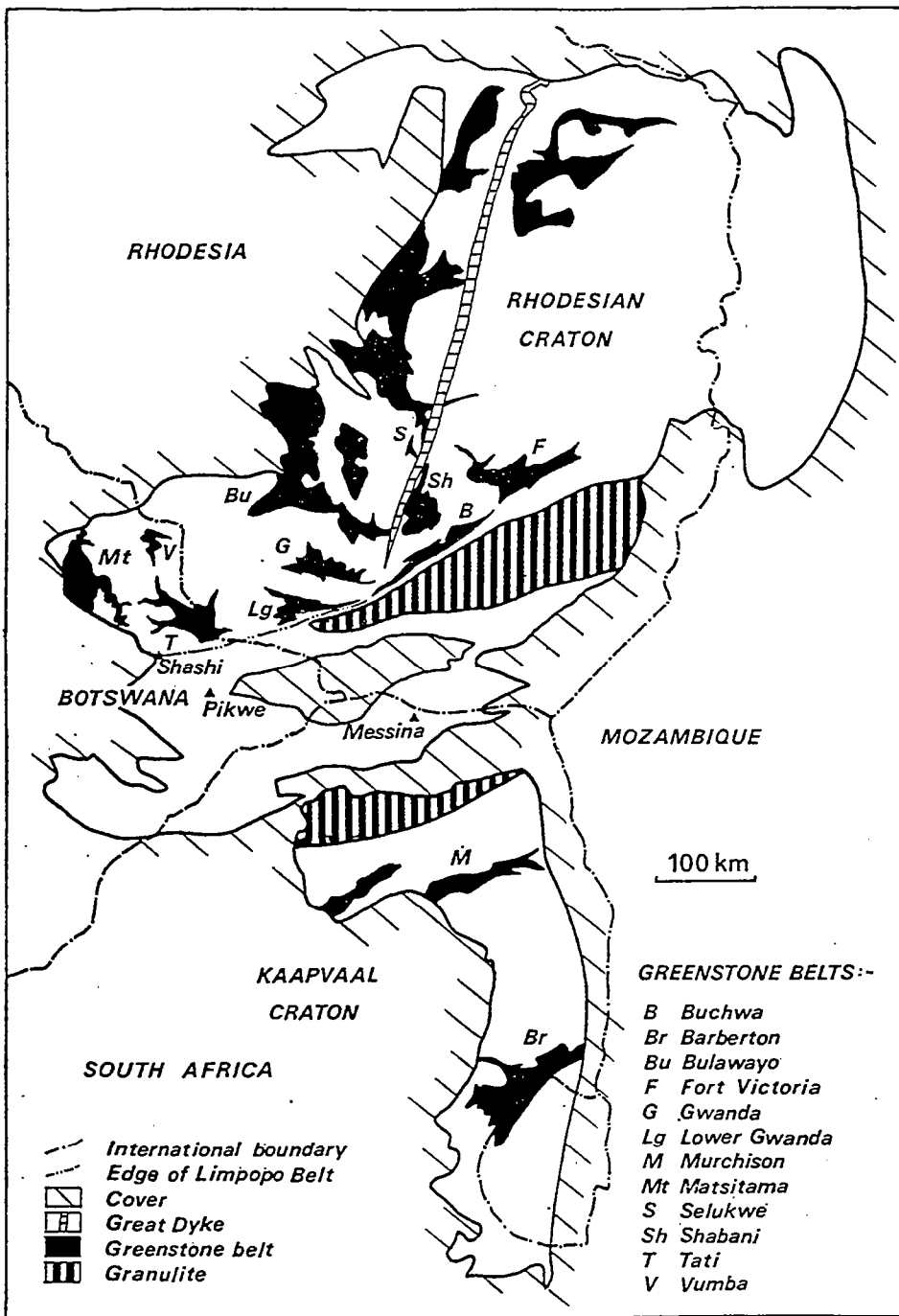


Fig. II-5 : Modèles tectoniques interprétatifs des terrains à granite et ceintures de roches vertes de la province du Yilgarn. (a) Carte géologique du craton du Yilgarn (Gee et al., 1981). (b) Bloc diagramme synthétique illustrant le style structural de la province du Yilgarn, région de Agnew-Lawlers (Eisenlohr, 1992). On remarque les interactions complexes entre granitoïdes, séries supracrustales et structures décrochantes. (c) - Interprétation de la structure des roches vertes dans la région de Kambalda (Swager et al., 1992). La structure présentée est un duplex d'échelle crustale associé au charriage et à l'écaillage des roches supracrustales de l'unité de Kalgoorlie sur l'unité autochtone de Kambalda (la coupe est parallèle à l'axe des plis P2 qui traduisent l'événement tardif de raccourcissement E-W). Les charriages précoces sont supposés s'effectuer du Sud vers le Nord. (d) - Modèle structural évolutif de la région de Kalgoorlie (Martyn, 1987). Le glissement gravitaire des séquences volcaniques s'opère sur une pente instable sans que l'activité magmatique ne cesse (les zones de plus forte déformation sont localisées à la base de la pile de roches vertes). La compression régionale et les cisaillements transcurrents induisent la formation de plis droits et de nombreuses répétitions apparentes de séries. (e) - Coupe schématique E-W illustrant le style imbriqué des chevauchements crustaux dans la région de Leonora (Hammond et Nisbet, 1992). Les roches vertes sont figurées en pointillés. Tous les chevauchements s'enracinent sur un niveau de décollement situé à une vingtaine de km de profondeur.

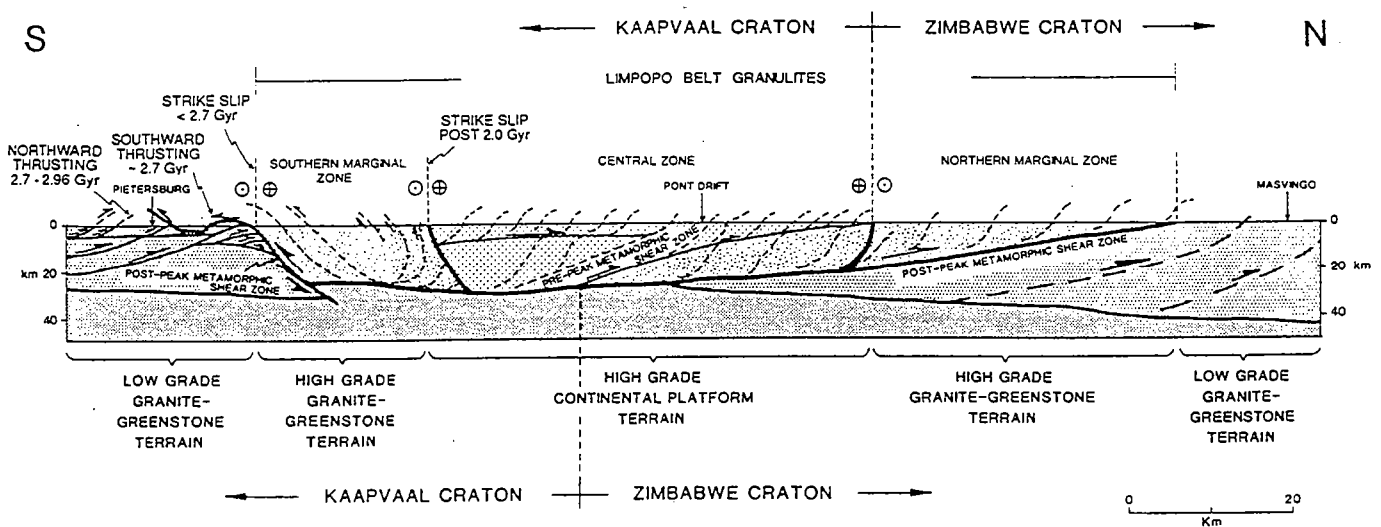




a

Fig. II-6 : (a) - Carte illustrant le contexte géologique régional de la chaîne du Limpopo (Coward, 1976). La ceinture de Shabani correspond à la ceinture de Belingwe (Bickle et Nisbet, 1993); (b) - Coupe interprétative de la chaîne du Limpopo, basée sur des données géologiques et sur différentes méthodes d'imagerie géophysique (de Wit et al., 1992a). Dans la partie interne de la chaîne (Kaapvaal), le profil montre les chevauchements précoces vers le Nord (2.9-2.7 Ga) et les chevauchements à vergence sud associés à l'épisode majeur (climax des conditions P-T), daté à 2.7 Ga environ. En gris foncé est figuré le manteau supérieur.

b



Fairhead, 1980 ; Shackleton, 1986). Elle est considérée comme la référence de chaîne de collision archéenne (Burke et al., 1986 ; De Wit et al., 1992a). La structure en coupe de la chaîne du Limpopo est représentée sur la figure II-6b.

La présence de granulites de haute pression suggère que la chaîne ait été le site d'un épaissement crustal important. Pourtant, l'absence d'ophiolites dans le Limpopo impose des réserves sur le modèle de la collision continentale entre les cratons du Kaapvaal et du Zimbabwe (Shackleton, 1986). Les ceintures de roches vertes des flancs nord et sud de la chaîne sont utilisées comme des marqueurs de la déformation induites dans les deux cratons lors de la collision (Fig. II-6a). L'aplatissement régional des ceintures est en effet sub-parallèle aux structures développées dans la zone axiale du Limpopo (Fig. II-6a).

Au Sud, les ceintures les plus proches de la zone de haut grade sont interprétées comme des bassins d'avant pays ayant subi un aplatissement vertical lors de l'épisode de déformation majeur du Limpopo (de Wit et al., 1992b, 1992c). Les deux ceintures principales ayant subi la déformation sont celles de Pietersburg (Fig. II-7a) et celle de Sutherland (Fig. II-7b).

Pour Burke et al. (1986), la zone de collision du Limpopo aurait affecté les terrains du Kaapvaal sur de grandes surfaces (Treloar et al., 1992). Ainsi, le bassin du Witwatersrand (localisé près de Johannesburg, à près de 500 km au Sud de la zone axiale du Limpopo) aurait joué le rôle d'un bassin compressif au front sud de l'orogène. Ce modèle est en contradiction avec celui de de Wit et al. (1992) qui proposent que toutes les ceintures de roches vertes du craton du Kaapvaal aient été impliquées dans des chevauchements à vergence nord. Pour Burke et al. (1986), la chaîne du Limpopo aurait une double vergence (vergence sud sur le craton du Kaapvaal et vergence nord sur le craton du Zimbabwe).

Les ceintures de roches vertes situées au Nord de la zone granulitique du Limpopo ont d'abord été intensément déformées lors d'un épisode précoce impliquant des plis couchés et des chevauchements (Coward et al., 1976a, 1976b). Le second épisode tectonique produit le champ de déformation régional des terrains à granite et ceintures de roches vertes ainsi que dans toute la zone de haut grade du Limpopo (Fig. II-8a). Les trajectoires de la déformation traduisent un aplatissement régional sub-vertical. Le champ de déformation est associé à des zones de cisaillement régionales (Fig. II-8b) le long desquelles les déplacements sont principalement horizontaux (Coward, 1976 ; Coward et al., 1976b ; Shackleton, 1986). Le dernier épisode de déformation est principalement confiné à l'intérieur de la chaîne et se caractérise par le fonctionnement d'une zone mylonitique complexe au niveau de la marge nord du Limpopo.

Les zones de cisaillement de la marge nord de la chaîne du Limpopo se sont développées autour de 2.65 Ga (Treloar et al., 1992). Le modèle régional retenu est celui de l'extrusion de blocs crustaux au front d'un orogène comparable à celui de l'Himalaya. Récemment, Kamber et al. (1995a et b) ont montré qu'un épisode tectonométamorphique transpressif majeur, daté à 2 Ga, avait affecté les terrains de la zone marginale nord du Limpopo. Ces résultats remettent en cause l'idée d'une collision typiquement archéenne au niveau de la chaîne du Limpopo. La part de la déformation archéenne serait alors difficilement identifiable dans la partie sud du craton du Zimbabwe.

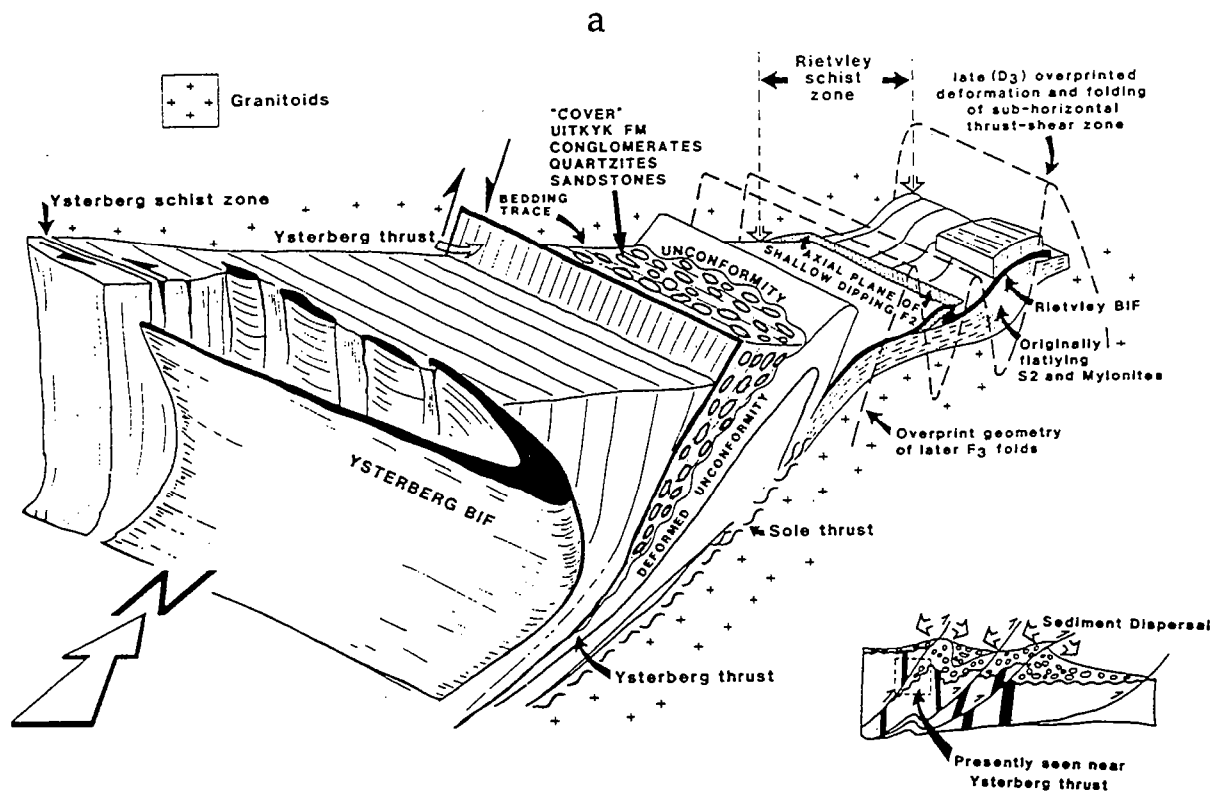
La province des Esclaves (Canada)

La province des Esclaves constitue le noyau archéen le plus septentrional de la plateforme américaine (Padgham et Fyson, 1992 ; Fig. II-9). C'est principalement sur ce craton que l'occurrence de complexes ophiolitiques archéens a récemment été discutée (Helmstaedt et al., 1986 ; Kusky, 1990 ; Bickle et al., 1994 ; McLachlan et Helmstaedt, 1995). La structure des roches supracrustales y est caractérisée par des plis droits serrés, progressivement réorientés lors de la mise en place des massifs de granitoïdes tardifs (Fyson et Frith, 1979 ; Fyson, 1981, 1984).

Les structures précoces sont comparées à celles de prismes d'accrétion situés au front d'un arc continental (Fyson et Helmstaedt, 1988 ; Relf, 1992). Les roches vertes seraient, dans tous ces modèles, des lambeaux de croûte océanique ou de planchers de bassins d'arrière arc (Kusky, 1989, 1990). Le modèle favorisé par ces auteurs est celui du collage latéral (Fig. II-10 et II-11).

Discussion

Ces quelques exemples montrent que les structures tangentielles développées sont toujours considérées comme précoces dans l'évolution de ces terrains. Ces structures originelles sont redressées ou replissées, les plis de seconde génération étant généralement des plis droits. Les accidents tardifs ou les contacts anciens verticalisés correspondent souvent à des décrochements à l'état fini. La



b

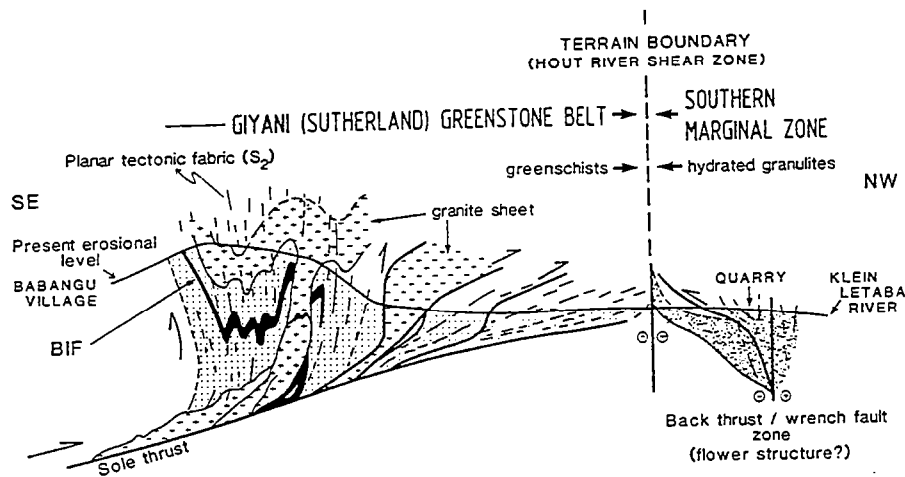


Fig. 11-7 : Structure des ceintures de roches vertes situées sur le flanc sud de la ceinture du Limpopo. (a) Coupe interprétative N-S de la ceinture de roches vertes de Pietersburg, située sur la coupe de la figure 11-6b (de Wit et al., 1992b). La ceinture correspond à un bassin d'avant pays associé à un épisode ancien de chevauchement à vergence nord. L'aplatissement vertical tardif de la ceinture est le résultat de la compression contemporaine de l'épisode tectonométamorphique majeur de la chaîne du Limpopo. (b) Coupe de la ceinture de Sutherland, se trouvant au contact avec les terrains de haut grade du Limpopo (de Wit et al., 1992c).

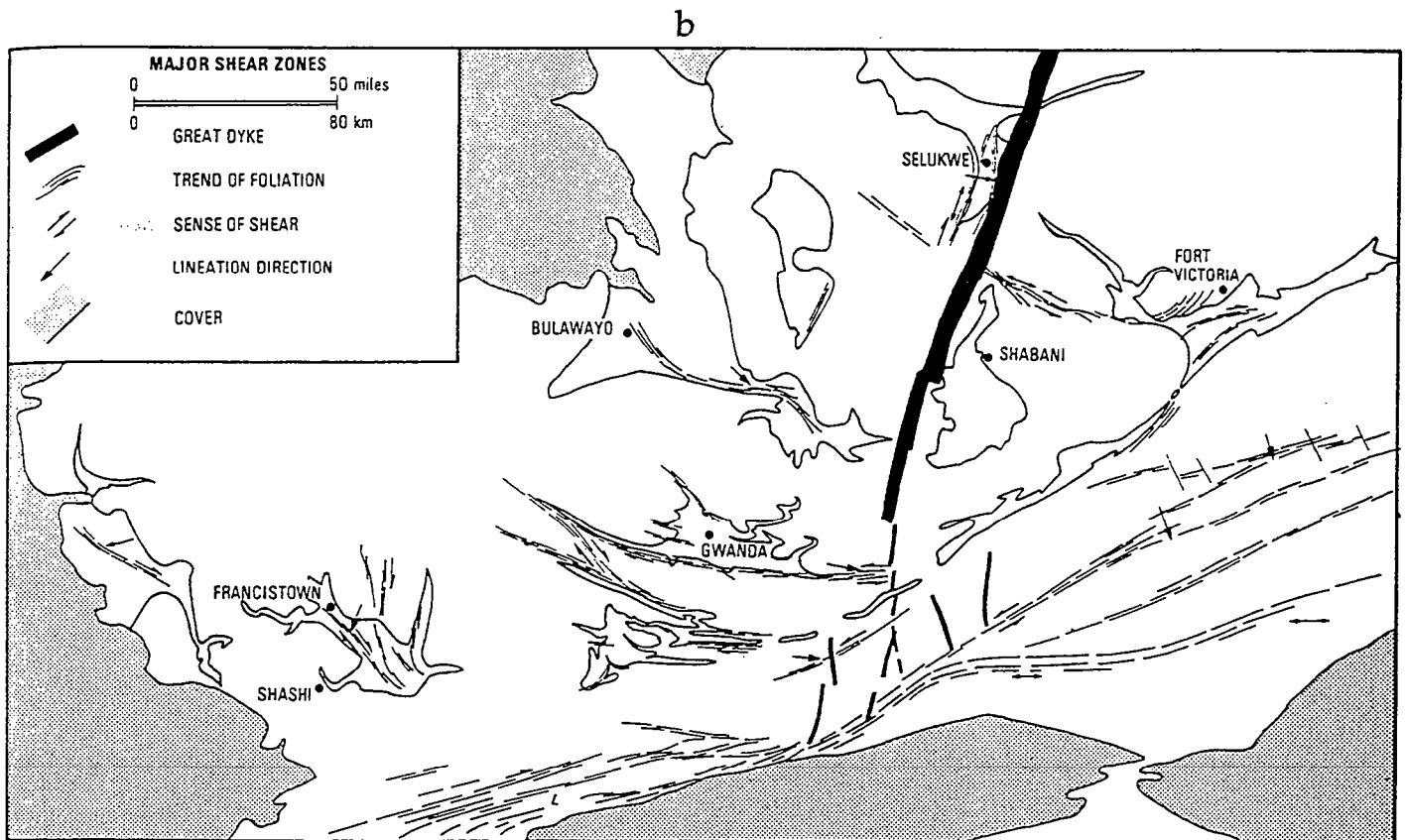
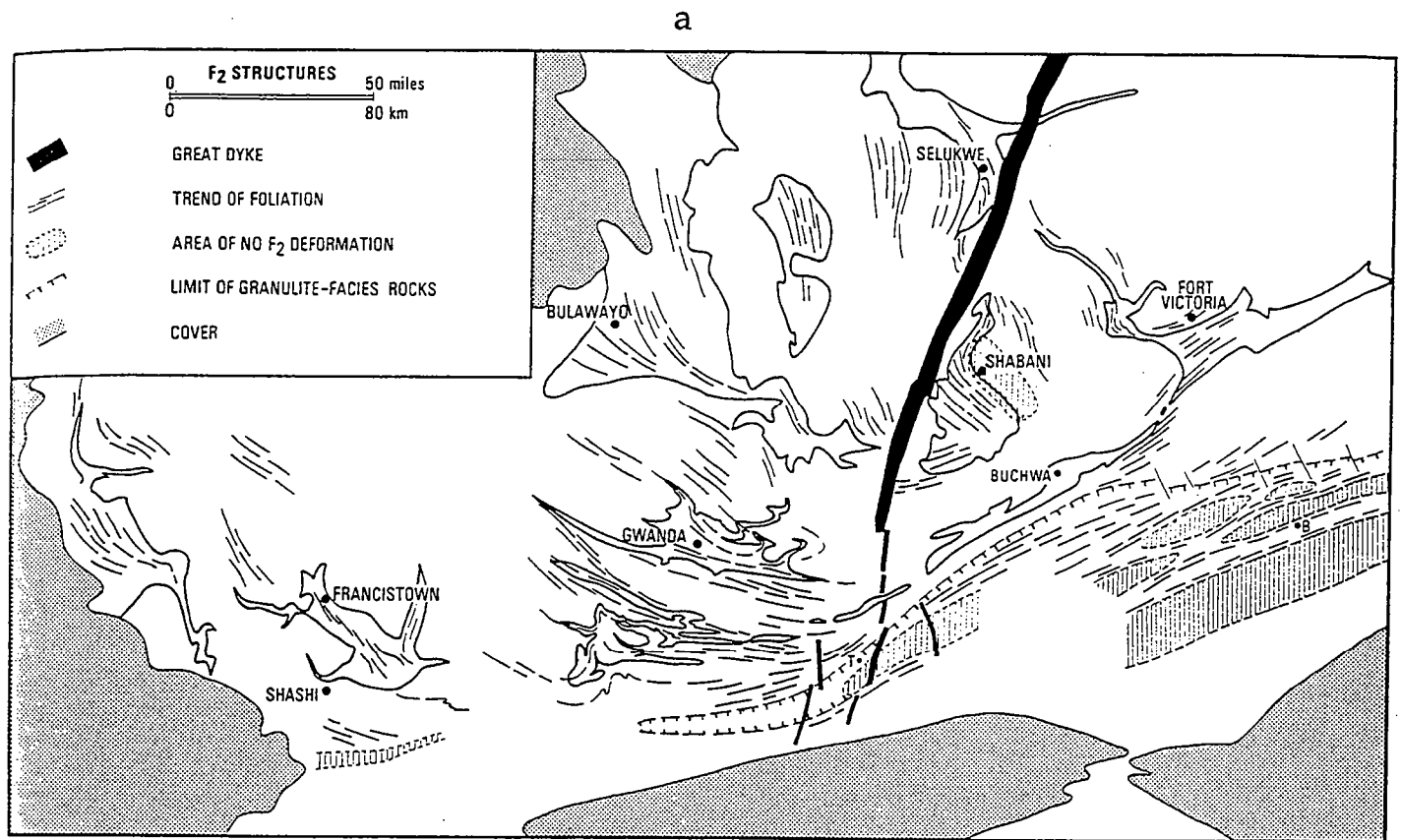


Fig. II-8 : Carte structurale de la marge nord de la chaîne du Limpopo et de la partie sud du craton du Zimbabwe (d'après Coward et al., 1976b, modifié). Les trajectoires de la schistosité S₂ soulignent le champ de déformation régional montrant la compatibilité de la déformation entre les terrains de haut grade et les ceintures de roches vertes. (a) - trajectoires de la schistosité S₂; (b) - principales zones de cisaillement. Le cadre de ces cartes structurales peut être situé sur la figure II-6a)

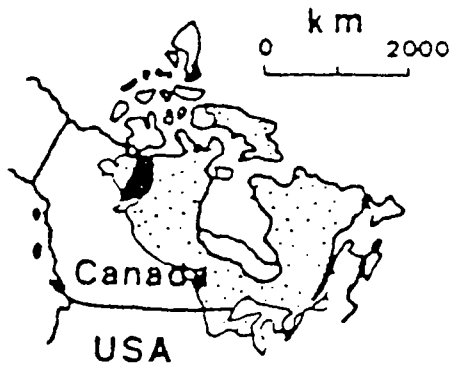
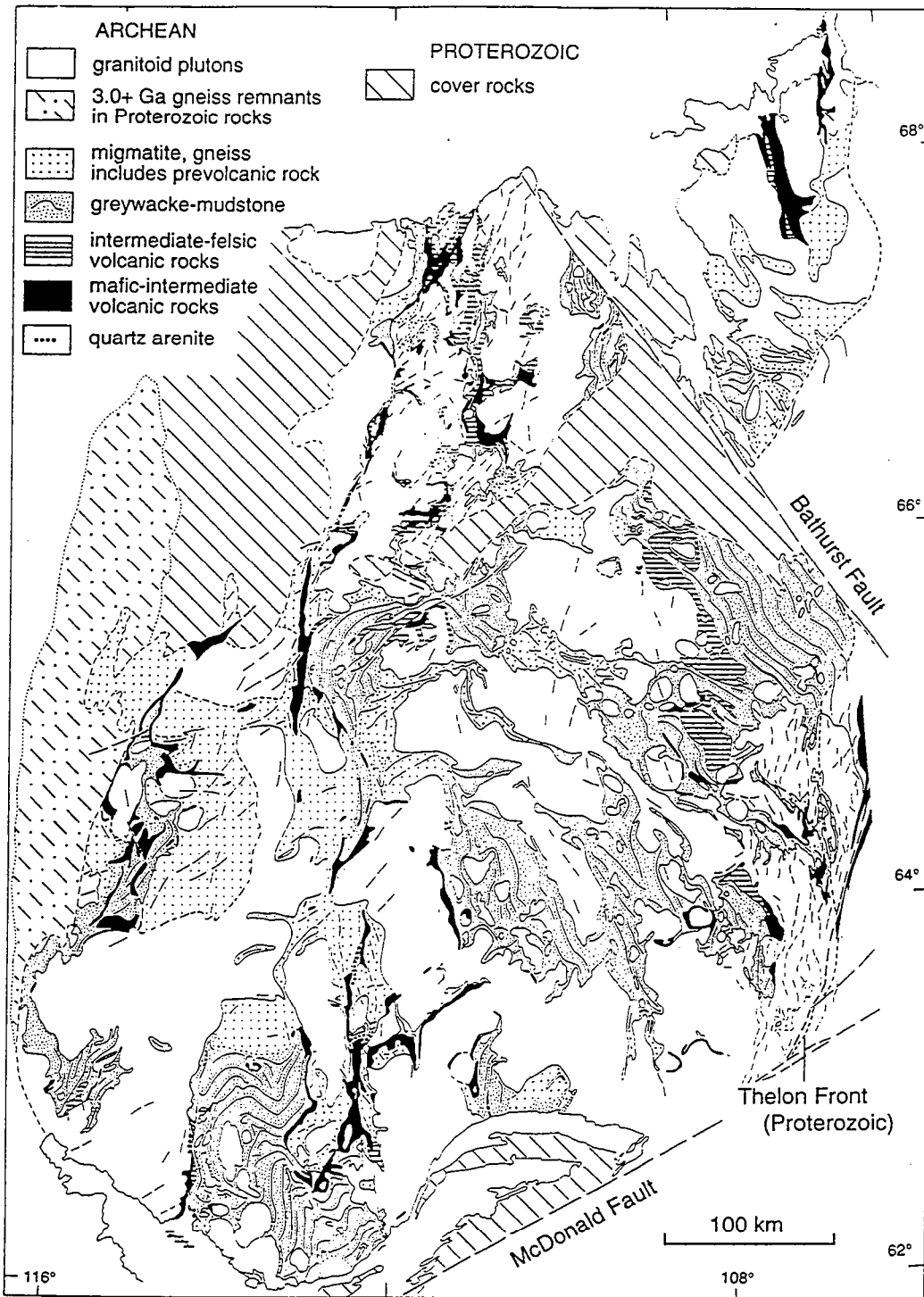


Fig. II-9 : Carte Géologique de la province archéenne des Esclaves, Territoires du NW, Canada (Padgham et Fyson, 1992).

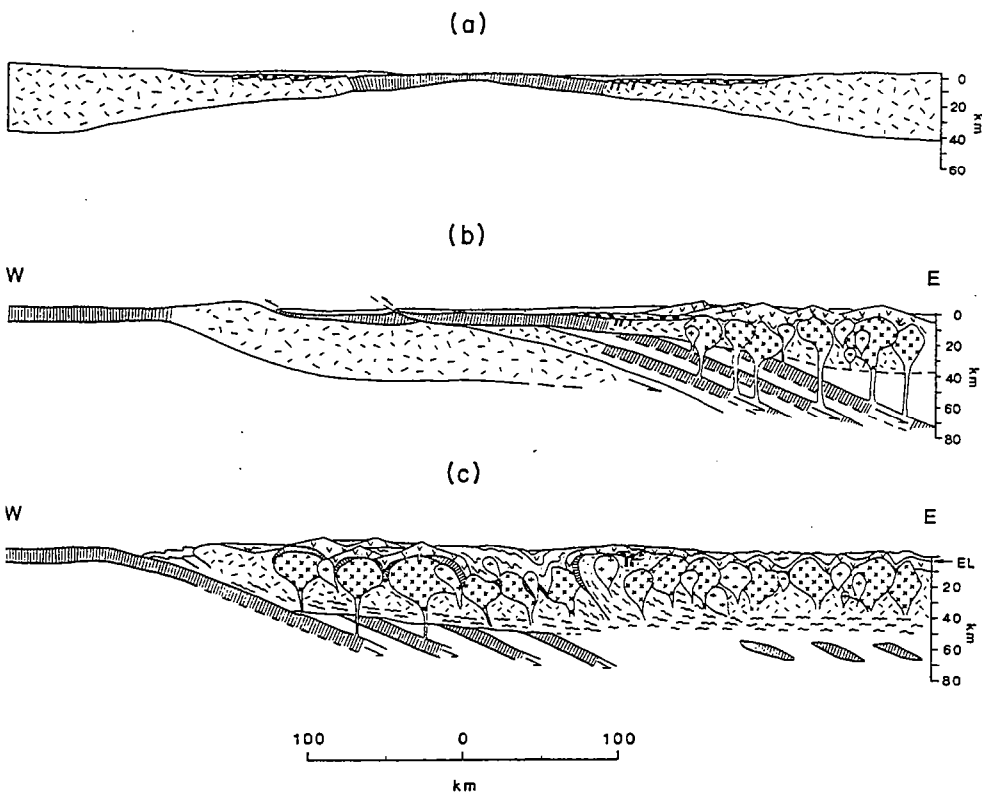


Fig. II-10 : Modèle d'évolution tectonique de la province des Esclaves (Fyson et Helmstaedt, 1988). La subduction et l'obduction de la croûte océanique sont suivis par la collision de deux blocs continentaux. La poursuite de la subduction au front du bloc ouest et le retrait progressif du slab produit une migration du magmatisme calco-alcalin (produisant les granitoïdes tardifs) vers l'Ouest.

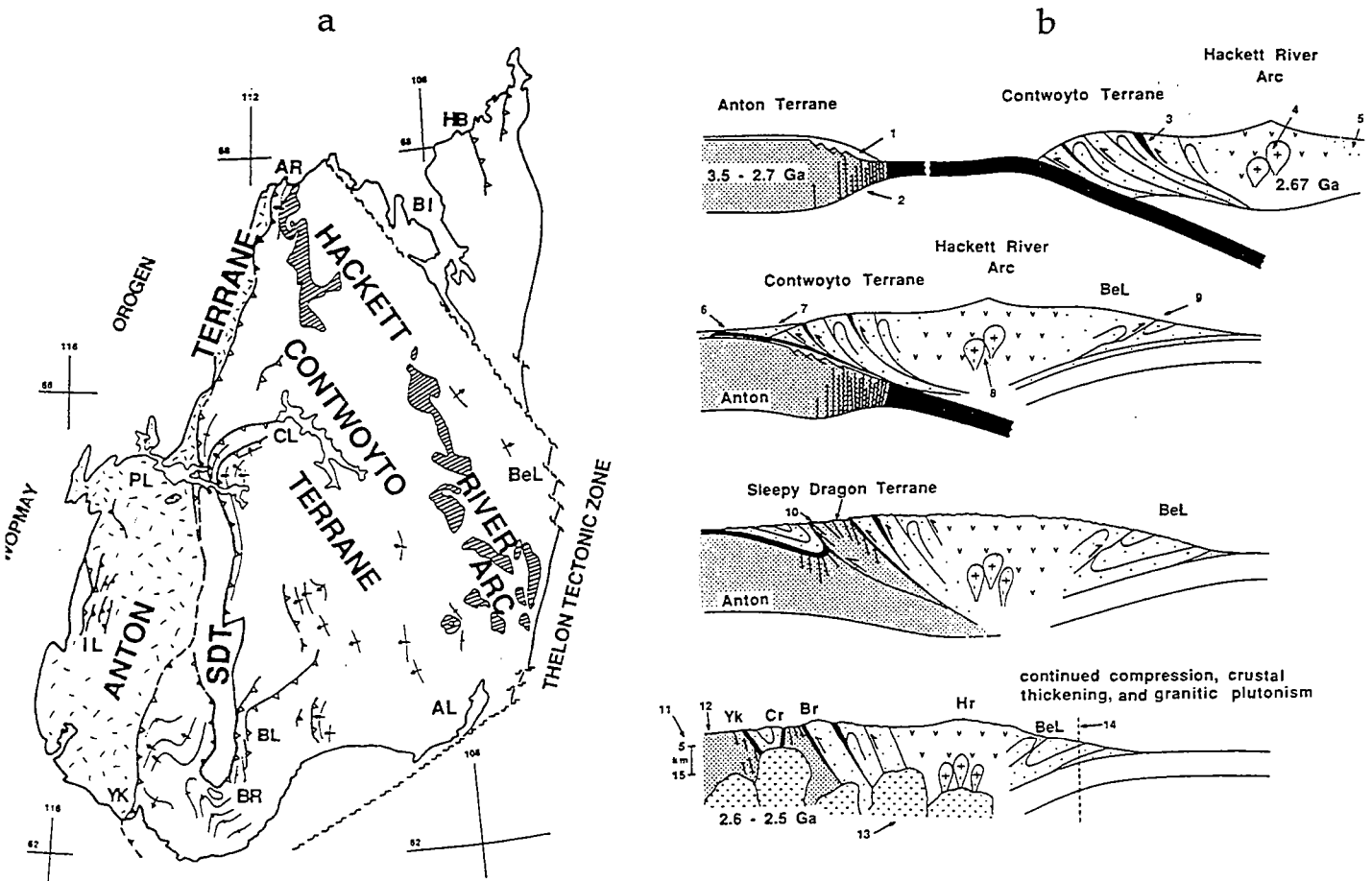
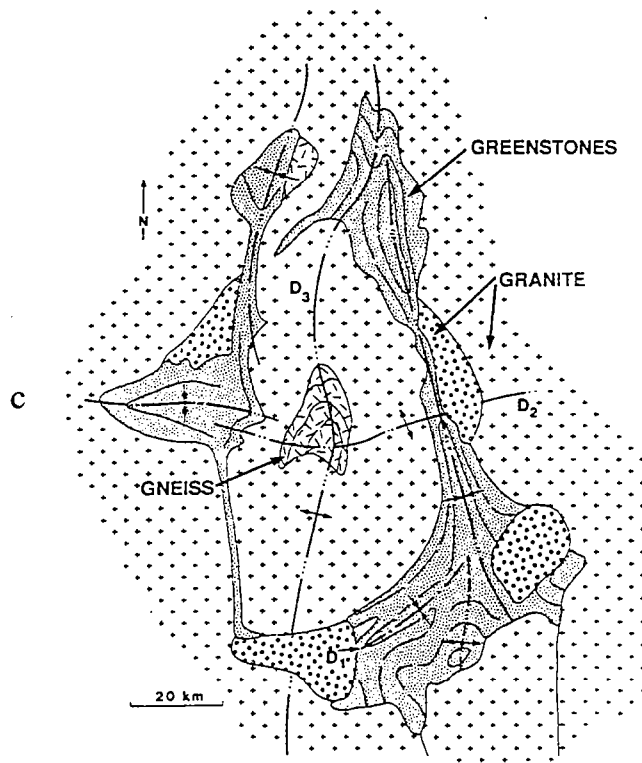
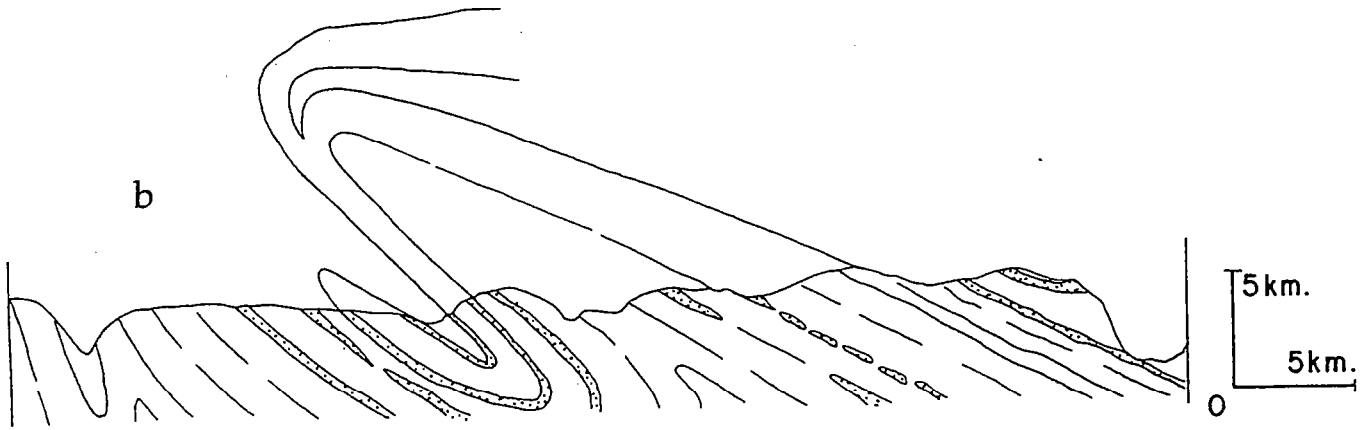
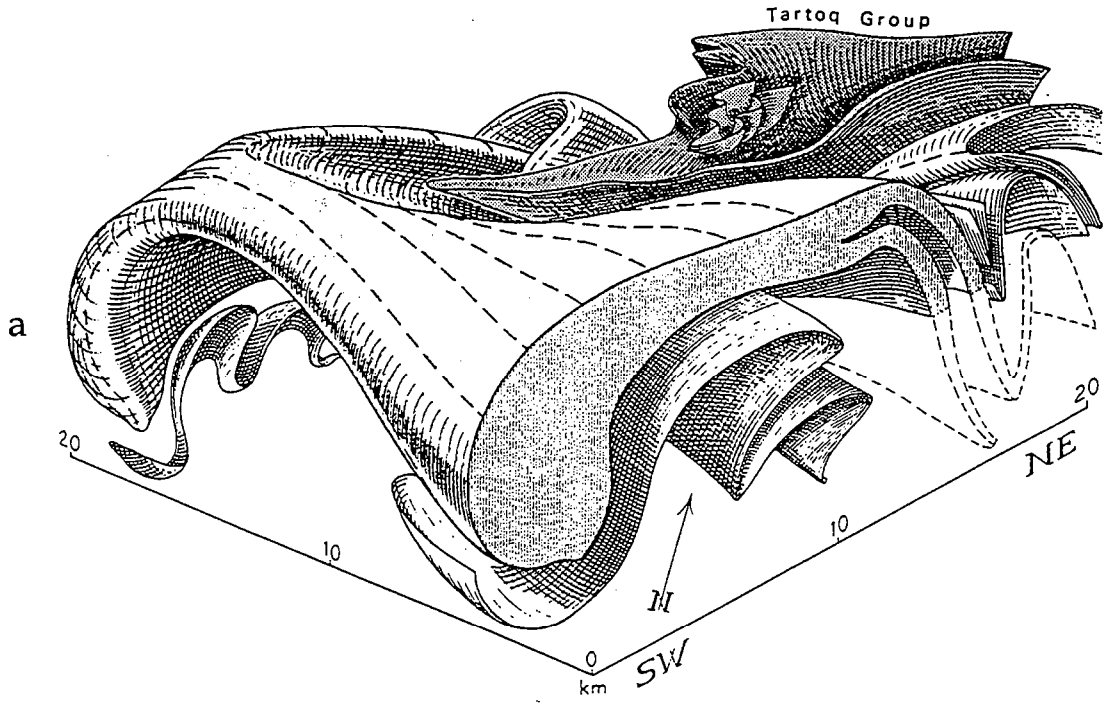


Fig. II-11 : Modèle de collision pour la province des Esclaves (Kusky, 1989). (a) - carte des grandes unités structurales constituant le craton (SDT : Sleepy Dragon Terrane). (b) - vue en coupe des collisions successives permettant l'incorporation du prisme d'accrétion (représenté par les sédiments grauwackeux) dans la chaîne.



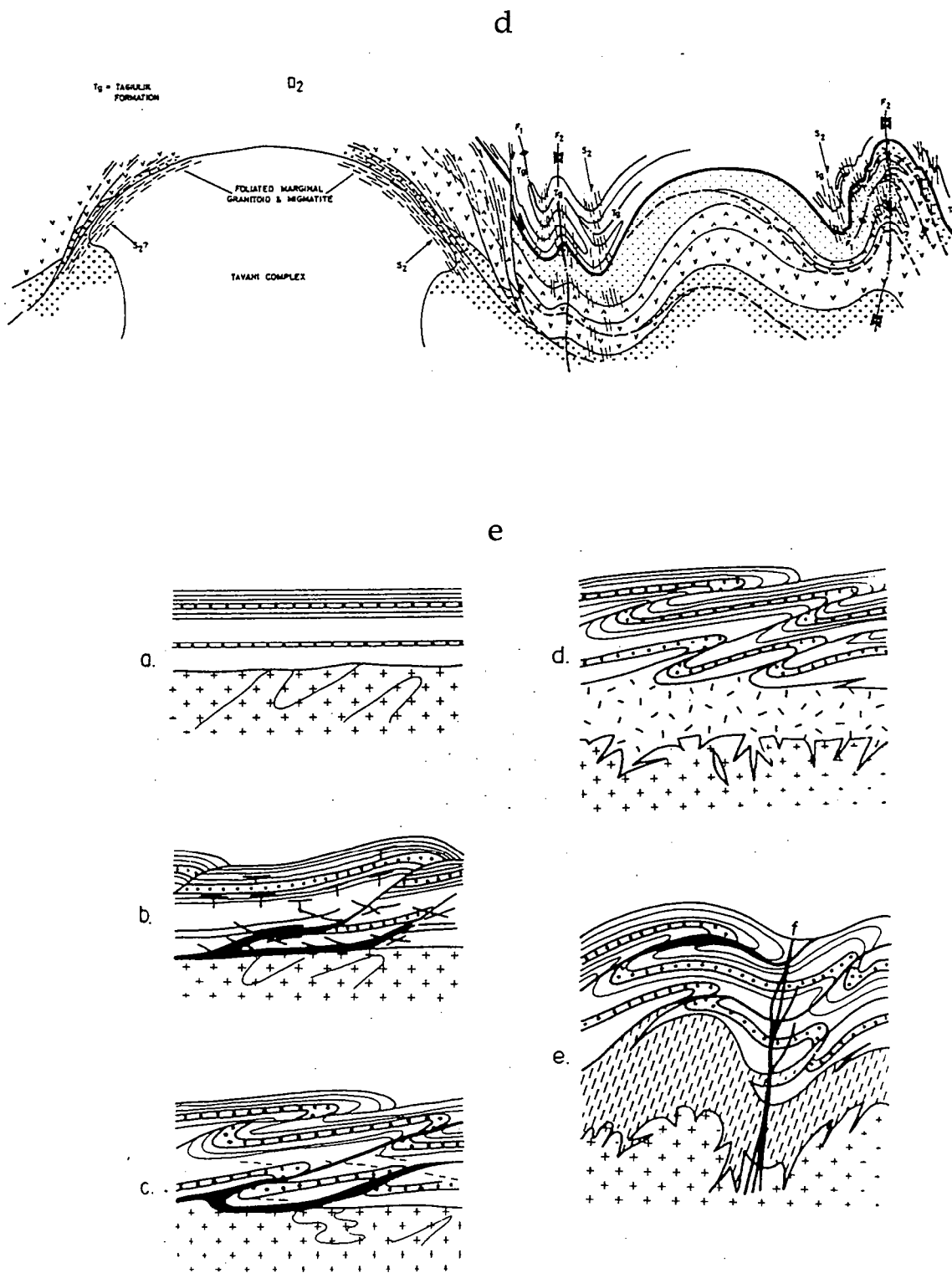


Fig. II-12 : Exemples de plissements superposés dans les terrains archéens. (a) - Figures d'interférence de plis dans les terrains de haut grade du Fiskenaesset au Groenland (Myers et Kröner, 1994). La structure implique une nappe de gneiss tonalitiques remplissée avec les métavolcanites sus-jacentes du Tartoq Group. (b) - Figure d'interférence dans les terrains du Fiskenaesset (d'après Myers, 1976). Un pli isoclinal marqué par un banc d'amphibolites est affecté par un pli à surface axiale inclinée. (c) - Interférence de plis à grande échelle dans les terrains à granite et ceintures de roches vertes de la province du Yilgarn, Australie (d'après Myers et Watkins, 1985, in Myers et Kröner, 1994). (d) - Plis post-nappe dans la région de Tavani, Keewatin, Territoires du NW, Canada (Raiser et Park, 1992). Les plis droits F2 reprennent les plis F1 isoclinaux développés pendant le charriage des roches supracrustales. (e) - Modèle d'évolution structurale de la ceinture de roches vertes de Assegai, craton du Kaapvaal, Afrique du Sud (Talbot et al., 1987). Les roches supracrustales sont plissées, écaillées et charriées sur le socle granitogneissique puis replissées avec les granitoïdes.

déformation totale traduit un fort aplatissement vertical régional. En fait, les relations structurales originelles dans les systèmes chevauchants précédemment décrits ne sont que rarement observables.

CAS DES STRUCTURES SUPERPOSÉES

Les structures postérieures aux épisodes de charriage des ceintures de roches vertes sont souvent de type dôme-et-bassin. Elles peuvent être générées par le plissement des contacts tangentiels anciens lors des derniers stades de déformation (Fig. II-12). Dans le cas des terrains de haut grade, elles résultent de la superposition d'au moins deux phases de plissement distinctes pour lesquelles les surfaces axiales et les axes des deux familles de plis (Fig. II-12a, b, c) ont un fort écart angulaire (Myers, 1976 ; Myers et Watkins, 1985 ; Myers et Kröner, 1994). Dans le cas des terrains de bas grade, les plis de seconde génération sont souvent interprétés comme des plis post-*nappe* (Fig. II-d et II-e) affectant les plis de première génération attribués au charriage (Snowden et Bickle, 1976 ; Stowe, 1984 ; Snowden, 1984 ; Drury et al., 1984 ; Talbot et al., 1987 ; Ralser et Park, 1992).

Remarque - Le fait que les structures tangentielles soient replissées ne permet pas (ou très rarement) de discuter la cinématique de l'épisode précoce. En fait, la reconnaissance de plis isoclinaux anciens ne traduit qu'un fort aplatissement dans les roches supracrustales avant qu'elles aient été replissées. Ainsi, l'identification de contacts de base de *nappe* est très délicate dans les structures considérées comme superposées (Schwerdtner, 1990). On doit noter également que l'interprétation en plis superposés présentée sur la figure II-12c ne présente pas les critères structuraux diagnostiques du plissement d'un *bicouche* roches vertes/granites. En effet, si le dôme en question était un (ou deux) pli droit, la schistosité régionale associée devrait être sub-verticale et sub-perpendiculaire à l'interface granite/roches vertes (Brun, 1983b). Or, la schistosité est sub-parallèle au contact et ne correspond pas à une schistosité de plan axial.

RÔLE DES RÉSEAUX DE CISAILLEMENTS DANS LES DÉFORMATIONS CONTINENTALES

Les cisaillements décrochants et/ou les failles verticales au sens large sont des structures typiques des terrains à granites et ceintures de roches vertes (Park, 1981b ; Slepp, 1992 ; Passchier, 1995). Dans les cratons où l'on peut observer une transition entre les terrains de haut grade et les terrains à granite et ceintures de roches vertes, on peut suivre ces zones de cisaillement jusque dans les granulites. C'est notamment le cas du craton de Dharwar où les cisaillements sont perpendiculaires aux isogrades (Drury et al., 1984, Choukroune et al., 1995). Comme on l'a vu précédemment, ces cisaillements sont considérés le plus souvent comme des chevauchements redressés et réactivés ou comme des structures tardives (Daigneault et al., 1990 ; Daigneault et Archambault, 1990).

Dans la ceinture d'Abitibi, dans la province Supérieure (Fig. II-13), le réseau des zones de cisaillement régionales est compatible avec un raccourcissement N-S hétérogène (Daigneault et Archambault, 1990 ; Chown et al., 1992). La géométrie et la répartition des structures décrochantes dans la province Supérieure occidentale (Park, 1981b), dans le craton de Dharwar (Drury et al., 1984 ; Choukroune et al., 1995) et dans la province du Yilgarn (Platt, 1980 ; Hammond et Nisbet, 1992 ; Passchier, 1995) sont comparables à celle de l'Abitibi. Dans chacun des cas, la déformation régionale résultante est globalement coaxiale. Les déformations régionales de portions entières de croûte archéenne peuvent être ainsi décrites en mode de cisaillement pur. Les réseaux de zones de cisaillement anastomosées portent souvent des linéations d'étirement sub-verticales. Les lentilles délimitées par ces failles peuvent rendre compte d'une déformation en mode d'aplatissement (Gapais et al., 1987 ; Choukroune et al., 1987 ; Choukroune, 1994, p54-57) dans un contexte apparent de déformation coaxiale en carte (Daigneault et Archambault, 1990). A l'échelle de l'affleurement, ce type de lentilles peut être reconnu et une analyse statistique des populations de zones de cisaillement devrait renseigner de manière quantitative sur la forme de l'ellipsoïde de la déformation ainsi que sur le régime de la déformation (Choukroune et al., 1987). Ces champs de structures peuvent contribuer de manière importante à l'épaississement homogène de la croûte archéenne (Choukroune et al., 1993 ; Choukroune et al., 1995).

Au front de la chaîne du Limpopo (Fig. II-14), les zones de cisaillement (postérieures à l'épisode de charriage), affectent une grande partie des terrains de bas grade du craton du Zimbabwe (Coward et al., 1976b). Ces zones de cisaillement correspondraient, selon Treloar et al. (1992), à des décrochements régionaux délimitant des blocs crustaux extrudés au front du Limpopo lors de la

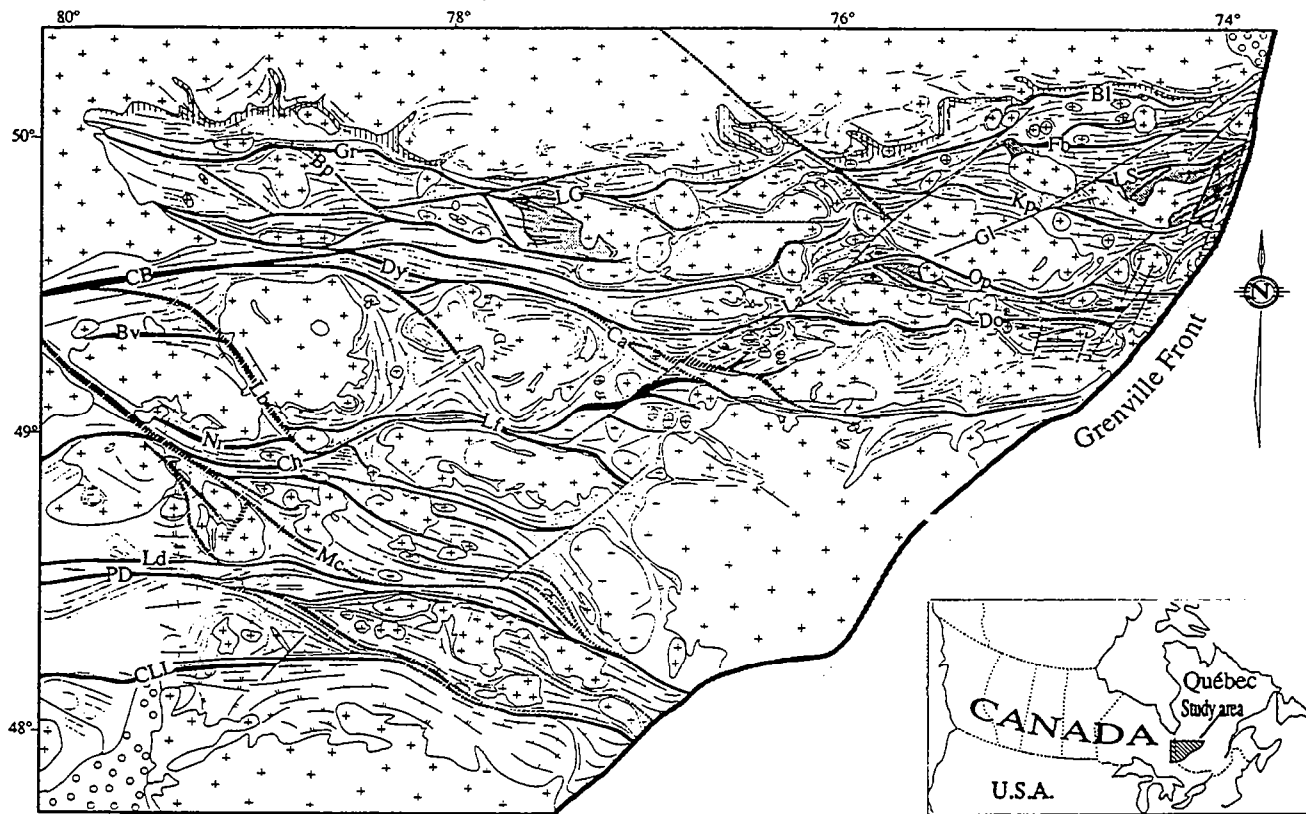


Fig. II-13 : Schéma structural de la zone volcanique nord de la sous province d'Abitibi (Chown et al., 1992).

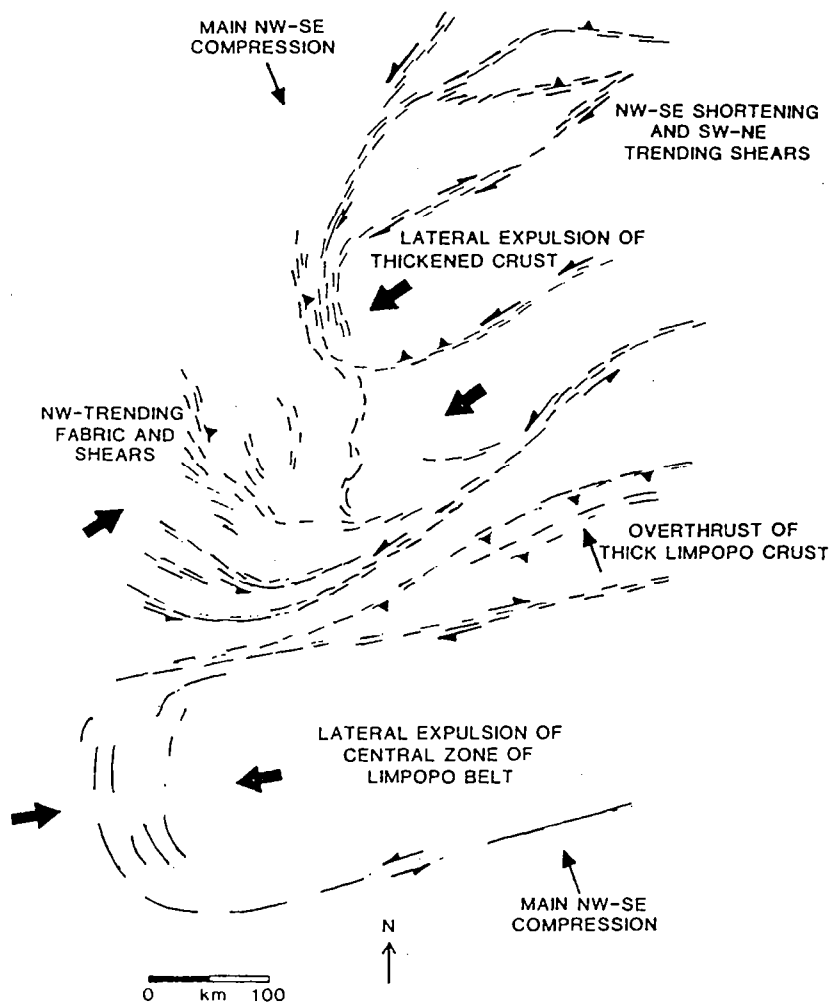


Fig. II-14 : Schéma interprétatif du réseau de cisaillements régionaux de la marge nord de la chaîne du Limpopo et du craton du Zimbabwe (Treloar et al., 1992). Le modèle proposé est celui de l'extrusion latérale de blocs crustaux au front d'une zone en cours d'épaississement, dans un contexte cinématique régional contrôlé par un raccourcissement NNW-SSE. L'accommodation du raccourcissement régional se fait par l'intermédiaire du fonctionnement de chevauchements à vergence NW dans la zone marginale nord du Limpopo et à vergence SSE le long des contacts entre granites et ceintures de roches vertes au Sud du craton du Zimbabwe. L'extrusion des blocs crustaux s'effectue le long de zones de cisaillement transcurrent d'orientation WSW-ENE et SW-NE. Les grandes flèches noires indiquent les directions de transport majeur.

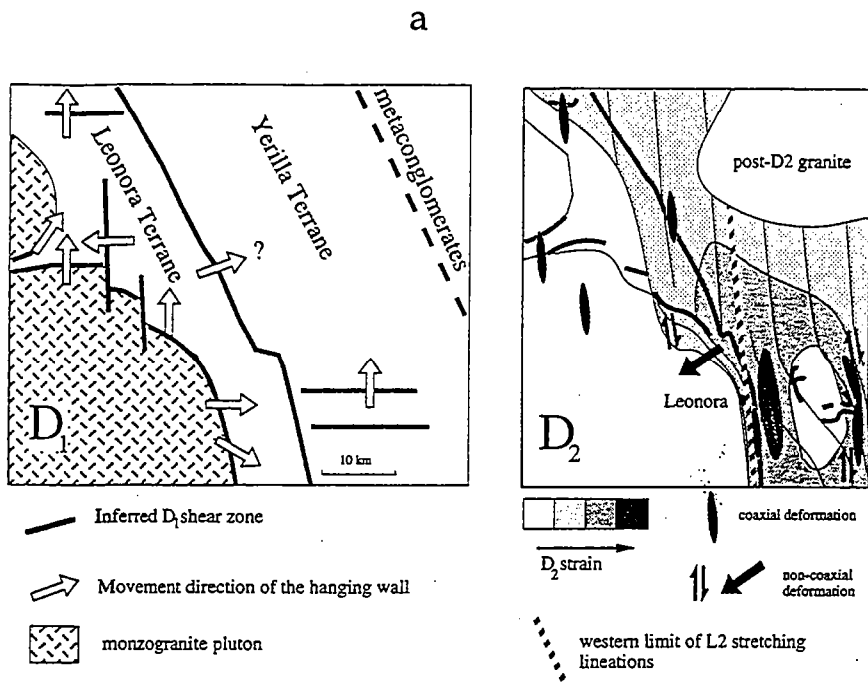


Fig. II-15 : (a) - Reconstitution des principales caractéristiques structurales de la région de Leonora, province du Yilgarn (Passchier, 1994). D_1 est l'épisode extensif et D_2 l'épisode de raccourcissement régional. (b) - Coupe interprétative E-W de la région de Leonora (d'après Williams et Currie, 1993, modifié). Le dôme de granitoïdes est interprété comme un "metamorphic core complex" symétrique.

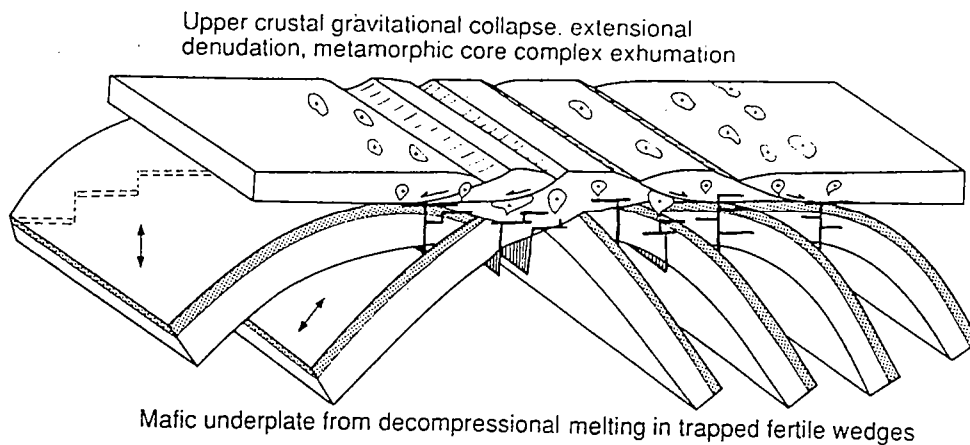
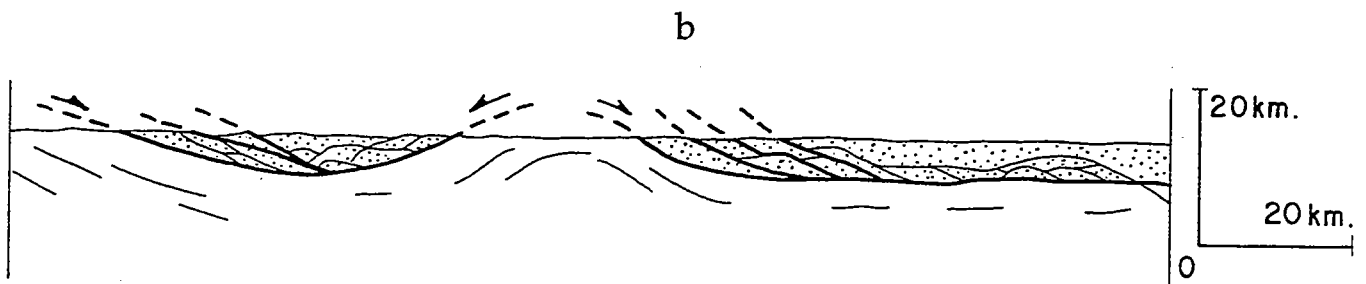


Fig. II-16 : Modèle d'extension tardi-orogénique dans une chaîne de collision archéenne (Kusky, 1993).

convergence N-S et de l'épaississement crustal. Ces structures régionales sont ainsi comparées aux déformations intracontinentales asiatiques résultant de la collision himalayenne.

LES MODÈLES D'EXTENSION ET LES "METAMORPHIC CORE COMPLEXES"

Exemple de la province du Yilgarn

La reconnaissance de bandes de cisaillement plates précoces dans la province du Yilgarn (notamment dans le district de Leonora) a amené certains auteurs à proposer qu'un épisode d'extension régionale, contemporain du dépôt d'une partie des roches vertes avait présidé à l'acquisition des structures primaires dans les ceintures de roches vertes (Hammond et Nisbet, 1992). Ces structures auraient ensuite été impliquées dans des chevauchements imbriqués, repris dans les cisaillements transcurrents tardifs.

Un des modes de formation des dômes gneissiques dans les chaînes de montagne modernes est celui de l'extension (Brun, 1983b). Le plus souvent, l'exhumation des roches de haut grade dans les dômes extensifs est permise par le fonctionnement d'une ou de plusieurs failles de détachement (Brun et Van Den Driessche, 1994). Dans les zones préservées des déformations décrochantes (Skwarnecki, 1987), l'analyse des relations structurales et métamorphiques entre roches supracrustales et granitogneiss aux abords du dôme de la région de Leonora confirme l'existence de sens de cisaillements normaux à l'interface entre les granites et les roches vertes (Williams et Currie, 1993 ; Passchier, 1994 ; Fig. II-15a). Le modèle proposé par Williams et Currie (1993) est celui de dôme extensif (Fig. II-15b). Selon Passchier (1994, 1995), le contexte géodynamique global des épisodes de déformation dans cette région est celui de l'interaction entre un plume mantellique et la lithosphère continentale du Yilgarn (modèle déjà proposé par Campbell et Hill en 1988, sur la base d'arguments pétrologiques et géochimiques).

Dans la même optique, le dôme de Shaw dans le Pilbara oriental (localisation sur la figure II-3b) a récemment été interprété comme un *core complex* dont le développement aurait été contemporain du dépôt d'une partie des roches supracrustales avoisinantes (Zegers et al., 1995). On doit noter que dans cette interprétation, les structures du flanc ouest du dôme sont le résultat d'un cisaillement transcurrent régional tardif et non d'un chevauchement plat redressé comme cela avait été proposé par Bickle et al. (1980, 1985).

L'extension tardi-orogénique

Si, dans la province du Yilgarn, les déformations extensives sont considérées comme des phases précoces dans l'histoire du craton, le dôme extensif décrit dans la province des Esclaves par James et Mortensen (1992) est considéré comme une structure tardive associée à l'effondrement gravitaire d'une portion de croûte épaissie. Dans la ceinture de Barberton, les bandes de cisaillement tardives à faible pendage (Leinster et al., 1993), sont également attribuées à un rééquilibrage gravitaire du prisme d'accrétion crustal généré après le charriage des roches vertes.

Ces études structurales locales ont amené Kusky (1993) à proposer que les granites tardi- à post-cinématiques de la province des Esclaves et du Yilgarn soient générés pendant l'effondrement gravitaire de chaînes de collision séquentielles (Fig. II-16).

Discussion

Les critères de reconnaissance de déformations extensives sont variés et il n'existe pas a priori de tests structuraux définitifs permettant de discriminer une déformation ductile résultant d'une extension ou d'une compression crustale. C'est en fait un faisceau d'arguments structuraux, métamorphiques et géodynamiques qui permet de diagnostiquer la nature extensive de la déformation considérée dans les dômes métamorphiques ainsi que dans leur encaissant (Gautier, 1995). Les différentes contributions visant à assimiler certains dômes archéens à des structures extensives sont discutées dans ce qui suit sur la base de ces principaux critères.

- La déformation des unités infra- et supracrustales. Dans les structures en dôme-et-bassin archéennes, les roches vertes occupant les synformes (bassins) montrent généralement des évidences de raccourcissement horizontal important, attesté par l'occurrence d'une schistosité pénétrative à fort pendage. Cette dernière représente la schistosité de plan axial de plis droits qui sont parallèles aux limites de dômes à l'approche des contacts roches vertes/granitogneiss (voir Bouhallier et al., 1993 ; Jelsma et al., 1993). Dans les régions montrant un champ de déformation résultant d'une extension, la schistosité régionale et les surfaces axiales des plis dans les unités supracrustales sont

également parallèles aux limites des dômes. Mais ces structures attestent dans ce cas d'un raccourcissement vertical important à l'échelle régional puisqu'elles ont généralement un très faible pendage (c'est le principe même de l'extension qui amène à un amincissement crustal).

- Les directions d'étirement et les sens de cisaillement. Au toit et autour des dômes extensifs, les directions d'étirement et de cisaillement sont généralement réglées (voir, par exemple, Gautier et Brun, 1994). La géométrie des dômes ne semble pas contrôler la direction de l'étirement régional associé à l'extension. Or, pour les exemples de core complexe présentés dans la littérature archéenne (voir références ci-dessus), les directions d'étirement et de cisaillement sont radiales par rapport au dôme (voir, par exemple Fig. II-15). Au toit d'un dôme diapirique (voir Brun, 1983a ; le chapitre 5 ainsi que la partie III), ce type de contact à cinématique centrifuge peut être produit. D'ailleurs, on remarque sur la figure II-15a la disposition radiale des directions d'étirement et des critères de cisaillement sur la portion de dôme présenté ce qui est une configuration particulière des parties sommitales des dômes diapiriques (Schwerdtner et Sutcliffe, 1978)

- Cas de l'extension tardi-orogénique. Dans les modèles de "core complex" archéens, il est fait implicitement appel à un mécanisme amincissement crustal faisant suite à l'épaississement de la croûte archéenne par collision. C'est là le premier point d'achoppement du modèle extensif tardi-orogénique archéen. En effet, à l'heure actuelle, les critères symptomatiques d'un épaississement crustal dans les "chaînes de montagne" archéennes n'ont toujours pas été vérifiés. Ces critères regroupent, entre autres, la reconnaissance d'ophiolites, de roches HP-BT, de la superposition d'unités crustales.

En résumer, sur la base de ces critères, nous pouvons émettre d'importantes réserves sur une éventuelle origine extensive de dômes métamorphiques dans les terrains à granite et ceintures de roches vertes comme cela a été récemment proposé dans la littérature archéenne. Comme dans les chaînes de montagne modernes, l'occurrence de zones de cisaillement faiblement pentées à cinématique normale au niveau de l'interface dôme-roches supracrustales n'est pas un critère diagnostique d'une déformation extensive.

DISCUSSION

Cette revue montre que les modèles courants font appel à des histoires orogéniques complexes et polyphasées pour la structuration des cratons archéens. La caractérisation structurale et géodynamique des épisodes précoces de la déformation s'avère délicate et la nature des épisodes tectoniques anciens est le plus souvent hypothétique. Dans de nombreux cas, la collision continentale est invoquée en tant que moteur des déformations. Les collages par collision de micro-blocs de croûte (Burke et al., 1976) constituent, pour bon nombre d'auteurs, les causes même de la croissance latérale de la croûte continentale (de Wit et al., 1992a). Comme on l'a vu, les critères de la collision continentale dans les terrains archéens ne sont pas tous réunis (Shackleton, 1986). Les modèles d'extension tardi-orogénique sont donc discutables parce que l'épaississement crustal préalable n'est que rarement justifié et que l'interprétation des champs de déformation et de la cinématique des dômes interprétés comme des *core complexes* est très ambiguë.

Les réseaux de zones de cisaillement anastomosées jouent un rôle important dans l'acquisition de la structure finale des cratons. Si dans certains cas, ces réseaux sont comparables à ceux ayant été décrits au front des orogènes modernes, les champs de déformation associés à ces cisaillements traduisent, dans la majorité des cas, des régimes de déformation de type coaxial à l'échelle régionale. Ils peuvent également rendre compte d'une déformation quasi-homogène d'échelle cratonique. Ce style de structures doit contribuer de façon importante à un épaississement homogène de la croûte continentale pendant l'Archéen.

3 - LE CAS DE L'ABITIBI (PROVINCE SUPÉRIEURE, CANADA) : LES APPORTS DU PROGRAMME LITHOPROBE

Le but de ce chapitre est de décrire les récents résultats d'un programme de prospection géophysique profonde effectué dans l'Est de la province Supérieure (Canada). Les images de sismique écoute longue permettent de discuter la structure de la croûte et d'une partie du manteau lithosphérique en relation avec les observations structurales de surface.

INTRODUCTION

LITHOPROBE est un programme canadien multidisciplinaire visant à accroître la compréhension de l'évolution du continent nord-américain (Clowes et al., 1992). La géophysique représente une grande part du programme. Sur les différents transects, des profils sismiques écoute longue ont été effectués. Plusieurs lignes sismiques ont été levées dans les parties centrale (zone du Kapuskasing) et orientale de la province Supérieure (Fig. I-17), dans la sous province d'Abitibi, permettant d'obtenir une coupe N-S complète de la croûte archéenne de cette région sur près de 400 km.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

La sous-province d'Abitibi est subdivisée en différentes zones (Fig. II-17) qui sont, du Nord au Sud (Ludden et Hubert, 1986) : (1) l'Opatica-Québécois, (2) la zone volcanique nord, (3) la zone centrale à granites et gneiss, (4) la zone volcanique sud et (5) la zone sud à granites et gneiss (sous-province du Pontiac). D'un point de vue géologique, la sous-province d'Abitibi sensu stricto représente la ceinture de roches vertes comprise entre l'Opatica et le Pontiac (Card, 1990). Mais le plus souvent, le terme générique d'Abitibi désigne toute la région considérée.

On notera que les roches vertes sont d'autant plus récentes qu'elles sont plus méridionales (Fig. II-18) (Corfu, 1993 ; Mortensen et Card, 1993). Les âges des zircons des ceintures vont de 2760 à 2665 Ma. Les âges des massifs de granitoïdes présents dans les ceintures semblent suivre la zonéographie des âges pour les roches vertes bien qu'ils soient systématiquement plus jeunes que ces dernières de 10 à 30 Ma. Dans la zone de Kapuskasing (voir partie I, chapitre 4, Fig. II-18) les relations temporelles existant entre les gneiss et les roches vertes en profondeur sont identiques à celles révélées dans le reste de l'Abitibi (Percival et West, 1994). La zone d'Opatica est constituée de granitogneiss dont certains sont plus vieux que 2.82 Ga (Davis et al., 1994).

TECTONIQUE

Généralités

A l'affleurement, les massifs de granitoïdes dits anté- à syn-tectoniques sont caractérisés par des mises en place de type diapirique interférant avec la déformation régionale (Daigneault et al., 1990) ou par des intrusions de type laccolithiques pour les massifs tardi à post-tectoniques (Cruden et Laneau, 1994 ; Jackson et al., 1995). Les grands traits de la structure régionale sont matérialisés par des zones de cisaillement verticales d'orientation moyenne E-W dont le fonctionnement marque les derniers incréments de la déformation régionale (Fig. II-13). Les parties moyennes de la croûte (domaine de Wawa, Fig. I-19a et II-17) ainsi que les parties profondes (visibles dans la zone de Kapuskasing) montrent un aplatissement régional à faible pendage ou perturbé par des structures en dômes alors que les parties superficielles de la croûte montrent systématiquement un aplatissement vertical associé à des plis droits (Daigneault et al., 1990 ; Moser, 1994 ; Bursnell et al., 1994 ; Jackson et Cruden, 1995).

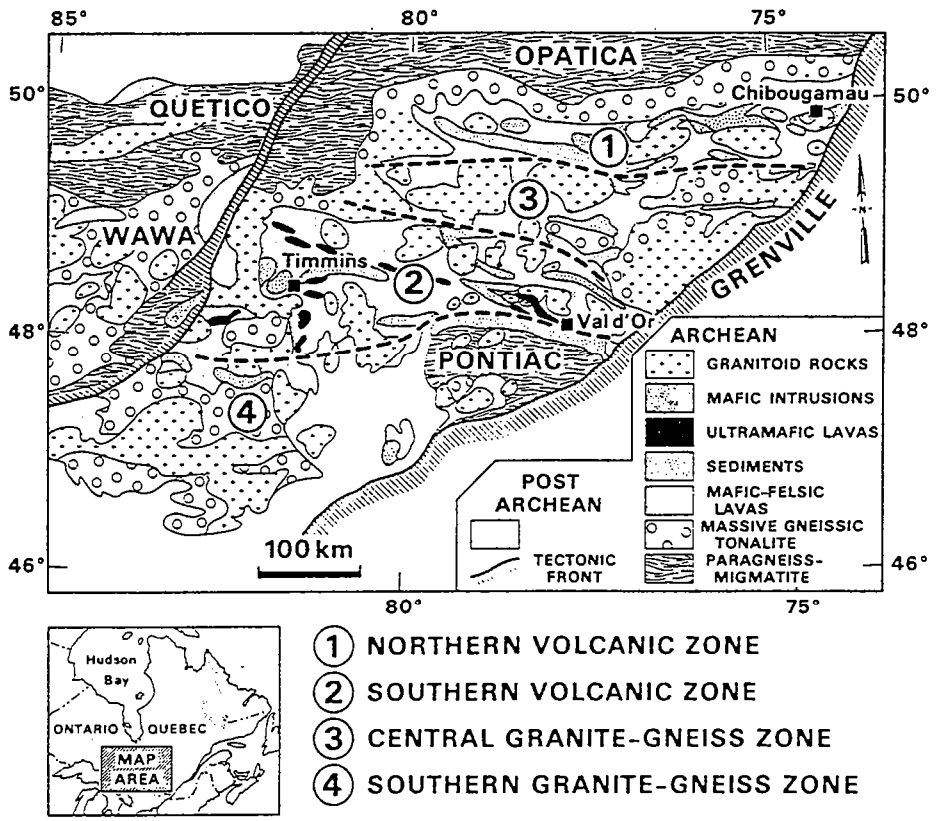


Fig. II-17 : Carte géologique synthétique de la sous-province d'Abitibi (Ludden et Hubert., 1986).

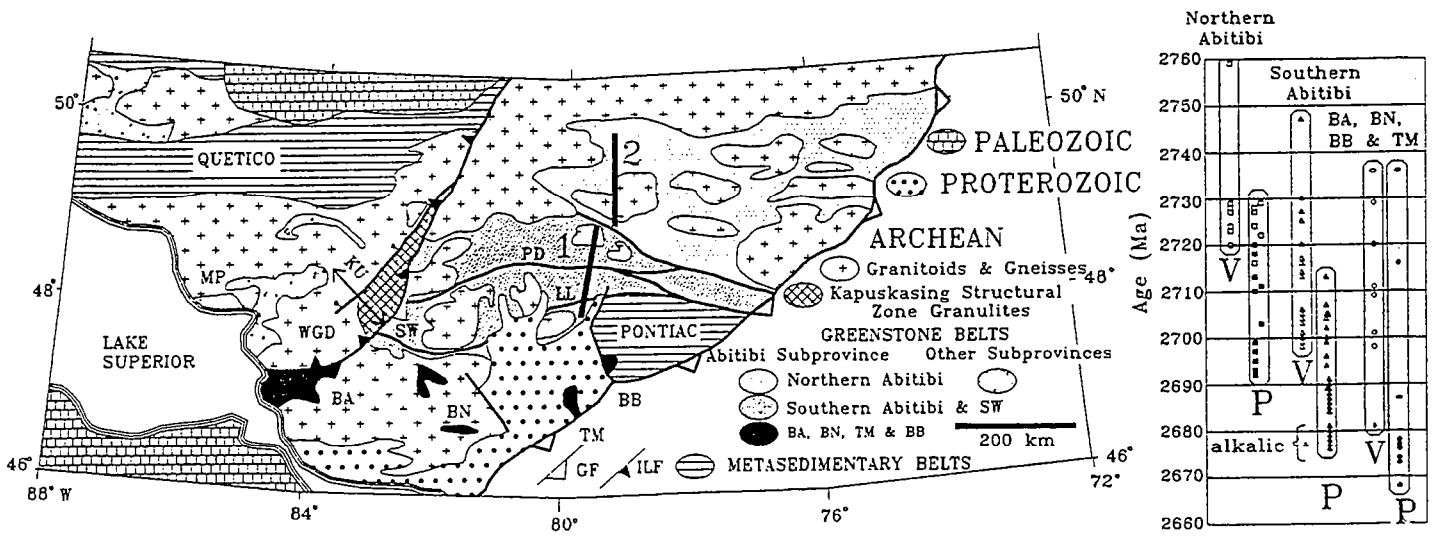


Fig. II-18 : Carte géologique simplifiée de la région de l'Abitibi et synthèse des âges U-Pb des zircons des différentes ceintures de roches vertes (Jackson et Cruden, 1995). Les différentes ceintures de roches vertes sont : SW : Swayse; BA : Batchawana; BN : Benny; TM : Temagami; BB : Baby. KU : zone du Kapuskasing (Kapuskasing Uplift).

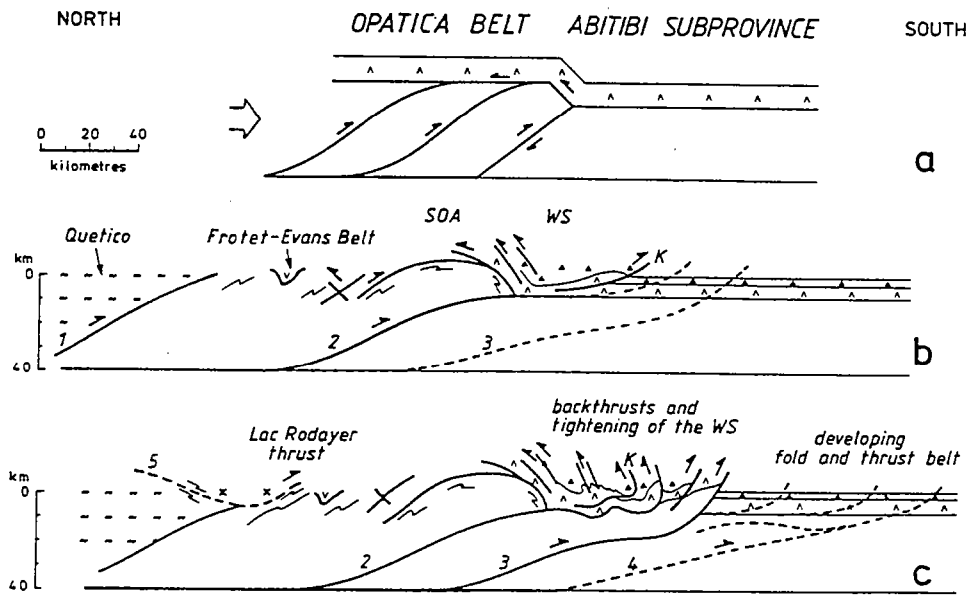


Fig. II-19 : Modèle d'évolution structurale de la partie nord de la sous-province d'Abitibi (Sawyer et Benn, 1993). Le modèle proposé est celui de la collision entre les terrains de l'Opatika et la zone volcanique nord de la sous-province d'Abitibi.

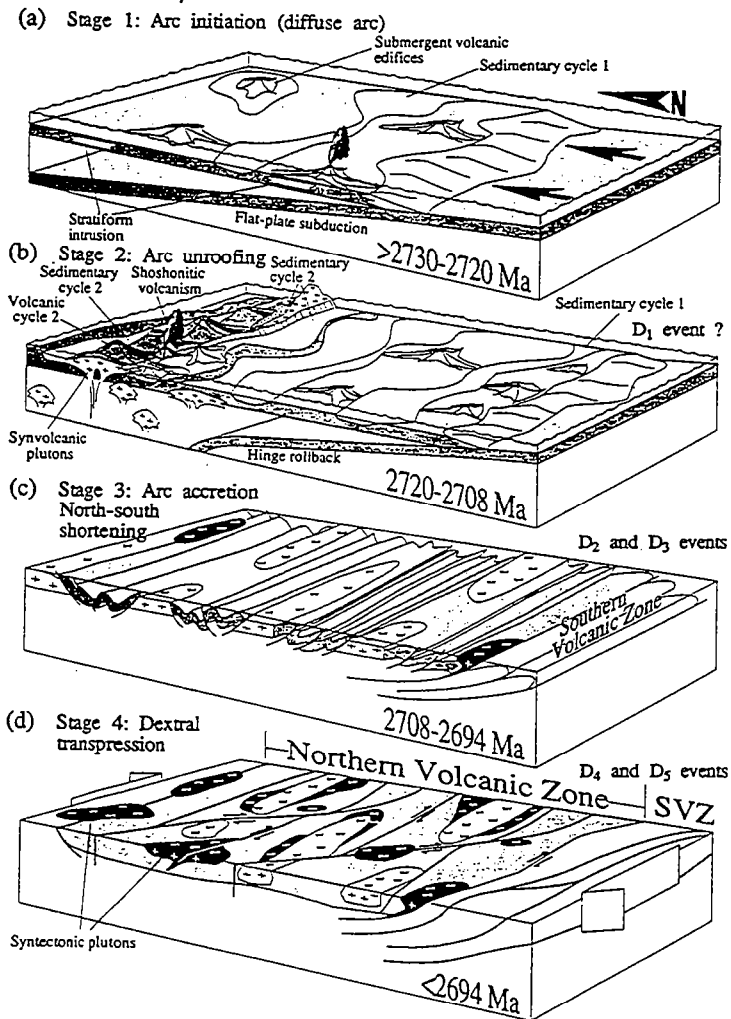


Fig. II-20 : Modèle évolutif de la ceinture de roches vertes d'Abitibi (d'après Chown et al., 1992). La subduction a une vergence nord.

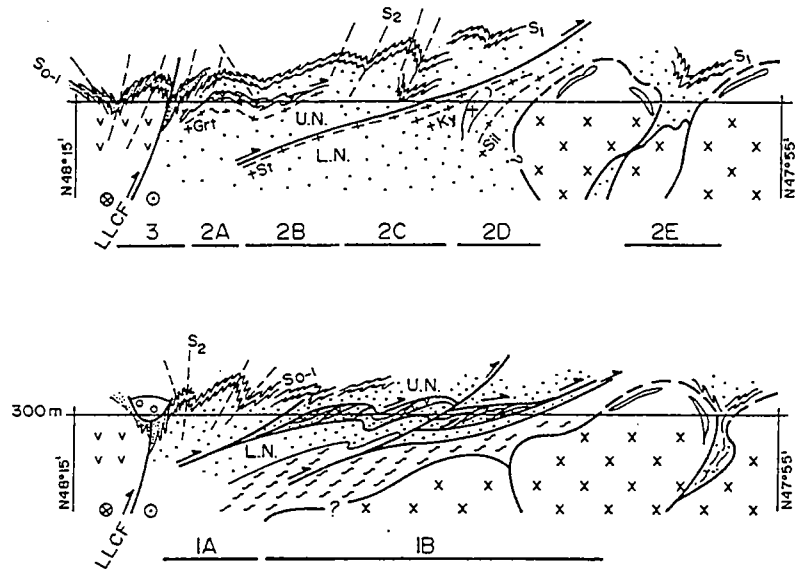


Fig. II-21 : Coupes structurales de la partie nord de la sous-province du Pontiac (d'après Camiré et Burg, 1993). La faille de Larder Lake-Cadillac (LLCF) représente la limite entre l'Abitibi et le Pontiac. La nappe supérieure (UN) est affectée par des plis P2 associés au fonctionnement décrochant tardif de la faille. La schistosité S1 (associée au charriage) est également perturbée aux abords des massifs de granitoïdes (le nord est situé à gauche).

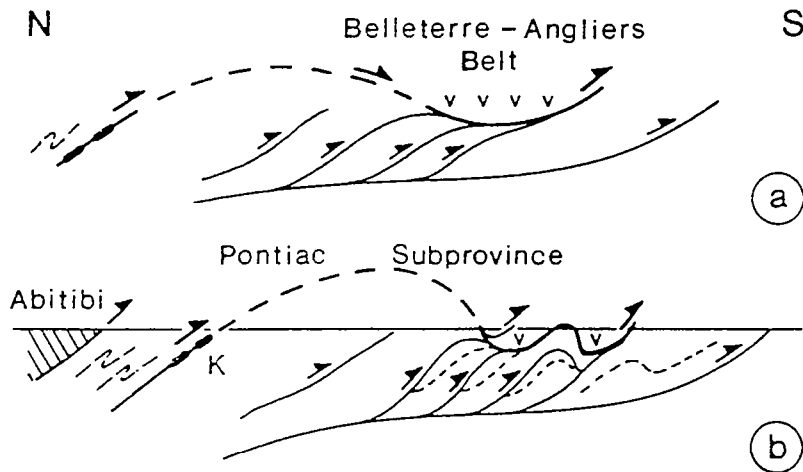


Fig. II-22 : Mode d'emplacement de la ceinture de roches vertes de Baby-Belleterre sur la province du Pontiac (Sawyer et Barnes, 1994). La nappe se met en place à l'aplomb d'un duplex crustal matérialisé par des intercalations de tonalites et de métasédiments. Les roches vertes s'enracinent dans un plan de chevauchement situé au Sud du contact avec l'Abitibi. La ceinture de Baby-Belleterre est l'unique ceinture de roches vertes de la sous-province du Pontiac (on peut la localiser sur la figure II-17).

Les interprétations récentes

La polarité N-S dans la succession des âges dans cette région est expliquée par des modèles de convergence N-S ou oblique amenant au collage des différentes zones structurales d'Abitibi au bloc d'Opatoca. Les interprétations favorisent en général des chevauchements à vergence sud dont les âges sont de plus en plus jeunes à mesure que les collages progressent vers le Sud. D'un point de vue structural, on doit distinguer trois zones : le contact entre l'Opatoca et l'Abitibi nord, la sous-province d'Abitibi au sens strict et la sous-province du Pontiac (et son contact nord avec l'Abitibi) (Fig. II-17).

Le contact entre l'Abitibi Nord et l'Opatoca a été interprété comme un front de chaîne de collision (Benn et al., 1992 ; Sawyer et Benn, 1993). Les terrains de bas grade de l'Abitibi constitueraient l'avant pays chevauché par les terrains de haut grade de l'Opatoca par l'intermédiaire d'un chevauchement d'échelle crustale (Fig. II-19). La structuration de la ceinture de roches vertes d'Abitibi est contrôlée par des chevauchements redressés à vergence sud (Daigneault et al., 1990 ; Chown et al., 1992). Le modèle retenu est celui de la convergence N-S. Une subduction à vergence nord est suivie de l'accrétion de différents arcs volcaniques (Fig. II-20). La fin de l'histoire archéenne de la province est marquée par le fonctionnement d'un réseau de failles décrochantes. Les sédiments de la province du Pontiac (Fig. II-17) ont subi les mêmes types de chevauchements à vergence sud que ceux reconnus dans l'Abitibi (Camiré et Burg, 1993 ; Sawyer et Barnes, 1994). Des nappes (Fig. II-21) ont même été reconnues dans cette région (Camiré et Burg, 1993). Pour certains auteurs, la ceinture de roches vertes du Pontiac (la ceinture de Baby-Belleterre, localisée sur la figure II-17) serait une klippe issue du charriage de roches ultrabasiques sur la sous-province du Pontiac (Sawyer et Barnes, 1994) (Fig. II-22).

LES PROFILS DE SISMIQUE RÉFLEXION

Généralités

La figure II-23 montre la localisation des différentes sections sismiques LITHOPROBE effectuées dans la sous-province d'Abitibi. Les bases de l'analyse des différentes lignes reposent sur les premiers résultats obtenus sur la zone du Kapuskasing (Percival et al., 1989 ; Ludden et al., 1993 ; Percival et West, 1994, voir partie I, chapitre 4) où les images sismiques des différents niveaux structuraux de la croûte d'Abitibi sont directement corrélables avec les terrains à l'affleurement. La structure sismique de la croûte (Fig. II-24) est relativement constante sur toute la province. Généralement, on distingue trois grands niveaux sismiques. La croûte supérieure (0 à 5 km) est faiblement réfléchive alors que la partie moyenne de la croûte (qui peut aller jusqu'à 20-22 km) est caractérisée par une zone complexe montrant de nombreux réflecteurs horizontaux à faiblement pentés vers le nord. La croûte inférieure (allant jusqu'à 13 s, ce qui place le Moho à 36 km) est plus homogène et fortement réfléchive, comme celle des portions de croûte continentale moderne.

Structures de l'Abitibi et du Pontiac

Les deux principales lignes sismiques levées dans l'Abitibi et le Pontiac (lignes 28 et 16, Fig. II-23) sont représentées sur les figures II-25 et II-26. Les principaux résultats et les premières interprétations des données sismiques sont présentés par Ludden et al. (1993). Ils sont résumés dans ce qui suit.

Dans l'Abitibi, les roches supracrustales et les plutons de granitoïdes contemporains forment une couche sismique mince (6 à 8 km d'épaisseur) faiblement réfléchive reposant sur une séquence de réflecteurs imbriqués ayant un faible pendage vers le NW (Fig. II-25). Ces réflecteurs se recouvrent ou sont tronqués fréquemment entre des zones fortement réfléchives. Dans le Pontiac (Fig. II-26), les réflecteurs visibles dans la croûte moyenne ont un faible pendage vers le Nord.

Ces structures de la croûte moyenne sont interprétées comme des imbrications de différentes séquences métasédimentaires et plutoniques, qui, dans le cas de l'Abitibi sont sous-jacentes aux séries de roches vertes. Les imbrications seraient impliquées dans des chevauchements à vergence sud. Dans l'Abitibi, ces chevauchements sont impliqués dans des duplex d'échelle crustale. Le pendage constant vers le Nord des chevauchements impliquerait que la province du Pontiac soit sous-charriée sous la province d'Abitibi. La croûte inférieure est relativement homogène et est interprétée, sur la base de l'exemple de la zone de Kapuskasing, comme le résultat de l'intercalation de gneiss mafiques et intermédiaires associée à un raccourcissement vertical important.

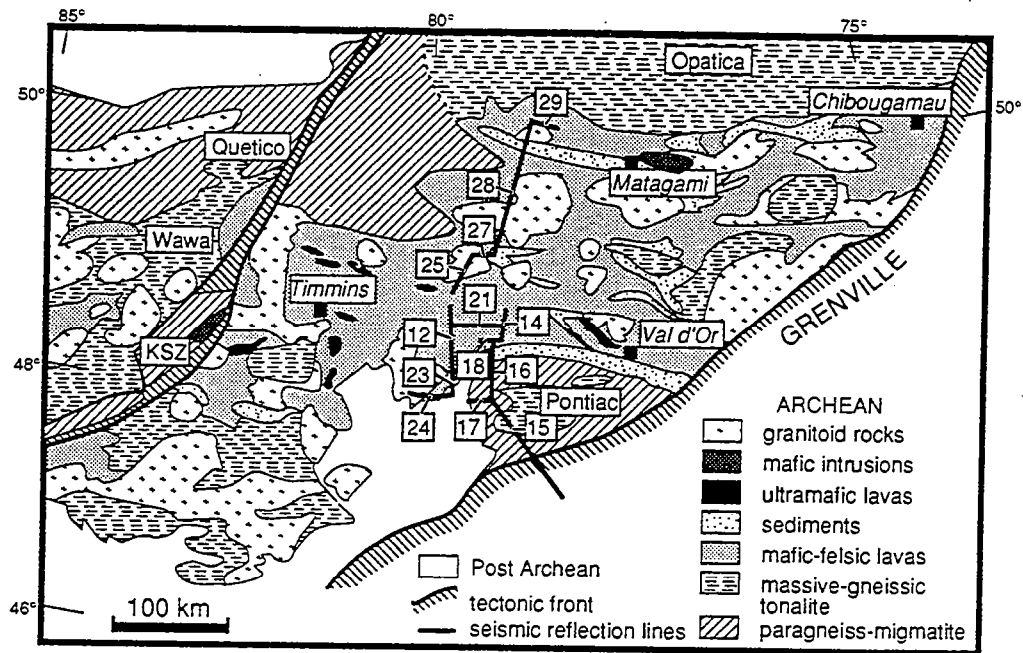


Fig. II-23 : Localisation des lignes sismiques effectuées à l'intérieur de la sous-province d'Abitibi (Ludden et al., 1993).

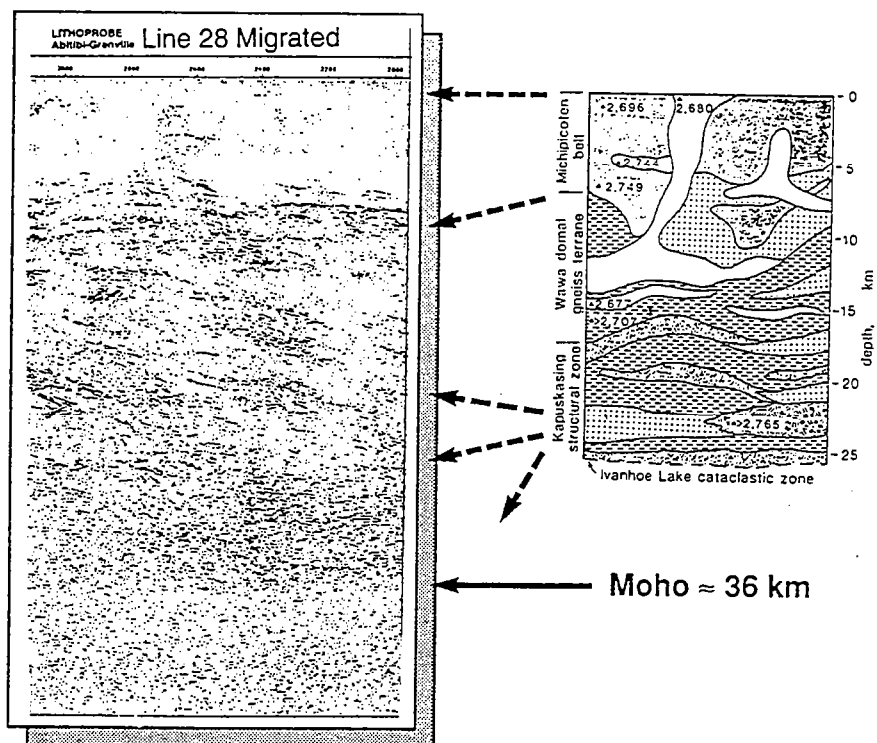
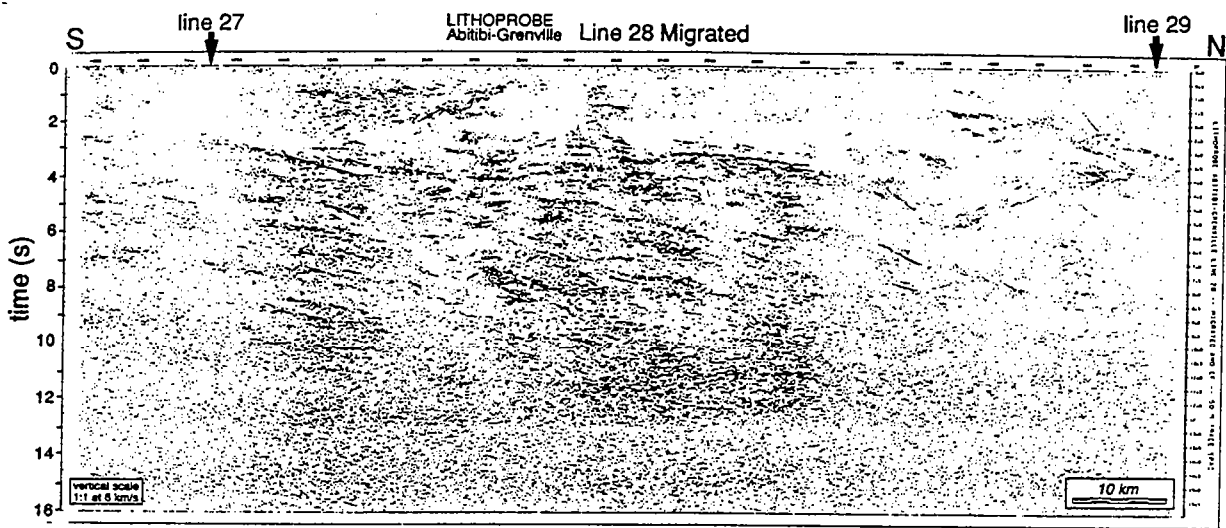


Fig. II-24 : Corrélation entre la coupe verticale de la croûte archéenne dans le domaine de Wawa (au voisinage de la zone de Kapuskasing, d'après Percival et Card, 1983) et la ligne sismique 28 effectuée au cœur de l'Abitibi localisée sur la figure II-23 (Ludden et al., 1993). Les chiffres indiquent les âges U-Pb sur zircons des roches plutoniques acides.



LINE 28: NORTHERN VOLCANIC (NVZ) AND CENTRAL ABITIBI GREENSTONE BELT

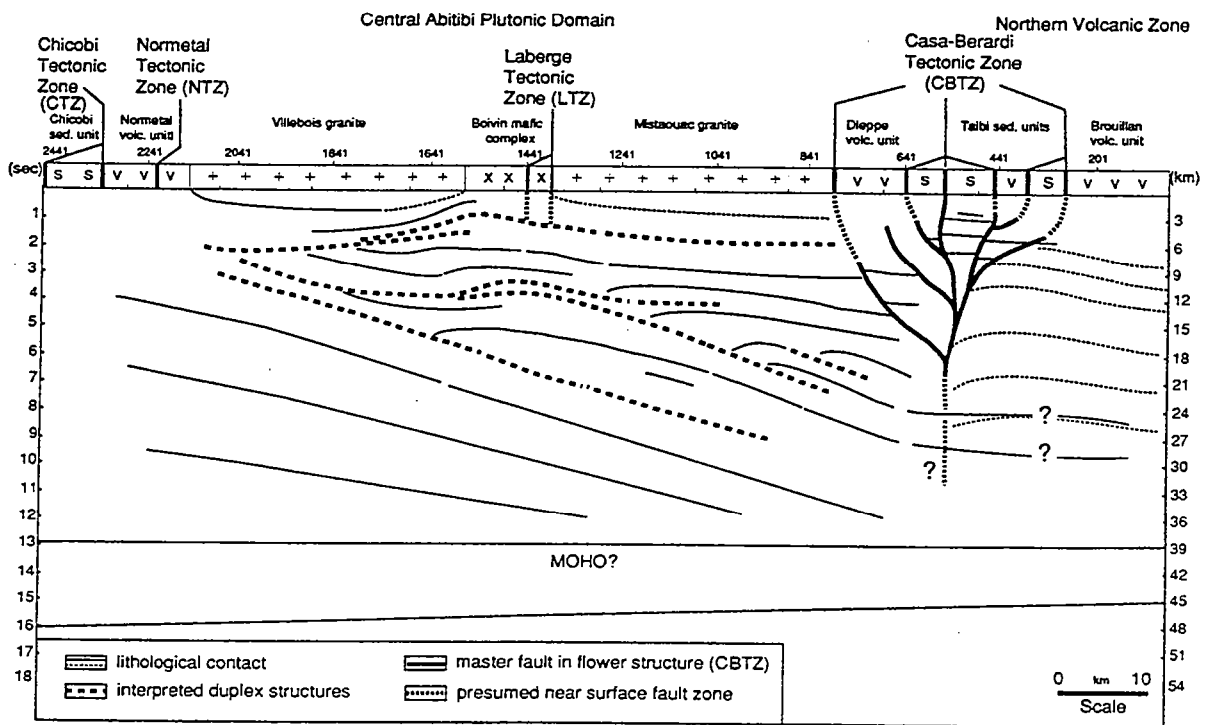


Fig. II-25 : Section sismique et interprétation géologique de la ligne LITHOPROBE 28 dans la sous-province d'Abitibi (Ludden et al., 1993). La localisation du profil est donnée Fig. II-23.

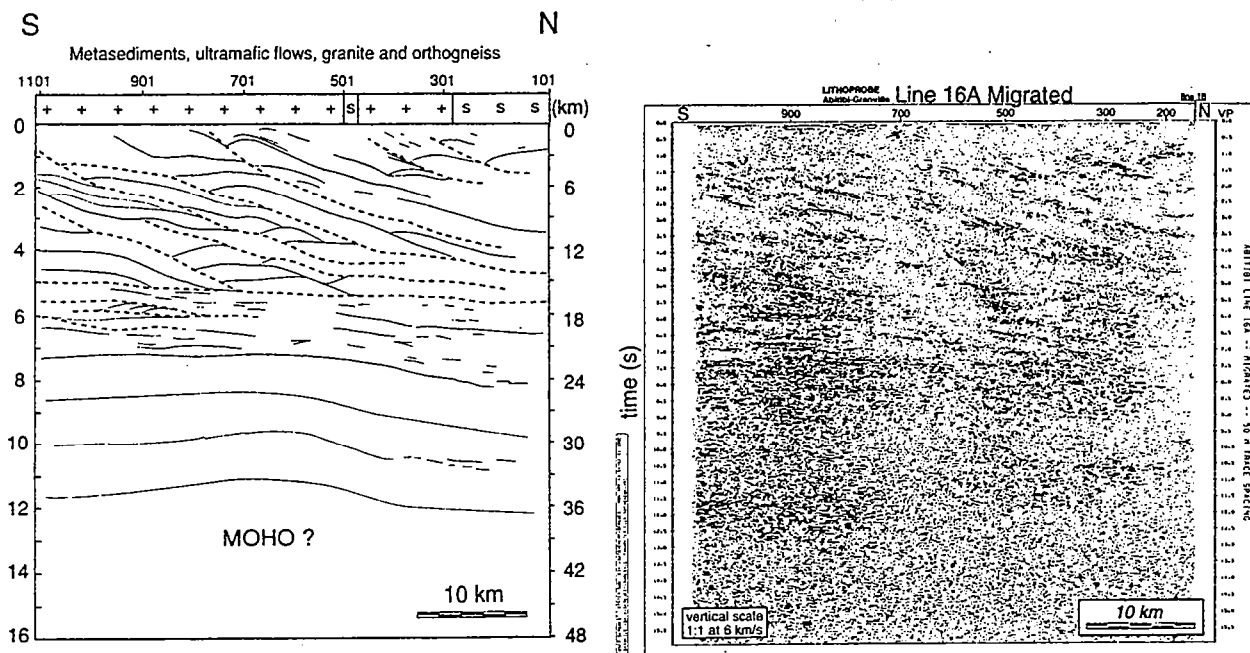


Fig. II-26 : Section sismique et interprétation géologique de la ligne LITHOPROBE 16 dans la partie septentrionale de la sous-province du Pontiac (Ludden et al., 1993). La localisation du profil est donnée Fig. II-23.

Les grandes failles verticales ont une signature sismique complexe, difficile à interpréter. La faille de Larder Lake-Cadillac, qui constitue la limite entre l'Abitibi et le Pontiac est marquée par un changement important de la réflectivité des structures à pendage nord qui est moins importante dans le compartiment d'Abitibi. La zone de faille de Casa-Berardi (Fig. II-25) située à l'intérieur de l'Abitibi est interprétée comme une structure en fleur.

Les ceintures de roches vertes de l'Abitibi et du Pontiac ne montrent aucune évidence de contamination crustale (signatures géochimiques primaires) et semblent avoir une faible épaisseur. Elles auraient donc été charriées sur les granitogneiss et les métasédiments constituant la croûte moyenne (Ludden et al., 1993 ; Sawyer et Barnes, 1994). Or, les granitoïdes intrusifs dans les roches vertes (et à la base de la croûte dans la zone de Kapuskasing), plus jeunes que les roches vertes, peuvent être issus de magmas mis en place par sous-placage. Il n'est pas nécessaire qu'ils aient été chevauchés par les roches supracrustales. Mais la faible réflectivité des ceintures de roches vertes ne permet pas vraiment de cerner la nature de leurs contacts avec les granitogneiss sous-jacents.

La zone de contact entre l'Abitibi et l'Opatica.

La dernière ligne sismique (n° 48) publiée (Calvert et al., 1995) a permis d'obtenir une coupe N-S du contact entre l'Abitibi et l'Opatica (Fig. II-27a et II-27b).

Sur la Fig. II-27c sont représentées la ligne 48 migrée et son interprétation géologique. Les quatre grands faciès sismiques révélés sur cette ligne sont : les roches vertes d'Abitibi, la croûte moyenne et inférieure d'Abitibi, la croûte moyenne d'Opatica et la croûte inférieure réfective d'Opatica. Ces résultats suggèrent que dans cette zone, les terrains de l'Opatica constituent le socle des roches vertes de l'Abitibi nord. Le contact entre la croûte sous-jacente aux roches vertes d'Abitibi d'une part et les terrains d'Opatica d'autre part est interprété comme un chevauchement à pendage nord, relayé en profondeur par un niveau de décollement (D) enraciné dans la croûte inférieure d'Opatica. A l'aplomb de la zone de transition entre la croûte inférieure d'Opatica et la croûte profonde d'Abitibi, on observe une bande de réflexions mantelliques à pendage nord (O). Cette structure est interprétée comme une relique de plaque subductante.

LES APPORTS DES MÉTHODES ÉLECTRIQUES

Les directions de l'anisotropie électrique de l'Abitibi et du Pontiac sont parallèles aux failles majeurs E-W reconnues dans ces sous-provinces (Mareschal et al., 1995). Selon ces auteurs, les films de graphite du manteau lithosphérique seraient les seules phases conductrices susceptibles de créer ce type d'anisotropie. Les résultats suggèrent que la partie mantellique de la lithosphère d'Abitibi se soit structurée en même temps que la croûte sus-jacente et qu'elle a été préservée de tout recyclage depuis la fin de l'Archéen. Ainsi, la racine lithosphérique du craton aurait été engendrée pendant l'accrétion et la déformation régionale de l'Abitibi. Cette interprétation est d'ailleurs en accord avec le modèle de Pearson et al. (1995) privilégiant la formation synchrone de croûte continentale et de la racine mantellique dans les cratons du Kaapvaal et de Sibérie. On doit toutefois noter que le fonctionnement tardif des failles majeures se fait en mode décrochant et qu'il peut postdater les phénomènes d'accrétion verticale de croûte. Ainsi, l'acquisition de la fabrique du manteau lithosphérique est au moins contemporaine du dernier épisode de raccourcissement dans les sous-provinces d'Abitibi et du Pontiac.

CONCLUSIONS

Les premiers résultats du transect LITHOPROBE effectué dans l'Abitibi sont compatibles avec les modèles tectoniques couramment discutés. Ils confirment notamment la vergence sud des différentes structures déjà proposée dans la littérature (Sawyer et Benn, 1993 ; Chown et al., 1992 ; Camiré et Burg, 1993 ; Sawyer et Barnes, 1994). La reconnaissance d'une paléosubduction au Nord de l'Abitibi conforte le modèle de collision d'arcs volcaniques et de plateaux dans un contexte de prisme d'accrétion crustal au front du bloc d'Opatica lui-même considéré comme un arc ancien évolué. Il semble que le manteau sous-crustal actuel de la sous-province d'Abitibi ait été impliqué dans les déformations régionales, au moins pendant les derniers épisodes de la déformation (c'est-à-dire

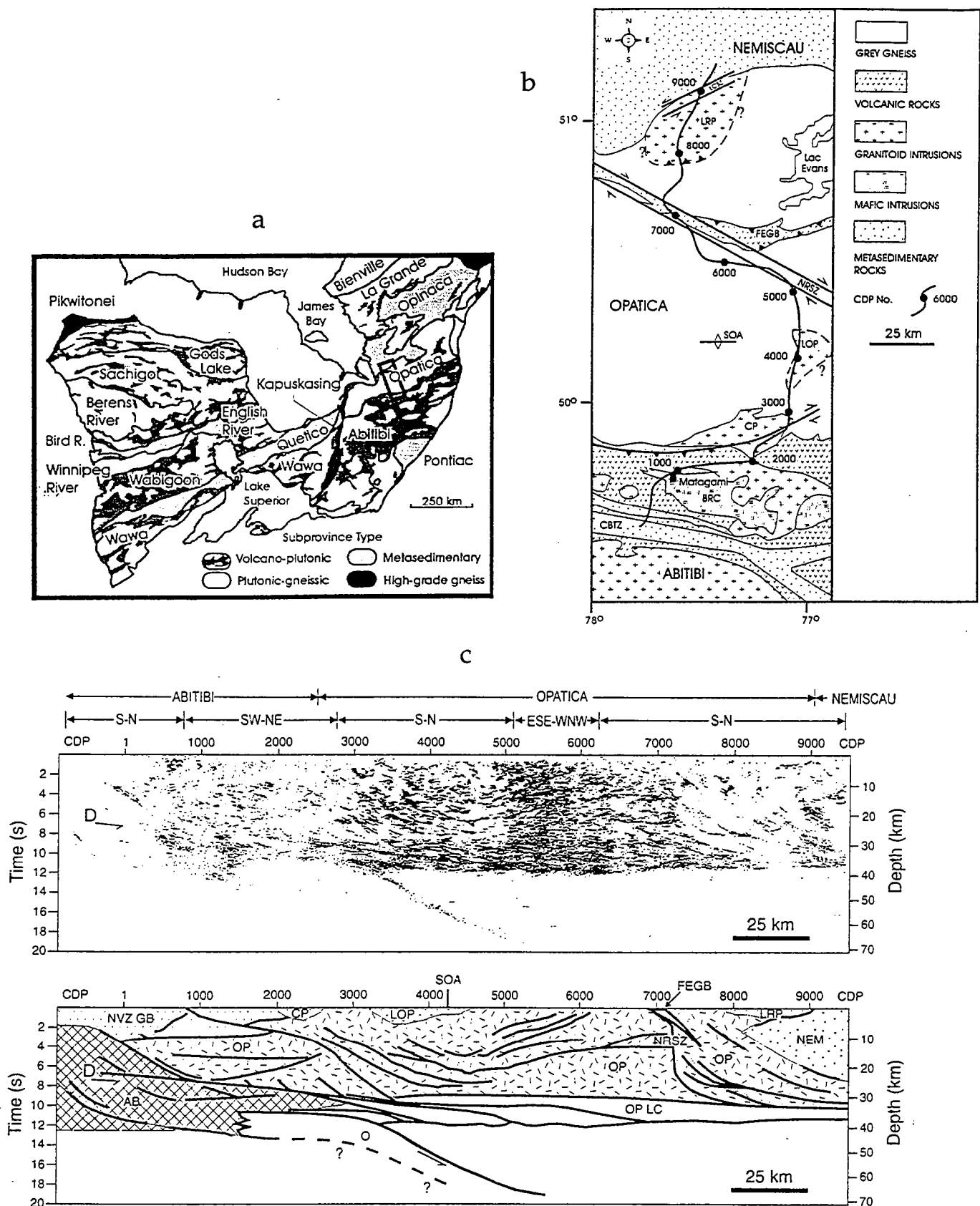


Fig. II-27 : (a) et (b) - localisation de la ligne LITHOPROBE 48 à travers la sous-province d'Opatika. (c) - Profil sismique migré et interprétation géologique de la ligne 48 (Calvert et al., 1995). OP : croûte d'Opatika; OP LC : croûte inférieure réfléchive d'Opatika; AB : croûte d'Abitibi, sous-jacentes aux roches vertes; NVZ BG : roches vertes de la zone volcanique nord d'Abitibi; NEM : métasédiments du Nemiscau; O : unité sub-crustale interprétée comme une relique d'un slab océanique archéen; D : zone de décollement; CP : pluton de Canet; LOP : pluton du lac Ouescapis; LRP : pluton du lac Rodayer; SOA : axe de l'antiforme érodé de d'Opatika; NRSZ : zone de cisaillement de la rivière Nottaway; FEGB : ceinture de roches vertes de Frotet-Evans. (CP, LOP, LRP, SOA, NRSZ et FEGB sont situés sur la figure II-27b).

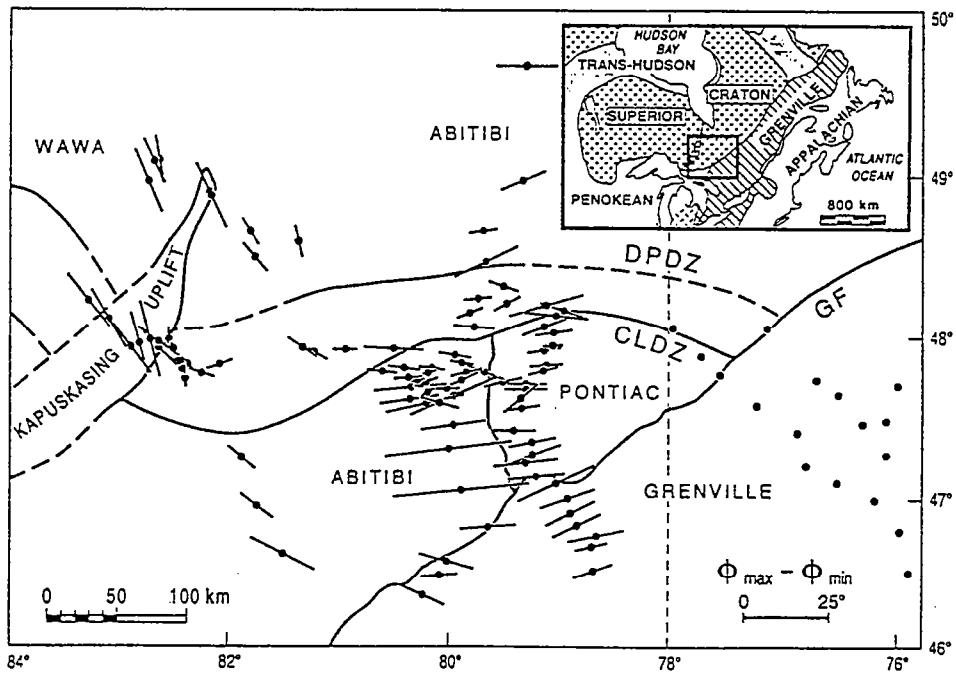


Fig. II-28 : Carte des mesures de la direction et de l'amplitude de l'anisotropie électrique du manteau supérieur dans la partie sud de l'Abitibi (Mareschal et al., 1995). DPDZ : faille de Destor-Porcupine; CLDZ : faille de Larder Lake-Cadillac; GF : front de l'orogène grenvillien.

contemporaine du fonctionnement des grands accidents EW organisés en un réseau anastomosé, compatible avec un raccourcissement coaxial N-S).

Il subsiste toutefois un problème de compatibilité géométrique entre les structures superficielles décrites dans les roches vertes et les structures des niveaux structuraux moyens à inférieurs. De même, la nature des relations structurales existant entre les roches vertes et la croûte granitogneissique sous-jacente n'est pas encore clairement définie. La prospection sismique ne permet pas d'imager les structures fortement pentées à l'intérieur de la croûte. Je pense que c'est par une intensification des investigations structurales régionales de la zone de transition entre les terrains de haut grade du Kapuskasing d'une part, et les TTG du domaine de Wawa (Fig. II-17) et les ceintures de roches vertes d'autre part, que pourra être proposé un modèle cohérent de l'étagement de la déformation à l'intérieur de la croûte archéenne d'Abitibi. La mise en évidence, dans cette zone, par Moser (1994) et Bursnall et al. (1994) de bandes de cisaillement à faible pendage qu'ils interprètent comme des structures extensives, mérite d'être argumentée, notamment par l'étude des relations de ces structures avec les phénomènes métamorphiques et magmatiques opérant à la base de la croûte. En effet, ce type d'approche doit permettre d'analyser les processus régissant la croissance continentale sur cette portion très bien documentée de croûte archéenne.

4 - INSTABILITÉS GRAVITAIRES ET CHAMPS DE DÉFORMATION EN DÔME-ET-BASSIN ARCHÉENS

Dans ce chapitre, on discute des instabilités gravitaires diapiriques dans les structures en dôme-et-bassin de la croûte archéenne. Une illustration des critères de reconnaissance des champs de déformation diapiriques dans les terrains à granite et ceintures de roches vertes est donnée sous la forme d'une publication concernant le craton de Dharwar (Inde du Sud).

INTRODUCTION

C'est principalement dans les terrains à granites et ceintures de roches vertes que de nombreuses structures en dôme-et-bassin ont été interprétées comme le résultat du développement d'instabilités gravitaires. Le diapirisme est en fait l'idée la plus ancienne développée en tectonique archéenne. C'est Mc Gregor (1951) qui proposa que la structure du craton du Zimbabwe soit contrôlée par les "batholites grégaires", se mettant en place de façon diapirique, déformant ainsi les ceintures de roches vertes. Ce type d'hypothèse tectonique pour les terrains à granites et ceintures de roches vertes est aujourd'hui considéré comme dépassé (Myers et Kröner, 1994). Pour ces auteurs, la structuration interne des portions de croûte continentale archéenne serait entièrement contrôlée par les raccourcissements induits aux limites des cratons. Certains défenseurs du diapirisme ont même radicalement changé d'interprétation sur les mêmes structures régionales en dôme (Schwerdtner, 1990). Toutefois, récemment, les critères structuraux en faveur du développement de structures gravitaires dans les terrains à granites et ceintures de roches vertes ont été documentés (Jelsma et al., 1993 ; Bouhallier et al., 1993).

APERÇU BIBLIOGRAPHIQUE

A la suite des travaux de Mc Gregor (1951) et d'Anhaeusser et al. (1969), les études favorisant les interprétations diapiriques étaient essentiellement fondées sur les résultats expérimentaux de Ramberg (1963, 1967). En effet, les expériences fournissent des critères géométriques diagnostiques importants dans la reconnaissance des dômes diapiriques. Sous l'impulsion de Gorman et al. (1978), l'analyse de la déformation progressive des modèles expérimentaux a permis de caractériser les champs de déformation associés au développement des instabilités gravitaires de type diapirique, tant à l'intérieur des dômes que dans les roches supracrustales (Dixon, 1975 ; Dixon et Summers, 1983). Les tests numériques ont ensuite permis d'affiner les modèles et notamment de simuler les interférences entre les champs de déformation associés à la mise en place des dômes diapiriques d'une part et à la tectonique régionale d'autre part (Mareschal et West, 1980 ; Brun et Pons, 1981 ; Cruden, 1988 ; Schmeling et al., 1988 ; Guglielmo, 1994). Des dômes diapiriques ont été reconnus dans le craton du Zimbabwe (Ramsay, 1989 ; Jelsma et al., 1993), dans le craton du Pilbara (Hickman, 1981, 1984 ; Collins, 1989), dans la province des Esclaves (Drury, 1977), dans la province Supérieure en Ontario (Schwerdtner et al., 1979, 1983 ; Schwerdtner et Lumbers, 1980 ; Schwerdtner, 1982, 1984), dans la dorsale Reguibat (craton ouest africain) (Bronner, 1981, 1992).

CARACTÉRISATION STRUCTURALE D'UN SYSTÈME DIAPIRIQUE ARCHÉEN EN TROIS DIMENSIONS: L'EXEMPLE DU CRATON DE DHARWAR.

Ce paragraphe est présenté sous forme d'article : *Strain patterns in Archaean dome-and-basin structures: the Dharwar craton (Karnataka, South India)*. *Earth and Planetary Science Letters* v 135 (1995) p 57-75.

Avec l'autorisation des éditions Elsevier Science Ltd.

Reprinted from Earth and Planetary Science Letters, Volume 135, Bouhallier H., Chardon, D., Choukroune P., pages 57-75, Copyright 1995, with kind permission from Elsevier Science Ltd, The Boulevard, Langford Lane, Kidlington OX5 1GB, UK



Strain patterns in Archaean dome-and-basin structures: The Dharwar craton (Karnataka, South India)

Hugues Bouhallier¹, Dominique Chardon, Pierre Choukroune*

Laboratoire de Tectonique Géosciences Rennes (UPR 4661-CNRS), Université de Rennes 35042 Rennes Cedex, France

Received 5 May 1994; revised 10 July 1995; accepted 24 July 1995

Abstract

Models simulating the role of gravity in the Earth's crust are the main source of criteria used for the field identification of diapirs. After a short review of the distribution of finite strain in experimental diapir models, we describe an example where differential erosion of a tilted craton has provided 3D geometrical information on patterns in a diapiric system at various depths (from greenschist to granulitic facies conditions) within the Archaean continental crust of the Dharwar craton, South India. Diapirs and anti-diapirs ('sagducted' greenstones) are observed at different levels: structures and strain are consistent with all the field identification criteria inferred from experimental simulation, but some peculiar structural features are also observed which are not predicted by the models. These features, such as strain trajectory triple junctions, result from (i) the progressive deformation of diapiric domes or sagducted basins, (ii) interferences between diapiric structures (body forces) and (iii) the superimposition of diapiric strain fields on regional horizontal shortening (boundary forces).

1. Introduction

Field indications of diapirism have been the subject of much debate [1–5]. Experimental and numerical approaches to the modelling of diapirism [6–19] can be divided into two types. The first type is concerned with the relationships between the mechanical properties of the materials used and the shapes and periodicity of diapiric bodies at different stages of their evolution. The second approach is designed to define the strain field in and around diapiric bodies. These experiments are justified by the fact that low-density layers commonly occur in the Earth's crust and that this material is seen to outcrop as circular or elliptical structures intruding

material of higher density. Well-known examples are granites, migmatitic gneiss domes and probably salt domes [20].

All structural levels of the Earth's crust are assumed to be capable of undergoing diapiric evolution. At depth, contrasting relationships are expected between low-density material (partially or totally melted) and the denser country rocks [17]. In the upper parts of the crust, salt domes may result from similar processes.

The analogue approach is fundamental in defining the relevant structural features to be expected in the field, whereas the results of simulations have contributed some basic criteria for diapiric motion. However, the use of analogue models for the interpretation of natural examples is generally problematic because in experimentation it is difficult to introduce effects such as ballooning (volume change), interference between individual diapiric structures,

* Fax (33) 99 28 61 00; e-mail Choukroune@univ-rennes1.fr.

¹ Deceased

and interference between diapirism and deformation. These effects can only be produced using computer models [16,18,19]. Furthermore, whereas kinematic indicators are capable of providing local information on deformation history in normal tectonic settings, only one model has allowed discussion of the progressive deformation within and around diapiric bodies [8].

In this paper we summarize the main experimental results of Dixon's work before proceeding to describe natural strains associated with diapiric structures in the Dharwar craton, where structures on various scales can be observed ranging from upper to lower structural levels in the crust. Indeed, this area displays a continuous cross section of the Archaean crust from greenschist facies in the north to granulite facies in the south [22,23], with a combined increase in pressure from 3 kbar in the north to 7–8 kbar in the south. Two areas showing dome-and-basin structures have been studied in detail, one in the amphibolite facies (Holenarsipur area), and the other in the hornblende–granulite facies (Gundlupet area).

We subsequently attempt to fit the peculiar structural features or strain field characteristics observed in the natural examples with model predictions. Finally, an explanation is given for development in terms of Raleigh–Taylor instabilities: we argue that the observed differences compared to the model predictions are the result of interferences between diapiric domes (body forces) and the superimposition of lateral regional shortening (surface forces). Alternatively, the examples may be explained by progressive diapirism.

2. Present knowledge of diapiric strain fields from analogue modelling

2.1. Geometry of diapiric structures

Many experiments have been performed to define the shape of domes during the evolution of gravitational instabilities (initiation, amplification, locking, and periodicity regarding parameters such as density, viscosity and relative thickness ratios of the buoyant and overburden layers [6,10,24,25]).

There are analogue models which lead to a quantitative estimate of strain throughout diapiric struc-

tures [8,9,12,14,15]. The main types of information provided by these models are given in the following:

2.2. Strain trajectories (Fig. 1a)

One of the first results given by experiments is that flattening strain trajectories trend subparallel to the overburden–intrusion interface.

In the buoyant layer, profiles of the initial stages of the ascent of diapiric walls are characterized by flattening trajectories which are vertical in the inner part of the dome and horizontal at the top. Within more mature diapiric structures, strain trajectories display two antiformal structures which diverge away from the core of the dome. Between them, a nearly horizontal isotropic line appears just below the top of the dome. During the development of the diapir, this isotropic line migrates downward with a progressive reduction in length.

In the overburden, flattening planes are deformed into double synformal structures on both sides of the dome. At more advanced stages, these synforms are amplified and their axial planes, which run parallel to the dome boundary, become vertical and are subsequently overturned. A zone of low strain appears in the inner part of the synformal structures [8,26]. This particular zone (also termed the isotropic point) is almost motionless throughout the deformation.

2.3. Strain intensity (Fig. 1b)

In the buoyant layer, the most intensely strained zone is first located in the core of the dome, which is affected by vertical stretching. During amplification of the structure, this vertically stretching zone moves upwards and the highest strain, marked by strong horizontal stretching, occurs at the top of the dome. The boundary between the upper zone of horizontal stretching and the lower zone of vertical extension is marked by an area of lower strain. In well-developed diapirs this region of low strain becomes smaller and finally disappears.

In the overburden, the highest strains (horizontal stretching) are first located above the dome and extend progressively along the limbs to reach another area of high strain developing near the roots of the dome. Zones of low strain are very restricted on both sides of the trunk.

In summary, models indicate that the locations of areas of highest strain are mainly determined by the geometry of the overburden/source interface throughout the course of diapiric growth.

2.4. Strain regimes (Fig. 1c)

In both the buoyant layer and the overburden, coaxial strain is expected at the top of the developing dome, whereas its flanks undergo shearing deformation. The shear strain, which is always greatest at the interface, increases during amplification of the dome.

2.5. Fabrics and progressive deformation

Strain patterns observed in 3D models of diapiric structures [13–15,18,19] have indicated a distribution of strain ellipsoid types within diapirs and overburden: a radial, horizontal extension and flattening-type ellipsoids can be expected at the top of the diapir whereas vertical extension is expected in the diapiric source area. This configuration has been exemplified in salt diapirs [21].

A domain of vertical stretching occurs within the

roots of the buoyant layer, whereas horizontal stretching affects its top (Fig. 1). It is interesting to consider the geometrical evolution of an area situated near the boundary between these two distinct domains: As this boundary moves upward during maturation of the diapir, a domain with initial vertical stretching will progressively move into a domain affected by horizontal stretching. Rocks deformed in such a way might record this type of evolution and exhibit overprinted fabrics and the initial vertical flattening planes would be progressively folded and affected by a superimposed horizontal foliation leading to a constrictive bulk strain and a linear horizontal fabric.

Most authors point to fact that the vertical stretching in the core of a diapir is contained by vertical flattening planes under conditions of planar flow in the diapiric walls. In conditions of radial flow, the stretching direction and the long axis of the constrictive strain ellipsoid are parallel to the diapiric stocks.

Another remarkable example of superimposed fabrics due to the progressive deformation of a ‘sagducted’ overburden has been described by Dixon and Summers [12]. An early horizontal planar fabric

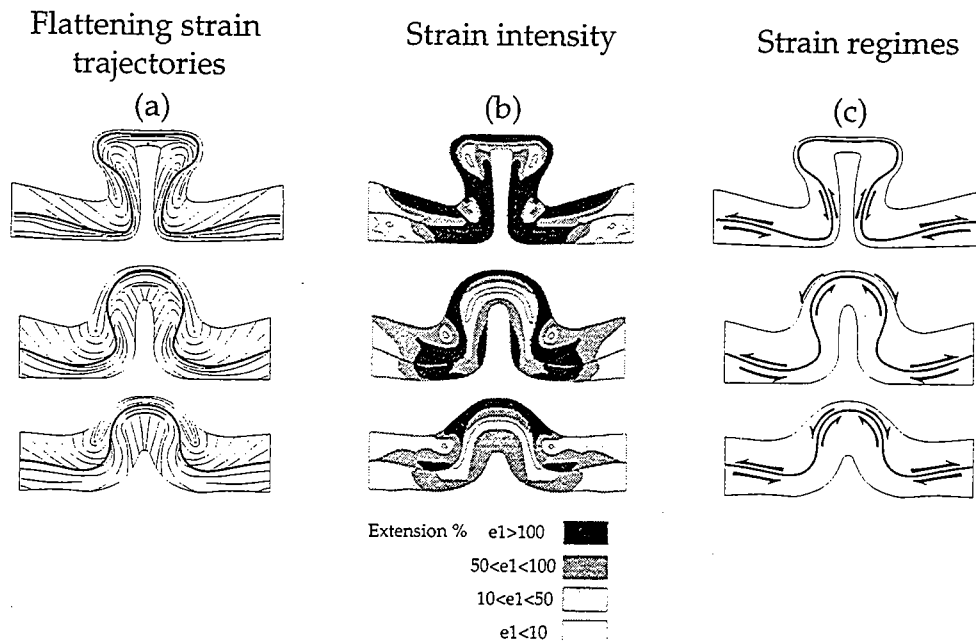


Fig. 1. Strain characteristics at three successive stages, showing the evolution of a cylindrical diapiric ridge. (a) Flattening plane. (b) Strain intensity, with e_1 as finite principal extension. (c) Strain regimes. Drawn after Dixon's models [8].

is expressed in the overburden above the buoyant layer and is affected by horizontal shortening as the elements migrate into the more subsident areas. Natural rocks deformed in this way are likely to display overprinted fabrics, with the two flattening planes defined by two perpendicular foliations. The first one, which is horizontal, should be crenulated or folded by the second one, which is vertical: here total strains are expected to be of the constriction type, with a main, horizontal stretching direction.

3. Strain pattern in the Archaean crust of the Dharwar craton, South India

3.1. Geological setting

In the Dharwar craton [27–29] both types of classic Archaean terrain are exposed (i.e., a tabular

succession of low-to high-grade volcanic and sedimentary rocks making up linear and curved belts of 'greenstone', 'supracrustals' or 'schist', surrounded by more extensive areas of high-grade infracrustal rocks with associated low-K tonalitic, trondhemitic and granodioritic intrusives (TTG) with ages varying between 3.35 Ga and 2.5 Ga [30–41] (Fig. 2).

On the wider scale of the craton, LANDSAT satellite images reveal a strong N–S trending fabric which is partly due to late Archaean transcurrent ductile shear zones [42,43] (Fig. 3). These shear zones are thought to be coeval with the emplacement of the large 2.5 Ga Closepet batholith [30,44–46]. Areas located between the distinct linear shear zones (such as in the Holenarsipur and Gundlupet areas) are convenient targets for investigating the tectonic style of the Archaean crust prior to shearing.

The main characteristic of the Dharwar craton is a transition from a low- to medium-grade granite–

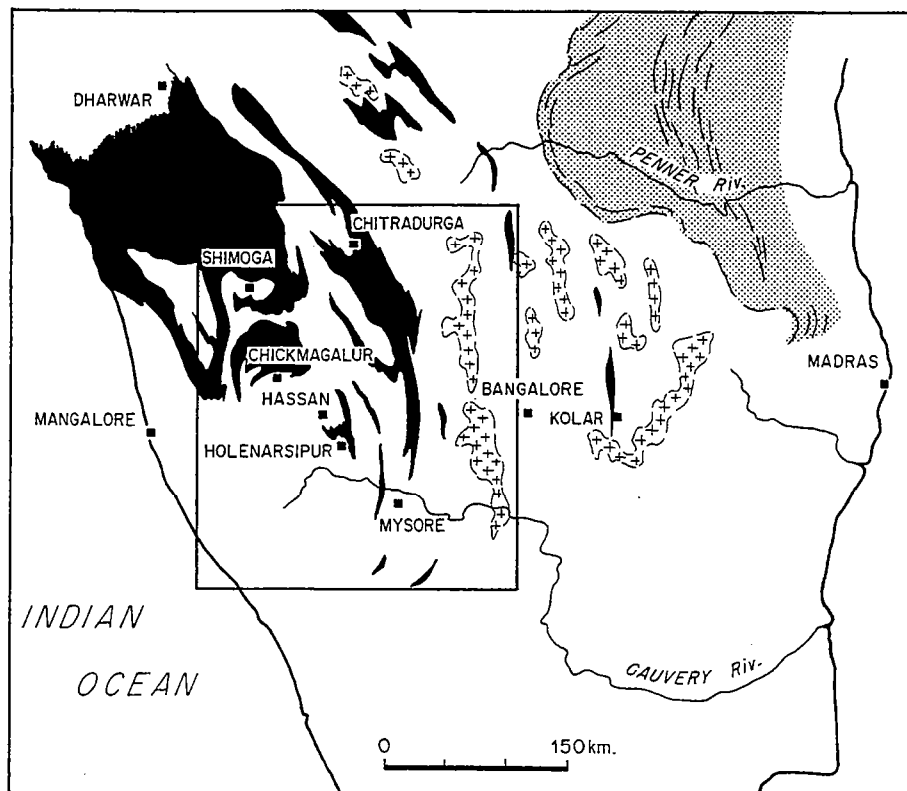


Fig. 2. Geological map of the Archaean Dharwar craton (South India). Archaean rocks: Greenstones in black; Closepet granite shown with crosses; Peninsular gneisses shown blank. Proterozoic rocks are stippled. Box shows location of Fig. 3.

greenstone terrain in the north to a high-grade granulitic terrain in the south. The palaeopressures in gneissic and mafic rocks increase from about 3 kbar in the north and in central Karnataka to 8–9 kbar in the Sargur area [47–49,51]. According to a number of authors [23,49–52] the Archaean craton north of the Moyar shear zone is affected by a single metamorphic event dated at around 2.5 Ga [31,33,45]. The southernmost part of the Closepet batholith forms the deepest structural level in a heterogeneous granitic complex which is affected by a granulite-facies overprint [54–57].

3.2. Geological setting of the Holenarsipur and the Gundlupet areas

The Holenarsipur area (see location in Fig. 3), which is situated in the central medium-grade terrain of the Dharwar craton [49], contains one of the oldest 'greenstone belts' of the craton [58]. The surrounding gneisses, which yield Rb–Sr and Pb–Pb ages of between 3.35 Ga [32,36] and 3.305 Ga [38], are intruded by 3.1–3.0 Ga old trondhjemitic plutons [33–36,40,59]. The trondhjemites are also seen to intrude supracrustal rocks [60,61]. Recent geochrono-

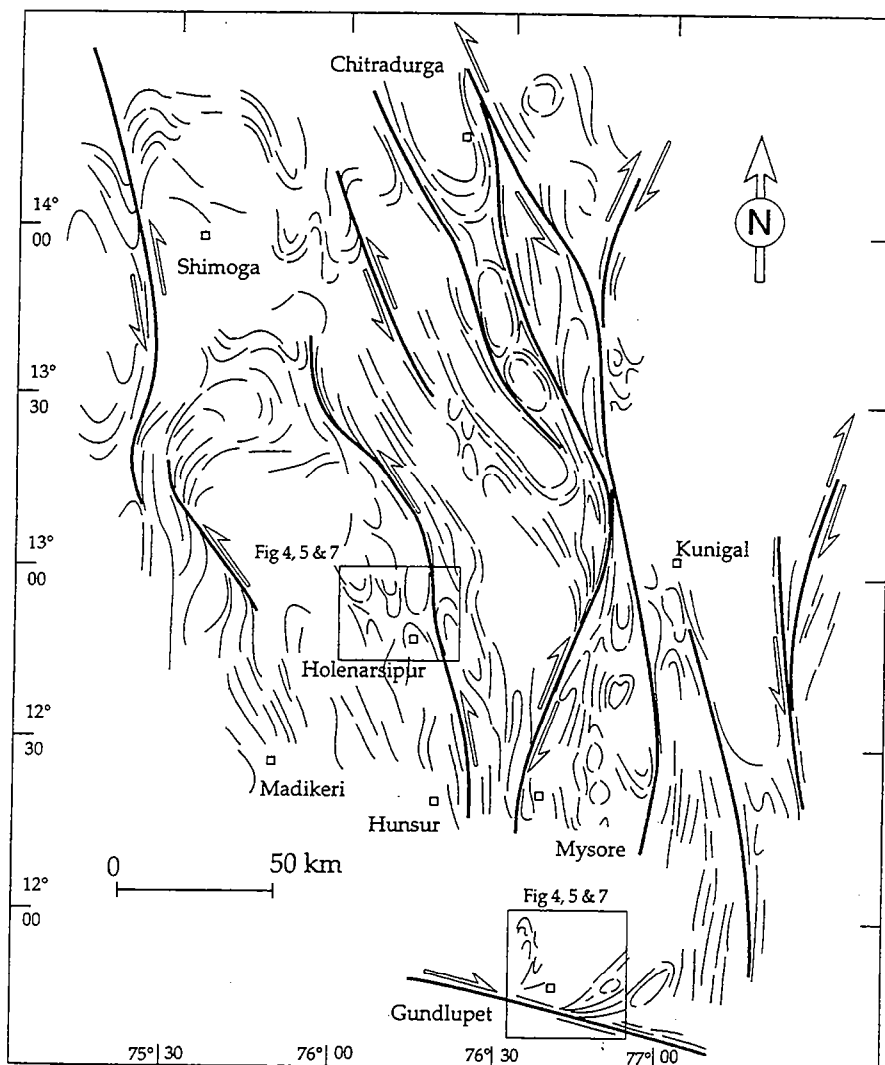


Fig. 3. Structural map of the western part of the Archaean Dharwar craton. For location, see Fig. 2.

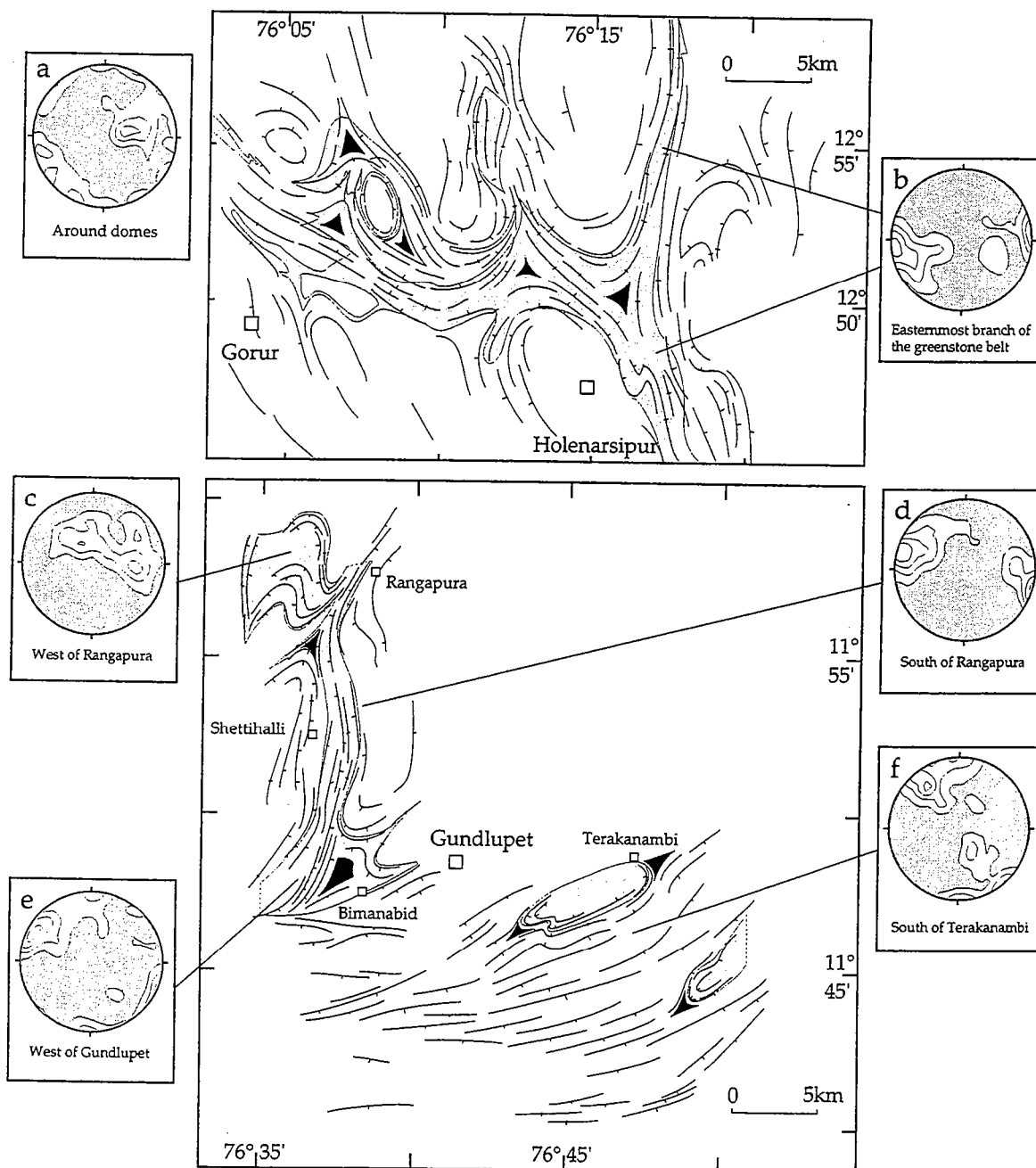


Fig. 4. Map of foliation trajectories in the Holenarsipur and Gundlupet areas (Karnataka). Supracrustal rocks are shaded and foliation triple points are in black. Equal-area stereograms with projection onto the lower hemisphere: (a) 96 data contoured at 1,3,5,9 times uniform distribution. (b) 30 data contoured at 1,3,5,9 times uniform. (c) 50 data contoured at 1,3,5,7 times uniform. (d) 41 data contoured at 1,3,5,7,9,11 times uniform. (e) 45 data contoured at 1,3,5,7,9 times uniform. (f) 78 data contoured at 1,3,5,7,9 times uniform.

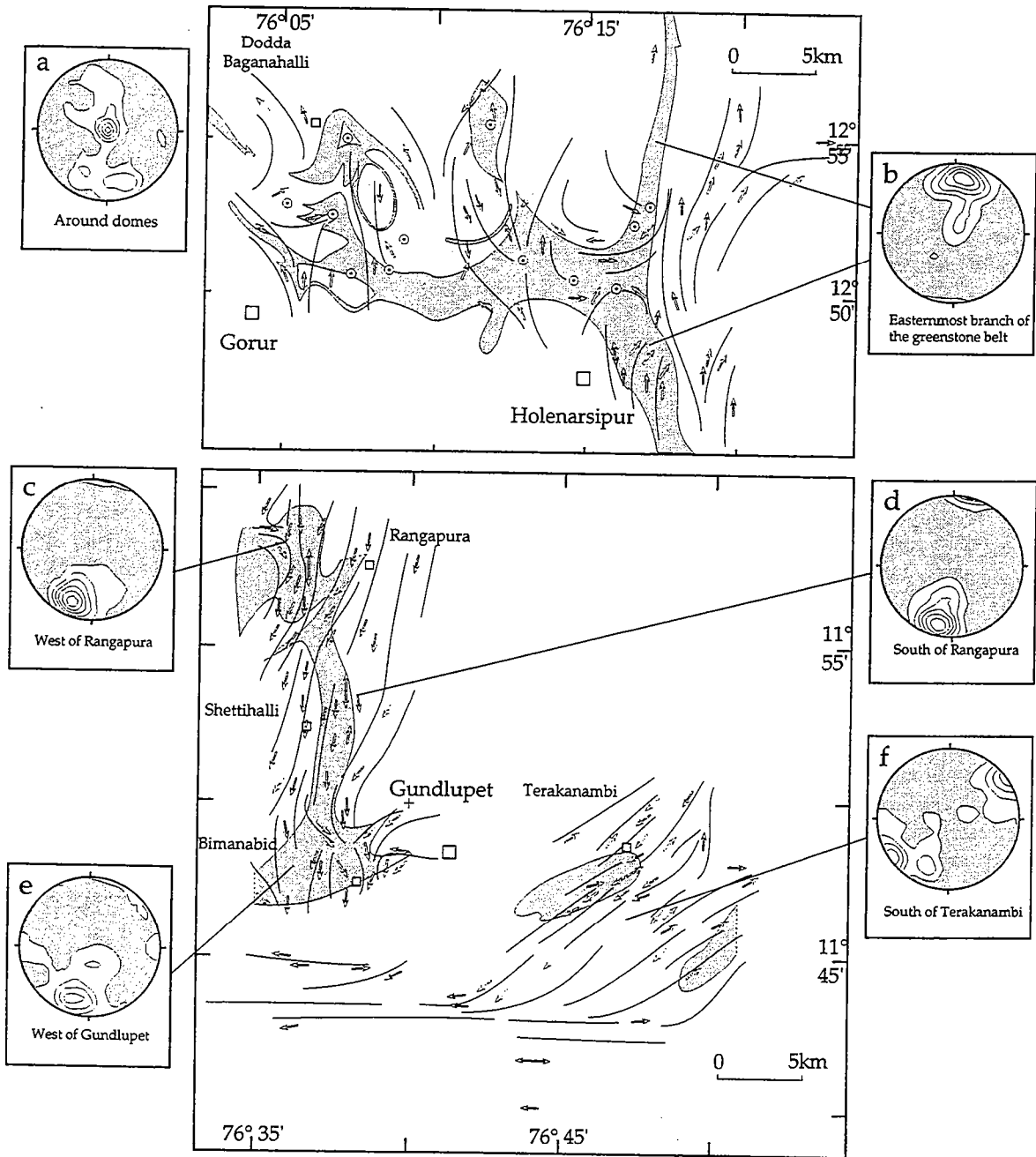


Fig. 5. Map of stretching lineation trajectories in the Holenarsipur and Gundlupet areas. Circles indicate zones of vertical stretching lineations. Equal-area stereograms with projection onto the lower hemisphere: (a) 68 data contoured at 1,3,5,9,11 times uniform. (b) 38 data contoured at 1,3,5,9,11,13 times uniform. (c) 32 data contoured at 1,3,5,7,9,11,13,15 times uniform. (d) 25 data contoured at 1,3,5,7,9,11,13 times uniform. (e) 21 data contoured at 1,3,5,7,9,11,13,15 times uniform. (f) 41 data contoured at 1,3,5,7,9 times uniform.

logical studies obtained on supracrustal rhyolites have yielded an age of 3.3 Ga [62].

The observed structural strain field in the Holenarsipur area is consistent with a diapiric event that was locally overprinted by transcurrent shear zones [61]. In the supracrustal units only one prograde tectonometamorphic event has been preserved, probably related to the 2.5 Ga emplacement of the Closepet batholith.

In the Gundlupet area [27] (see location in Fig. 3) greenstones and TTG sequences display metamorphic parageneses that indicate upper amphibolite to transitional hornblende–granulite facies metamorphism [53]. The structures in this area are comparable with those recognized in the neighbouring area of Sargur [60,63]. Regional dome-and-basin patterns [54] are deformed by a major dextral transcurrent shear zone. This shear zone separates the Sargur area in the north from the khondalite–charnockite terrains in the south. P – T estimates for the surrounding gneissic and mafic areas north of the shear zone and east of the Gundlupet area are about 700–750°C and 8 kbar [48,51,52]. As in the Holenarsipur area, the main metamorphic and deformational events appear to be related to the 2.5 Ga emplacement age [64].

3.3. Foliation trajectories

Maps of foliation trajectories (assumed to be $\lambda_1 \lambda_2$ trajectories) in the Dharwar craton indicate extensive dome-and-basin structures (Figs. 4 and 5). The foliation trajectories of the two studied areas show that supracrustal rocks (the cover) coincide with foliation synforms and that infracrustal rocks (gneissic basement) coincide with elliptical antiforms. In the hornblende–granulite zone of Gundlupet, the foliation trajectories in the infracrustal gneissic basement locally define an elliptical synform shape (e.g., north of Shettihalli).

Some important structural features appear to be constant for both areas. Foliation trajectories are parallel to the contact between supra- and infracrustal rocks and are always associated with an increase in strain toward the contact. In the Holenarsipur area, contacts between supracrustal and infracrustal rocks are generally steep, whereas some contacts are flat-lying in the Gundlupet area, especially around the supracrustal basins south and southeast of Ter-

akanambi. In the inner parts of these basins, contacts between infra- and supracrustal rocks and foliations are subhorizontal. Another significant feature in both areas is that exposures of infracrustal rocks with subhorizontal foliations are always restricted to the central parts of the elliptical gneissic antiforms. Furthermore, clearly identifiable dome-in-dome structures can be observed east of the Holenarsipur area (Fig. 4).

The most significant differences between the two studied areas are: (i) flat-lying foliations in supracrustal rocks are observed within the central parts of elliptical supracrustal basins (south of Terakanambi, Fig. 4), whereas they are totally absent in the Holenarsipur area, and (ii) foliation trajectories pick out synformal closures of migmatitic infracrustal gneisses in the Gundlupet area, but not in the Holenarsipur area.

Vertical foliation triple points are probably the most noteworthy features outlined by foliation trajectories. In the Holenarsipur area, triangular arrangements of vertical foliations define characteristic triple points between three elliptical domes. These specific areas are present both in supracrustal and infracrustal rocks. In the triple points, fold axes are always subvertical and associated with an intense vertical crenulation.

In the Gundlupet area, terminations of elliptical synformal closures display moderately dipping foliations which also define triple points. These features are also present in both supracrustal (e.g., north of Shettihalli) and infracrustal rocks (e.g., east of Ter-

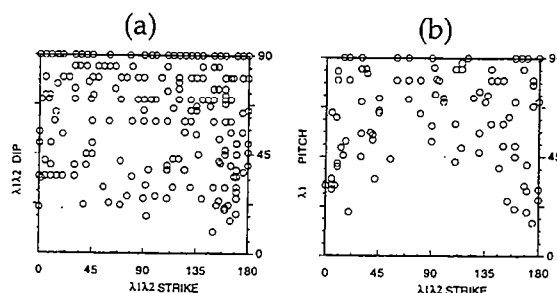


Fig. 6. (a) Foliation ($\lambda_1 \lambda_2$) dip vs. foliation ($\lambda_1 \lambda_2$) strike and (b) stretching lineation (λ_1) pitch vs. foliation ($\lambda_1 \lambda_2$) strike in the case of regional scale structures near Holenarsipur (measurements in dome envelopes). It appears that the lowest pitches of the lineations are confined to N–S foliation planes associated with strike-slip motion.

akanambi) (Fig. 4). In triple junction areas, fold axes dip moderately to gently and are associated with an intense horizontal crenulation. In both the Holenar-

sipur and Gundlupet areas, the crenulation is localized within triple points and is associated with an increase in strain.

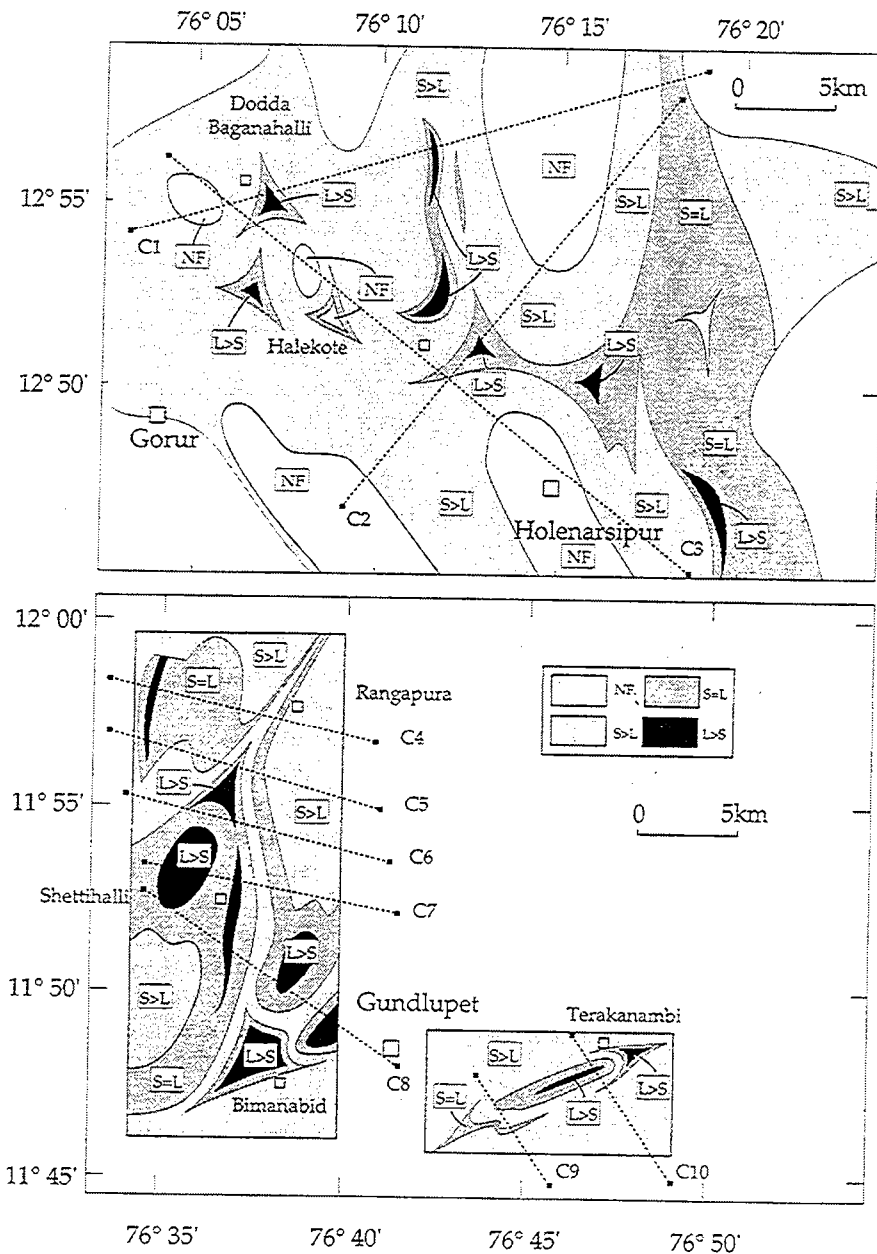


Fig. 7. Map of fabrics in the Holenarsipur and Gundlupet areas. *NF* = zone with no or poor fabric; *S > L* = zone where planar fabric is more developed than linear fabric; *S = L* = zone where both planar and linear fabrics are equally developed; *L > S* = zone where linear fabric is more developed than planar fabric. *C*₁ etc. = location of cross sections in Fig. 8.

3.4. Stretching orientation (Fig. 5)

In both study areas, stretching lineation trajectories (assumed to represent the variations in orientation of the maximum stretching axis λ_1) trend parallel to the axial planes of the main regional structures and cut across the supra–infracrustal interface in several places. However, significant differences occur in the geometry and distribution of λ_1 between the Holenarsipur and Gundlupet areas. In the Holenarsipur area (Fig. 5), plunge and pitch are generally steep in the supracrustal rocks, except at the linear easternmost boundary of the supracrustal belt. A graph shows the predominance of high pitches of lineation (Fig. 6), whereas the pitch of λ_1 directions versus strike of foliation planes indicates that the pitch is higher in the E–W foliation (Fig. 6). In the gneissic basement, lineations are less well marked and scattered around 170°E . The attitudes of stretching lineations and foliations gradually change from gentle in the core of the domal structures to vertical near the contact between supra– and infracrustal rocks.

In the Gundlupet area (Fig. 5), stretching lineations are evenly developed in both supra– and infracrustal rocks, and are generally moderately plunging (e.g., east of Shettihalli). To the north of Shettihalli, stretching lineations associated with the gneissic synformal closure trend parallel to the supra–infracrustal interface. Their pitches are downdip. Similar relationships can be observed south of Terakanambi in the vicinity of the synformal closures of the supracrustal basins. In the central part of the basins, stretching lineations are well marked and horizontal with a strike of 60°E .

In the Holenarsipur and Gundlupet areas, stretching lineation trajectories converge towards supracrustal foliation triple points (Fig. 5). Within these triple points the stretching lineations are very well developed and vertical. However, in the Gundlupet area not all λ_1 trajectories converge on triple points; in particular they do not converge when the

stretching lineation is gently plunging and parallel to the interface between supra– and infracrustal rocks.

3.5. Strain ellipsoid and fabrics (Fig. 7)

Fabric maps are presented here which distinguish planar fabrics (*S*), planar–linear fabrics (*SL*), linear fabrics (*L*) and areas in which fabric is absent or poorly developed (*NF*). Although these fabric definitions do not provide a direct measure of strain intensity, they do define qualitatively the shape of the finite strain ellipsoid [64–66].

It is noteworthy that these maps indicate a strong variability in the distribution of fabric types throughout the studied areas. For the Holenarsipur area, the following results have been presented by Bouhallier et al. [61] (Fig. 7):

(1) Zones with poorly developed fabrics are located within the central parts of the domes.

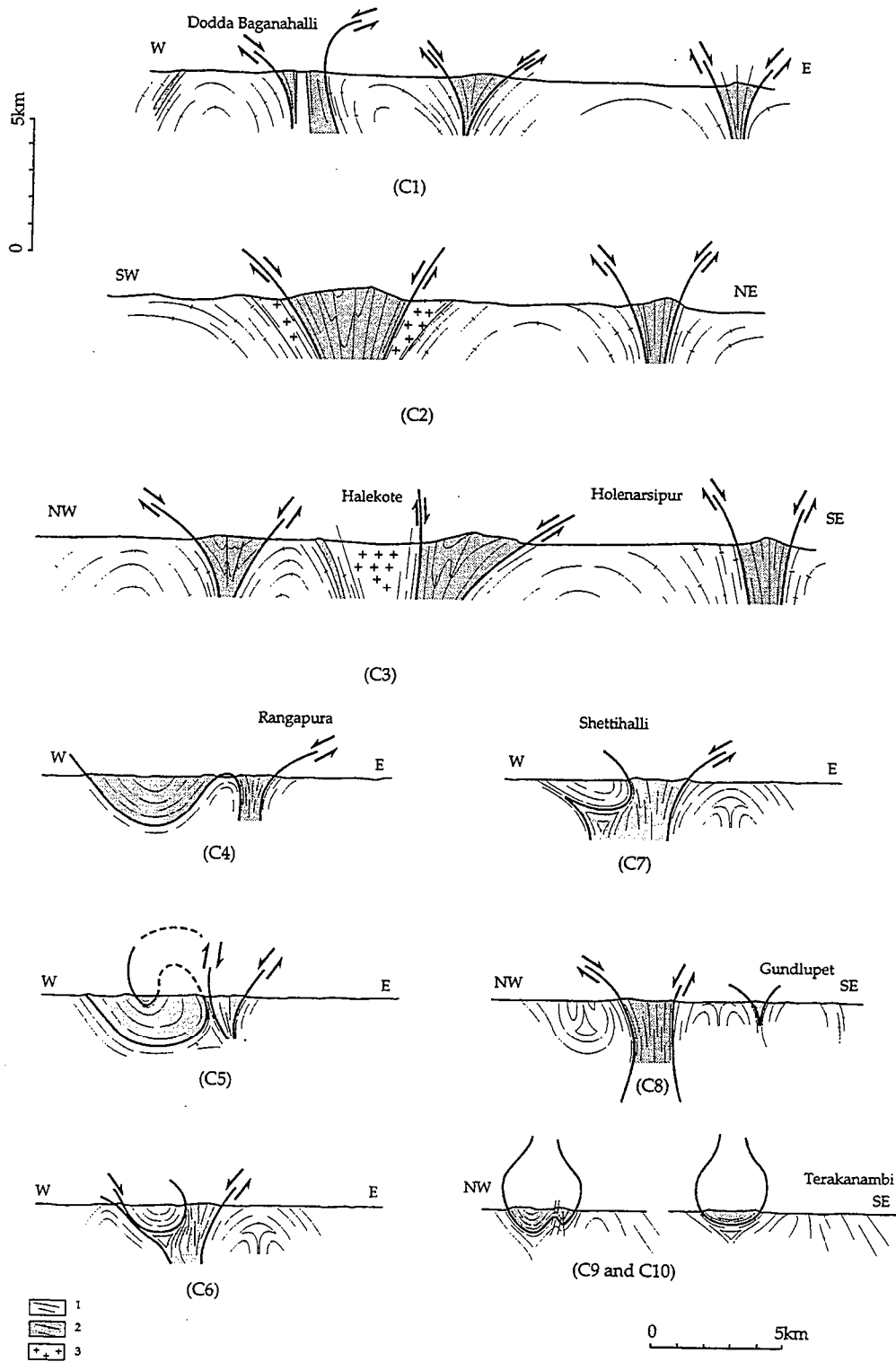
(2) Planar fabrics occur in dome limbs, where the foliation is vertical, and especially at the interfaces between supra– and infracrustal rocks.

(3) Planar–linear fabric zones occur around foliation triple points and along the linear zone at the eastern boundary of the Holenarsipur greenstone belt.

(4) Finally, linear horizontal fabrics and vertical fabrics are restricted to horizontal and vertical triple points respectively.

Zones with poorly developed fabric are absent in the Gundlupet area (Fig. 10). By contrast, planar fabrics are widely developed and cover half the study area. They occur in the inner parts of gneissic domes (e.g., horizontal fabric south of Rangapura, vertical fabric south of Shettihalli), as well as in the central parts of the linear synforms made up of supracrustal rocks (e.g., vertical fabric east of Shettihalli). Planar–linear fabric zones are located near the basement–cover interface and occur in areas where foliations exhibit the largest variations in dip. Furthermore, this fabric also occurs in the central parts of the supracrustal basins (e.g., west of Rangapura,

Fig. 8. Cross sections through the Holenarsipur and Gundlupet areas (see locations in Fig. 7). 1 = TTG (Peninsular gneisses); 2 = greenstone belt; 3 = syntectonic intrusions.



south of Terakanambi). In such areas, foliations are horizontal and affected by small upright folds indicating a superimposed horizontal shortening. Zones with planar–linear fabric are almost triangular around foliation triple points (e.g., north of Shettihalli and southeast of Terakanambi).

Linear fabric zones occur at each termination of synformal closures (e.g., north of Shettihalli and southeast of Terakanambi). The lineation plunges moderately toward the inner parts of the basins. Only linear vertical fabrics are seen in the supracrustal rocks north of Bimanabid, whereas horizontal linear fabric zones occur in the inner parts of the supracrustal basins southwest of Terakanambi. The southernmost parts of domes northwest of Gundlupet display small areas with a strong linear fabric that plunges gently (20°SW) and that is associated with numerous mesoscopic superimposed folds. These interference patterns are exclusively associated with the linear fabrics in gneisses—planar–linear and pla-

nar fabric zones do not display superimposed structures.

3.6. Strain regimes

The strain regimes were estimated using observable criteria of non-coaxial strain (shear bands, asymmetric fringes and tails, and asymmetric minor folds). In the Holenarsipur area, clear kinematic indicators are generally restricted to localities near the vertical interface between the infra- and supracrustal rocks. They indicate a systematic downward displacement of the supracrustal rocks relative to the infracrustal basement (Fig. 8) [61]. The linear, easternmost part of the greenstone belt is dominated by horizontal sinistral displacements.

In the Gundlupet area, non-coaxial strain is observed in two different settings. In the vicinity of the infra–supracrustal interface north of Bimanabid, kinematic criteria such as shear bands and asymmet-

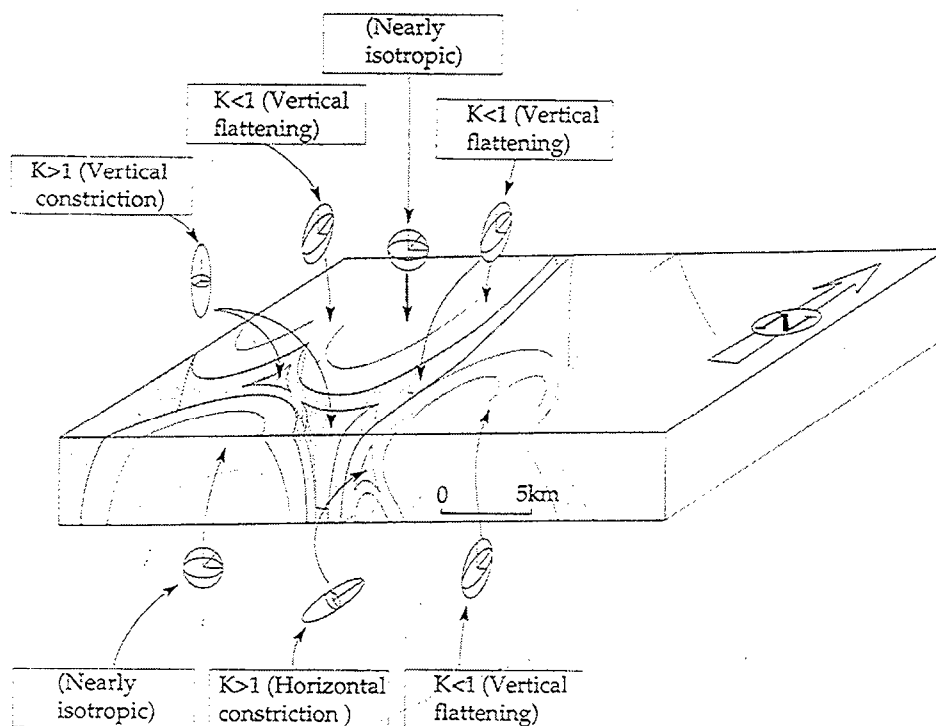


Fig. 9. Sketch block diagram of the Holenarsipur area showing (i) the 3D geometry of the greenstone–basement interface, (ii) the 3D geometry of the foliation triple point, and (iii) the associated finite strain ellipsoids.

ric folds always indicate a downward displacement of the supracrustal rocks with respect to the infracrustal basement. Stretching lineations are locally (west of Rangapura) horizontal along a vertical sinistral shear zone. Elsewhere, strain regimes appear mainly coaxial.

Strain regimes can be characterized some distance away from the central axes of the vertical triple points of foliations. In such cases, the sense of

shearing and the strain intensity attest to an important displacement of the supracrustal rocks with respect to the infracrustal gneissic basement. This downward motion of greenstone material [67] (called sagduction by Goodwin and Smith [68]) is locally corroborated by estimates of the P – T conditions: in the Holenarsipur area, greenstones at triple points display metamorphic assemblages showing a prograde variation from 3 to 7 kbar [69].

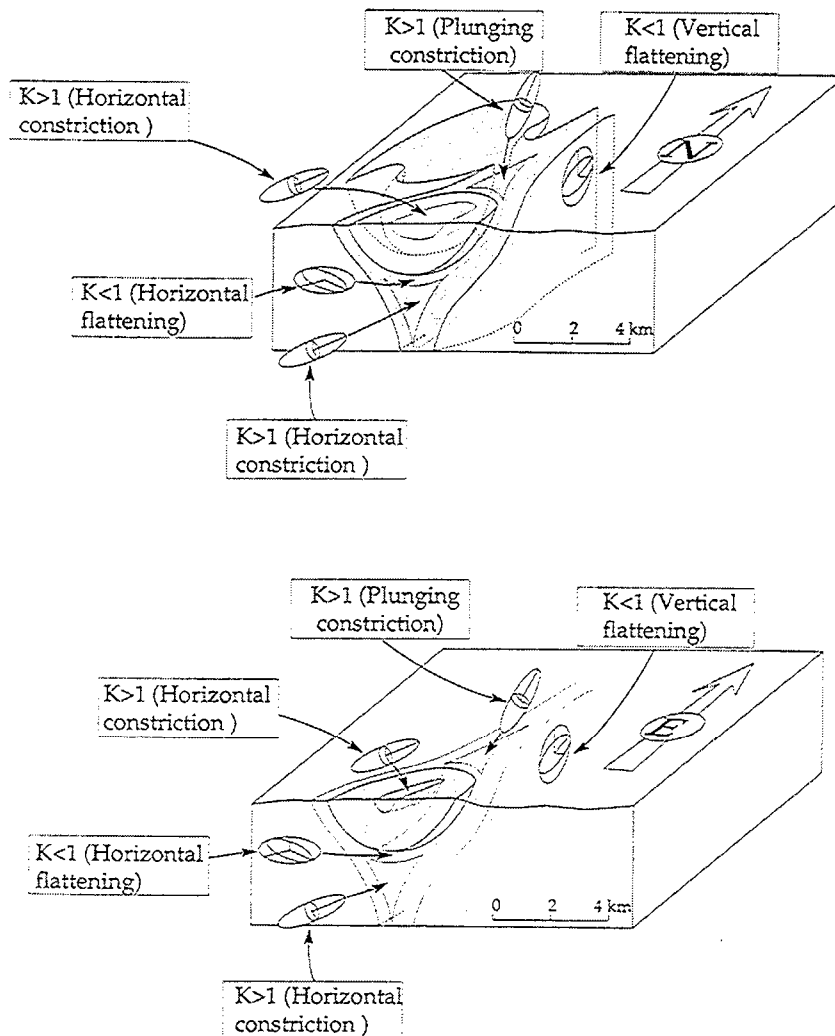


Fig. 10. Sketch block diagrams of the Gundlupet area showing (i) the 3D geometry of the greenstone–basement interface, (ii) the 3D geometry of the foliation triple point, and (iii) the associated finite strain ellipsoids. (A) West of Rangapura. (B) South of Terakanambi.

4. Field data versus analogue models

4.1. Field data consistent with models

In the light of the present structural analysis, most of the indicators of diapirism expected from analogue modelling appear to be reliable:

(1) Foliation trajectories are conformable with the basement–cover interface.

(2) Intensification of strain at the basement–cover interface.

(3) In supracrustal rocks lineations converge toward triple points where downward vertical shearing is obvious.

(4) High variability in the distribution of fabric types throughout the studied area.

(5) Kinematic indicators show a downward displacement of the supracrustal cover with respect to

the TTG basement, with an opposite shear sense on either side of a given dome.

(6) High variability in the distribution of strain ellipsoid types throughout the studied area—different types of fabric are strictly controlled by the dome-and-basin geometry. Linear vertical fabrics are restricted in zones where the subsidence of the denser overburden is most pronounced [12].

(7) The dome-in-dome structures of the Holenarsipur area are comparable with those expected from experimental models [8].

(8) Finally, the 3D geometry of the supra-infracrustal rocks is consistent with the shape and strain pattern of a diapiric spoke pattern [17].

Comparison of the field data with experimental results leads us to propose that the Holenarsipur and Gundlupet areas display three different horizontal sections through mushroom-shaped anti-diapirs

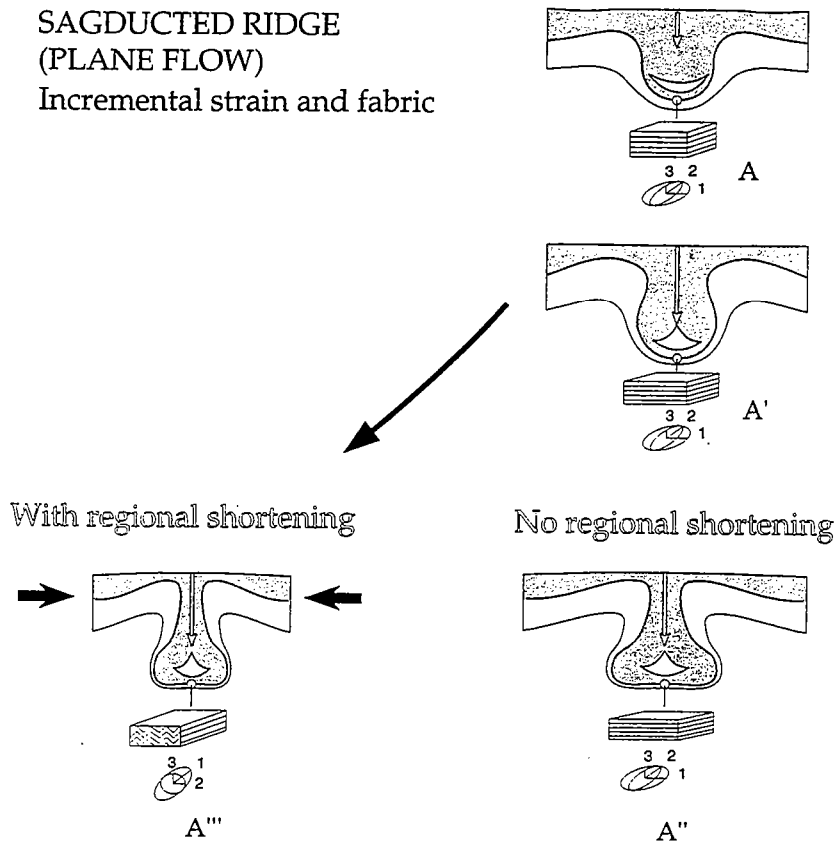


Fig. 11. Fabrics and associated strain ellipsoids for one specific area at three successive stages of the evolution of a sagducted greenstone belt (trough). The latest stage is assumed to involve homogeneous and horizontal shortening.

[17,20] composed of greenstone material. Vertical walls are exposed in the Holenarsipur area. In the Gundlupet area, the Terakanambi section represents the bottom of the sagducted terrains, whereas the Settihalli section represents an intermediate position (Fig. 13).

4.2. Unexpected field data and additional effects

Most of the structural features observed in the study areas are consistent with experimental models of diapirs. However, some are not.

As discussed above, horizontal displacements have occurred along regional transcurrent shear zones in both the studied areas. On a smaller scale, shear zones appear to follow two major trends: dextral for strikes of 20°E, and sinistral for strikes of 140°E (Figs. 3 and 4). The ellipticity of domes between these zones is almost constant, which suggests that strain was homogeneously moderate. The regular and symmetric distribution of transcurrent shear zones appears to suggest that the craton overall has been

coaxially strained, with an almost E-W direction of regional shortening [71].

For simple diapiric evolution, all pitches of stretching lineations on dome flanks should be close to 90°, irrespective of foliation dip attitude. In the Holenarsipur area, pitches of stretching lineations decrease in N-S striking foliations (Fig. 6). This can be attributed to interfering strain fields: the stretching direction inherited from diapirism would be preferentially reoriented in the N-S foliation by the N-S shearing. In contrast, a maximum of high lineation pitches resulting from simple diapiric evolution is preserved within the E-W trending foliations where the effect of shear is minimal (this situation has been beautifully modelled in [18,19]).

Triple points [18,19,72] may also be the result of interfering strain fields. Some triple points are horizontal and situated at the terminations of the domes and subsident basins, whereas others occur in internal positions (Figs. 9 and 10).

At the terminations of elliptical rising domes, or at the terminations of the elliptical subsident basins,

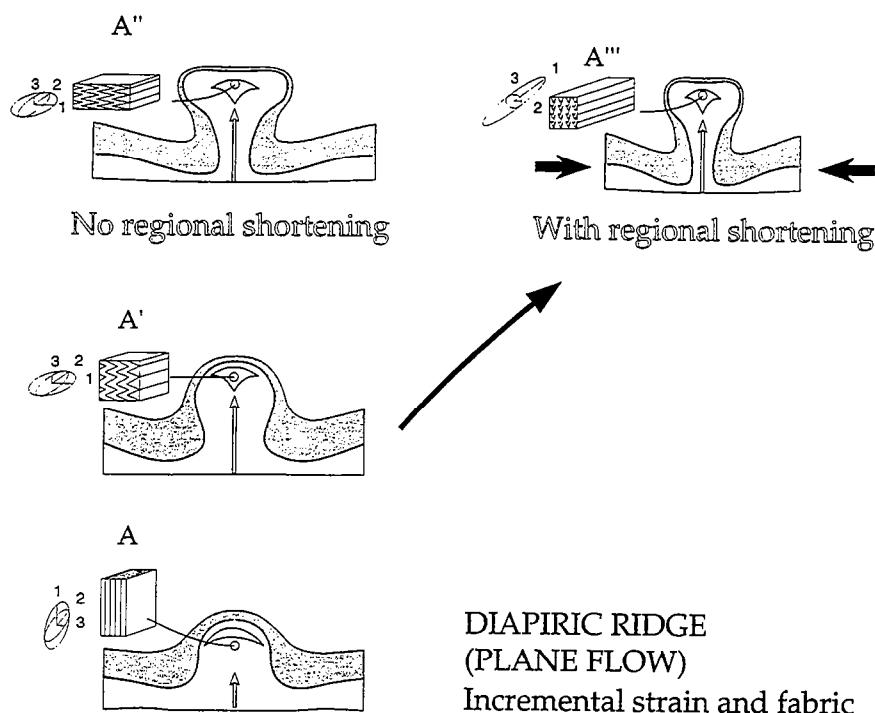


Fig. 12. Fabrics and associated strain ellipsoids for one specific area at three successive stages of the evolution of a rising migmatitic dome (ridge). The latest stage is assumed to involve homogeneous and horizontal shortening.

horizontal triple points can result from simultaneous horizontal shortening due to regional deformation and vertical shortening due to vertical motion of the diapir or the sagducted bodies. This is the case for triple points situated at the termination of supracrustal basins south of Terakanambi and north of the gneissic synformal closure north of Shettihalli in the Gundlupet area (Fig. 10).

Horizontal triple points can also develop within domes or basins. Two situations of superimposed structures have been observed, near the tops of domes and near the bottom of sagducted basins. The first case is illustrated by the top of a dome situated northwest of Gundlupet. Here, folding of vertical foliation about horizontal axial planes indicates vertical shortening. The resulting bulk strain is constrictive.

By contrast, in supracrustal basins south of Terakanambi (in the Gundlupet area), horizontal foliations are crenulated about vertical axial surfaces. The resulting stretching direction is horizontal.

In order to explain the differences between the two situations, we need to explain how a vertical diapiric foliation can be vertically shortened while a horizontal diapiric foliation can be horizontally shortened.

In the first case, the constriction area may be a

simple consequence of diapiric ascent—vertical flattened rocks rise to become horizontally flattened. In the second case, horizontal foliations can only be folded by superimposed horizontal regional shortening.

Figs. 11 and 12 show fabrics associated with different stages of sagduction and doming of ridges, with or without associated regional shortening across them. In the deepest areas of sagducted supracrustals (Fig. 11), the fabric should be horizontal and planar after a single diapirism (A , A' and A'' in Fig. 11), whereas superimposed planar–linear fabric (A''') is likely to result from regional shortening. A similar argument may be used to explain superimposed linear fabric in the central parts of migmatitic gneiss domes west of Gundlupet. Linear fabrics due to the refolding of vertical foliation do not imply regional shortening (A , A' and A'' , Fig. 12), whereas the refolding of a horizontal foliation is considered to be the result of a horizontal regional shortening acting at least at the latest stage of diapiric evolution (A''' , Fig. 12).

Lastly, we should consider the vertical triple points. Most models consider the strain field due to a single diapiric body. In the field, however, diapirs are seen to interfere. The final stages of diapir emplacement are often characterized by an increase

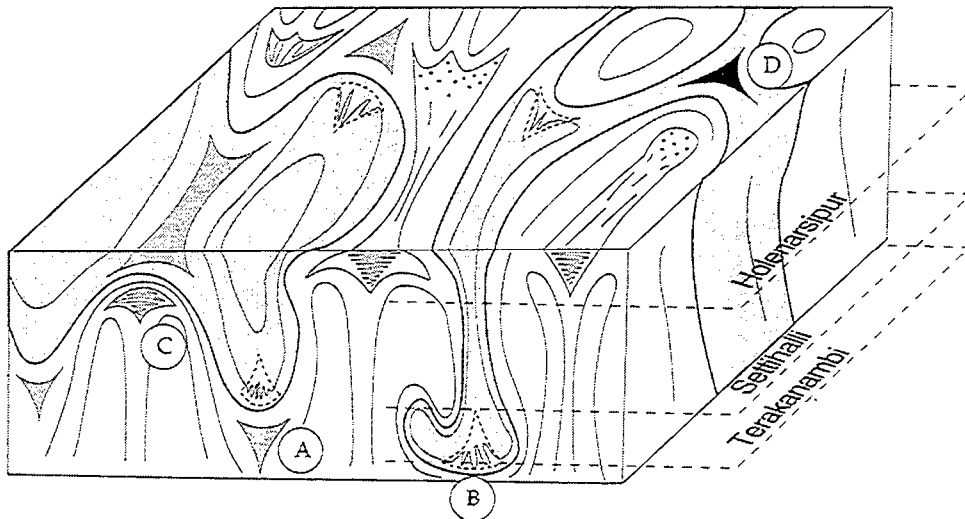


Fig. 13. Schematic representation of areas where constrictional strain is observed in Archaean dome-and-basin features of Dharwar craton. A and B = triple points due to interference between doming (or sagducting) and regional shortening; C = triple point due to progressive deformation in rising domes; D = triple point due to interfering domes. For further explanation, see Fig. 11 and 12.

in horizontal diameter called ‘ballooning’ [73,74]. The interference between various shortening directions linked to the horizontal spreading of two, three or four domes generates vertical triple or ‘star’ points in which finite strain is of the constriction type [70].

To summarize, two types of field data are described, those which deviate from the model results and those which could conform model results.

The first type concerns the scattering of λ_1 within vertical foliation planes in a given direction as a result of superimposition of regional shortening on diapirism.

The second type concerns the location and attitude of constrictive zones: where these zones are vertical, they can be attributed to interference between spreading domes. Horizontal and situated along the hinges of domes and basins, they are attributed to the addition of a regional shortening (Fig. 13).

Lastly, horizontal constrictive zones in the inner parts of dome tops or basin bottoms can be due to either progressive doming and sagduction or superimposition of regional shortening. The choice between these two solutions can be easily made on the basis of field criteria.

5. Conclusions

The data presented in this paper supplement already existing knowledge of strain fields generated by diapiric structures. Most of the associated structures can be explained by vertical differential displacements. The internal tectonic style of the Archaean continental crust of the Dharwar craton appears to have resulted from interference between strain fields due to Raleigh–Taylor diapirs (body forces) and horizontal regional shortening (boundary forces). However, the regional shortening has not erased the basic indicators of diapirism.

Because these features are observed at different levels of the Archaean crust (from greenschist to granulite facies) and over very wide areas, it is possible to conclude that body forces were operating on a large scale during various periods in the evolution of a young continental crust. The observed patterns characterizing the supracrustal basins in the hornblende–granulite zone of the craton can be interpreted in terms of sinking drop-like blobs, whereas

spoke patterns of linear ‘greenstone belts’ in the amphibolitic zone represent subsiding troughs of overburden (supracrustal cover) at a higher structural level. The difference in the shape of regional structures between the amphibolite and the hornblende–granulite zones is probably simply due to the fact that observations concern different horizontal sections of the same structures.

Acknowledgements

We are indebted to Prof. Janardhan (Mysore University) and Dr. Jayananda and Prof. Mahabaleswar (Bangalore University) for their constant encouragement and help. D. Gapais, J. Ludden and J.-J. Peucat were involved in much fruitful discussion. Three anonymous referees improved this paper. This work was financially supported by the CNRS–INSU (*Programme Dynamique et Bilan de la Terre*). [PT]

References

- [1] O. Stephansson, Granite diapirism in Archaean rocks, *J. Geol. Soc. London* 133, 357–361, 1977.
- [2] W.M. Schwerdtner and S.B. Lumbers, Major diapiric structures in the Superior and Grenville structural provinces of the Canadian shield of Ontario, in: *The Continental Crust and its Mineral Deposits*, D.W. Strangway, ed., *Geol. Soc. Can. Spec. Pap.* 20, 149–180, 1980.
- [3] J.P. Platt, Archaean greenstone belts: a structural test of tectonic hypotheses, *Tectonophysics* 65, 127–150, 1980.
- [4] M.P. Coward, Diapirism and gravity tectonics: Report of a Tectonic Studies Group Conference held at Leeds University, 25–26 March 1980, *J. Struct. Geol.* 3, 89–95, 1981.
- [5] J.P. Brun, L’origine des dômes gneissiques: modèles et tests, *Bull. Soc. Geol. Fr.* 25, 219–228, 1983.
- [6] H. Ramberg, *Gravity, Deformation and the Earth’s Crust*, 214 pp., Academic Press, London, 1967 and 1981.
- [7] R.C. Fletcher, Application of a mathematical model to the emplacement of mantled gneiss domes, *Am. J. Sci.* 272, 197–216, 1972.
- [8] J.M. Dixon, Finite strain and progressive deformation models of diapiric structures, *Tectonophysics* 28, 89–104, 1975.
- [9] W.M. Schwerdtner and B. Troëng, Strain distribution within arcuate diapiric ridges of silicone putty, *Tectonophysics* 50, 13–28, 1978.
- [10] W.D. Woigt, Finite element calculations applied to salt dome analysis, *Tectonophysics* 50, 369–386, 1978.
- [11] J.C. Mareschal and G.F. West, A model for Archean tecton-

- ism. Part 2. Numerical models of vertical tectonism in greenstones belts, *Can. J. Earth Sci.* 17, 60–71, 1980.
- [12] J.M. Dixon and J.M. Summers, Patterns of total and incremental strain in subsiding troughs: experimental centrifuged models of inter-diapir synclines, *Can. J. Earth Sci.* 20, 1843–1861, 1983.
- [13] A.R. Cruden, Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere, *Tectonics* 5, 1091–1101, 1988.
- [14] H. Schmeling, A.R. Cruden and G. Macquart, Finite deformation in and around a fluid sphere moving through a viscous medium: implications for diapiric ascent, *Tectonophysics* 149, 17–34, 1988.
- [15] A.R. Cruden, Flow and fabric development during diapiric rise of magmas, *J. Geol.* 98, 681–698, 1990.
- [16] J.T. van Berkel, Influence of pre-and post-deformation on the foliation and strain pattern of a diapiric ridge, *Tectonophysics* 190, 315–329, 1991.
- [17] C.J. Talbot, P. Rönnlund, H. Schmeling, H. Koyi and M.P.A. Jackson, Diapiric spoke patterns, *Tectonophysics* 188, 187–201, 1991.
- [18] G. Guglielmo, Interference between pluton expansion and non-coaxial tectonic deformation: three dimensional computer model and field implications, *J. Struct. Geol.* 15, 593–608, 1993.
- [19] G. Guglielmo, Interference between pluton expansion and coaxial tectonic deformation: three dimensional computer model and field implications, *J. Struct. Geol.* 16, 237–252, 1994.
- [20] M.P.A. Jackson and C.J. Talbot, Anatomy of mushroom shaped diapirs, *J. Struct. Geol.* 11, 211–230, 1989.
- [21] C.J. Talbot and M.P. Jackson, Internal kinematics of salt diapirs, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 71, 1068–1093, 1987.
- [22] Rama Rao, Recent investigations of the Archaean complex of Mysore, *Proc. Indian Sci. Congr.*, pp. 215–244, 1936.
- [23] C.S. Pichamuthu, Some observations on the structures, metamorphism, and geological evolution of Peninsular India, *J. Geol. Soc. India* 13, 106–118, 1962.
- [24] C.J. Talbot, Fold nappes as asymmetric mantled gneiss domes and ensialic orogeny, *Tectonophysics* 24, 259–276, 1974.
- [25] C.J. Talbot, Inclined and asymmetric upward-moving gravity structures, *Tectonophysics* 42, 159–181, 1977.
- [26] J.P. Brun, Isotropic points and lines in strain fields, *J. Struct. Geol.* 5, 321–327, 1983.
- [27] J. Swami Nath and M. Ramakrishnan, Early Precambrian supracrustals of Southern Karnataka, *Geol. Surv. India Mem.* 112, 1981.
- [28] S.M. Naqvi and J.J.W. Rodgers, eds., *Precambrian of South India*, *Geol. Soc. India Mem.* 4, 556 pp., 1983.
- [29] B.P. Radhakrishna and M. Ramakrishnan, eds., *Archaean Greenstone Belts of South India*, *Geol. Soc. India Mem.* 19, 497 pp., 1990.
- [30] A.R. Crawford, Reconnaissance Rb–Sr dating of the Precambrian rocks of Southern Peninsula India, *J. Geol. Soc. India* 10, 117–166, 1969.
- [31] V.S. Venkatasubramanian, Studies of the geochronology of the Mysore craton, *Geophys. Res. Bull. NGRI* 13, 239–246, 1975.
- [32] R.D. Beckinsale, S.A. Drury and R.W. Holt, 3360 Myr old gneisses from the south Indian craton, *Nature* 283, 469–470, 1980.
- [33] R.D. Beckinsale, G. Reeves-Smith, N.H. Gale, R.W. Holt and B. Thompson, Rb–Sr and Pb–Pb isochron ages and REE data for Archaean gneisses and granites, Karnataka state, South India, in: *Indo-U.S. Workshop on the Precambrian of South India*, L.D. Ashwal, ed., pp. 35–36, 1982.
- [34] J.R. Monrad, Evolution of sialic terrains in the vicinity of the Holenarsipur belt, Hassan District, Karnataka, India, in: *Precambrian of South India*, S.M. Naqvi and J.J.W. Rogers, eds., *Geol. Soc. India Mem.* 4, 343–364, 1983.
- [35] P.T. Stroh, J.R. Monrad, P.D. Fullagar, S.M. Naqvi, S.M. Hussain and J.J.W. Rogers, 3000-m.y.-old Halecote trondhjemite: a record of stabilisation of the Dharwar craton, in: *Precambrian of South India*, S.M. Naqvi and J.J.W. Rogers, eds., *Geol. Soc. India Mem.* 4, 365–376, 1983.
- [36] P.N. Taylor, B. Chadwick, S. Moorbath, M. Ramakrishnan and M.N. Viswanatha, 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, *Precambrian Res.* 23, 349–375, 1984.
- [37] S.A. Drury, P.C. van Calsteren and G.J. Reeves-Smith, Sm–Nd isotopic data from Archean metavolcanic rocks at Holenarsipur, south India, *J. Geol.* 95, 837–843, 1986.
- [38] P.N. Taylor, B. Chadwick, C.R.L. Friend, M. Ramakrishnan and M.N. Viswanatha, New age data on the geological evolution of Southern India, in: *Indo-U.S. Workshop on the Deep Continental Crust of South India*, L.D. Ashwal, ed., pp. 181–183, 1988.
- [39] J.J. Peucat, P. Vidal, J. Bernard-Griffiths and K.C. Condie, Sr, Nd and Pb isotopic systematics in Archean low-to high-grade transition zone of Southern India: syn-accretion vs. post-accretion granulites, *J. Geol.* 97, 537–550, 1989.
- [40] J.K. Meen, J.J. Rogers and P.D. Fullagar, Lead isotopic composition of the Western Dharwar craton, southern India: evidence for distinct Middle Archean terranes in a Late Archean Craton, *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 2455–2470, 1992.
- [41] J.J. Peucat, M. Jayananda and B.S. Mahabaleswar, Age of younger tonalitic magmatism and granulitic metamorphism in the South Indian transition zone (Krishnagiri): comparison with older Peninsular gneisses from the Gorur–Hassan area, *J. Metamorph. Geol.* 11, 879–888, 1993.
- [42] S.A. Drury and R.W. Holt, The tectonic framework of the south India craton: a reconnaissance involving LANDSAT imagery, *Tectonophysics* 65, 111–115, 1980.
- [43] B. Chadwick, M. Ramakrishnan, V.N. Vasudev and M.N. Viswanatha, Facies distributions and structures of a Dharwar volcanosedimentary basin: evidence for late Archean transpression in Southern India? *J. Geol. Soc. London* 146, 825–834, 1989.
- [44] M. Jayananda and B. Mahabaleswar, Relationship between shear zones and igneous activity: the Closepet Granite of southern India, *Proc. Indian Acad. Sci.* 100, 31–36, 1990.
- [45] M. Jayananda, H. Martin, J.-J. Peucat and B.S. Maha-

- baleswar, 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, 1995.
- [46] C.R.L. Friend and A.P. Nutman, Shrimp U–Pb geochronology of the Closepet granite and Peninsular gneisses, Karnataka, South India, *J. Geol. Soc. India* 38, 357–368, 1991.
- [47] N.B.W. Harris and S. Jayaram, Metamorphism of cordierite gneisses from the Bangalore region of the Indian Archaean, *Lithos* 15, 89–98, 1981.
- [48] A.S. Janardhan, R.C. Newton and E.C. Hansen, The transformation of amphibolite facies gneiss to charnockite in Southern Karnataka and northern Tamil Nadu, India, *Contrib. Mineral. Petrol.* 79, 130–149, 1982.
- [49] M. Raith, P. Raase, D. Ackermann and R.K. Lal, The Archaean craton of Southern India: metamorphic evolution and P – T conditions, *Geol. Rundsch.* 71, 280–290, 1982.
- [50] E.C. Hansen, A.S. Janardhan, R.C. Newton, K.B.M. Prame and G.R. Ravindra Kumar, Arrested charnockite formation in Southern India and Sri Lanka, *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 225–244, 1987.
- [51] P. Raase, M. Raith, D. Ackermann and R.K. Lal, Progressive metamorphism of mafic rocks from greenschist to granulite facies in the Dharwar craton of south India, *J. Geol.* 94, 261–282, 1986.
- [52] M. Raith, P. Raase, D. Ackermann and R.K. Lal, Regional geothermobarometry in the granulite facies terrane of South India, *Philos. Trans. R. Soc. Edinb.* 73, 221–244, 1983.
- [53] E.S. Grew and W.I. Manton, Age of allanite from Kabbaldurga quarry, Karnataka, *J. Geol. Soc. India* 25, 193–195, 1984.
- [54] A.S. Janardhan, H.M. Ramachandra and G.R. Ravindra Kumar, Structural history of Sargur supracrustals and associated gneisses, Southwest Mysore, Karnataka, *J. Geol. Soc. India* 20, 61–72, 1979.
- [55] A.S. Janardhan, R.C. Newton and J.V. Smith, Ancient crustal metamorphism at low pH_2O : charnockite formation at Kabbaldurga, south India, *Nature* 278, 511–514, 1979.
- [56] C.R.L. Friend, Charnockite and granite formation and influx of CO_2 at Kabbaldurga, *Nature* 294, 550–552, 1981.
- [57] H.J. Stähle, M. Raith, S. Hoernes and A. Delfs, Element mobility during incipient granulite formation at Kabbaldurga, southern India, *J. Petrol.* 28, 803–834, 1987.
- [58] S.M. Hussain and S.M. Naqvi, Geological, geophysical and geochemical studies over the Holenarsipur schist belt, Dharwar craton, India, in: *Precambrian of South India*, S.M. Naqvi and J.J.W., Rogers, eds., *Geol. Soc. India Mem.* 4, 73–95, 1983.
- [59] Y.J. Bhaskar Rao, W. Beck, V. Rama Murthy, S. Nirmal Charan and S.M. Naqvi, Geology, geochemistry, and age of metamorphism of Archaean gray gneisses around Chanarayapatna, Hassan district, Karnataka, South India, in: *Precambrian of South India*, S.M. Naqvi and J.J.W. Rogers, eds., *Geol. Soc. India Mem.* 4, 309–328, 1983.
- [60] B. Chadwick, M. Ramakrishnan, M.N. Viswanatha and V. Srinivasa Murthy, Structural studies in the Archaean Sargur and Dharwar supracrustal rocks of the Karnataka craton, *J. Geol. Soc. India* 19, 531–549, 1978.
- [61] H. Bouhallier, P. Choukroune and M. Ballèvre, Diapirism, bulk homogeneous shortening and transcurrent shearing in the Archaean Dharwar craton: the Holenarsipur area, southern India, *Precambrian Res.* 63, 43–58, 1993.
- [62] J.J. Peucat, H. Bouhallier, M. Fanning and M. Jayananda, Age of the Holenarsipur greenstone belt: relationship with the surrounding gneisses (Karnataka, South India), *J. Geol.*, in press.
- [63] M.N. Viswanatha and M. Ramakrishnan, The pre-Dharwar supracrustal rocks of the Sargur schist complex in Southern Karnataka and their tectono-metamorphic significance, *Indian Mineral.* 16, 48–65, 1975.
- [64] H. Bouhallier, Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (craton de Dharwar, Inde du Sud), *Mem. Géosci.-Rennes* 60, 277 pp., 1995.
- [65] D. Flinn, On the symmetry principle and the deformation ellipsoid, *Geol. Mag.* 102, 36–45, 1965.
- [66] W.M. Schwerdtner, P.J. Bennet and T.W. Janes, Application of L – S fabric scheme to structural mapping and paleostrain analysis, *Can. J. Earth Sci.* 14, 1021–1032, 1977.
- [67] B.E. Gorman, T.H. Pearce and T.C. Birkett, On the structure of Archaean greenstone belts, *Precambrian Res.* 6, 23–41, 1978.
- [68] A.M. Goodwin and I.E.M. Smith, Chemical discontinuities in Archaean volcanic terrains and the development of Archaean crust, *Precambrian Res.* 10, 301–311, 1980.
- [69] H. Bouhallier and M. Guiraud, Sagduction et circulations de fluides dans la ceinture de roches vertes d'Holenarsipur (Karnataka, Inde du Sud): caractérisation par l'étude P – T – $X(H_2O)$ des métapélites, 15eme Réunion. *Sci. Terre*, 9 pp., 1994.
- [70] J.P. Brun, D. Gapais and B. Le Theoff, The mantled gneiss domes of Kuopio (Finland): interfering diapirs, *Tectonophysics* 74, 283–304, 1981.
- [71] P. Choukroune, D. Gapais and O. Merle, Shear criteria and structural symmetry, *J. Struct. Geol.* 9, 525–530, 1987.
- [72] J.P. Brun and J. Pons, Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain, *J. Struct. Geol.* 3, 219–229, 1981.
- [73] J.G. Ramsay, Emplacement kinematics of a granite diapir: the Chindamora batholith, Zimbabwe, *J. Struct. Geol.* 11, 191–209, 1989.
- [74] M.T. Holder, An emplacement mechanism for post-tectonic granites and its implications for their geochemical features, in: *Origin of Granite Batholiths—Geochemical Evidence*, M.P. Atherton and J. Tarney, eds., pp. 116–128, Shiva, Orpington, U.K., 1979.

DISCUSSION DES CAUSES MÉCANIQUES DES INSTABILITÉS GRAVITAIRES

Hypothèse mécanique

Sur la base de critères structuraux, le travail présenté précédemment a permis l'identification de champs de déformation compatibles avec un système diapirique tridimensionnel impliquant les roches vertes et les TTG à l'intérieur de la croûte archéenne de Dharwar. Il nous faut maintenant discuter l'aspect mécanique des déformations ainsi caractérisées.

Dans les terrains de bas grade, les roches vertes occupent systématiquement la position structurale la plus haute. La majorité des séries de roches vertes s'est même déposée à même la croûte continentale (voir partie I, chapitre 3). Or, les matériaux constituant ces séries (roches ultrabasiques, basaltes, quartzites ferrugineux) ont des densités très importantes (allant de 3.1 à 3.5) par rapport aux granitogneiss sous-jacents (d'une densité moyenne de 2.7). La croûte continentale se trouve ainsi soumise à un gradient de densité inverse. Elle est potentiellement instable. C'est pourquoi le déclenchement de phénomènes diapiriques devient possible. Ce dernier est facilité par le phénomène d'écrantage thermique des granitogneiss par les roches vertes. En effet, le réchauffement du socle des ceintures peut rapidement induire des phénomènes de fusion partielle qui peuvent fortement abaisser la viscosité de ces matériaux (Arzi, 1978; van der Molen et Paterson, 1979; Rutter et Neumann, sous presse). Les hétérogénéités d'épaisseur des séries de roches vertes (contrôlées par la géométrie de leur socle et la répartition des centres d'activité volcanique) peuvent également initier des pôles préférentiels de subsidence.

Des contrastes de densité importants ainsi qu'un amollissement important de la croûte peut favoriser le déclenchement d'instabilités gravitaires de type diapirique. Le développement des structures diapiriques décrites dans la croûte profonde de Dharwar a également pu être favorisé par le raccourcissement régional.

On doit noter que ce phénomène est possible même si les ceintures de roches vertes sont plus anciennes que les granitogneiss qui se sont mis en place par sous placage crustal. De même, le phénomène diapirique peut se développer même si les roches vertes ont été préalablement charriées sur le socle granitogneissique.

Remarque : les aspects mécaniques du problème des instabilités gravitaires sont développés en détail dans la partie IV.

5 - DISCUSSION

Cette revue révèle une grande variabilité des processus tectoniques archéens, dont la majorité est insérée dans un contexte global de tectonique des plaques. Les nappes profondes et les charriages précoces des roches vertes se sont développés respectivement dans les racines et au front des orogènes archéens. Pour la majorité des auteurs, ces phénomènes tectoniques et la croissance crustale sont indissociables (de Wit et al., 1992a). Les chevauchements, l'épaississement et l'amalgame des différents *terrane*s contribuent à l'édification de prismes d'accrétion crustaux. Lors des derniers stades compressifs de l'orogène, les structures associées aux transports précoces sont systématiquement impliquées dans des épisodes tectoniques postérieurs qui les verticalisent (correspondant aux stades *d'hypercollision*). Les plis droits et leurs figures d'interférences amènent à une structure finale en dôme-et-bassin. En fait, dans les schémas évolutifs proposés, **la déformation totale observée au coeur des cratons est une conséquence directe ou indirecte d'un raccourcissement régional en contexte collisionnel**. Il faut toutefois noter que les évidences d'épaississement crustal manquent toujours dans les terrains considérés comme d'anciennes zones de collision archéennes.

Il semble néanmoins que le collage latéral de plateau et d'arcs volcaniques est un mécanisme de premier ordre amenant à la création (accrétion) d'un protocontinent ; ces processus ayant été largement argumentés grâce aux résultats du programme multidisciplinaire LITHOPROBE dans la province d'Abitibi.

La reconnaissance de structures gravitaires de type diapirique (Jelsma et al., 1993 ; Bouhallier, 1995) implique que le développement de certaines structures en dôme-et-bassin correspond à un processus a priori indépendant des forces de surface appliquées aux limites du craton considéré (Choukroune et al., 1995). Le contraste de densité existant entre les roches supracrustales et les granitogneiss ainsi que les phénomènes de fusion partielle sont considérés comme les moteurs principaux du rééquilibrage gravitaire. D'un point de vue structural, l'hypothèse diapirique développée dans l'article précédant repose sur **l'intégration du champ de déformation finie dans un modèle de déformation progressive et permet d'expliquer la variabilité spatiale et temporelle des fabriques**. Dans ce modèle, les déformations superposées peuvent être intégrées à un continuum de déformation, contrairement aux modèles collisionnels qui sont interprétés comme la superposition de phases tectoniques distinctes. Le modèle de déformation progressive permet également de tenir compte de l'effet de la tectonique régionale sur les champs de déformation locaux. Le fait que les modèles diapiriques aient été "bannis" de la littérature des années 90 reposent principalement sur le fait qu'ils étaient plus anciens que la théorie de tectonique des plaques. Les partisans majoritaires de l'abandon pur et simple de ces idées (voir, par exemple, Myers et Kröner, 1994) refusent d'examiner les arguments géologiques de premier ordre (énoncés précédemment) permettant de postuler que la croûte archéenne, soumise à la charge des roches vertes, était potentiellement instable d'un point de vue mécanique.

D'un point de vue structural, sur de mêmes objets régionaux, les interprétations diffèrent. C'est le cas par exemple de la ceinture de Chinamora au Zimbabwe où le modèle d'interférence de plis (Snowden et Bickle, 1976) et le modèle diapirique (Ramsay, 1989 ; Jelsma et al., 1993) ont été proposés. Dans ce cas, c'est l'analyse du champ de déformation et de la cinématique proposé par Jelsma et al. (1993) qui constitue une base solide à l'argumentaire diapirique. C'est ce type de test qui doit permettre de déterminer la nature des déformations dans les structures en dôme-et-bassin archéennes. L'étude présentée dans ce chapitre montre combien la méthode de l'intégration régionale des trajectoires de déformation dans les dômes *et* dans les ceintures de roches vertes ainsi que l'analyse cinématique des contacts constituent un moyen puissant de diagnostiquer l'origine mécanique des structures développées dans les terrains archéens. Dans la partie suivante (III), cette méthode est utilisée afin de caractériser les champs de déformation associés à l'évolution finie archéenne des terrains à granites et ceintures de roches vertes dans les niveaux structuraux supérieurs de la croûte archéenne d'Inde du Sud et d'une portion du craton ouest africain.



PARTIE III
EXEMPLES NATURELS



1 - INTRODUCTION

On présente dans cette partie III les résultats de l'analyse structurale de zones clefs des terrains à granites et ceintures de roches vertes des cratons de Dharwar (Inde du Sud) et de la Dorsale Reguibat occidentale (Mauritanie).

Les objectifs de cette analyse structurale sont de *caractériser la déformation et les déplacements à l'intérieur de ces portions de croûte continentale archéenne*. Plus précisément, cette étude vise à cerner les relations structurales existant entre les ceintures de roches vertes et les granitogneiss environnants et de situer, le cas échéant, la déformation enregistrée par ces ensembles dans le contexte tectonique régional.

La caractérisation de la déformation est permise par le lever de cartes de trajectoire de la déformation finie ; c'est à dire la variation spatiale de l'orientation des axes principaux de l'ellipsoïde de la déformation. La schistosité ou la foliation régionale qui sont les plans d'aplatissement préférentiels des roches déformées constituent une bonne approximation du plan d'aplatissement principal de l'ellipsoïde de déformation. La linéation d'étirement ou la linéation minérale permet une approximation du grand axe de l'ellipsoïde de déformation. La caractérisation des déplacements est rendue possible par l'identification des zones de gradients de déformation et par l'analyse des critères de sens de cisaillement dans les zones où la déformation est non coaxiale. La forme de l'ellipsoïde de déformation peut être déduite de l'analyse qualitative des fabriques de formes minérales macroscopiques.

Cette partie du mémoire s'organise en deux chapitres. Le premier est consacré aux résultats obtenus dans le craton de Dharwar et constitue la part la plus importante du travail de terrain. Le second résume les résultats obtenus sur la Dorsale Reguibat archéenne.

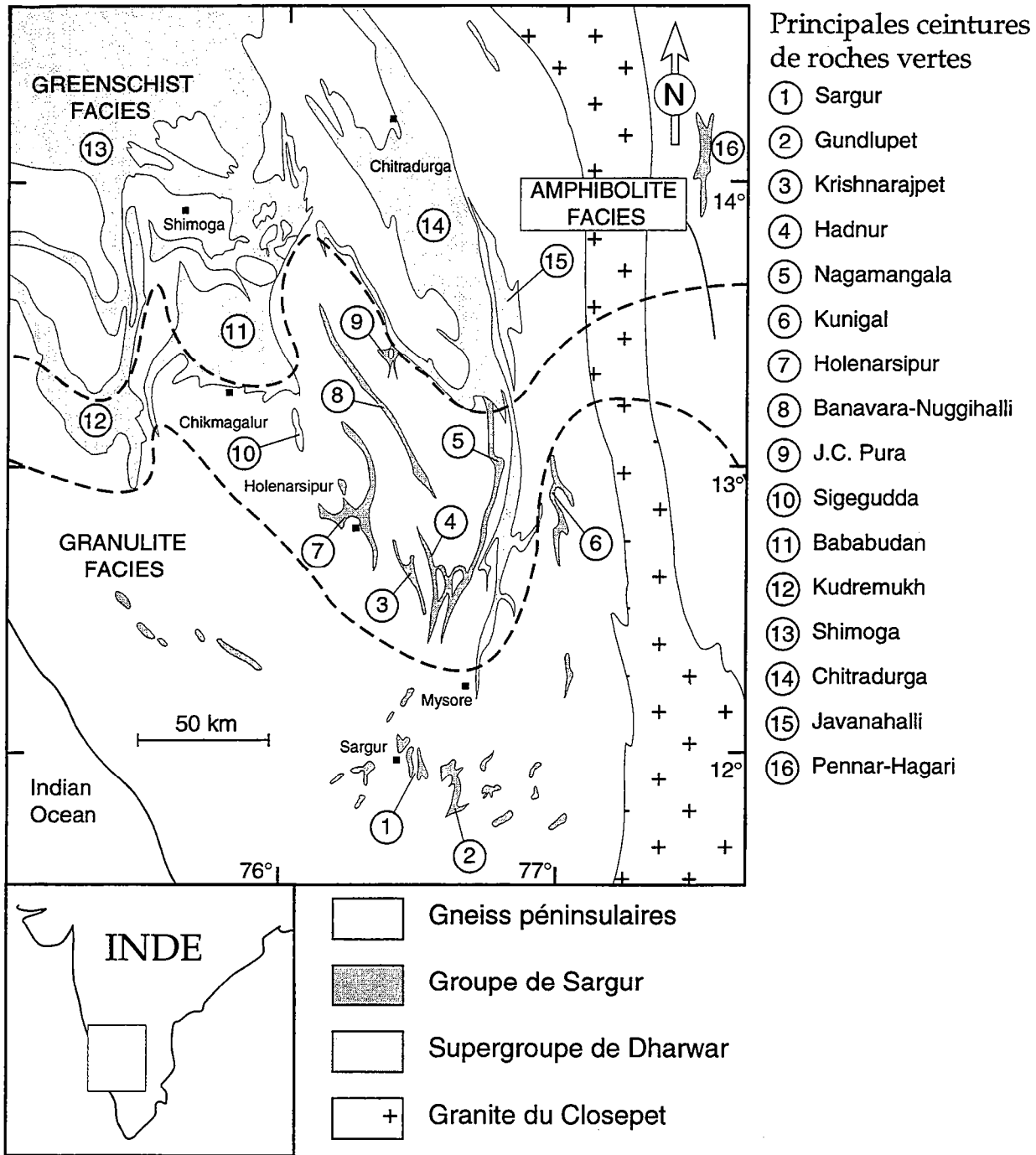


Fig. III-1 : Carte géologique du bloc occidental du craton de Dharwar montrant la répartition des principales ceintures de roches vertes (en partie d'après Drury et al., 1984; Chadwick et al., 1989; Radhakrishna et Vaidyanadan, 1994 ; Bouhallier, 1995 et Bouhallier et al., 1995).

2 - LE CRATON DE DHARWAR (INDE DU SUD)

On présente dans ce chapitre les résultats de l'analyse structurales de certaines portions des terrains de bas grade du craton de Dharwar dans l'état du Karnataka. Ces résultats permettent de cerner les mécanismes de la structuration (notamment en terme de déformation progressive) de l'important bassin intracratonique de Dharwar (3.0 -2.6 Ga) en relation avec son socle. Ils renseignent également sur le comportement mécanique de la lithosphère sud-indienne à la fin de la période archéenne.

INTRODUCTION

Aperçu géologique

Le craton de Dharwar constitue le noyau central de la croûte continentale indienne. A la faveur d'un basculement rigide récent, l'érosion différentielle de ce bloc d'âge archéen a permis la mise à l'affleurement des niveaux profonds de la croûte archéenne dans sa partie sud, les terrains étant moins métamorphiques dans sa partie nord. C'est un des rares exemples au monde où l'on peut observer une coupe oblique presque complète de la croûte continentale sur près de 600 km (Percival et al., 1992). Trois grands ensembles géologiques (Fig. III-1) sont représentés dans ce craton (Radhakrishna et Vaidyanadhan, 1994) :

- le complexe des Gneiss Péninsulaires (3.3-2.5 Ga), constitués d'orthogneiss migmatitiques et de granitoïdes, dont la plupart ont des signatures de TTG ;
- les ceintures de roches vertes, appartenant à deux ensembles diachrones, qui sont (1) le Groupe de Sargur considéré comme le plus ancien et (2) le Supergroupe de Dharwar ;
- le granite du Closepet (2.5 Ga), qui constitue un massif allongé selon une direction N-S.

Les ceintures de roches vertes appartenant au Supergroupe de Dharwar affleurent dans la moitié nord du craton et sont généralement affectées par un métamorphisme de bas grade. Les ceintures appartenant au Groupe de Sargur sont situées généralement dans les zones de degré métamorphique intermédiaire à fort.

Le dernier épisode tectonométamorphique ayant affecté le craton a eu lieu il y a environ 2.5 Ga et lui a conféré les grandes lignes de sa structure (Drury et al., 1984). Il est caractérisé par un épisode régional de granulitisation associé à la percolation de fluides mantelliques riches en CO₂ ainsi que par une intense fusion partielle des Gneiss Péninsulaires (Newton, 1990b). Il coïncide également avec la mise en place d'une importante quantité de matériel juvénile dont le granite du Closepet fait partie. La structure du craton (Fig. III-2b) est dominée par un réseau anastomosé de cisaillements transcurrents d'orientation moyenne N-S ainsi que par des structures en dôme-et-bassin aplaties (Drury et al., 1984 ; Bouhallier, 1995).

Hypothèse de travail - objectifs

Les premiers modèles géodynamiques globaux proposés pour le craton font appel à la fermeture de bassins d'arrière-arc en contexte de convergence (Drury et al., 1984 ; Newton, 1990a). Dans ces modèles, les ceintures de roches vertes sont interprétées comme des sutures impliquées dans des chevauchements d'échelle crustale ou comme des bassins d'avant pays (Drury et al., 1984). Les décrochements sont alors considérés comme des structures post-nappe, pouvant engendrer des bassins transpressifs (Chadwick et al., 1989).

Les travaux de Hugues Bouhallier (1995) ont amené à considérer les champs de déformation régionaux associés aux ceintures de roches vertes de type Sargur en relation avec leur socle granitogneissique (Fig. III-3 et III-4). Cette approche a permis de mettre en évidence un système tridimensionnel de structures gravitaires diapiriques partiellement connectées à l'échelle de la croûte moyenne et profonde de Dharwar (Bouhallier et al., 1995, Partie II, chapitre 4). L'analyse des champs de déformation et des structures de déformation superposées a également permis d'argumenter les interférences entre les structures diapiriques et le raccourcissement régional. Sur les figures III-3 et III-4, on remarque que l'aplatissement des structures en dôme-et-bassin est plus

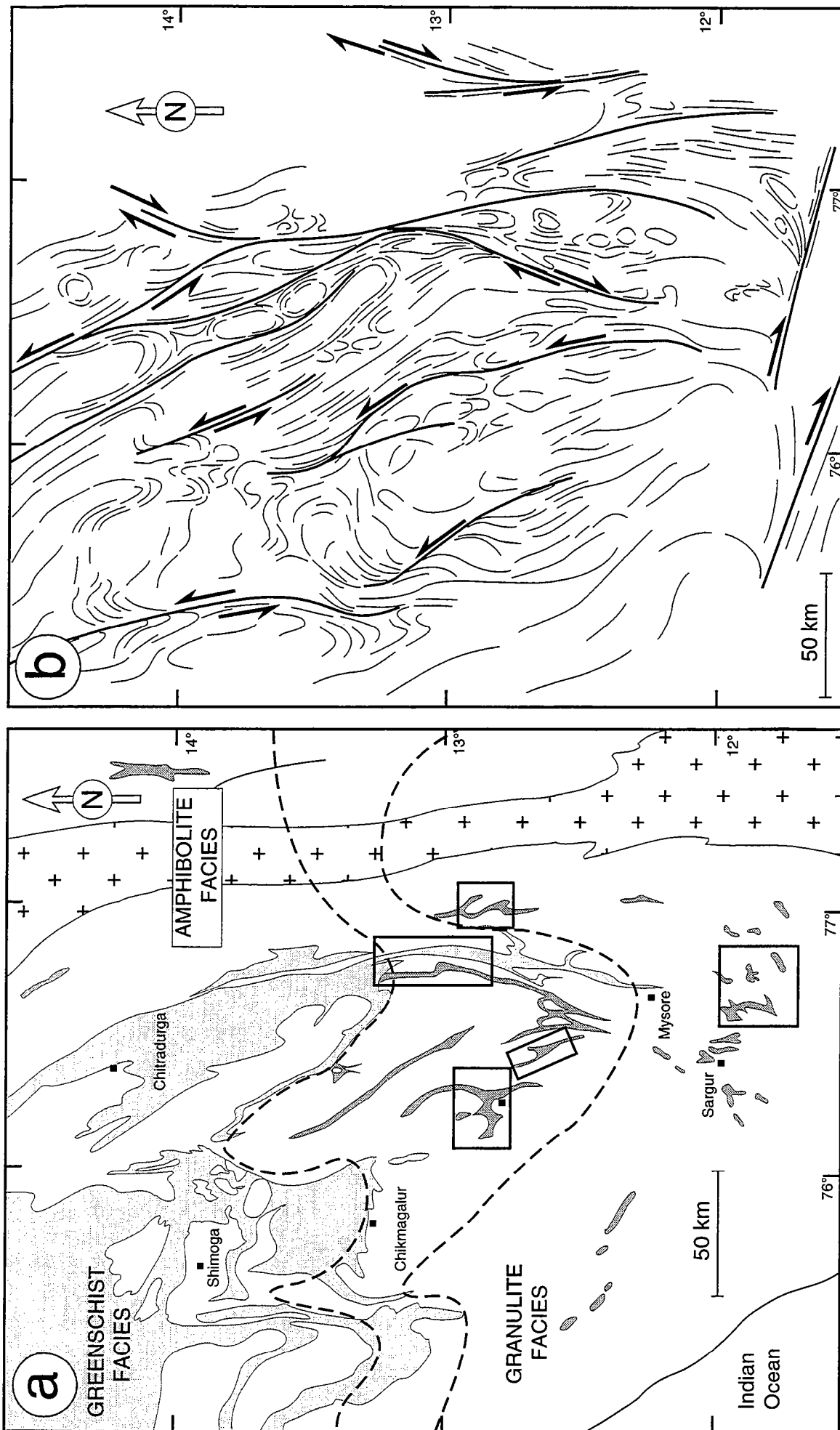
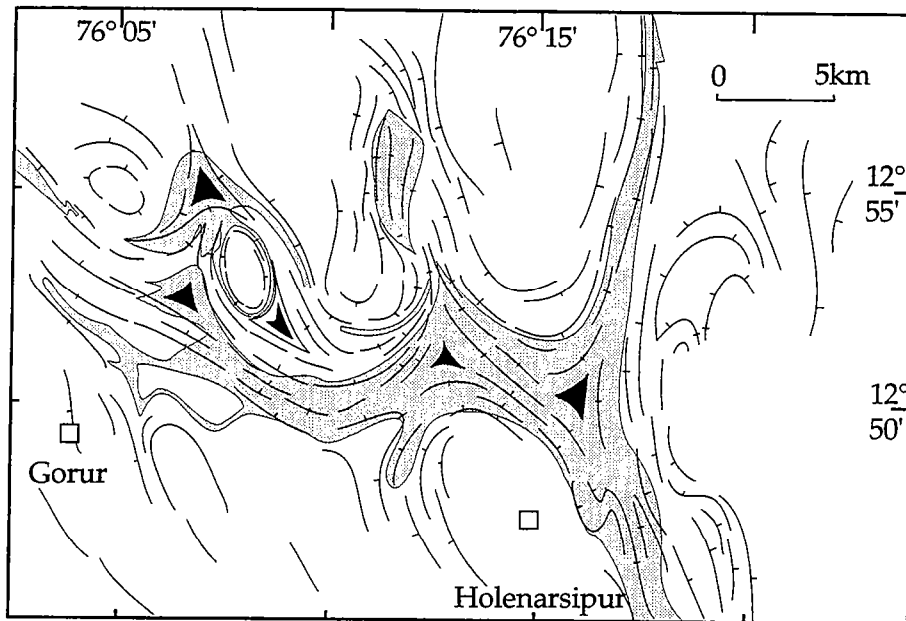
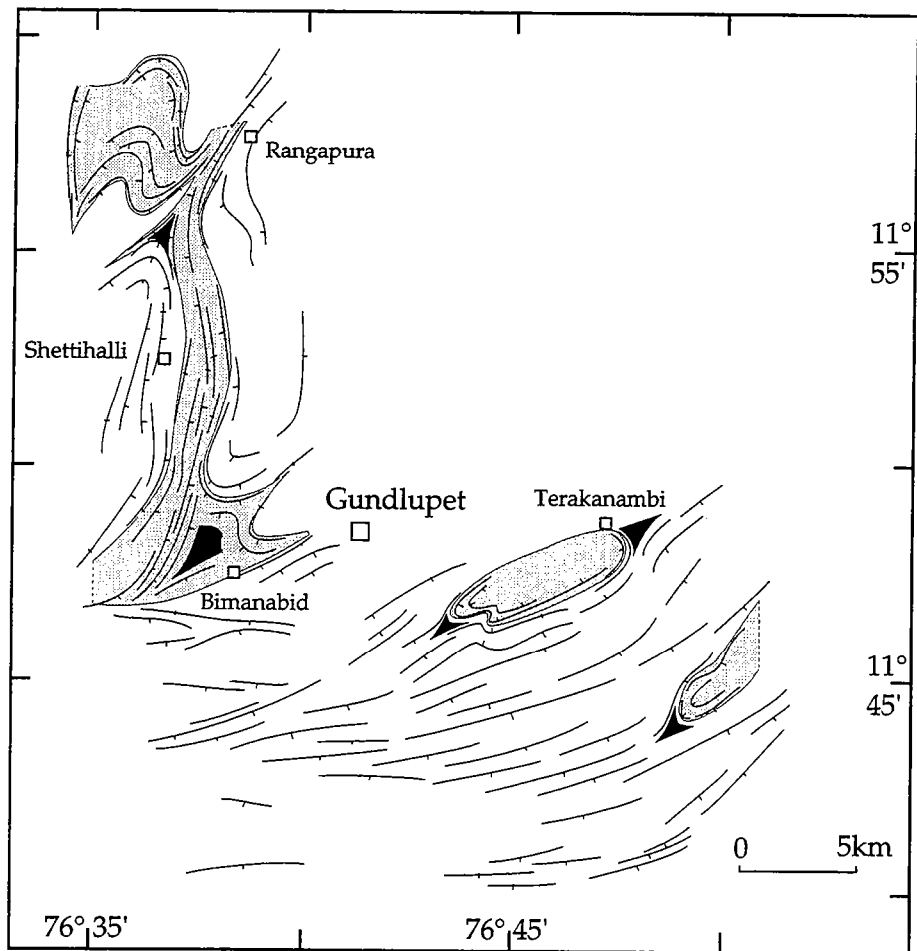


Figure III-2 : Cartes géologique (a) et structurale (b) du bloc occidental du craton de Dharwar (d'après Bouhallier, 1995; Drury et Holt, 1980; Drury et al., 1984, modifié). Les cadres indiquent la localisation des cartes présentées figure III-3 et III-4.

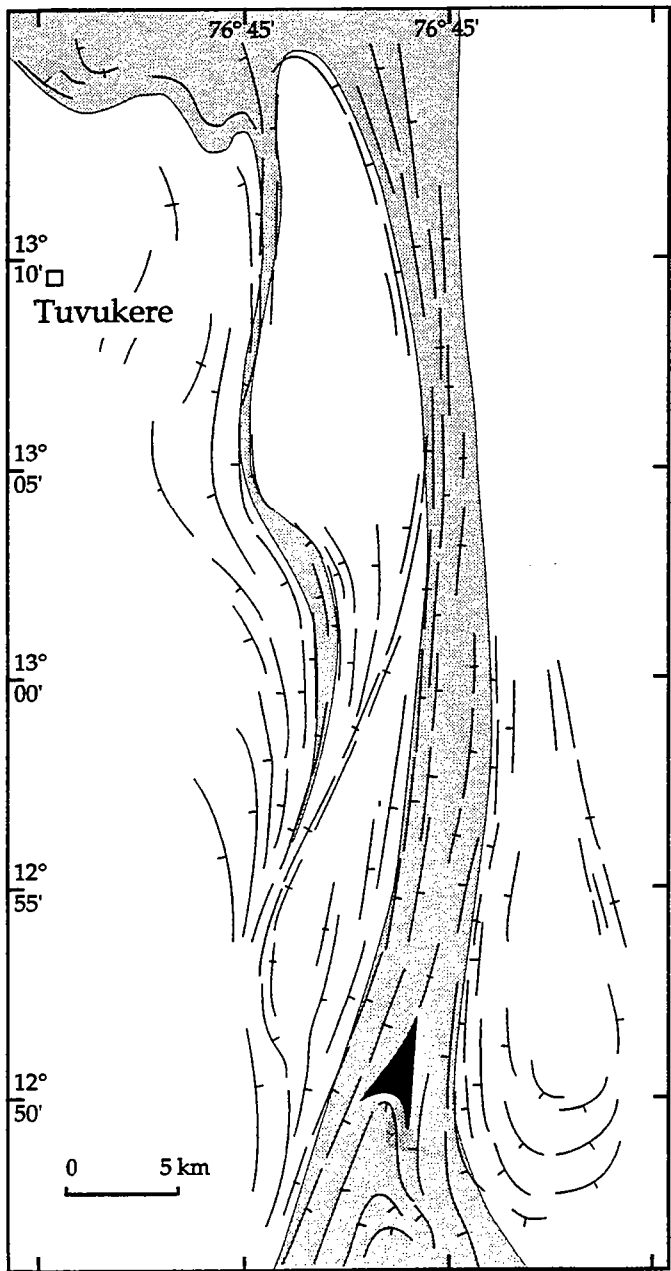


(a)

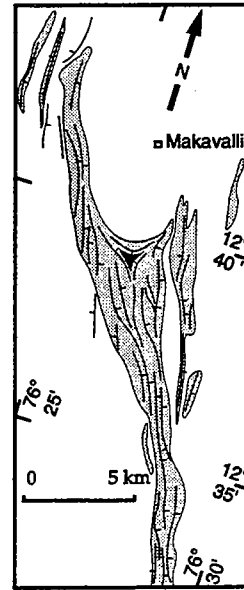


(b)

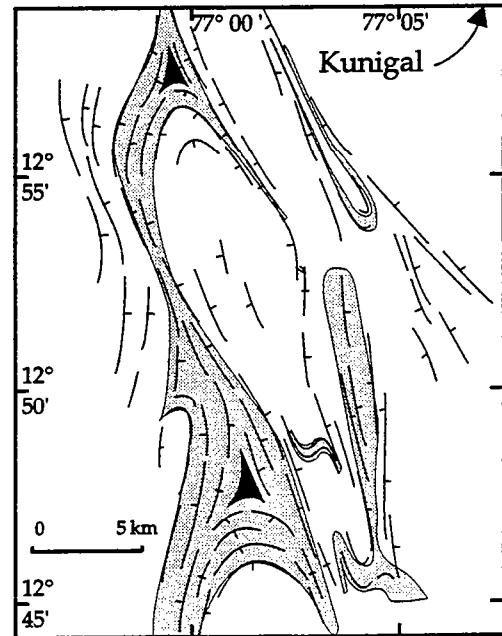
Fig. III-3 : Cartes structurales (trajectoires de foliations et de schistosité) dans les terrains à granite et roches vertes (a) dans la région de Holenarsipur (b) dans la région de Gundlupet (d'après Bouhallier et al., 1995). Les roches vertes sont représentées en grisés et les granitogneiss sont en blanc. Les points triples de foliation sont en noir. Localisation sur la figure III-2.



(a)



(b)



(c)

Fig. III-4 : Cartes structurales des régions (a) de Turvukere (ceinture de Chitradurga) (b) de Krishnarajpet et (c) de Kunigal (modifié, d'après Bouhallier, 1995 sauf (b) construite d'après la carte géologique et les mesures structurales de Divakara Rao et al., 1983). Localisation sur la figure III-2; même légende que la figure III-3.

important à l'approche des zones de cisaillement régionales, et plus spécialement celles qui jalonnent le batholite du Closepet.

Dans ce chapitre, on présente de nouveaux résultats structuraux acquis dans les ceintures de roches vertes appartenant au Supergroupe de Dharwar, qui constitue un bassin intracratonique (Chadwick et al., 1989) reposant en discordance sur les ceintures de type Sargur et les granitogneiss dans le nord du craton. La déformation ayant affecté les roches du Supergroupe de Dharwar est moins intense que dans les ceintures du Groupe de Sargur où la majorité des structures a été transposée lors des derniers incréments de la déformation. L'objet de ce travail est de caractériser, le cas échéant, l'expression superficielle des déformations gravitaires reconnues dans les niveaux moyens et profonds du craton. En effet, la qualité d'affleurement des roches supracrustales "jeunes" permet une analyse détaillée des relations entre le bassin et son socle dans différentes ceintures de roches vertes. Deux régions ont fait l'objet d'une étude détaillée (celles de J.C Pura et de Bababudan, Fig. III-1). La ceinture de Sigegudda (Fig. III-1) a fait l'objet d'une étude plus succincte.

LA RÉGION DE J.C. PURA

Les résultats structuraux obtenus sur la région de J.C. Pura sont présentés sous la forme d'un article paru dans la revue *Journal of structural Geology* (volume 18, N°8, p991-1001).

Srain patterns, décollement and incipient sagducted greenstone terrains in the Archaean Dharwar craton (South India)

Cet article est reproduit avec l'aimable autorisation des éditions Elsevier Ltd.

NB : Les planches hors texte n° 4 et 5 représentent les cartes des mesures structurales brutes effectuées sur la région de J.C. Pura. Elle peuvent être obtenues sur demande aux éditions de Géoscience-Rennes.

Les planches III-1 et III-2 présentées à la fin de ce paragraphe sont des illustrations photographiques complémentaires concernant la structure et la cinématique de la région. Il n'est pas fait référence à ces planches dans l'article.

*Reprinted from Journal of Structural Geology, Volume 18, Chardon, D.,
Choukroune P., and Jayananda, M., pages 991-1004, Copyright 1996, with kind
permission from Elsevier Science Ltd, The Boulevard, Langford Lane, Kidlington
OX5 1GB, UK*



Strain patterns, décollement and incipient sagducted greenstone terrains in the Archaean Dharwar craton (south India)

DOMINIQUE CHARDON and PIERRE CHOUKROUNE*

Laboratoire de Tectonique, Géosciences-Rennes (UPR 4661 CNRS), Université de Rennes 1, 35 042
Rennes Cedex, France

and

MUDLAPPA JAYANANDA

Department of Geology, Bangalore University, Bangalore 560 056, India

(Received 21 September 1995; accepted in revised form 25 March 1996)

Abstract—The Archaean Dharwar craton is characterized by two greenstone successions: the > 3 Ga Sargur Group and the 3.0–2.5 Ga Dharwar Supergroup. Examples of both successions are described from the region of Jayachamarajapura where they are also distinguished by different tectonic patterns. The younger greenstones have undergone only minor deformation and are only slightly metamorphosed and so provide a good case study of the relative behavior of greenstones in relation to their granite–gneiss country rocks. A detailed structural analysis indicates two strain fields associated with two deformational episodes: D₁ and D₂. The D₁ episode produced dome-and-basin structures and affected merely the older greenstones and the gneisses. The mapped strain field is compatible with the hypothesis that it is associated with the development of diapiric-type gravitational instabilities. The D₂ episode affects only the younger greenstone belt, which has the overall geometry of a complex syncline. It is discordant over a complex of gneisses and older greenstones that was deformed during the D₁ episode. The base of the discordant cover sequence is tectonized and constitutes a décollement surface. Kinematic criteria at this surface have opposite sense and converge towards the belt axis. These structural features are interpreted in terms of progressive deformation compatible with the incipient development of a sagducting trough.

These results are consistent with those obtained from other parts of the craton, where the tectonic evolution appears to reflect mainly relative vertical displacements facilitated by the reheating of continental crust during two major Archaean tectonometamorphic episodes. Copyright © 1996 Elsevier Science Ltd

INTRODUCTION

The mechanisms of Archaean tectonics have been debated for decades (McGregor 1951, Goodwin 1981, Windley 1984). A basic question is whether today's geological phenomena, and especially the orogenic processes due to plate tectonics, are similar to those that prevailed during the Archaean (Glikson 1981, Kröner 1991). Some authors consider that the greenstone belts are relics of marginal basins squeezed between ancient continental margins (Anhaeusser 1975, Burke *et al.* 1976, Tarney *et al.* 1976, Groves *et al.* 1978, Drury *et al.* 1984). Others consider the granite–greenstone patterns (McGregor 1951) as resulting from the interference of crustal-scale folds (Myers & Watkins 1985, Myers & Kröner 1994) or sheets (e.g. Myers 1976, Bickle *et al.* 1980, de Wit 1982, Stowe 1984, Raiser & Park 1992), or else in terms of pre- or post-thickening extension (James & Mortensen 1992, Hammond & Nisbet 1992, Williams & Currie 1993, Kusky 1993, Passchier 1994). According to others, granite–greenstone patterns may be due to the sagging of supracrustal rocks into juvenile crust (Goodwin & Smith 1980) combined with the relative uplift of tonalitic trondjhemitic granodioritic (TTG) gneisses (McGregor 1951, Anhaeusser *et al.* 1969, Gorman *et al.* 1978,

Glikson 1979, West & Mareschal 1979, Mareschal & West 1980). On the basis of the experimental studies of Ramberg (1967), Dixon (1975) and Dixon & Summers (1983), some workers have recently claimed a clear distinction of deformation patterns into diapiric strain fields with greenstones on the one hand and granite–gneiss on the other (Bouhallier *et al.* 1993, 1995, Jelsma *et al.* 1993). The driving force behind the vertical tectonic movements are to be sought in (1) the reversed density gradient between supracrustal rocks and material of the juvenile crust and (2) the high degree of partial melting of the TTGs induced by the overall reheating of large segments of the crust.

The structural study of the relations between the greenstones and the granite–gneiss terrains (TTG) should help understand these mechanisms (Windley & Bridgwater 1971, Sutton 1976, Gorman *et al.* 1978, Platt 1980, Park 1982). It should be noted that systematic surveys of strain fields (variations in the local characteristics of the finite strain) are still few in number, but that they are particularly pertinent to deal with this question (Schwerdtner 1990, Choukroune *et al.* 1995).

In the Dharwar craton (Karnataka State, Southern India), the excellent outcrop of the Archaean crust facilitates the detailed structural analysis of granitoid/greenstone relations and the study of the deformation affecting these terrains. Two known occurrences of greenstone belts, both located in the Jayachamarajapura

* Present address: CEREGE, Université d'Aix Marseille 3, Domaine du petit Arbois, 13545 Aix-en-Provence Cedex 4, France.

area (abbreviated to J. C. Pura), were selected for this study. Their geometric relations can be easily observed (Venkata Dasu *et al.* 1991).

The present study presents (1) the results of field mapping of strain patterns and (2) an analysis of the kinematic criteria that were systematically measured at the base of the greenstones. Since these diachronous sequences have undergone separate histories, the results thus obtained are particularly useful in terms of structural evolution and behavior of greenstones in relation to the foliated crystalline country rocks. The results of this study allow a discussion of current models of granite–greenstone tectonics and the behavior of the continents during the Archaean.

GEOLOGICAL BACKGROUND

The Dharwar Craton (Fig. 1)

Typical bimodal Archaean lithological associations can be easily recognized in the Dharwar craton. The 'Peninsular Gneisses' display the petrological characteristics of tonalitic, trondjhemitic and granodioritic assem-

blages (TTG). They form the major part of the Dharwar crust, being formed between 3.3 Ga (Beckinsale *et al.* 1980) and 2.5 Ga (Friend & Nutman 1991). The supracrustal rocks have been subdivided into two groups: the Sargur Group and the younger Dharwar Supergroup (Ramakrishnan *et al.* 1976). U–Pb dating performed on detrital zircons from Sargur supracrustal rocks yields ages ranging from 3.0 to 3.3 Ga (Nutman *et al.* 1992), whereas magmatic zircons coeval with belt formation (Holenarsipur area) have been dated at 3.3 Ga (Peucat *et al.* 1995). Whole-rock isochrons obtained from the felsic volcanics of the Dharwar Supergroup give ages ranging from 3.02 to 2.52 Ga (for details, see review in Peucat *et al.* 1995). The end of the Archaean evolution of the craton is characterized by the accretion of a huge quantity of granitic rocks, partly of mantle origin, which makes up the Closepet granitic batholith (Jayananda *et al.* 1995). This activity took place in a strike-slip fault context (Drury & Holt 1980, Jayananda & Mahabaleswar 1990). The Closepet Granite has been dated at about 2.5 Ga (Friend & Nutman 1991).

As a whole, the Dharwar craton gives a representative picture of the continental crust at the end of the Archaean. Indeed, a variation in the grade of regional metamorphism is observed along a N–S axis from greenschist to granulite facies (Raase *et al.* 1986). Pressures vary from 2–3 kbar in the north to 7–8 kbar in the south (Newton 1990). These east to west isograds are clear evidence of the conditions prevailing during formation of the granitoids composing the Closepet batholith; the temporal and spatial relations existing between migmatization and charnockitization in the southern part of the batholith have indeed been noticed for some years (Pichamuthu 1961). Moreover, the age of the granulite facies metamorphism (2.51 Ga) which affects the material of the Closepet batholith, which was itself formed at around the same period, (Friend & Nutman 1991), confirms this close relationship (Peucat *et al.* 1993).

Sargur/Dharwar controversy

Rocks of the Dharwar Supergroup have been clearly identified in the northern half of the craton, in the form of a large basin. This basin is found in several greenstone belts in which the overall deformation is modest (Chadwick *et al.* 1981, 1985, 1989). In this northern part of the craton, it is easier to distinguish the two sequences and unconformities between them have been identified (Venkata Dasu *et al.* 1991). These unconformities separate the Sargur rocks and granite–gneiss terrains, which have undergone amphibolite facies regional metamorphism, from the overlying volcano sedimentary Dharwar successions which have undergone metamorphic transformation to a lesser degree (Raase *et al.* 1986). Both of these supracrustal sequences have also been differentiated according to stratigraphic, lithological and structural criteria (Swami Nath & Ramakrishnan 1981, Chadwick *et al.* 1981, Viswanatha *et al.* 1982, Ramakrishnan & Viswanatha 1983, 1987).

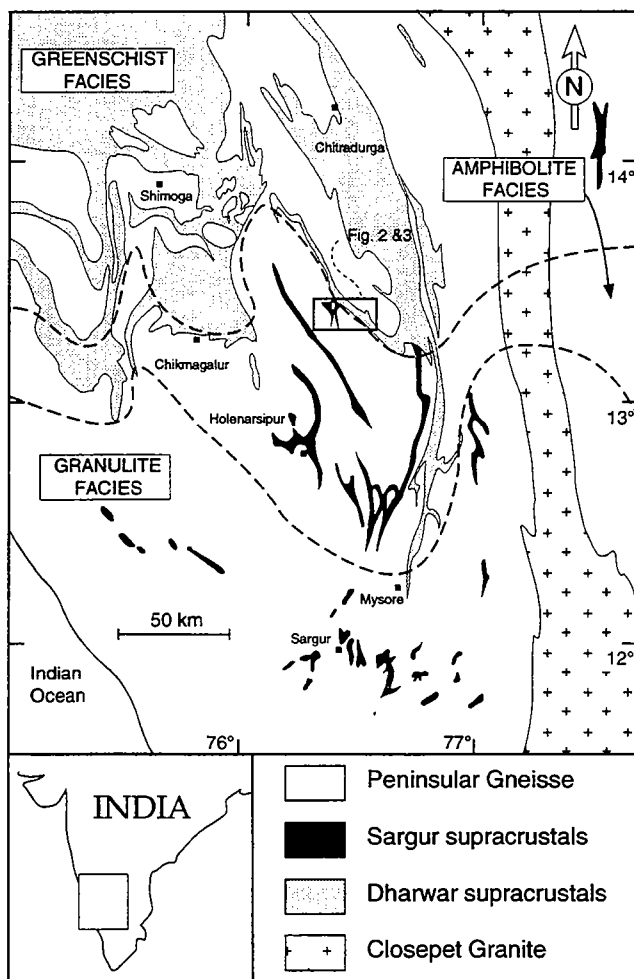


Fig. 1. Geological map of the western Dharwar craton with location of the studied area.

Sagducted greenstone terrains, Archaean Dharwar craton (India)

This distinction is not so clear cut in the southern part of the craton because of the intense degree of metamorphic recrystallization. Besides, it is thought that supracrustal rocks from the Sargur group occur predominantly in high-grade terrains in the form of narrow belts with intense deformation (Radhakrishna 1984). Finally, some authors consider that all the craton supracrustal rocks belong to a single unit whose deformation is linked to one long-lived 'Dharwar orogeny' (Drury *et al.* 1984, Pichamuthu & Srinivasan 1984, Naha *et al.* 1986, Srinivasan 1988).

Geology of the J. C. Pura area

The region selected for this study is located in the centre of the craton, in the transition zone between the amphibolite facies and the greenschist facies zones (Fig. 1). There are four distinct major geological units (Venkata Dasu *et al.* 1991): the Peninsular Gneisses in a broad sense, the Arsikere Granite, the J. C. Pura belt and the Kibbanahalli Arm (Fig. 2). Most Peninsular Gneisses are migmatitic and locally show some magmatic trondjhemite facies (e.g. east of KNA). The Tiptur trondjhemite cropping out in the southeastern part of the studied area has been dated at 3.2 Ga (Rogers & Callahan 1988). The Arsikere massif consists of a potassic pluton intruding the gneisses (Subrahmanian & Naganna 1972). The average age of this granitic body is 2.59 ± 0.12 Ga (Venkatasubramanian & Narayanaswamy 1974, Meen

et al. 1992). The J. C. Pura belt mainly consists of ultrabasic rocks, in most cases serpentinized, as well as amphibolites. Detrital zircons contained in a quartzite have yielded U-Pb ages around 3.2 Ga (Ramakrishnan *et al.* 1994). Many intrusive pegmatites concordant with the stratification can be observed within this belt. Metamorphism in the J. C. Pura belt reaches amphibolite facies grade (Venkata Dasu *et al.* 1991). Mapping of this belt reveals its highly discontinuous and locally disrupted character, which contrasts with the simpler structural pattern of the Kibbanahalli Arm. The Kibbanahalli Arm is made up of a cartographic interdigitation of the Chitradurga belt (Fig. 1), appearing as a synclorium whose discordance with the material of the J. C. Pura belt has been recently described (Venkata Dasu *et al.* 1991). Monomict conglomerates and quartzites can be observed, mainly at the base of the sequence, as well as basic to intermediate volcanic rocks. There are no felsic intrusions into this material, whose metamorphic grade is generally indicative of the greenschist/amphibolite transition (Venkata Dasu *et al.* 1991).

STRUCTURAL AND STRAIN DATA

The map of foliation trajectories in this area ($\lambda_1\lambda_2$ of the finite strain ellipsoid) shows two large domains with distinct strain patterns (Fig. 3a & b).

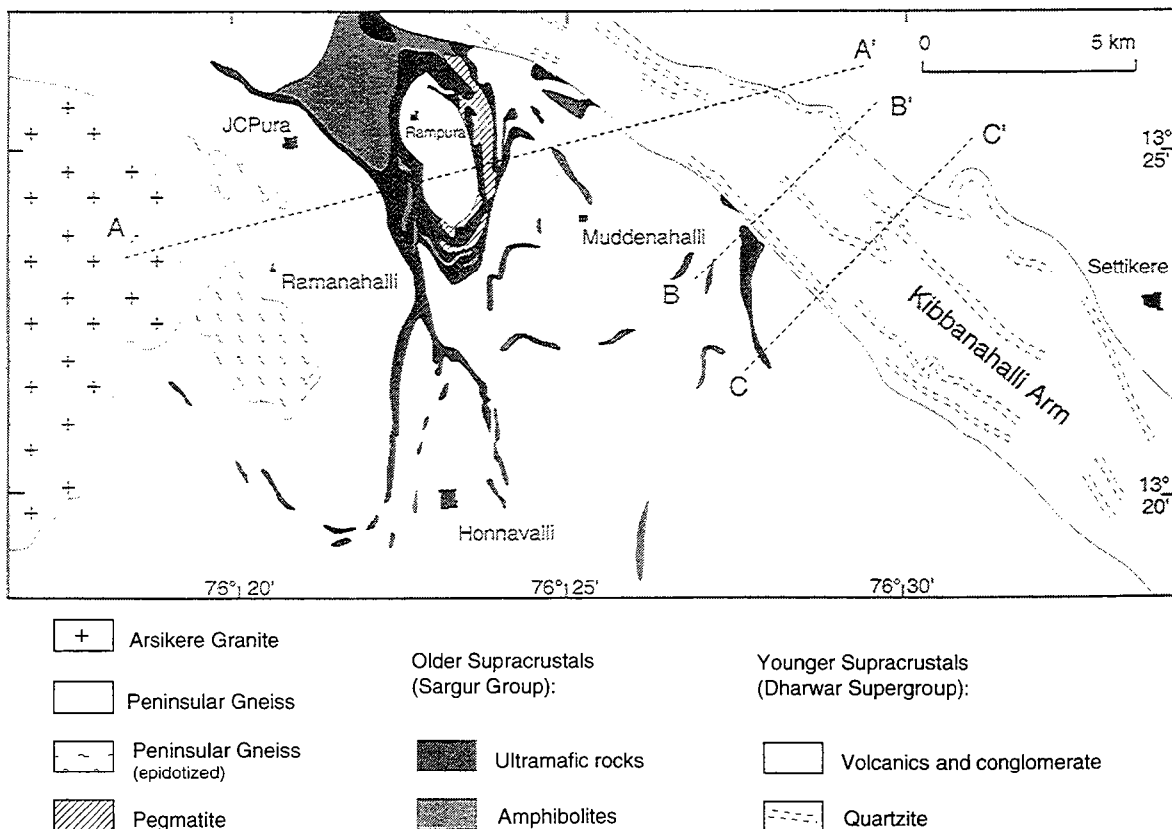


Fig. 2. Geological map of the J. C. Pura area (after Venkata Dasu *et al.* 1991 and this study). Lines AA', BB' and CC' indicate the cross-sections presented on Fig. 8 (location on Fig. 1).

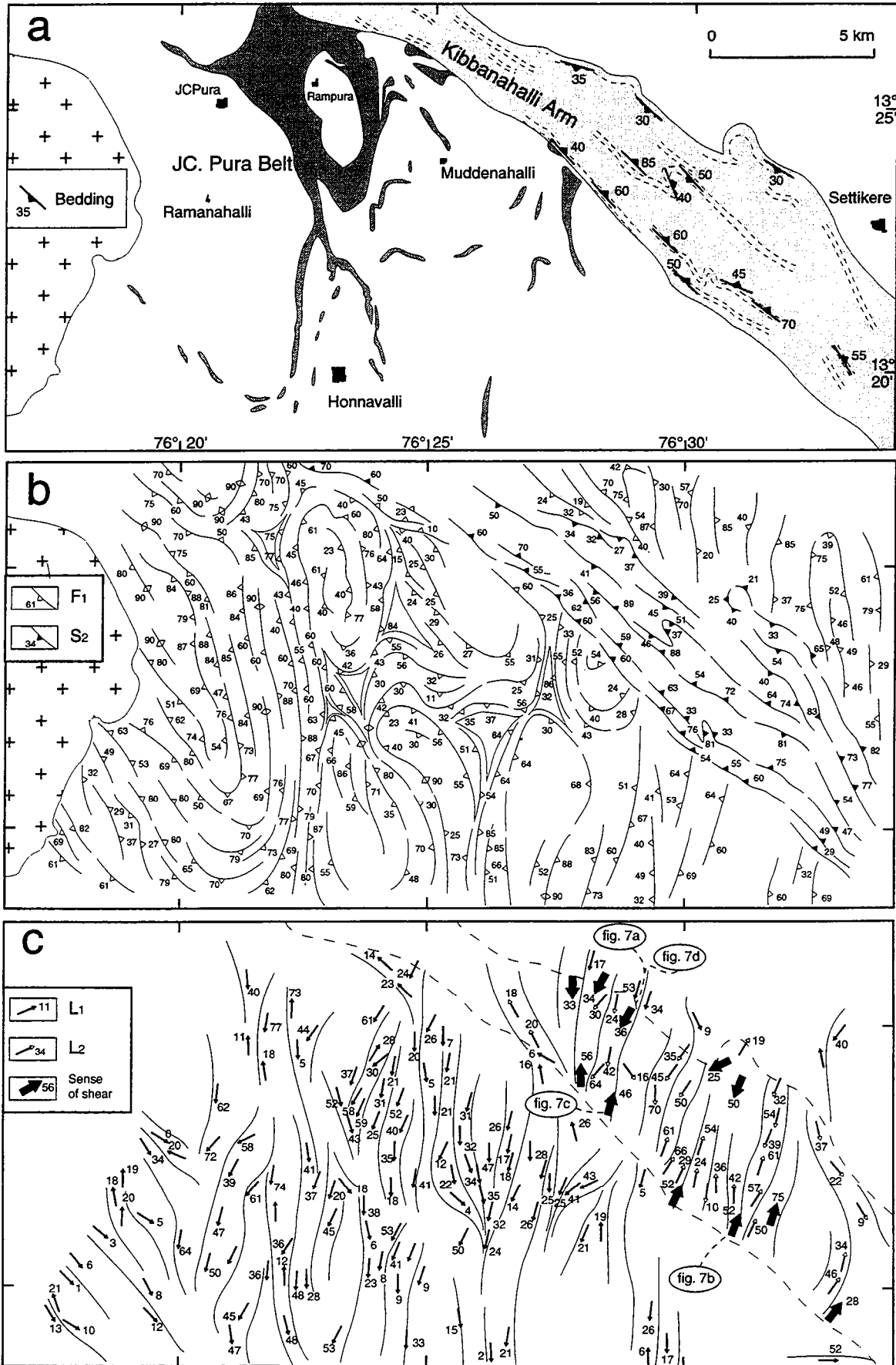


Fig. 3. Strain trajectory maps of the J. P. Pura area (location on Fig. 1). (a) Geological sketch map; (b) foliation trajectories ($\lambda_1\lambda_2$ plane); (c) stretching lineations (λ_1 axes) and shear criteria. The F_1 foliation triple points are shown.

Sagducted greenstone terrains, Archaean Dharwar craton (India)

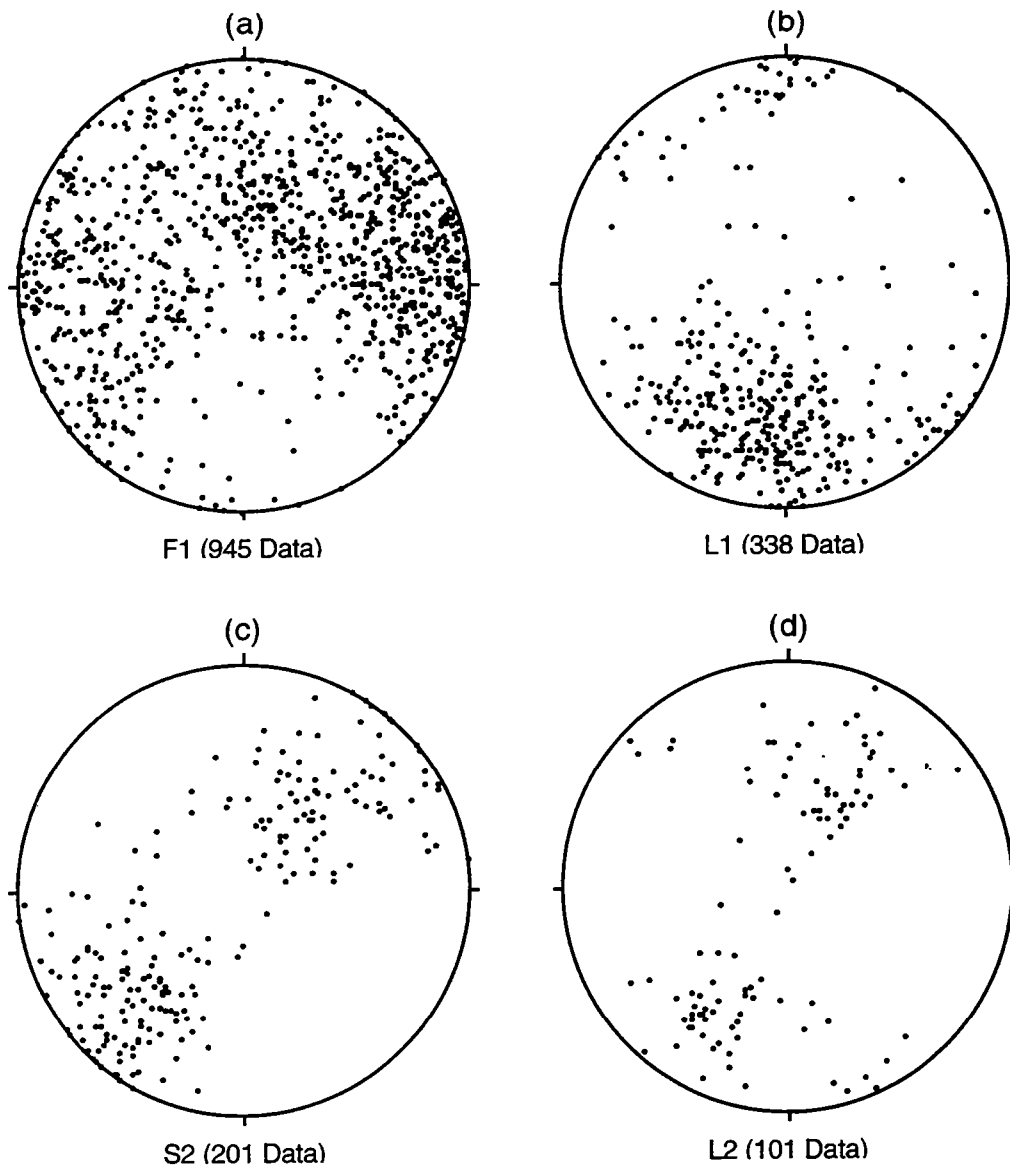


Fig. 4. Equal area stereoplots of strain fabrics. (a) Poles to F_1 foliations outside the Kibbanahalli Arm; (b) L_1 stretching lineations outside the Kibbanahalli Arm; (c) poles to S_2 schistosity inside the Kibbanahalli Arm; (d) L_2 stretching lineations inside the Kibbanahalli Arm.

Basement rocks

The basement complex (gneisses and Sargur greenstones), which accounts for three-quarters of the mapped area, is characterized by various foliation trends (Figs. 3b and 4a); the trajectories of the regional foliation (denoted here as F_1) are curved to concentric and define dome-and-basin structures. Triangle zones corresponding to the interference zone between three flattening axes are observed between the concentric trajectories of the domes. These particular points—called triple points—have been attributed to the interference of diapiric migmatitic bodies (Brun *et al.* 1981, Bouhallier *et al.* 1993, 1995). It should also be noted that the contact of the Arsikere Granite clearly cuts across the trajectories described above, which implies that this granite postdates the F_1 basement foliations.

The F_1 foliation in the basement is systematically parallel to the lithological contact between the J. C.

Pura belt rocks and the gneisses. The gneisses are generally located in the domes (e.g. Rammanahalli, Honnavali, Rampura, etc.) whereas greenstones are mainly to be found in the basins. To the east of the Kibbanahalli Arm, the foliation strike seems to follow a constant N–S direction, as observed, for instance, in the Tiptur trondjemite (Fig. 3b).

The mapped outlines of the domes are elliptical rather than circular. Transcurrent shear zones a few km in length locally affect the steeply dipping foliations of the dome borders (notably at the southwestern and eastern edges of the Rammanahalli dome). The lineation generally shows a slight plunge. These shear zones are systematically injected with pegmatites. Analysis of the C/S structures in the pegmatites (Berthé *et al.* 1979a) reveal various shear directions along the faults. It is noteworthy that some of these deformation corridors locally affect the Arsikere Granite.

The L_1 stretching lineation follows a N 180° trend with

a slight plunge to the south (Fig. 4b). Lineation trend trajectories systematically converge toward the foliation triple points (Fig. 3c).

In the basement complex, the semi-quantitative analysis of textural fabrics leads to the determination of various types of strain ellipsoid (Flinn 1965). This has helped to establish a cartographic zonation of the three major ellipsoid types (Schwerdtner *et al.* 1976, Schwerdtner & Sutcliffe 1978). The foliation triple points always correspond to zones with L-type shape fabrics, which suggests that the strain ellipsoids are of the constrictional type in the gneissic and migmatitic material. In supracrustal rocks, these constrictional zones are characterized by the presence of superposed structures, i.e. two crosscutting cleavages or folds refolding a cleavage. In the latter case, the axes of these post-schistosity folds are parallel with the finite stretching lineations and the highly variable axial planes. In Fig. 4(b), measurements of the L_1 lineation reflect the mean 3-D geometry of the triple points (lines) (Brun *et al.* 1981, Brun 1983a, Bouhallier *et al.* 1995). LS or S fabrics prevail within the domes.

The Kibbanahalli Arm

The second domain corresponds to the mapped area of the Kibbanahalli Arm and is characterized by much straighter strain trajectories with a constant SE–NW strike, which clearly cut across the previous domain and run parallel with the axial trace of the synform and its

cartographic limits (Fig. 3b). The dip of the regional schistosity (denoted here as S_2) is variable (Fig. 4c), but it is shallow at the edge of the Kibbanahalli Arm and becomes steeper towards its core.

Folds found inside the Kibbanahalli Arm are upright with subhorizontal axes. These folds on various scales exhibit the characteristics of post-schistosity folds. Beneath the flanks of the synform, the angular relations observed between stratification and cleavage are incompatible with those expected from a cleavage due to the formation of a synclinal fold. On each side, the cleavage dip is less than that of the stratification (Fig. 5). As one gets nearer the synclinal axis, the upright post-schistosity folds appear and a second cleavage is locally developed. This second cleavage (denoted here as S_3) is of crenulation type and runs parallel to the axial planes of the folds. The late formation of these folds with respect to the shallow-dipping cleavage observed on the outer flanks of belt can be demonstrated by a study of the S_2 cleavage which is refolded in the cores of D_3 folds and by angular relations preserved on their limbs (Fig. 6).

The trajectories of S_2 cleavage in the Kibbanahalli Arm (Fig. 3b & c) cut across the F_1 foliation observed outside the arm of this belt. L_2 lineation follows a constant N15–N25° direction, that is perpendicular to the boundaries of the arm (Fig. 4d). Given the overall strike of the S_2 foliation, the pitch of lineation L_2 is always around 90° (comparison between Fig. 4b & d).

Deformation within the Kibbanahalli Arm is heterogeneous. There are large strain gradients, the most

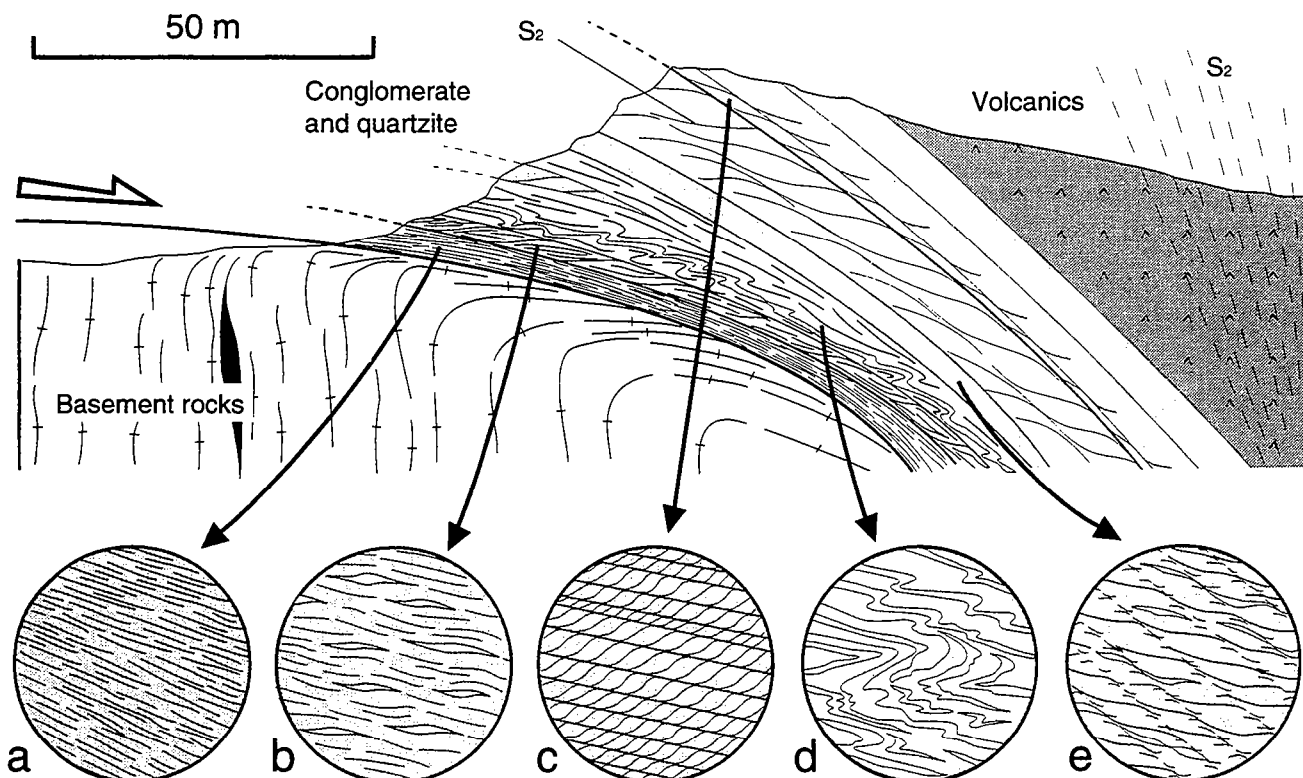


Fig. 5. Synthetic cross-section of the basal contact of the Kibbanahalli Arm showing different types of structure associated with shear deformation. (a) Mylonitic fabrics in quartzites; (b) sigmoidal quartz porphyroclasts in phyllites; (c) discrete shear bands in conglomerates; (d) asymmetric microfolds in banded quartzites; (e) C' shear bands in phyllites. Diameters of circles are: (a) 2 cm, (b) 6 cm, (c) 20 cm, (d) 40 cm and (e) 30 cm.

Sagducted greenstone terrains, Archaean Dharwar craton (India)

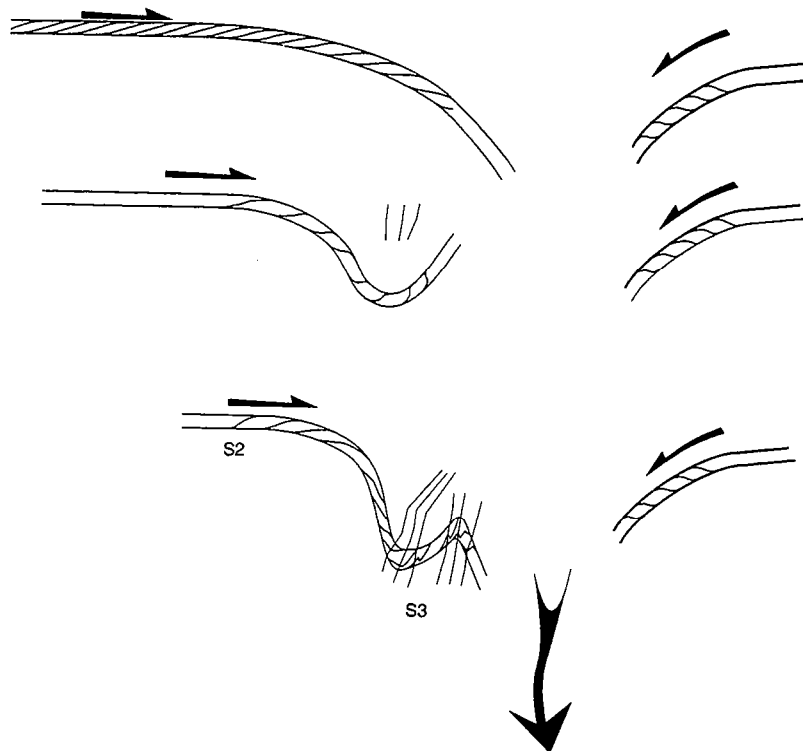


Fig. 6. Sketch cross-section illustrating the progressive folding of the basal shear zone-related cleavage S_2 into F_3 upright folds in the Kibbanahalli greenstone Arm.

important of which are located along the margins of the arm. Indeed, the strain becomes greater near the base of the sequence where major mylonitic zones can be observed. Mylonitization is developed in progressive sequences: the size of quartz pebbles making up the conglomeratic layers diminishes while the matrix becomes increasingly phyllitic and quartzitic beds are transformed into phyllonites. The thickness of these mylonitic zones, which lie parallel to the lithological banding, ranges from one to several metres. S_2 cleavage is clearly linked to the mylonitization sequences, displaying a sigmoidal trace between the mylonitic zones which is characteristic of the sense of shear implied by them (Fig. 5).

In the gneisses and ultrabasic rocks belonging to the substratum of the Kibbanahalli Arm, the F_1 foliation is seen to be affected by D_2 , becoming parallel to the contact with the mylonitic zone in the space of a few metres. A transition is observed from a steeply-dipping F_1 foliation strongly oblique to strike in the Kibbanahalli Arm to a foliation—compatible with S_2 —that is parallel to the unconformity and concordant with the stratification at the base of the Kibbanahalli Arm. This disruption is also accompanied by a very important strain gradient. The frequency of shear zones decreases noticeably near the top of the basal sedimentary succession, where only a few rare and rather thin examples are to be found, always located on the boundaries of the quartzite beds.

The kinematic analysis of mylonitic zones at the base of the Kibbanahalli Arm is straightforward since indicators of shear direction are numerous and consistent (Fig.

5): apart from the sigmoidal shape of S_2 between shear zones, information is provided by the shape of quartz porphyroclasts (ancient pebbles) within the conglomeratic quartzites. In addition, type-C' shear bands (Berthé *et al.* 1979b) may be seen, with thickness ranging from a few mms to a few cms, as well as dense networks of parallel bands (Figs. 5b, 7a); these shear bands are slightly oblique to the borders of the mylonitic zones, which are themselves parallel to the lithological layering. They overlap the fabrics defined by the S_2 foliation. Within sequences showing alternations of cm-scale beds of variable competence (such as quartzite/phyllite alternations), asymmetrical synfolial microfolds can be observed at various stages of development (Berthé & Brun 1980) (Figs. 5d, 7b). For all the outcrops studied at the base of the Kibbanahalli Arm, all the shear criteria inferred from the above mentioned structures are compatible. They systematically indicate a movement of the Kibbanahalli series towards the inner part of the belt (Fig. 6). The shear directions are therefore reversed from one side of the arm to the other (Fig. 3c).

INTERPRETATION

Relative timing and structural evolution

Given the discordance between the Kibbanahalli Arm and the F_1 foliation trajectories, the dome-and-basin tectonics of the basement complex must be attributed to an early D_1 episode. The intrusion of the Arsikere pluton

into the dome-and-basin structures along with its radiometric age implies that this first deformational episode took place before at least 2.59 ± 0.12 Ga ago. The second event corresponds to the development of Kibbanahalli Arm tectonics during a D_2 deformational episode (associated with S_2 foliation). This deformation took place after the eruption of the Dharwar Supergroup volcanics (which is not yet constrained by zircon ages: 3.0–2.52 Ga), and could be linked to the major phase of cratonization around 2.5 Ga (Drury *et al.* 1984, Chadwick *et al.* 1989, Jayananda & Mahabaleswar 1990, Bouhallier *et al.* 1993). The formation of the transcurrent shear-zones affecting the dome-and-basin structures and the Arsikere Granite could then be coeval with or later than D_2 .

The D_1 event

The structure described in the TTG gneisses and J. C. Pura belt taken together bears a close similarity with the one described in a neighbouring region to the south (Bouhallier *et al.* 1993):

- (1) Foliation trajectories trace out dome-and-basin structures.
- (2) Rock-types systematically occupy similar positions within these structures (the supracrustal rocks being found in the basins and the granite-gneisses in the domes).
- (3) Finite strain ellipsoids of constrictional type are found only at the triple points of the foliation.

(4) The main stretching directions (λ_1) converge towards the triple-point junctions. As in the Holenarsipur area (Bouhallier *et al.* 1993), the D_1 strain field can be interpreted as resulting from diapiric gravitational instabilities (Brun *et al.* 1981, Gapais & Brun 1981) between the gneisses and the greenstones (Fig. 8). This strain field may also be interpreted as the result of superimposed large-scale folds (Myers & Watkins 1985).

The D_2 event: décollement and centripetal sinking of the Kibbanahalli trough

This question raises a fundamental point: given the slight deformation and metamorphism associated with the D_2 episode, which is the only one affecting the Kibbanahalli Arm, this deformation can be considered as a characteristic feature of an early stage of the structural development of an intracratonic greenstone belt with respect to its basement.

To summarize the results discussed above:

- (1) D_2 took place after the development of dome-and-basin tectonics.
- (2) The base of the Kibbanahalli succession is a major décollement surface between the previously deformed crust and the cover rocks (the Dharwar Supergroup).
- (3) All the shear direction criteria consistently indicate—on each side of the belt—a displacement of the volcanosedimentary sequence towards the cartographic axis of the belt.

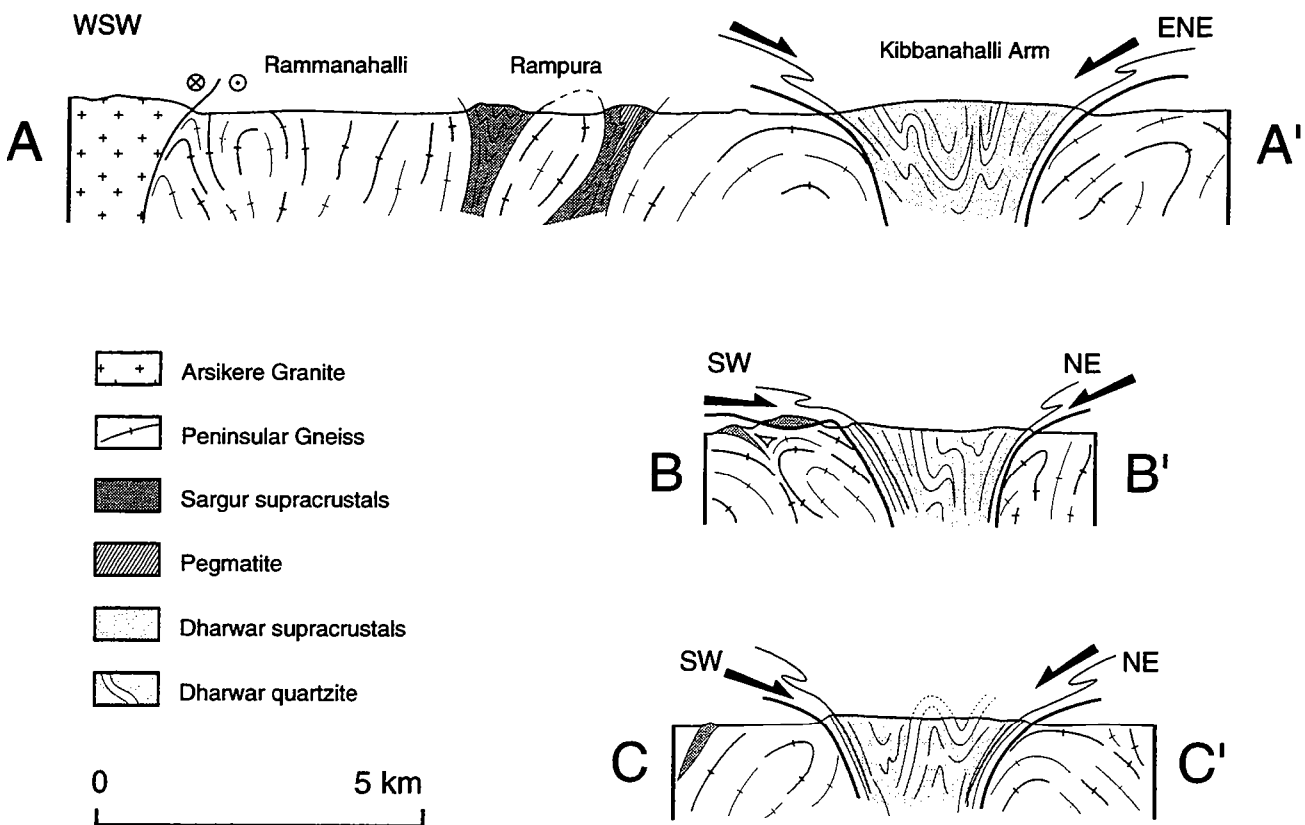


Fig. 8. Interpretative cross-sections through the J. C. Pura area (locations on Fig. 2).

Sagducted greenstone terrains, Archaean Dharwar craton (India)

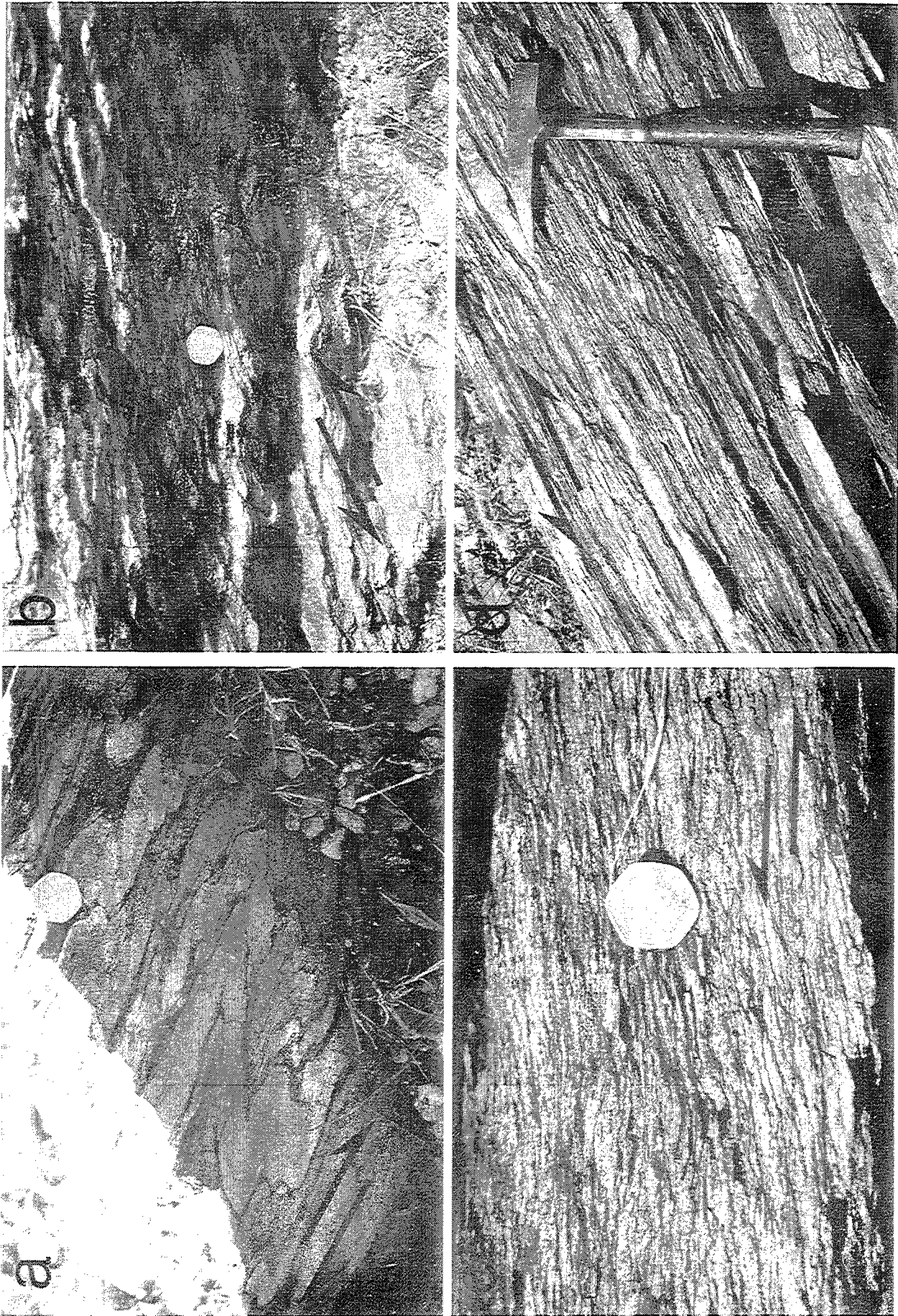


Fig. 7. Macroscopic structures indicating downward sense of shear in the basal shear zone on both limbs of the Kibbanahalli synform. (a) Asymmetrical synfolial folds developed in quartzite-phyllite interbedded sequences; (b) Shear bands in quartzites; (c) Shear bands in phyllites (locations on Fig. 3).



(4) Within the Arm, post-schistosity folds (post- S_2) with horizontal axes and vertical axial planes are superposed onto the deformation due to décollement.

It is necessary to consider whether the marked subsidence of the Kibbanahalli Arm sequence due to the effects of centripetal displacements is compatible with the late-stage vertical flattening observed within the belt (Fig. 7). In fact, this type of hypothesis has been experimentally tested. Analogue modelling (Ramberg 1963, pp. 76–84, Dixon & Summers 1983, Talbot *et al.* 1991) has led to an understanding of the spatial and temporal variability and accounts for the coherence between the structures and the internal deformation of subsiding troughs (Fig. 9). Gorman *et al.* (1978) were the first to propose a model of progressive deformation in sinking belts, where vertical flattening occurs necessarily after the initial stages of subsidence in the axial parts of subsident or sagducted sequences. Goodwin & Smith (1980) used the term 'sagduction' to describe this phenomenon. We propose to reconsider this mechanism as being the only one able to explain the progressive deformation observed within the Kibbanahalli Arm.

The new evidence introduced by study of the Kibbanahalli Arm example suggests that sagduction can be facilitated by a décollement at the basement–belt interface. This type of centripetal décollement has been recently described at the base of the Barberton belt (Heubeck & Lowe 1994), where it is considered to have taken place at a very early stage in the evolution of the belt since it is partly contemporaneous with the deposition of the sequence.

STRUCTURAL TESTS AND DISCUSSION

Triple point orientation and dome-and-basin strain pattern

There are noticeable differences between the strain fields described in the basement complex (D_1 domain) and the Holenarsipur domain (Bouhallier *et al.* 1993). These differences concern the geometries of lineation trajectories and triple points. In the Holenarsipur region, the main vertical stretching directions are predominant outside the domains of influence of ductile strike-slip faults—which overlap the dome structures—and the triple points are vertical. In the case studied here, the main directions of λ_1 and the triple points are nearly horizontal (Figs. 3c and 4b). If it is accepted that the D_1 strain field is the result of diapiric geodynamics, as proposed in the case of the Holenarsipur belt, then its features set it apart from the strain fields described in the literature (Brun *et al.* 1981, Bouhallier *et al.* 1993, Jelsma *et al.* 1993). Indeed, contrary to these last mentioned studies, the zones of constrictional strain associated with the triple points of the F_1 foliation generally show gently plunging fabrics. This may be due to three causes:

- (1) Some of the triple points described here may be located within the domes; their shallow plunge could be due to an interference between regional horizontal shortening and the diapiric strain field (Bouhallier *et al.* 1995).
- (2) For triple points located between the domes, this 'anomaly' may be explained by diapiric movements. The domes are at different stages of development and/or represent various structural levels; the more mature

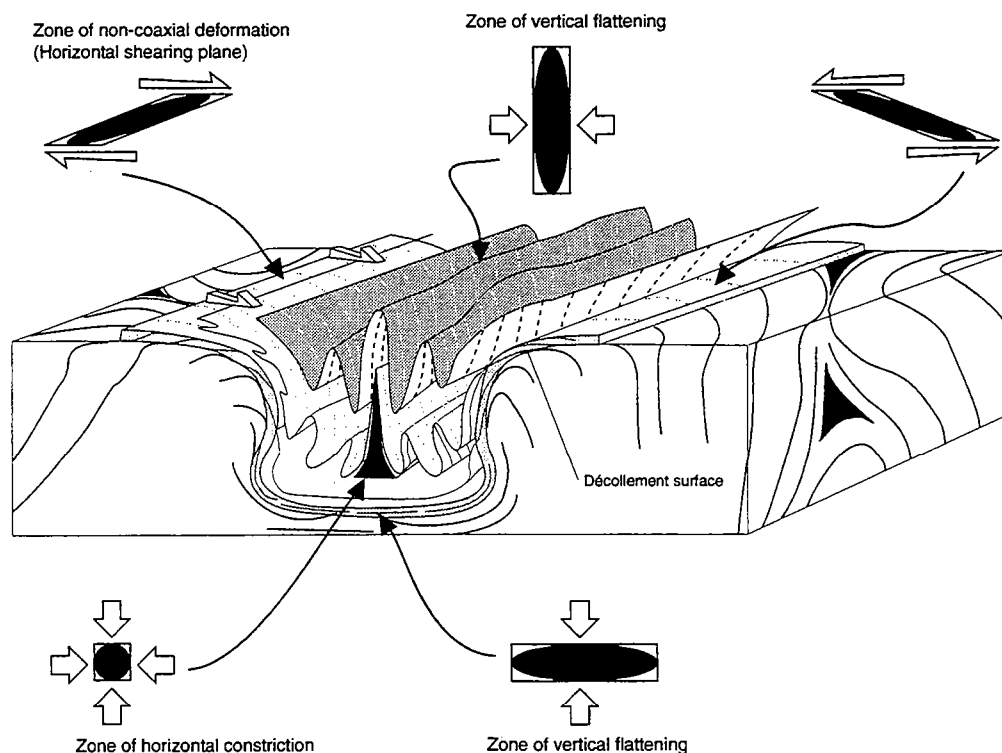


Fig. 9. Schematic block diagram illustrating the spatial variations of structures, strain ellipsoid type and strain regime within a subsiding trough (partly based on Dixon & Summers 1983 and Bouhallier *et al.* 1995). This model is supported by the results of the subsurface structural analysis of the Kibbanahalli Arm presented in this paper.

diapirs may 'cover up' other domes whose ascent has been arrested prematurely (Fig. 3b). The triple point due to constrictional interference between the various diapirs therefore show complex trajectories and may be locally horizontal or shallow-dipping.

(3) The shallow plunge of the triple points may also be the result of the D_2 deformation event. Indeed, the triple points with the shallowest plunge are found near the Kibbanahalli Arm. A post- D_1 horizontal flattening—resulting from D_2 deformation—could explain the reorientation of the main axes of the strain ellipsoid into domes and basins (e.g. less pronounced plunge of the triple points) (Dixon 1975, Schwerdtner *et al.* 1978, Dixon & Summers 1983). Nevertheless, there is no evidence in the basement complex for ductile penetrative deformation postdating the F_1 foliation. The only place where this kind of structure is observed is near the décollement surface, where F_1 is transposed in the mylonite zone, in the space of a few metres.

Tectonics of the Kibbanahalli Arm

At present, because there is no other satisfactory explanation, we consider that the tectonic interpretation of the structural data obtained in the Kibbanahalli Arm can be interpreted in terms of a sagduction model. Indeed, we should point out that:

(1) No folding mechanism can account for the synformal geometry of the Kibbanahalli Arm. The kinematic criteria observed on each side of the arm and the angular stratigraphy/schistosity relations in the basal quartzites are incompatible with a kinematic model for synclinal folds.

(2) The apparent jump in metamorphic grade at the décollement level is a sufficient argument to suggest the applicability of a 'Metamorphic Core Complex' (MCC) model as described in post-orogenic extensional zones (e.g. Brun & Van Den Driessche 1994), and which has already been proposed in the literature on Archaean tectonics (James & Mortensen 1992, Williams & Currie 1993, Kusky 1993). However, such a model cannot be adopted here for the following reasons:

Firstly, the deformation observed cannot be the direct consequence of a thickening process previous to the formation of Archaean crust in this region. Geological observations show the discordance of the formations of the Kibbanahalli belt with respect to a previously eroded basement complex. On the other hand, the deformation observed within the Kibbanahalli Arm clearly results from a early episode which has affected this belt, and no other previous thickening-type deformation can be demonstrated even outside the Kibbanahalli Arm. The metamorphic core complex model cannot account for the post-schistosity folds (post S_2) with vertical axial planes, nor can it explain the S_3 flattening associated with these folds. It should be noted that, in the hanging walls of the detachment faults associated with metamorphic core complexes, the only observed folds have shallow dipping axial planes (Davis 1987). The axes of these folds are

parallel to the regional stretching direction associated with the extension (Davis 1975, 1983, Mancktelow & Pavlis 1994), whereas the F_3 folds of the Kibbanahalli Arm show axes that are perpendicular to the stretching direction associated with the décollements.

In an extensional model, the décollement takes place at the dome-cover interface. When the base of the supracrustal sequence is well decoupled, as in this case, the décollement cannot be linked to dome structures located directly in its footwall. In other words, among the many domes found below the Kibbanahalli Arm, none has a geometry that can be directly linked to the geometry of the observed décollement itself. Moreover, the stretching and the shear directions in metamorphic core complexes are relatively constant over large areas (e.g. Gautier & Brun 1994). They also remain compatible and consistent between the footwall and the hanging wall of the detachment fault. This is not the case here, since there is no link between the characteristics of the strain field in the basement and those in the Kibbanahalli Arm; the pattern in the basement is clearly related to an ancient tectonic event.

Finally, in those segments of young mountain chains where post-orogenic extension has been described, the extensional structures are generally asymmetrical and controlled by one or more detachment faults, very few of them being antithetic (e.g. Gautier & Brun 1994). In the KNA, the mylonitic zones observed at the margins are symmetrical and antithetic (with shears converging from one side to the other and a strain intensity at the décollement level similar on both sides), while no detachment fault in the strict sense (Ramsay & Huber 1987, pp. 517–518) has been recognized.

CONCLUSIONS

The present structural study of the Kibbanahalli Arm has made it possible to characterize a late-stage event in the Archaean history of the Dharwar craton. Since this event concerns an upper structural level of the continental protocrust, and because the single-phase tectonic framework studied here is simple, it provides a great deal of information on the relationships between greenstone belts and their underlying granite-gneiss basement. The results of this study can be summarized as follows: the progressive deformation observed within the belt is only compatible with incipient sagduction of greenstones within the underlying basement, which implies it is mainly caused by gravity-dominated processes. Such sagduction is made easier by decoupling at the base of the subsiding material.

From a more regional viewpoint, but still based on structural arguments, this study shows that it is justifiable to subdivide the supracrustal rocks of the Dharwar craton into two diachronous entities. Each greenstone development cycle is associated with distinct deformational episodes. These two episodes are best characterized in the upper structural levels of the Dharwar crust.

Sagducted greenstone terrains, Archaean Dharwar craton (India)

In agreement with Bouhallier *et al.* (1993), the present study provides no evidence in favor of tangential tectonics having contributed to crustal thickening in the Dharwar terrain. The simple structure of the Kibbanahalli Arm and the strain field affecting it, as well as the kinematic criteria observed at its borders, are all incompatible with the geometry of a greenstone nappe or thrust slice. In the same craton, diapiric structures have been described at deeper structural levels (Bouhallier *et al.* 1995) which has unequivocally undergone both of the tectonic events clearly identified in this study.

At a time when many authors endeavor to apply uniformitarian models to the evolution of the Archaean terrains, we maintain that vertical movements of the gravitational instability type were predominant in the tectonic development of the Archaean crust of the Dharwar craton (Bouhallier 1995, Choukroune *et al.* 1995). Vertical movements related to body forces have not been described on such a scale in young orogenic belts. Such movements are evidence of the specific mechanical behavior of protocontinents.

Acknowledgements—This study was financed by the Indo-French Centre for the Promotion of Advanced Research (program 1111-1 Archaean Lithosphere in South India) and the INSU (program: Dynamique et Bilan de la Terre). Many thanks are due to B. Mahabaleswar, J.-J. Peucat and S. P. Venkata Dasu for their encouragements and help, and to Mrs Lingadevaru and Ranganatha Gonwda for their support in the field. Discussions with P. Gautier helped improve the manuscript. The paper benefited from the constructive reviews of J. Myers and W. Schwerdtner. We thank M. S. Carpenter for editing the English text.

REFERENCES

- Anhaeusser, C. R. 1975. Precambrian tectonic environments. *A. Rev. Earth Planet Sci.* 3, 31–53.
- Anhaeusser, C. R., Mason, R. & Viljoen, R. P. 1969. A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. *Bull. geol. Soc. Am.* 80, 2175–2200.
- Beckinsale, R. D., Drury, S. A. & Holt, R. W. 1980. 3. 360 My old gneisses from the south Indian craton. *Nature, Lond.* 283, 469–470.
- Berthé, D. & Brun, J.-P. 1980. Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican shear zone, France. *J. Struct. Geol.* 2, 127–133.
- Berthé, D., Choukroune, P. & Gapais, D. 1979. Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sudarmorican. *Bull. Mineral.* 102, 265–272.
- Berthé, D., Choukroune, P. & Jégouzo, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.* 1, 31–42.
- Bickle, M. J., Bettenay, L. F., Boulter, C. A. & Groves, D. I. 1980. Horizontal tectonic interaction of an Archaean gneiss belt and greenstones, Pilbara block, Western Australia. *Geology* 8, 525–529.
- Bouhallier, H. 1995. Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale Achéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). *Mém. Géosciences-Rennes* 60, 277.
- 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.
- Bouhallier, H., Choukroune, P. & Ballèvre, M. 1993. Diapirism, bulk homogeneous shortening and transcurrent shearing in the Archaean Dharwar craton: the Holenarsipur area, southern India. *Precambrian Res.* 63, 43–58.
- Brun, J.-P. 1983. Isotropic points and lines in strain fields. *J. Struct. Geol.* 5, 321–327.
- Brun, J.-P., Gapais, D. & Le Theoff, B. 1981. The mantled gneiss domes of Kuopio (Finland): interfering diapirs. *Tectonophysics* 74, 283–304.
- Brun, J.-P. & Van Den Driessche, J. 1994. Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics. *Bull. Soc. geol. Fr.* 165, 519–530.
- Burke, K., Dewey, J. F. & Kidd, W. S. F. 1976. Dominance of horizontal movements, Arc and microcontinental collisions during the later permobile regime. In: *The Early History of the Earth* (edited by Windley, B. F.). Wiley, London, 113–129.
- Chadwick, B., Ramakrishnan, M. & Viswanatha, M. N. 1981. Structural and metamorphic relations between Sargur and Dharwar supracrustal rocks and Peninsular gneiss in Central Karnataka. *J. geol. Soc. India* 22, 557–569.
- Chadwick, B., Ramakrishnan, M., Vasudev, V. N. & Viswanatha, M. N. 1989. Facies distributions and structures of a Dharwar volcano-sedimentary basin: evidence for late Archaean transpression in southern India? *J. geol. Soc. Lond.* 146, 825–834.
- Chadwick, B., Ramakrishnan, M. & Viswanatha, M. N. 1985. A comparative study of tectonic fabrics and deformation mechanisms in Dharwar gneisses and phyllites and Sargur quartzites on the west of the Chitradurga supracrustal belt, Karnataka. *J. geol. Soc. India* 26, 526–546.
- Choukroune, P., Bouhallier, H. & Arndt, N. T. 1995. Soft lithosphere during periods of Archaean crustal growth or crustal reworking. *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* 95, 6786.
- Davis, G. H. 1975. Gravity induced folding off a gneiss dome complex, Rincon Mountains, Arizona. *Bull. geol. Soc. Am.* 86, 979–990.
- Davis, G. H. 1983. Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes. *Geology* 11, 342–347.
- Davis, G. H. 1987. A shear-zone model for the structural evolution of metamorphic core complexes in southeastern Arizona. *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* 28, 247–266.
- de Wit, M. J. 1982. Gliding and overthrust nappe tectonics in the Barberton greenstone belt. *J. Struct. Geol.* 4, 117–136.
- Dixon, J. M. 1975. Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics* 28, 89–124.
- Dixon, J. M. & Summers, J. M. 1983. Patterns of total and incremental strain in subsiding troughs: experimental centrifuged models of inter-diapir synclines. *Can. J. Earth Sci.* 20, 1843–1861.
- Drury, S. A., Harris, N. B., Holt, R. W., Reeves-Smith, G. J. & Wightman, R. T. 1984. Precambrian tectonics and crustal evolution in South India. *J. Geol.* 92, 3–20.
- Drury, S. A. & Holt, R. W. 1980. The tectonic framework of the South Indian craton: a reconnaissance involving LANDSAT imagery. *Tectonophysics* 65, T1–T15.
- Flinn, D. 1965. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geol. Mag.* 102, 36–45.
- Friend, C. R. L. & Nutman, A. P. 1991. SHRIMP U–Pb geochronology of the Closepet granite and Peninsular gneisses, Karnataka, South of India. *J. geol. Soc. India* 38, 357–368.
- Gapais, D. & Brun, J.-P. 1981. A comparison of mineral grain fabrics and finite strain in amphibolites from eastern Finland. *Can. J. Earth Sci.* 18, 995–1003.
- Gautier, P. & Brun, J.-P. 1994. Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia islands). *Geodin. Acta* 7, 57–85.
- Glikson, A. Y. 1979. Early Precambrian tonalite–trondhjemite sialic nuclei. *Earth Sci. Rev.* 15, 1–73.
- Glikson, A. Y. 1981. Uniformitarian assumptions, plate tectonics and the Precambrian Earth. In: *Precambrian Plate Tectonics* (edited by Kröner, A.). Elsevier, Amsterdam, 91–104.
- Goodwin, A. M. 1981. Precambrian perspectives. *Science* 213, 55–61.
- Goodwin, A. M. & Smith, I. E. M. 1980. Chemical discontinuities in Archaean metavolcanic terrains and the development of Archaean crust. *Precambrian Res.* 10, 301–311.
- Gorman, B. E., Pearce, T. H. & Birkette, T. C. 1978. On the structure of Archaean greenstone belts. *Precambrian Res.* 6, 23–41.
- Groves, D. I., Archibald, N. J., Bettenay, L. F. & Binns, R. A. 1978. Greenstone belts as ancient marginal basins or ensialic rift zones. *Nature* 273, 460–461.
- Hammond, E. C. & Nisbet, B. W. 1992. Towards a structural and tectonic framework for the central Norseman–Wiluna greenstone belt, Western Australia. In: *The Archaean: Terrains, Processes and Metallogeny* (edited by Glover, J. E. and Ho, S. E.). Spec. Publ. Geology Key Centre & University extension, the University of Western Australia, Perth, 39–50.
- Heubeck, C. & Lowe, D. R. 1994. Late syndepositional deformation and detachment tectonics in the Barberton greenstone belt, South Africa. *Tectonics* 13, 1514–1536.
- James, D. T. & Mortensen, J. K. 1992. An Archaean metamorphic core complex in the southern Slave Province: basement-cover structural

- relations between the Sleepy Dragon complex and the Yellowknife supergroup. *Can. J. Earth Sci.* **29**, 2133–2145.
- Jayananda, M. & Mahabaleswar, B. 1990. Relationship between shear zones and igneous activity: the Closepet Granite of Southern India. *Proc. India Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)* **100**, 31–36.
- 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. *Contr. Miner. Petrol.* **119**, 314–329.
- 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 diapiric batholiths. *J. Struct. Geol.* **15**, 163–176.
- Kröner, A. 1991. Tectonic evolution in the Archaean and Proterozoic. *Tectonophysics* **197**, 393–410.
- Kusky, T. M. 1993. Collapse of Archean orogens and the generation of late- to postkinematic granulites. *Geology* **21**, 925–928.
- Mancktelow, N. S. & Pavlis, T. L. 1994. Fold–fault relationships in low-angle detachment systems. *Tectonics* **13**, 668–685.
- Mareschal, J.-C. & West, G. F. 1980. A model for Archean tectonism. Part 2. Numerical models of vertical tectonism in greenstone belts. *Can. J. Earth Sci.* **17**, 60–71.
- McGregor, A. M. 1951. Some milestones in the Precambrian of Southern Rhodesia. *Trans. Proc. geol. Soc. S. Afr.* **54**, 27–71.
- Meen, J. K., Rogers, J. J. & Fullagar, P. D. 1992. Lead isotopic composition of the Western Dharwar craton, southern India: evidence for distinct middle Archean terranes in a late Archean craton. *Geochim. cosmochim. Acta* **56**, 2455–2470.
- Myers, J. S. 1976. Granitoid sheets, thrusting, and Archean crustal thickening in West Greenland. *Geology* **5**, 265–268.
- Myers, J. S. & Kröner, A. 1994. Archaean tectonics. In: *Continental Deformation* (edited by Hancock, P. L.). Pergamon Press, Oxford, 355–369.
- Myers, J. S. & Watkins, K. P. 1985. Origin of granite–greenstone patterns, Yilgarn block, Western Australia. *Geology* **13**, 778–780.
- Naha, K., Srinivasan, R. & Naqvi, S. M. 1986. Structural unity in the early Precambrian Dharwar tectonic province, Peninsular India. *Geol. Min. Met. Soc. India* **58**, 218–243.
- Newton, R. C. 1990. The late high-grade terrain of South India and the deep structure of the Dharwar craton. In: *Exposed Cross-sections of the Continental Crust* (edited by Salisbury, M. H. and Fountain, D. M.). Kluwer Academic, Amsterdam, 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.
- Park, R. G. 1982. Archaean tectonics. *Geol. Rundsch.* **71**, 22–37.
- Passchier, C. W. 1994. Structural geology across a proposed Archaean terrane boundary in the eastern Yilgarn craton, Western Australia. *Precambrian Res.* **68**, 43–64.
- Peucat, J. J., Bouhallier, H., Fanning, C. M. & Jayananda, M. 1995. Age of the Holenarsipur greenstone belt, relationships with the surrounding gneisses (Karnataka, South India). *J. Geol.* **103**, 701–710.
- Peucat, J. J., Mahabaleswar, B. & 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. *J. Metam. Geol.* **11**, 879–888.
- Pichamuthu, C. S. 1961. Transformation of Peninsular gneiss into charnockite in Mysore State, India. *J. geol. Soc. India* **2**, 46–49.
- Pichamuthu, C. S. & Srinivasan, R. 1984. A billion year history of the Dharwar craton (3200 to 2100 m.y. ago). *Mem. geol. Soc. India* **4**, 121–142.
- Platt, J. P. 1980. Archaean greenstone belts: a structural test of tectonic hypotheses. *Tectonophysics* **65**, 127–150.
- Raase, P., Raith, M., Ackermann, D. & 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.
- Radhakrishna, B. P. 1984. Archaean granite–greenstone terrains of the South Indian shield. *Mem. geol. Soc. India* **4**, 1–46.
- Ralsler, S. & Park, A. F. 1992. Tectonic evolution of the Archaean rocks of the Tavani Area, Keewatin, N. W. T., Canada. In: *The Archaean: Terrains, Processes and Metallogeny* (edited by Glover, J. E. and Ho, S. E.). *Spec. Publ. Geology Key Centre & University extension, the University of Western Australia* **22**, 99–106.
- Ramakrishnan, M., Venkata Dasu, S. P. & Kröner, A. 1994. Middle Archaean age of Sargur Group by single grain zircon dating and geochemical evidence for the clastic origin of metaquartzite from J. C. Pura greenstone belt, Karnataka. *J. geol. Soc. India* **44**, 605–616.
- Ramakrishnan, M. & Viswanatha, M. N. 1983. Crustal evolution in central Karnataka: a review of present data and models. In: *Precambrian of south India* (edited by Naqvi, S. M. and Rogers, J. J. W.). *Mem. geol. Soc. India* **4**, 96–109.
- Ramakrishnan, M. & Viswanatha, M. N. 1987. Angular unconformity, structural unity argument and Sargur–Dharwar relations in Bababubbin basin. *J. geol. Soc. India* **29**, 471–482.
- Ramakrishnan, M., Viswanatha, M. N. & Swami Nath, J. 1976. Basement–cover relationships of Peninsular Gneisses with high grade schists and greenstone belts of southern Karnataka. *J. geol. Soc. India* **17**, 97–111.
- Ramberg, H. 1963. Experimental study of gravity tectonics by means of centrifuged models. *Bull. geol. Inst. Univ. Uppsala* **XLII**, 1–97.
- Ramberg, H. 1967. *Gravity, Deformation and the Earth's Crust*. Academic Press, London.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. I. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2: Folds and Fractures*. Academic Press, London.
- Rogers, J. J. W. & Callahan, E. J. 1988. Diapiric trondhjemites of the western Dharwar craton, Southern India. *Can. J. Earth Sci.* **26**, 244–256.
- Schwerdtner, W. M., Bennet, P. J. & Janes, T. W. 1976. Application of L–S fabric scheme to structural mapping and paleostain analysis. *Can. J. Earth Sci.* **14**, 1021–1032.
- Schwerdtner, W. M. & Sutcliffe, R. H. 1978. Patterns of total strain in the crestal region of immature diapirs. *Can. J. Earth Sci.* **15**, 1437–1447.
- Schwerdtner, W. M. 1990. Structural tests of diapir hypotheses in Archaean crust of Ontario. *Can. J. Earth Sci.* **27**, 387–402.
- Srinivasan, R. 1988. Present status of the Sargur Group of the Archaean Dharwar craton, south India. *Indian J. Geol.* **60**, 57–72.
- Stowe, C. W. 1984. The early Archaean Selukwe nappe, Zimbabwe. In: *Precambrian Tectonics Illustrated* (edited by Kröner, A. & Greiling, R.). E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 41–56.
- Subrahmanya, K. R. & Naganna, C. 1972. The structure of Arsikere granite, Mysore state. *J. geol. Soc. India* **13**, 59–65.
- Sutton, J. 1976. Tectonic relationships in the Archaean. In: *The Early History of the Earth* (edited by Windley, B. F.). Wiley, London, 99–104.
- Swami Nath, J. & Ramakrishnan, M. 1981. Early supracrustals of Southern Karnataka (A). Present classification and correlation. *Mem. geol. Surv. India* **112**, 23–38.
- Talbot, C. J., Rönnlund, P., Schmeling, H., Koyi, H. & Jackson, M. P. A. 1991. Diapiric spoke patterns. *Tectonophysics* **188**, 187–201.
- Tarney, J., Dalziel, I. W. D. & de Witt, M. J. 1976. Marginal basin 'Rocas Verdes' complex from S. Chile: a model for Archaean greenstone belt formation. In: *The Early History of the Earth* (edited by Windley, B. F.). Wiley, London, 131–146.
- Venkata Dasu, S. P., Ramakrishnan, M. & Mahabaleswar, B. 1991. Sargur–Dharwar relationship around the komatiite rich Jayachamarajapura greenstone belt in Karnataka. *J. geol. Soc. India* **38**, 577–592.
- Venkatasubramanian, V. S. & Narayanaswamy, R. 1974. Primary and metamorphic Rb–Sr chronology in some areas of South Mysore. *J. geol. Soc. India* **15**, 200–205.
- Viswanatha, M. N., Ramakrishnan, M. & Swami Nath, J. 1982. Angular unconformity between Sargur and Dharwar supracrustals in Sigegudda, Karnataka craton, south India. *J. geol. Soc. India* **23**, 85–89.
- West, G. F. & Mareschal, J.-C. 1979. A model for Archean tectonism. Part I, The thermal conditions. *Can. J. Earth Sci.* **16**, 1942–1950.
- Williams, P. R. & Currie, K. L. 1993. Character and regional implications of the sheared Archaean granite–greenstone contact near Leonora, Western Australia. *Precambrian Res.* **62**, 343–365.
- Windley, B. F. 1984. *The Evolving Continents*. John Wiley & Sons, New York.
- Windley, B. F. & Bridgwater, D. 1971. The evolution of archaean low- and high-grade terrains. *Geol. Soc. Aust. Spec. Publ.* **3**, 33–46.



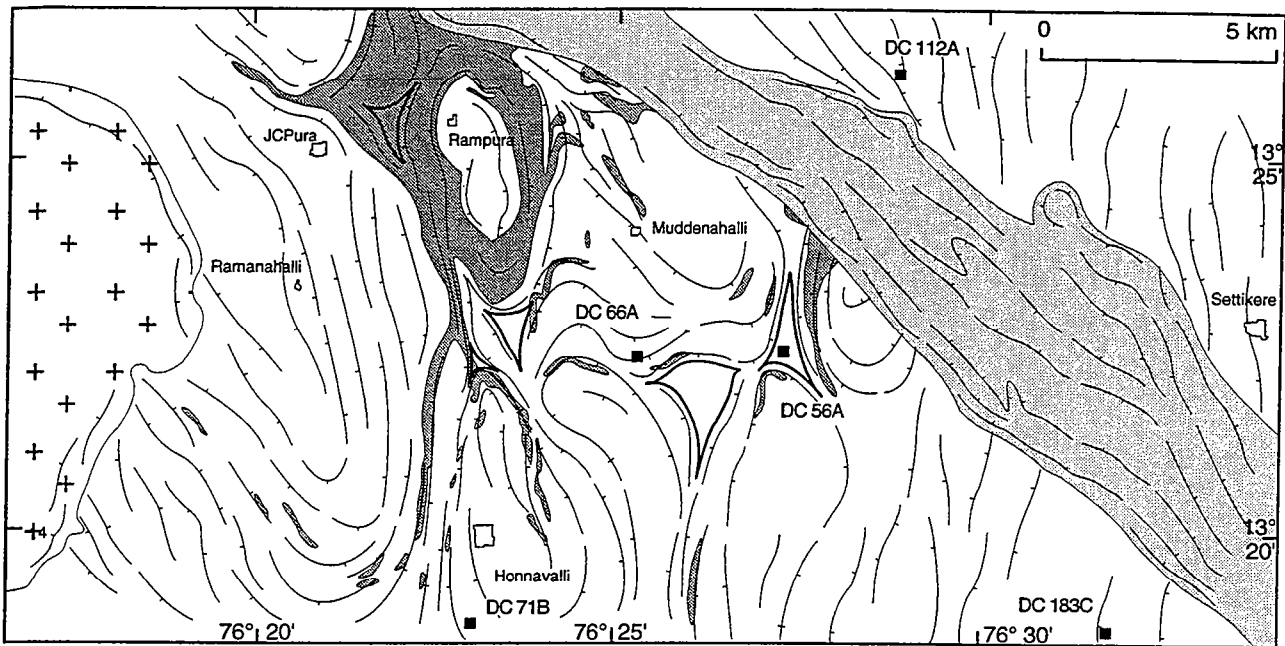


Fig. III-5 : Situation des échantillons géochronologiques de la région de J.C. Pura.

Tableau III-1 : Résultats U-Pb sur la région de J.C. Pura

Echantillon	n ratios	Step	206Pb/204Pb	208Pb/206Pb	207Pb/206Pb	erreur	207Pb/206Pb	Age	207Pb/206Pb	erreur	
Analyses Finnigan Mat 262		Ampère	± 1 to 2%	measured	measured	2 sig m	corrected	Ma		totale	
			*jumping mode			x 10-5				1 sigma	
DCMJ 66A	GNEISS TONALITIQUE A GRANODIORITIQUE										
zircon 1	100	2,8	37612	0,1338	0,27103	7	0,2708	3310		2	
zircon 2	80	2,8	94604	0,1475	0,27064	11	0,2705	3309		3	
DC 71B	GNEISS TONALITIQUE										
zircon 1	100	2,8	19796	0,0247	0,25564	31	0,2550	3217		9	
	60	3,1	36906	0,0986	0,26747	18	0,2672	3290		4	
DC 112 A	MONZOGRANITE/GRANODIORITE										
zircon 1	60	2,6	10823	nd	0,21813	65	0,2170	2958		19	
	20	a*	32534	nd	0,23365	87	0,2333	3075		13	
	20	a	25943	0,1246	0,22849	48	0,2280	3038		8	
zircon 2	60	3,1*	100000	nd	0,24253	79	0,2424	3136		20	
	20	a	1560	0,0830	0,21746	57	0,2100	2906		10	
	20	b	1240	0,0942	0,21393	3	0,2045	2863		1	
	20	c	1193	0,0969	0,21374	4	0,2039	2858		1	
	100	2,8	3203	0,1110	0,25310	16	0,2497	3183		2	
DC 183C	GRANODIORITE										
zircon 1	20	2,6	3860	0,2185	0,22151	32	0,2186	2970		6	
	80	2,8	13817	0,1078	0,2436	56	0,2428	3138		17	
zircon 2	40	2,6	512	0,4947	0,23890	90	0,2165	2955		21	
	20	a	11035	0,1557	0,24678	29	0,2458	3157		5	
	20	b	9845	0,1598	0,24658	18	0,2455	3157		2	
	20	c	5590	0,1686	0,24466	14	0,2427	3138		2	
DC 56A	APLITE (MONZOGRANITE/GRANODIORITE)										
zircon 1	20	a*	36057	nd	0,25237	30	0,2521	3198		4	
	20	b	22247	nd	0,25259	187	0,2521	3198		26	

Complément géochronologique

Cinq échantillons de granitogneiss ont fait l'objet d'une étude géochronologique préliminaire sur la région de J.C. Pura. La méthode utilisée est celle de l'évaporation directe pratiquée sur des zircons (les principes de la méthode sont développés dans l'article de Peucat et al., 1993). Deux échantillons (DC 66A qui est un gneiss granodioritique à tonalitique et DC 71B qui est un gneiss tonalitique) proviennent des dômes situés à l'ouest du bras de Kibbanahalli. L'échantillon DC56A provient d'un filon d'aplite de composition monzogranitique ou granodioritique qui est sécant sur les gneiss migmatitiques du point triple situé à proximité du bras de Kibbanahalli (Fig. III-5). Deux échantillons (DC 112A qui est un monzogranite ou une granodiorite et DC 183C qui est une granodiorite) proviennent des granitoïdes non impliqués dans les dômes situés de part et d'autre du bras (Fig. III-5). Tous ces échantillons ont subi une recristallisation ainsi qu'une altération régionale importante qui se marque par l'occurrence de muscovite, d'épidote, de sphène et parfois de calcite.

Les résultats sont présentés dans le Tableau III-1. Il apparaît que les gneiss des dômes ont des âges voisins de 3.3 Ga, alors que les granodiorites (DC 112A et DC 183C) montrent des âges allant de 3.14 à 3.18 Ga. L'aplite du point triple a un âge de l'ordre de 3.2 Ga.

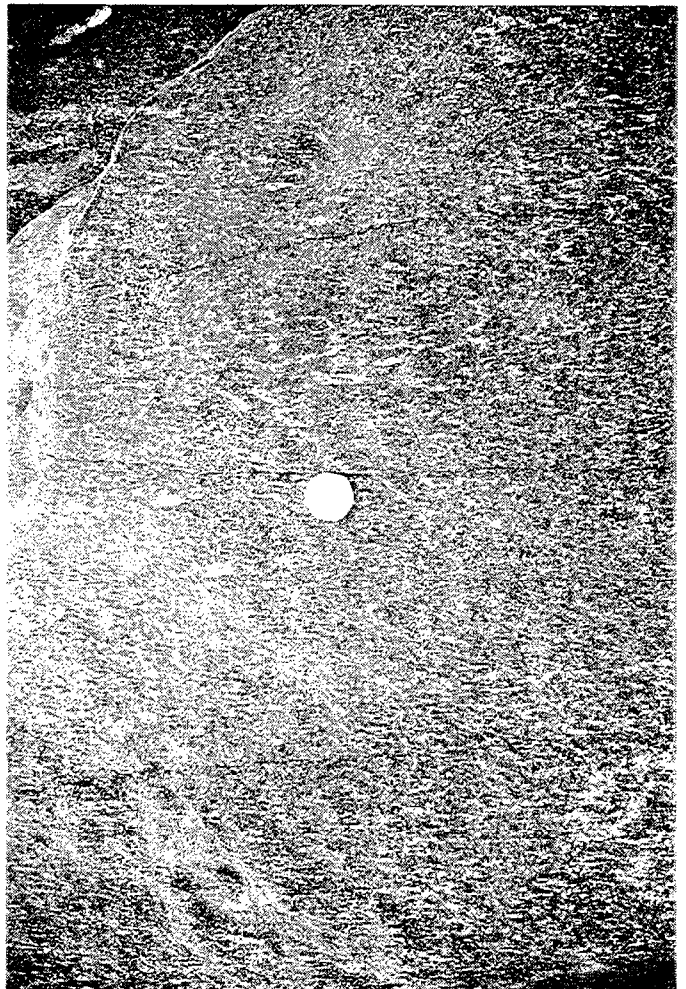
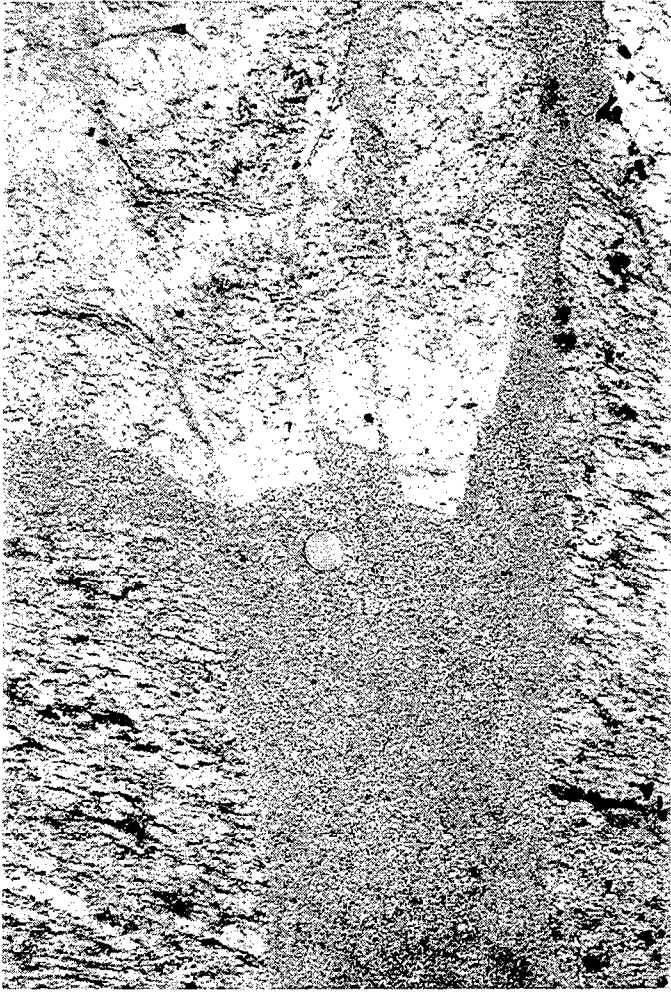
La distinction structurale faite entre les gneiss des dômes et les granitoïdes non impliqués dans les structures en dôme-et-bassin est confirmée par cette étude préliminaire : les granodiorites sont plus récentes que les gneiss d'au moins 120 Ma. A Holenarsipur (Bouhallier et al., 1993) les gneiss TTG des dômes ont des âges de 3.3 Ga (Beckinsale et al., 1980 ; Taylor et al., 1984 ; Meen et al., 1992 ; Peucat et al., 1993) qui sont compatibles avec les résultats obtenus à J.C. Pura. On identifie donc bien à J.C. Pura l'épisode d'accrétion crustale le plus ancien du craton de Dharwar (voir la revue de Peucat et al., 1995). Les granodiorites ont des âges compatibles avec celui de la trondhjemite de Tiptur (Rogers et Callahan, 1988) qui constitue un massif affleurant au SE de la zone étudiée.

Discussion

L'aplite du point triple devait nous permettre de donner un âge maximum à l'épisode de déformation D1 (celui de la formation des dômes). Le fait que l'aplite (3.2 Ga) soit plus jeune que les dômes de 100 Ma, n'implique pas que D1 soit antérieur à 3.2 Ga. En effet, le zircon daté de l'aplite pourrait très bien être hérité. De même, l'âge de la formation des dômes n'est pas obligatoirement l'âge des gneiss qui les composent. En effet, à Holenarsipur, les paragenèses syn-cinématiques dans la ceinture du groupe de Sargur, qui sont associées au seul épisode de déformation reconnaissable, ont été datées à 2.5 Ga (Bouhallier, 1995). Il y a donc à Holenarsipur un énorme diachronisme (de 800 Ma) entre la mise en place magmatique des TTG (3.3 Ga) et leur mobilisation dans les dômes diapiriques qui constituent les dernières structures de cette région (2.5 Ga). En fait, à Holenarsipur, le seul épisode reconnaissable est l'épisode D2 qui caractérise la structuration du bassin de Dharwar dans les parties septentrionales du craton.

Ainsi, à J.C. Pura, la présente étude géochronologique ne permet pas de caler même par défaut l'épisode D1. La seule contrainte est fournie par l'âge du granite d'Arsikéré (Rogers, 1988 ; Meen et al., 1992) dont les contours sont sécants sur la foliation régionale S1 (Planche III-1b). Toutefois, cet âge est issu d'une isochrone Rb-Sr (2.59 ± 0.12 Ga). Ce système isotopique aurait très bien pu être perturbé lors du second épisode de déformation D2 qui affecte les roches du Supergroupe de Dharwar.

En conclusion, si les gneiss présents dans les dômes de J.C. Pura ont des âges de mise en place de 3.3 Ga, le phénomène diapirique ayant produit les structures en dôme-et-bassin n'a pas nécessairement le même âge. Si les arguments structuraux nous permettent de reconnaître un épisode de déformation antérieur à 2.5 Ga (âge du dernier épisode tectonométamorphique du craton) les données géochronologiques ne nous permettent pas de déterminer son âge.



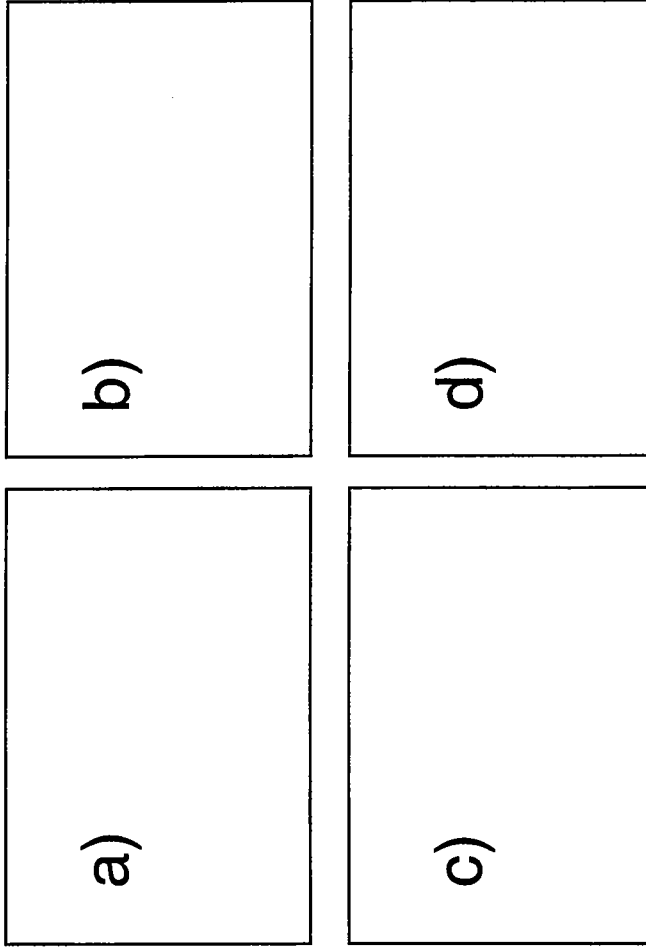
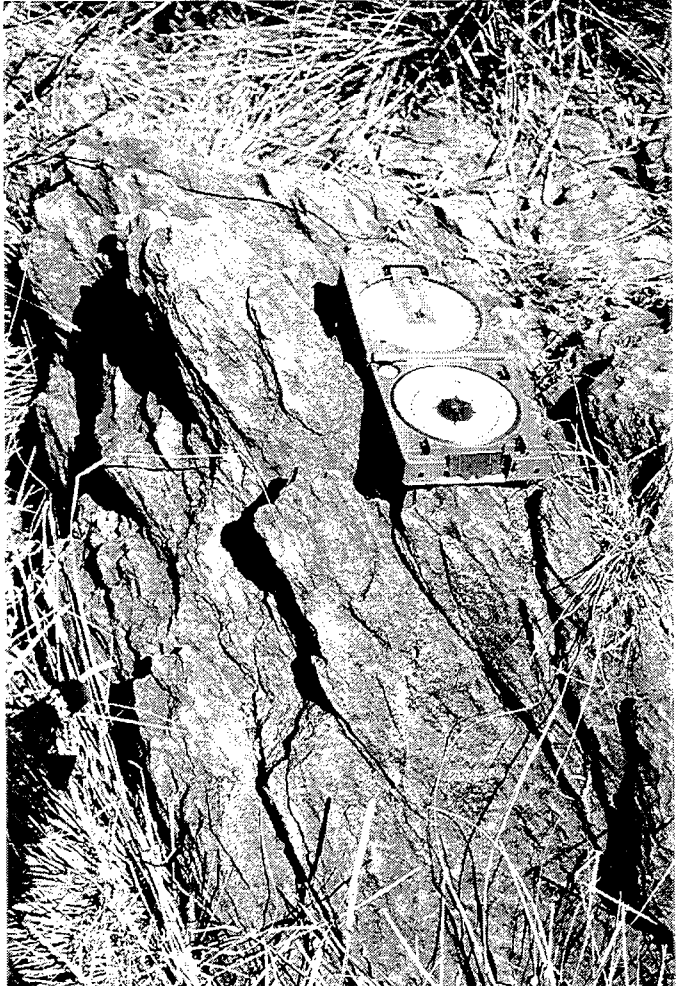
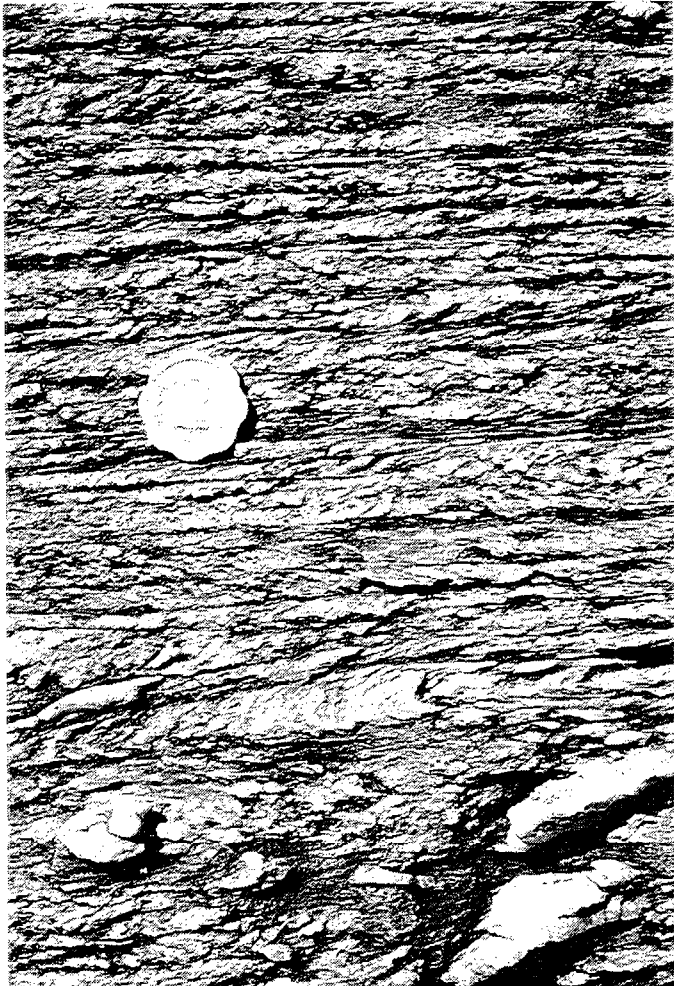
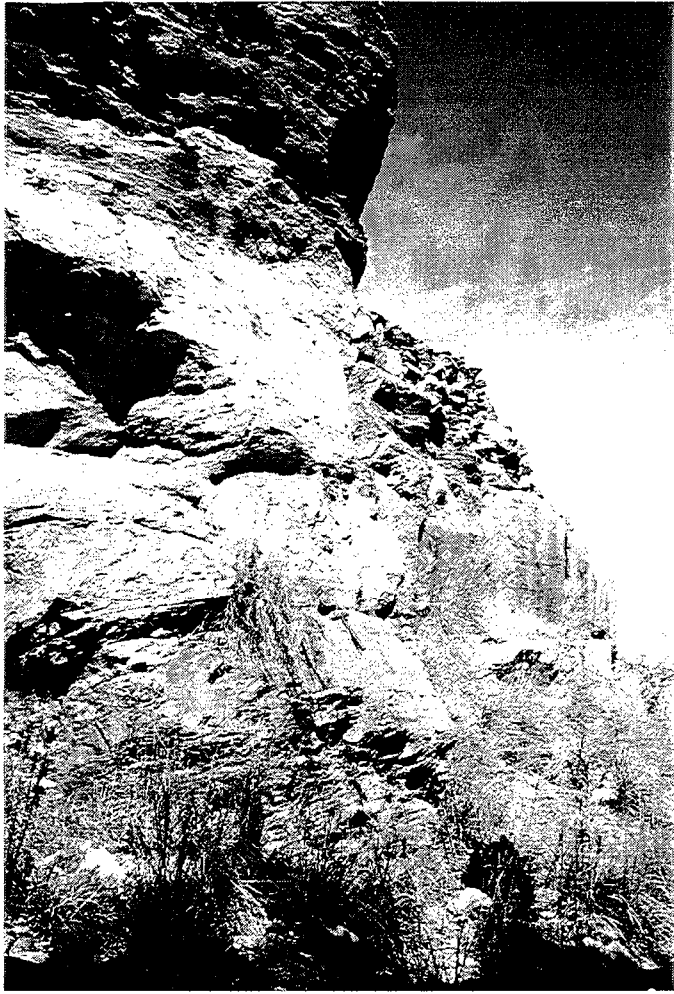


Planche III-1 :

- (a) - Vue du contact entre les Gneiss Péniinsulaires et le granite d'Arsikéré le long de la limite Est de ce dernier. La foliation des gneiss est fortement pentée et recoupée par les pegmatites (en clair) constituant l'enveloppe du granite qui est ici isotrope.
- (b) - Filon aplitique recoupant les migmatites du point triple situé à proximité du bras de Kibbanahalli. L'échantillon DC 56A provient de ce filon.
- (c) - Vue de la foliation S2 du bras de Kibbanahalli dans les metabasites amygdalaires. La foliation est sub-verticale et porte la linéation d'étrétement L2 marquée par l'étrétement des amygdales.
- (d) - Exsudat de quartz impliqué dans un cisaillement au coeur du bras de Kibbanahalli. Ce type de structure rend compte des interactions importantes entre déformation cisailante et circulations de fluide lors de l'épisode D2, aussi bien à la base qu'à l'intérieur du bras de Kibbanahalli. Le lessivage de la silice et le développement de la muscovite au niveau du décollement ainsi que la reconcentration de la silice en exsudats impliquent des circulations de fluides importantes, contemporaines de l'épisode déformation D2.



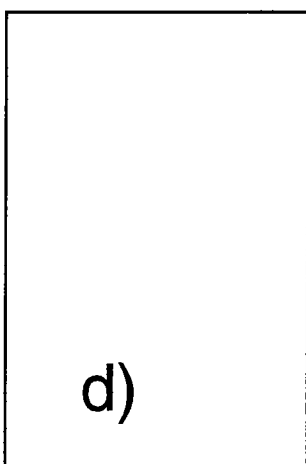
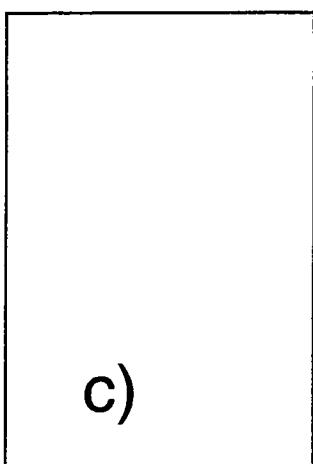
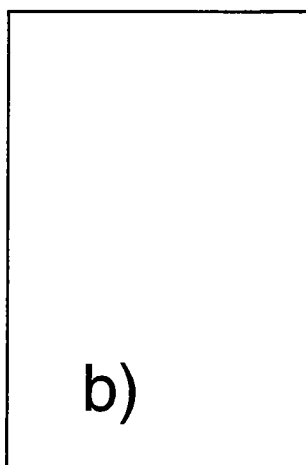
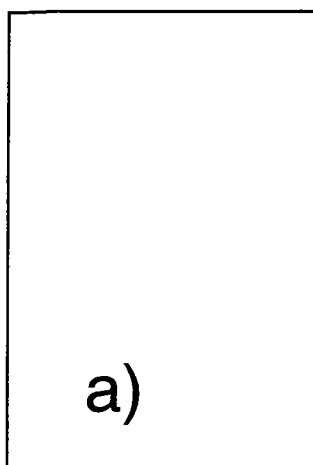


Planche III-2 :

(a) - Vue de la base du Supergroupe de Dharwar sur le flanc NE du bras de Kibbanahalli. Au niveau du marteau se situe la limite entre la mylonite basale et les quartzites conglomératiques moins déformées. D'autres zones mylonitiques sont présentes plus haut dans la série basale.

(b) - Plis droit dans les quartzites impures à l'intérieur du bras de Kibbanahalli. L'axe de ce plis est parallèle aux limites du bras.

(c) - Quartzites conglomératiques au niveau de la discordance basale du bras de Kibbanahalli sur son flanc NE (plan YZ). Ces structures (réseau dense de cisaillements parallèles, microplis et galets déformés) ont enregistré le raccourcissement vertical au niveau du décollement basal de la ceinture.

(d) - Fabriques planolinéaires dans les amphibolites du Groupe de Sargur à l'approche de la zone de point triple située au sud du dôme de Rampura. Outre l'étirement important, on distingue au moins 3 familles de schistosité dont l'intersection est parallèle à la linéation d'étirement qui présente un plongement de 40° vers le sud (orientation du point triple).

LA RÉGION DE BABABUDAN

Ce paragraphe est présenté sous la forme d'un article soumis à la revue *Tectonophysics* :

Sinking of an Archaean intracratonic basin: evidence from converging-radial flow.

NB : Les planches hors texte n° 2 et 3 représentent les cartes des mesures structurales brutes effectuées sur la région de Bababudan pour ce travail. Elle peuvent être obtenues sur demande aux éditions de Géoscience-Rennes.

Les planches III-3 et III-4 présentées à la fin de ce paragraphe sont des illustrations photographiques complémentaires concernant la structure et la cinématique de la région. Il n'est pas fait référence à ces planches dans l'article.

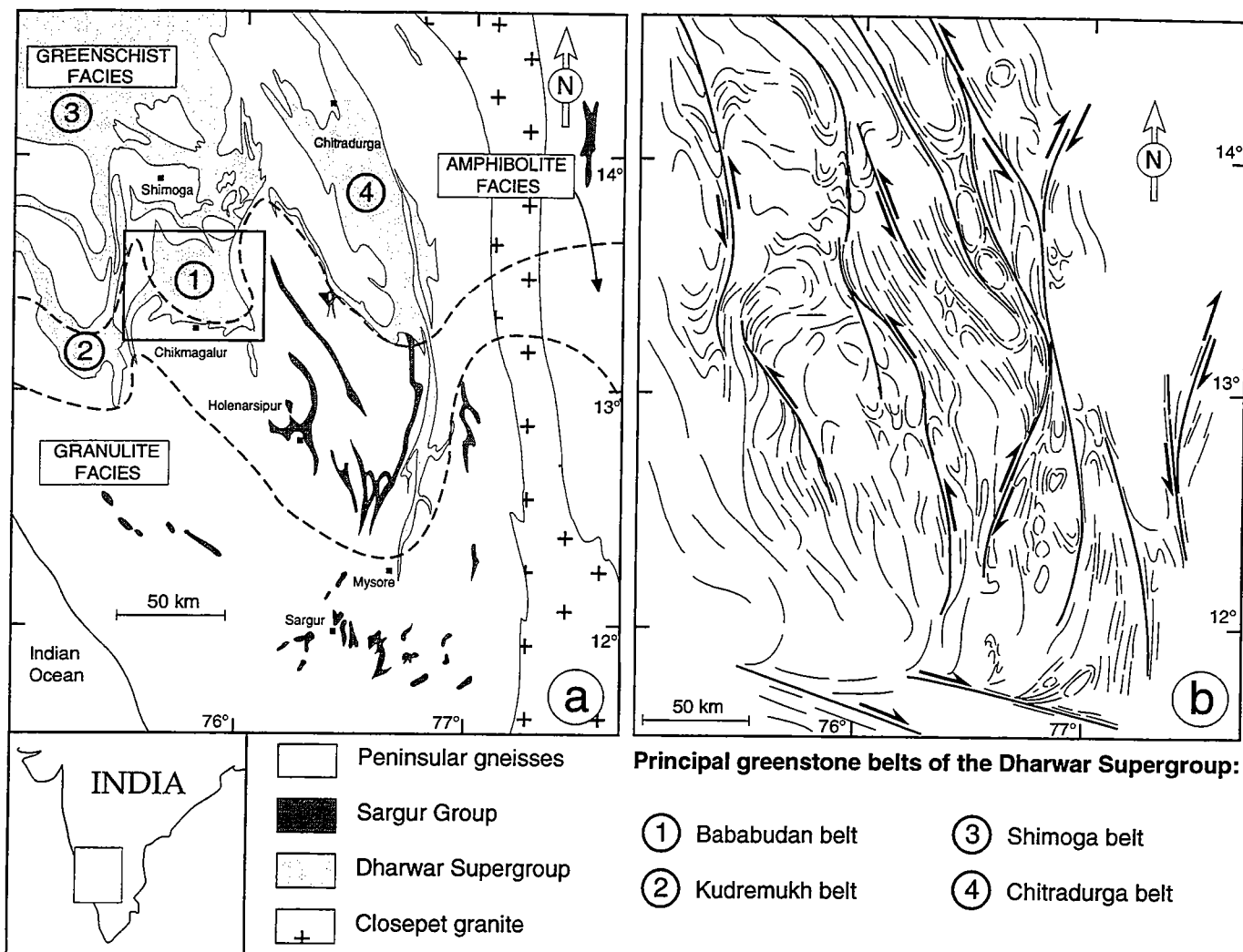


Fig. 1. (a) - Geology of the western block of the Archaean Dharwar craton (south India) with location of the study area (partly after Drury et al., 1984; Chadwick et al., 1989 and Bouhallier et al., 1995). Dashed lines indicate transitions between greenschist, amphibolite and granulite facies metamorphic zones (after Raase et al., 1986). (b) Structural map of the western block of the Dharwar craton (modified after Bouhallier et al., 1995).

*Submitted to Tectonophysics, 30 November 1995.
Resubmitted, in its revised form, 20 October 1996.*

SINKING OF AN ARCHAEOAN INTRACRATONIC BASIN: EVIDENCE FROM CONVERGING-RADIAL FLOW

Dominique CHARDON* and **Pierre CHOUKROUNE****
*Géosciences-Rennes (Unité Propre de Recherches 4661, CNRS),
Université de Rennes 1, 35 042 Rennes Cedex, France.*

Mudlappa JAYANANDA
Department of Geology, Bangalore University, Bangalore 560 056, India.

* *Present address:* Department of Geological and Geophysical Sciences, Princeton University, Princeton, NJ 08544, USA.

** *Present address:* Cerege (CNRS), Université d'Aix-Marseille 3, PB 80, 13 545 Aix en Provence Cedex 4, France.

Abstract

Archaean tectonics can be constrained from structural analysis of granite/greenstone belt relationships. The Bababudan greenstone belt (Dharwar craton, South India) belongs to a low-grade volcanosedimentary complex (the Dharwar Supergroup) which unconformably overlies a basement mainly made up of granites and gneisses. Strain trajectories, kinematic indicators and superimposed deformation structures show that greenstones have undergone a radial converging downward displacement with respect to underlying basement rocks as well as strike-slip shearing. This, we interpret as the result of a progressive centripetal collapse of the greenstone belt into its basement. This process was accompanied by syn- to late kinematic transcurrent shearing. The structural evolution of the greenstone belt emphasizes that tectonic processes which acted in (at least) some parts the Archaean crust of the Dharwar craton were basically gravity-driven and associated with regional shortening and strike-slip motions. This model may explain common features of many granite-greenstone terrains, such as décollements and superimposed fold patterns.

1. Introduction

Archaean tectonics is still a matter of debate. The advent of plate tectonics has had a major impact on the Archaean Geology community (Glikson, 1981), and most authors now interpret strain patterns in granite-greenstone terrains as direct consequences of convergence of continental plates involving subduction-collision processes (e.g. Drury et al., 1984), fold and nappe tectonics (e.g. De Wit, 1982) or post orogenic extension (e.g. Kusky, 1993). Some granite-greenstone terrains display distinct and unusual structural patterns which suggested to the pioneers of Archaean Geology (e.g. Mc Gregore, 1951 for the Zimbabwe craton) that they were subjected to internal vertical movements (diapirism), independent of the boundary forces acting at their limits. This idea became popular during the sixties and seventies (e.g. Gorman et al., 1978 ; Dixon and Summers, 1983 ; Choukroune et al., 1995 for a review). For these authors, who used both the results of experimental models and/or strain field mapping, the origin of gravity forces is to be found in inverted gravity gradients between migmatitic gneisses and their dense greenstone overburden (e.g., Dixon and Summers, 1983). Despite the current idea that modern-like orogenic process (e. i. plate-tectonics related processes) did operate in the Archaean (Myers and Kröner, 1994), in recent years, a small number of structural studies have documented criteria for diapirism between gneisses and greenstone complexes (Bouhallier et al., 1993 ; Jelsma et al., 1993 ; Bouhallier et al., 1995).

Structural interpretations in Archaean terrains depend mainly on the supposed tectonic setting of greenstone belts, which record the structural evolution of the protocontinental crust (Bickle et al., 1994). In this study, we undertook detailed kinematic analysis and mapping of strain trajectories of the Bababudan greenstone belt (Dharwar craton, South India) where the high relief make a three dimensional structural correlations

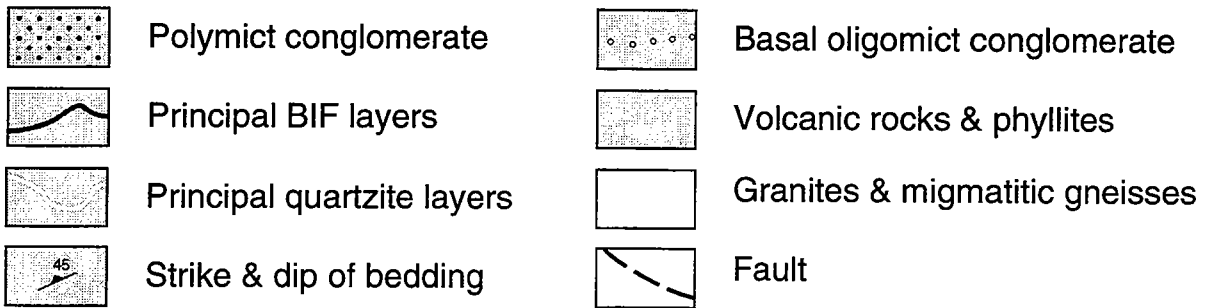
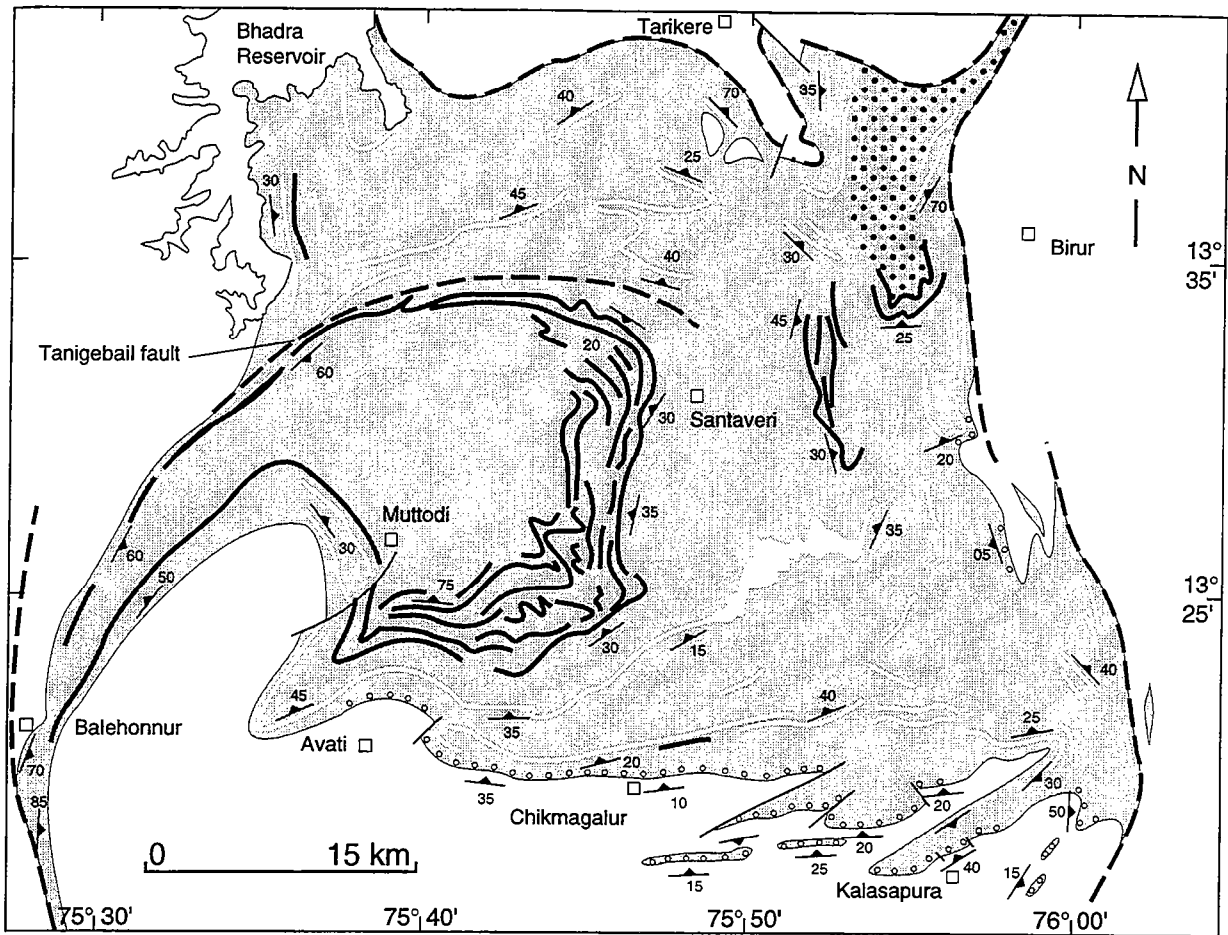


Fig. 2. Geology of Dharwar supracrustals and their basement in the Bababudan Hills area; location on Fig. 1 (after Chadwick et al., 1985 and this work).

particularly easy. The results of this analysis are used to constrain the evolution of the greenstone belt with respect to its underlying basement in relation with the regional structural framework. The history of this portion of an intracontinental basin suggests a deformation pattern for a section of mature Archaean lithosphere that was distinct from that observed within modern portions of crust.

2. Geological background

2.1. Geology of the Dharwar craton

The Dharwar craton (Fig. 1a) constitutes a N-S cross-section from low- to high-grade granite-greenstone terrains across an Archaean portion of continental crust (Raase et al., 1986). The regional structural trends of the craton define extensive elongate dome-and-basin structures and N-S trending strike-slip shear zones (Fig. 1b). Exposed rocks are dominated by 3.3 to 2.5 Ga gneisses and granitoids, called the Peninsular Gneiss Complex (see Peucat et al., 1995, for review) and two generations of supracrustal rocks (the older Sargur Group and younger Dharwar Supergroup, defined by Swami Nath and Ramakrishnan, 1981). Sargur rocks are mainly confined to narrow curvilinear belts in medium- to high-grade terrains. Rocks from the Dharwar Supergroup are seen in the northern part of the craton in a large low-grade basin (divided into several greenstone belts, Fig. 1a), which unconformably overlies the gneisses and the Sargur supracrustals (Venkata Dasu et al., 1991 ; Chardon, 1996 ; Chardon et al., 1996).

2.2. Geology of the Bababudan Hills area

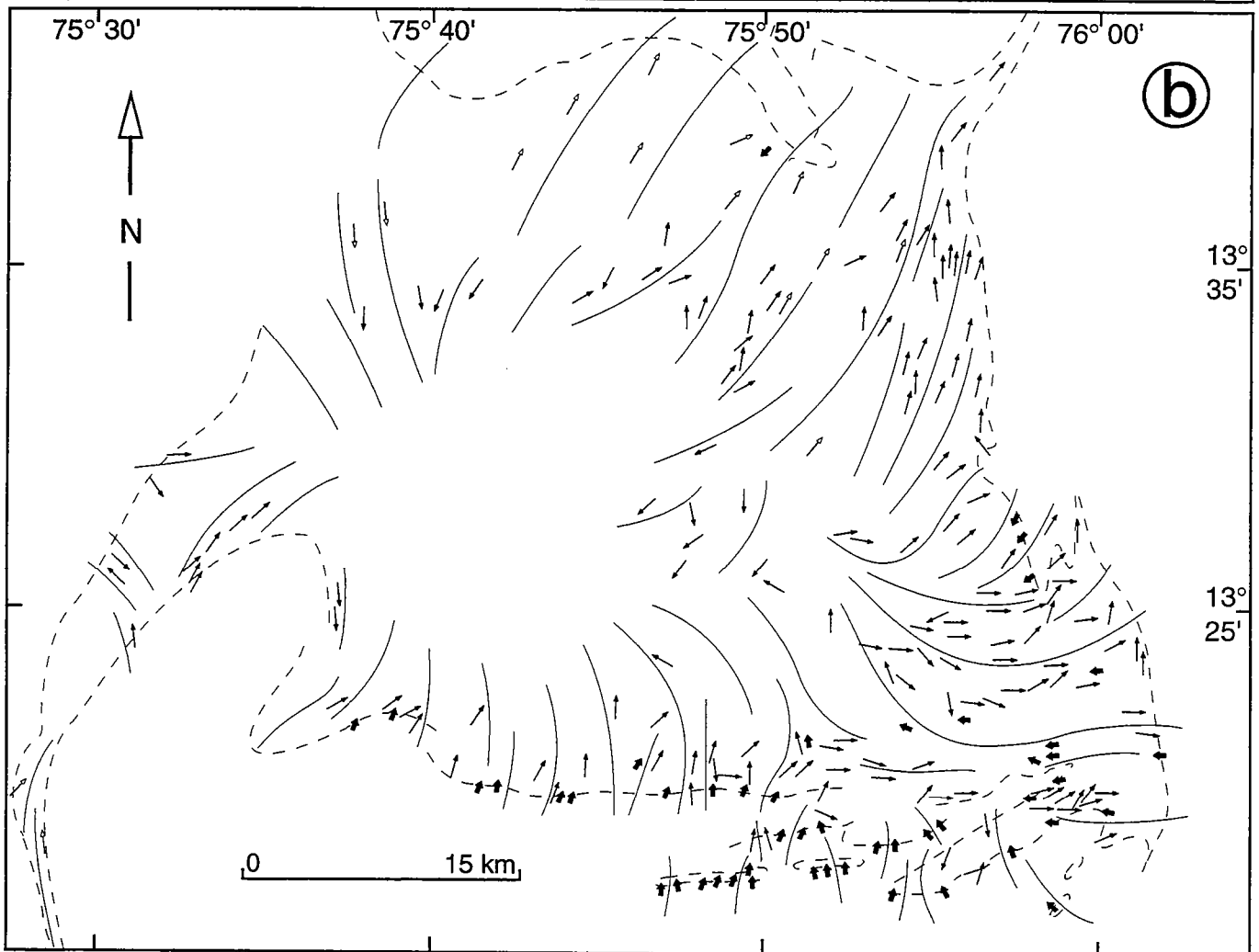
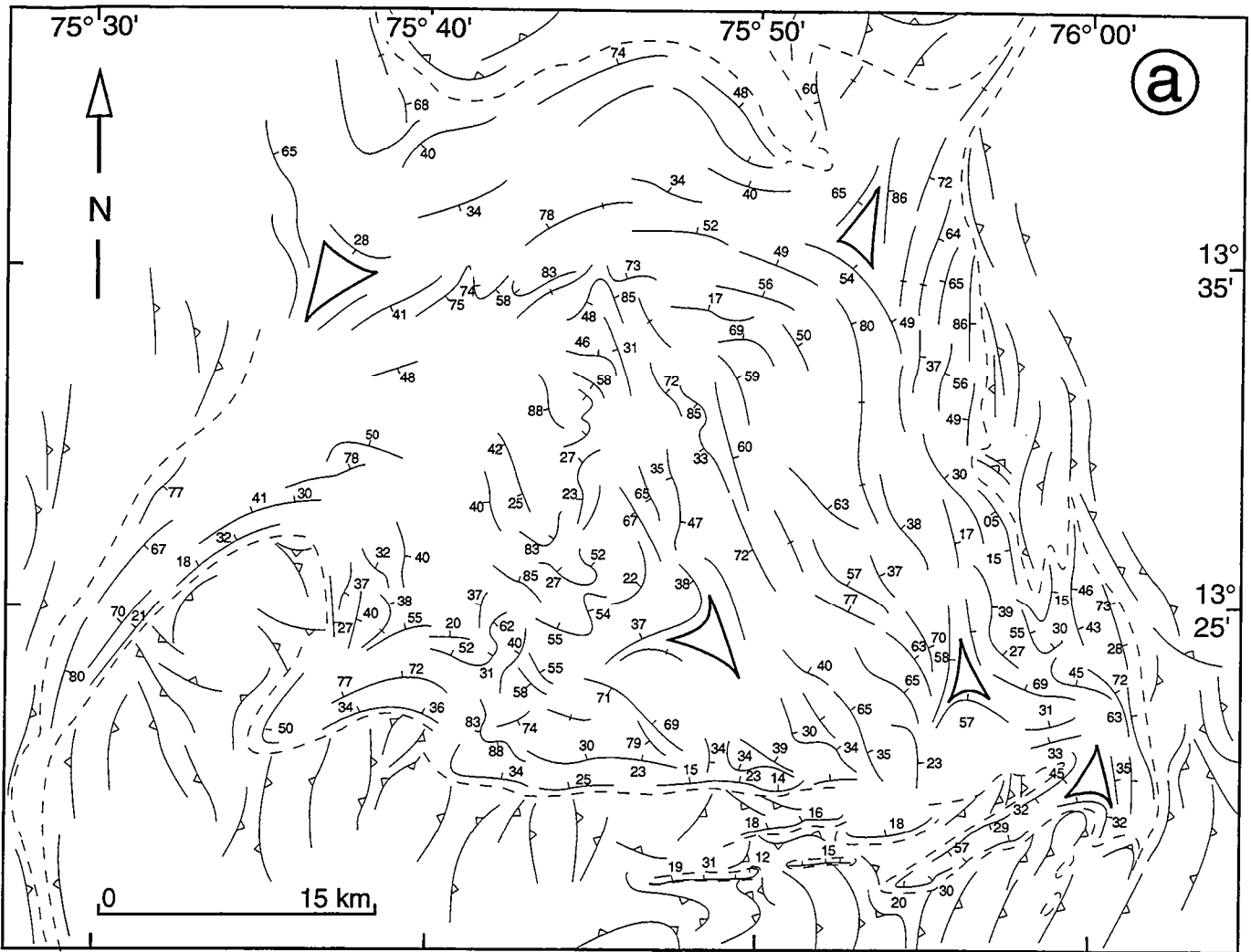
The Bababudan greenstone belt (or schist belt) belongs to the Dharwar-Shimoga-Kudremukh complex, the largest greenstone unit in the Dharwar craton (e. g. Radhakrishna and Vaidyanadan, 1994). It is made up of stratigraphic units of the lower Dharwar Supergroup (Chadwick et al., 1989 ; Fig. 1a). On the southern boundary of the belt, a basal oligomict conglomerate (Ramakrishnan et al., 1976 ; Chadwick et al., 1981 ; Srinivasan and Ojakangas, 1986) overlies unconformably 3.0 to 3.2 Ga old granites and gneisses (Taylor et al., 1984 ; Peucat et al., 1993) that contain lenses of supracrustal rocks attributed to the Sargur Group (Chadwick et al., 1981 ; Ramakrishnan and Viswanatha, 1987). The greenstone belt consists mainly of metavolcanics and ferruginous cherts (banded iron formations) with rare quartzite layers (Chadwick et al., 1985 ; Fig. 2) with an age between 3.0 and 2.6 Ga (Taylor et al., 1984 ; Bhaskar Rao et al., 1992). The belt is bounded to the west and to the east by steep fault complexes (Chadwick et al., 1985).

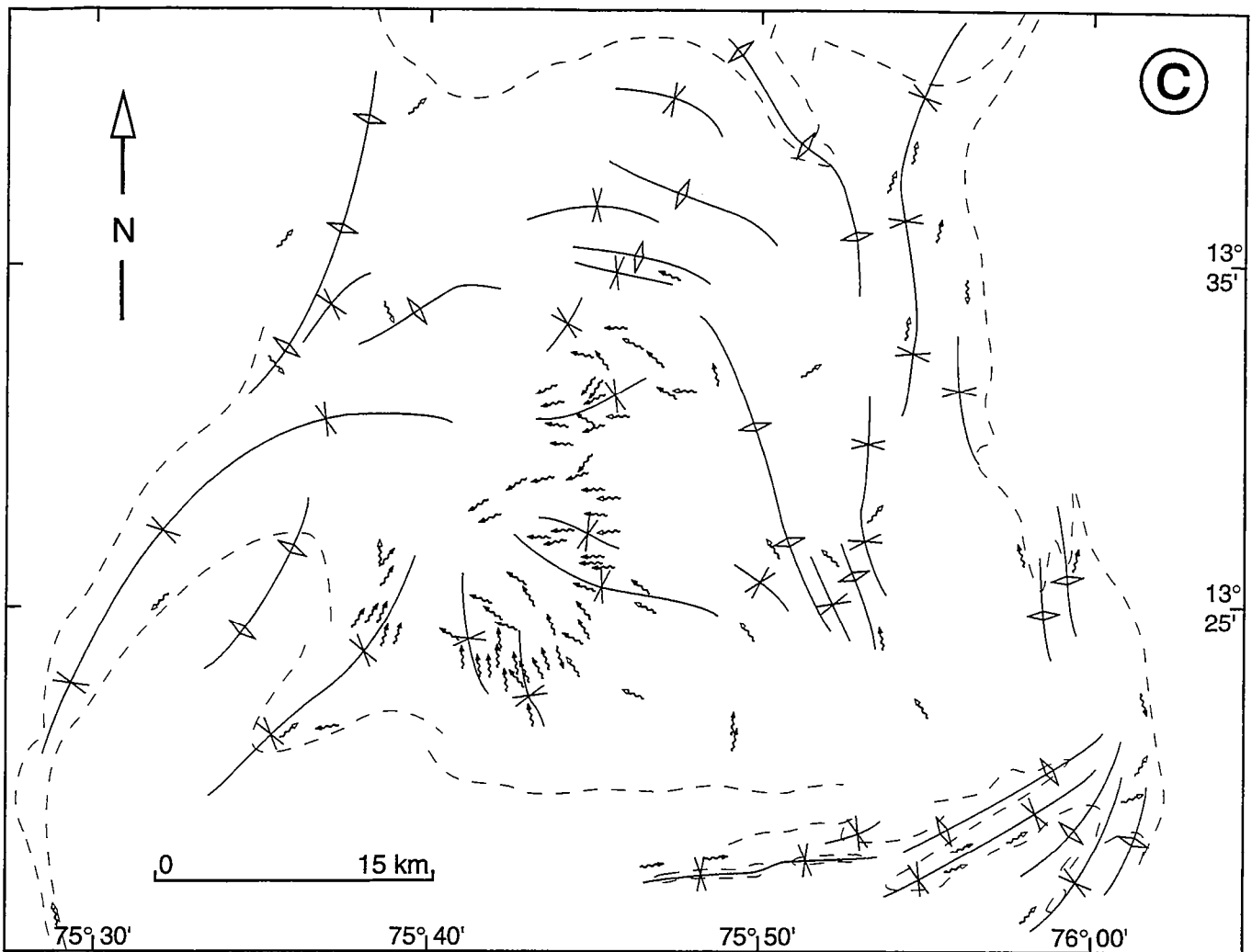
3. Strain trajectories and superimposed structures

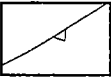
3.1. Cleavage trajectories

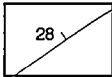
Within the basement, the planar fabric is generally defined by steep foliations. In the Chikmagalur granite, which crops out to the south of the greenstone belt (Taylor et al., 1984), the S-type fabric is a magmatic banding, whilst the foliation is defined either by the alternance of quartzo-feldspathic aggregates or a migmatitic banding within the gneisses. Within lenses of Sargur supracrustal rocks, which mainly consist of amphibolites, the foliation is defined by the preferred orientation of amphibole and plagioclase crystals. This foliation is parallel to the foliation of the surrounding basement rocks. Both foliations have been mapped as the regional basement foliation (Fig. 3a). Regional amphibolite facies metamorphism affects the basement rocks (Chadwick et al., 1981). To the south of the belt, the foliation is steeply deeping and its strike is at a high angle to the greenstone - basement contact (Fig. 3a and Fig. 4a, plot B). To the east and to the west of the belt, the foliation trajectories display a global N-S trend and become parallel to the granite-greenstone contact (N 0° to N 10° to the west and N 160° to N 180° to the east, Fig. 3a and Fig. 4b, plot A and C). This trend corresponds to the main regional structural pattern of the Dharwar craton (Fig. 1b), especially to the major craton-scale shear zones which bounds, to the east and to the west, the Bababudan greenstone belt (Drury and Holt, 1980 ; Drury et al., 1984 ; Chadwick et al., 1989 ; Fig. 1b). Along the Western, northern and eastern boundaries of the belt, the basement foliation is transposed into an intense LS plastic fabric which marks the major boundary faults (Chadwick et al., 1985).

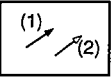
Within the belt, only one well-developed regional cleavage (called S₁) has been recognized. In most of the supracrustal rocks, S₁ mainly corresponds to a slatty cleavage. In some of the amphibolites and gabbros (former sills) S₁ is a foliation defined by the preferred orientation of amphibole crystals. In the BIF, the banding (S₀₋₁) is characterized by an intense recrystallization associated with a mineral/stretching lineation marked by the development of magnesioriebeckite (Chadwick et al., 1986). At the boundaries of the belt, the cleavage trajectories systematically run parallel to the greenstone/basement interface (Fig. 3a), where S₁ is either at a low angle or parallel to the stratigraphic planes. At the southern boundary of the belt, near the basal unconformity,




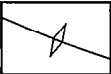


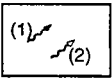
 Strike & dip of foliation in Dharwar basement

 Strike & dip of S1 cleavage in Dharwar supracrustals

 Trend & plunge of L1 stretching lineation
(1) from this work, (2) from Chadwick et al (1985).

 Sense of shear: motion of upper block (from this work)

 Axial trace of anticline

 Trend & plunge of L2 crenulation lineation and microfold axes
(1) from this work, (2) from Chadwick et al (1985).

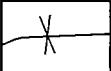
 Axial trace of syncline

Fig. 3. Structural maps of the Bababudan Hills area, South India. (a) cleavage and foliation trajectories; thick lines underline the cleavage triple points. (b) L1 stretching lineation measurements in Dharwar supracrustals (solid lines indicate the mean trends of L1). (c) Fold axes and L2 crenulation lineation measurements in Dharwar supracrustals.

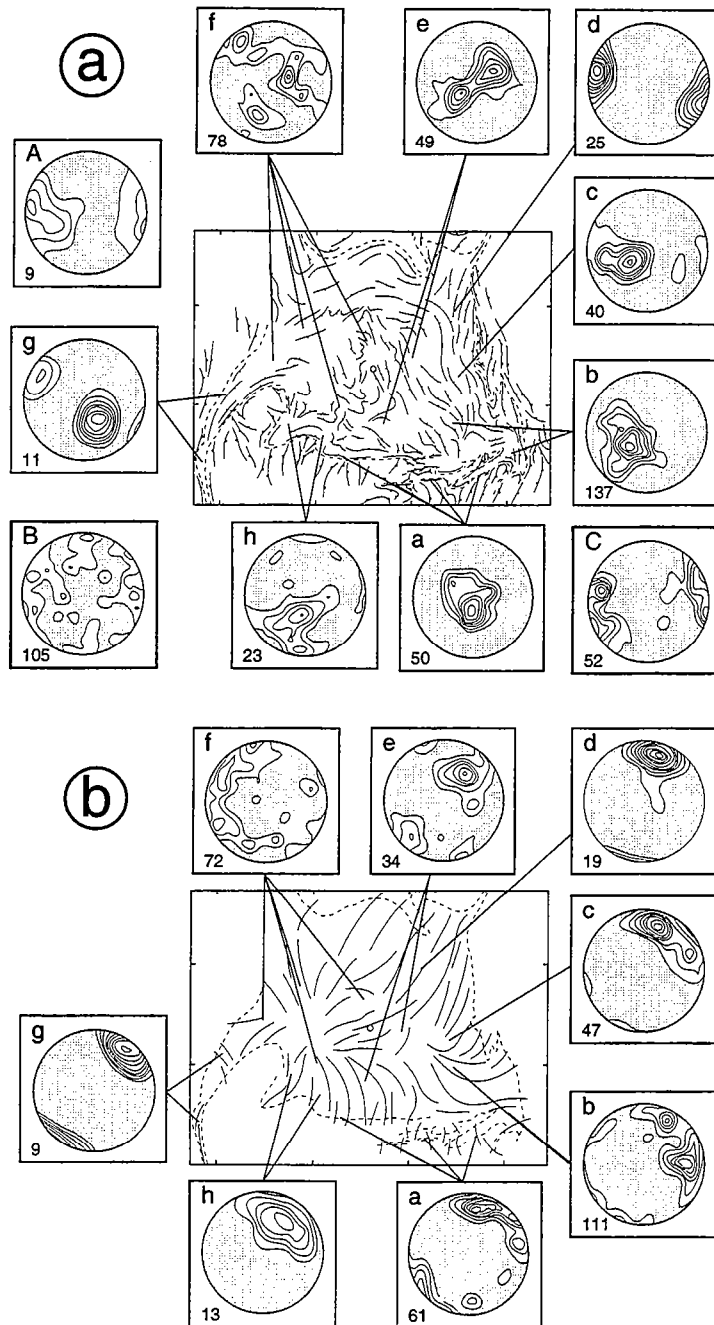


Fig. 4. Stereographic projections of the structural measurements. Equal area stereograms with projection onto the lower hemisphere. On each stereogram, the number indicate the amount of measured data.

(a) poles to cleavage and foliation measurements. A - Foliation measurements in the basement rocks to the West of the Bababudan belt; B - Foliation measurements in the basement rocks to the South of the Bababudan basin; C - Foliation measurements in the basement rocks to the East of the basin. a = S1 cleavage measurements in Dharwar supracrustals along the southern boundary of the basin; b = in the southeastern part of the basin; c = along the eastern boundary of the basin; d = in the northeastern part of the basin; e = in the santaveri area ; f = in the BIF of the central cup-shaped structure; g = in the eastern branch of the belt; h = in the south-central part of the basin.

(b) lineation measurements in Dharwar supracrustals. a = L1 stretching lineation measurements along the southern boundary of the basin; b = L1 measurement in the southeastern part of the basin; c = L1 measurements along the eastern boundary of the basin ; d = L1 measurement in the northeastern part of the basin; e = L1 measurements in the santaveri area; f = L2 crenulation lineation and microfold axes in the BIF of the central cup-shaped structure where L2 is seen at a low angle to the folded L1 stretching lineation; g = L1 measurements in the eastern branch of the belt; h = L1 measurements in the south-central part of the basin .

where the bedding is northward dipping, S_1 is horizontal or gently dipping and cuts across the basement foliation (Fig. 3a and 4a). In the central part of the belt, S_1 trajectories (as well as the bedding) define an essentially cup-shaped structure outlined by the BIF layers (Fig. 2, Fig. 3a) which define the highest ledge of the belt (1900 m high, Fig. 5a). Steep cleavages are confined to the eastern, western and northern boundaries of the greenstone belt, where they become parallel to the foliation in the basement (Fig. 3a). S_1 trajectories define several triple points (Brun and Pons, 1981), which are drawn on Fig. 3a. Within these triple points, cleavage intersections are common (especially within the northeastern triple point).

3.2. *Stretching lineations*

The S_1 planes display stretching or mineral lineations (L_1). It is marked either by the elongation of clasts (mainly) or the preferred orientation of metamorphic mineral crystals (see § 3.1). At the scale of the basin, the L_1 trend trajectories radially converge toward the central part of the basin (Fig. 3b). Except in the northeastern part of the basin, L_1 is generally down-dip on S_1 cleavage planes (Fig. 4).

3.3. *Fold patterns and superimposed structures*

In upper levels (in the cup-shaped structure) of the stratigraphic pile, ferruginous cherts and underlying metavolcanics show some evidence for superimposed folding (Chadwick et al., 1985). Especially in the BIF, microfold interference features are very common. These interference features generally result in a microfold pattern which shows a low angle, between both the axial surfaces and between the axes of the different generations of folds (Fig. 5b and 5c). A late crenulation lineation (L_2) is common in the BIF. L_2 is collinear with the different generations of microfolds (Fig. 5d) and refolds the regional L_1 stretching/mineral lineation (as proposed by Chadwick et al., 1986).

Within and around the cup-shaped structure, the microfold axes and L_2 trend trajectories display, as L_1 , a radial pattern and plunge towards the centre of the belt i.e. these structures are generally parallel, or at a low angle to L_1 (Fig. 4b, plot F). In this part of the belt, the trends and plunges of the microfold axes and L_2 and the refolded L_1 lineation are also parallel to the trends of the large-scale folds (Fig. 3b, 3c). On figure 4b, the plot f shows this converging-radial pattern of L_2 and L_1 (since it has been refolded at a low angle to L_2), though the northeastern quarter of the belt, and especially the BIF ledge, could not have been investigated in details (because of the jungle cover). Nevertheless, measurements from Chadwick et al. (1985) (Fig. 3b and 3c) seems to confirm this converging-radial pattern. Elsewhere, the fold axes and L_2 display a more concentric pattern and run parallel to the belt boundaries (Fig. 3c). Nowhere can concentric and radial L_2 be observed together at the same place.

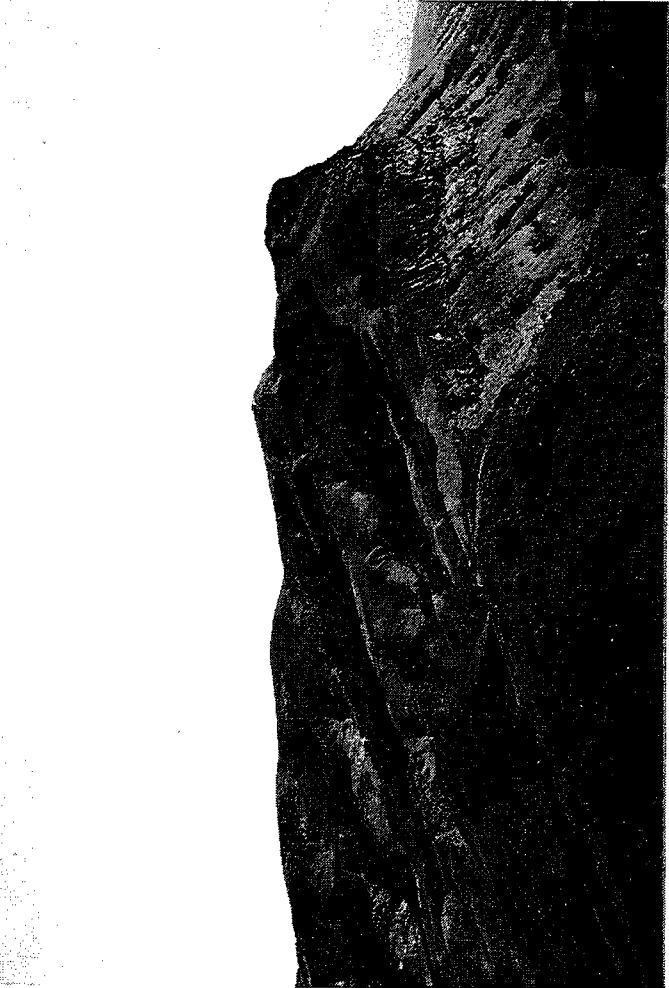
In other words, two different kinds of structural observations can be made at the outcrop scale: in some places, the trends of L_1 and L_2 are coaxial (especially in and below the cup-shaped structure, Fig 3b, 3c, 4b) ; in others, they are at high angles to one another (in the northern and eastern parts of the belt). The latter situation is exemplified along the southeastern boundary of the belt, where map-scale NE-SW trending folds affect the basal contact along which L_1 is N-S trending (fig 2, 3a 3b, 3c). In the northern part of the basin, the Tanigebail fault (Chadwick et al., 1985) marks the boundary between a radial strain pattern to the south (the cup-shaped structure) and a more concentric fold pattern to the north (Fig. 2 and 3b, 3c).

4. **Strain intensity, strain regimes and kinematics**

4.1. *Strain gradients*

At the boundary of the belt, the intensity of S_1/L_1 fabrics, the coaxiality between S_1 and the greenstone/basement contact and the very-low angle relationships between S_1 and stratigraphic contacts, strongly suggest that the entire greenstone/basement contact acted as a major deformation zone during the structural evolution of the belt. As mentioned by Chadwick et al. (1985), towards the western, eastern and northern contacts, an increase in the intensity of plastic deformation is observed both in Dharwar supracrustals and in basement rocks (§ 3.1).

The base of the greenstone pile is highly deformed, especially at the southern boundary of the basin, where the basal conglomerate is observed (Fig. 2). A mylonitic fabric has developed at a low angle to the bedding within the conglomerate unit and preferentially near the unconformity plane (Fig. 6). The strain gradient is revealed by a sharp decrease in the apparent size of the pebbles, due to their intense flattening and stretching (a shape ratio of 1:30 of elliptical pebbles was observed locally). This deformation results in a strong LS fabric defined by the elongation of quartz aggregates (former pebbles) and the preferred orientation of white micas and biotites. Syn- to postkinematic garnets or chloritoids are observed and Chadwick et al. (1981) have reported the



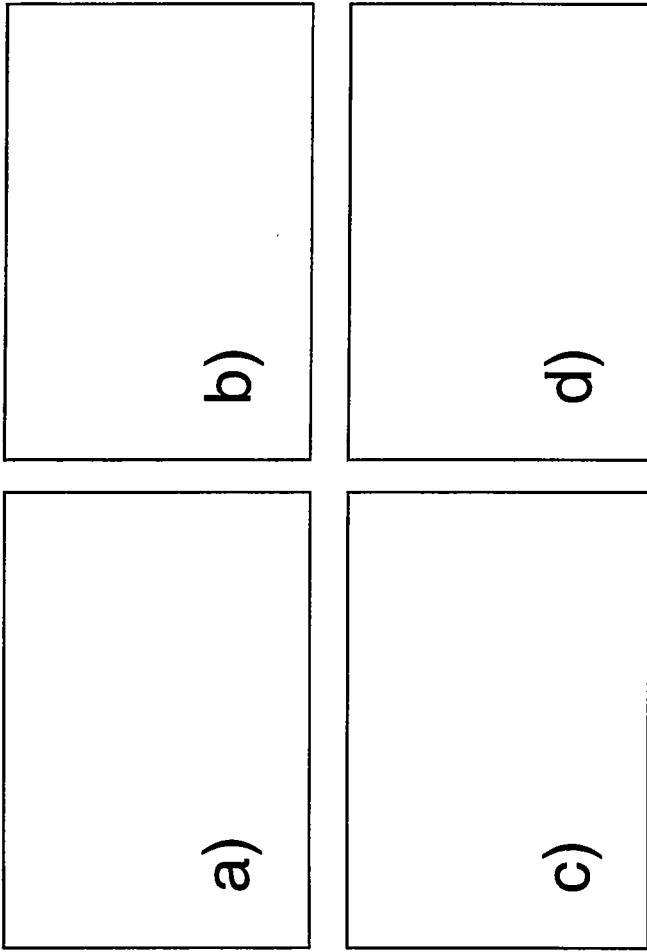


Fig. 5. Structural pattern in the BIF of the upper stratigraphic pile of the belt. (a) General view of the Bababudan ranges. The slope and the forest are occupied by metavolcanic rocks and the cliffs are made up of thick BIF layers dipping toward the centre of the cup-shaped structure. (b) Typical fold pattern in the BIF formations. The axial surfaces are steep and their axes plunge toward the centre of the cup-shaped structure. (c) View of microfolds from the base of the BIF layers. Their axes plunge toward the centre of the cup structure. (d) Plane view of L2 crenulation lineation on the S1 folded surface. The plunge of the lineation is 30° (toward the centre of the belt).

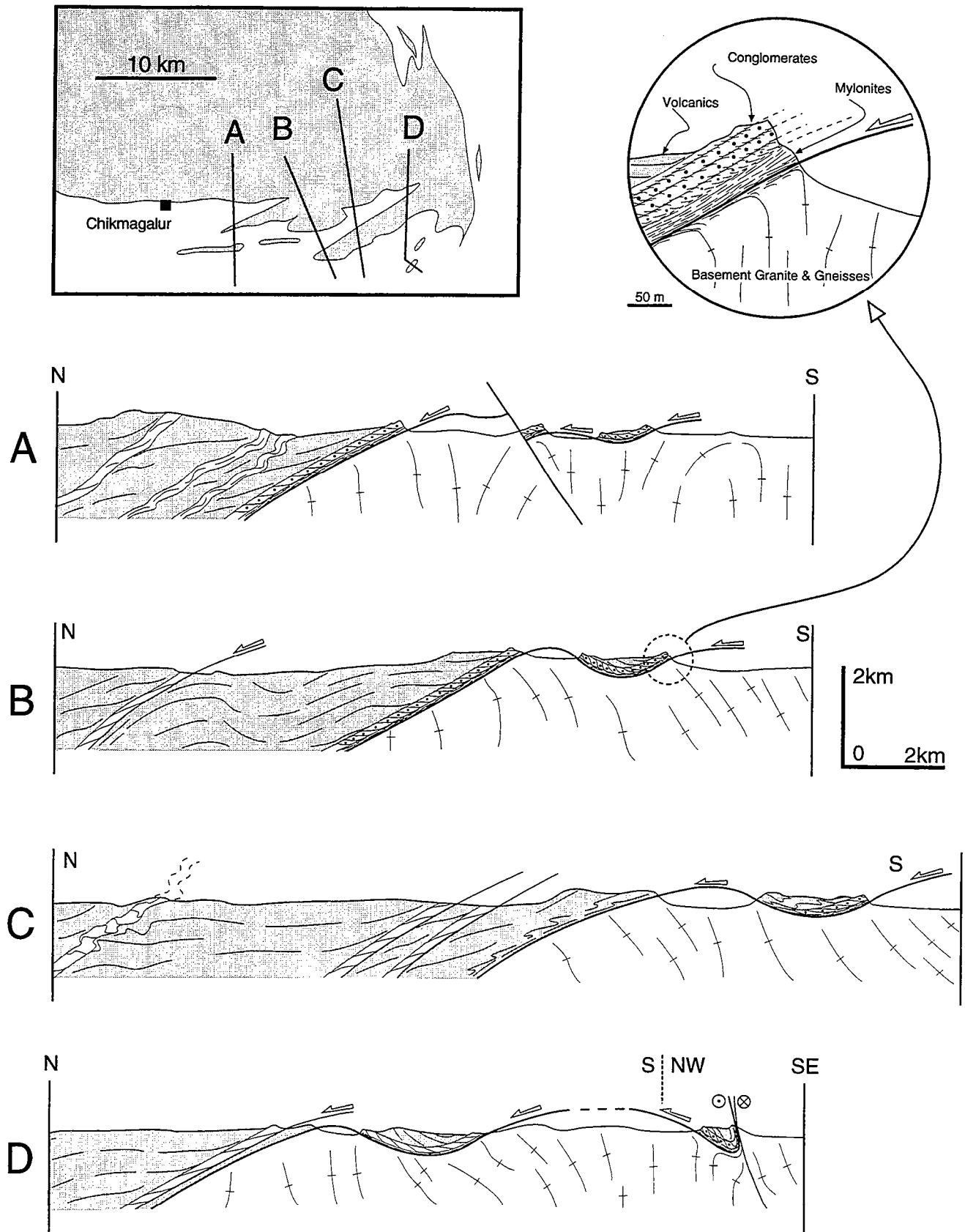


Fig. 6. Cross-sections through the southeastern boundary of the Bababudan greenstone belt.

occurrence of kyanite. The large occurrence of LS fabrics suggests that the strain ellipsoid is from plane-strain and, in some mylonites, from constrictive type within the basal high strain zone. This mylonite layer corresponds to what Chadwick et al. (1981, 1985) have described as a quartz-muscovite schist. Some thinner mylonitic zones developed parallel to major bedding joints above the unconformity plane (Fig. 7).

Near the unconformity, the foliation in the underlying granitoids becomes parallel to the mylonite zone on the scale of a few meters (Fig. 6). The strain gradient in granitoids is characterized by a very sharp increase in the plastic deformation of the basement rocks in which the final stretching direction is parallel to the L_1 lineation observed within the mylonitic conglomerate. This implies that the older steep magmatic-migmatitic basement foliation has been locally transposed (in a sharp strain gradient) during the deformation event that has affected the Dharwar supracrustals.

The basal high-strain zone is interpreted as a décollement level between the greenstone basin and its basement. The same shallow-dipping mylonitic zones have been recognized in the conglomerates along the eastern boundary of the belt (the Sarajvatipura conglomerate of Chadwick et al., 1985) where the original shallow-dipping unconformity has been preserved (Fig. 2, 3b). In some places, where the mylonite has developed at structurally higher levels (within or above the conglomerate unit), the unconformity between the conglomerate and the basement rocks remained unshaped.

Above the décollement level, within the conglomerate beds, the décollement-related cleavage is refracted and corresponds to what is mapped upward in the pile as S_1 regional cleavage (Fig. 6). Similarly, the stretching lineation that is linked to the mylonitization process near the basal contact of the belt corresponds to what we mapped as L_1 in the upper parts of the greenstone pile (Fig. 3b, 8a).

4.2. Kinematic analysis

The S_1/S_0 relationships and structures such as shear bands, asymmetric quartz porphyroclasts and sigmoidal cleavage traces indicate non-coaxial deformation in the décollement layer: these structures are all compatible with a relative displacement of the supracrustals towards the centre of the basin (Fig. 3b, 6). Structurally above the décollement layer, other strain gradients and shear criteria compatible with the décollement kinematics (shear bands and asymmetric minor folds) have been recognized (Fig. 3b, 7, 8). These deformation zones are generally observed within, or at the boundaries of quartzite layers (Fig. 8a and 8c) in which S_1 is strongly refracted from the surrounding metavolcanics into the quartzite units. This implies that the lithological contrasts within the stratigraphic pile of the belt played a major role in the localization of strain during the deformation of the belt.

Along the southern portion of the western branch of the belt, sinistral shear bands trend parallel to the greenstone/basement contact. This observation is compatible with the kinematic model proposed by Chadwick et al. (1989) in which the western and eastern contacts are interpreted as sinistral faults. To the northeast, mylonitic bands running parallel to the eastern contact affect the polymict Kaldurga conglomerate (Fig. 2). The kinematic analysis in these mylonites defines a sinistral sense of shear. The juxtaposition of supracrustals and basement rocks and the orientation of S_1/L_1 fabrics along the northern boundary of the belt, reveals that this contact is an apparent steep reverse fault (Chadwick et al., 1985). The L_1 stretching lineation is down-dip on the cleavage plane within the mylonites. To the south of the northern boundary fault, the cleavage is steep (parallel to the fault) and associated with shallow-dipping second order southward directed shear zones (Fig. 3b). From a kinematic point of view, these shear zones are compatible with the northern contact defined by Chadwick et al. (1985). We interpret these shear zones as second order synthetic fault compared to the northern contact. As it has been proposed by Chadwick et al. (1985), we propose that the northern boundary fault was controlled by basement uplift relative to its overlying greenstone material. In the northeastern part of the belt, there seems to be a kinematic compatibility between the northern reverse shear and the sinistral eastern boundary.

In the southeastern part of the belt, NNE-SSW trending sinistral shear zones affect the basal pile of the basin, especially in the southernmost greenstone outlier (Fig. 6, cross-section D). These shear zones are younger than the décollement-related fabrics and contemporaneous with, or younger than, the folds which affect the décollement.

5. Strain compatibility and structural chronology

We recall here three important observations pertinent to the timing and the internal strain compatibility of the Bababudan greenstone belt.

(1) - Cleavage triple points are located in the vicinity of the "corners" of the belt. This implies that interferences occurred between penecontemporaneous strain fields within the belt during its structural history (especially between the roughly boundary-parallel S_1 and internal pattern of the cleavage).



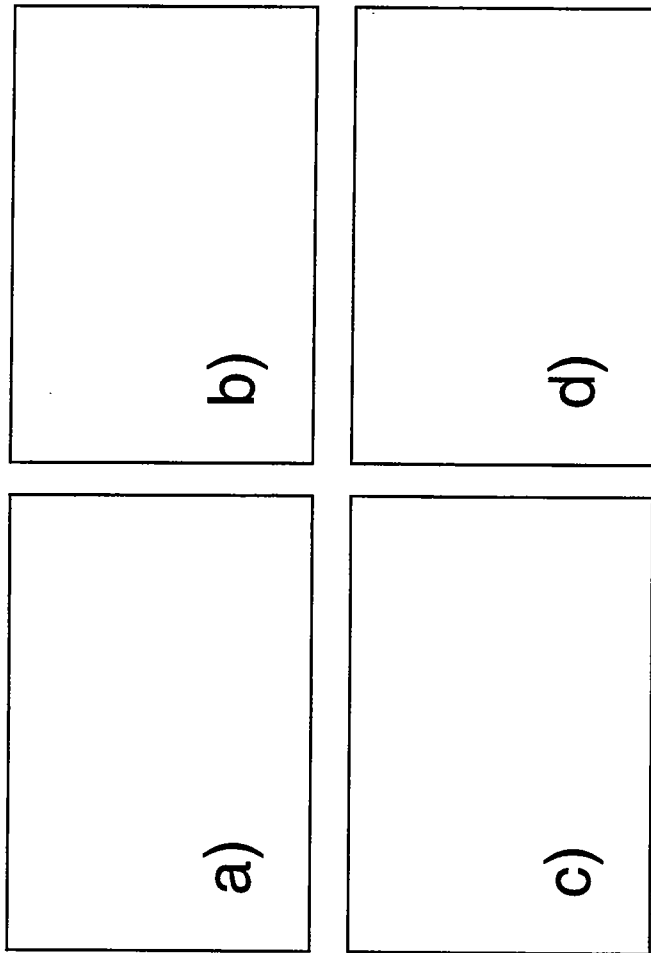
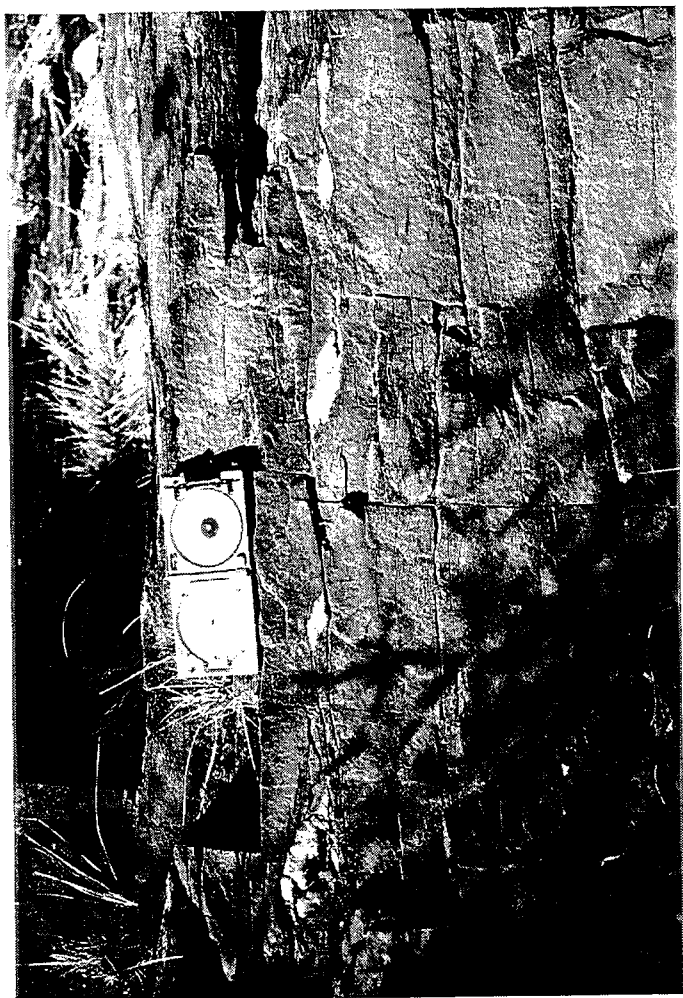


Fig. 7. Mylonite development sequence in the basal Dharwar conglomerate of the Bababudan belt. Bedding-parallel shear bands, west (a) and east (b) of Chikmagalur (top to the north sense of shear); (c) along the eastern boundary of the belt (top to the west sense of shear). (d) C' shear bands in the basal mylonite, west of Chikmagalur (top to the north sense of shear).



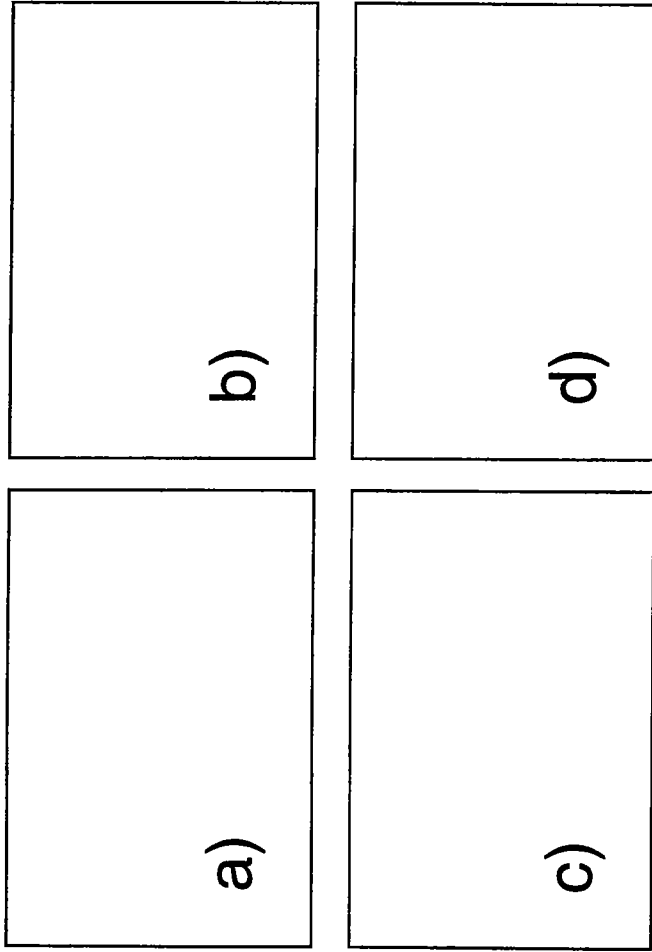


Fig. 8.
(a) Plane view of the S1 cleavage in quartzites above the décollement level, north of Kalasapura. The cleavage displays an intense N-S trending L fabric (underlined by the L1 stretching lineation). (b), (c) and (d) Low angle shear bands above the greenstone/basement contact in the southeastern part of the basin (top to the W or WNW).

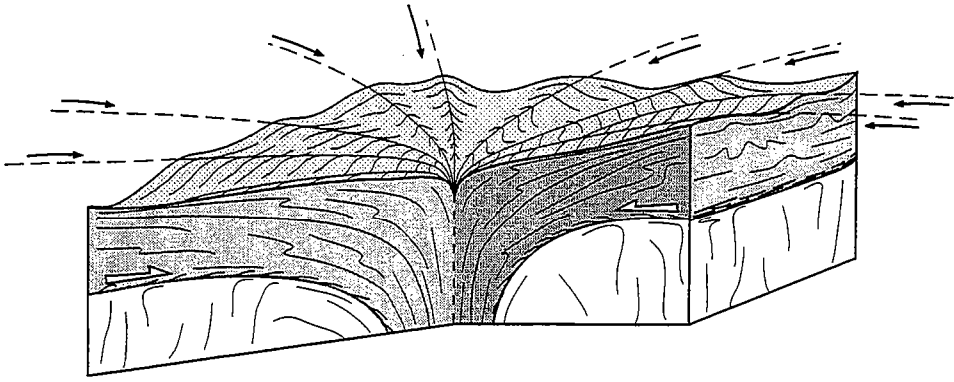
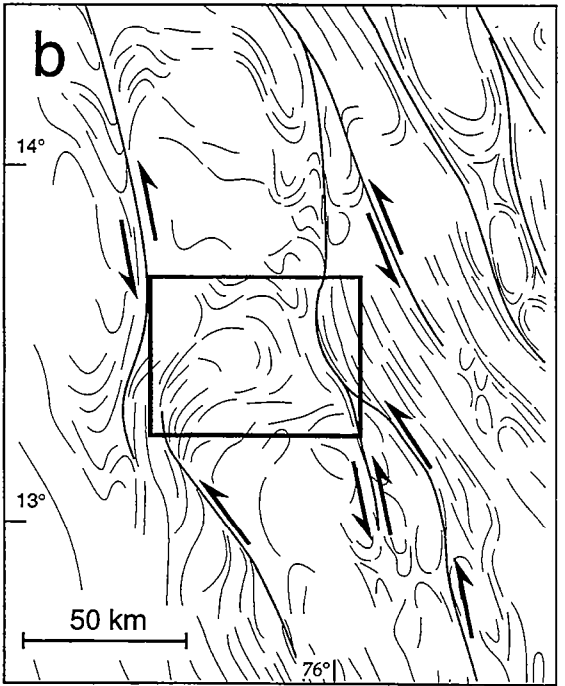
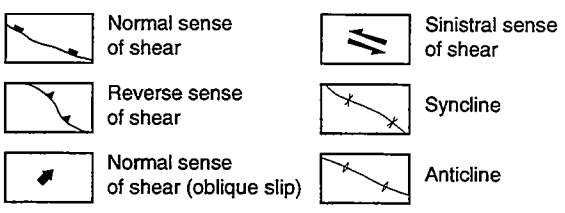
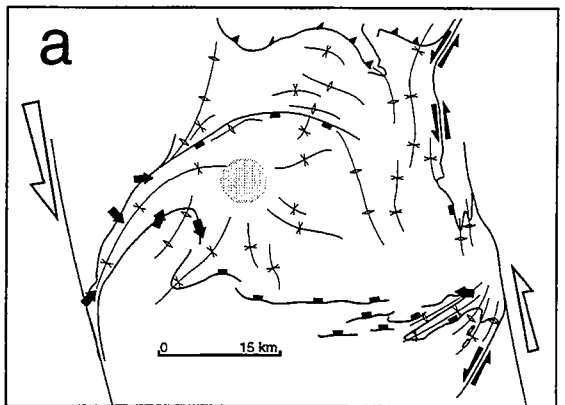


Fig. 9. Theoretical block-diagram illustrating the strain pattern associated with the progressive centripetal sliding of a dense overburden into its basement without any other influence than the gravity. Black and white arrows indicate stretching direction as well as centripetal sense of shear (radial flow). The early flat-lying cleavage plane and the associated stretching lineation become progressively refolded upwards and towards the centre of the basin, whereas it displays a radial, downward converging direction pattern, at low angle with the radial fold axes.

Fig. 10. (a) Synthetic map of the internal strain pattern and associated kinematics at the contacts of the Bababudan greenstone belt. This map emphasizes the compatibility between the centripetal sinking (décollement and radial folds) of greenstone material, N-S strike-slip shearing (and associated folds) and southward reverse shearing (associated with concentric folds). The grey circle indicates the zone of sink.
 (b) Location of the study area within the regional structural framework of the Dharwar craton showing the kinematic compatibility between the internal strain pattern of the belt and the late Archaean craton-scale strike-slip shear zones.



(2) - Both radial and concentric folds affect the L₁ stretching lineation. In the case of the radial fold pattern, there is always a low angle between L₁ and the late fold axes. To the SE or SW, the fold axes are at high angle with L₁. These folds clearly affect the décollement level.

(3) - Both within the western and eastern part of the belt, the fold pattern is compatible with the N-S trending sinistral contact (with a NW-SE shortening direction). Within the northern part of the belt, the folds axial surfaces are parallel to the northern high strain contact.

The points above strongly suggest, as proposed by Chadwick et al. (1985), that the structure of the belt developed as a result of broadly contemporaneous deformations during displacement on bounding high-strain zones (including the décollement layer). Furthermore, the tectonic activity along the steep contacts of the belt (with associated folds) continued until late in the structural history of the belt.

6. A progressive deformation model

6.1. Synthesis of the structural results

The main characteristics of the overall structural pattern of the Bababudan greenstone belt are as follows.

(1) - A major décollement layer affects the basal southern and eastern unconformity of the belt. The décollement kinematics implies a displacement of the supracrustals towards the central cup-shaped structure of the belt (Fig. 3b and Fig. 6).

(2) - The décollement layer can be related to L₁ stretching lineation which trends display a global radial pattern centered on the cup-shaped structure (Fig. 3b). Within this part of the belt, the L₁ stretching lineation, the L₂ crenulation lineation and the axes of various generations of late folds are quite coaxial and plunge towards the centre of the cup-shaped structure (Fig. 3b, 3c and Fig. 4b, plot a, f, g, h).

(3) - Near the northern and the eastern contacts of the greenstone belt, the L₂ crenulation lineation and the fold axes are collinear and parallel to the steep bounding high strain zones of the belt (e. i. concentric pattern, Fig. 3c).

(4) - The western and eastern boundaries of the belts acted as sinistral shear zones whereas the northern contact is an apparent steep reverse fault implying a basement uplift relative to its greenstone overburden.

6.2. The model

Since both L₁ trend trajectories and sense of shears within the décollement layer converge toward the same central zone, we propose that this pattern results from a progressive deformation that was at least in part associated with a displacement along the décollement at the base of the belt. The convergence of these directions toward the center of the basin is interpreted as the result of a radial flow toward a sink (see Brun, 1983) (Fig. 9), which induced the radial fold pattern above the sink. This pattern is analogue to the one expected at the base of rising diapirs as a result of radial-centripetal flow (Park, 1981) of low-density rocks (Brun, 1981 ; Talbot and Jackson, 1987, Fig. 9). The suggested mechanism for this collapse is gravity-driven sagduction (Bouhallier et al., 1995). The late radial shortening marked by the concentric folds and L₂ at the boundary of the basin and the radial L₂ in the central part of the basin are consequences of interference between wrench faulting and centripetal sliding respectively (Fig. 10).

In this model, the radial pattern of L₂ in the central part of the belt is under the control of the centripetal sliding and sinking whilst the external parts of the belt are influenced by the boundary forces acting at the steep greenstone-basement contact. The southern boundary shows the best preserved sinking-related kinematic indicators (within the décollement layer) although it has later been refolded near to the other boundaries of the belt, in accordance with N-S sinistral shearing (Fig. 6). Away from the unconformity, a 3 Ga old migmatitic foliation has been preserved within the basement. The latter has been involved in the main deformation event described within the greenstone belt along a very sharp strain gradient situated at the base of the Dharwar Supergroup (e.i. décollement, Chardon et al., 1996). On figure 10, the fold pattern (and especially the concentric one) suggests a clockwise rotation of the belt centered on its structural sink. This may be compared to a regional-scale rolling structure between two major sinistral ductile faults. The structure of the belt is the result of the interference between its internal (mainly gravity-driven) strain field and the regional strain pattern.

For instance, the basal contact in the northern boundary of the belt can be considered as an early gravity-driven décollement which was later steepened during the doming - or "basement uplift" of Chadwick et al. (1985) - (Fig. 11). This interpretation is consistent with the structural relationships existing between Dharwar supracrustals and their basement further north in the Shimoga and Honnali regions (Chadwick et al., 1988, 1991).

The progressive deformation episode described here probably occurred between 3.0 Ga (youngest age of the granitic basement) and 2.5 Ga (age of the latest major tectonometamorphic event of the craton, Drury et al.,

1984). We infer that the gravity-driven process could have begun early relative to the transcurrent shearing which ended around 2500 Ma (Drury et al., 1984 ; Jayananda and Mahabaleswar, 1990).

The deposition of the ensialic Dharwar Supergroup post-dated a major tectonic break (Chardon et al., 1996 ; Venkata Dasu et al., 1991) and marked a relative stabilization in the history of the Dharwar craton (Srinivasan and Ojakangas, 1986). The intracontinental deformation episode reported here is probably the result of regional reheating and compression of the Dharwar lithosphere at the end of the Archaean. This reworking event is recorded by the formation of migmatites and granulites at depth (Raase et al., 1986 ; Newton, 1990) and the emplacement of the mantle-derived Closepet granite (Jayananda et al., 1995) leading to a relative softening of this portion of lithosphere (Choukroune et al., 1995).

7. Discussion of other tectonic interpretations

7.1. Folding models

The observed pattern cannot support the purely large-scale folding model for the Bababudan greenstone belt during transpressive deformation as suggested by Chadwick et al. (1989). In fact, the kinematics observed along the décollement layer are not consistent with those expected on the inverted limb of a southerly verging syncline, as described by Chadwick et al. (1985, 1989, 1991): in the case of Chadwick's analysis, the shear criteria within the décollement layer should be southerly verging instead of northerly verging, as shown on Fig. 3b.

The fact that the complete original unsheared unconformity between the greenstones and the basement is preserved in some places precludes any interpretation of the Bababudan belt as being an allochthonous north-directed greenstone nappe. As a matter of fact, such a nappe would display a normal sense of shear along its northern contact (the same as the southern boundary of the belt). For Drury et al. (1984), the pattern of the belt is explained as a consequence of recumbent folding of greenstones and superimposed deformation by transcurrent shear zones. Even though strike-slip faults play an important role in the late evolution of the belt, the incompatibility between the kinematics observed within the northern and southern boundaries precludes a single folding model for the belt.

For Naha and Chatterjee (1982), the BIF layers (as well as the rest of the belt) have undergone 3 distinct folding phases. F₁ folds are assumed to be isoclinal. We were not able to recognize any single early isoclinal fold in the BIF. Chadwick et al. (1985) did not report any isoclinal folds and strongly argued against Naha and Chatterjee's interpretation. Along with Chadwick et al. (1985), we exclude any recumbent nappe-like transport within the Bababudan greenstone belt. F₂ and F₃ folds from Naha and Chatterjee (1982) are clearly compatible with what we mapped as L2 crenulation lineation and the multiscale folds which are best integrated to the progressive deformation pattern presented on Fig. 3c.

6.2. Extensional models

Recently, granite-greenstone relationships have been explained by a possible extensional model (Kusky, 1993). The strain pattern of the belt is very different from the strain pattern expected in hangingwalls of detachment faults, where the stretching trajectories are relatively constant over large areas (e.g., Gautier and Brun., 1994). In general, extensional structures (detachments) are asymmetrical and synthetic. The northern and southern contacts of the belt are antithetic and their kinematics imply a centripetal displacement and a thickening of greenstones above the central cup structure. Whereas in an extensional context, the entire greenstone pile would have undergone a strong vertical shortening which would not have caused upright folding which is observed in the cup-shaped structure (see discussion in Chardon et al., 1996).

7. Conclusion

Décollement layers at the base or inside greenstone belt sequences have been interpreted as major displacement zones during horizontal interactions between greenstones and granite-gneiss terrains (de Wit, 1982 ; Kusky and Kidd, 1992 ; Heubeck and Lowe, 1994). Folding of the décollement and of the supracrustal pile seems to be a typical feature of greenstone tectonics (Anhaeusser, 1975) and is usually interpreted as a result of more than one phase of regional shortening (e.g. refolded low-angle thrust slices, Myers and Kröner, 1994). The finite strain pattern and superimposed structures presented here are explained in terms of progressive deformation resulting from centripetal kinematics and sinking of greenstone material, with superimposed syn- to late E-W regional shortening and transcurrent shearing.

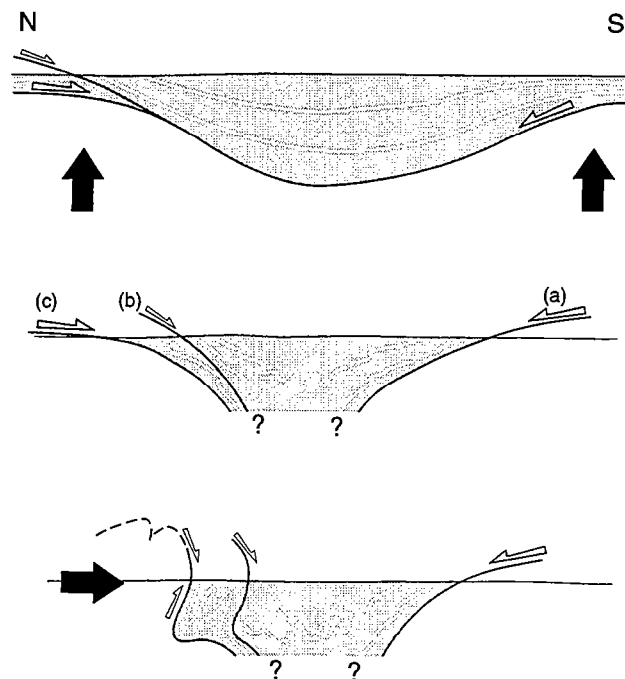
The structural evolution of the Bababudan greenstone belt suggests that early gravity movements did interact with strike-slip motions and regional tectonics within the Dharwar protocontinental block 2.5 Ga ago (Bouhallier, 1994 ; Choukroune et al., 1995 ; Chardon, 1996). These mechanisms are depicted in different structural levels of the Dharwar crust (Bouhallier et al., 1995 ; Chardon et al., 1996). The results of this study are used to constrain the structural evolution of a portion of an intracratonic basin in relation with its basement,

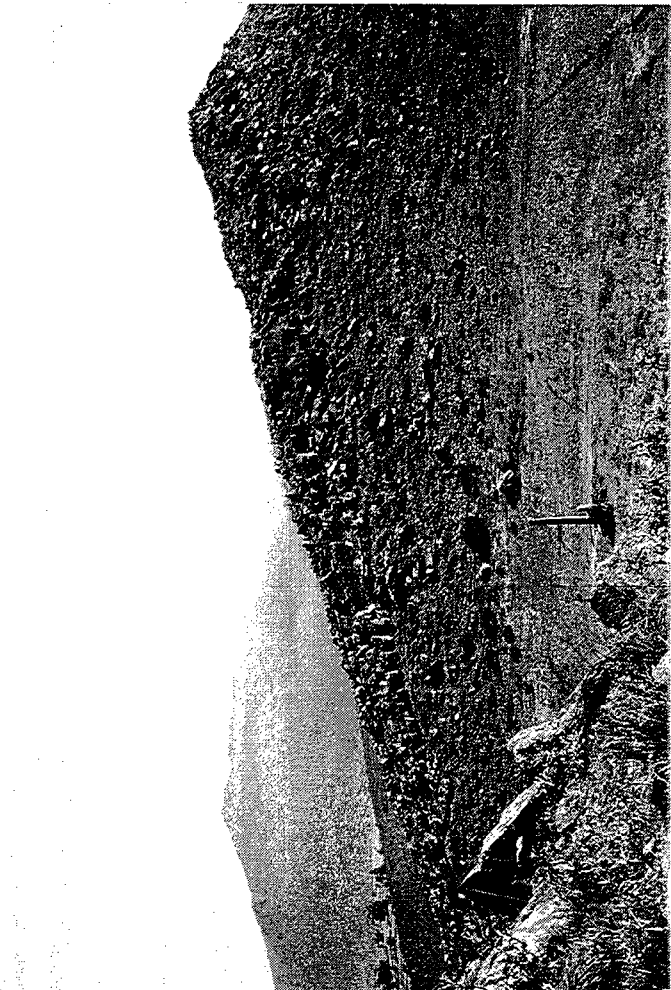
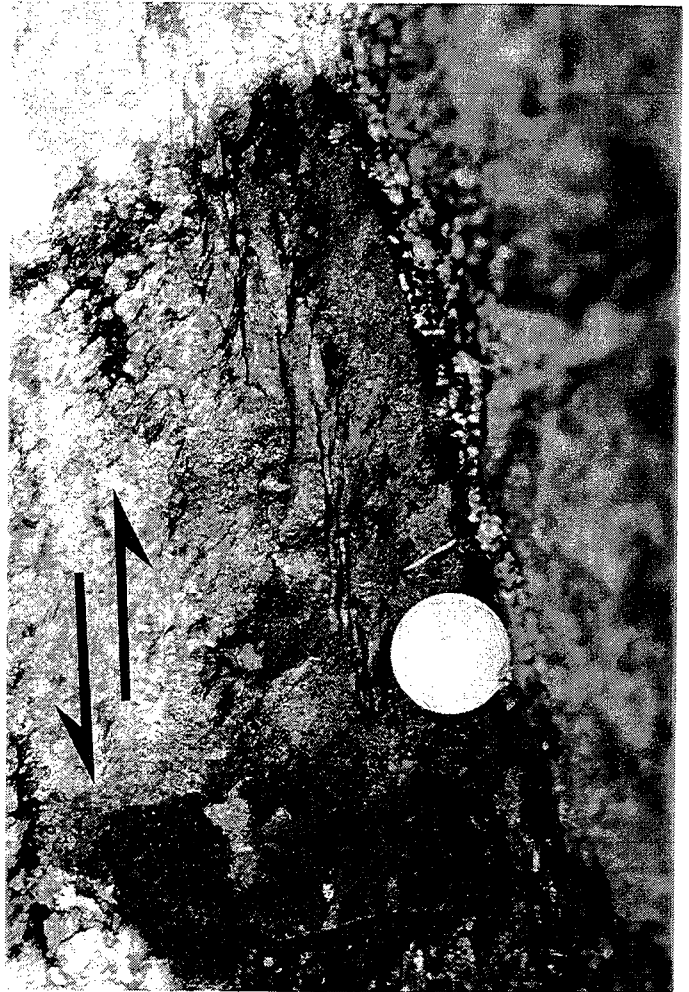
but may be more generally applicable to the interior of Archaean cratons. The fact that we described gravity/strike-slip interactions within the Dharwar basin (which resulted in the deformation of the Bababudan greenstone belt) does not allow us to eliminate the possibility that lateral accretion may have occurred at the boundaries of the craton at that time. Nevertheless, we believe that other principal cratons should be investigated in the light of strain field mapping and kinematic analysis throughout their granite-greenstone contacts in order to test whether relative vertical displacements can be associated with different stages in the history of a craton or with particular Archaean tectonic settings.

Acknowledgments

This work was financed by the Indo-French Centre for the Promotion of Advanced Research (project 1111-1: Archaean Lithosphere in South India). We acknowledge the ISIS program for satellite images. Thanks are due to B. Mahabaleswar for his constant support and help. S.N. Ramesh is warmly acknowledged for invaluable logistical support and hospitality in Chikmagalur. Thanks are also due to officers and guards from the Karnataka State Forest Department in Khandya and Muttodi for their help during field work in the jungle. We thank N. Arndt, J.-P. Brun, D. Gapais and J. Percival for useful comments on earlier versions of the manuscript and P. Gautier and J.-J. Peucat for fruitful discussions. Two anonymous referees and H. Jelsma are thanked for careful reviews of the manuscript. The completion of this work has been made possible during a stay of D. Chardon at the Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CNRS, Nancy, France). J. Ludden is warmly acknowledged for his various contributions to this work.

Fig. 11. Tectonic evolution model of the Bababudan greenstone belt. The southern décollement (a) is progressively steepened during the sagduction of supracrustals and relative basement uplift and may undergo horizontal shortening in the late stages of the deformation. The northern contact (c) and the Tanigebail fault (b) were active during the entire history of the deformation; firstly as shallow dipping décollements (during the period of dominance of gravity forces) and finally as steep reverse shear zones (during basement uplift). Note that the kinematics of these fault zones remained the same during the entire structural history of the belt and that the displacement along them began before they became refolded (as proposed by Chadwick et al., 1985).





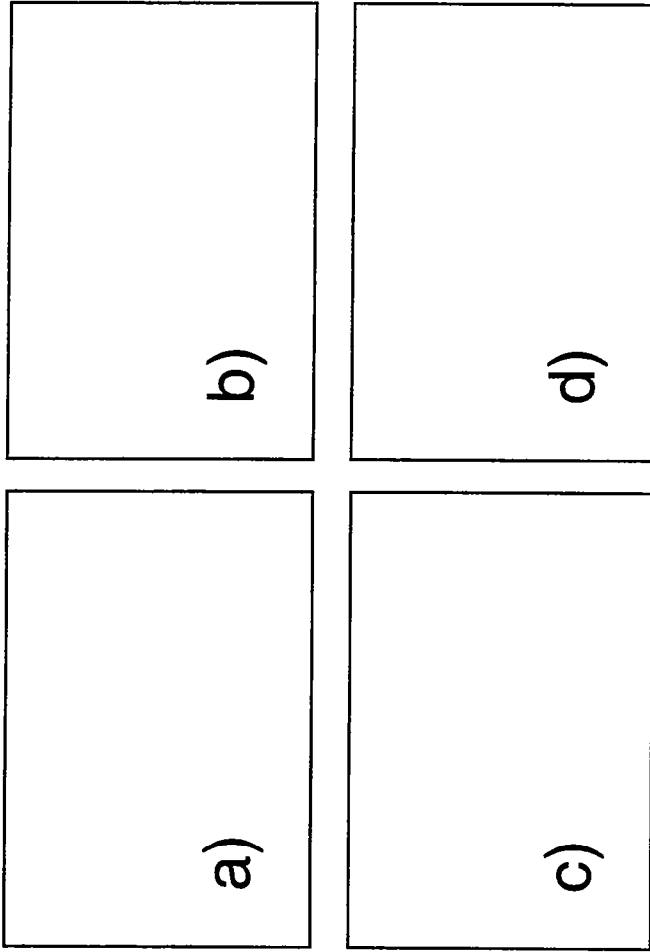
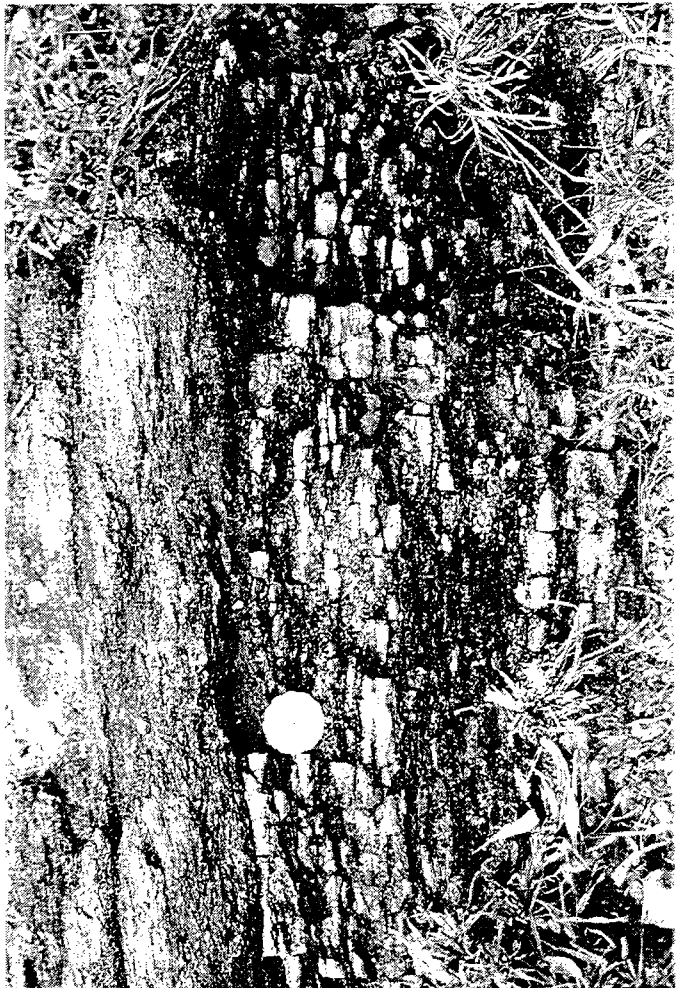


Planche III-3 :

- (a) - Vue générale du conglomérat basal du Supergroupe de Dharwar sur le flanc sud de la ceinture de Bababudan. Le conglomérat a un pendage nord.
- (b) - Vue de la discordance entre le Supergroupe de Dharwar et le granite de Chikmagalur (3.2 Ga) le long de la route de Chikmagalur. On remarque le développement de la schistosité S1 dans le conglomérat, qui est caractérisée par des figures de dissolution des galets. S1 est parallèle à S0. Le conglomérat a un pendage vers le nord.
- (c) - Trace de l'intersection entre S1 et S0 au toit d'un banc du conglomérat basal sur le flanc sud de la ceinture de Bababudan. Cette surface structurale permet de voir la relation angulaire entre S0 et S1 ainsi que l'allure sigmoïde de S1 au niveau de ce joint de banc. Ici, S0 a un faible pendage vers le nord alors que S1 a un très faible pendage vers le sud. Le sens de cisaillement se fait vers le nord (d'après les relations S0/S1 et les mylonites du décollement sous-jacent).
- (d) - Bande de cisaillement peu évoluée dans le conglomérat basal du flanc sud de la ceinture. Le plan de cisaillement est parallèle à S0.



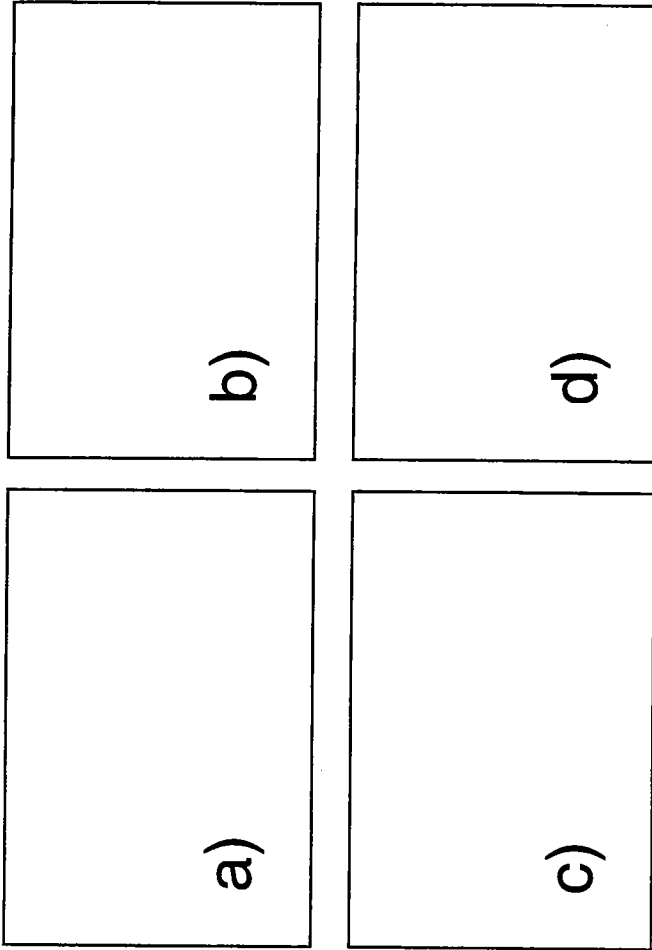


Planche III-4 :

- (a) - Cisaillement des galets de quartz dans le conglomérat basal du flanc sud de la ceinture. Les bandes de cisaillement sont compatibles avec un déplacement vers le nord (cinématique normale).
- (b) - Vue de la mylonite du décollement à Kalasapura. Les porphyroclastes sont d'anciens grenats complètement hydrothermalisés.
- (c) - Illustration de l'éirement des galets de quartz dans le conglomérat de Sarajvatipura qui correspond à la discordance basale préservée du Supergroupe de Dharwar le long de la limite est de la ceinture de Bababudan. Le cliché provient de la zone où le conglomérat mylonitique repose à l'horizontal sur les granitogneiss et les roches vertes anciennes verticalisées.
- (d) - Structure d'un banc de quartzite (en position normale) du flanc sud de la ceinture de Bababudan situé au dessus du niveau de décollement, à 2 km au NE de Chikmagalur. S0 a un pendage nord. On reconnaît des stratifications obliques ainsi que des réfractations de la schistosité S1 au niveau des joints stratigraphiques majeurs.

LA RÉGION DE SIGEGUDDA

Géologie structurale

Près de Bettadaluru, (Fig. III-6a), on peut observer la discordance entre les roches du Supergroupe de Dharwar de la ceinture de Sigegudda (Viswanatha et al., 1982) et les Gneiss Péninsulaires trondhjémiques (Rama Rao et al., 1991). La carte structurale de cette région est présentée sur la figure III-6b.

La ceinture a la structure d'un synforme de direction N-S qui peut être considéré comme une dépendance de la ceinture de Bababudan (Fig. III-6a). Sur son flanc Ouest, les TTG et les lentilles de roches vertes anciennes (attribuées au Groupe de Sargur) sont affectées par une foliation régionale S1 à fort pendage, de direction moyenne NW-SE. Le conglomérat basal du Supergroupe de Dharwar a une direction N-S et pend de 30 à 40° vers l'est. Au niveau de la discordance, on observe le même type de zones mylonitiques que sur le versant sud de la ceinture de Bababudan. Elles sont sub-parallèles au plan de stratification et sont caractérisées par un fort aplatissement et une linéation d'étirement orientée dans la ligne de plus grande pente de la foliation mylonitique. La zone de déformation la plus intense est située à l'interface entre les conglomérats et les granitogneiss. Les critères de cisaillement relevés dans les mylonites traduisent un sens de cisaillement normal (Fig. III-6b). La schistosité S2 développée à l'intérieur de la ceinture de Sigegudda est parallèle au plan de discordance du flanc ouest. La schistosité associée à la mylonite est réfractée dans les bancs supérieurs du conglomérat basal et correspond, dans les roches vertes sus-jacentes, à la schistosité régionale S2. Dans la partie orientale de la ceinture, la foliation S2 acquiert un pendage plus important pour se paralléliser à la limite de la ceinture qui est verticale et parallèle à la foliation S1 du socle. Le parallélisme entre S2, S1 et le contact socle/roches vertes suggère que la limite est de la ceinture soit une zone de forte déformation. Dans cette partie de la ceinture, on ne trouve pas d'évidence en faveur de la superposition de deux épisodes de déformations distincts. Au contraire, à l'échelle de la ceinture, il existe une compatibilité spatiale entre la déformation au niveau du décollement, au coeur de la ceinture et au niveau de son contact oriental.

Discussion

À l'échelle de la ceinture de Sigegudda, le champ de déformation et les critères cinématiques tendent à montrer que la structuration de la ceinture a été contrôlée par le fonctionnement de deux interfaces actives importantes que sont un décollement basale et un contact vertical marquant sa limite orientale. La chronologie relative des deux accidents n'est pas déterminable. Toutefois, l'accident oriental représente une zone de cisaillement que l'on peut suivre sur une distance considérable (Fig. III-2b). Elle correspond à une zone de cisaillement dextre qui vient tangenter le contact oriental de la ceinture de Bababudan.

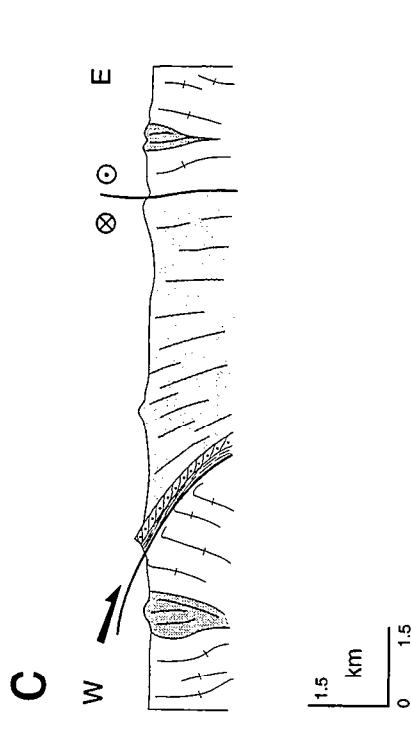
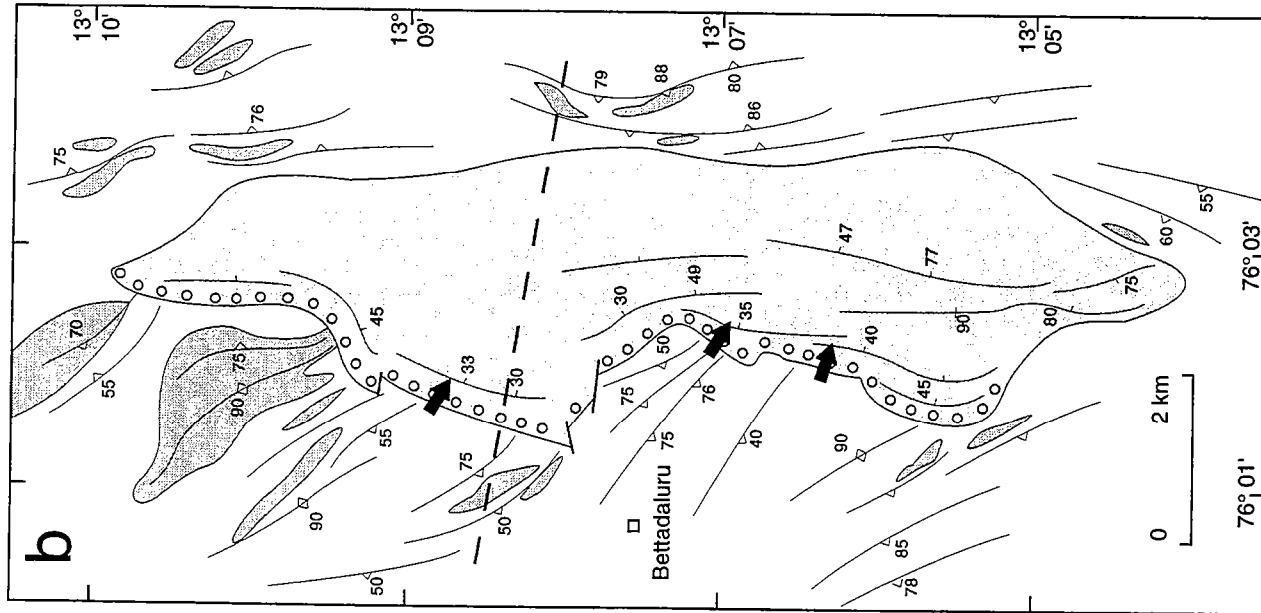
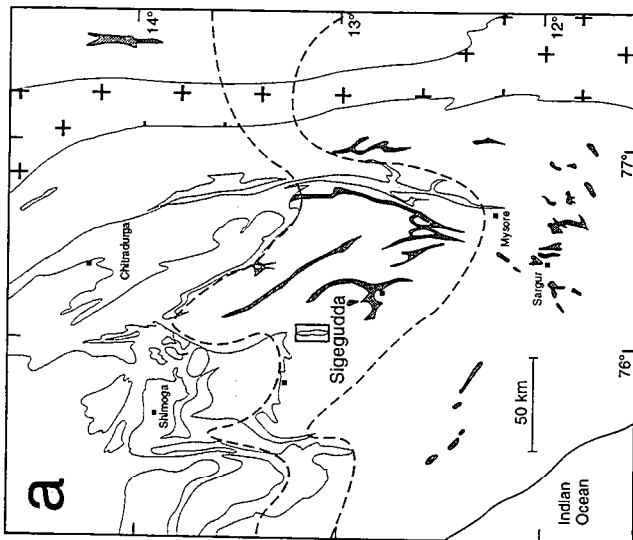
La cinématique du contact basale de la ceinture ainsi que la relation angulaire existant entre S0 et S1 sont incompatibles avec celles d'un flanc de synclinal. En effet, si la mylonite basale avait été produite par un glissement flexural au niveau de l'interface socle/couverture pendant le plissement de la ceinture (comme cela avait été proposé par Chadwick et al. (1985) pour le flanc sud de Bababudan), le sens de cisaillement au niveau de la mylonite devrait être inverse. Il est donc raisonnable d'interpréter le décollement basale de la ceinture comme une structure permettant l'enfouissement des roches vertes du Supergroupe de Dharwar dans leur socle. Toutefois, au niveau du contact oriental de la ceinture, les structures sont compatibles avec le fonctionnement d'une faille décrochante dextre importante. La ceinture de Sigegudda enregistre, comme celle de Bababudan, l'interférence entre un champ de déformation associé à son enfouissement (sagduction) et un champ de déformation associé à une zone de cisaillement décrochante dextre (Fig. III-6c).

CONCLUSIONS

Principaux résultats

Le but de ce travail était de caractériser les champs de déformation et les déplacements à l'intérieur du bassin intracratonique de Dharwar en relation avec son socle. Les résultats des analyses structurales effectuées dans trois ceintures de roches vertes sont les suivants :

- un épisode de déformation ancien a été reconnu dans les terrains sous-jacents aux roches vertes du Supergroupe de Dharwar ; dans un cas (à J.C. Pura), l'analyse du champ de déformation associé à cet épisode révèle des structures de type dôme-et-bassin pouvant résulter du



Foliation Strike & dip in intracrustal Rocks

Cleavage Strike & dip in Dharwar Supracrustals

Shear Criteria at the base of the Dharwar Sequence

Peninsular Gneisses & Felsic intracrustal Rocks

Mafic & Ultramafic Rocks (Sargur Group)

Metavolcanics & Quartzites (Dharwar Supergroup)

Basal Dharwar Oligomictic Conglomerate

Fig. III-6 : (a) Situation de la ceinture de roches vertes de Sigegudda. (b) Carte structurale de la région de Bettadalu montrant les relations existant entre la ceinture de Sigegudda d'une part et les gneiss péniinsulaires et les roches vertes anciennes d'autre part. Les contours géologiques ont été tracés d'après Viswanatha et al. (1982) et les trajectoires d'après des mesures des mêmes auteurs et de Bouhallier (1995). (c) coupe schématique de la ceinture de Sigegudda (localisée sur la figure III-6a).

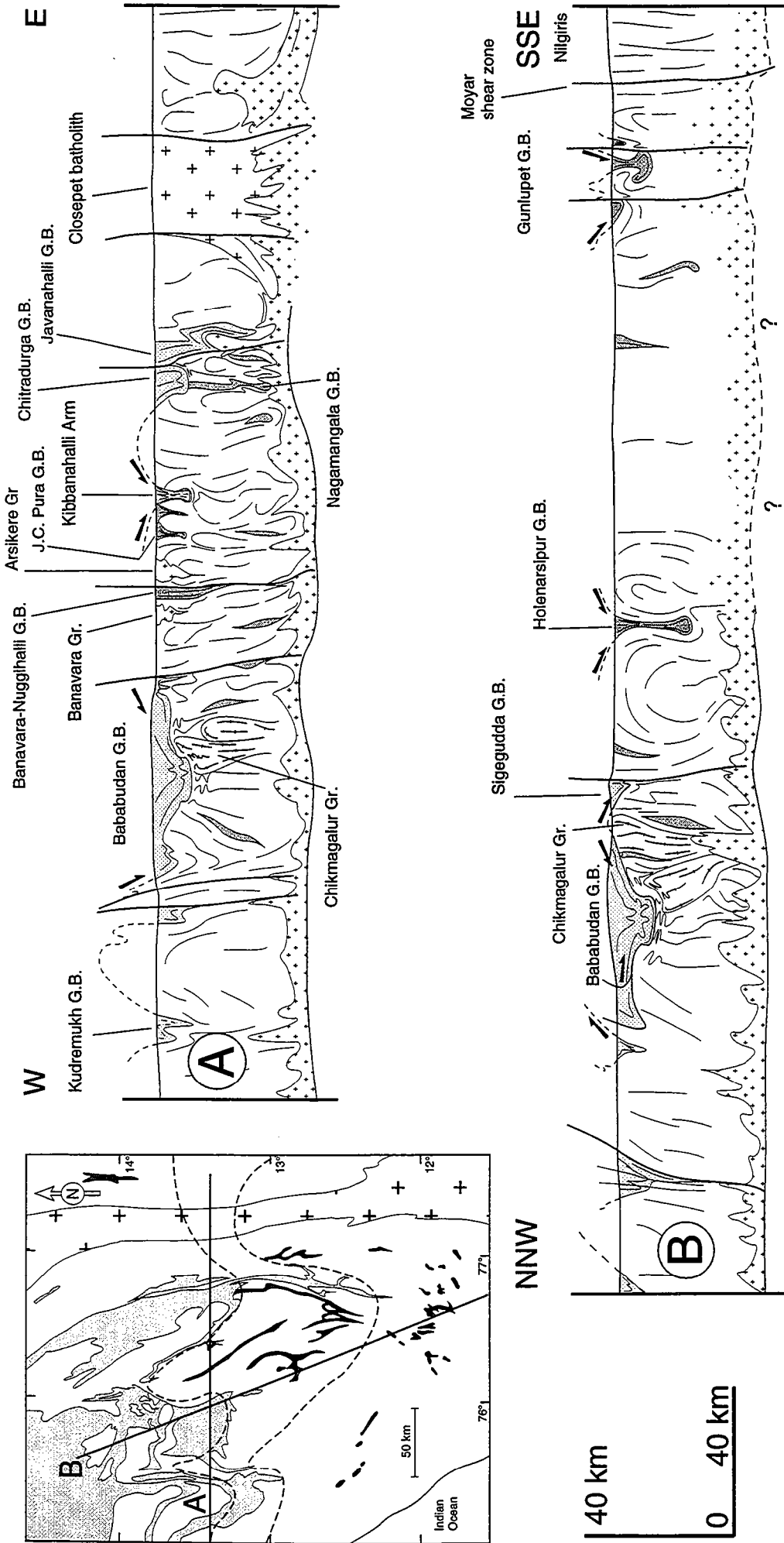


Fig. III-7 : Coupes interprétatives d'échelle crustale à travers le craton de Dharwar, basée principalement sur le présent travail et celui de la thèse de Hugues Bouhallier ainsi que Chadwick et al. (1988 et 1991) pour les terrains situés au nord de Bababudan. En gris clair sont figurées les roches du supergroupe de Dharwar et en gris foncé les ceintures appartenant au groupe de Sargur. Le Moho a été tracé grâce aux données sismiques de Kaila et al. (1979). GB : Greenstone belt; Gr : Granite.

développement d'instabilités gravitaires diapiriques impliquant les roches du Groupe de Sargur et les granitogneiss ;

- la discordance basale du Supergroupe de Dharwar est un niveau de décollement qui permet un découplage important entre le socle du bassin et les roches supracrustales sus-jacentes ;
- les cartes de trajectoires de déformation, les critères cinématiques et l'analyse des structures de déformations superposées sont interprétés, dans un modèle de déformation progressive, comme le résultat de l'enfouissement localisé (sagduction) des roches vertes dans leur socle ;
- la dynamique des différentes ceintures de roches vertes est interprétée comme une conséquence du développement d'instabilités gravitaires entre le bassin de Dharwar et son socle ;
- le phénomène de sagduction confère aux ceintures de roches vertes une structure en gouttière (ride à symétrie bilatérale) ou une structure en bassin (cuvette à symétrie radiale) ;
- dans deux cas, le champ de déformation d'origine gravitaire interfère avec le champ de déformation régional et plus spécialement avec les cisaillements régionaux transcurrents ;
- les déformations gravitaires sont attribuées au dernier épisode tectonométamorphique ayant affecté le craton il y a environ 2.5 Ga ;
- les phénomènes régionaux de migmatisation ainsi que la mise en place de magmas juvéniles associés à cet épisode tardi-archéen sont considérés comme étant les causes de l'amollissement de la croûte continentale du craton ayant permis le développement de ces instabilités gravitaires.

Discussion

D'un point de vue régional, ce travail se plaçait au cœur de la controverse concernant l'évolution structurale du craton de Dharwar. Pour certains auteurs, toute la structure du craton est considérée comme le résultat d'une longue et unique "orogénie Dharwar". Pour eux, la distinction Sargur/Dharwar n'a pas lieu d'être. Le présent travail montre que, dans la région de J.C. Pura, le champ de déformation développé dans le socle de la ceinture de type Dharwar est clairement incompatible avec le champ de déformation interne de la ceinture. Ce travail confirme l'existence d'une discontinuité tectonique majeure dans l'histoire du craton de Dharwar marquée par le dépôt du conglomérat basal du Supergroupe de Dharwar. Le fait que les roches vertes du Groupe de Sargur soient impliquées, à des niveaux structuraux plus profonds (à Holenarsipur et Gunlupet, Fig. III-1), dans des structures diapiriques datées à 2.5 Ga (Bouhallier, 1995), implique que les roches vertes anciennes aient subi dans ces zones les deux épisodes mis en évidence à J.C. Pura.

Ce travail vient compléter la connaissance des structures d'instabilités gravitaires développées dans la croûte archéenne de Dharwar. Il permet plus particulièrement de caractériser l'expression structurale du développement de ces instabilités dans les niveaux structuraux supérieurs de la croûte en termes de déformation progressive.

Le mode de déformation du bassin intracratonique de Dharwar implique que plusieurs pôles de subsidence tectonique se soient individualisés lors de l'épisode gravitaire fini-archéen, qui, en interférant avec le champ de déformation régional, a conféré au bassin intracratonique une géométrie fragmentaire, faisant apparaître les différentes ceintures de roches vertes qui le composent. Il n'y a donc pas de direction privilégiée de transport des roches du Supergroupe de Dharwar à l'échelle du craton (à l'échelle cratonique, on constate même que les sens de cisaillement des décrochements régionaux "s'inversent" et rendent compte d'un raccourcissement E-W hétérogène coaxial). L'inversion des sens de cisaillement sur chacun des flancs des ceintures de Kibbanahalli et de Bababudan exclut l'hypothèse d'un décollement de nappe replissé. Il n'y a donc pas d'arguments structuraux en faveur d'un charriage précoce du bassin sur son socle (le fait que l'on observe à Bababudan des zones où la discordance basale du Supergroupe de Dharwar n'est pas cisailée renforce cette affirmation).

Sur la figure III-7, on présente deux coupes synthétiques interprétatives du craton de Dharwar. Elles permettent de visualiser les relations structurales existant entre les deux générations de ceintures de roches vertes par rapport au champ de déformation fini-archéen et les cisaillements transcurrents d'échelle régionale. Les ceintures appartenant au Supergroupe de Dharwar n'ont subi que l'épisode tectonométamorphique daté à 2.5 Ga alors que les ceintures du Groupe de Sargur ont subi un épisode antérieur, dont les structures ont été transposées dans la majeure partie du craton. Dans la région de J.C. Pura, l'épisode ancien a été clairement identifié parce qu'il a été préservé des déformations fini-archéennes.

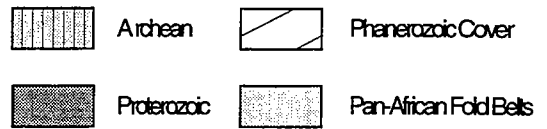
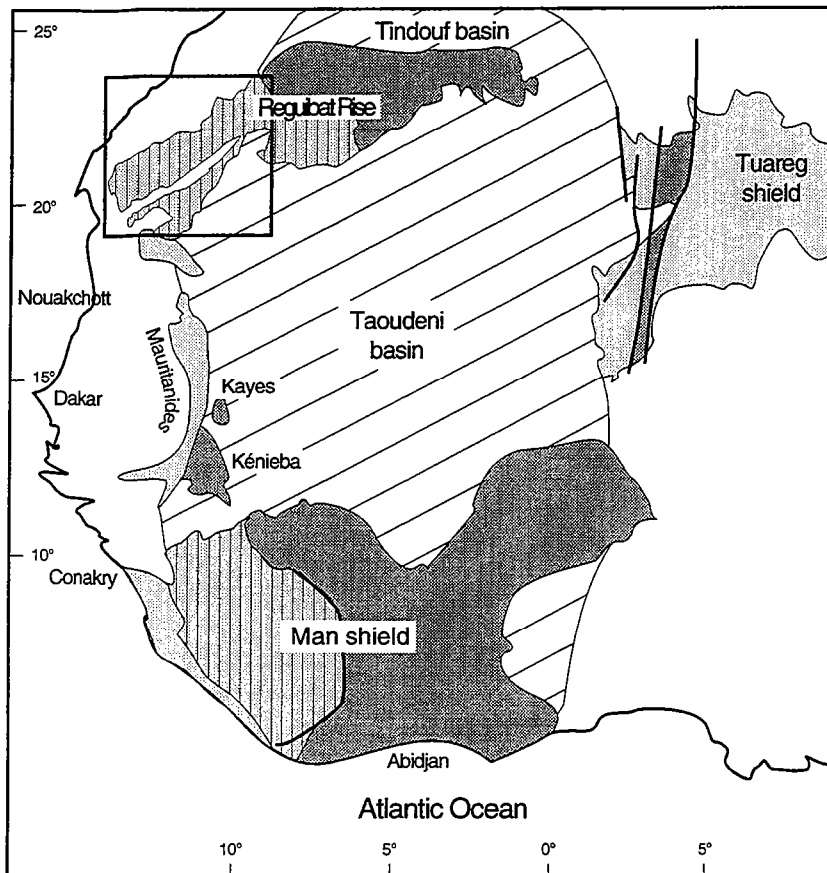


Fig. III-8 : Carte géologique du craton ouest africain (d'après Potrel, 1994, modifiée).

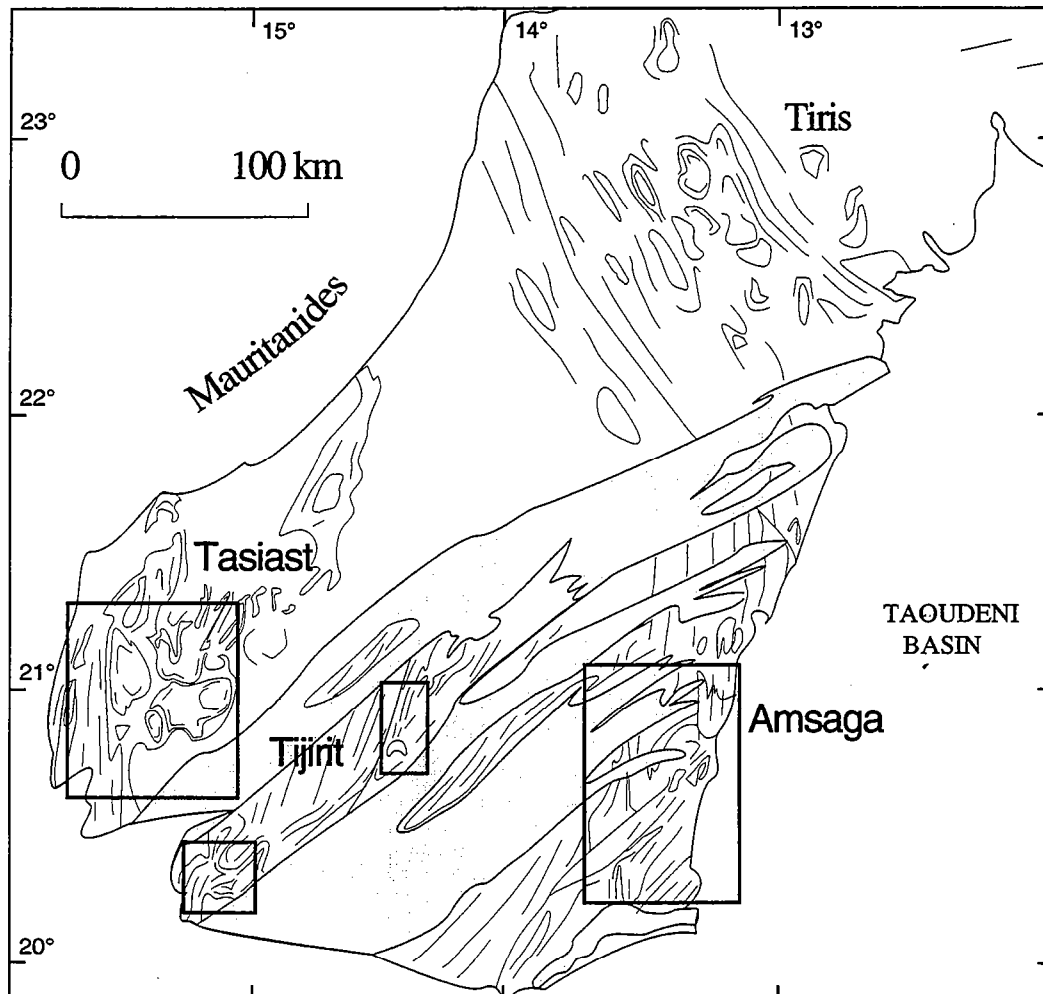


Fig. III-9 : Schéma structural de la Dorsale Reguibat archéenne (d'après Bronner, 1992, Potrel, 1994 et ce travail) (localisation sur la Fig. III-8).

3- LA DORSALE REGUIBAT OCCIDENTALE (MAURITANIE)

Ce chapitre est une contribution à la compréhension des mécanismes de la déformation de la croûte archéenne du craton ouest africain. On présente de nouvelles données structurales et des résultats géochronologiques préliminaires (U-Pb, Sr-Nd) obtenus sur la partie sud-est de la Dorsale Reguibat archéenne. Les travaux ont porté principalement sur les terrains les moins déformés des zones de bas grade. Les résultats de cette étude sont comparés à ceux obtenus par Potrel (1994) dans les terrains de haut grade de la province de l'Amsaga, qui sont supposés être les équivalents profonds des terrains de bas grade. Ces résultats permettent de mieux cerner les mécanismes de la déformation et du recyclage de la croûte continentale archéenne dans cette portion du craton ouest africain.

INTRODUCTION

La Dorsale Reguibat contient des terrains de grade métamorphique variable. De par son climat désertique et contrairement à la Dorsale de Man, qui constitue l'autre portion archéenne affleurante du craton ouest africain, les conditions d'affleurement y sont satisfaisantes. Même si les faibles reliefs régionaux ne permettent pas d'appréhender la géométrie des structures géologiques en 3 dimensions, la continuité entre les affleurements permet une cartographie structurale détaillée. Lors de cette étude, nous avons concentré nos investigations sur les terrains de bas grade où la faible intensité de la déformation régionale permet de caractériser en détail les relations existant entre les granito-gneiss de la croûte et les ensembles de roches supracrustales.

On présente d'abord les résultats de l'analyse structurale effectuée dans les provinces du Tasiast et du Tijirit puis les premiers résultats géochronologiques et isotopiques obtenues sur les granitogneiss de la province du Tasiast.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Géologie de la Dorsale Reguibat

La Dorsale Reguibat est l'affleurement le plus septentrional du craton ouest africain. Elle est divisée en une Dorsale occidentale archéenne et une Dorsale orientale protérozoïque (Rocci et al., 1991, Fig. III-8). Cette dernière montre les évidences d'un unique épisode d'accrétion crustale aux environs de -2.1 Ga, lors du cycle birrimien (Abouchami et al., 1990 ; Boher et al., 1992). La chaîne de haut-grade des Sfariat constitue la suture entre les Dorsales archéenne et protérozoïque (Bronner, 1992).

La Dorsale archéenne contient des gneiss gris, des roches plutoniques acides variées, des migmatites ainsi que des roches mafiques et ultramafiques, des quartzites et des BIF (analogues aux séries de roches vertes). La structure de la Dorsale archéenne est caractérisée par des trajectoires de foliation régionales N-S à NE-SW dans sa partie méridionale et NNW-SSE dans sa partie septentrionale (Fig. III-9). La partie sud de la Dorsale a été divisée en trois provinces qui sont d'est en ouest : le Tasiast, le Tijirit et l'Amsaga. Le Tiris constitue la zone la plus septentrionale et a fait l'objet d'études structurales détaillées par Bronner (1992). Le Tiris et l'Amsaga ont été affectés par un métamorphisme régional dans le faciès granulite (Cuney et al., 1975 ; Potrel, 1994) alors que les provinces occidentales montrent des assemblages métamorphiques de type schiste vert ou amphibolite. Dans l'Amsaga, l'épisode de structuration majeur en contexte granulitique, a eu lieu aux environs de -2.7 Ga (Potrel, 1994). Malgré le manque de données géochronologiques dans les terrains de bas grade, ces trois provinces sont considérées comme des portions d'un seul bloc crustal ayant subi la même histoire géologique pendant la période archéenne (Bronner, 1992 ; Potrel, 1994).

Géologie du Tasiast

Dans le Tasiast, les roches supracrustales forment des ceintures anastomosées dans un ensemble de roches plutoniques acides (Giraudon, 1962 ; Fig. III-10). Dans la partie centrale,

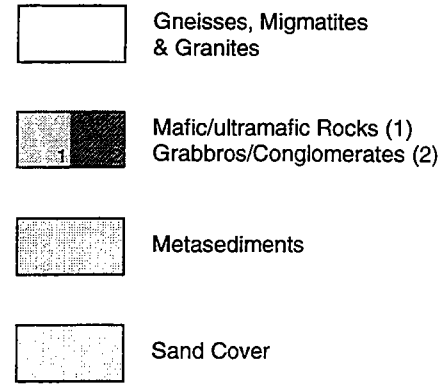
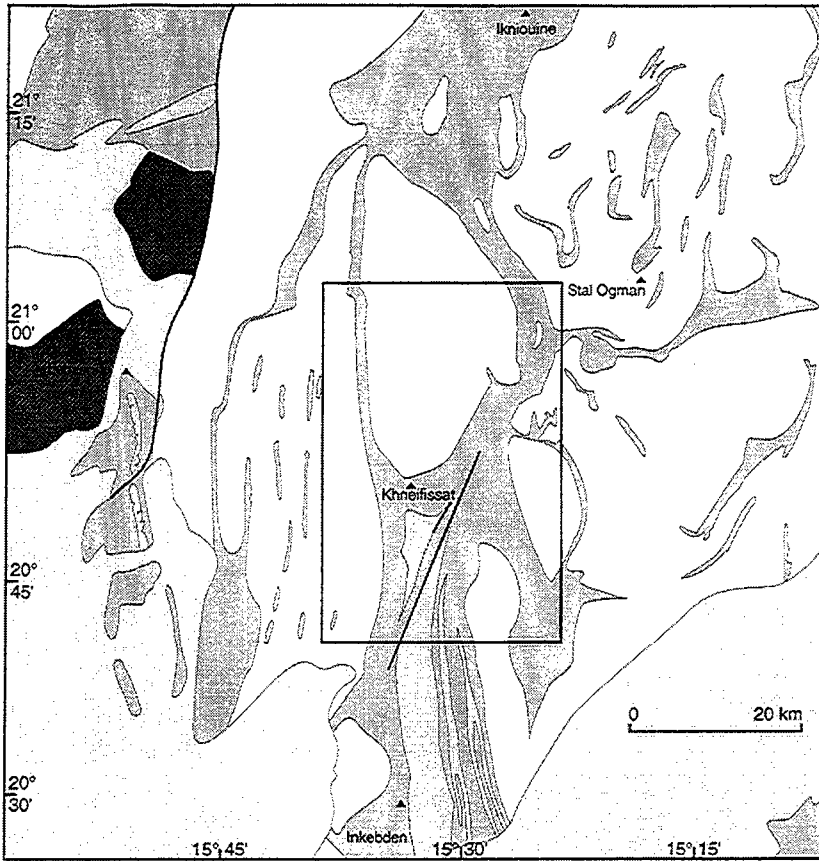


Fig. III-10 : Carte géologique simplifiée de la province du Tasiast (d'après Giraudon, 1962 et ce travail) (localisation sur la Fig. III-9).

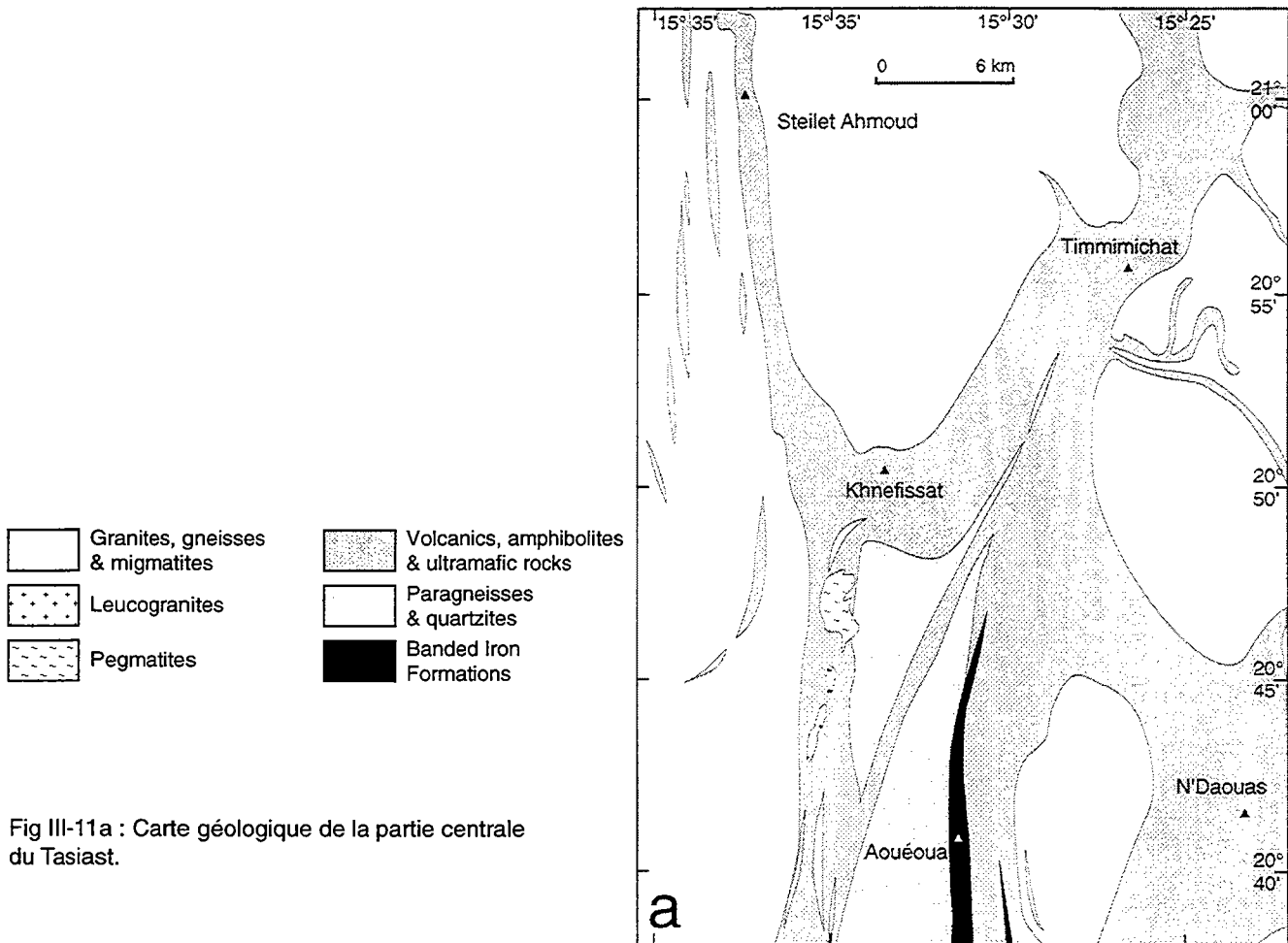


Fig III-11a : Carte géologique de la partie centrale du Tasiast.

qui a été étudiée en détail (Fig. III-11), les roches les mieux représentées sont principalement des gneiss, des migmatites et des granites. Les séquences basales de roches supracrustales contiennent des basaltes en coussins, des amphibolites, des roches ultrabasiques et des gabbros. Les roches sédimentaires (alternances de quartzites et de paragneiss, quartzites ferrugineux) occupent le sommet de la pile stratigraphique et constituent la Formation d'Aoueuoua (Fig. III-11a). Les bras de la ceinture supracrustale ont une géométrie en synforme contournant les massifs de granito-gneiss (Giraudon, 1962). La Formation d'Aoueuoua qui occupe le coeur du synforme n'apparaît plus que sous la forme de boudins métriques à décamétriques dans les bras étroits de la ceinture (comme, par exemple, dans sa branche ouest). Le socle plutonique à l'ouest de la ceinture est constitué de gneiss localement migmatitiques. Dans le reste de la région étudiée, le socle est essentiellement constitué de granitoïdes (les granites de type Timmimichat décrit par Giraudon, 1962). A certains endroits, les granites peuvent avoir des faciès de diatexites. Près du contact granites/roches supracrustales, on remarque des faciès plus mafiques marqués par l'occurrence de gneiss à amphiboles. Les roches supracrustales sont recoupées par des pegmatites et des granites au sud de Khneifissat.

RÉSULTATS DE L'ANALYSE STRUCTURALE

Les trajectoires de déformation

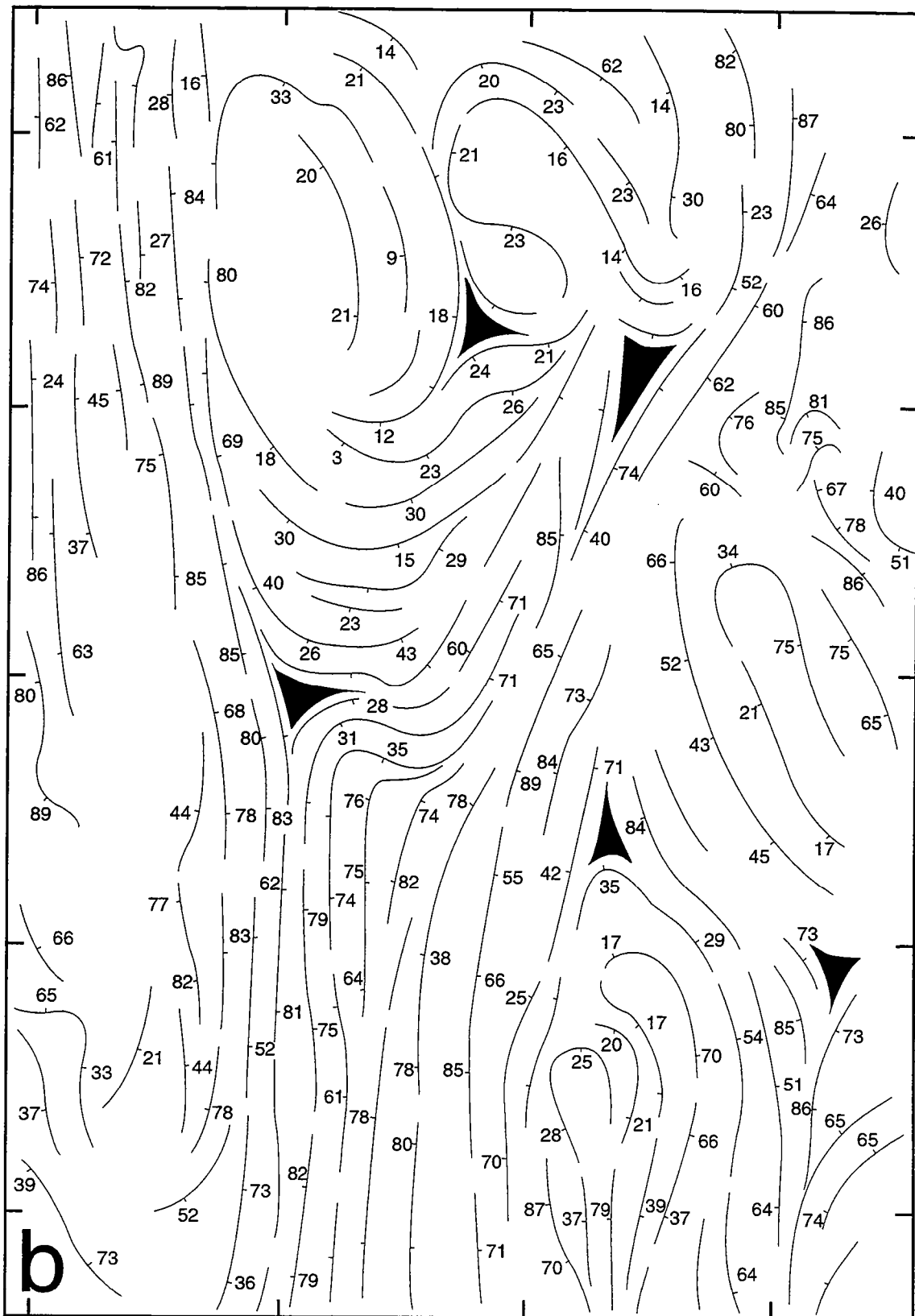
Les trajectoires de la foliation régionale S1 sont globalement parallèles au contact entre les roches supracrustales et les granitogneiss. Elles définissent des structures en dôme-et-bassin (Fig. III-11b). Les granitoïdes occupent les dômes (dôme de Khneifissat, d'Aoueuoua, de Timmimichat) alors que les roches supracrustales occupent les bassins serrés entre les dômes. Dans les roches supracrustales, les trajectoires définissent des points triples, figurés en noir sur la figure III-11b. On remarque que le dôme de Khneifissat contient en fait deux synformes. Un point triple à l'intérieur du dôme principal correspond à l'interférence entre trois directions de raccourcissement : celle de la bordure sud du dôme principal, et celles des flancs des deux synformes. La foliation est en général orientée N-S et fortement pentée dans les gneiss à l'ouest de la ceinture et dans les roches supracrustales alors que la direction et le pendage de cette dernière est variable à l'approche ou à l'intérieur des dômes granitiques de la partie est de la région étudiée (Fig. III-12). En carte, les dômes ont une forme elliptique, ce qui suggère un aplatissement régional des structures en dôme-et-bassin selon une direction N-S.

La linéation d'étirement L1 associée à la foliation régionale a une direction moyenne de N180° et un plongement général vers le Sud dans les gneiss et dans la partie centrale de la région étudiée (dôme de Khneifissat, bras sud et est de la ceinture ; Fig. III-11c). Autour ou à l'intérieur des autres dômes, la direction et le plongement de la linéation d'étirement sont variables (Fig. III-11c et III-12). Les trajectoires de la direction de la linéation d'étirement régionale convergent vers les zones de points triples (notamment pour le point triple de Khneifissat).

Remarque : Les mesures structurales sont reportées sur la planche hors-texte n°1.

Forme de l'ellipsoïde de la déformation

L'analyse semi-quantitative des fabriques de forme (Flinn, 1965 ; Schwerdtner & al., 1976 ; Gapais and Brun, 1981) a permis de définir la forme de l'ellipsoïde de la déformation. Les variations spatiales de la forme de l'ellipsoïde dépendent de la position de la zone considérée dans le champ de déformation régional. Alors que les points triples coïncident systématiquement avec des fabriques de type "L" (ellipsoïde en forme de cigare, $K \gg 1$) dans les roches supracrustales et les granitoïdes, les enveloppes des dômes et les parties internes de la ceinture montrent des fabriques de type "SL" ($K=1$, déformation plane). Dans les zones de points triples, l'orientation des linéations d'étirement traduit l'orientation des points triples (qui sont en fait des "lignes triples" dans l'espace) (Fig. III-11d, III-11c et III-12). Le point triple de Khneifissat a un plongement modéré (29°) vers le Sud et le point triple de N'Daouas a un plongement important (65°) vers le Nord. Le point triple situé à l'intérieur du dôme de Khneifissat est sub-horizontale. Dans les roches supracrustales, les fabriques constrictives sont marquées par l'occurrence de plus de deux familles de schistosités (dont l'intersection correspond à l'orientation de la linéation d'étirement), l'orientation préférentielle des amphiboles, des axes de microplis et des boudins ainsi que des coussins de basalte étirés en forme de cigare (Fig. III-13a et III-13b). Dans les dômes, à l'extérieur des points triples, les granites montrent le plus souvent une foliation magmatique frustre.



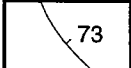
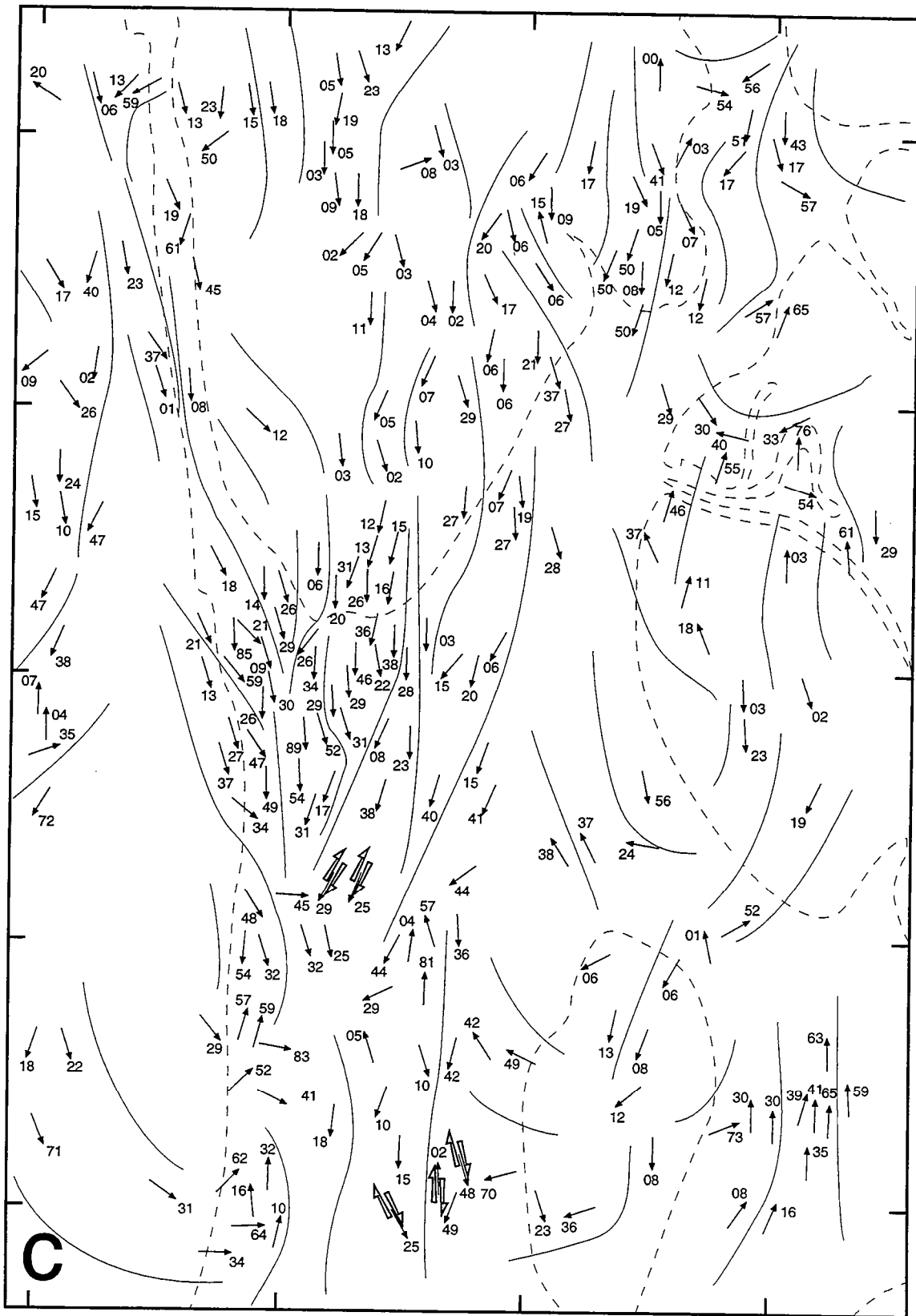

 Strike & dip of
 Foliation & cleavage

Fig III-11b : Carte des trajectoires de foliation et de schistosité dans la partie centrale du Tasiast.



 Trend & plunge of stretching lineation

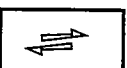
 Sense of shear (strike-slip)

Fig III-11c : Carte des linéations d'éirement de la partie centrale du Tasiast (basée sur plus de 450 mesures).

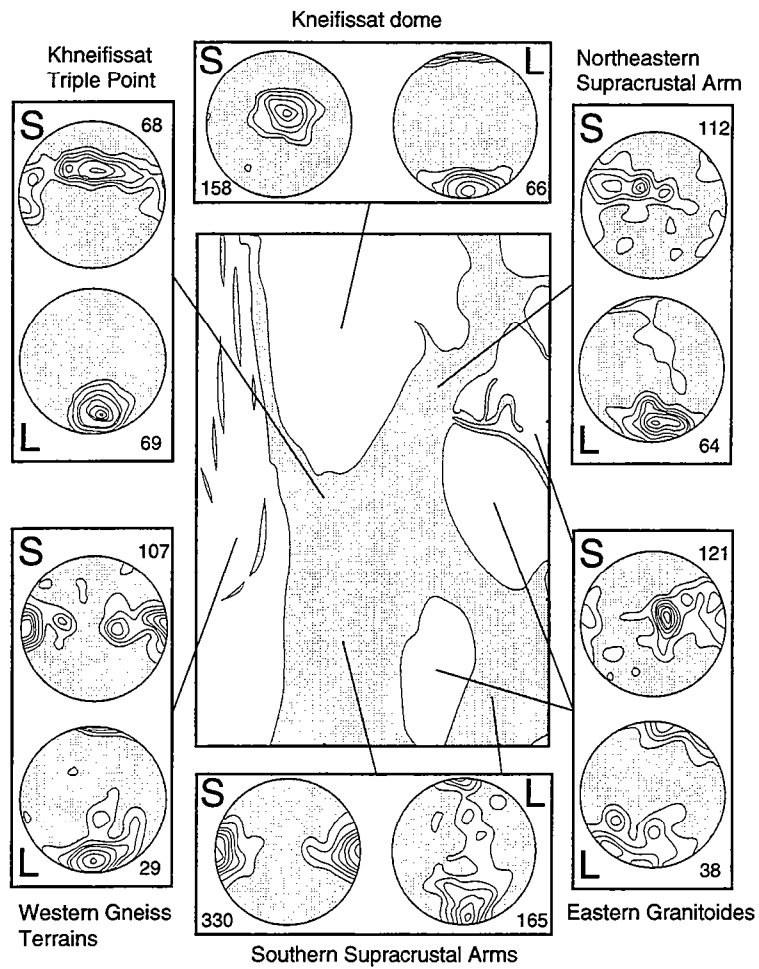


Fig. III-12 : Carte synthétique des mesures structurales de la partie centrale du Tasiast (canevas de Schmidt, projection sur l'hémisphère inférieur). S - pôles de la foliation S1; L - linéation d'étirement L1; le chiffre près des stéréogrammes correspond au nombre de mesures reportées.

Intensité de la déformation

En général, la déformation associée à la foliation régionale S1 est importante puisque les trajectoires de S1 sont parallèles aux interfaces lithologiques d'échelle cartographique et notamment aux niveaux du contact granites/roches supracrustales (Fig. III-11).

A l'approche des enveloppes de dômes, la foliation dans les granitoïdes traduit une déformation plastique de plus en plus intense, marquée par un aplatissement important ainsi que par l'étirement des agrégats quartzo-feldspathiques et localement par l'orientation préférentielle des cristaux d'amphiboles dans les plans de foliation. Ces observations suggèrent que le contact entre les roches supracrustales et les granitogneiss est une zone d'intense déformation qui a eu un rôle actif lors de l'évolution des structures en dôme-et-bassin. A l'intérieur de la ceinture, c'est principalement dans les roches métasédimentaires que des fabriques mylonitiques sont identifiables. Elles se caractérisent par un aplatissement et un étirement très important des agrégats de quartz. Ces mylonites ont en général un fort pendage et sont faiblement sécantes sur les trajectoires de la foliation régionale. A d'autres endroits, ce sont des bandes de cisaillement décimétriques à métriques que l'on peut observer (ces dernières font également un angle faible avec la foliation régionale). Au sud de Khneifissat, les bandes de cisaillement sont sécantes sur la schistosité des paragneiss (Fig. III-11b et III-11c) et associées au développement d'une schistosité de crénulation S2.

En résumé, dans la partie centrale du Tasiast, les zones de forte intensité de la déformation sont de deux types. Le premier est associé au contact entre le socle granitogneissique et les roches supracrustales. Le second type de zones de forte déformation est principalement représenté par des bandes de cisaillement et des mylonites que l'on retrouve au coeur de la ceinture.

Régimes de déformation et cinématique

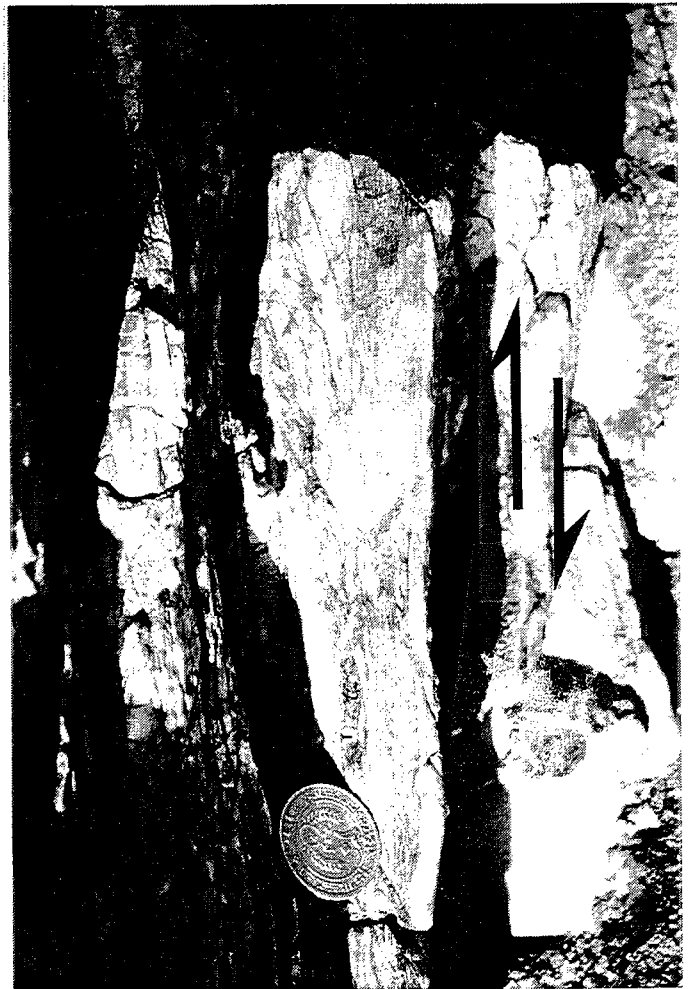
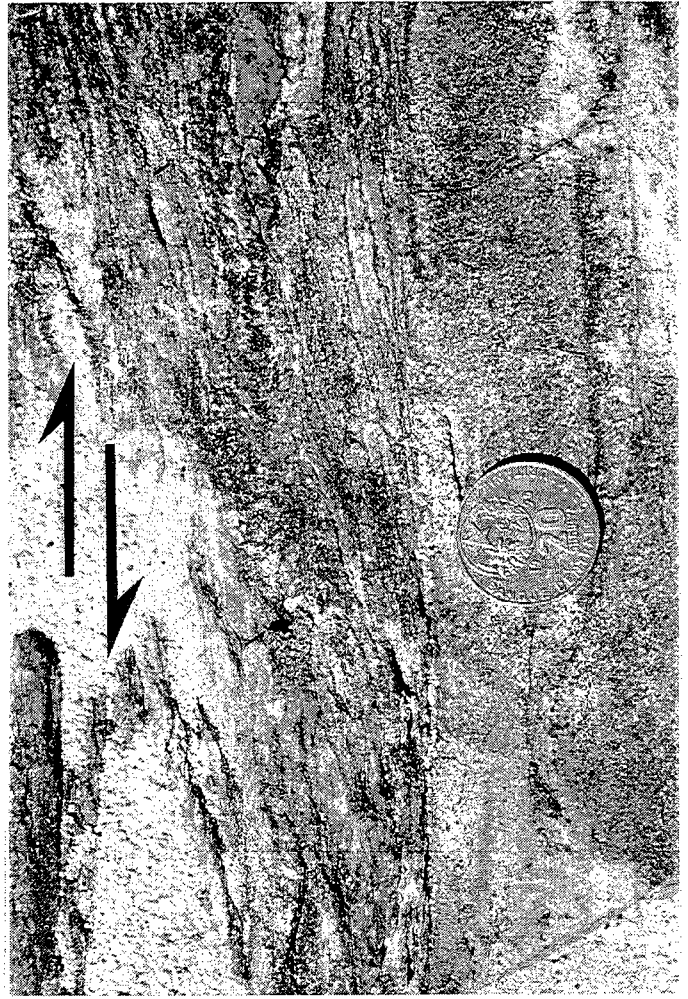
Les bandes de cisaillement intra-ceinture et les mylonites attestent d'un régime non-coaxial de déformation. Le long de ces bandes de cisaillement, la linéation d'étirement a un faible plongement ce qui implique que les cisaillements sont de type transcurrent. L'asymétrie des agrégats de quartz, les bandes de cisaillement ainsi que la trace sigmoïde de la foliation S1 constituent les critères cinématiques à l'intérieur de ces zones de forte déformation (Fig. III-13c et III-13d). Ces critères sont reportés sur la figure III-11c. Ils sont tous compatibles avec une cinématique dextre. On constate que dans certains endroits et notamment au sud de Khneifissat, les bandes de cisaillement sont sécantes sur la foliation régionale.

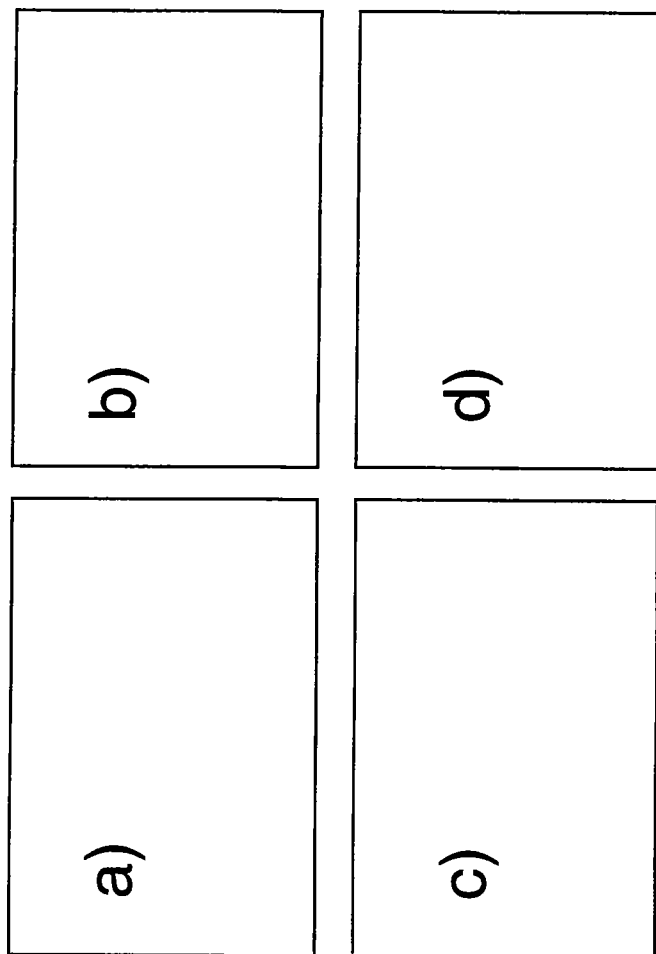
Le régime et la cinématique de la déformation au niveau du contact entre les granites et les roches supracrustales ne peuvent être observés bien que l'intensification de la déformation soit identifiable de part et d'autre du contact. En supposant que le contact soit une zone de déformation non coaxial, il est néanmoins possible d'estimer le sens des déplacements relatifs du socle par rapport à la ceinture. L'analyse de l'attitude de la foliation de part et d'autre du contact et du pitch de la linéation sur S1 donne la direction et le sens supposé de déplacement le long de l'interface à l'état fini (Fig. III-14). Hors de l'influence des zones de cisaillement transcurrentes, la linéation d'étirement est le plus souvent dans la ligne de plus grande pente de la foliation (fort pitch). A l'échelle régionale, les foliations de direction EW montrent préférentiellement des linéations à très fort pitch alors que les foliations de direction NS présentent des pitches bien plus variables. Ceci peut être visualisé sur la figure III-15 qui représente les pitches de la linéation d'étirement L1 en fonction de la direction de la foliation S1 qui les porte. Il existe donc une compatibilité entre l'aplatissement régionale des structures en dôme-et-bassin et les zones de cisaillement décrochantes reconnues dans le Tasiast.

Les interprétations en coupe des structures régionales du Tasiast sont présentées Fig. III-16.

Résultats acquis dans le Tijirit

La géologie du Tijirit est très comparable à celle du Tasiast. Toutefois, la proportion de sédiments dans les roches supracrustales y est moindre. Même si les investigations structurales dans la province du Tijirit n'ont pas été aussi complètes et détaillées que dans la province du Tasiast, des cartes structurales ont pu être réalisées (Fig. III-17). Les mesures structurales ont été effectuées dans ces régions par G. Bronner et G. Maurin. Les trajectoires de foliation décrivent également des structures en dôme-et-bassin ainsi que des points triples. En dehors des zones d'interférences entre les dômes, les roches supracrustales sont affectées par des plis droits serrés dont les surfaces axiales sont parallèles aux contacts granites/ceintures. Dans la région de Tijraj, un cisaillement transcurrent dextre d'échelle régionale affecte les terrains de la partie occidentale de la ceinture.





(Fig. III-13 :

- (a) - Fabrique constrictive dans les basaltes en coussins du point triple de N'Daouas. L'étiement fini est subvertical. On distingue également plusieurs familles de schistosité dont l'intersection est parallèle au grand axe des coussins.
- (b) - Intense fabrique planolinéaire dans les gneiss à amphiboles de la terminaison sud du dôme à l'approche du point triple de Khneiffissat.
- (c) - Bande de cisaillement dextre dans les quartzites ferrugineux près d'Aoueoua (vue du plan horizontal). Cette structure appartient au système cisailant transcurrent dextre orienté NNE-SSE.
- (d) - Bande de cisaillement dextre dans les quartzites dans la branche NW de la ceinture supracrustale (vue du plan horizontal).

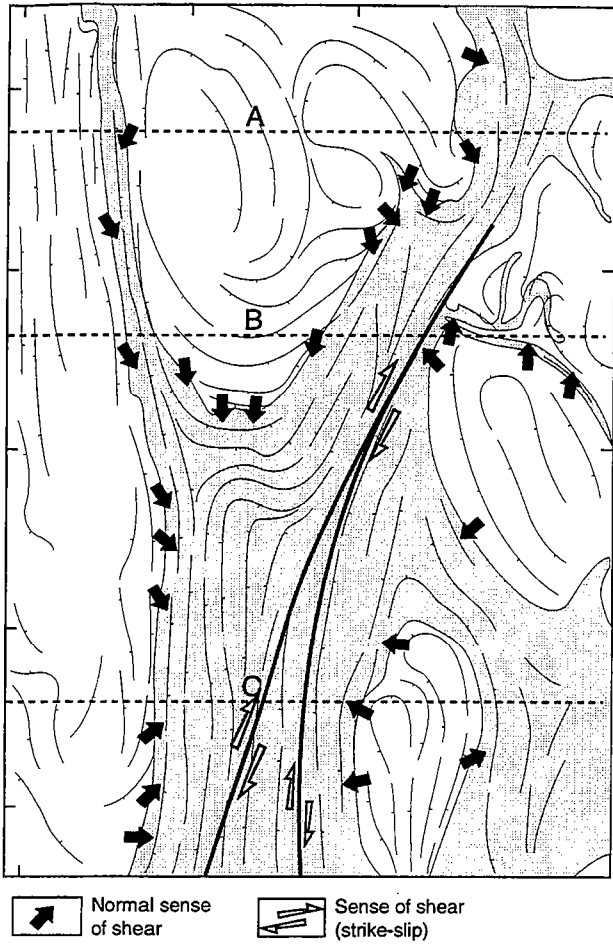


Fig. III-14 : Carte cinématique interprétative de la partie centrale de la province du Tasiast. Les déplacements relatifs sont essentiellement supputés en utilisant les relations socle/couverture et le pitch de la linéation d'étirement au niveau du contact. La bande de cisaillement décrochante principale révélée par l'analyse des critères cinématiques et du plongement des linéations d'étirement correspond à la faille tracées par Giraudon et al. (1962) (voir figure III-10).

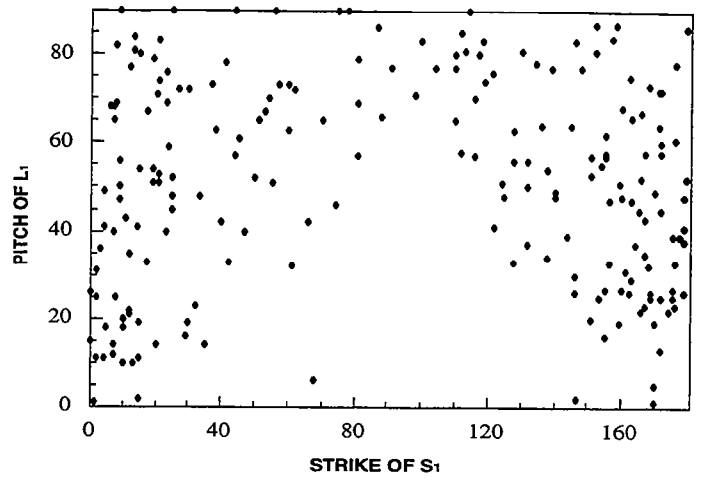


Fig. III-15 : Graphe représentant le pitch de la linéation L1 en fonction de la direction de la foliation S1 (partie centrale du Tasiast, 450 mesures effectuées).

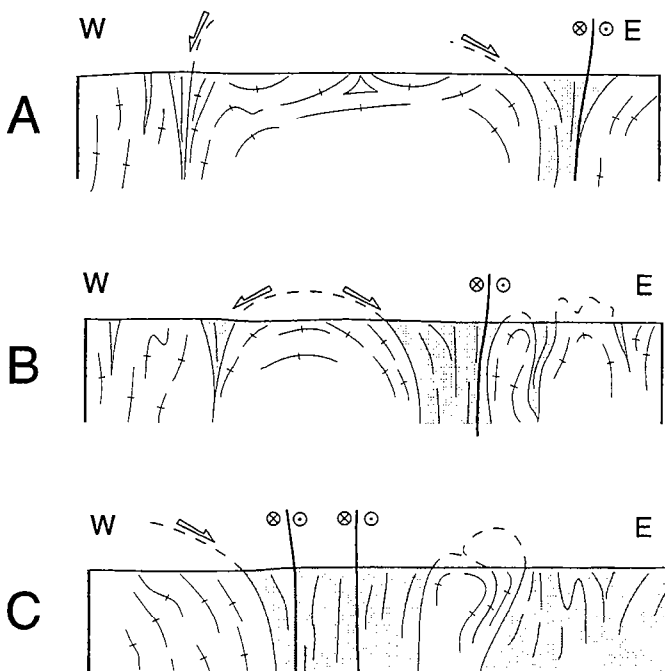


Fig. III-16 : Coupes schématiques à travers la partie centrale de la province du Tasiast (localisation sur la figure III-14).

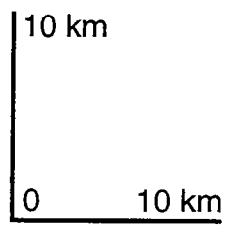
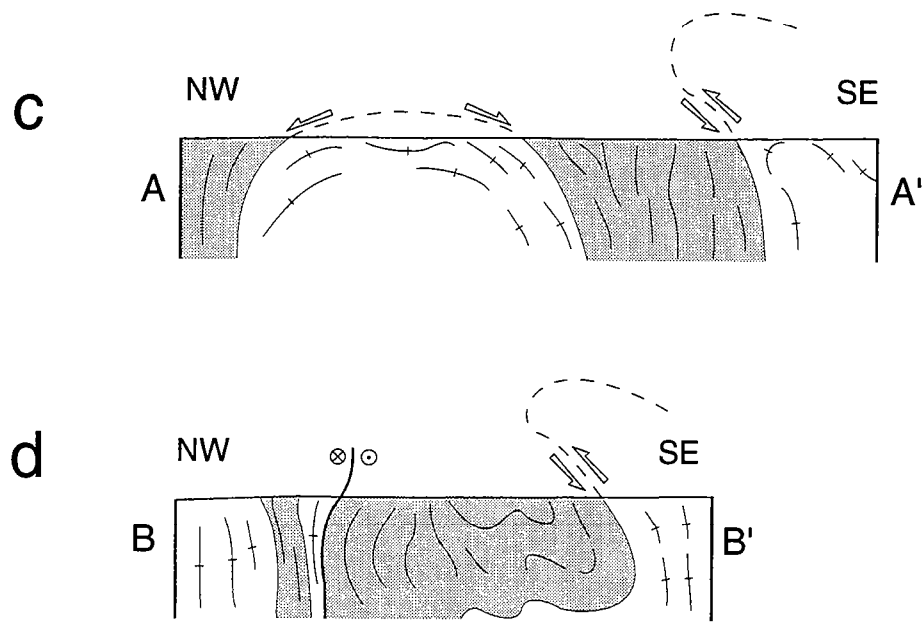
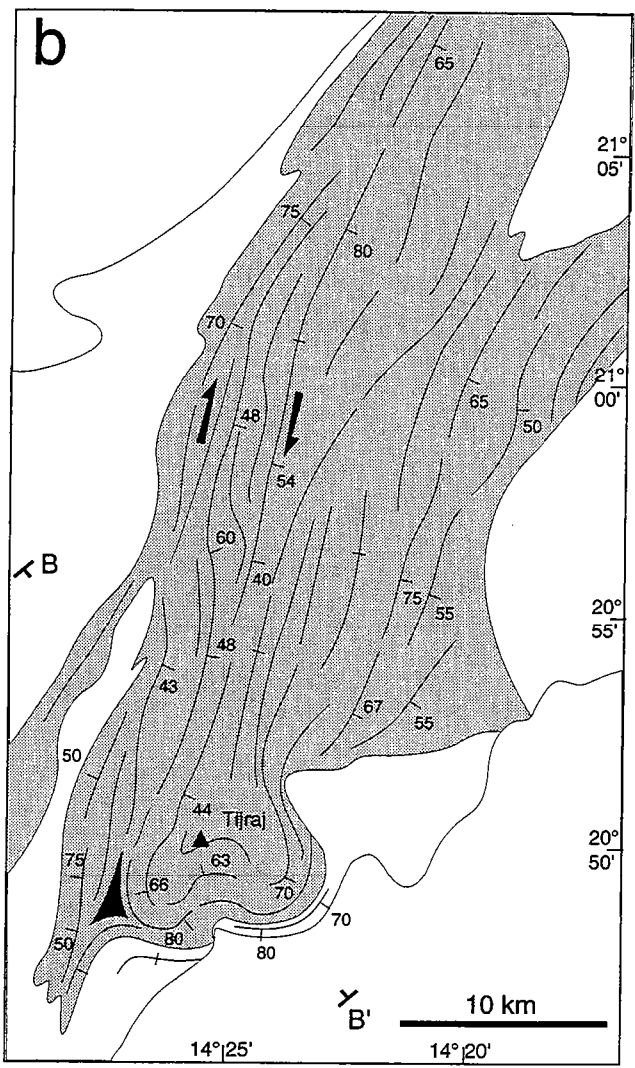
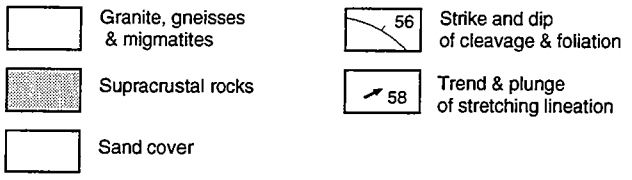
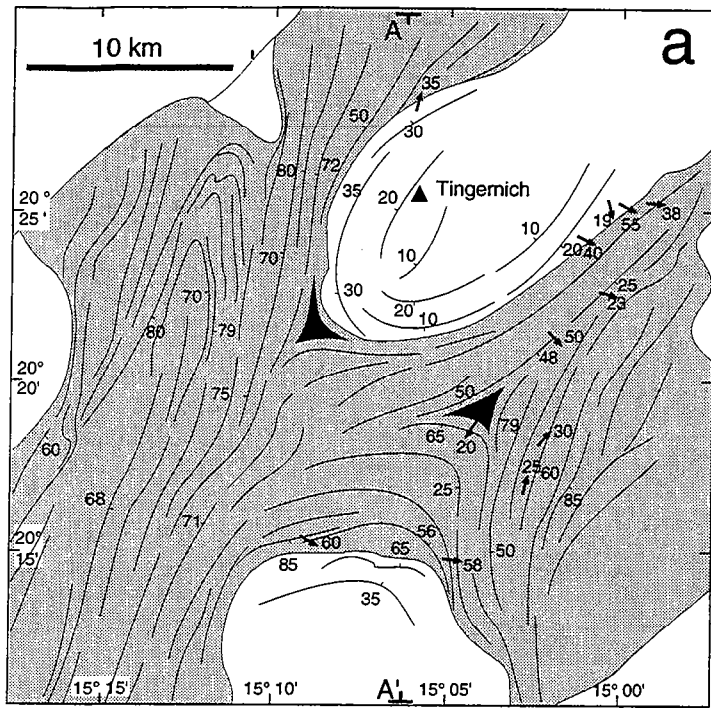


Fig. III-17 : Cartes et coupes structurales de la province du Tijirit (localisées sur la Fig. III-9); (a) - Carte des trajectoires de la foliation et mesures de la linéation d'étirement de la région de Tingernich et (b) - Trajectoires de foliation dans la région de Tijraï. (c) et (d) - Coupes interprétatives.

Si pour un dôme (celui de Tingernich), le contact granites/roches supracrustales est faiblement penté et présente une cinématique apparemment normale, ça n'est pas le cas pour les autres dômes. En effet, sur une partie du flanc nord du dôme situé au sud de Tingernich, le contact à fort pendage a une cinématique inverse, les granites semblant chevaucher les roches supracrustales. C'est également le cas dans la partie sud de la ceinture de Tijraj (Fig. III-17).

MÉTAMORPHISME

Les assemblages minéralogiques dans les roches supracrustales du Tasiast et du Tijrit sont très comparables. On reconnaît trois grands types de paragenèses : celle du faciès amphibolite (1), celle du faciès schiste vert (2) et des assemblages symptomatiques de circulations hydrothermales de bas grade (3).

Les paragenèses de type (1) sont toujours précoces et sont souvent rétro-morphosées lors du développement des assemblages (2) et (3). On n'observe jamais ces paragenèses à l'état primaire. Les indicateurs des paragenèses amphibolitiques anciennes sont des équilibres primaires à grenat/quartz/chlorite ou encore hornblende/plagioclase/quartz. Les paragenèses de type schiste vert sont presque toujours des paragenèses syn-cinématiques. Elles sont caractérisées par des associations à amphiboles monocliniques (de la série trémolite-actinote), épidotes (pistachite), zoïsite, calcite et préhnite. Les paragenèses hydrothermales (3) sont surimposées aux deux précédentes dans des conditions généralement statiques (croissance des minéraux en gerbes). Cette phase hydrothermale a eu lieu à la fin de l'épisode schiste vert ou après ce dernier. Les observations faites sur les roches supracrustales basiques, volcanodétritiques ou détritiques des deux régions étudiées confirment les résultats thermobarométriques obtenus par Bronner et al. (1985) sur les quartzites ferrugineux et les metabasites de Lebzenia (Tasiast occidental, voir Fig. III-10).

La reconnaissance de paragenèses syn à post-cinématiques indique que l'épisode de déformation ayant présidé à la formation de S1 s'est produit (ou plutôt s'est terminé) dans des conditions du faciès schiste vert. On doit toutefois noter que les paragenèses amphibolitiques précoces ne sont pas nécessairement associées à un épisode de déformation distinct plus ancien mais pourrait représenter le climat thermobarométrique des premiers incréments de l'épisode de déformation D1.

INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS STRUCTURAUX

Bilan

Les caractéristiques structurales de la région du Tasiast et du Tijrit sont les suivantes :

- des structures en dôme-et-bassin aplaties caractérisent le champ de déformation régional, les roches supracrustales se trouvant exclusivement en position de bassin ;
- les trajectoires de la foliation régionale sont parallèles au contact entre les roches supracrustales et les granitoïdes ;
- les points triples de trajectoires de foliation coïncident avec des zones à fabriques constrictives alors que les enveloppes de dômes sont caractérisées par des fabriques de type LS ;
- au niveau des enveloppes des dômes, les critères cinématiques traduisent un déplacement systématique vers le bas des roches supracrustales par rapport aux granitoïdes ;
- des zones de cisaillement transcurrentes dextres d'orientation N20° affectent les roches supracrustales.

Interprétation - discussion

L'intégration des données concernant les trajectoires de déformation, la variation spatiale de la forme de l'ellipsoïde de la déformation et la cinématique associée permet de proposer un schéma tectonique pour ces deux provinces. L'ensemble des données structurales est compatible avec le développement d'instabilités gravitaires interférant avec un champ de déformation régionale en raccourcissement et des zones de cisaillement transcurrentes. L'hypothèse d'une origine gravitaire des dômes du Tasiast avait déjà été proposée par Bronner (1981) par analogie avec les champs de déformation documentés dans la région du Tiris (Bronner, 1992). Cette dynamique implique l'ascension verticale de dômes granitogneissiques diapiriques à l'intérieur des roches supracrustales et un mouvement relatif descendant de ces dernières. D'un point de vue cinématique, les zones de

cisaillement sont compatibles avec le raccourcissement régional E-W. Le fait que certaines structures décrochantes soient sécantes sur la foliation régionale (notamment au sud de Khneifissat, Fig. III-11b et III-11c) implique que le fonctionnement des cisaillements a continué après l'acquisition de la structure en dôme-et-bassin. Il n'est pas possible de savoir si les cisaillements transcurrents ont été initiés pendant ou après la mise en place des dômes. Les décrochements sont donc syn- à post-cinématiques des déformations gravitaires diapiriques.

Dans ces champs de déformation diapirique, les différents points triples de foliation constituent des figures d'interférence de plusieurs types. Les points triples situés aux terminaisons des dômes de Khneifissat, d'Aoueuoua et de Tingernich (Fig. III-11 et III-17a) résultent de l'interférence entre le gonflement des dômes induisant un aplatissement concentrique à leurs limites et le champ de déformation régional induisant un raccourcissement E-W (voir, Brun et Pons, 1981; Bouhallier et al., 1995). Le point triple situé à l'intérieur du dôme de Khneifissat peut être interprété comme le résultat de la dynamique interne du dôme liée à son ascension et à son gonflement (Dixon, 1975 ; Bouhallier et al., 1995). Mais la structure interne du dôme de Khneifissat peut également avoir été générée par un phénomène de polydiapirisme (Stephansson, 1975 ; Collins, 1989 ; Weinberg et Schmelling, 1992). En effet, ce dôme peut avoir une structure composite, c'est-à-dire qu'il peut être constitué de plusieurs dômes. Le point triple serait alors une conséquence de l'interférence entre les différents sous-dômes (Fig. III-16). Dans l'interprétation retenue, les synformes sont considérées comme les racines de deux sous-dômes déversés vers le centre du dôme principal interférant au niveau de leurs "têtes plongeantes" (Fig. III-16). Le point triple situé entre les deux dômes de la région de Tingernich et celui de N'Daouas (Fig. III-11b) pourraient résulter de l'interférence entre trois dômes (Brun et al., 1981 ; Bouhallier et al., 1995) ou de l'interférence entre le gonflement de deux dômes et le champ de déformation régional. Dans le Tasiast, le niveau d'érosion donne accès à la partie sommitale des dômes, alors que dans le Tijirit, le niveau structural de l'affleurement semble être plus profond. En effet, les contacts chevauchants des dômes sur les roches supracrustales suggèrent que le niveau d'érosion correspond à une section horizontale à travers une partie plus profonde du champ de structures diapiriques (Fig. III-17). Sur la figure III-17d, l'amorce en profondeur d'une synforme de roches supracrustales correspondrait au fait que l'on se rapproche de la zone source des diapirs. La structure de Tijraj (Fig. III-17d), est interprétée comme la base d'un anti-diapir (sagduction) comparable à celles décrites dans la partie II au chapitre 4.

Les conditions métamorphiques de cet épisode de déformation sont (au moins pour les derniers incréments) celles du faciès schiste vert, puisque ces assemblages sont syn-cinématiques de la déformation diapirique. Comme on l'a vu précédemment, les paragenèses amphibolitiques précoces peuvent être associées à un épisode ancien ou aux premiers stades de l'épisode majeur considéré. Néanmoins, elles correspondent vraisemblablement au climat thermique ayant présidé à la mobilisation des granitoïdes que l'on retrouve actuellement dans les dômes.

Giraudon et al. (1962) avaient interprété les structures en dôme-et-bassin du Tasiast comme des plis. Or, le test structural proposé par Brun (1983b) pour déterminer l'origine des dômes ne permet pas de retenir cette solution. En effet, les plis devraient être associés à une schistosité de plan axial sécante sur l'interface roches vertes / granitoïdes, au moins dans les terminaisons des synformes et des antifformes. Dans ces zones structurales, précisément, les fabriques planaires dans les roches supracrustales et dans les granitoïdes sont parallèles.

On doit toutefois noter que les relations géologiques originelles (antérieure à l'épisode de déformation principal reconnu ici) existant entre les roches supracrustales et les granitogneiss ne peuvent être connues (aucune discordance n'a pu être caractérisée à la base de la série supracrustale par exemple). Toutefois, le fait que l'on observe des faciès de transition entre les granodiorites du dômes de Khneifissat et les roches vertes (gneiss à amphiboles) nous amène à privilégier l'hypothèse d'une mise en place tectonique des granitoïdes des dômes dans la série de roches vertes. Néanmoins, ceci n'exclut pas une histoire tectonique anté-doming pour cette région. Nous ne pouvons en fait discuter que du champ de déformation finie présenté dans le paragraphe précédent.

RÉSULTATS ISOTOPIQUES (Sr-Nd) ET GÉOCHRONOLOGIQUES (U-Pb) PRÉLIMINAIRES

Résultats isotopiques

Une douzaine d'échantillons a fait l'objet d'une analyse isotopique du strontium et du néodyme. Ils sont localisés sur la Fig. III-18. On compte parmi ces échantillons des orthogneiss plus ou moins migmatitiques, récoltés à l'Ouest de la ceinture de Khneifissat, des granodiorites au sens

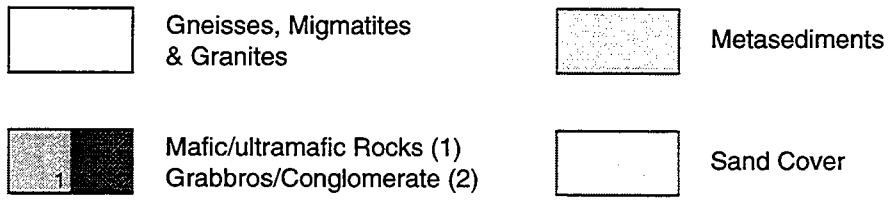
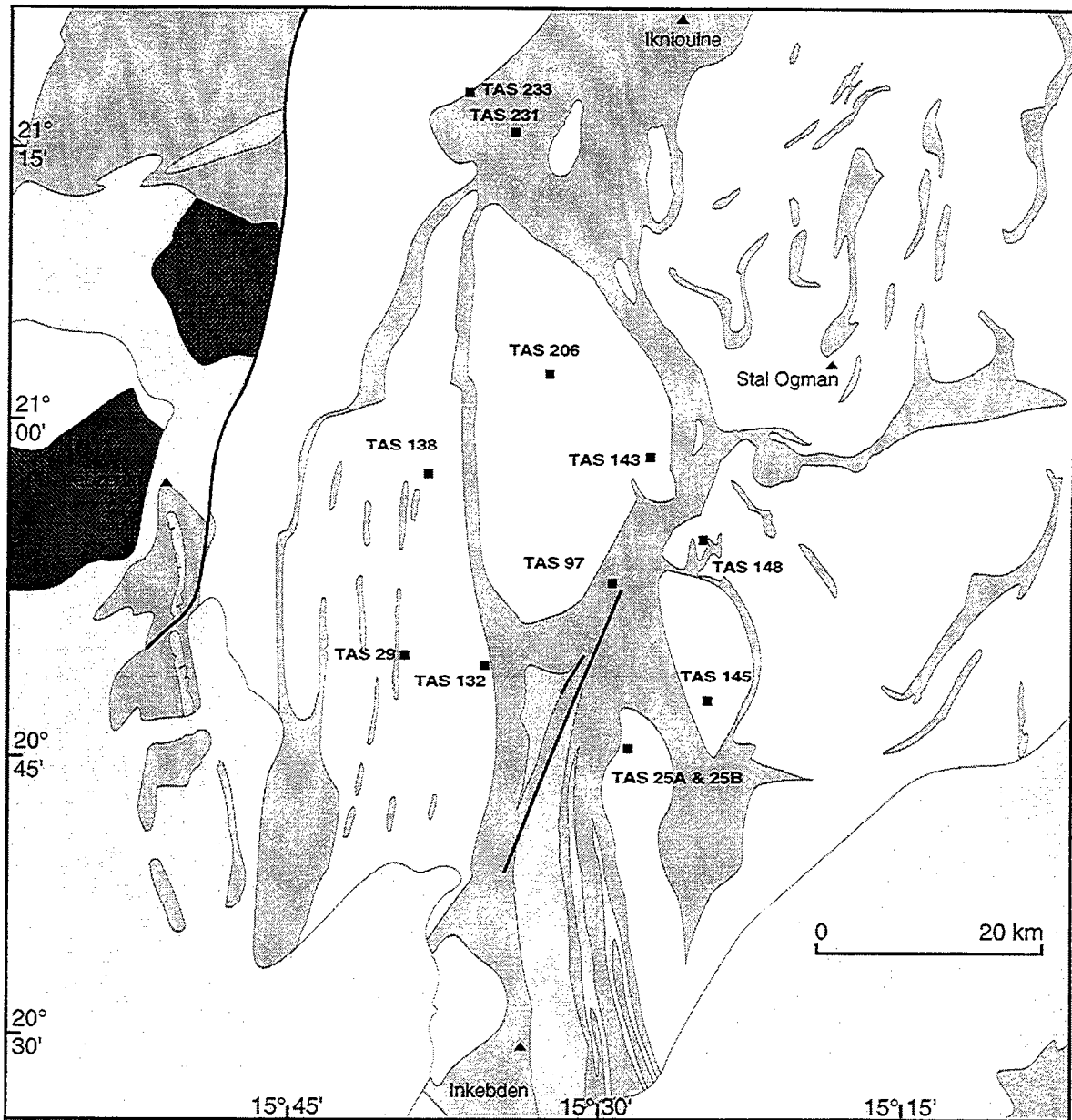


Fig. III-18 : Carte de localisation des échantillons géochronologiques du Tasiast.

Tableau III-2 : Résultats isotopiques (Nd-Sr) sur la région du Tasiast

Echantillon	Analyse	Sm ppm	Nd ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	erreur Epsilon *10 ⁻⁶	Epsilon 0	T DM	Epsilon 2,967
GNEISS									
TAS 25A	12732	1,98	13,01	0,0919	0,510694	8	-37,96	3053	1,72
TAS 29	12734	3,81	30,28	0,0761	0,510360	7	-44,48	3069	1,18
TAS 132	12736	2,27	17,72	0,0775	0,510390	7	-43,89	3068	1,24
TAS 138	12737	1,2	6,06	0,1197	0,511228	7	-27,54	3095	1,61
GRANODIORITES									
TAS 25B	12733	2,04	11,77	0,1047	0,510937	7	-33,22	3073	1,61
TAS 143	12738	2,36	15,55	0,0915	0,510660	8	-38,62	3084	1,21
TAS 145	12739	1,67	9,12	0,1104	0,511055	6	-30,92	3070	1,76
TAS 148	12740	1,66	9,42	0,1067	0,511001	7	-31,97	3041	2,10
TAS 206	12741	2,25	14,36	0,0947	0,510723	7	-37,39	3087	1,22
average/10:								3069	
VOLCANITES / ROCHES VOLCANO-DETRITIQUES									
TAS 97	12735	1,84	13,59	0,0818	0,510490	7	-41,94	3053	1,56
TAS 231	12742	5,94	22,55	0,1592	0,511850	6	-15,41	3604	-1,21
TAS 233	12743	4,23	21,43	0,1193	0,511120	7	-29,65	3253	-0,35

Echantillon	Analyse	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	lo 2.9	lo 2.967	lo 3069
GNEISS								
TAS 25A	12732	44,0	441	0,289	0,713044	5	0,7009	0,7006
TAS 29	12734	73	623	0,340	0,714657	7	0,7004	0,7000
TAS 132	12736	102,49	363	0,818	0,732441	5	0,6981	0,6972
TAS 138	12737	28,1	577	0,141	0,707037	6	0,7011	0,7010
GRANODIORITES								
TAS 25B	12733	52	417	0,360	0,715524	6	0,7004	0,7000
TAS 143	12738	94,6	417	0,658	0,727248	6	0,6996	0,6989
TAS 145	12739	34,8	625	0,161	0,707584	6	0,7008	0,7007
TAS 148	12740	46	551	0,240	0,709814	7	0,6997	0,6995
TAS 206	12741	60,12	465	0,374	0,715313	7	0,6996	0,6992
VOLCANITES / ROCHES VOLCANO-DETRITIQUES								
TAS 97	12735	53,0	111	1,383	0,758362	6	0,7002	0,6988
TAS 231	12742	2	766	0,006	0,703220	7	0,7030	0,7030
TAS 233	12743	1,1	1721	0,002	0,702820	8	0,7027	0,7027

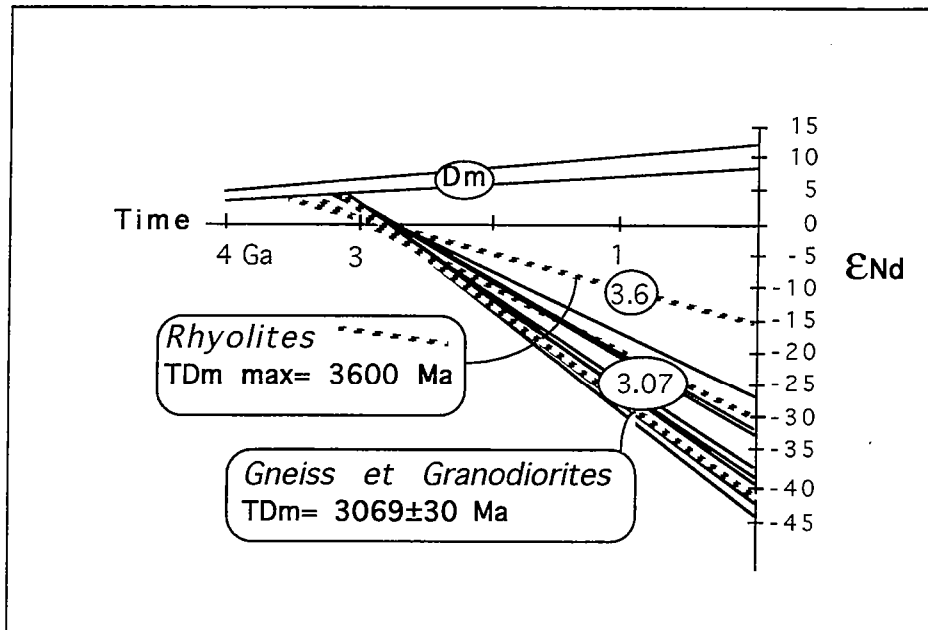


Fig. III-19 : Diagramme d'évolution isotopique du Nd en fonction du temps. Sont reportés les différents échantillons du Tasiast dont la localisation est indiquée figure III-18.

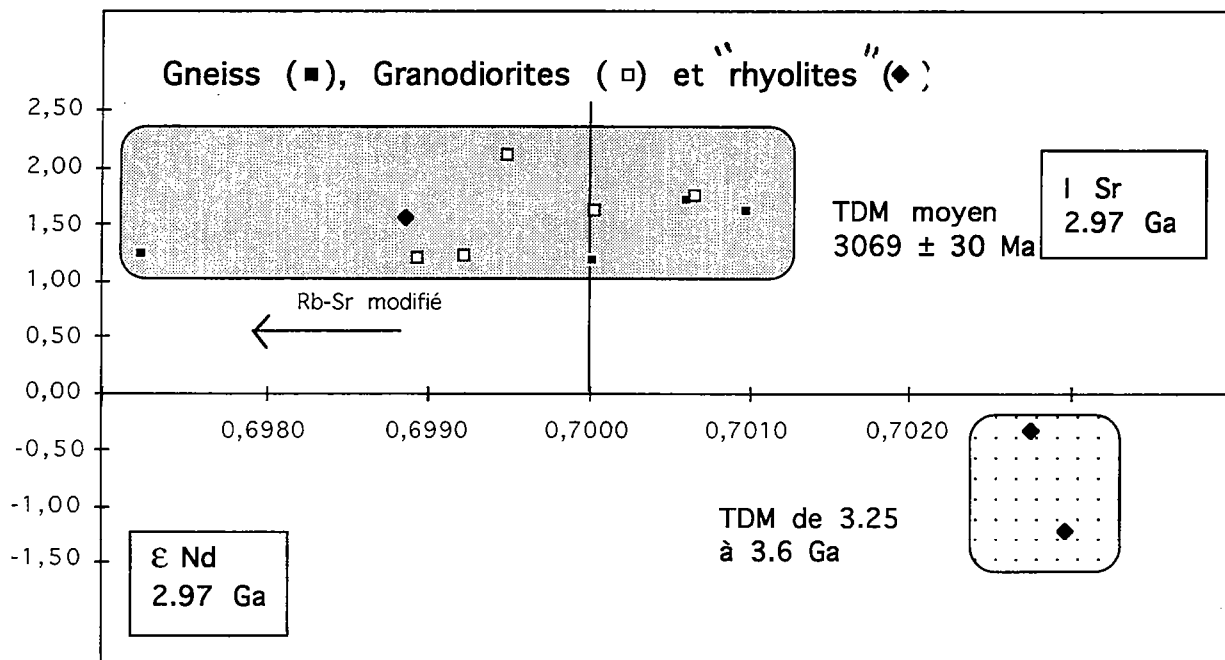


Fig. III-20 : Diagramme représentant la valeur de ϵ_{Nd} en fonction du rapport isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial (I_{0Sr}) pour les échantillons du Tasiast. Ces valeurs sont calculées à -2.97 Ga, qui correspond à l'âge du plus vieux zircon daté (Tableau III-3).

large qui proviennent uniquement des dômes de la zone étudiée ainsi que des roches volcaniques et volcanodétritiques de la ceinture de roches supracrustales (tableau III-2 et III-3).

Les compositions isotopiques en néodyme et strontium des 12 échantillons sont reportées dans le tableau III-2. Les âges modèles Nd (T_{DM}) de ce tableau peuvent être visualisés sur le diagramme d'évolution isotopique du Néodyme de la figure III-19. On remarque deux grands groupes d'âges modèles. Les gneiss et les granodiorites ont tous des âges modèles de l'ordre de 3.05 Ga. La moyenne des 10 échantillons de socle est de $3\,069 \pm 30$ Ma. Une des rhyolites (TAS 97) a un âge modèle comparable à ceux des granitogneiss. Les deux autres échantillons de rhyolites ont des âges de 3.25 et 3.6 Ga.

Sur un diagramme où l'on reporte ϵ_{Nd} en fonction du rapport initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ (I_{Sr}) à la date de -2.97 Ga (Fig. III-20), on distingue deux groupes d'échantillons. Le premier est caractérisé par un ϵ_{Nd} positif (compris entre 1 et 2) et un I_{Sr} relativement bas (0.700 ; 0.701). Toutefois, on note que le système Rb-Sr a dû être modifié après 2.97 Ga puisque l'on observe des rapports I_{Sr} inférieurs à 0.700. Le second groupe est constitué par les deux échantillons de "rhyolite" dont les âges modèles sont anciens (TAS 231 et TAS 233). Ils montrent des ϵ_{Nd} négatifs à 2.97 Ga et des valeurs de I_{Sr} plus élevées (0.702-0.703). Ceci est en accord avec le fait qu'ils aient des précurseurs plus anciens (âges modèles plus vieux). Toutefois, les ϵ_{Nd} négatifs qu'elles présentent ne semblent pas caractéristiques de roches volcaniques acides. Elles représentent probablement des sédiments de la ceinture.

D'un point de vue isotopique, on a donc au moins deux composantes dans la croûte continentale dans la région du Tasiast : une première provenant d'un protolithe extrait du manteau aux alentours de 3.07 Ga et une seconde provenant de précurseurs plus anciens (3.2, 3.6 Ga).

Résultats géochronologiques

Trois échantillons de granitogneiss ont fait l'objet d'une étude géochronologique préliminaire. La méthode utilisée est celle de l'évaporation directe pratiquée sur des zircons ou des minéraux thorifères (allanite ou monazite) (les principes de la méthode sont développés dans l'article de Peucat et al., 1993). Deux des échantillons proviennent des gneiss situés à l'ouest de la ceinture (TAS 29 et TAS 132) et un échantillon provient du dôme de Khneifissat (TAS 143) (Fig. III-18).

Caractères pétrographiques des échantillons - L'échantillon TAS 29 est un orthogneiss trondhjémitique présentant une association à microcline / plagioclase / biotite \pm mirméckite / sphène / apatite / pistachite / (\pm allanite?). Le microcline néoformé (sans doute à partir d'anciens Feldspaths potassiques) et la cristallisation de mirméckite aux contacts entre le plagioclase et le feldspath potassique traduisent des conditions de métamorphisme supérieures à 500 °C. L'altération de l'échantillon (attestée par la teinte verte des biotites, résultant de leur perte de titane) est peu importante (la quantité d'épidote est très faible).

L'échantillon TAS 132 est un orthogneiss de type TTG. C'est une roche plus potassique que TAS 29 ayant subi une altération de bas grade plus importante. En effet, on observe de la séricite et de la muscovite symplectitique ainsi que des épidotes alumineuses. Les biotites sont également vertes.

L'échantillon TAS 143 a une composition granodioritique à tonalitique et une texture magmatique. L'échantillon est encore plus altéré que les deux précédents. La muscovite est abondante et la séricite se développe aux dépens du plagioclase. On remarque l'occurrence de sphène et d'allanite en lame mince.

En résumé, ces trois échantillons ont des compositions de TTG. Ils ont subi un métamorphisme important (attesté par le développement de microcline et de mirméckite) et une altération de bas grade (essentiellement pour le gneiss TAS 132 situé à proximité du contact avec la ceinture volcanosédimentaire). La granodiorite du dôme de Khneifissat (TAS 143) est extrêmement altérée.

Résultats géochronologiques - La synthèse des résultats est présentée dans le tableau III-3. Les zircons des gneiss (TAS 29, TAS 132) donnent des âges de l'ordre de 2.9-3.0 Ga ainsi que des âges plus récents pour les premiers paliers de température (de l'ordre de 2.66 Ga). Les minéraux thorifères de ces mêmes gneiss donnent des âges allant de 2.85 à 2.92 Ga, alors que les zircons du dôme de Khneifissat (TAS 143) montrent une gamme d'âges de 2.7 à 2.9 Ga.

Tableau III-3 : Résultats U-Pb sur la région du Tasiast

Echantillon	n ratios	Step Ampère	206Pb/204Pb ± 1 to 2% *jumping mode	208Pb/206Pb measured	207Pb/206Pb measured	erreur 2 sig m x 10-5	207Pb/206Pb corrected	Age 207/206 Ma	erreur totale 1 sigma
TAS 132 GNEISS GRANODIORITIQUE A TRONDHJÉMITIQUE									
zircon 1	40	2,6	768		0,19660	16	0,1808	2660	4
	100	2,8	2478	0,1810	0,21159	65	0,2071	2883	5
	20	3,2*	1920		0,22396	35	0,2181	2967	6
zircon 2	20	2,6*	342		0,20906	107	0,1734	2591	22
	100	2,8	3025	0,1587	0,20240	9	0,1985	2814	4
	100	3,1	16815	0,2002	0,21140	23	0,2107	2911	9
TAS 132									
Mineral Thorifère 1	100	2,4	9943	9,065	0,20917	7	0,2082	2892	3
	60	2,7	6709	17,293	0,21331	28	0,2116	2918	7
Mineral Thorifère 2	40	2,4	1193	8,216	0,21464	18	0,2048	2865	5
	80	2,6	2676	10,279	0,21259	19	0,2082	2892	4
	80	2,6	3742	10,715	0,21245	5	0,2093	2900	2
Mineral Thorifère 3	8	2,4	2748	nd	0,21100	20	0,2067	2880	3
	100	2,7	11749	9,814	0,20951	8	0,2085	2894	3
TAS 29 GNEISS TRONDHJÉMITIQUE									
Mineral Thorifère	40	2,4	1459	9,411	0,21151	31	0,2031	2854	5
	120	2,7	14782	10,128	0,20547	19	0,2047	2864	8
TAS 143 GRANODIORITE/TONALITE									
zircons1	100	2,6	2765	0,0972	0,19712	18	0,1930	2768	8
	80	2,8	10502	0,1057	0,20753	47	0,2067	2880	16
zircon 2		2,8							
	20	a	20836	0,1048	0,21376	33	0,2340	2932	6
	20	f	5896	0,0791	0,20922	18	0,2092	2886	3
zircon 3		2,6	rien						
	60	2,8	439	0,1687	0,18416	46	0,1559	2412	19
	80	3,1	1026	0,0892	0,20030	38	0,1886	2730	15

Interprétation - discussion

Magmatisme - Les gneiss tonalitiques et trondjhémiques sont issus d'un épisode magmatique autour de 3.0 Ga s.l. La mise en place de ces magmas est donc comprise entre 2.97 (âge du plus vieux zircon qu'ils contiennent) et 3.07 Ga (leur âge modèle néodyme). Les protolithes de ces magmas ont donc eu un temps de résidence crustal très court, ce qui permet de considérer ces TTG comme des magmas juvéniles. Dans le cas où les zircons des gneiss seraient hérités (contamination crustale), la mise en place magmatique des gneiss serait comprise entre 2.918 (âge du plus ancien minéral thorifère) et 3.07 Ga. En ce qui concerne la granodiorite du dôme, elle a un âge de mise en place comparable à ceux des minéraux thorifères des gneiss (environ 2.9 Ga) mais certains paliers zircons se sont révélés plus jeunes (2.7, 2.6, 2.4 Ga).

Métamorphisme - Les conditions du métamorphisme syncinématique des gneiss TTG sont probablement dans le champ du faciès amphibolite pour des températures de l'ordre de 500°C (attesté par le développement de la mirméckite). Les gneiss sont également affectés par un métamorphisme de bas grade (schiste vert) ainsi que par des phénomènes hydrothermaux. Ces observations sont comparables à celles faites dans la ceinture où les paragenèses amphibolitiques anciennes sont déstabilisées dans les conditions syn à post-cinématiques du faciès schiste vert, avec des circulations hydrothermales importantes. Les phénomènes de *resetting* observés pour les âges des zircons (autour de 2.7, 2.6 et 2.4 Ga) sont certainement dus aux épisodes thermiques cités plus hauts. De plus, la forte perturbation du système Rb-Sr (Fig. III-20) est confirmée par une errorchrone à 2.7 Ga (construite avec 8 des échantillons étudiés, pour un MSWD de 6). Ces observations ne permettent pas de dater le métamorphisme régional du Tasiast. Toutefois, cet épisode thermique est enregistré par les systèmes isotopiques. La gamme d'âge que l'on peut donner pour ce dernier va de 2.4 à 2.7 Ga. Le travail de datation Rb-Sr sur muscovites actuellement en cours devrait permettre de mieux cerner l'âge de l'épisode amphibolitique.

Déformation - Les résultats obtenus ne permettent pas de contraindre l'âge de la formation des dômes. Le fait que la foliation du dôme de Khneifissat soit de type magmatique laisserait supposer que la formation des dômes soit synchrone de l'épisode magmatique ayant formé les granodiorites. Mais il faut rester prudent quant à l'interprétation des âges sur zircon en terme de déformation (voir le chapitre précédant). On peut seulement affirmer que la formation du dôme de Khneifissat est postérieure à 2.93 Ga (âge du plus vieux zircon de la granodiorite du dôme).

COMPARAISON AVEC LES TERRAINS DE HAUT GRADE DE L'AMSAGA

La province l'Amsaga a fait l'objet d'une étude pluridisciplinaire récente (Potrel, 1994). Les travaux antérieurs utilisés sont ceux de Barrère (1967), de Auvray et al. (1992) et de Bronner (1992). Ce sont les résultats essentiels du travail de Potrel qui sont synthétisés dans ce qui suit, afin d'être comparés aux résultats obtenus sur la province du Tasiast.

Résumé de l'évolution structurale de l'Amsaga (d'après Potrel, 1994)

Dans le socle, en plus des orthogneiss migmatitiques reconnus dans le Tasiast, on reconnaît des orthogneiss charnokitiques. Les roches supracrustales sont essentiellement des leptynites et des métagrauwakes (Fig. III-21). Les résultats géochronologiques et isotopiques font apparaître plusieurs périodes de mise en place de magmas juvéniles dans cette région : 3.5, 3.0 et 2.8 Ga. Le dernier épisode de croissance crustal se produit autour de 2.74-2.7 Ga. Le plus vieux gneiss daté par Potrel a un âge zircon de 3.5 Ga et un âge modèle Nd de 3.6 Ga (Potrel et al., 1995). Les autres orthogneiss ont des âges de 2.8-2.9 Ga pour des âges modèle de l'ordre de 3.05 Ga. Les charnokites ont des âges U-Pb et Pb-Pb de l'ordre de 2.9-3.0 Ga avec des âges modèles Nd très proches de leurs âges magmatiques.

La structure de l'Amsaga est caractérisée par une foliation régionale à fort pendage orientée NNE-SSW et un réseau de zones de cisaillement décrochantes compatible avec un raccourcissement régional NW-SE (Fig. 12b). Les ceintures de roches basiques qui sont parallèles à la foliation régionale ont été étirées et boudinées. Les structures en dôme-et bassin ne sont pas reconnaissables dans l'Amsaga mais le champ de déformation finie peut être interprété comme le résultat d'un seul épisode de déformation progressive. Les conditions P-T de cet épisode de déformation majeur sont celles du faciès granulite (800°C/5 Kbar) qui a eu une ampleur régionale. Les rétro-morphoses de type schiste vert ainsi que des altérations hydrothermales de bas grade se sont produites à la fin de l'épisode de déformation.

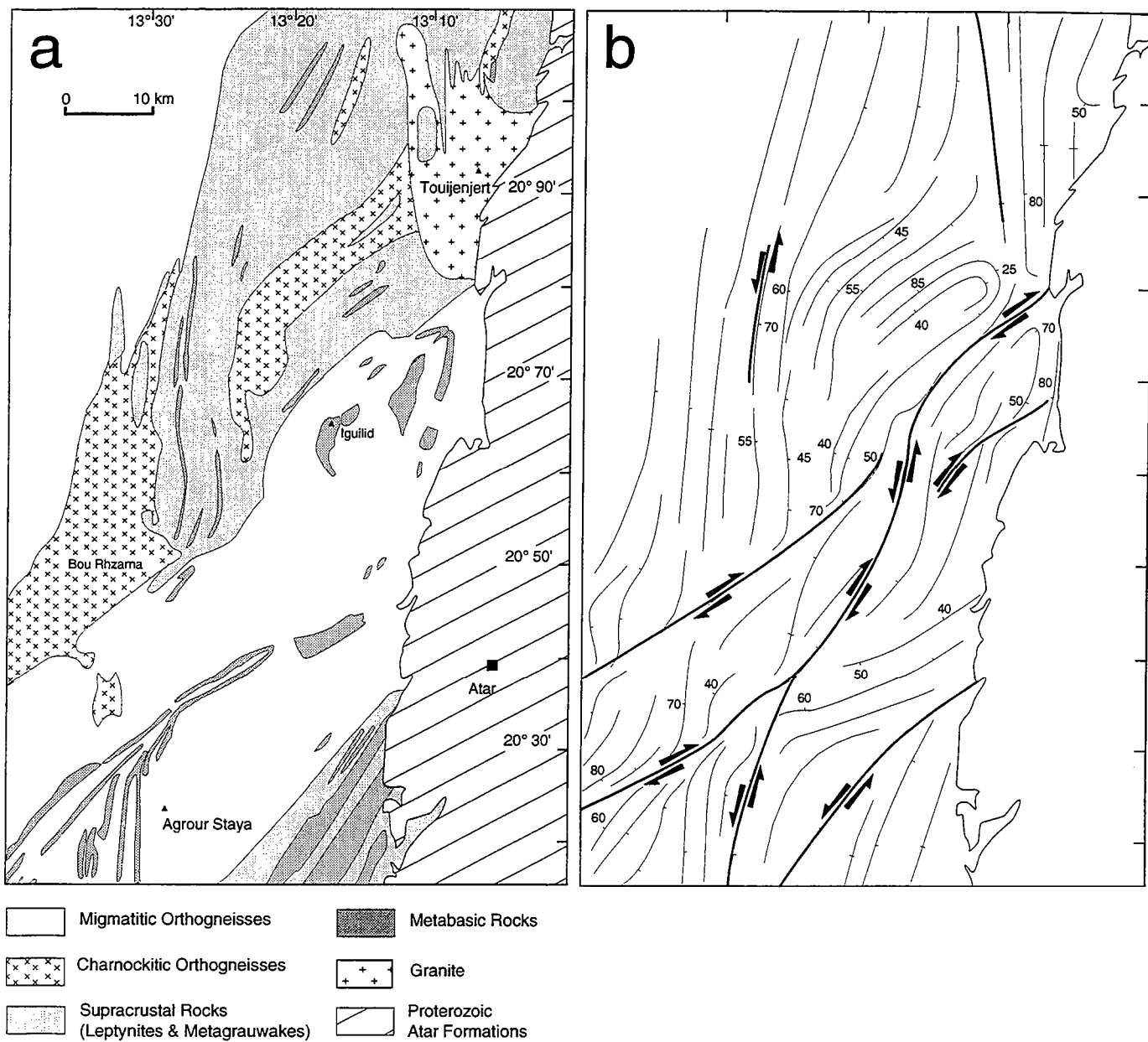


Fig. III-21 : (a) Carte géologique de l'Amsaga (d'après Potrel, 1994, modifiée). (b) Schéma structural (basé sur les mesures reportées par Potrel (1994) et Barrère (1967) ainsi que sur la carte cinématique de Potrel) (localisation sur la Fig. III-9).

L'âge de l'épisode de déformation granulitique est contraint par l'âge du granite de Touijenjert (Fig. III-21). Ce massif est considéré comme syn- à post-cinématique et a été daté à 2726 ± 7 Ma (datation SHRIMP). La mise en place d'un massif gabbroïque anté-tectonique (el Azib) a été datée à 2.74 Ga (Fig. III-21). Un autre corps gabbroïque syn à tardi-tectonique a été daté à 2.7 Ga. L'épisode granulitique se situe donc entre 2.74 et 2.7 Ga.

Comparaison avec le Tasiast

Les âges obtenus sur l'Amsaga sont compatibles avec ceux obtenus dans le Tasiast. Mais l'épisode magmatique ancien (3.5 Ga) de l'Amsaga n'est pas reconnu dans le Tasiast. Toutefois, les plus vieux gneiss de l'Amsaga ont des âges modèles comparables à celui de l'échantillon TAS 231 de la ceinture du Tasiast. Les protolithes les plus anciens de l'Amsaga et du Tasiast ont donc des "âges d'extraction du manteau" comparables. Les roches supracrustales pourraient être issues de sources comparables en âge avec celles que l'on trouve à l'affleurement dans l'Amsaga. L'épisode important de mise en place de magmas juvéniles autour de 3.0 Ga, reconnu dans l'Amsaga, pourrait également être identifié et dans le Tasiast. Les épisodes thermiques autour de 2.4 et surtout 2.7 s'expriment aussi bien dans le Tasiast que dans l'Amsaga.

Les âges autour de 2.7 Ga dans l'Amsaga traduisent une extraction de magmas juvéniles (attestée par la mise en place de massifs gabbroïques) mais aussi un début de recyclage crustal comme l'atteste le granite de Touijenjert (Potrel, 1994). Dans le Tasiast, la mise en place de matériaux juvéniles semble être stoppée à 2.9 Ga et les âges plus récents sont vraisemblablement dus à une réouverture partielle des systèmes isotopiques.

Compatibilité structurale et temporelle à l'échelle de la partie méridionale de la Dorsale archéenne

Les trajectoires structurales du Tasiast, du Tijirit et de l'Amsaga sont compatibles en direction (Fig. 2). Elles traduisent un raccourcissement régional NE-SE à WNW-ESE. Les zones de cisaillement dextres reconnues dans les trois régions sont également parallèles. Dans l'Amsaga, ces zones de cisaillement sont syn-granulitiques et fonctionnent à 2.7 Ga. Dans le Tasiast, les décrochements sont syn à post-diapiriques. Si ces cisaillements sont synchrones à l'échelle régionale, l'épisode de déformation diapirique pourrait avoir eu lieu autour de 2.7 Ga, lors de l'épisode granulitique. Toutefois, aucune donnée géochronologique ne permet de caler plus précisément cet épisode dans le temps pour le cas du Tasiast.

Les trajectoires structurales du Tiris (orientées au NW, Fig. III-9) ne sont pas compatibles avec celles de la partie méridionale de la Dorsale. L'aplatissement régional dans le Tiris est parallèle à la chaîne des Sfariat qui constitue la suture entre les Dorsales archéenne et protérozoïque (Bronner, 1992). C'est pourquoi l'épisode de raccourcissement des structures en dôme-et-bassin de ces terrains de haut grade ne peut être comparé aux structures développées dans le Tasiast, le Tijirit et l'Amsaga (Potrel, 1994). Les zones de bas grade comme les zones granulitiques ont subi le même type de rétro-morphose dans le faciès schiste vert ainsi qu'une altération hydrothermale intense. Les paragenèses hydrothermales et de type schiste vert sont développées pendant ou à la fin de l'épisode de déformation diapirique dans les terrains de bas grade alors qu'elles caractérisent également la fin de la structuration des terrains granulitiques.

L'épisode thermique autour de 2.7 Ga marqué dans le Tasiast est interprété comme étant relié à l'épisode tectonométamorphique granulitique des terrains de l'Amsaga. Les âges de mise en place et les protolithes des orthogneiss du Tasiast et d'une majorité des orthogneiss de l'Amsaga sont identiques. Le protolithe le plus ancien (3.6 Ga) a le même âge dans ces deux portions de croûte.

Les trois parties de la Dorsale (Tasiast, Tijirit, Amsaga) sont interprétées comme représentant les différents niveaux structuraux d'un seul et même bloc crustal ayant subi un basculement tardif. L'absence de discontinuités tectoniques majeures (induisant, par exemple, un saut apparent de métamorphisme) entre ces trois portions et le fait qu'elles soient toutes structurées verticalement renforcent cette hypothèse. La reconnaissance d'un épisode thermique autour de 2.7 Ga aussi bien dans les domaines de haut grade que de bas grade indique que les terrains considérés ont subi la même histoire fini-archéenne.

Remarque - l'absence de donnée géochronologique U-Pb sur les roches effusives de la ceinture de Khneifissat (on n'a pas trouvé de zircon dans les volcanites) ne permet pas d'estimer le contexte géodynamique de cette province avant l'épisode de déformation majeur. Les roches supracrustales pourraient être plus anciennes que les granitogneiss. Elles représenteraient ainsi des roches vertes

primaires issues de la croûte océanique primitive ayant cristallisé à partir d'un manteau appauvri autour de 3.6 Ga. Cette hypothèse devra être testée lors d'une étude géochimique plus poussée.

CONCLUSIONS

L'analyse structurale des terrains de bas grade de la partie méridionale de la Dorsale Reguibat archéenne révèle la présence de structures en dôme-et-bassin aplaties. Ces dernières sont interprétées comme le résultat de l'interaction entre la mise en place de dômes diapiriques de granitoïdes dans des séries de roches vertes et un raccourcissement régional E-W. Les résultats isotopiques préliminaires permettent la mise en évidence d'épisodes de création de croûte à partir d'un protolithe continental issu d'un manteau appauvri autour de 3.0, 3.2 et 3.6 Ga. Les orthogneiss peuvent être considérés comme des magmas de type juvénile alors que les granodiorites des dômes montrent des perturbations isotopiques autour de 2.7 et 2.4 Ga.

La comparaison de ces résultats avec les données disponibles sur les terrains de haut grade (Potrel, 1994) permet de proposer un modèle cohérent à l'échelle de cette portion du craton ouest africain. Les terrains de l'Amsaga sont considérés comme le soubassement des terrains de bas grade. L'hypothèse retenue implique que le diapirisme et le raccourcissement régional soient sub-synchrones de l'épisode granulitique affectant la base de la croûte à 2.7 Ga. Cette portion de la Dorsale Reguibat constitue un exemple intéressant de coupe à travers la croûte continentale archéenne. Le raccourcissement régional (marqué par une foliation à fort pendage) et les zones de cisaillement associées sont compatibles en direction dans les trois provinces de la partie méridionale de la Dorsale. Après une histoire longue (3.5-2.9 Ga) d'épisodes successifs de croissance crustale dont la signature structurale n'est plus identifiable, cette partie du craton a subi un réchauffement régional ainsi qu'une compression ayant induit le raccourcissement de cette portion de croûte continentale.

4 - BILAN ET DISCUSSION

Bilan

Ce travail a permis de mettre en évidence les relations existant entre les différents niveaux structuraux de deux segments de croûte continentale archéenne (le craton de Dharwar et la Dorsale Reguibat occidentale). Dans le craton de Dharwar, ce travail venait compléter les résultats obtenus par Hugues Bouhallier.

L'analyse structurale a montré que les forces de volume ont joué un rôle prépondérant dans la structuration de ces cratons, en interaction avec un champ de déformation régional en raccourcissement. Le développement des instabilités gravitaires dans les niveaux structuraux intermédiaires et superficiels est synchrone de la granulitisation des terrains de la base de croûte. Dans ces deux cratons, aucune structure pouvant contribuer à un épaissement crustal par chevauchement n'a été reconnue. Pourtant, les déformations gravitaires se développent dans un contexte de réchauffement régional. La source de chaleur la plus probable pour l'origine de ces épisodes thermiques est celle d'un plume mantellique ayant interagi avec ces segments de croûte continentale (Potrel, 1994 ; Bouhallier, 1995).

Sur la base des résultats structuraux et d'une étude géochronologique préliminaire, on propose que les terrains affleurant dans la partie méridionale de la Dorsale Reguibat occidentale représentent une coupe oblique de la croûte archéenne du craton ouest africain.

Dans les deux cratons, on remarque qu'il y a un diachronisme important entre les mises en place des magmas juvéniles et leur mobilisation dans les structures en dôme-et-bassin contemporaines du métamorphisme granulitique. Ceci implique que les déformations diapiriques constituent déjà un mécanisme de recyclage de la jeune croûte continentale (voir, par exemple, West, 1980). En général, l'identification d'épisodes de déformation antérieurs aux épisodes diapiriques est très délicate. La caractérisation des mécanismes structuraux de l'accrétion continentale, et plus particulièrement les phénomènes de sous-placcage et d'intra-placcage, devra faire l'objet de recherches futures.

Discussion

A ce stade de l'étude, à la lumière de deux exemples relativement bien documentés que sont l'Abitibi et le craton de Dharwar, il apparaît deux grands modes de déformation dans la croûte archéenne. Au delà des discussions structurales concernant l'origine des structures en dôme-et-bassin (nappes, plis, dômes extensifs, diapiriques etc...), on constate que l'évolution tectonique de l'Abitibi a été essentiellement contrôlée par l'accrétion latérale séquentielle de matériaux juvéniles alors que le craton de Dharwar montre un champ de déformation compatible avec le développement d'instabilités gravitaires en contexte de raccourcissement régional.

Ces considérations feront l'objet d'une analyse dans la synthèse finale du mémoire (page 237). Elles seront développées dans une publication présentée dans l'annexe 1.



PARTIE IV

MODÉLISATION ANALOGIQUE



1 - INTRODUCTION

HYPOTHÈSE DE TRAVAIL

La compatibilité géométrique existant entre les champs de déformation naturels (notamment dans le craton de Dharwar et la Dorsale Reguibat) et les résultats des simulations expérimentales (ou numériques) permet de considérer le développement d'instabilités gravitaires comme étant un processus tectonique de premier ordre dans la structuration de ces cratons (voir parties II et III). Sur la base de cette hypothèse de travail, les questions qui se posent ne sont plus d'ordre géométrique mais mécanique. En effet, les instabilités gravitaires de grande échelle doivent être des indicateurs de la structure thermomécanique de la croûte continentale au moment de leur développement (Brun, 1981).

PROBLÉMATIQUE

Depuis longtemps, les instabilités gravitaires d'échelle crustale ont été modélisées (expérimentalement et numériquement) dans le cadre des systèmes newtoniens isothermes (à l'exception des travaux de West et Mareschal, 1979 et Mareschal et West, 1980). Or, les structures gravitaires de la croûte moyenne et profonde ne peuvent être décrites, d'un point de vue physique, comme des systèmes homogènes isothermes (Brun, 1981; Schmeling, 1988; Talbot et al., 1991). Dans la lithosphère, l'étagement des mécanismes de la déformation exclue toute possibilité d'une homogénéité verticale des rhéologies. Les gradients verticaux de température impliquent, même pour une lithologie donnée, un comportement fragile (déformation discontinue) dans les parties superficielles de l'écorce et un comportement ductile avec une décroissance exponentielle de la viscosité des matériaux à plus grande profondeur. En fait, outre la variabilité de la composition de la lithosphère, les géothermes et/ou leur modification temporaire induisent des variations locales des comportements. Les phénomènes d'écrantage thermique, d'intrusion magmatique, de déformation et de fusion crustale sont les principales causes de perturbations du régime thermique dans la lithosphère et induisent des changements qui peuvent être drastiques dans les propriétés physiques des matériaux lithosphériques : des modifications de la viscosité des matériaux et notamment des phénomènes d'amollissement interviennent alors. Lors des épisodes de croissance crustale et/ou de production de roches vertes, la croûte continentale était soumise à chacun de ces types de sollicitations.

Dans les exemples naturels évoqués, les instabilités gravitaires sont associées à des phénomènes de migmatisation d'ampleur régionale, de mises en place de granitoïdes et de granulitisation dans les parties moyennes et profondes de la croûte. Les structures compressives développées dans les cratons durant l'épisode de déformation gravitaire sont principalement des décrochements associés à un raccourcissement homogène de la croûte. Les épisodes granulitiques ne peuvent donc pas être la conséquence d'une collision continentale (Bouhallier, 1995). L'épaississement crustal associé aux structures décrochantes ne devait pas être important. Il apparaît donc que la structure thermique de la lithosphère archéenne était fortement perturbée lors des épisodes tectonométamorphiques de type gravitaire. Ces constatations doivent avoir des conséquences importantes en termes mécaniques.

Les questions fondamentales concernant l'aspect thermomécanique des déformations gravitaires archéennes peuvent être formulées comme suit :

(1) - *Quelle(s) structure(s) rhéologique(s) lithosphérique(s) permet(tent) le développement d'instabilités dans une croûte gravitairement instable et quelle est l'influence de la stratification rhéologique de la lithosphère sur le développement des instabilités gravitaires d'échelle crustale?*

(2) - *Comment se développent les instabilités gravitaires dans une croûte intégrant un gradient vertical de température? Dans ce cas, quels sont les paramètres thermomécaniques permettant de décrire la dynamique des instabilités?*

(3) - *Le développement d'instabilités gravitaires implique-t'il une structure thermomécanique particulière de la lithosphère archéenne pendant ces épisodes thermiques régionaux?*

C'est au moyen de la modélisation expérimentale que l'on se propose de répondre à ces questions. On présente dans cette partie du mémoire des expériences dimensionnées par rapport au cas naturel permettant le développement d'instabilités gravitaires dans des milieux soumis à un gradient vertical de température.

PLAN DE LA PARTIE IV

Dans le chapitre 2, on présente les bases théoriques de la mécanique des instabilités gravitaires. Le dimensionnement des expériences par rapport au cas naturel est décrit dans le chapitre 3. Dans le chapitre 4, on présente et on discute les résultats d'une série d'expériences préliminaires réalisées dans des conditions isothermes. Dans le chapitre 5, les expériences thermiques sont présentées. Le chapitre 6 constitue une synthèse des résultats expérimentaux.

2 - LA MÉCANIQUE DES INSTABILITÉS GRAVITAIRES

Avant de présenter les expériences analogiques réalisées pour le présent travail, on décrit les formulations mécaniques des phénomènes d'instabilités gravitaires. Les aspects structuraux et cinématiques des instabilités gravitaires de type diapirique ont été traités dans les parties II et III.

INTRODUCTION

Dans la Terre, pour des taux de déformation "géologiques" (de l'ordre de 10^{-14} à 10^{-16} s^{-1}), de nombreuses enveloppes telles que le manteau ou la croûte continentale inférieure peuvent être considérées comme des fluides. De même, sur une échelle de temps plus courte, les magmas, les sédiments gorgés d'eau ou encore les roches évaporitiques peuvent avoir un comportement comparable. A la suite de processus tectoniques, magmatiques ou thermiques, la répartition des densités peut être modifiée. Les systèmes considérés deviennent alors *gravitairement instables*.

DÉFINITION

A l'équilibre, dans un milieu stratifié composé de fluides newtoniens soumis au champ de pesanteur, les gradients de densité sont verticaux et dirigés vers le haut. Si la stratification du milieu est modifiée (par inversion de densité par exemple), le gradient de densité sera de sens opposé, au moins localement. Le système devenu instable va tendre alors à rétablir un gradient normal de densité. Le rééquilibrage s'initie par l'amplification d'instabilités mécaniques périodiques au niveau des interfaces instables (marquées par un gradient inverse de densité). Ce phénomène est connu sous le nom d'instabilités de Rayleigh-Taylor. Le développement d'une instabilité se fait en trois stades : l'initiation, l'amplification et l'amortissement.

FORMULATION MATHÉMATIQUE : LA THÉORIE DE RAMBERG

Principes

Ramberg a proposé une formulation mathématique du développement des instabilités gravitaires. Elle permet d'obtenir des solutions analytiques pour les lois reliant l'amplitude des instabilités au temps. Cette analyse est décrite en détail dans son ouvrage de 1967, réédité en 1981.

La formulation est valable en deux dimensions et s'applique pour des couches fluides à rhéologie newtonienne et de longueur infinie. La déformation des interfaces instables (entre ces milieux de densités différentes) est considérée comme la superposition de plusieurs modes, se développant à partir des hétérogénéités initiales des interfaces. Ces interfaces sont supposées contenir un large spectre de longueurs d'onde de perturbations d'amplitude infinitésimale. Un des modes sera dominant et déterminera la longueur d'onde privilégiée de l'instabilité gravitaire. Cette simplification est possible dans le cas où les amplitudes des instabilités sont petites c'est à dire inférieures à 10 fois l'amplitude de la perturbation initiale (on peut ainsi linéariser les équations d'amplification). Cette condition constitue le postulat d'application de la méthode.

Développement mathématique

Si l'on considère un système de $(n+1)$ couches de densité ρ_i , d'épaisseur h_i et de viscosité μ_i , numérotées du haut vers le bas, l'évolution de l'amplitude d'une perturbation initiale, pour une longueur d'onde donnée, s'écrit :

$$\bar{y}_j = \bar{y}_j^0 \exp(K_j q_1 t) \quad (2)$$

où \bar{y}_j et \bar{y}_j^0 sont respectivement l'amplitude au temps t et l'amplitude initiale de la perturbation.

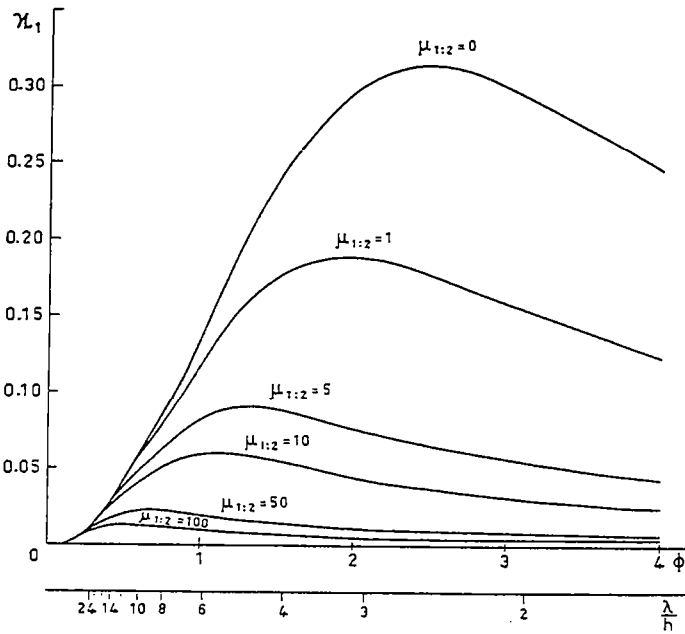


Fig. IV-1 : Représentation du facteur d'amplification K en fonction de la longueur d'onde λ des instabilités gravitaires susceptibles de se développer dans le cas d'un modèle bicouche, pour différents contrastes de viscosité entre les deux milieux ($\Phi = 2\pi/\lambda$). Les maxima déterminent les longueurs d'onde caractéristiques ou dominantes qui pourront être amplifiées de manière significative (Ramberg, 1981).

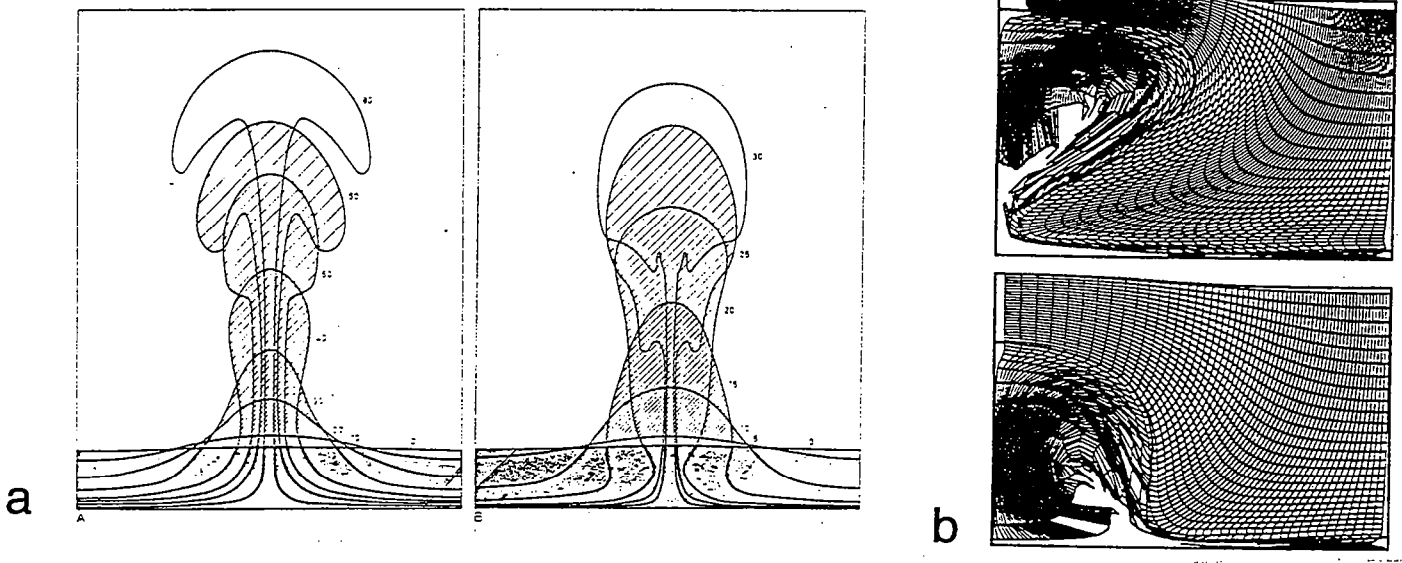


Fig. IV-2 : Exemples de modélisations numériques de type éléments finis. (a) - Stades successifs (labellés en secondes) de l'évolution d'une instabilité gravitaire pour un modèle bicouche obtenu avec la méthode des éléments finis (Berner et al., 1972). Les deux modèles sont identiques, seules les conditions aux limites changent. En A, la limite supérieure du modèle est une surface libre (contrainte nulle) alors qu'en B elle est rigide (vitesse nulle). On constate des différences importantes dans la forme et le taux d'amplification des instabilités. (b) - simulation de Poliakov and Podladchikov, 1992.

K_i est le taux d'amplification de la perturbation et q_i est défini comme suit :

$$q_i = \frac{\rho_i - \rho_{i+1}}{2\mu_{i+1}} \cdot h_{i+1} \cdot g \text{ avec } i = 1, 2, \dots, n \quad (3)$$

K_i peut être défini sous forme matricielle :

$$[K][y] = \left[K_{ji} \frac{q_i}{q_1} \right] [y_i] \quad (4)$$

où les éléments K_{ij} sont des fonctions de μ_i , μ_j , h_i , h_j et de la longueur d'onde λ . Les paramètres K_i sont les n valeurs propres de la matrice $\left[K_{ij} \frac{q_i}{q_1} \right]$, les éléments y_i étant les vecteurs propres correspondants.

La vitesse d'amplification est donnée par :

$$\frac{\bar{v}_j}{\bar{y}_j} = \frac{1}{\bar{y}_j} \frac{\partial \bar{y}_j}{\partial t} = K_j q_i \quad (5)$$

La valeur propre K_j maximale qui permettra d'obtenir la valeur maximale du terme $\exp(K_j q_i t)$ déterminera le mode lié à la longueur d'onde dite dominante (ou caractéristique) du système (Fig. IV-1). On peut définir pour chaque mode un temps caractéristique de développement de l'instabilité. Il représente la durée nécessaire à l'amplification de la perturbation initiale d'un facteur e :

$$\tau_g = \frac{1}{K_j q_i} \quad (6)$$

Par une diagonalisation de matrice, on peut donc obtenir de façon analytique, pour un multicouche donné, la longueur d'onde caractéristique, le taux d'amplification ainsi que le temps caractéristique du mode qui sera préférentiellement amplifié par la couche instable. Un programme développé par Jean de Bremond d'Ars (1990), permet d'obtenir ces paramètres pour n'importe quel modèle.

LES MÉTHODES D'INVESTIGATION DU DÉVELOPPEMENT DES INSTABILITÉS

Puisque l'analyse de Ramberg n'est valable que pour les faibles amplitudes (stades d'initiation), l'investigation du développement des instabilités à long terme (dans les stades d'amplification et d'amortissement) est permise par l'utilisation des méthodes de modélisation expérimentale et numérique.

Les simulations numériques de type éléments finis sont essentiellement bidimensionnelles (Berner et al., 1972). Elles permettent principalement de tester les effets des conditions limites particulières du type "bord fixe" (vitesse nulle) ou contrainte nulle (Fig. IV-2) et de comprendre le contrôle exercé par ces dernières sur l'amplification et la forme des instabilités, en fonction des paramètres des modèles que sont ρ_i , h_i et μ_i (Fig. IV-3) (Berner et al., 1972; Woidt, 1978; Mareschal et West, 1980; Schmeling, 1987; Van Berkel, 1988; Poliakov and Podladchikov, 1992; Weinberg et Schmeling, 1992). En général, ce sont des modèles bicouches qui furent testés de façon systématique. Le plus souvent, une perturbation initiale est introduite afin d'engendrer et de suivre le développement d'une seule instabilité. C'est ce qui constitue l'inconvénient majeur de ce type d'approche. Pour des raisons de capacité de calcul, les simulations en 3 dimensions sont encore trop peu nombreuses et ne permettent pas de modéliser des interactions entre les différentes instabilités développées.

Les tests expérimentaux effectués dans le champ de gravité normal ont été principalement construits avec des solutions sucrées et n'ont pas été dimensionnés par rapport à la nature. Les techniques expérimentales sont en général très puissantes, car elles permettent notamment de visualiser les structures développées en 3 dimensions ainsi que leurs interactions.

Pour un cas donné, les taux d'amplification expérimentaux, numériques et analytiques sont très comparables (Berner et al., 1972). C'est une conséquence directe du postulat de Ramberg (la méthode n'est valide que pour les stades d'initiation) (Fig. IV-4a et IV-b). On note toutefois une certaine variabilité dans les taux d'amplification calculés de façon analytique pour différentes amplitudes de perturbation initiale (qui sont imposées de façon artificielle). Ceci traduit le rôle prépondérant que jouent les hétérogénéités initiales du système gravitairement instable sur l'amplification des instabilités (Talbot, 1977; Schmeling, 1987 et Fig. IV-4).

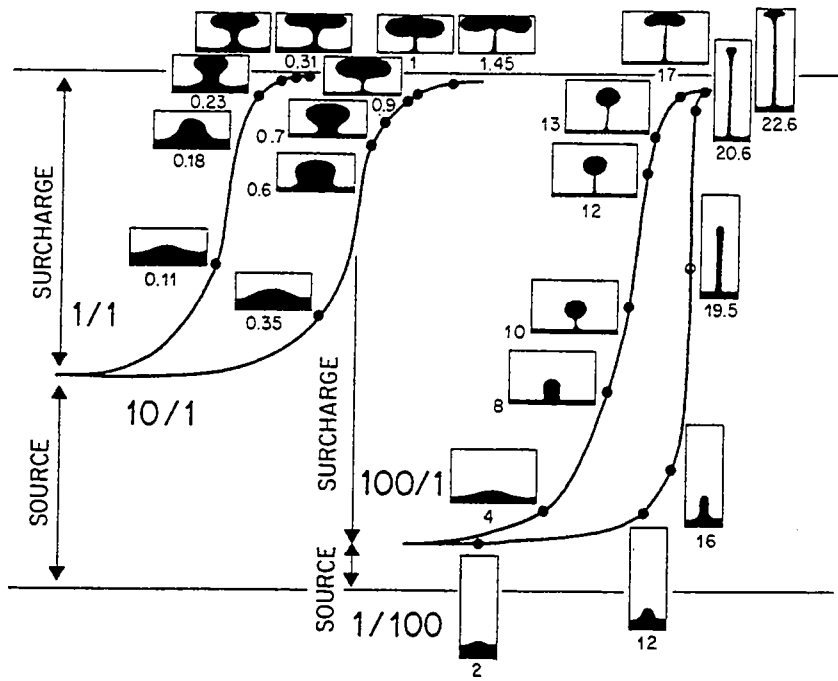


Fig. IV-3 : Compilation des modèles numériques bicouches de Woidt (1978). L'évolution des diapirs est visualisée pour des rapports variables des épaisseurs et des viscosités d'une couche à l'autre (in Brun, 1981).

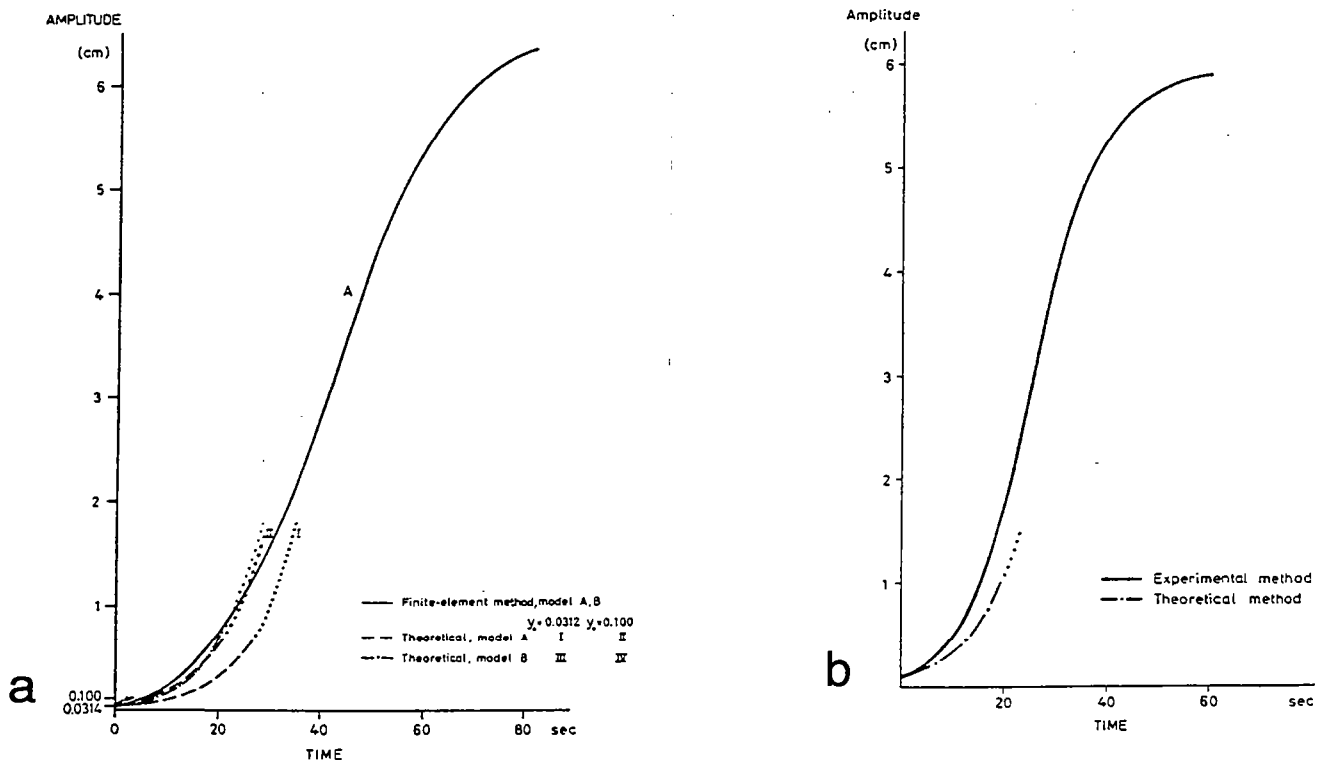


Fig. IV-4 : (a) : évolution de l'amplitude d'une instabilité en fonction du temps pour un modèle donné. La courbe continue correspond à une simulation de type éléments finis et les courbes pointillées au modèle analytique (la courbe I correspond au cas où l'amplitude initiale de la perturbation est de 0.0312 et la courbe II une amplitude initiale de 0.1 (Berner et al., 1972). (b) : comparaison de l'évolution de l'amplitude d'une instabilité pour le même système dans le cas du modèle analytique (trait discontinu) et le cas expérimental (trait continu) (Berner et al., 1972).

3 - LES MATÉRIAUX ANALOGUES ET LE DIMENSIONNEMENT

Dans ce chapitre, on décrit les caractéristiques des matériaux utilisés pour la construction des maquettes de systèmes gravitairement instables. On explique également les bases du dimensionnement qui est la procédure visant à fixer les paramètres des modèles réduits de telle sorte que modèles et systèmes naturels soient similaires d'un point de vue mécanique. Enfin, les dispositifs expérimentaux et les caractéristiques des expériences effectuées pour ce travail sont décrits en détails.

INTRODUCTION

L'analyse de premier ordre des expériences consiste à reconnaître si le développement d'instabilités gravitaires a eu lieu sur la gamme de temps retenue pour le dimensionnement (c'est à dire les règles d'échelle adoptées entre objet naturel et modèle). Via les facteurs du dimensionnement, les échelles de temps des processus naturels correspondants pourront être discutées à un ordre de grandeur près. Ce raisonnement est illustré dans le paragraphe suivant.

Si le temps caractéristique d'un processus tectonique, déterminé de façon théorique (ou expérimentale), s'avère être compatible avec des échelles de temps "géologiquement raisonnables" (Pfiffner et Ramsay, 1982), on peut considérer que ce processus a toutes les chances de se produire sur ces échelles de temps et d'être identifié par l'intermédiaire des structures qu'il pourra engendrer. En revanche, un temps caractéristique trop long par rapport aux échelles de temps naturelles impliquera que les déformations ne pourront pas se produire sur ces gammes de temps. Concrètement, si un temps caractéristique calculé pour la formation d'une structure (une zone de cisaillement d'échelle crustale par exemple) est de 3 Ga, on considère que cette déformation ne peut avoir lieu. Inversement, des temps caractéristiques trop petits (de l'ordre de l'année) pour le développement d'instabilités gravitaires d'échelle crustale par exemple, impliqueraient que l'intégralité de la couche dense soit retournée dans le manteau lithosphérique. Les marqueurs de ce type d'épisode tectonique ne seraient alors plus reconnaissables sur le terrain. En effet, les temps caractéristiques du développement des structures tectoniques d'échelle crustale est de l'ordre de 100 000 ans à 10 Ma (Sleep, 1979; Pfiffner et Ramsay, 1982).

LES MATÉRIAUX ET LEUR RHÉOLOGIE

Afin de simuler les différents niveaux rhéologiques de la lithosphère, on utilise des matériaux ductiles (silicones, miel, résine) et des matériaux à comportement fragile (sables) (Weijermars, 1986a; Davy et Cobbold, 1991).

Les Matériaux à comportement ductile et/ou thermosensible

Les silicones ont une rhéologie newtonienne (la contrainte varie de façon linéaire avec le taux de déformation cisailante appliqué). Leurs caractéristiques ont été décrites en détails par Weijermars (1986a, b et c). Leur viscosité (allant de 10^3 à 10^5 Pa s) est dépendante de la température (Weijermars, 1986a; Nalpas et Brun, 1993). Leurs densités peuvent être modifiées en leur incorporant des particules solides telles que des grains d'hématite par exemple (elles peuvent aller de 1.0 pour les silicones transparentes de type SGM36 (Weijermars, 1986b) à 1.65 pour les silicones les plus chargées). La figure IV-5 représente la courbe température/viscosité obtenue expérimentalement sur une silicone utilisée pour les expériences thermiques.

Le miel, de par sa faible viscosité (20 Pa s) et son importante densité (1.45) constitue un analogue intéressant du manteau supérieur asthénosphérique. La Résine (ou Gum Rosin) est également un matériau newtonien dont les caractéristiques ont été déterminées par Cobbold et Jackson (1992). Sa viscosité est fortement dépendante de sa température. La loi empirique liant la viscosité à la température est de la forme :

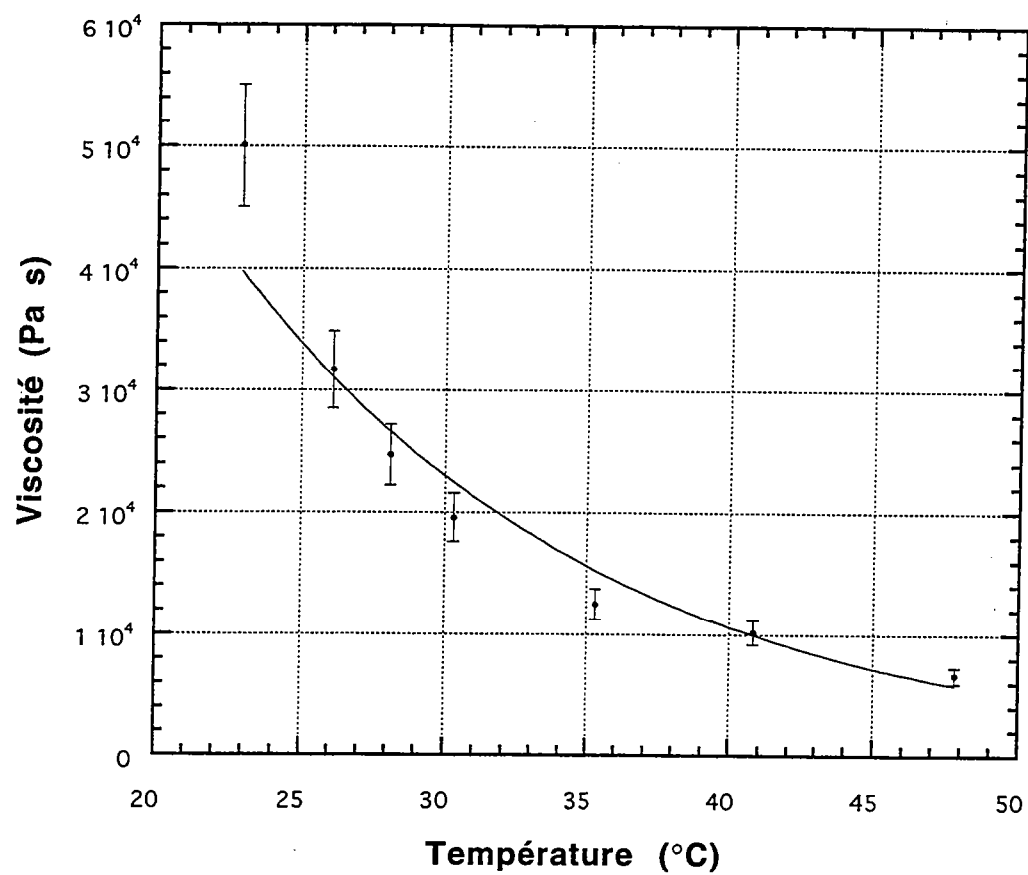


Fig. IV-5 : Courbe viscosité/température pour la silicone utilisée dans les expériences thermiques.

$$\log_{10}(\mu) = -35.685 + \frac{1.331 \cdot 10^4}{T} \quad (7)$$

Ainsi, sur une gamme de température de 40 à 80°C, la viscosité de la résine varie de 10⁷ à 10² Pa s.

Le sable

Le sable de Fontainebleau est un matériau coulombien, dont la cohésion est négligeable. C'est le seul matériau permettant, à l'heure actuelle, de simuler le comportement des parties superficielles de la lithosphère.

DIMENSIONNEMENT

Cas naturels et modèles de lithosphère

Avant de modéliser les déformations gravitaires archéennes, il faut estimer les valeurs des paramètres physiques décrivant les objets géologiques dans leur contexte géodynamique (dimensions, rhéologies, régimes thermiques etc...). Pour la plupart de ces grandeurs physiques, on peut estimer les gammes sur lesquelles elles varient de manière raisonnable. On définit également les dimensions et la géométrie des objets naturels considérés. L'ensemble de ces grandeurs suffit à la description du *modèle naturel* de la lithosphère continentale archéenne.

En considérant les géothermes archéens stables (indépendamment des hypothèses concernant le contexte tectonique du métamorphisme archéen), on prédit des températures supérieures à 800°C au niveau du Moho pour une croûte de 25 à 35 km d'épaisseur (Lambert, 1976; England, 1979, voir partie I, chap. 2). Or, la température au Moho détermine la structure rhéologique de la lithosphère continentale (Ranalli et Murphy, 1987; Davy et Cobbold, 1991). Schématiquement, la lithosphère est, dans le cas considéré (T(Moho) > 800°C), constituée de deux niveaux résistants que sont la croûte supérieure fragile et la croûte inférieure ductile (Davy et Cobbold, 1991). Le manteau lithosphérique présente alors une résistance négligeable par rapport à celle des niveaux crustaux (c'est une lithosphère dite "bicouche"). La modification du régime thermique de cette lithosphère va induire la migration de la zone de transition entre les domaines à comportement fragile et ductile ("l'interface fragile-ductile"). Les résistances relatives des différents niveaux rhéologiques ainsi que la résistance globale de la lithosphère sont ainsi modifiées.

Dans les modèles, la modification des rapports d'épaisseur entre les couches de sable (fragile) et de silicone (ductile) par exemple, permet une simulation grossière de la modification de l'état thermique (et donc rhéologique) du modèle de lithosphère.

Les principes du dimensionnement

Afin que la modélisation de processus tectoniques, au moyen de maquettes, ait un caractère prédictif physiquement significatif, le modèle et le prototype doivent être "similaires" (Ramberg, 1981). Tout d'abord, ils doivent satisfaire à la condition de similitude géométrique. C'est à dire qu'ils soient homothétiques. Chaque longueur du modèle est dimensionnée d'un facteur l_r par rapport à la même longueur dans le prototype (les surfaces et les volumes sont, par conséquent homothétiques). Dans le cadre de notre travail de modélisation, nous avons choisi un rapport l_r de 10⁶ (10 mm dans le modèle représentent 10 km dans la nature). Modèle et prototype doivent être cinématiquement similaires : c'est à dire que, pendant toute l'évolution de la déformation, la similitude géométrique doit être respectée. La similitude dynamique est vérifiée si les deux précédentes sont vérifiées (Ramberg, 1981). Le dimensionnement est l'opération qui vise à calculer les paramètres physiques du modèle, afin que les 3 critères de similitude soient vérifiés.

Pour des systèmes soumis à la seule pesanteur, on peut montrer que, pour des vitesses de déformation géologiques, l'inertie liée aux déplacements gravitaires (diapirisme, étalement...) est négligeable (Weijermars et Schmeling, 1986). Dans ce cas, Weijermars et Schmeling ont montré que la similitude dynamique était vérifiée si la seule similitude géométrique était vérifiée. Même dans le cas de matériaux non newtoniens (pour lesquels la relation contrainte-vitesse de déformation suit une loi de type puissance par exemple), la similitude dynamique est vérifiée si modèles naturels et modèles expérimentaux sont géométriquement et rhéologiquement similaires. La similitude rhéologique est respectée si les courbes contrainte-taux de déformation ont la même forme et la même pente pour le matériau analogue et le matériau naturel.

Analyse dimensionnelle

Dans le cas du fluage gravitaire, le taux de déformation est fixé par la constante de temps visqueuse des matériaux et non par des conditions de convergence ou d'extension imposées aux limites du système comme pour la formation des chevauchements crustaux ou des bassins en extension (déplacements liés à la tectonique des plaques). Le paramètre déterminant du dimensionnement des instabilités gravitaires est t , le temps physique (sans dimension) du développement de ces dernières qui doit être identique dans le cas naturel et dans les expériences (équation 8).

$$t = \frac{t'}{t_0} \quad (8)$$

$$\text{avec} \quad t_0 = \frac{\mu_0}{\rho_0 g_0 h_0} \quad (9)$$

t' est la durée du phénomène de rééquilibrage gravitaire dans le système considéré (le modèle analogique par exemple). t_0 est le temps de référence du même système qui est fonction, en terme de dimension, des paramètres de référence que sont la viscosité (μ_0), la densité (ρ_0), l'accélération de la pesanteur (g_0) et l'épaisseur des couches considérées (h_0) (équation 9).

En appliquant le modèle analytique au prototype naturel, il est possible de calculer t , à partir de t' et des paramètres de référence du modèle naturel; par exemple :

$$\mu_0 = 1.5 \cdot 10^{21} \text{ Pa.s}, \quad \rho_0 = 3000 \text{ kg.m}^{-3}, \quad g_0 = 10 \text{ m.s}^{-2}, \quad h_0 = 10^4 \text{ m} \text{ et } t' = 3.1 \cdot 10^7 \text{ s}$$

Ces paramètres servent à décrire un cas naturel "raisonnable" et permettent de calculer une valeur de t de l'ordre de 100. t' représente dans ce cas le temps caractéristique calculé au moyen de la méthode de Ramberg.

Pour les expériences, les paramètres de référence sont tels que :

$\mu_0 = 10^4 \text{ Pa.s}$, $\rho_0 = 1000 \text{ kg.m}^{-3}$, $g_0 = 10 \text{ m.s}^{-2}$, $h_0 = 10^{-2} \text{ m}$. Il en résulte une valeur de t_0 de 100 s (équation 1). Puisque le temps physique des prototypes naturels et des expériences sont égaux ($t_{\text{expérience}} = t_{\text{théorique}}$), l'équation 1 s'écrit alors :

$$t_{\text{théorique}} = \frac{t'_{\text{exp}}}{t_{0_{\text{exp}}}} = 100 \quad (10)$$

$$\text{donc: } t'_{\text{exp}} = 100 t_{0_{\text{exp}}} = 10 \text{ h} \quad (11)$$

Il en résulte donc un temps phénoménologique de l'ordre de 10 h pour les expériences.

Pour fixer les échelles de temps du cas naturel, on peut utiliser également la loi de Stokes. C'est une équation qui permet d'exprimer la vitesse V d'une sphère rigide (de masse volumique ρ_s et de rayon r) se déplaçant verticalement dans un liquide homogène newtonien (de masse volumique ρ_f et de viscosité η) sous l'effet du contraste de densité existant entre la sphère et le fluide la contenant.

La loi de Stokes s'écrit (voir, par exemple, Turcotte et Schubert, 1982) :

$$V = \frac{2}{9} \frac{(\rho_f - \rho_s) g r^2}{\eta} \quad (12)$$

où g est l'accélération de la pesanteur.

Dans le cas des instabilités gravitaires crustales, la vitesse de remonté des diapirs de granitogneiss à l'intérieur d'une couche de roches vertes peut être calculée en choisissant les paramètres tels que :

$$\rho_f = 3100 \text{ kg m}^{-3}; \quad \rho_s = 2650 \text{ kg m}^{-3}; \quad r = 15 \text{ km} \text{ et } \eta = 10^{21} \text{ Pa s},$$

on obtient :

$$V = 2.25 \cdot 10^{-7} \text{ m s}^{-1} \quad (13)$$

Si l'on considère que le diapir se déplace sur une distance verticale de 15 km, cette vitesse correspond à un taux de déformation $\dot{\epsilon}$ d'une valeur de $1.5 \cdot 10^{-14} \text{ s}^{-1}$, qui se trouve dans la gamme des taux de déformation naturels communément admis pour la lithosphère (Pfiffner et Ramsay, 1982). En divisant la vitesse déduite de la loi de Stokes par la distance de déplacement du diapir, on peut obtenir la valeur de t' , le temps phénoménologique naturel, telle que $t' = 6.66 \cdot 10^{13} \text{ s}$. A partir de l'équation (8), on peut calculer la valeur du temps physique du développement diapirique, en choisissant les valeurs de référence telles que :

$$\mu_0 = 10^{21} \text{Pa.s}, \rho_0 = 3100 \text{ kg.m}^{-3}, g_0 = 10 \text{ m.s}^{-2}, h_0 = 4.10^4 \text{ m et } t' = 6.66 \cdot 10^{13} \text{ s}$$

On obtient :

$$t_{\text{théorique}} = 83$$

Cette valeur est très proche de la valeur théorique calculée avec la méthode de Ramberg qui est de l'ordre de 100. Ainsi, en utilisant de la même façon l'équation (11), on obtient également un temps phénoménologique expérimental de l'ordre de 10 h.

Cette durée correspond approximativement à 1 Ma dans le cas naturel, puisque l'on considère que le développement des structures se fait en 1 à 10 Ma dans la nature. Les expériences (d'une durée de 20 à 70 h pour la plupart) sont donc dimensionnées à un ordre de grandeur près. Un des intérêts majeur des expériences présentées dans cette partie est qu'elles sont dimensionnées par rapport à des systèmes d'échelle crustale ou lithosphérique dans le champ de pesanteur normal, contrairement à la majorité des modèles pratiqués en centrifugeuse (Ramberg, 1967 et 1981; Dixon, 1975; Talbot, 1977; Dixon et Summers; 1983; Weijermars, 1988). La centrifugeuse permet en effet de satisfaire les conditions de similitude en augmentant de façon artificielle la valeur de l'accélération de la pesanteur g . La taille des expériences centrifugées est très réduite (de l'ordre de 10 cm de côté), ce qui rend les effets de bord difficilement maîtrisables (l'épaisseur des modèles n'est pas petite au regard des dimensions de la boîte expérimentale).

Discussion du choix des rhéologies ductiles

Les lois rhéologiques déterminées en laboratoire sur des échantillons naturels ont été extrapolées à l'échelle de la lithosphère (Ranalli, 1995). Or, les vitesses de déformation dans la lithosphère sont très éloignées des conditions expérimentales (Paterson, 1987). A vitesses de déformation rapides (celles du laboratoire), les mécanismes de déformation efficaces sont du type fluage-dislocation (Ranalli, 1995). Ces lois de fluage expérimentales sont en général non newtoniennes, du type loi de puissance (Ranalli et Murphy, 1987; Carter et Tsenn, 1987; Kirby et Kronenberg, 1987). Par conséquent, des expériences analogiques effectuées avec des matériaux newtoniens ne satisferaient pas le critère de similitude rhéologique.

En fait, pour des durées de l'ordre du million d'années (cas naturel), les mécanismes de déformation chimiquement activés (fluage-diffusion) vont devenir très efficaces. Les déformations dans la lithosphère, notamment dans la croûte inférieure et dans la partie mantellique de la lithosphère, sont essentiellement contrôlées par ces mécanismes, qui n'impliquent pas un durcissement important de type loi de puissance (Ranalli, 1995). Ces mécanismes sont efficaces à haute température et sont encore mal connus d'un point de vue expérimental. On doit également noter que de récentes simulations expérimentales (Wang et al., 1994) ont montré la possibilité d'un comportement newtonien dans la croûte inférieure pour certains types de fluage-dislocation.

En tenant compte des grandes incertitudes portant sur les résultats expérimentaux et du fait que les mécanismes de déformation les plus efficaces sont de type newtonien dans la croûte moyenne et profonde, nous pouvons considérer l'utilisation de matériaux newtoniens soumis au seul champ de pesanteur (c'est à dire aux seules forces de volume) comme acceptable.

Tableau IV-1 : Caractéristiques des expériences à charge ductile ou ductile/fragile présentées dans ce chapitre

Expérience	A	B	C	D
Type	U F	L F	L D	U D
Silicone "crustale"				
épaisseur (mm)	30	30	30	30
densité (g.cm ⁻³)	1.3	1.29	1.31	1.31
viscosité (Pa.s)	2.5 .10 ⁴	3.3 .10 ⁴	2.1 .10 ⁴	2.1.10 ⁴
Silicone de la surcharge				
épaisseur (mm)	7	7	7	7
densité (g.cm ⁻³)	1.65	1.65	1.65	1.65
viscosité (Pa.s)	4.4 .10 ⁴	4.4 .10 ⁴	4.4 .10 ⁴	4.4 .10 ⁴
Sable de la surcharge				
épaisseur (mm)	5	5		
densité (g.cm ⁻³)	1.65	1.65		
Durée de l'expérience (h)	94	148	46	51
Temps caractéristique calculé	4.2 heures			2.2 heures
Longueur d'onde calculée	2.4 cm			9.3 cm

U : Expérience à surcharge uniforme; L : Expérience à surcharge locale (disque)
 F : Expérience à croûte sup. fragile; D Expérience sans croûte sup. fragile

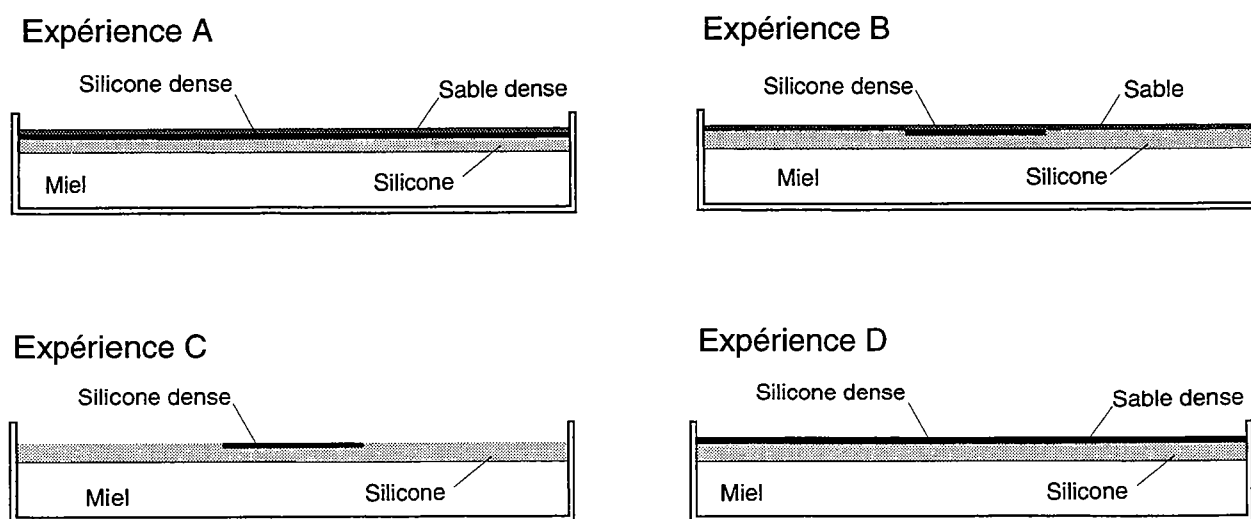


Fig. IV-6 : Dispositifs expérimentaux des expériences isothermes présentées.

4 - EXPÉRIENCES ISOTHERMES

Les expériences lithosphériques présentées dans ce chapitre permettent de discuter les modalités du développement d'instabilités gravitaires d'échelle crustale pour des modèles rhéologiquement stratifiés. Elles permettent également une discussion de l'effet des conditions aux limites des charges imposées au modèle lithosphérique. La géométrie des instabilités ainsi que leurs amplifications y sont discutées de façon qualitative.

INTRODUCTION

Ces expériences visent à simuler une lithosphère à deux couches (silicones ou silicones + sable) reposant sur un manteau asthénosphérique de faible viscosité (miel). Elles permettent d'observer des phénomènes de compensation gravitaire à l'échelle de la lithosphère, puisque l'interface entre la croûte et le manteau est déformable. Elles ont été effectuées dans une boîte en Plexiglas (80*50*15 cm). Afin de pouvoir effectuer des coupes sériées de la partie des modèles située au dessus du niveau de miel, les modèles sont congelés à la fin des expériences. La déformation de surface des modèles a pu être suivie grâce à l'acquisition périodique de profils topographiques à l'aide d'un laser (d'une résolution verticale de 500 microns).

Les plateaux volcaniques (roches vertes) ont été modélisés grâce à une couche de sable dense ou à un bicouche silicone dense/sable dense. Le reste de la croûte était constitué de silicone de plus faible densité surmontée ou non d'un niveau de sable allégé. Dans ce qui suit, la couche superficielle de matériel dense est appelé "charge". Elle représente les plateaux de roches vertes et fait partie intégrante de la croûte.

EXPÉRIENCES À CHARGE UNIFORME FRAGILE

Descriptif

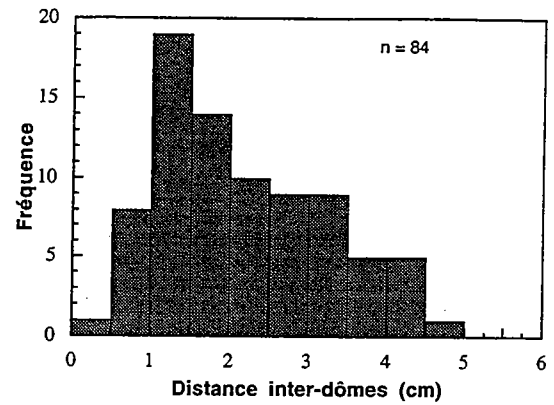
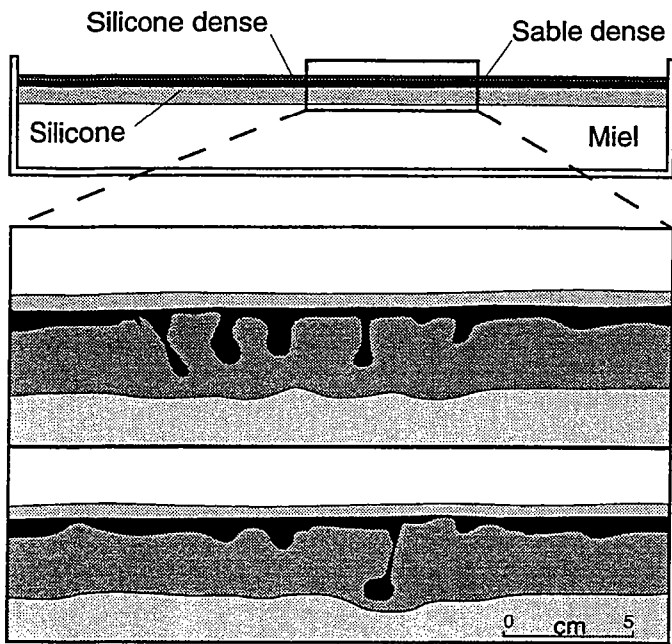
Cette série de 5 expériences visait à tester l'évolution d'une croûte relativement "froide", potentiellement instable, soumise à une charge fragile répartie de façon uniforme. L'interface fragile/ductile (limite sable-silicone) est située soit à la base de la charge (dans ce cas la charge est constituée de sable dense et la croûte de silicone de faible densité) soit à l'intérieur de la croûte de faible densité (dans ce cas la croûte à faible densité est constituée d'un bicouche fragile/ductile). Les deux types de configuration ainsi que les caractéristiques des expériences sont représentées sur la figure IV-6. D'une expérience à l'autre, les épaisseurs relatives des différentes couches ont été modifiées.

Résultats - interprétation

Quelles que soient les épaisseurs de la charge, aucune déformation des modèles n'a pu être détectée, même sur des périodes allant de 7 à 8 jours. Aucune évidence de déformation discontinue (faille) n'a pu être reconnue. Et même pour des grandes longueurs d'onde, aucune déflexion n'a été décelée à l'aide du laser.

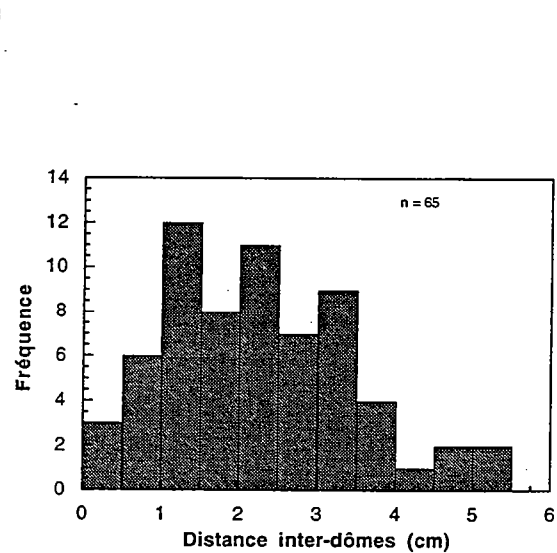
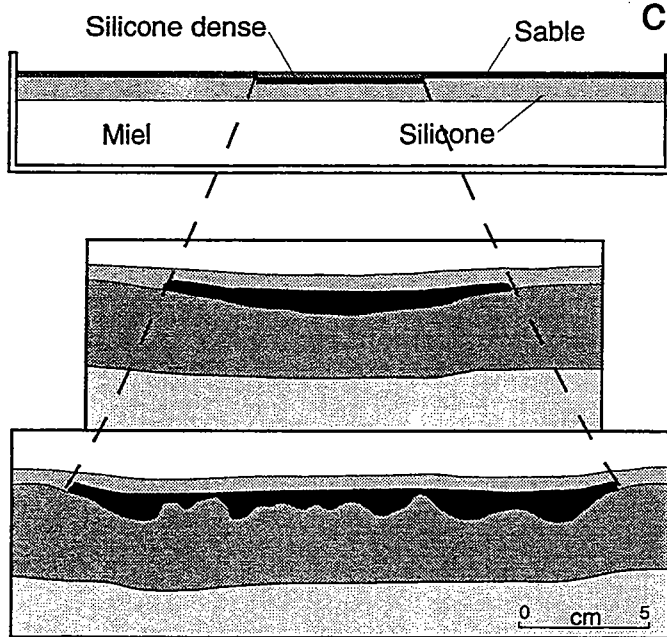
Il peut y avoir deux interprétations possibles à cela. La première est que la rigidité flexurale du sable est trop importante, même pour des couches très fines (de l'ordre de quelques centimètres), et que l'effet de poutre imposé par la cohésion du sable bloque tout rééquilibrage gravitaire. La seconde est que l'échelle de temps du phénomène de rééquilibrage amorcé dans les expériences serait très grande par rapport à la gamme de temps d'observation permise au laboratoire. Le fait qu'aucune déformation mesurable se soit produit exclut toute caractérisation du mécanisme de rééquilibrage si ce dernier a eu lieu.

Expérience A t = 94 h



a b

Expérience B t = 148 h



c d

Fig. IV-7 : (a) : vues en coupe de l'expérience A; (b) : distribution des longueurs d'onde pour l'expérience A; (c) : vues en coupe de l'expérience B; (d) : distribution des longueurs d'onde pour l'expérience B. Les temps indiqués correspondent à la durée de l'expérience. On assimile la longueur d'onde de la perturbation à la distance mesurée entre chacune des instabilités.

EXPÉRIENCES À CHARGE DUCTILE OU DUCTILE/FRAGILE

Descriptif

Pour ces expériences, un litage rhéologique plus réaliste a été adopté. La partie de la croûte à faible densité est toujours constituée d'une couche de silicone peu dense. La charge peut être un bicouche sable dense/silicone dense ou simplement une couche de silicone dense. Ceci signifie que l'interface fragile-ductile est située à l'intérieur de la charge ou que l'intégralité du modèle est dans le champ ductile (simulant ainsi deux régimes thermiques différents). Dans les deux cas, l'interface instable est dans le champ ductile et se trouve marquée par le contact entre les deux types de silicones. L'autre paramètre qui a été modulé est la forme de la charge. Elle peut être hétérogène (matérialisée par un disque de silicone dense et une couverture uniforme de sable dense) ou uniforme (le bicouche silicone dense/sable dense recouvre toute la surface du modèle). Le premier cas simule une zone de subsidence localisée du plateau volcanique alors que le second implique une couverture uniforme. Les caractéristiques des expériences sont répertoriées dans le tableau IV-1 et sur la figure IV-6.

Résultats

Les vues en coupe de la structure finie des expériences ayant développé des instabilités gravitaires (c'est à dire que l'interface entre les deux types de silicones a été déformée) sont présentées sur les figures IV-7 et IV-8.

Expérience A (charge fragile-ductile uniforme Fig. IV-6)

Après 94 heures d'expérience (Fig. IV-7a), l'interface entre le sable et la silicone n'est pas perturbée. Les instabilités sont marquées par le développement de diapirs inverses (sagductions). La longueur d'onde moyenne développée est de l'ordre de 2 cm (Fig. IV-7b).

Expérience B (charge fragile-ductile hétérogène; Fig. IV-6)

Après 148 heures d'expérience (Fig. IV-7c), les amplitudes des instabilités sont relativement faibles par rapport à l'expérience A. On ne constate aucune hyperamplification au niveau de l'interface. La longueur d'onde moyenne des instabilités est de l'ordre de 2 cm.

Expérience C (charge ductile hétérogène; Fig. IV-6)

Après 46 heures d'expérience (Fig. IV-8), on constate que les zones de forte amplification des instabilités sont situées principalement aux limites du disque de silicone dense. Des instabilités de second ordre se développent au milieu du disque de silicone. La longueur d'onde des instabilités est essentiellement contrôlée par la taille de la charge.

Expérience D (charge ductile uniforme; Fig. IV-6)

Sur 51 heures d'expérience, il est impossible de discerner des perturbations au niveau de l'interface.

Pour les expériences intégrant un niveau fragile, le niveau de sable ne présente aucune déformation (on ne constate le développement d'aucune faille et la surface topographique n'est quasiment pas modifiée au cours des expériences).

Analyse des amplitudes finies

En comparant les amplitudes finies des instabilités et les durées d'expérience (Fig. IV-7 et IV-8), on peut déduire les vitesses d'amplification relatives des instabilités pour les différentes expériences. Les taux d'amplification les plus importants sont associés aux instabilités développées aux limites du disque de silicone dense de l'expérience C (Fig. IV-8). Les taux d'amplification des instabilités développées dans l'expérience A (charge fragile-ductile uniforme, Fig. IV-7a) sont moins importants que ceux de l'expérience C. Le taux d'amplification pour l'expérience B (charge fragile-ductile hétérogène, Fig. IV-7c) est encore plus faible alors que celui de l'expérience D (charge ductile uniforme) est négligeable. Ces observations sont synthétisées sur la figure IV-9.

Comparaison avec le modèle analytique

Les solutions analytiques (méthode de Ramberg, chapitre 2) obtenues pour les expériences sont comparées avec les résultats observés sur les modèles (tableau IV-1). Les longueurs d'onde calculées vont de 2.4 à 9.3 cm (tableau IV-1) et sont du même ordre de grandeur que les longueurs d'onde mesurées : 1.5-3.5 cm (Fig. IV-7b et IV-7d). De même, les temps caractéristiques calculés (allant de 2 à 4 heures) sont compatibles avec la durée des expériences (de l'ordre de la dizaine d'heure) permettant l'amplification des instabilités (tableau IV-1).

Expérience C t = 46 h

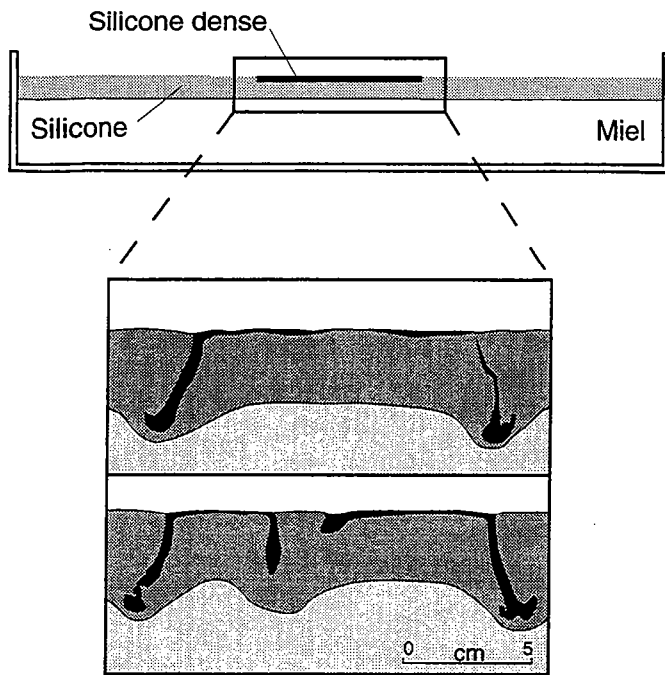
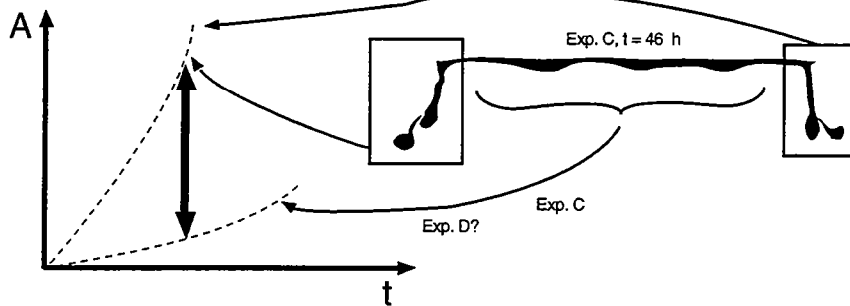


Fig. IV-8 : vue en coupe de l'expérience C. Le temps indiqué correspond à la durée de l'expérience.

(a) Modèles ductiles



(b) Modèles fragiles/ductiles

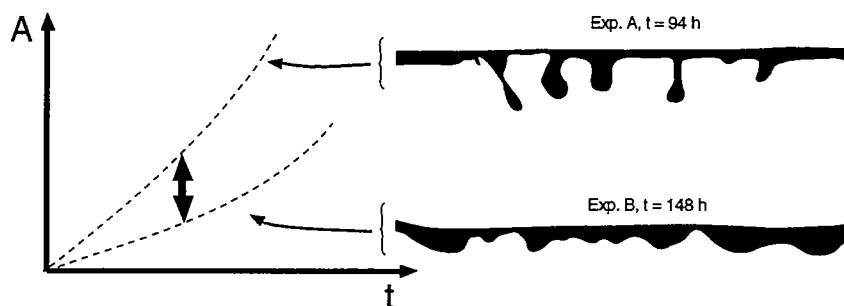


Fig. IV-9 : Visualisation schématique des amplifications des instabilités gravitaires dans les expériences isothermes à charge ductile ou fragile-ductile. (a) : modèles ductiles. (b) : modèles fragiles-ductiles.

Comportement et rôle mécanique de la couche à rhéologie fragile

Même si les instabilités se développent de façon importante entre les milieux visqueux sous-jacents, la topographie du sable n'est presque pas (et dans certains cas pas du tout) modifiée. Tout au plus, la seule perturbation topographique visible correspond à une déflexion de grande longueur d'onde qui se développe à l'aplomb du disque de silicone dense (Fig. IV-7c). La déformation interne du sable n'atteint pas le seuil de la rupture. Il existe par conséquent un découplage mécanique important à l'intérieur de la charge entre sa partie fragile et sa partie ductile.

La présence d'un niveau superficiel à rhéologie fragile semble limiter les amplifications catastrophiques susceptibles de se produire aux limites de la charge locale (exp. B, Fig. IV-7c). Sur la figure IV-10, sont représentées les distributions des amplitudes des instabilités pour chacune des expériences. On remarque que les instabilités sont amplifiées de façon plus uniforme (perturbation sinusoïdale de l'interface) lorsque le modèle intègre une couche fragile dans la surcharge.

Dans les expériences, l'interface fragile-ductile n'est pas déformée alors que les instabilités gravitaires s'amplifient de façon importante sous la couche fragile. La base de la couche de sable peut donc être assimilée à un bord fixe pour la silicone dense. Il en résulte un gradient vertical de vitesse à l'intérieur de la silicone dense qui migre vers les zones de subsidence maximales. Ce gradient de vitesse peut expliquer les vitesses d'amplification plus faibles des expériences intégrant une couche superficielle fragile. En effet, le fait que l'interface sable/silicone soit cohérente implique qu'il y ait moins de matière disponible pour venir alimenter les sagductions. En revanche, dans le cas d'une surface libre au sommet de la silicone, qui permet les déplacements horizontaux à l'intérieur de cette dernière, les sagductions pourront être "alimentées" plus facilement et seront amplifiées plus rapidement.

Rôle des conditions limites

Dans le cas d'une charge locale à rhéologie ductile, en coupe, deux instabilités majeures se développent aux limites de la charge (exp. C, Fig. IV-8). En 3 dimensions, cette instabilité a une symétrie cylindrique. Une instabilité très amplifiée peut également se développer au coeur de la surcharge. Ces résultats sont en accord avec les simulations numériques de Schmeling (1987), qui propose que, si la longueur d'onde initiale (imposée par la taille de la charge) est de l'ordre de 8 fois la longueur d'onde caractéristique (celle qui doit théoriquement être amplifiée), alors la longueur d'onde effectivement développée est de 0.5 fois la longueur d'onde imposée initialement. La forme de la charge ductile exerce par conséquent un contrôle important sur la localisation des amplifications maximales des instabilités gravitaires. Ceci s'explique si l'on considère que la géométrie même de la charge ductile correspond à une perturbation initiale de l'interface (Schmeling, 1987). L'amplitude de cette perturbation initiale n'est pas négligeable par rapport à l'épaisseur des couches. Étant donnée son amplitude, la croissance de cette perturbation initiale va nécessiter beaucoup moins d'énergie que celle de la perturbation infinitésimale dominante.

Remarque

Le développement de véritables anti-diapirs individualisés (sagductions) est essentiellement lié au fait que la couche de faible densité a une épaisseur importante par rapport à la couche dense. En général, dans la littérature, les expériences analogiques ont des niveaux sources de faible épaisseur car elles visent à simuler des niveaux partiellement fondus à la base de la croûte ou de fines couches d'évaporites à la base des bassins sédimentaires. De véritables dômes ne sont donc pas développés de façon systématique dans la couche de faible densité. L'individualisation de véritables dômes n'est possible que dans la mesure où la couche dense a une épaisseur au moins égale à celle de la couche sous-jacente. En effet, la longueur d'onde et la forme des dômes sont principalement contrôlées par le rapport d'épaisseur des couches considérées (Woidt, 1978). Dans les expériences présentées, le rapport d'épaisseur entre la couche dense et la couche de faible densité est de 1:6 (tableau IV-1). Le facteur limitant de l'amplification est donc la faible épaisseur de la couche dense.

BILAN - CONCLUSIONS

Au vue de ces simples expériences, il est possible de discuter les effets de la stratification rhéologique de la croûte sur le développement d'instabilités gravitaires à l'intérieur d'un modèle de lithosphère archéenne.

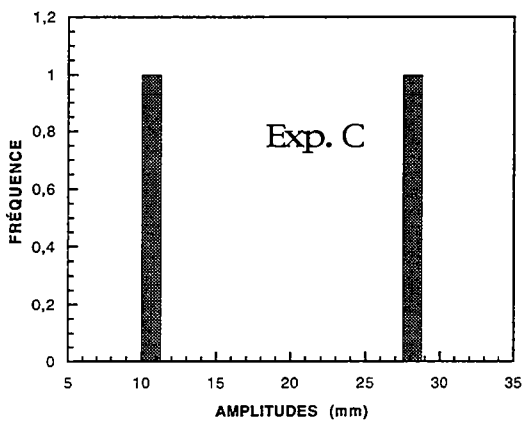
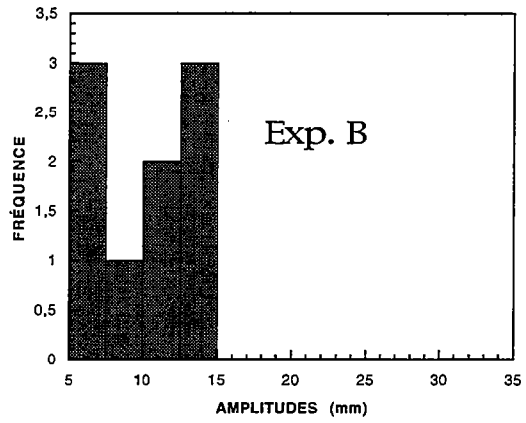
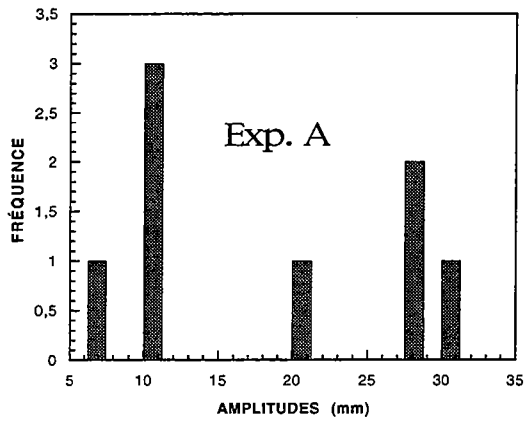


Fig. IV-10 : Distributions des amplifications des instabilités développées dans les expériences A, B et C.

Tout d'abord, il apparaît qu'il est nécessaire que la transition fragile ductile se trouve au moins au sein de la charge c'est-à-dire à l'intérieur du bassin. Si la transition est située en dessous de cette dernière, le développement d'instabilités gravitaires intra-crustales est alors impossible. Plus précisément, pour que le développement d'instabilités gravitaires ait lieu, la rhéologie au niveau de l'interface potentiellement instable ne doit pas être fragile mais ductile.

La présence d'une croûte à rhéologie fragile n'exclut pas le développement d'instabilités gravitaires entre les milieux visqueux instables sous-jacents. Toutefois, le fait que cette couche ne soit pas impliquée dans les déformations gravitaires implique qu'il y ait un découplage important à l'intérieur de la couche superficielle dense.

Les amplifications des instabilités gravitaires sont contrôlées par la répartition spatiale du matériaux dense, des amplifications catastrophiques étant favorisées au voisinage des limites de la charge visqueuse. Ces hyperamplifications locales ne permettent pas de décrire les instabilités développées comme la croissance d'une perturbation sinusoïdale (modèle de Ramberg) même si les temps caractéristiques et les longueurs d'onde sont compatibles entre le modèle analytique et les résultats expérimentaux.

Tableau IV-2 : Caractéristiques des expériences thermiques

EXP	RÉSINE		SILICONE		R	T interface (°C)	SABLE E	Type de boîte	T bain (°C)
	E	μ au sommet	E	μ à la base					
TD1	65	1,7 e5	10	4,8 e3	6.5	52		acier	120
TD2	75	1,2 e6	10	6,5 e3	7.5	46		acier	100
TD3	60	1,8 e7	15	2,2 e4	4.0	37		Plexi	100
TD4	30	4,1 e6	15	1,5 e4	2.0	42		Plexi	100
TD5	30	1,1 e7	5	1,9 e4	6.0	38		Plexi	100
TD6	30	1,0 e6	10	1,2 e4	3.0	46		Plexi	100
TD7	30	2,9 e6	20	1,5 e4	1.5	43		Plexi	100
TD8	30	9,4 e5	30	1,2 e4	1.0	46		Plexi	100
TD9	30		10		3.0		6	Plexi	100
TD10	30						12	Plexi	100
TD15	30	4,6 e6	10	1,7 e4	3.0	41		Plexi	100

Définition des symboles : E : épaisseur de la couche (mm) ; μ : viscosité (Pa s) ; R : rapport d'épaisseur Résine / silicone ; T : température à l'interface résine - silicone (°C) ; T bain : température du bain d'huile (°C).

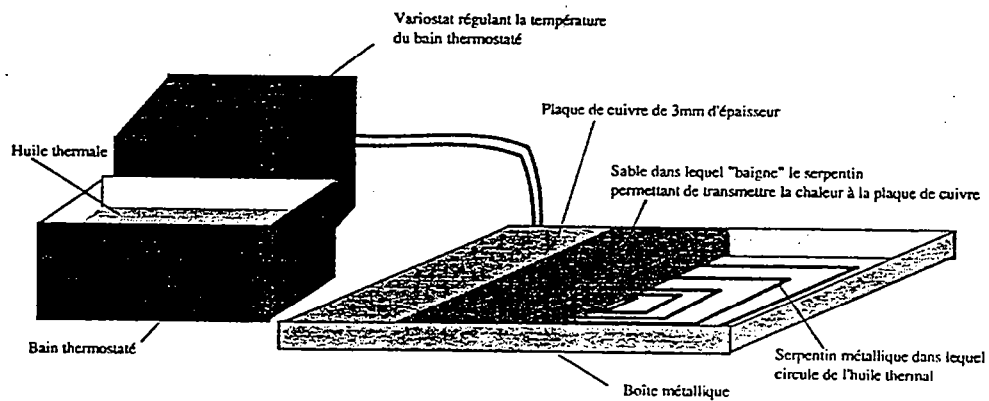


Fig. IV-11 : Schéma du dispositif expérimental utilisé pour les expériences thermiques (Thoméré, 1994).

5 - EXPÉRIENCES THERMIQUES

On décrit dans ce chapitre des expériences d'instabilités gravitaires dans des systèmes chauffés à leur base. La forte dépendance en température de la viscosité d'un des matériaux analogues utilisés (la Gum Rosin) simule au premier ordre un caractère thermomécanique majeur des matériaux géologiques. Dimensionnées pour des structures crustales, ces expériences permettent de discuter le rôle critique joué par la rhéologie des matériaux impliqués sur les temps caractéristiques du développement des instabilités gravitaires dans la croûte continentale.

INTRODUCTION

Afin d'introduire un gradient vertical de température dans les expériences, ces dernières sont chauffées à leur base grâce à une plaque chauffante. Le dispositif expérimental a été conçu et réalisé par Peter Cobbold et Jean-Jacques Kermarrec. La mise au point du dispositif et les premiers tests expérimentaux ont été réalisés par Cécile Thoméré (1994).

La plaque chauffante est constituée d'une plaque de cuivre reposant sur un serpentin de tuyau de cuivre reposant dans du sable. Un variostat permet de maintenir l'huile thermique à la température désirée et une pompe permet de la faire circuler dans le serpentin (Fig. IV-11). La boîte (en acier ou en Plexiglas d'une dimension de 40*40*12 cm) contenant le modèle est posée directement sur la plaque chauffante. Une canne verticale portant 11 thermocouples est placée dans le modèle, afin de connaître le profil thermique de ce dernier.

La Gum Rosin (d'une densité de 0.995 à température ambiante) est utilisée comme analogue de la croûte continentale ductile et est placée au fond de la boîte. La silicone (densité de 1.36 à 1.45) est utilisée pour simuler la charge ductile de la croûte. Dans certaines expériences, un niveau de sable (densité de 1.45) a été rajouté à la surface du modèle.

Dans les expériences présentées, on distingue deux séries. La première regroupe des expériences bicouches résine/silicone effectuées dans la boîte en acier (TD1 et TD2) et dans une boîte en Plexiglas (TD3, 4, 5, 6, 7, 8 et 15). Deux expériences (TD9 et TD10), pratiquées dans la boîte en Plexiglas étaient des tricouches résine/silicone/sable. Dans le paragraphe suivant, on décrit les caractéristiques communes à toutes les expériences, c'est-à-dire les informations concernant les profils de température et de viscosité à l'intérieur des modèles. Par la suite, on décrira les différentes séries d'expériences.

PROFILS THERMIQUES ET RHÉOLOGIQUES DES EXPÉRIENCES

D'une expérience à l'autre, ce sont essentiellement les épaisseurs relatives des différents niveaux qui ont été modifiées pour des températures constantes à la base du modèle (Tableau IV-2). Puisque les températures à la base (celle de la plaque de cuivre) et au sommet (température ambiante) des modèles sont quasiment fixées, la variation dans les épaisseurs des différents niveaux induit une variation des géothermes d'une expérience à l'autre (Thoméré, 1994). Par exemple, pour une épaisseur fixe de Gum Rosin, une augmentation de l'épaisseur de la silicone sus-jacente va induire une translation du géotherme vers les hautes températures et une diminution de la viscosité au sommet de la couche de résine (Fig. IV-12). Ceci correspond à un écrantage thermique de la couche de Gum Rosin. Les profils de viscosité sont déduits des profils thermiques en utilisant la loi expérimentale de Cobbold et Jackson (équation 7) (Fig. IV-13). Une augmentation globale des températures se traduit évidemment par une diminution de la viscosité de la résine. Les profils de température et de viscosité de chacune des expériences thermiques sont présentés dans l'annexe 2).

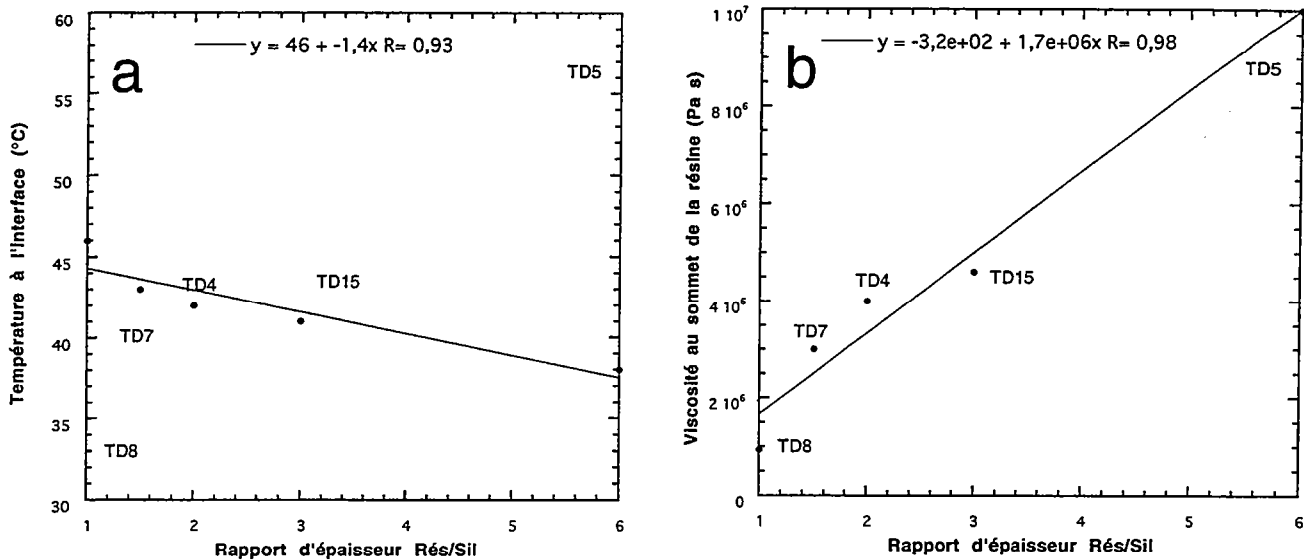


Fig. IV-12 : (a) : relation entre épaisseur de silicone (simulant la charge) et température à l'interface résine/silicone (dans les expériences à épaisseur de résine constante). (b) : relation entre épaisseur de silicone et viscosité au sommet de la résine.

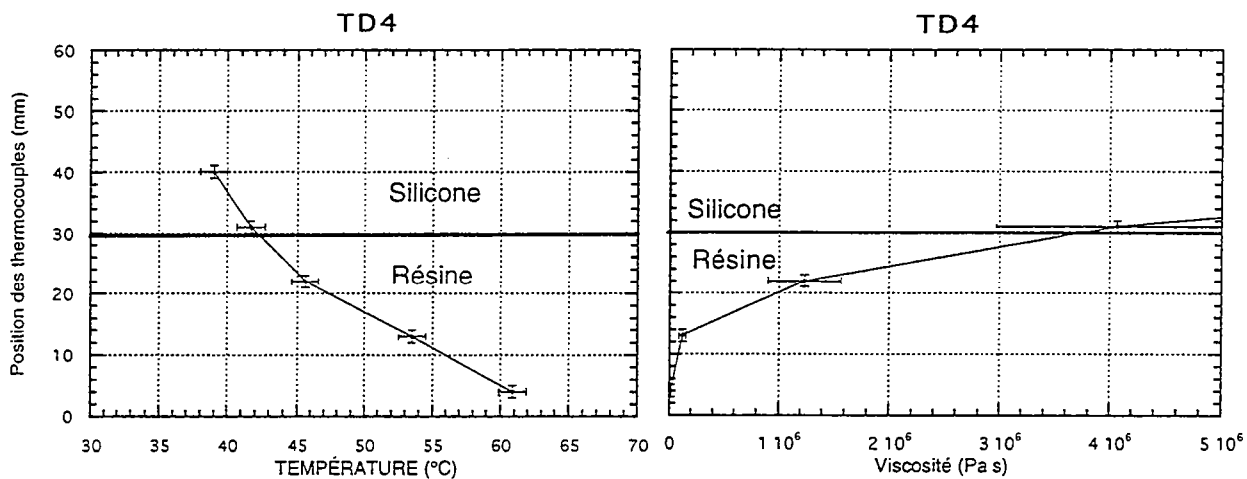
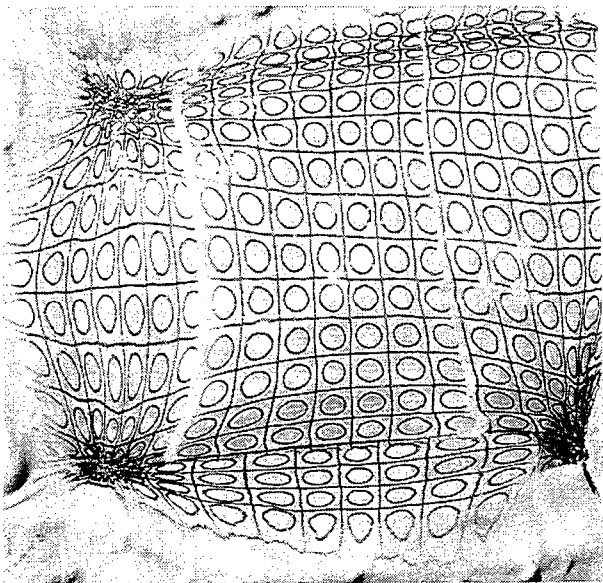
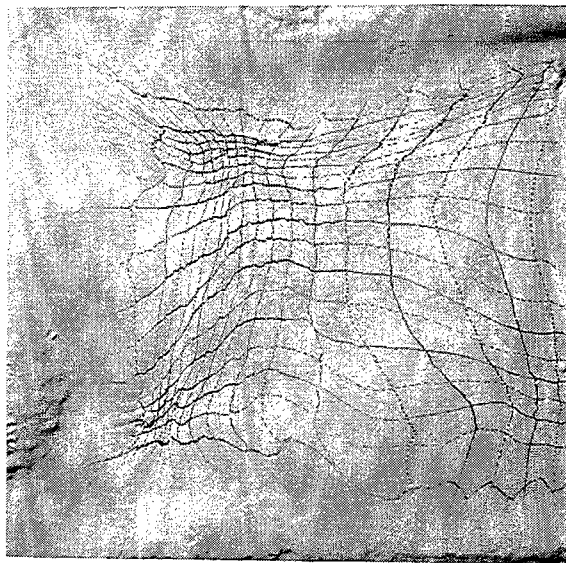


Fig. IV-13 : Illustration de l'allure des profils de température (a) et de viscosité (b) dans le cas de l'expérience TD4 (l'intégralité de ces profils est présentée en annexe).

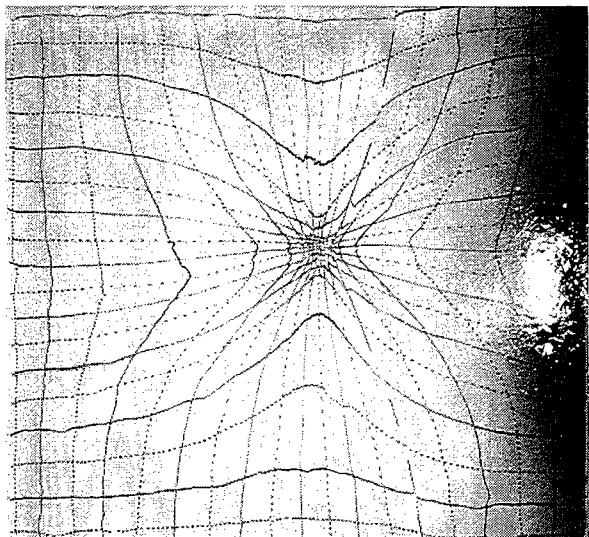
a



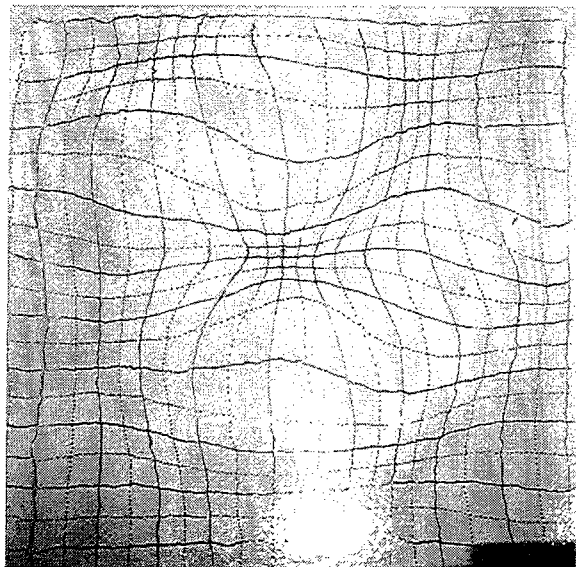
b



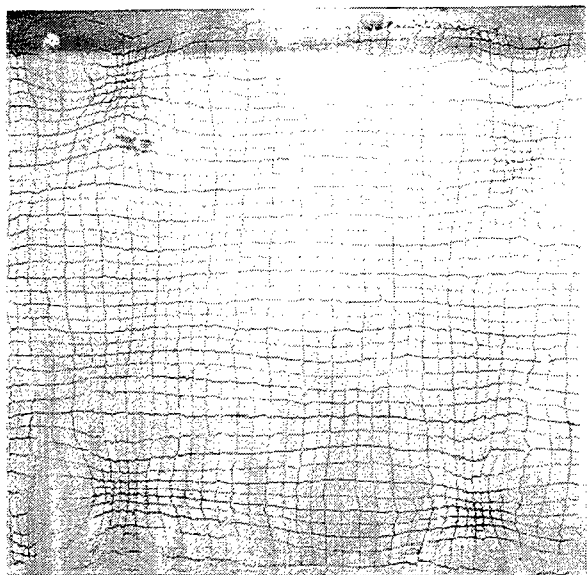
c



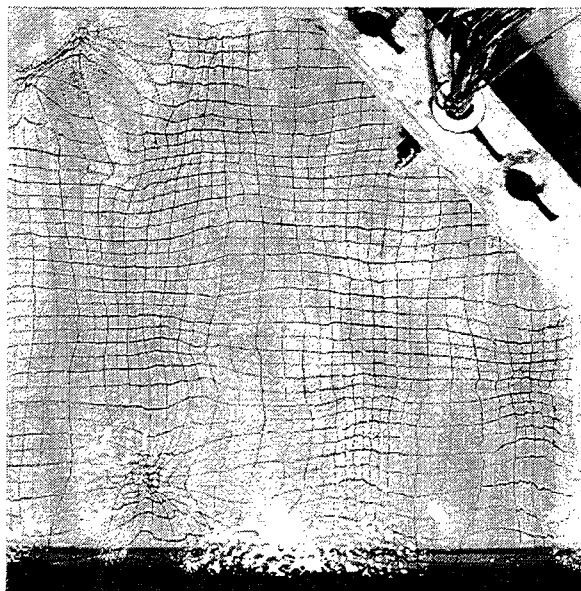
d



e



f



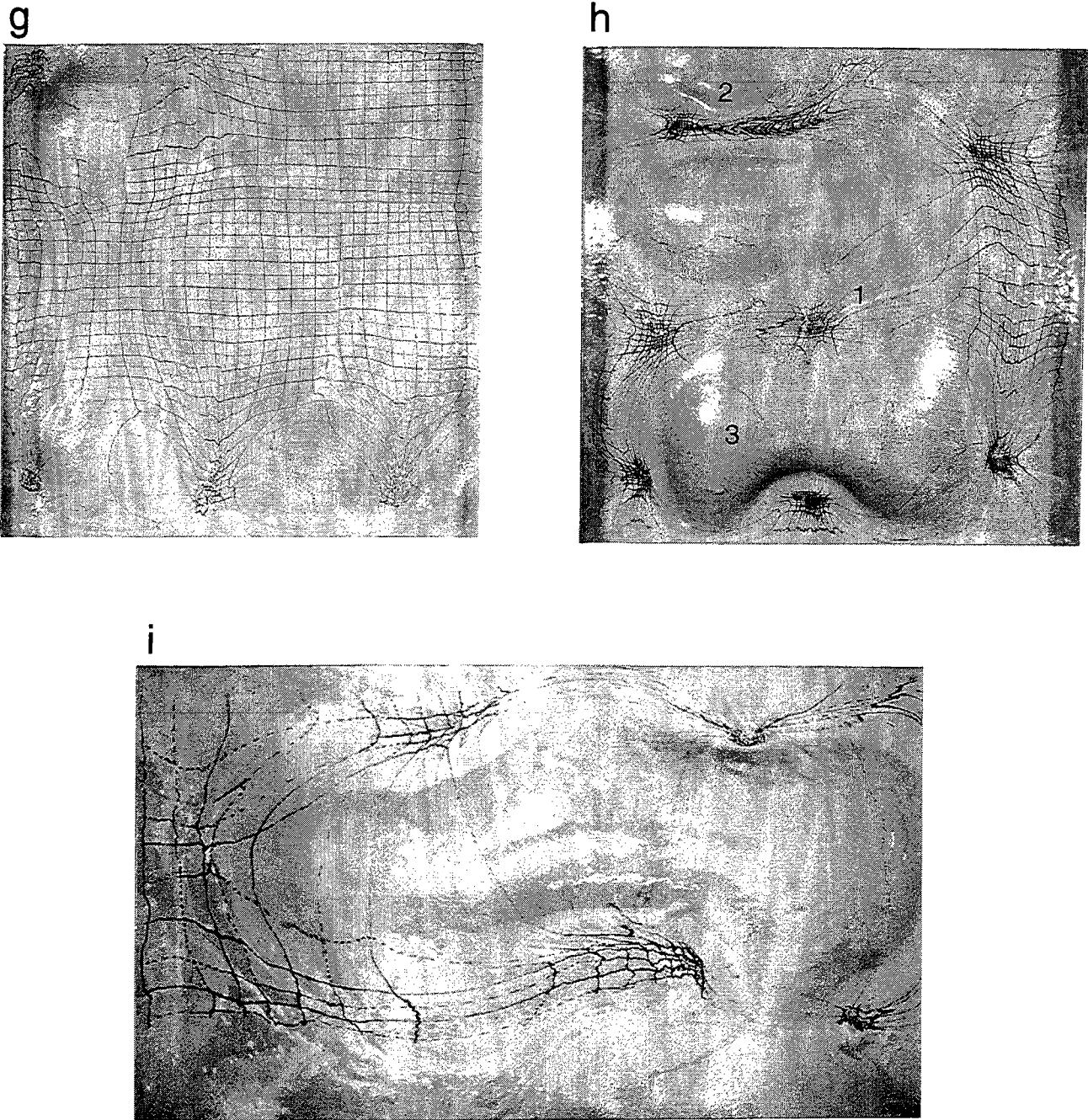


Fig. IV-14 : Vues de surface des expériences ductiles à différents stades de la déformation.
 (a) : expérience TD1 (taille de la maille de la grille : 2 cm); (b) : expérience TD2 (maille : 2 cm); (c) : expérience TD3 (maille : 2 cm); (d) : expérience TD4 (maille : 2 cm); (e) : expérience TD5 (maille : 1 cm); (f) : expérience TD6 (maille : 1 cm); (g) : expérience TD7 (maille : 1 cm); (h) : expérience TD8 (maille 1cm); (i) vue de détail montrant une structure de ride diapirique entourée de bassins. Sur la figure IV-14h, les chiffres 1, 2 et 3 désignent respectivement les zones de constriction verticale, les zones linéaires de raccourcissement et les zones en extension.

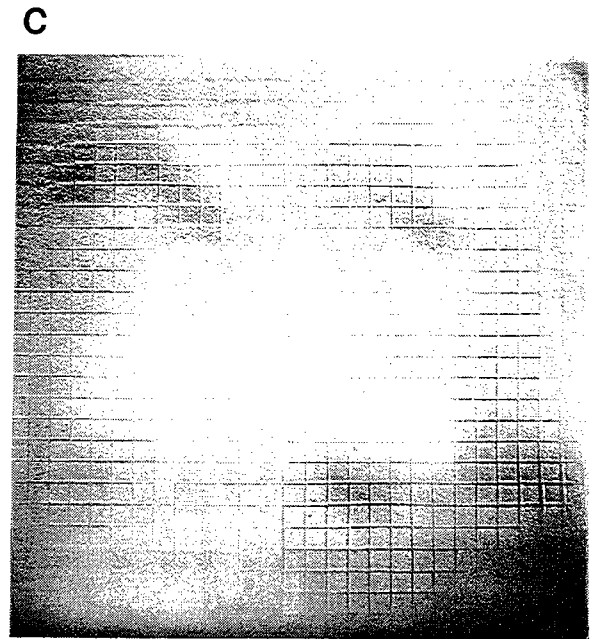
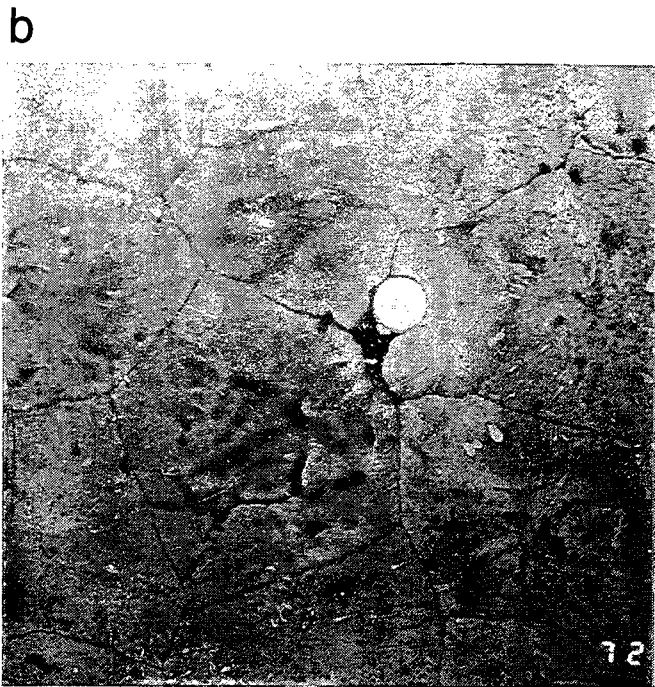


Fig. IV-15 : (a) : vue oblique de la surface de la couche de résine à la fin de l'expérience TD8; (b) : vue par transparence de la base de la boîte expérimentale montrant le réseau d'interférence entre les différentes instabilités (sagductions) s'étant étalées au fond de la boîte (taille de la photographie : 40 par 40 cm). (c) : vue de surface de l'expérience TD9 montrant les perturbations de la topographie de la couche de sable à l'aplomb des zones de subsidence de la silicone (la maille de la grille est de 1.5 cm).

RÉSULTATS ET ANALYSE DES EXPÉRIENCES DUCTILES

Introduction

Les expériences de cette série visaient à simuler une croûte entièrement ductile. D'une expérience à l'autre, on a modulé les épaisseurs relatives du niveau simulant la partie volcanique supérieure de la croûte (roches vertes) et de la croûte au sens stricte. Ces expériences permettent de tester le rôle de l'écrantage thermique sur le développement des instabilités gravitaires. On a été amené à mesurer la déformation de la surface des modèles afin d'extraire les lois d'amplification des instabilités. Les courbes d'amplification expérimentales sont discutées d'un point de vue mécanique.

Structures et déformation

Le développement d'instabilités gravitaires a été observé sur la grande majorité des expériences. Des marqueurs passifs (grille carrée) ont été déposés à la surface des modèles afin de suivre l'évolution de la déformation en 2 dimensions. En retirant le modèle de la plaque chauffante, à la fin de chaque expérience, la Gum Rosin subit une trempe. Une fois la silicone sus-jacente retirée, il est possible de visualiser la topographie du sommet du niveau de résine. On a donc accès à la géométrie finie de l'interface instable.

On présente sur la figure IV-14 différentes vues de surface des expériences. Le développement des instabilités gravitaires se manifeste généralement par l'individualisation de trois types de zones de déformation : des zones de contraction multidirectionnelle (1) (constriction verticale), de zones linéaires de raccourcissement (2), ou des zones d'extension (3) (raccourcissement vertical impliquant un aplatissement selon un plan horizontal). Les zones de type (1) s'individualisent en général avant les zones de type (2), qui finissent par connecter les pôles constrictifs (Fig. IV-14h).

La topographie des expériences est négligeable au début des tests et devient sensiblement marquée dans les derniers stades de la déformation. La topographie est d'autant plus marquée que l'épaisseur de la silicone dense est grande. Les dépressions topographiques correspondent systématiquement aux zones de type (1) et (2) alors que les reliefs les plus importants correspondent aux zones de type (3) (Fig. IV-14h; IV-14i). Les mêmes constatations peuvent être faites à la surface de la Gum Rosin, où les variations topographiques entre les différentes zones sont plus importantes qu'au niveau de la surface libre des modèles (Fig. IV-15a). En effet, à la fin des expériences, on constate que les zones constrictives (1) correspondent à l'axe vertical d'anti-diapirs (sagductions) qui, pour certaines expériences, ont atteint le fond de la boîte et que les zones linéaires de raccourcissement (2) se trouvent à l'aplomb de gouttières connectant les différents anti-diapirs (Fig. IV-15a). Les zones de type (3) correspondent systématiquement à des dômes structuraux. Lorsque les trois types de zones structurales sont produites, le champ de déformation résultant est du type "dôme-et-bassin". Les dômes sont, le plus souvent, des rides diapiriques (Fig. IV-14i).

A la fin des expériences, il est également possible de visualiser à travers le Plexiglas du fond de la boîte les structures développées à la base des modèles. Pour les expériences ayant évolué rapidement (forte vitesse d'amplification), toutes les sagductions ont atteint la base de la résine. Dans ce cas, on peut observer un réseau polygonal de septa délimitant chacun des anti-diapirs cloisonnés par un film extrêmement mince de Gum Rosin (Fig. IV-15b). Pour les expériences à faible amplification, les anti-diapirs ayant atteint la base de la boîte apparaissent circulaires en section.

Mesure de l'amplification des instabilités gravitaires

Puisque la topographie est faible avant que les marqueurs passifs ne viennent en contact les uns avec les autres dans les zones de convergence, on peut considérer que la déformation de la grille à maille carrée est une fonction directe de l'amplification verticale des instabilités gravitaires. Après avoir digitalisé les noeuds de la grille pour différents stades des expériences, l'analyse quantitative de la déformation a été effectuée grâce à un programme développé par Philippe Davy. Ce dernier permet de calculer la déformation globale de la surface digitalisée en intégrant les déformations de tous les triangles élémentaires de la grille considérée. La Figure IV-16 est une compilation des déformations cumulées pour chacune des expériences décrites (les courbes d'amplification brute des différentes expériences sont reportées dans l'annexe 2). Les valeurs de la déformation sont normées par rapport à ϵ_0 qui est la valeur de la déformation acquise entre le temps $t=0$ et le stade de la première digitalisation (une heure après le début de l'expérience). Pour les expériences où les déformations ont été peu importantes et/ou très localisées, seule une zone de

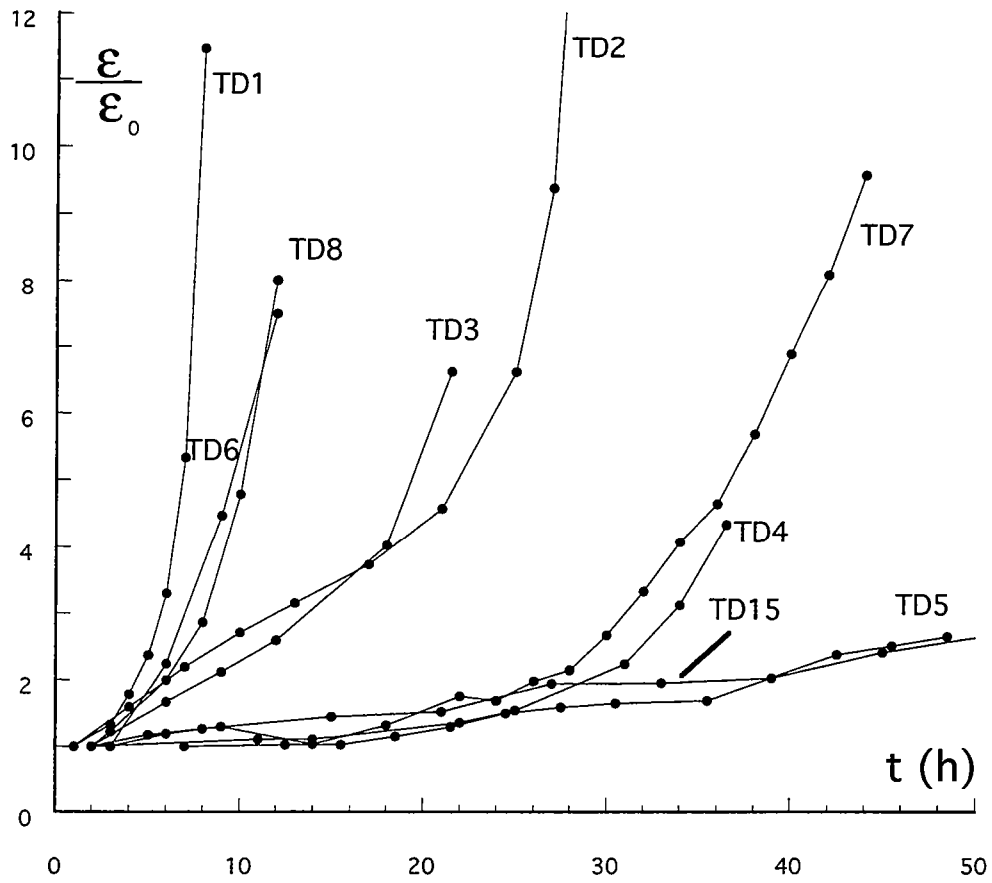


Fig. IV-16: Synthèse des courbes d'amplification des instabilités gravitaires. La déformation a été normée à la déformation acquise au premier stade de mesure (voir explications dans le texte).

convergence a été digitalisée (pour une grille carrée de 1 cm de côté) alors que pour les expériences où interagissaient plusieurs instabilités de grande ampleur, la surface totale des expériences a été digitalisée (pour une grille carrée de 2 cm de côté).

D'une expérience à l'autre, on remarque une grande variabilité dans l'allure des courbes d'amplification. On peut regrouper les courbes en deux groupes. Un premier groupe d'expériences (TD4, 5, 7, 15) correspond aux modèles ayant une couche de résine de 3 cm et des épaisseurs de silicone inférieures ou égales à 2 cm. Il montre des amplifications faibles parfois même négligeables en tenant compte de la gamme d'erreur sur l'estimation de la déformation (voir annexe). Le second groupe correspond aux autres expériences. Il comprend les deux expériences réalisées dans les boîtes en acier (TD1 et TD2), l'expérience TD8 (où le rapport d'épaisseur silicone/résine est de 1), l'expérience TD6 (qui est une expérience à fort gradient thermique) et l'expérience TD3 (qui a une épaisseur de résine de 6 cm et une épaisseur de silicone de 2 cm).

On doit noter sur la figure IV-16 qu'aucun amortissement n'est visible sur les différentes courbes.

Les principes de l'analyse mécanique

Les courbes déformation/temps peuvent être approximées de façon exponentielle pour une gamme de déformation supérieure à l'erreur induite par la digitalisation (Fig. IV-17). On en déduit ainsi les taux d'amplification K des instabilités pour chacun des modèles expérimentaux, sachant que la loi de croissance est du type :

$$y = y_0 e^{Kt} \quad (15)$$

La résine est beaucoup plus thermosensible que les silicones employées. Dans chaque expérience, la viscosité absolue de la silicone est relativement constante d'une expérience à l'autre, de l'ordre de 10^4 Pa s (Tableau IV-2) (ceci est principalement dû au fait que la température du sommet du modèle est fixée par la température ambiante). Les variations maximales de viscosité dans la silicone sont de $2 \cdot 10^4$ Pa s. La résine présente toujours les viscosités absolues et les gradients de viscosité les plus importants (de 10^2 à 10^7 Pa s, Fig. IV-13b). A densités et épaisseurs données, le paramètre qui contrôle les vitesses de déformation est la viscosité. Notamment, des viscosités importantes induisent des vitesses de déformation faibles. Il apparaît donc que la structure rhéologique de la couche de résine doit jouer un rôle déterminant sur le développement des instabilités gravitaires et notamment par ses viscosités élevées à son sommet.

Afin de comprendre le rôle exercé par la température sur l'amplification des instabilités, il faut définir un paramètre critique permettant de décrire l'épaisseur caractéristique de la résine d'un point de vue mécanique. C'est l'épaisseur équivalente H de la couche de résine. Cette grandeur correspond à la profondeur à partir de laquelle la viscosité a chuté d'un facteur e . La couche d'épaisseur H peut être définie comme étant une couche en dessous de laquelle la résistance mécanique n'exercerait pas de contrôle critique sur les déformations. H est définie comme suit :

$$\eta = \eta_0 e^{-\frac{z}{H}} \quad (16)$$

où η est la viscosité de la résine à une profondeur z et η_0 la viscosité de la résine au sommet de la couche considérée. Or, la viscosité de la résine est liée à la température par une loi de type Arrhénius :

$$\eta = \eta_0 e^{\frac{Q}{RT}} \quad (17)$$

où Q est l'énergie d'activation (en J/Mol) et R la constante des gaz parfaits.

La variation de viscosité avec la profondeur s'écrit alors :

$$\eta = \eta_0 e^{\left(\frac{Q}{R(T_0 + z \frac{dT}{dz})} \right)} \quad (18)$$

où T_0 est la température au sommet de la couche de résine et z la profondeur.

En factorisant, on obtient :

$$\eta = \eta_0 e^{\left(\frac{Q}{RT_0} \frac{1}{1 + \frac{z}{T_0} \frac{dT}{dz}} \right)} \quad (19)$$

Le développement limité de $e^{\left(\frac{1}{1+x} \right)}$ vaut e^{-x} dans le cas où $x \ll 1$. Or, dans les cas considérés, le terme $\frac{z}{T_0} \frac{dT}{dz}$ a une valeur moyenne de 0.11. Donc, la loi de viscosité peut s'écrire :

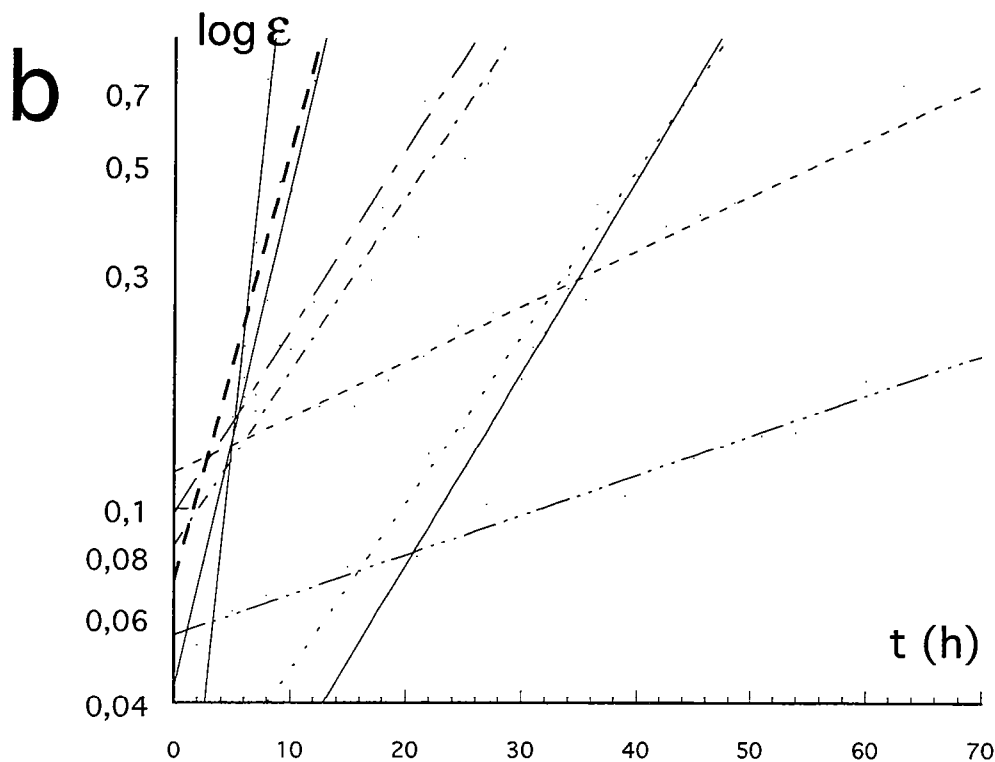
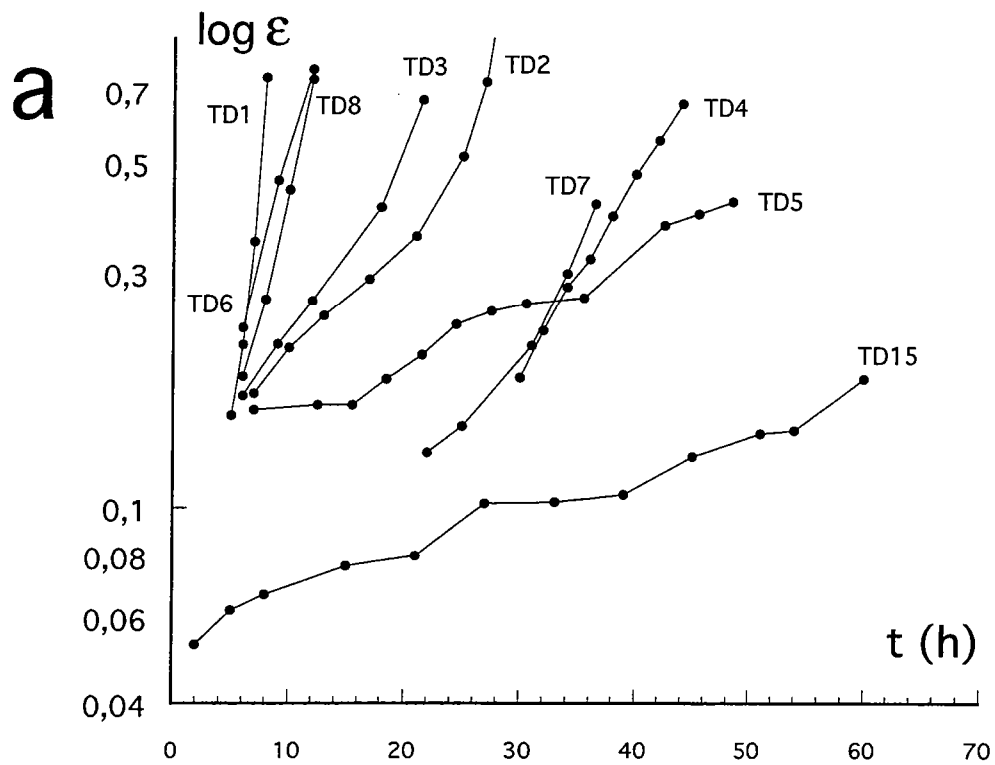


Fig. IV-17 : (a) : courbes brutes d'amplifications des expériences dans un graphe semi-logarithmique. Seules les portions de courbes où la déformation est supérieure à l'erreur sur cette variable sont représentées. L'allure linéaire des courbes permet une bonne approximation exponentielle et une approximation significative des taux d'amplification de chacune d'elles. (b) : approximation exponentielle des courbes de la figure (a).

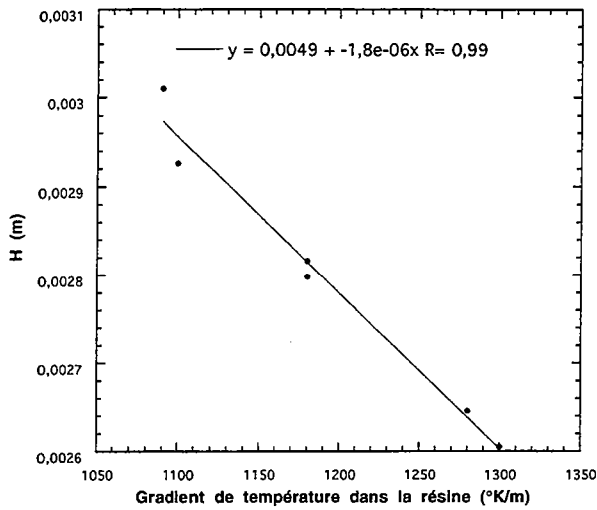


Fig. IV-18: Relation entre le gradient thermique à l'intérieur de la résine et l'épaisseur équivalente calculée H (pour une épaisseur constante de résine).

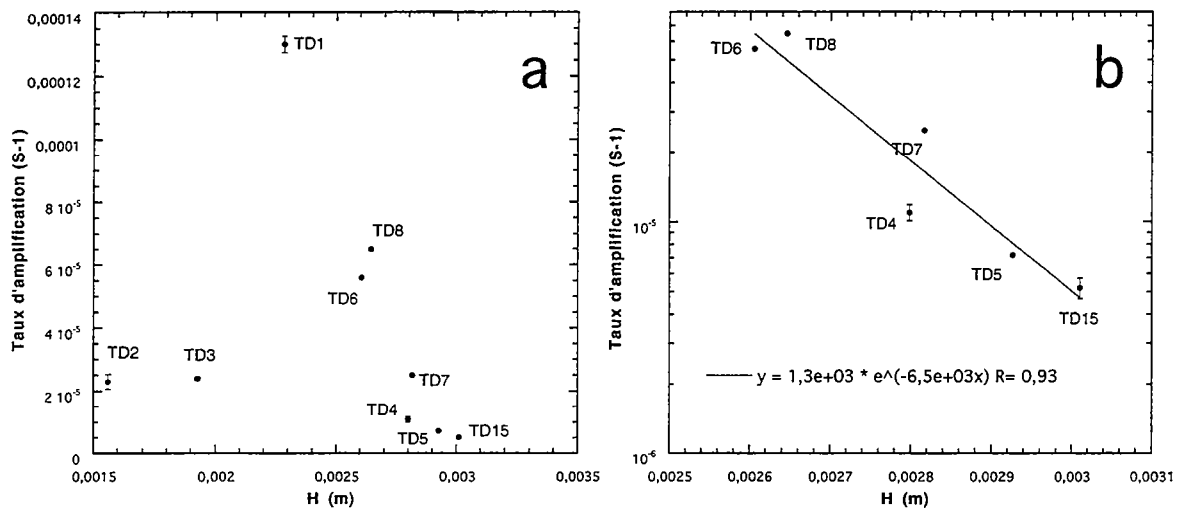


Fig. IV-19 : Représentation du taux d'amplification mesuré en fonction de H , l'épaisseur équivalente calculée. (a) - pour toutes les expériences; (b) - pour les expériences à épaisseur de résine constante dans un graphe semi-logarithmique.

$$\eta = \eta_0 e^{\left(\frac{-zQ}{RT_0^2} \frac{dT}{dz}\right)} \quad (20)$$

D'après l'équation 13, l'épaisseur équivalente de la résine s'écrit :

$$H = \frac{R T_0^2}{Q} \left(\frac{dT}{dz}\right)^{-1} \quad (21)$$

Cette épaisseur ne dépend que du gradient vertical de température et de la température au sommet de la couche considérée. Étant donnée la faible variation de la température au sommet de la résine d'une expérience à l'autre (qui est une fonction linéaire de l'épaisseur de silicone, à épaisseur de résine fixée, voir Fig. IV-12a), l'épaisseur équivalente peut être approximée à une fonction linéaire du gradient thermique dans la résine (Fig. IV-18).

Résultats de l'analyse mécanique

La Figure IV-19a représente les taux d'amplification K mesurés en fonction des épaisseurs équivalentes pour chacune des expériences présentées.

Il faut toutefois noter que pour les expériences TD1 et TD2 (réalisées dans des boîtes en acier), les rides diapiriques se développent préférentiellement le long des parois de la boîte. Il y a clairement dans ce cas un contrôle des bords de la boîte sur la croissance des instabilités. Ceci peut s'expliquer par le fait que l'acier est un excellent conducteur qui peut conduire la chaleur plus vite que les matériaux situés dans la boîte. Il en résulte un gradient latéral de température à l'intérieur de la boîte (Thoméré, 1994). On doit donc considérer que les déformations développées dans ces deux expériences sont principalement dues à un effet de bord. L'expérience TD3 est également difficilement comparable aux autres expériences réalisées dans les boîtes en Plexiglas. En effet, cette expérience n'a développé qu'une seule instabilité au centre de la boîte (Fig. IV-14c). La longueur d'onde de l'instabilité correspond à la taille de la boîte. Il a été décidé d'observer la relation entre le taux de déformation mesuré et l'épaisseur équivalente uniquement sur la série d'expériences pour lesquelles la couche de résine avait une épaisseur constante de 3 cm et une épaisseur variable de silicone (Fig. IV-19b). Dans un diagramme semi-logarithmique, il apparaît une relation exponentielle entre l'épaisseur équivalente et le taux d'amplification de la forme :

$$K = 1300 e^{-(6500 H)} \quad (22)$$

Le taux d'amplification est par conséquent, d'après l'équation 21, une fonction croissante du gradient thermique dans la résine (Fig. IV-20), puisque, dans les modèles, la température au niveau de l'interface est quasiment fixée.

MODÉLISATION ANALYTIQUE DES PROTOTYPES EXPÉRIMENTAUX DUCTILES

Afin de comparer le modèle de Ramberg avec les résultats expérimentaux, des tests analytiques ont été effectués sur les prototypes expérimentaux (voir le tableau IV-3).

Approche classique

Dans un premier temps, la viscosité affectée à la couche de résine était sa viscosité à mi-hauteur. C'est un choix qui est souvent fait pour les simulations numériques, notamment pour les modèles de convection, pour les calculs du nombre de Rayleigh (voir, par exemple Weijermars, 1988). Les taux d'amplification calculés sont en moyenne 100 fois plus grands que les taux mesurés (tableau IV-3; Fig. IV-21a). En revanche, les longueurs d'onde mesurées sont compatibles avec celles qui ont été développées dans les modèles (7-9 cm) (tableau IV-3; Fig. IV-22).

Intégration de la couche équivalente

Une autre série de tests visait à ne prendre en considération que la couche limite définie par la grandeur H. La couche de résine est assimilée à l'épaisseur équivalente. Les taux calculés sont environ 10 fois plus importants que les taux mesurés (tableau IV-3; Fig. IV-21b). Les longueurs d'onde calculées sont compatibles avec les longueurs d'onde expérimentales (tableau IV-3; Fig. IV-22).

Même en assimilant la couche de résine en une succession de couches à viscosité décroissante afin de simuler la variation exponentielle de la viscosité avec la profondeur (en 4 classes), les taux d'amplification sont comparables à ceux du modèle 1.

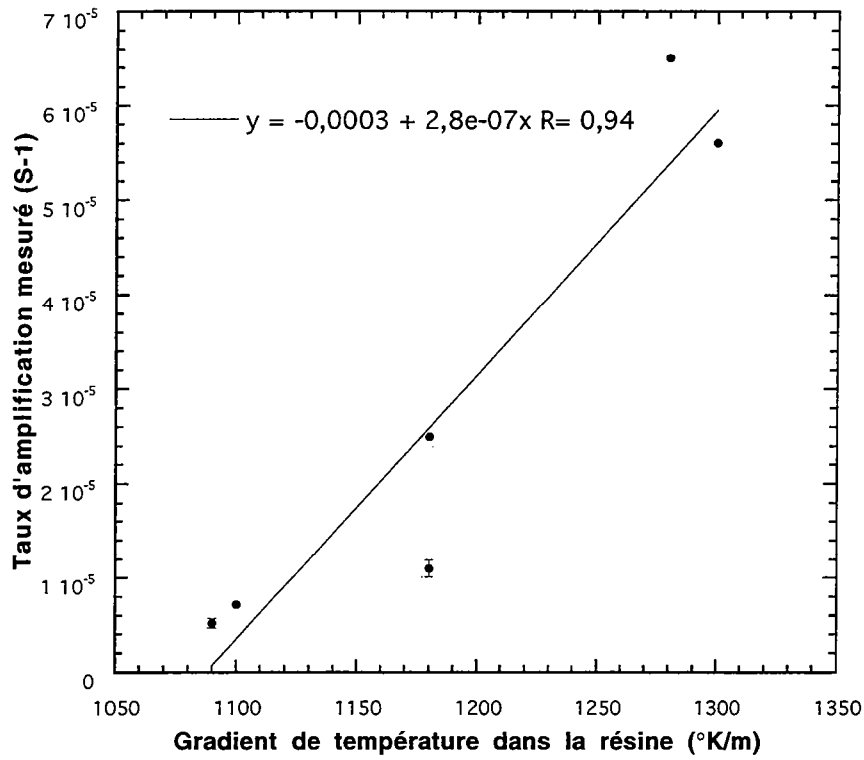


Fig. IV-20 : Représentation du taux d'amplification mesuré en fonction du gradient de température dans la résine pour les expériences à épaisseur de résine constante (les mêmes que celles reportées dans la figure IV-19b).

Tableau IV-3 : Comparaison entre les résultats des calculs analytiques et les données expérimentales des différentes expériences thermiques. On donne, pour chaque prototype le taux d'amplification et la longueur d'onde dominante. Le modèle 1 tient compte des viscosités à mi-hauteur dans la couche de résine. Pour le modèle 2, la couche de résine est assimilée à l'épaisseur équivalente (H), non contrainte à sa base. K_m est le taux d'amplification mesuré et λ_m la longueur d'onde mesurée moyenne.

	K_1 ($10^{-3}s^{-1}$)	λ_1 (mm)	K_2 ($10^{-3}s^{-1}$)	λ_2 (mm)	K_m ($10^{-3}s^{-1}$)	λ_m (mm)
TD1	133	83	1.06	6.9	0.13	20.4
TD2	140	87	0.12	4.6	0.023	11.8
TD3	15	133	0.02	5.7	0.024	40
TD4	6	83	0.11	8.0	0.011	7.9
TD5	9	64	0.182	8.7	0.0072	13.3
TD6	19	70.1	0.50	7.8	0.056	7.9
TD7	8	84	0.11	8.3	0.025	6.5
TD8	15	87	0.18	7.8	0.065	8.2
TD15	10	75	0.19	8.9	0.0052	16.5

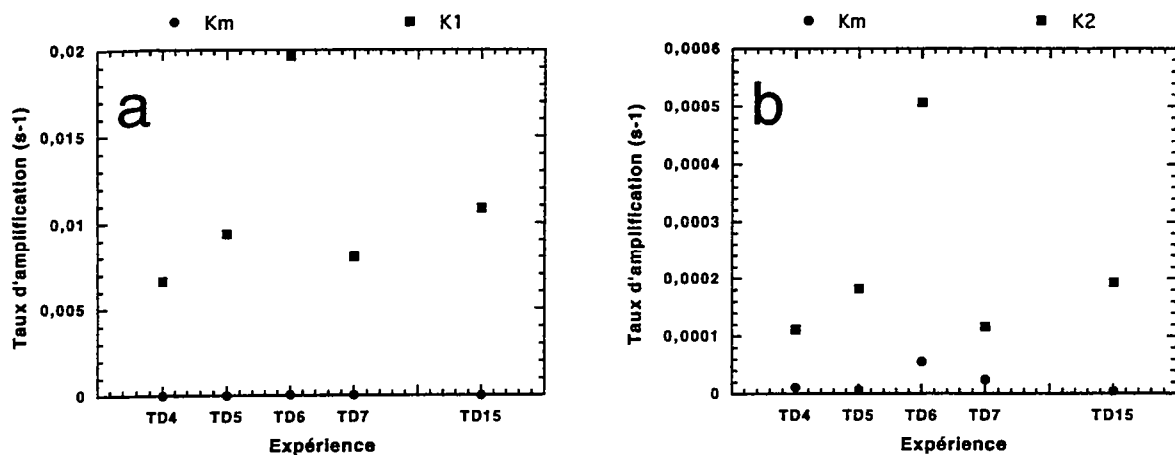


Fig. IV-21 : (a) comparaison entre le taux d'amplification calculé (en intégrant la viscosité à mi-hauteur dans la couche de silicone; modèle 1) et le taux d'amplification mesuré pour chacune des expériences. (b) : comparaison entre le taux d'amplification calculé (en intégrant la viscosité de la couche équivalente; modèle 2) et le taux d'amplification mesuré pour chacune des expériences.

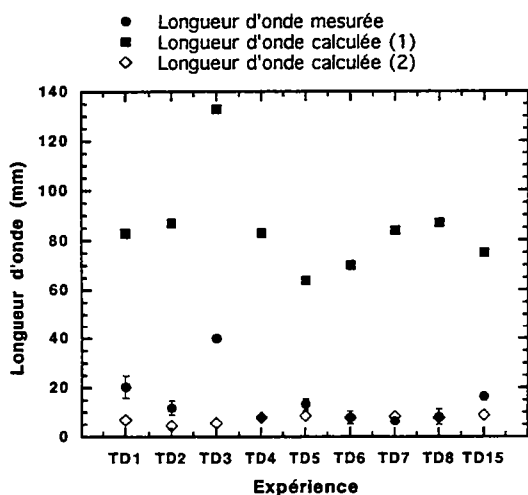


Fig. IV-22 : Comparaison entre les longueurs d'onde mesurées moyennes et les longueurs d'onde calculées pour chacune des expériences.

Remarque

Afin de tester un éventuel rôle de la taille de la boîte expérimentale, les taux d'amplification ont été calculés également pour une longueur d'onde correspondant à celle de la boîte (40 cm). Dans l'approche classique (modèle 1 du tableau IV-3), le taux d'amplification calculé est en général 10 fois plus petit que celui de la longueur d'onde dominante. Dans le cas de la couche équivalente, ils sont 100 000 fois plus petits. On peut par conséquent considérer que la taille des expériences ne favorise pas le développement d'une longueur d'onde différente (égale à la taille de la boîte) de la longueur d'onde dominante.

RÉSULTATS ET ANALYSE DES EXPÉRIENCES FRAGILES-DUCTILES

Pour deux expériences (TD9 et TD10) un niveau de sable constituait tout (TD9) ou partie (TD10) de la charge.

Évolution des expériences

Dans le cas d'une charge complètement fragile (TD10), aucune déformation n'a été décelée, même après une semaine. Pour l'expérience où la charge était constituée d'un bicouche silicone/sable (TD9), la déformation de surface s'est exprimée par modification de la topographie sans l'apparition d'aucune faille (Fig. IV-15c). Le développement des instabilités gravitaires se traduit par la formation de dépressions dont la profondeur augmente au cours de l'expérience. A la fin des expériences, on constate que les dépressions sont situées à l'aplomb d'anti-diapirs dont certains ont atteint le fond de la boîte. On note toutefois que les amplitudes des instabilités sont comparables à celles des modèles ductiles équivalents; mais celles-ci se sont développées sur une échelle de temps double (95 h). La géométrie de la surface de la résine est comparable à celle des autres expériences; c'est à dire qu'elle montre des structures en dôme-et-bassin.

Interprétation

En ce qui concerne le rôle d'une couche à rhéologie fragile, les résultats sont comparables à ceux des expériences isothermes. Sans subir de déformation interne (fracturation) et même s'il n'inhibe pas les instabilités, le sable semble avoir un rôle modérateur sur leurs vitesses d'amplification. Les instabilités développées dans les couches ductiles sous-jacentes sont comparables à celles des expériences entièrement ductiles, la seule différence entre ces deux types d'expériences concerne la cinétique des instabilités (il n'a pas été possible de quantifier la déformation de la grille au sommet de la couche de sable).

DISCUSSION DES RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX

Les effets de l'expansion thermique

Les variations verticales de densité liées au gradient de température dans les modèles doivent être prises en compte. Cette stratification de densité à travers la résine pourrait développer des instabilités convectives.

La capacité d'une couche à convecter peut être caractérisée par le nombre de Rayleigh défini par :

$$Ra = \frac{\alpha g \Delta T d^3}{\nu \kappa} \quad (23)$$

où α , g , ΔT , d , ν et κ sont respectivement :

- le coefficient d'expansivité thermique du matériaux (K^{-1});
- l'accélération de la pesanteur ($m s^{-2}$);
- la différence de température entre la base et le sommet de la couche considérée;
- l'épaisseur de la couche (m);

- la viscosité cinématique du milieu, définie par $\nu = \frac{\eta}{\rho}$ (en $m^2 s^{-1}$) où η est la viscosité dynamique (exprimée en Pa s) choisie en général à mi-hauteur dans la couche et ρ la masse volumique ($kg m^{-3}$);

- la diffusivité thermique du milieu ($m^2 s^{-1}$).

Le nombre de Rayleigh critique définit le seuil de convection. Il peut aller de 1000 à 2000 en fonction des conditions aux limites considérées. A titre indicatif, le manteau terrestre présente un nombre de Rayleigh de l'ordre de 10^6 .

Pour une couche de résine de 3 cm d'épaisseur dans les conditions expérimentales présentes, les paramètres sont les suivants :

$$\alpha = 3.10^{-4} K^{-1}, g = 10 m s^{-2}, \Delta T = 32 K, d = 3.10^{-2} m, \eta = 2.10^5 Pa s \text{ et } \kappa = 6.10^{-7} m^2 s^{-1}$$

Le nombre de Rayleigh calculé est de 2.10^{-2} . Le gradient vertical de densité à l'intérieur de la résine ne peut donc pas permettre le développement d'instabilités convectives.

Les relations entre le modèle analytique et les modèles expérimentaux

Le modèle analytique classique prédit des temps caractéristiques très différents des temps mesurés, alors que les longueurs d'onde calculées et mesurées sont compatibles (Fig. IV-21; IV-22). Comme c'est généralement le cas, la longueur d'onde développée est d'environ 2 fois l'épaisseur de la couche instable. De ce point de vue, il semble que la répartition des instabilités soit effectivement contrôlée par l'épaisseur globale de la couche instable. Lorsque la couche de résine est modélisée par une couche d'épaisseur critique (H), la différence entre taux d'amplification calculés et mesurés devient plus faible. Ceci tendrait à montrer l'intérêt de la formulation du problème mécanique en termes de couche critique (cette proposition n'étant valable que pour l'analyse des vitesses de la déformation).

Les déviations constatées entre les expériences et le modèle analytique peuvent s'expliquer d'une autre façon. Ce qui permet de linéariser les équations d'amplification dans le modèle analytique, c'est de considérer les stades d'initiation des instabilités (inférieur à 10%). Or, pour mesurer les taux d'amplification expérimentaux, nous n'avons tenu compte que des portions significatives de courbes de croissance (pour des amplifications supérieures à la gamme d'erreur analytique). Ainsi, le plus souvent, les taux de croissance mesurés sont valables pour les fortes amplifications (supérieures à 10%). En termes d'amplification finie, le champ d'application du modèle analytique et le champ de mesure des données expérimentales ne se recouvrent pas.

Si l'amplification des instabilités gravitaires dans un système soumis à un gradient vertical de température est effectivement contrôlée par une couche critique superficielle (d'épaisseur H), le système expérimental n'est pas assimilable à un système isotherme. En ce qui concerne l'application du modèle analytique (isotherme) aux structures naturelles (Rönnlund, 1989), on peut émettre les plus grandes réserves sur son pouvoir prédictif, notamment pour les dômes gneissiques.

Le résultat principal de ce travail est que les instabilités développées dans un système gravitairement instable soumis à un gradient vertical de température ont une cinétique contrôlée par la température à l'interface instable ainsi que par le gradient vertical de température sous cette interface.

Évolution des amplifications à long terme

Quelles que soient les conditions expérimentales, on n'observe aucun amortissement des instabilités, même lorsque celles-ci ont atteint le fond de la boîte. La loi de croissance est toujours proche d'une loi exponentielle. L'amollissement mécanique consécutif au réchauffement subi par la silicone subsidente pourrait auto-entretenir le phénomène gravitaire. La trempe de la surface de la couche instable refroidie pendant son ascension n'a aucun rôle modérateur sur la dynamique des instabilités en cours d'amplification. Sur le long terme, on peut supposer que toute la silicone atteigne le fond de la boîte. En surface, les témoins de cette ancienne couche de silicone seront très rares.

Comparaison avec les résultats des simulations analogiques ou numériques isothermes

Pour ce qui est des géométries et de la répartition spatiale des instabilités, les résultats expérimentaux sont compatibles avec les modèles isothermes classiques (analogiques ou numériques) (Talbot et al., 1991). Si la couche critique a un rôle à jouer dans les amplifications, les épaisseurs globales des différentes couches impliquées exercent un contrôle certain sur la répartition des instabilités.

La variation de densité à l'intérieur de la résine aurait pu induire des phénomènes de polydiapirisme (Weinberg et Schmeling, 1992). C'est à dire que des instabilités de second ordre auraient pu se développer à l'intérieur des dômes de la couche de résine. Ces structures se

développent généralement lorsque la couche de faible densité présente en son sein des gradients inverses de densité initiaux ou engendrés lors de l'ascension des diapirs de premier ordre.

La structure interne des instabilités (dômes et anti-diapirs) n'a pas pu être observée (absence de marqueurs passifs à l'intérieur des modèles). On ne sait donc pas si elle est comparable aux résultats des simulations analogiques de la littérature (Dixon et Summers, 1983; Talbot et Jackson, 1987; Jackson et Talbot, 1989).

CONCLUSION

Ces expériences montrent que la cinétique des instabilités gravitaires thermiquement contrôlées semble être gouvernée par les fortes viscosités au sommet de la couche instable. La définition d'une épaisseur critique permet de décrire de manière relativement satisfaisante les vitesses d'amplification des instabilités. La définition même de l'épaisseur équivalente implique que le développement des instabilités soit contrôlé par la température au niveau de l'interface instable ainsi que par le gradient thermique au sommet de la couche de faible densité sous-jacente à la couche matérialisant les roches supracrustales plus denses.

6 - CONCLUSIONS

Les expériences présentées dans cette partie visaient à modéliser une lithosphère ou une croûte continentale gravitairement instable, contenant une couche superficielle de forte densité. Le but de cette approche analogique était de simuler les plateaux de roches volcaniques (roches vertes) mises en place sur la croûte continentale pendant l'Archéen (Gorman et al., 1978). Certaines des expériences présentées étaient soumises à un gradient vertical de température, permettant ainsi de modéliser des profils verticaux de viscosité à l'intérieur de la croûte continentale.

Les résultats obtenus permettent d'émettre quelques hypothèses concernant le contrôle qu'exercent les paramètres thermomécaniques des modèles sur le développement des instabilités gravitaires induites par le contraste de densité existant entre la couche superficielle et le reste de la croûte.

La première question posée au début de cette partie était de savoir quelle(s) structure(s) rhéologique(s) permettai(en)t le développement d'instabilités dans une croûte gravitairement instable. Les résultats expérimentaux montrent que la transition fragile-ductile doit se situer à l'intérieur de la couche de forte densité pour développer des instabilités gravitaires sur l'échelle de temps retenue pour le dimensionnement. Dans le cas des expériences thermiques, les résultats montrent que les fortes viscosités au sommet de la couche de faible densité (la croûte au sens strict), ne constituent pas un frein au développement des instabilités gravitaires.

La seconde question posée concerne le mode de croissance des instabilités gravitaires en relation avec les paramètres thermomécaniques de la croûte. Les résultats expérimentaux ont permis de mettre en évidence une relation empirique entre le taux d'amplification des instabilités et H , l'épaisseur équivalente de la couche de faible densité. Cette grandeur correspond à la profondeur à partir de laquelle la viscosité a chuté d'un facteur e au sommet de la couche de faible densité. La couche équivalente constitue donc la partie superficielle résistante de cette couche instable. La relation expérimentale fait apparaître que le taux d'amplification des instabilités est une fonction exponentielle décroissante de l'épaisseur équivalente. D'après la définition même de l'épaisseur équivalente, le taux d'amplification est donc lié à la température au niveau de l'interface instable ainsi qu'au gradient thermique vertical sous cette dernière.

Il semble donc que la cinétique des instabilités (et plus particulièrement leur déclenchement) soit contrôlée par une couche mécanique critique située au niveau de l'interface et dont l'épaisseur est petite par rapport aux épaisseurs des couches instables (elle est en général dix fois inférieure).

La dernière question posée est de savoir si, d'après ces expériences, l'observation de structures gravitaires d'échelle crustale sur de grandes portions de craton archéens impliquait une structure thermomécanique particulière de la lithosphère pendant les épisodes diapiriques.

Les résultats expérimentaux impliquent que l'interface instable (la base des séries de roches vertes) soit dans le champ ductile pour que le développement d'instabilités gravitaires ait lieu. La subsidence des plateaux volcaniques (West, 1980; Richter, 1985) doit permettre d'amener la base des ceintures de roches vertes à des températures telle que cette condition soit remplie. La fusion partielle et la migmatisation régionale doivent être contrôlées par un géotherme fort dans les niveaux intermédiaires de la croûte. Or, l'épaississement n'étant pas reconnu dans les portions de croûte continentale ayant subi les phénomènes diapiriques, la seule source de chaleur possible pour engendrer un tel contexte thermique est à chercher au niveau du manteau. L'advection de chaleur par un plume mantellique doit permettre la modification de l'état thermique de la lithosphère après la mise en place des roches vertes, qui, en épandages, ont un fort pouvoir d'écrantage thermique sur la croûte sous-jacente. Pour une lithosphère continentale moderne, la mise en place de trapps volcaniques à l'aplomb d'un point chaud n'est pas suivie du développement d'instabilités gravitaires. Tout au plus, les trapps peuvent subsider et acquérir une géométrie de bassin

intracratonique. En effet, la rigidité flexurale de la lithosphère moderne est très importante et ne permet pas d'amener les roches vertes à de grandes profondeurs. Le plume ayant provoqué la formation des trapps n'entraîne pas un réchauffement suffisant de la croûte pour que des instabilités gravitaires puissent se développer. D'autre part, les trapps devaient être bien plus épais à l'Archéen (plus de 10 km d'épaisseur) qu'au Phanérozoïque. Ainsi, leur pouvoir d'écrantage et leur capacité à induire l'enfouissement de la lithosphère selon le mode proposé par Richter (1985) était plus importants qu'actuellement.

Dans le cas de la lithosphère archéenne, les plumes ayant produit les roches vertes intracratoniques ne sont pas obligatoirement à l'origine des instabilités gravitaires qui les affectent. Si l'activité et surtout la fréquence des plumes étaient plus importantes pendant la période archéenne (Campbell et Hill, 1988), on peut concevoir un remaniement fréquent et important à l'intérieur de la lithosphère.

En résumé, les résultats expérimentaux laissent supposer que l'occurrence d'instabilités gravitaires à l'intérieur de la croûte continentale implique que la lithosphère devait avoir une structure thermomécanique particulière au moins pendant certaines périodes durant l'Archéen. L'approche expérimentale a permis de discuter des grandes structures thermiques et rhéologiques permettant le développement des instabilités dans une lithosphère instable d'un point de vue gravitaire.

Mais cette étude ne constitue qu'une première approche analogique des problèmes d'instabilités gravitaires crustales. Des questions sur les structures diapiriques archéennes demeurent. Par exemple, pourquoi les structures gravitaires sont-elles préservées dans ces portions de croûte ? En effet, l'amplification exponentielle des instabilités impliquent que les roches vertes retournent dans le manteau lithosphérique. La préservation de ces structures peut être liée à un arrêt de l'advection de chaleur ou à une trempée des dômes qui migrent vers la surface. Lorsque la couche équivalente atteint une épaisseur critique, le blocage du système diapirique peut avoir lieu.

CONCLUSIONS ET SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE

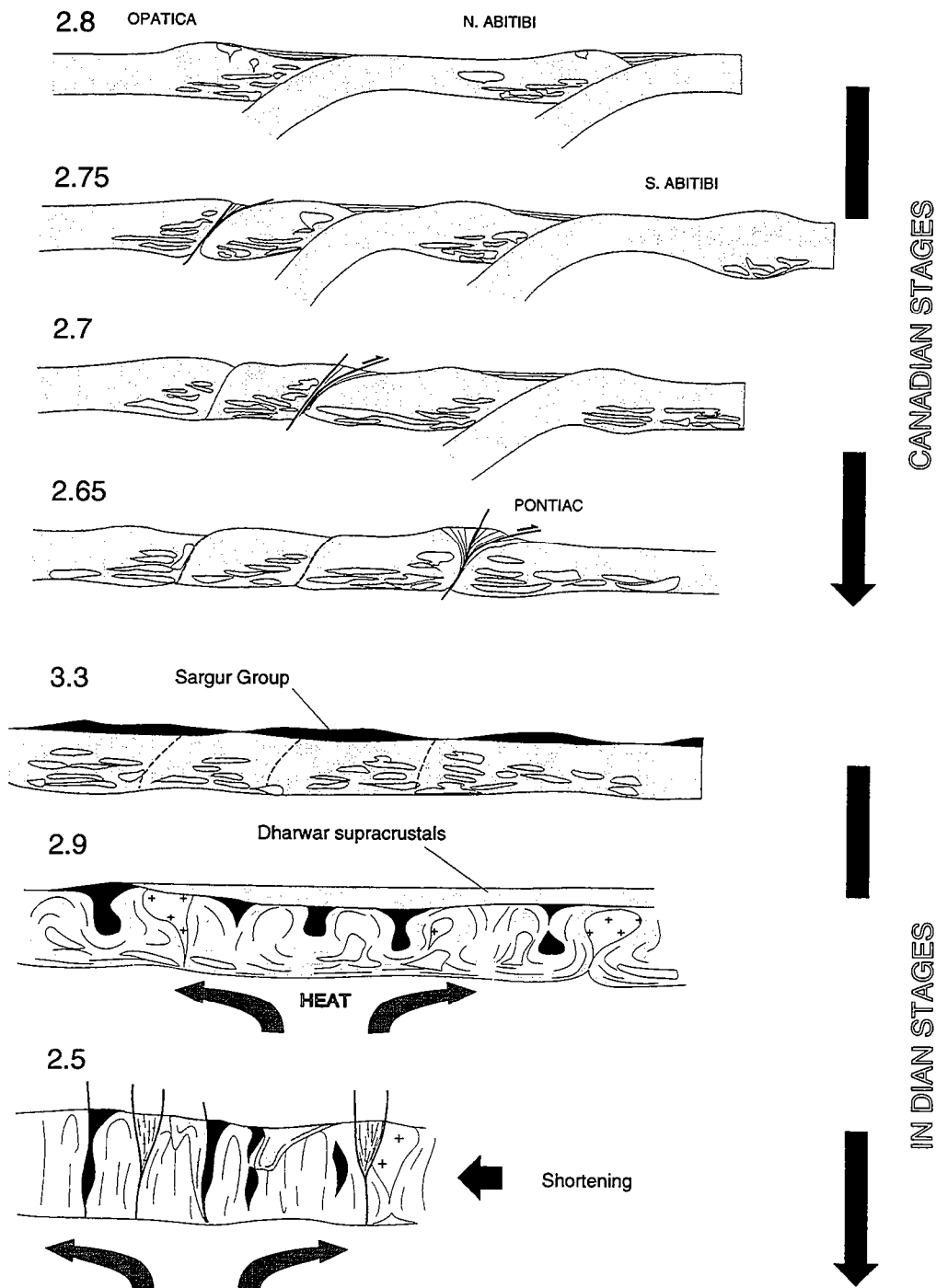


FIG. V-1 : Modèle d'évolution structurale de la croûte continentale archéenne (modifié d'après Choukroune et al., sous presse). Les stades précoces de l'accrétion latérale des ceintures de roches vertes en contexte d'arc est illustré par la sous-province d'Abitibi qui montre, de 2.8 à 2.65 Ga, des évidences de collages successifs de ceintures de roches vertes de plus en plus jeunes. L'histoire ancienne du craton de Dharwar (Sargur) peut être assimilée à un stade d'évolution plus avancé que celui de l'Abitibi. On suppose que la mise en place des roches du Groupe de Sargur se fait en contexte continental, c'est-à-dire que la croûte est dominée par les roches plutoniques acides (TTG) qui se sont progressivement mises en place. Après l'épisode diapirique ancien (3.3-2.9 Ga), les roches du Supergroupe de Dharwar se mettent en place sur la croûte continentale aux environs de 2.9 Ga. Le bassin intracratonique ainsi engendré est discordant sur les roches vertes anciennes et les granitogneiss. Le réchauffement régional induit par un panache mantellique, couplé à une tectonique régionale compressive, permet le déclenchement d'instabilités gravitaires et le raccourcissement homogène du craton.

CONCLUSIONS ET SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE

Nous rappelons ici les principaux résultats de cette thèse. Sur la base de la synthèse bibliographique et des résultats de ce travail, il est également possible de discuter les aspects thermomécaniques de la tectonique des continents à l'Archéen. Dans ce qui suit, on intègre ces informations à un modèle d'évolution schématique d'une portion de croûte archéenne quelconque.

PRINCIPAUX RÉSULTATS

Ce travail a permis de mettre en évidence à travers deux sections de croûte continentale archéenne des champs de déformation diapiriques tridimensionnels. Dans le craton de Dharwar, cette contribution complète les travaux de Bouhallier et al. (1995) en argumentant les mécanismes des mouvements relatifs affectant les roches vertes et leur soubassement granitogneissique dans le niveau structural supérieur de la croûte. L'analyse de la déformation a révélé l'existence d'un niveau de déformation localisée (décollement) situé à la base des séries de roches supracrustales permettant la migration (déplacement relatif) de ces séries en direction du coeur des ceintures de roches vertes. La reconnaissance de ce type de structures implique un découplage mécanique et une localisation de la déformation à l'interface entre les roches volcano-détritiques et leur socle lors des périodes d'instabilité crustale. L'analyse des figures d'interférence et des critères cinématiques permettent d'argumenter un modèle dynamique de l'effondrement centripète localisé du bassin intracratonique de Dharwar en différentes zones de subsidence tectonique matérialisées par les ceintures de roches vertes. Les champs de déformation "gravitaire" mis en évidence sont de deux types. Ils peuvent présenter une symétrie bilatérale (gouttière) ou radiale (cuvette). Il a également été possible de caractériser l'influence de la tectonique régionale sur les champs de déformation des différentes ceintures de roches vertes.

L'approche expérimentale visait, à travers le développement d'instabilités gravitaires d'échelle crustale, à appréhender la structure thermomécanique de la lithosphère archéenne lors des épisodes d'instabilité. Les expériences réalisées ont permis de simuler une superposition instable de matériaux de forte densité à l'intérieur d'un modèle de croûte. Un nouveau dispositif expérimental a permis de maintenir un gradient vertical de température dans les expériences et a ainsi permis de tester le rôle d'un gradient vertical de viscosité dans les milieux ductiles du modèle crustal. Ces premiers tests suggèrent que :

- l'interface instable (limite roches vertes / socle granitogneissique) doit avoir une rhéologie ductile pour que les instabilités gravitaires se produisent dans la croûte (ce résultat implique donc un géotherme fortement penté ou des épaisseurs importantes de roches vertes) ;

- le gradient thermique contrôle le déclenchement et le développement des instabilités gravitaires à l'intérieur de la croûte ;

- l'épaisseur d'une couche rhéologique limite de forte viscosité, située sous les roches supracrustales est un paramètre permettant de caractériser la capacité d'une croûte à développer ou stopper le développement des instabilités gravitaires ;

Ce travail a permis de préciser le fonctionnement d'une interface instable majeure de la lithosphère continentale primitive : la limite entre les roches supracrustales intracratoniques et leur socle. Les résultats expérimentaux sont compatibles avec le fait que l'on reconnaisse, à la base des séries supracrustales, des zones de découplage de premier ordre dans la croûte archéenne, impliquant un intense gradient de déformation (localisation) et un saut dans la rhéologie des matériaux situés de part et d'autre du décollement.

CONTEXTE GÉODYNAMIQUE DES DÉFORMATIONS GRAVITAIRES ARCHÉENNES

Lors de cette étude, on a montré combien la contribution des forces de volume pouvait être importante dans la structuration de deux cratons archéens. Ces portions de croûte étudiées représentent déjà des stades évolués de la différenciation d'une lithosphère continentale puisque les

épisodes tectoniques reconnus affectent des matériaux déjà anciens, extraits du manteau plusieurs centaines de millions d'années avant d'être impliqués dans les déformations diapiriques. Dans le cas du craton de Dharwar, la croûte subit même une période de stabilisation relative avant l'épisode tectonométamorphique reconnu à 2.5 Ga. Le développement d'un bassin intracratonique comme celui du Supergroupe de Dharwar, sur un socle contenant des roches vertes et des granitogneiss déformés lors d'un épisode de déformation ancien (>2.6 Ga), est considéré comme le marqueur d'une période de stabilité fini-archéenne de la lithosphère sud-indienne.

Dans le craton de Dharwar, la modification de l'état thermique et mécanique de la lithosphère peut être attribuée à l'activité d'un plume mantellique ayant interagi avec cette portion de lithosphère à la fin de l'Archéen (Peucat et al., 1993b; Jayananda et al., 1995; Bouhallier, 1995, Choukroune et al., 1995). En effet, on y trouve pas d'évidence pour un épaississement crustal important. La granulitisation, la fusion partielle, la mise en place de magmas juvéniles, la déformation diapirique et le raccourcissement homogène régional attestent d'un amollissement à grande échelle de la croûte archéenne. Nous proposons que la tectonique régionale du craton de Dharwar à 2.5 Ga soit contrôlée par :

- 1 - le gradient de densité inverse existant entre les ceintures de roches vertes intracratoniques et la croûte sous-jacente ;
- 2 - une intensification du régime thermique probablement induit par la présence d'un panache mantellique à l'aplomb du craton ;
- 3 - Une compression régionale liée à l'application de forces de surface aux limites du craton (dont la nature tectonique n'est pas connue : collision?, subduction ?).

Le fait que les structures gravitaires diapiriques soient préservées dans chacun des niveaux structuraux de la croûte est interprété comme le résultat d'une trempe des granitogneiss (rôle de la couche limite) après la disparition de cette source de chaleur anormalement élevée. La cessation de l'activité du plume sur la lithosphère sud-indienne peut être due à la migration de la plaque portant le craton ou simplement par la mort du panache. Plus probablement, l'accrétion d'une racine lithosphérique a pu permettre à cette portion de croûte d'être préservée de la destruction.

Dans ce type de contexte géodynamique archéen, la compression de la lithosphère semble être caractérisée par un raccourcissement homogène associé à des contacts tectoniques verticaux contrôlés par des anisotropies héritées des structures diapiriques.

UN MODÈLE D'ÉVOLUTION STRUCTURALE DE LA LITHOSPHÈRE CONTINENTALE ARCHÉENNE

D'un point de vue général, une éventuelle controverse entre les tenants du "verticalisme" (modèles gravitaires) et de "l'horizontalisme" n'a plus lieu d'être aujourd'hui. Il faut comprendre pourquoi des portions de croûte ont été contrôlées par les collages latéraux alors que certaines (notamment celles traitées dans les exemples naturels dans cette thèse) montrent des figures d'instabilités gravitaires associées au raccourcissement régional homogène.

Si le craton de Dharwar à 2.5 Ga peut être considéré comme une portion évoluée de croûte continentale archéenne, la sous-province d'Abitibi (2.7 Ga) a des caractéristiques plus primitives. En effet, les ceintures de roches vertes ont des signatures primaires et ne présentent aucune évidence de contamination crustale. Elles sont assimilées à des portions d'arcs volcaniques ou à des plateaux océaniques (Desrochers et al., 1993) (partie II, chapitre 3). Les granitogneiss sont toujours postérieurs aux roches vertes et l'on observe une zonation nord-sud des âges (alors qu'en Inde à 2.5 Ga, les roches vertes sont mises en place dans des bassins intracratoniques). Les études structurales ont argumenté des modèles de collision et de subduction permettant le *collage* de blocs de plus en plus jeunes vers le Sud. Le transect géophysique LITHOPROBE a fourni des informations complémentaires permettant de confirmer la vergence sud des structures développée lors des collages. Une zone de subduction fossile à vergence nord a même été reconnue sur la dernière ligne sismique publiée (Calvert et al., 1995; Fig. II-27), ce qui laisserait supposer que les différents blocs de la partie orientale de la province supérieure soient entrés en collision après le fonctionnement de zones de subduction.

Les deux modes de déformation (collage et diapirisme) ne sont pas incompatibles. Ils peuvent représenter des stades de maturation différents d'un protocontinent (Choukroune et al., annexe 1). Les processus comparables à ceux reconnus dans les orogènes modernes pourraient avoir contrôlé le collage des plateaux volcaniques primitifs (roches vertes primaires) formant l'ossature

d'un protocontinent (cas de l'Abitibi). Les phénomènes diapiriques pourraient avoir lieu dans une croûte continentale plus évoluée dans laquelle les niveaux moyens et inférieurs seraient constitués de granitoïdes mis en place par sous-placage crustal.

Dans le modèle proposé, la sous-province d'Abitibi représente un stade précoce de la formation d'un protocontinent il y a environ 2.7-2.6 Ga, par *accrétion latérale* de matériaux juvéniles alors que le craton de Dharwar à 2.5 Ga est interprété comme un continent plus évolué (dans lequel la proportion de granitoïdes est plus importante), subissant l'influence d'un plume mantellique (Fig. V-1). Dans les deux cas, la cratonisation a eu lieu à la fin de l'épisode tectonique majeur (2.6 Ga en Abitibi et 2.5 Ga pour Dharwar) conférant aux cratons leur structure finale. En Abitibi, le fait que le manteau lithosphérique ait été structuré en même temps que la croûte sus-jacente est un argument en faveur d'une cratonisation précoce, permettant la formation d'une racine lithosphérique sous le craton (Mareschal et al., 1995). Ce phénomène permet la préservation des portions de croûte continentale considérée.

Remarque - Même si le modèle de collage est largement argumenté dans la province d'Abitibi, on doit toutefois noter une fois de plus, que les critères en faveur d'un épaissement crustal important associé à la dynamique de collage n'ont pas été reconnus (chevauchements crustaux s.s., métamorphisme inverse, éclogites et schistes bleus dans les roches continentales, empilement de nappes). Je pense que les modalités mécaniques d'une telle accrétion latérale sont à définir de façon plus précise en évitant l'analogie systématique avec les systèmes orogéniques phanérozoïques. Même si la géophysique constitue un moyen d'investigation puissant, ce sont les évidences géologiques qui devront permettre de caractériser les mécanismes de la création des protocratons.

NB : Le développement de ce modèle géodynamique est présenté dans l'annexe 1 sous la forme d'une publication qui constitue une revue des processus tectoniques et des modes de croissance de la croûte archéenne.

DISCUSSION - PERSPECTIVES

Au terme de ce travail, deux problématiques relatives à la structure de la lithosphère continentale et à la géodynamique globale me paraissent d'une importance de premier ordre. Elles sont rapidement discutées dans ce qui suit.

Géométrie crustale et dynamique de la croûte profonde archéenne

Il subsiste un problème concernant la différence de style structural entre la croûte inférieure (caractérisée par des structures essentiellement horizontales) et les terrains à granites et ceintures de roches vertes (schistosité à fort pendage, structures en dôme-et-bassin, décrochements, plis droits etc...). Ceci est très bien illustré dans la Province Supérieure et notamment dans la zone de Kapuskasing (chapitres I-4 et II-3). Le raccourcissement vertical subi par les granulites et les magmas juvéniles de la base de la croûte atteste effectivement d'une dynamique apparemment incompatible avec celle des niveaux moyens et superficiels d'une même section crustale. Même si des structures "extensives" ont été reconnues par certains auteurs, le modèle dynamique reste pour l'instant assez peu convainquant. Toutefois, le raccourcissement vertical de la croûte inférieure suggère un fluage (extension s.l.) différentiel de cette dernière par rapport au reste de la croûte. Comment le système de tectonique globale archéen pouvait-il permettre une telle dynamique ? Dans un cadre éventuel de tectonique des plaques archéen, une faible *subductabilité* de la croûte océanique aurait pu permettre l'étalement des parties profondes de la croûte (en dessous du niveau de collision continent/océan) tout en maintenant les structures compressives intactes des les parties moyennes et superficielles de la croûte (la prédominance des cisaillements décrochants dans la croûte archéenne constitue un argument supplémentaire en faveur d'une faible subductabilité de la croûte océanique). Ce type de raisonnement est intéressant si l'on considère qu'aujourd'hui, l'interaction entre un point chaud et un continent induit en général un épisode d'extension régionale alors qu'à l'Archéen, une telle extension ne serait pas permise dans les mêmes circonstances (si par exemple un plume a interagi avec la croûte de Dharwar il y a 2,5 Ga, aucune structure extensive contemporaine n'y a été reconnue dans les niveaux moyens et profonds du craton).

A la lumière de cette discussion, on comprend que des analyses structurales du même type que celles présentées dans ce travail, pratiquées dans les zones profondes de croûte archéenne,

s'avéreront être un excellent outil dans l'investigation des modalités de la dynamique crustale archéenne, en relation avec les processus tectoniques de grande échelle de cette époque.

De la tectonique archaïque à la tectonique des plaques : une hypothèse

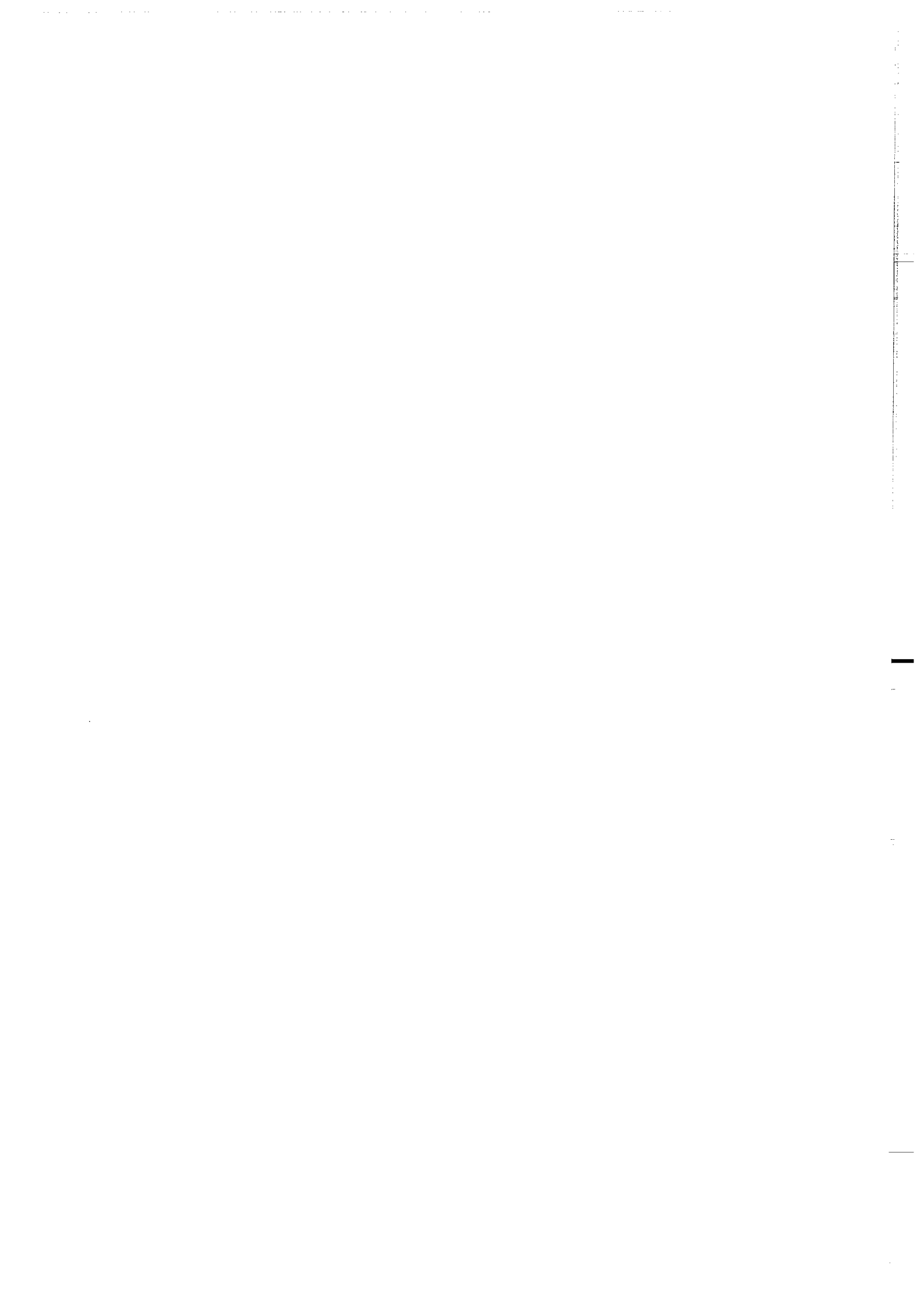
Le raisonnement suivi par la majorité des auteurs est le suivant : les évidences de raccourcissement horizontal impliquent des déplacements de plaques et, par conséquent un style de déformation archéen comparable à celui des orogènes modernes. Toutefois, comme nous l'avons vu de nombreuses fois au cours des différentes analyses de ce travail, cette comparaison ne peut être immédiate même si les chaînes modernes sont pour nous des références.

Pendant le Protérozoïque, on constate l'apparition des premières chaînes intracratoniques. Il faut attendre les épisodes panafricains (800 Ma) pour documenter de façon univoque l'occurrence de schistes bleus paradérivés. Dans les cratons archéens, le fait qu'on ne trouve pas d'évidence pour un métamorphisme HP-BT dans les roches continentales peut s'expliquer de trois façons :

- (1) ces roches n'auraient pu être créées car l'épaississement était modéré et était acquis selon un mode distinct des processus modernes (Choukroune et al., 1995) ;
- (2) la formation de racines lithosphériques ne permettait pas l'exhumation des roches de haute pression ;
- (3) ces roches ne pouvaient être exhumées car l'étalement (extension) des portions de croûte n'était permis par le système de tectonique globale qui empêchait, la plupart du temps, la croûte océanique de subduire sous un continent.

Dans cette troisième perspective, on peut proposer que la subductabilité croissante de la croûte océanique au cours du Protérozoïque ait joué un rôle fondamental. En effet, l'acquisition progressive d'un système de tectonique des plaques moderne aurait permis, par le fonctionnement des zones de subduction, des conditions de bordure libre aux limites des masses continentales épaissies. Dans cette hypothèse, ce serait parce que l'étalement des zones continentales est devenu possible vers la fin du Précambrien que les roches de haute pression auraient pu être exhumées (on note que le fonctionnement des zones de subduction a également pu faciliter les phénomènes modernes de chevauchements crustaux et par conséquent des épaississements importants, attestés par un métamorphisme de haute pression). Ceci ne voudrait pas dire que l'on formait des roches de haute pression basse température dans la croûte continentale pendant l'Archéen (le débat est toujours ouvert), mais que l'exhumation de roches profondes juste après leur formation serait devenue progressivement possible après la période archéenne pour aboutir au système Phanérozoïque.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES



- Abe Y. 1993. Physical state of the very early Earth. *Lithos* **30**, 223-235.
- Abouchami W., M. Boher, A. Michard & F. Albarède. 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.
- Anderson D. L. 1995. Lithosphere, asthenosphere, and perisphere. *Rev. Geophys.* **33**, 125-149.
- Anhaeusser C. R. 1981. Geotectonic evolution of the Archaean successions in the Barberton Mountain Land, South Africa. In: *Precambrian plate tectonics* (edited by A. Kröner). Elsevier, Amsterdam. 138-160.
- Anhaeusser C. R. 1975. Precambrian tectonic environments. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **3**, 31-53.
- Anhaeusser C. R. 1984. Structural elements of Archaean granite-greenstone terranes as exemplified by the Barberton Mountain Land, southern Africa. In: *Precambrian tectonics illustrated* (edited by A. Kröner and R. Greiling). E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 57-78.
- Anhaeusser C. R., R. Mason & R. P. Viljoen. 1969. A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **80**, 2175-2200.
- Archibald N. J., L. F. Bettenay & M. J. Bickle. 1981. Evolution of Archaean crust in the eastern Goldfields province of the Yilgarn block. *Spec. Publ. Geol. Soc. Aust.* **7**, 491-504.
- Armstrong R. L. 1981. Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on a near-steady-state non-continental-growth Earth. *Phil. Trans. R. Soc. London A* **301**, 443-472.
- Arndt N.T. 1983. Role of a thin, komatite-rich oceanic crust in the Archaean plate-tectonics process. *Geology* **11**, 272-375.
- Arndt N. T. 1994. Archean komatiites. In: *Archean crustal evolution* (edited by K. C. Condie). Elsevier, Amsterdam. 11-44.
- Arndt N. T. & S. L. Goldstein. 1989. An open boundary between lower continental crust and mantle: its role in crust formation and crustal recycling. *Tectonophysics* **161**, 201-212.
- Arzi A. A. 1978. Critical phenomena in the rheology of partially molten rocks. *Tectonophysics* **44**, 173-184.
- Ashwal L. D., P. Morgan & T. D. Hoisch. 1992. Tectonics and heat sources for granulite metamorphism of supracrustal-bearing terranes. *Precambrian Res.* **55**, 525-538.
- Auvray B., J.-P. Burg, C. Caruba, R. Dars & K. Lo. 1992. L'Amsaga (Mauritanie), fragment archéen du craton ouest-africain : observations et hypothèses nouvelles. *J. Afr. Earth Sci.* **14**, 183-190.
- Barrère J. 1967. Le Groupe précambrien de l'Amsaga entre Atar et Akjoujt (Mauritanie). Etude d'un métamorphisme profond et de ses relations avec la migmatisation. *Mém. BRGM* **42**, 278p.
- Beckinsale R. D., S. A. Drury & R. W. Holt. 1980. 3.360 My old gneisses from the south Indian craton. *Nature* **283**, 469-470.
- Benn K., E. W. Sawyer & J.-L. Bouchez. 1992. Orogen parallel and transverse shearing in the Opatika belt, Québec: implications for the structure of the Abitibi subprovince. *Can. J. Earth Sci.* **29**, 2429-2444.
- Berner H., H. Ramberg & O. Stephansson. 1972. Diapirism in theory and experiment. *Tectonophysics* **15**, 197-218.
- Berthé D. & J.-P. Brun. 1980. Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican shear zone, France. *J. Struct. Geol.* **2**, 127-133.
- Berthé D., P. Choukroune & D. Gapais. 1979b. Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant : l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bull. Min.* **102**, 265-272.
- Berthé D., P. Choukroune & P. Jégouzo. 1979a. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.* **1**, 31-42.
- Bettenay L. F., M. J. Bickle, C. A. Boulter, D. I. Groves, P. Morant, T. S. Blake & B. A. James. 1981. Evolution of the Shaw batholith - an Archaean granitoid-gneiss dome in the eastern Pilbara, Western Australia. *Spec. Publ. Geol. Soc. Aust.* **7**, 361-372.
- Bhaskar Rao Y. J., T. V. Sivaraman, G. V. C. Pantulu, K. Gopalan & S. M. Naqvi. 1992. Rb-Sr ages of late Archean metavolcanics and granites, Dharwar craton, South India and evidence for early Proterozoic thermotectonic event(s). *Precambrian Res.* **59**, 145-170.
- Bickle M. 1986a. Global thermal histories. *Nature* **319**, 13-14.
- Bickle M. J. 1978. Heat loss from the Earth: a constraint on archaean tectonics from the relation between geothermal gradients and the rate of plate production. *Earth Planet. Sci. Lett.* **40**, 301-315.
- Bickle M. J. 1986b. Implication of melting for stabilisation of the lithosphere and heat loss in the Archaean. *Earth Planet. Sci. Lett.* **80**, 314-324.
- Bickle M. J., L. F. Bettenay, C. A. Boulter & D. I. Groves. 1980. Horizontal tectonic interaction of an Archean gneiss belt and greenstones, Pilbara block, Western Australia. *Geology* **8**, 525-529.
- Bickle M. J. & K. A. Eriksson. 1982. Evolution and subsidence of early Precambrian sedimentary basins. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* **301**, 225-247.
- Bickle M. J., A. Martin & E. G. Nisbet. 1975. Basaltic and peridotitic komatiites and stromatolites above a basal unconformity in the Belingwe greenstone belt, Rhodesia. *Earth Planet. Sci. Lett.* **27**, 155-162.

- Bickle M. J., P. Morant, L. F. Bettenay, C. A. Boulter, T. S. Blake & D. I. Groves. 1985. Archaean tectonics of the Shaw batholith, Pilbara Block, Western Australia: structural and metamorphic tests of the batholith concept. *Geol. Ass. Can. Spec. Pap.* **28**, 321-341.
- Bickle M. J., E. G. Nisbet & A. Martin. 1994. Archaean greenstone belts are not oceanic crust. *J. Geol.* **102**, 121-138.
- Bickle M. J., E. G. Nisbet, A. Martin & J. L. Orpen. 1993. Introduction: the Zimbabwe craton and controversies over Archaean granite-greenstone terrains. *Geol. soc. Zimbabwe Spec. Publ.* **2**, 1-234.
- Bickle M. J., J. L. Orpen, E. G. Nisbet & A. Martin. 1993. Structure and metamorphism of the Belingwe greenstone belt and adjacent granite-gneiss terrain: the tectonic evolution of an Archaean craton. *Geol. Soc. Zimbabwe Spec. Publ.* **2**, 39-234.
- Binns R. A., R. J. Gunthorpe & D. I. Groves. 1976. Metamorphic patterns and development of greenstone belts in the eastern Yilgarn block, Western Australia. In: *The early history of the Earth* (edited by B. F. Windley). Wiley, London. 303-313.
- Boher M., W. Abouchami, A. Michard, F. Albarède & N. T. Arndt. 1992. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *J. Geophys. Res.* **97**, 345-369.
- Bohlen S. R. 1991. On the formation of granulites. *J. Metam. Geol.* **9**, 223-229.
- Bohlen S. R. 1987. Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites. *J. Geol.* **84**, 7561-7571.
- Borradaile G. J. & W. M. Schwertdner. 1984. Horizontal shortening of upward-facing greenstone structures in the southern Superior Province, Canadian Shield. *Can. J. Earth Sci.* **21**, 611-615.
- Bouhallier H. 1995. Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale Achéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). *Mem. Geosciences Rennes n°60* pp. 277p.
- Bouhallier H., D. Chardon & P. Choukroune. 1995. Strain patterns in Archaean dome-and-basin structures: the Dharwar craton (Karnataka, South India). *Earth Planet. Sci. Lett.* **135**, 57-75.
- Bouhallier H., P. Choukroune & M. Ballèvre. 1993. Diapirism, bulk homogeneous shortening and transcurrent shearing in the Archaean Dharwar craton: the Holenarsipur area, southern India. *Precambrian. Res.* **63**, 43-58.
- Boulter C. A., M. J. Bickle, B. Gibson & R. K. Wright. 1987. Horizontal tectonics pre-dating upper Gorge Creek Group sedimentation, Pilbara block, Western Australia. *Precambrian Res.* **36**, 241-258.
- Bowring S. A. & T. Housh. 1995. The Earth early evolution. *Science* **269**, 1535-1540.
- Boyd F. R., J. J. Gurney & S. H. Richardson. 1985. Evidence for a 150-200 km thick Archaean lithosphere from diamond inclusion thermobarometry. *Nature* **315**, 387-389.
- Bremond d'Ars J. (de) 1990. Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. *Mém. Doc. Centre Arm. Etude Struct. Socles* **35**, 370p.
- Bridgwater D., V. R. Mc Gregor & J. S. Myers. 1974. A horizontal tectonic regime in the Archaean of Greenland and its implications for early crustal thickening. *Precambrian Res.* **1**, 179-197.
- Bronner G. 1981. Diapiric structures in the Archaean basement of the south west Reguibat Shield (Mauritania). *J. Struct. Geol. (abstract)* **3**, 91.
- Bronner G. 1992. Structure et évolution d'un craton archéen, la Dorsale Réguibat occidentale (Mauritanie): tectonique et métallogénie des formations ferrières. *Doc BRGM* **201**. 448p.
- Bronner G., J. J. Chauvel & C. Triboulet. 1985. Archaean metamorphic iron formations and associated basic rocks of Lebzenia (Tasiast, southwestern Reguibat shield, Mauritania). *Bull. Sci. Geol.* **38**, 337-357.
- Brun J.-P. 1983a. Isotropic points and lines in strain fields. *J. Struct. Geol.* **5**, 321-327.
- Brun J.-P. 1983b. L'origine des dômes gneissiques : modèles et tests. *Bull. Soc. Géol. France (7) t XXV*, 219-228.
- Brun J.-P., D. Gapais & B. Le Theoff. 1981. The mantled gneiss domes of Kuopuo (Finland): interfering diapirs. *Tectonophysics* **74**, 283-304.
- Brun J.-P. & J. Pons. 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Spain. *J. Struct. Geol.* **3**, 219-229.
- Brun J.-P. & J. Van Den Driessche. 1994. Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics. *Bull. Soc. Geol. France* **165**, 519-530.
- Brun J. P. 1981. Instabilités gravitaires et déformation de la croûte continentale : application à la formation des dômes et des plutons. *Thèse d'état, Université de Rennes 1*. 197p.
- Buick R., J. R. Thornett, N. J. Mc Naughton, J. B. Smith, M. E. Barley & M. Savage. 1995. Record of emergent continental crust 3.5 billion years ago in the Pilbara craton of Australia. *Nature* **375**, 574-577.
- Burke K., J. F. Dewey & W. S. F. Kidd. 1976. Dominance of horizontal movements, Arc and microcontinental collisions during the later permobile regime. In: *The early history of the Earth* (edited by B. F. Windley). Wiley, London. 113-129.
- Burke K. & W. S. F. Kidd. 1978. Were Archaean geothermal gradients much steeper than those of today? *Nature* **272**, 240-241.
- Burke K., W. S. F. Kidd & T. Kusky. 1986. Archaean forland basin tectonics in the Witwatersrand, South Africa. *Tectonics* **5**, 439-456.

- Burnsall J. T., A. D. Leclair, D. E. Moser & P. J. A. 1994. Structural correlation within the Kapuskasing uplift. *Can. J. Earth Sci.* **31**, 1081-1085.
- Calvert A. J., E. W. Sawyer, W. J. Davis & J. N. Ludden. 1995. Archaean subduction inferred from seismic image of a mantle suture in the Superior province. *Nature* **375**, 670-674.
- Camiré G. E. & J. Burg. 1993. Late Archaean thrusting in the northwestern Pontiac Subprovince, Canadian Shield. *Precambrian Res.* **61**, 51-66.
- Campbell I. H. & R. W. Griffiths. 1992. The changing nature of mantle hotspots through time: implications for the chemical evolution of the mantle. *J. Geol.* **100**, 497-523.
- Campbell I. H., R. W. Griffiths & R. I. Hill. 1989. Melting in an Archaean mantle plume: head it's basalts, tails it's komatiites. *Nature* **339**, 697-699.
- Campbell I. H. & R. I. Hill. 1988. A two-stage model for the formation of the granite-greenstone terrains of the Kalgoorlie-Norseman area, Western Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.* **90**, 11-25.
- Campbell I. H. & G. T. Jarvis. 1984. Mantle convection and early crustal evolution. *Precambrian Res.* **26**, 15-56.
- Card K. D. 1990. A review of the Superior province of the Canadian shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Res.* **48**, 99-156.
- Carter N. L. & M. C. Tsenn. 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics* **136**, 27-63.
- Chadwick B. 1982. Magma generated structures and their subsequent development in the late Archaean evolution of the Buksefjorden, southern West Greenland. *Geol. Rundsk.* **71**, 61-72.
- Chadwick B., N. H. G. Garrioch, M. Ramakrishnan & M. N. Viswanatha. 1986. Mineral composition, textures and deformation in late Archaean banded iron formation rich in magnesioriebeckite and aegirine, Bababudan, Karnataka, Southern India. *J. Geol. Soc. India* **28**, 189-200.
- Chadwick B., M. Ramakrishnan, V. N. Vasudev & M. N. Viswanatha. 1989. Facies distributions and structures of a Dharwar volcanosedimentary basin: evidence for late Archaean transpression in southern India? *J. Geol. Soc. Lond.* **146**, 825-834.
- Chadwick B., M. Ramakrishnan, M. N. Viswanatha & V. Srinivasa Murthy. 1978. Structural studies in the Archaean Sargur and Dharwar supracrustal rocks of the Karnataka craton. *J. Geol. Soc. India* **19**, 531-549.
- Chadwick B., M. Ramakrishnan & M. N. Viswanatha. 1985a. Bababudan - a late Archaean intracratonic volcanosedimentary basin, Karnataka, Southern India. *J. Geol. Soc. India* **26**, 769-821.
- Chadwick B., M. Ramakrishnan & M. N. Viswanatha. 1985b. A comparative study of tectonic fabrics and deformation mechanisms in Dharwar gneisses and phyllites and Sargur quartzites on the west of the Chitradurga supracrustal belt, Karnataka. *J. Geol. Soc. India* **26**, 526-546.
- Chadwick B., V. N. Vasudev & S. Jayaram. 1988. Stratigraphy and structure of late Archaean, Dharwar volcanic and sedimentary rocks and their basement in a part of the Shimoga basin, East of Bhadravathi, Karnataka. *J. Geol. Soc. India* **32**, 1-19.
- Chadwick B., V. N. Vasudev, B. Krishna Rao & G. V. Hedge. 1991. The stratigraphy and structure of the Dharwar supergroup adjacent to the Honnali dome: implications for late Archaean basin development and regional structure in the western part of Karnataka. *J. Geol. Soc. India* **38**, 457-484.
- Chapman D. S. 1986. Thermal gradients in the continental crust. *Geol. Soc. Spec. Publ.* **24**, 63-70.
- Chapman D. S. & K. P. Furlong. 1992. Thermal state of the continental lower crust. In: *Continental lower crust* (edited by D. M. Fountain, R. Arculus and R. W. Kay). Elsevier, Amsterdam. 179-199.
- Chardon D., P. Choukroune & M. Jayananda. Submitted. Distinct strain fields, décollement and incipient sagducted greenstone terrains in the Archaean Dharwar craton (South India). *J. Struct. Geol.* **18**, 991-1004.
- Choukroune P., B. Auvray, B. M. Jahn, T. Chen, Y. Geng & D. Liu. 1993. Coupe structurale de la croûte archéenne en Hebei (Craton sino-coréen, Chine du Nord). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **316**, 669-675.
- Choukroune P., H. Bouhallier & N. T. Arndt. 1995. Soft lithosphere during periods of Archean crustal growth or crustal reworking. *Geol. Soc. Spec. Publ.* **95**, 67-86.
- Choukroune P., D. Gapais & O. Merle. 1987. Shear criteria and structural symmetry. *J. Struct. Geol.* **9**, 525-530.
- Choukroune P., J. N. Ludden, D. Chardon, A. J. Calvert & H. Bouhallier. Archaean crustal growth and tectonic processes - a comparison of the Superior Province, Canada and the Dharwar Craton, India. *Geol. Soc. Spec. Publ.* sous presse.
- Choukroune P. 1994. Déformations et déplacements dans la croûte terrestre. Masson, Paris, 226p.
- Chown E. H., R. Daigneault, W. Mueller & J. K. Mortensen. 1992. Tectonic evolution of the Northern Volcanic zone, Abitibi Belt, Québec. *Can. J. Earth Sci.* **29**, 2211-2225.
- Christensen U. R. 1985. Thermal evolution models for the Earth. *J. Geophys. Res.* **90**, 2995-3007.
- Clowes R. M. et al. 1992. LITHOPROBE: new perspectives on crustal evolution. *Can. J. Earth Sci.* **29**, 1813-1864.
- Cobbold P. R. & Ph. Davy. 1988. Indentation tectonics in nature and experiment. *Bull. Inst. Geol. Univ. Uppsala*, **14**, 129-162.
- Cobbold P. R. & M. P. A. Jackson. 1992. Gum rosin (colophony): a suitable material for thermomechanical modelling of the lithosphere. *Tectonophysics* **210**, 255-271.

- Collins W. J. 1993. Melting of Archaean sialic crust under high aH₂O conditions: genesis of 3300 Ma Na-rich granitoids in the Mount Edgar batholith, Pilbara block, Western Australia. *Precambrian Res.* **60**, 151-174.
- Collins W. J. 1989. Polydiapirism of the Archaean Mount Edgar batholith, Pilbara Block, Western Australia. *Precambrian Res.* **43**, 41-62.
- Condie K. C. 1984. Archaean geotherms and supracrustal assemblages. *Tectonophysics* **105**, 29-41.
- Condie K. C. 1981. *Archaean greenstone belts*. Elsevier, Amsterdam, pp. 434.
- Condie K. C. 1975. Mantle-plume model for the origin of Archaean greenstone belts based on trace element distribution. *Nature* **258**, 413-414.
- Condie K. C. 1986. Origin and early growth rate of the continents. *Precambrian Res.* **32**, 261-278.
- Corfu F. 1993. The evolution of the southern Abitibi greenstone belt in the light of precise U-Pb geochronology. *Economic Geol.* **88**, 1323-1340.
- Corfu F. 1987. Inverse age stratification in the Archaean crust of the Superior province: evidence for infra- and subcrustal accretion from resolution U-Pb zircon and monazite ages. *Precambrian Res.* **36**, 259-275.
- Coward M. P. 1976. Archaean deformation patterns in southern Africa. *Phil. Trans. R. soc. London A* **338**, 313-331.
- Coward M. P. & J. D. Fairhead. 1980. Gravity and structural evidence for the deep structure of the Limpopo belt, southern Africa. *Tectonophysics* **68**, 31-43.
- Coward M. P. & P. R. James. 1974. The deformation patterns of two Archaean greenstone belts in Rhodesia and Botswana. *Precambrian Res.* **1**, 235-258.
- Coward M. P., P. R. James & L. Wright. 1976b. Northern margin of the Limpopo belt, southern Africa. *Geol. Soc. Am. Bull.* **87**, 601-611.
- Coward M. P., B. C. Lintern & L. I. Wright. 1976a. The pre-cleavage deformation of the sediments and gneisses of the northern part of the Limpopo belt. In: *The early history of the Earth* (edited by B. F. Windley). Wiley, London. 323-330.
- Cruden A. R. 1988. Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere. *Tectonics* **5**, 1091-1101.
- Cruden A. R. & P. Launeau. 1994. Structure, magnetic fabric and emplacement of the Archaean Lebel Stock, SW Abitibi Greenstone Belt. *Can. J. Earth Sci.* **16**, 677-691.
- Cuney M., G. Bronner & P. Barbey. 1975. Les paragenèses catazonales des quartzites à magnétite de la province ferrifère du Tiris (Précambrien de la dorsale Reguibat, Mauritanie). *Pétrologie* **1-2**, 103-120.
- Daigneault R. & D. Archambault. 1990. Les grands couloirs de déformation de la sous-province d'Abitibi. *Can. Inst. Min. Metall. Spec. Pap.* **43**, 43-64.
- Daigneault R., P. St-Julien & G. O. Allard. 1990. Tectonic evolution of the northeast portion of the Archaean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* **27**, 1714-1736.
- Davies G. 1993. Conjectures on the thermal and tectonic evolution of the Earth. *Lithos* **30**, 281-289.
- Davies G. F. 1992. On the emergence of plate tectonics. *Geology* **20**, 963-966.
- Davies G. F. 1979. Thickness and thermal history of continental crust and root zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* **44**, 231-238.
- Davies G. F. & M. A. Richards. 1992. Mantle convection. *J. Geol.* **100**, 151-206.
- Davis. 1975. Gravity-induced folding off a gneiss dome complex, Rincon Mountains, Arizona. *Geol. Soc. Am. Bull.* **86**, 979-990.
- Davis G. H. 1983. Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes. *Geology* **11**, 342-347.
- Davis G. H. 1987. A shear-zone model for the structural evolution of metamorphic core complexes in southeastern Arizona. *Geol. Soc. Spec. Publ.* **28**, 247-266.
- Davis W. J., B. J. Fryer & J. E. King. 1994. Geochemistry and evolution of late Archaean plutonism and its significance to the tectonic development of the Slave craton. *Precambrian Res.* **67**, 207-241.
- Davy P. & P. R. Cobbold. 1991. Experiments on the shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics* **188**, 1-25.
- de Wit M. J. 1991. Archaean greenstone tectonism and basin development: some insights from the Barberton and Pietersburg greenstone belts, Kaapvaal craton, South Africa. *J. Afr. Earth Sci.* **13**, 45-63.
- 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., R. A. Hart & R. J. Hart. 1987a. The Jamestown ophiolite complex, Barberton mountain belt: a section through 3.5 Ga oceanic crust. *J. Afr. Earth Sci.* **6**, 681-730.
- de Wit M. J., R. J. Hart & A. H. Wilson. 1987b. Felsic igneous rocks in the 3.3- to 3.5-Ga Barberton greenstone belt: high crustal level equivalent of the surrounding tonalites-trondhjemitic terrain, emplaced during thrusting. *Tectonics* **6**, 529-549.
- de Wit M. J., M. G. Jones & D. L. Buchanan. 1992b. The geology and tectonic evolution of the Pietersburg greenstone belt, South Africa. *Precambrian Res.* **55**, 123-153.
- de Wit M. J., C. Roering, R. J. Hart, R. A. Armstrong, C. E. J. de Ronde, R. W. E. Green, M. Tredoux, E. Peberdy & R. A. Hart. 1992a. Formation of an Archaean continent. *Nature* **357**, 553-562.

- de Wit M. J., D. Van Reenen & C. Roering. 1992c. Geologic observations across a tectono-metamorphic boundary in the Babangu area (Sutherland) greenstone belt, South Africa. *Precambrian Res.* **55**, 111-122.
- Delor C., J. P. Burg & G. Clarke. 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** série 2, 257-263.
- Desroscher J.-P., C. Hubert & J. N. Ludden. 1993. Accretion of Archaean oceanic plateau fragments in the Malartic Composite Block, Abitibi greenstone belt, Canada. *Geology* **21**, 451-459.
- Dewey J. F. & B. F. Windley. 1981. Growth and differentiation of the continental crust. *Phil. Trans. R. Soc. London A* **301**, 189-206.
- Dixon J. M. 1975. Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics* **28**, 89-124.
- Dixon J. M. & J. M. Summers. 1983. Patterns of total and incremental strain in subsiding troughs: experimental centrifuged models of inter-diapir synclines. *Can. J. Earth Sci.* **20**, 1843-1861.
- Drury S. A. 1977. Structures induced by granite diapirs in the Archean greenstones belt at yellowknife, Canada : implications for Archean Geotectonics. *J. Geol.* **85**, 345-358.
- Drury S. A., N. B. Harris, R. W. Holt, G. J. Reeves-Smith & R. T. Wightman. 1984. Precambrian tectonics and crustal evolution in South India. *J. Geol.* **92**, 3-20.
- Drury S. A. & R. W. Holt. 1980. The tectonic framework of the South Indian craton: a reconnaissance involving LANDSAT imagery. *Tectonophysics* **65**, T1-T15.
- Eisenlohr B. N. 1992. Contrasting deformation styles in superimposed greenstone belts in the northern sector of the Norseman-Wiluna belt, Yilgarn block, Western Australia. *Geol. Dept. (Key Centre) University ext., University of Western Australia Publ.* **22**, 191-202.
- England P. & M. Bickle. 1984. Continental thermal and tectonic regimes during the Archaean. *J. Geol.* **92**, 353-367.
- England P. C. 1979. Continental geotherms during the Archaean. *Nature* **277**, 556-558.
- England P. C. & A. B. Thompson. 1984. Pressure-temperature-time paths of metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.* **25**, 894-928.
- Eriksson K. A. & C. M. Fedo. 1994. Archean synrift and stable-shelf sedimentary successions. In: *Archean crustal evolution* (edited by K. C. Condie). Elsevier, Amsterdam. 171-204.
- Eriksson K. A., B. Krapez & P. W. Fralick. 1994. Sedimentology of Archean greenstone belts: signatures of tectonic evolution. *Earth Sci. Rev.* **37**, 1-88.
- Ermanovics I. F. & W. L. Davison. 1976. The Pikwitonei granulites in relation to the north-western Superior province of the Canadian shield. In: *The early history of the Earth* (edited by B. F. Windley). Wiley, London. 331-347.
- Flinn D. 1965. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geol. Mag.* **102**, 36-45.
- Fountain D. M., M. H. Salisbury & K. P. Furlong. 1986. Heat production and thermal conductivity of rocks from the Pikwitonei-Sachigo continental cross section, central Manitoba: implications for the thermal structure of Archean crust. *Can. J. Earth Sci.* **24**, 1583-1594.
- Friend C. R. L. & A. P. Nutman. 1991. SHRIMP U-Pb geochronology of the Closepet granite and Peninsular gneisses, Karnataka, South of India. *J. Geol. Soc. India* **38**, 357-368.
- Froude D. O., T. R. Ireland, P. D. Kinny, I. S. Williams, W. Compston, I. R. Williams & J. S. Myers. 1983. Ion microprobe identification of 4000-4200 Myr-old terrestrial zircons. *Nature* **304**, 616-618.
- Furlong K. P. & D. M. Fountain. 1986. Continental crustal underplating: thermal considerations and seismic-petrologic consequences. *J. Geophys. Res.* **91**, 8285-8294.
- Fyfe W. S. 1974. Archaean tectonics. *Nature* **249**, 338.
- 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. 1973. The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* **273**, 457-461.
- Fyfe W. S. 1993. Hot-spots, magma underplating, and modification of continental crust. *Can. J. Earth Sci.* **30**, 908-912.
- Fyson W. K. 1981. Divergent fold overturning and regional tectonics, Southern Slave Province, Northern Territories. *Precambrian Res.* **14**, 107-118.
- Fyson W. K. 1984. Fold and cleavage patterns in Archaean metasediments of the Yellowknife supracrustal domain, Slave province, Canada. In: *Precambrian tectonics illustrated* (edited by A. Kröner and R. Greiling). E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 281-293.
- Fyson W. K. & R. A. Frith. 1979. Regional deformations and emplacement of granitoid plutons in the Hackett River greenstone belt, Slave province, Northwest territories. *Can. J. Earth Sci.* **16**, 1187-1195.
- Fyson W. K. & H. Helmstaedt. 1988. Structural patterns and tectonic evolution of supracrustal domains in the Archean Slave province, Canada. *Can. J. Earth Sci.* **25**, 301-315.
- Gapais D., P. Bale, P. Choukroune, P. R. Cobbold, Y. Mahjoub & D. Marquer. 1987. Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. *J. Struct. Geol.* **9**, 635-646.

- Gapais D. & J.-P. Brun. 1981. A comparison of mineral grain fabrics and finite strain in amphibolites from eastern Finland. *Can. J. Earth Sci.* **18**, 995-1003.
- Gautier P. 1995. Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans le Domaine Centre Egéen. *Mém. Géosciences-Rennes n°61*, 417p.
- Gautier P. & J.-P. Brun. 1994. Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia islands). *Géodynamica Acta* **7**, 57-85.
- Gee R. D., J. L. Baxter, S. A. Wilde & I. R. Williams. 1981. Crustal development in the Archaean Yilgarn block, Western Australia. *Spec. Publ. Geol. Soc. Aust.* **7**, 43-56.
- Giraudon R. 1962. Etude et prospection des pegmatites au Tasiast et de leur context géologique. *Rapp. BRGM DAK 62 - A22*, 76.
- Glikson A. Y. 1993. Asteroids and early Precambrian crustal evolution. *Earth sci. Rev.* **35**, 285-319.
- Glikson A. Y. 1976. Earliest Precambrian ultramafic-mafic volcanic rocks: ancient oceanic crust or relics terrestrial maria. *Geology* **4**, 201-205.
- 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.
- Glikson A. Y. 1979. Early precambrian tonalite-trondhjemite sialic nuclei. *Earth Sci. Rev.* **15**, 1-73.
- Glikson A. Y. 1981. Uniformitarian assumptions, plate tectonics and the Precambrian Earth. In: *Precambrian plate tectonics* (edited by A. Kröner). Elsevier, Amsterdam. 91-104.
- Glikson A. Y. 1977. Vestiges of a beginning. *Geology* **5**, 68-71.
- Glikson A. Y. & I. B. Lambert. 1976. Vertical zonation and petrogenesis of the early Precambrian crust in Western Australia. *Tectonophysics* **30**, 55-89.
- Goodwin A. M. 1981a. Archaean plates and greenstone belts. In: *Precambrian plate tectonics* (edited by A. Kröner). Elsevier, Amsterdam. 105-135.
- Goodwin A. M. 1981b. Precambrian perspectives. *Science* **213**, 55-61.
- Goodwin A. M. 1977. Archean basin-craton complexes and the growth of precambrian shields. *Can. J. Earth Sci.* **14**, 2737-2759.
- Goodwin A. M. 1991. *Precambrian Geology*. Academic Press, San Diego, pp. 666.
- Goodwin A. M. & I. E. M. Smith. 1980. Chemical discontinuities in Archean metavolcanic terrains and the development of Archean crust. **10**, 301-311.
- Gorman B. E., T. H. Pearce & T. C. Birkette. 1978. On the structure of Archean greenstone belts. *Precambrian Res.* **6**, 23-41.
- Green D. H. 1972. Archaean greenstone belts may include equivalents of lunar maria? *Earth Planet. Sci. Lett.* **15**, 263-270.
- Groves D. I., N. J. Archibald, L. F. Bettenay & R. A. Binns. 1978. Greenstone belts as ancient marginal basins or ensialic rift zones. *Nature* **273**, 460-461.
- Groves D. I. & M. E. Barley. 1994. Archean mineralization. In: *Archean crustal evolution* (edited by K. C. Condie). Elsevier, Amsterdam. 461-503.
- Guglielmo G. 1994. Interference between pluton expansion and coaxial tectonic deformation: three dimensional computer model and field implications. *J. Struct. Geol.* **16**, 237-252.
- Hammond E. C. & B. W. Nisbet. 1992. Towards a structural and tectonic framework for the central Norseman-Wiluna greenstone belt, Western Australia. *Geol. Dept. (Key Centre) University ext., University of Western Australia Publ.* **22**, 39-50.
- Handy M. R. 1990. The exhumation of cross-sections of the continental crust: structure, kinematics and rheology. In: *Exposed cross-sections of the continental crust* (edited by M. H. Salisbury and D. M. Fountain). Kluwer Academic, Amsterdam. 485-507.
- Hargraves R. B. 1986. Faster spreading or greater ridge length in the Archean? *Geology* **14**, 750-752.
- Helmstaedt H., W. A. Padgham & J. A. Brophy. 1986. Multiple dikes in Lower Kam Group, Yelloknife greenstone belt: evidence for Archean sea-floor spreading? *Geology* **14**, 562-566.
- Heubeck C. & D. R. Lowe. 1994. Late syndepositional deformation and detachment tectonics in the Barberton greenstone belt, South Africa. *Tectonics* **13**, 1514-1536.
- Hickman A. H. 1984. Archaean diapirism in the Pilbara bloc, Western Australia. In: *Precambrian tectonics illustrated* (edited by A. Kröner and R. Greiling). E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 113-127.
- Hickman A. H. 1981. Crustal evolution of the Pilbara block, Western Australia. *Spec. Publ. Geol. Soc. Aust.* **7**, 57-69.
- Hill R. I. 1993. Mantle plumes and continental tectonics. *Lithos* **30**, 193-206.
- Hill R. I., I. H. Campbell, G. F. Davies & R. W. Griffiths. 1992. Mantle plumes and continental tectonics. *Science* **256**, 186-193.
- Hoffman P. F. 1989. Precambrian geology and tectonic history of North America. In: *The geology of North America, Vol A - an overview* (edited by A. W. Bally and A. R. Palmer). *Geol. Soc. Am.*, 447-512.
- Jackson M. P. A., K. A. Eriksson & C. W. Harris. 1987. Early Archaean fordeep sedimentation related to crustal shortening: a reinterpretation of the Barberton sequence, Southern Africa. *Tectonophysics* **136**, 197-221.

- Jackson M. P. A. & C. J. Talbot. 1989. Anatomy of mushroom-shaped diapirs. *J. Struct. Geol.* **11**, 211-230.
- Jackson S. L. & A. R. Cruden. 1995. Formation of the Abitibi greenstone belt by arc-trench migration. *Geology* **23**, 471-474.
- Jackson S. L., A. R. Cruden, D. White & B. Milkereit. 1995. A seismic-reflection-based regional cross-section of the southern Abitibi greenstone belt. *Can. J. Earth Sci.* **32**, 135-148.
- James D. T. & J. K. Mortensen. 1992. An Archean metamorphic core complex in the southern Slave Province: basement-cover structural relations between the Sleepy Dragon complex and the Yellowknife supergroup. *Can. J. Earth. sci.* **29**, 2133-2145.
- Janardhan A. S., H. M. Ramachandra & G. R. Ravindra Kumar. 1979. Structural history of Sargur supracrustals and associated gneisses, southwest of Mysore, Karnataka. *J. Geol. Soc. India* **20**, 61-72.
- Jayananda M. & B. Mahabaleswar. 1990. Relationship between shear zones and igneous activity: the Closepet Granite of Southern India. *Proc. India Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)* **100**, 31-36.
- Jayananda M., H. Martin, J.-J. Peucat & B. Mahabaleswar. 1995. Late Archean crust-mantle interactions: geochemistry of LREE-enriched mantle derived magmas. Example of the Closepet batholith, Southern India. *Contrib. Mineral. Petrol.* **119**, 314-329.
- Jégouzo P. & S. Blais. 1995. Structural evidence for collision tectonics in the Archean of Eastern Finland. *Geodinamica Acta* **8**, 1-12.
- Jelsma H. A., P. A. Van Der Beek & M. L. Vinyu. 1993. Tectonic evolution of the Bindura-Shamva greenstone belt (northern Zimbabwe): progressive deformation around diapiric batholiths. *J. Struct. Geol.* **15**, 163-176.
- Jordan T. H. 1978. Composition and development of the continental tectosphere. *Nature* **274**, 544-548.
- Jordan T. H. 1981. Continents as a chemical boundary layer. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* **A301**, 359-373.
- Kaila K. L., K. A. Roy Choudhury, P. R. Krishna et al. 1979. Crustal structure along Kavali-Udipi profile in the Indian Peninsular Shield from deep seismic sounding. *J. Geol. Soc. India.* **20**, 307-333.
- Kamber B. S., T. G. Blenkinsop, I. M. Villa & P. S. Dahl. 1995b. Proterozoic transpressive deformation in the northern marginal zone, Limpopo belt, Zimbabwe. *J. Geol.* **103**, 493-508.
- Kamber B. S., J. D. Kramers, R. Napier, R. A. Cliff & H. R. Rollinson. 1995a. The Triangle shear zone, Zimbabwe, revisited: new data document an important event at 2.0 Ga in the Limpopo belt. *Precambrian Res.* **70**, 191-213.
- Kamo S. L. & D. W. Davis. 1994. Reassessment of Archean crustal development in the Barberton Mountain Land, South Africa, based on U-Pb dating. *Tectonics* **13**, 167-192.
- Kirby S. H. & A. K. Kronenberg. 1987. Rheology of the lithosphere: selected topics. *Rev. Geophys.* **25**, 1219-1244.
- Krogh T. E. 1993. High precision U-Pb ages for granulite metamorphism and deformation in the Archean Kapuskasing structural zone, Ontario: implications for structure and development of the lower crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **119**, 1-18.
- Kröner A. 1991. Tectonic evolution in the Archean and Proterozoic. *Tectonophysics* **197**, 393-410.
- Kröner A. & P. W. Layer. 1992. Crust formation and plate motion in the Early Archean. *Science* **256**, 1405-1411.
- Kusky T. M. 1989. Accretion of the Archean Slave province. *Geology* **17**, 63-67.
- Kusky T. M. 1993. Collapse of Archean orogens and the generation of late- to postkinematic granitoids. *Geology* **21**, 925-928.
- Kusky T. M. 1990. Evidence for Archean ocean opening and closing in the southern Slave province. *Tectonics* **9**, 1533-1563.
- Kusky T. M. & W. S. F. Kidd. 1992. Remnants of an Archean oceanic plateau, Belingwe greenstone belt, Zimbabwe. *Geology* **20**, 43-46.
- Kusky T. M. & P. A. Winsky. 1995. Structural relationships along a greenstone/shallow water shelf contact, Belingwe greenstone belt, Zimbabwe. *Tectonics* **14**, 448-471.
- Lamb S. 1987. Archean synsedimentary tectonic deformation - a comparison with the Quaternary. *Geology* **15**, 565-568.
- Lamb S. H. 1984. Structures on the eastern margin of the Archean Barberton greenstone belt, northwest Swaziland. In: *Precambrian tectonics illustrated* (edited by A. Kröner and R. Greiling). E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 19-39.
- Lambert R. J. 1981. Earth tectonics and thermal history: review and a hot-spot model for the Archean. In: *Precambrian plate tectonics* (edited by A. Kröner). Elsevier, Amsterdam. 453-467.
- Lambert R. S. J. 1976. Archean thermal regimes, crustal and upper mantle temperatures, and a progressive evolutionary model for the earth. In: *The early history of the Earth* (edited by B. F. Windley). Wiley, London. 363-373.
- Leinster R., M. Coward & R. Spencer. 1993. Post orogenic extension within the northern Barberton mountain land, South Africa. In: *Late Orogenic extension in mountain belts* (edited by M. Séranne and J. Malavieille). *Doc. BRGM, Fr n°219*, 122-123.
- Liou J. G., S. A. Graham, S. Maruyama, X. Wang, X. Xiao, A. R. Carroll, J. Chu, Y. Feng, M. S. Hendrix, Y. H. Liang, C. L. McKnight, Y. Tang, Z. X. Wang, M. Zhao & B. Zhu. 1989. Proterozoic blueschist belt in western China: best documented Precambrian blueschists in the world. *Geology* **17**, 1127-1131.

- Ludden J. N. & C. Hubert. 1986. Geologic evolution of the Late Archean Abitibi greenstone belt of Canada. *Geology* **14**, 707-711.
- Ludden J. N., C. Hubert, A. Barnes, B. Milkereit & E. Sawyer. 1993. A three dimensional perspective on the evolution of Archean crust: LITHOPROBE seismic reflection images in the southwestern Superior province. *Lithos* **30**, 357-372.
- MacLachlan K. & H. Helmstaedt. 1995. Geology and geochemistry of an Archean mafic dike complex in the Chan Formation: basis for a revised plate-tectonic model of the Yelloknife greenstone belt. *Can. J. Earth Sci.* **32**, 614-630.
- Mancktelow N. S. & T. L. Pavlis. 1994. Fold-fault relationships in low-angle detachment systems. *Tectonics* **13**, 668-685.
- Manglik A. & R. N. Singh. 1995. Postintrusive thermal evolution of continental crust: a moving boundary approach. *J. Geophys. Res.* **100**, 18031-18043.
- Mareschal M., R. L. Kellett, R. D. Kurzt, J. N. Ludden, S. Ji & R. C. Bailey. 1995. Archean cratonic roots, mantle shear zones and deep electrical anisotropy. *Nature* **375**, 134-137.
- Mareschal J.-C. & G. F. West. 1980. A model for Archean tectonism. Part 2. Numerical models of vertical tectonism in greenstone belts. *Can. J. Earth Sci.* **17**, 60-71.
- Martin A., E. G. Nisbet, M. J. Bickle & J. L. Orpen. 1993. Rock units and stratigraphy of the Belingwe greenstone belt: the complexity of the tectonic setting. *Geol. Soc. Zimbabwe Spec. Publ.* **2**, 13-37.
- 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: *Archean crustal evolution* (edited by K. C. Condie). Elsevier, Amsterdam. 205-259.
- Martyn J. E. 1987. Evidence for structural repetition in the greenstones of the Kalgoorlie district, Western Australia. *Precambrian Res.* **37**, 1-18.
- Mc Donough W. F. & T. R. Ireland. 1993. Intraplate origin of komatiites inferred from trace elements in glass inclusions. *Nature* **365**, 432-434.
- Mc Kenzie D. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.* **40**, 25-32.
- Mc Kenzie D., E. Nisbet & J. Sclater. 1980. Sedimentary basin development in the Archean. *Earth Planet. Sci. Lett.* **48**, 35-41.
- Mc Kenzie D. & N. Weiss. 1975. Speculations on the thermal and tectonic history of the Earth. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **42**, 131-174.
- McCourt S. & D. van Reenen. 1992. Structural Geology and tectonic setting of the Sutherland greenstone belt, Kaapvaal craton, South Africa. *Precambrian Res.* **55**, 93-110.
- McGregor A. M. 1951. Some milestones in the Precambrian of Southern Rhodesia. *Trans. Geol. Soc. S. Africa* **54**, 27-71.
- Meen J. K., J. J. Rogers & P. D. Fullagar. 1992. Lead isotopic composition of the Western Dharwar craton, southern India: evidence for distinct middle Archean terranes in a late Archean craton. *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**, 2455-2470.
- Molnar P. 1988. Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics. *Nature* **335**, 131-137.
- Mortensen J. K. & K. D. Card. 1993. U-Pb age constraints for the magmatic and tectonic evolution of the Pontiac Subprovince. *Can. J. Earth Sci.* **30**, 1970-1980.
- Moser D. E. 1994. The geology and structure of the mid-crustal Wawa gneiss domain: a key to understanding tectonic variation with depth and time in the late Archean Abitibi-Wawa orogen. *Can. J. Earth Sci.* **31**, 1064-1080.
- Myers J. S. 1988. Early Archean Narryer complex, Yilgarn craton, Western Australia. *Precambrian Res.* **38**, 297-307.
- Myers J. S. 1976. Granitoid sheets, thrusting, and Archean crustal thickening in West Greenland. *Geology* **5**, 265-268.
- 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. 1992. Tectonic evolution of the Yilgarn craton, Western Australia. *Geol. Dept. (Key Centre) University ext., University of Western Australia Publ.* **22**, 265-273.
- Myers J. S. & A. Kröner. 1994. Archean tectonics. In: *Continental deformation* (edited by P. L. Hancock). Pergamon Press, Oxford. 355-369.
- Myers J. S. & K. P. Watkins. 1985. Origin of granite-greenstone patterns, Yilgarn block, Western Australia. *Geology* **13**, 778-780.
- Naha K., R. Srinivasan & S. M. Naqvi. 1986. Structural unity in the early Precambrian Dharwar tectonic province, Peninsular India. *Geol. Min. Met. Soc. India* **58**, 218-243.
- Nalpas T. & J.-P. Brun. 1993. Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale. *Tectonophysics* **228**, 349-362.
- Newton R. C. 1990b. Fluids and melting in the Archean deep crust of southern India. In: *High-temperature metamorphism and crustal anatexis* (edited by J. R. Ashworth and M. Brown). Unwin Hyman, London. 149-179.
- Newton R. C. 1990a. The late high-grade terrain of South India and the deep structure of the Dharwar craton. In: *Exposed cross-sections of the continental crust* (edited by M. H. Salisbury and D. M. Fountain). Kluwer Academic, Amsterdam. 305-326.
- Newton R. C. 1989. Metamorphic fluids in the deep crust. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **17**, 385-412.

- Nisbet E. G. 1984. The continental and oceanic crust and lithosphere in the Archaean: isostatic, thermal, and tectonic models. *Can. J. Earth Sci.* **21**, 1426-1441.
- Nisbet E. G. 1987. *The young Earth. An introduction to Archaean Geology*. Allen & Unwin, London, pp. 402.
- Nisbet E. G., M. J. Bickle, J. L. Orpen & A. Martin. 1993b. Controls on the formation of the Belingwe greenstone belt, Zimbabwe. *Geol. Soc. Zimbabwe Spec. Publ.* 215-223.
- Nisbet E. G., M. J. Cheadle, N. T. Arndt & M. J. Bickle. 1993a. Constraining the potential temperature of the archaean mantle: a review of the evidence from komatiites. *Lithos* **30**, 291-307.
- Nisbet E. G. & C. M. R. Fowler. 1983. Model for Archaean plate tectonics. *Geology* **11**, 376-379.
- Nutman A. P., B. Chadwick, M. Ramakrishnan & M. N. Viswanatha. 1992. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircon in Sargur supracrustal rocks in Western Karnataka, Southern India. *J. Geol. Soc. India* **39**, 367-374.
- Ogawa M. 1988. Numerical experiments on coupled magmatism-mantle convection system: implications for mantle evolution and Archaean continental crusts. *J. Geophys. Res.* **93**, 15 119-15 134.
- Padgham W. A. & W. K. Fyson. 1992. The Slave Province: a distinct Archaean craton. *Can. J. Earth Sci.* **29**, 2072-2086.
- Paris I. A. 1987. The 3.5 Ga Barberton greenstone succession, South Africa: implications for modeling the evolution of the Archaean crust. In: *African geology reviews* (edited by P. Bowden and J. Kinnaird). Wiley, Chichester. 5-24.
- Park R. G. 1981. Origin of horizontal structures in high grade Archaean terrains. *Spec. Publ. Geol. Soc. Aust.* **7**, 481-490.
- Park R. G. 1982. Archaean tectonics. *Geol. Rund.* **71**, 22-37.
- Park R. G. 1981b. Shear-zone deformation and bulk strain in granite-greenstone terrain of the western Superior province, Canada. *Precambrian Res.* **14**, 31-47.
- Passchier C. W. 1995. Precambrian orogenesis: was it really different? *Geol. Mijnb.* **74**, 141-150.
- Passchier C. W. 1994. Structural geology across a proposed Archaean terrane boundary in the eastern Yilgarn craton, Western Australia. *Precambrian Res.* **68**, 43-64.
- Paterson M. S. 1987. Problems in the extrapolation of laboratory rheological data. *Tectonophysics* **133**, 33-43.
- Pearson D. G., R. W. Carlson, S. B. Shirey, F. R. Boyd & P. H. Nixon. 1995. Stabilisation of Archaean lithospheric mantle: a Re-Os isotope study of peridotite xenoliths from the Kaapvaal craton. *Earth Planet Sci. Lett.* **134**, 341-357.
- Pearson D. G., G. A. Snyder, S. B. Shirey, L. A. Taylor, L. A. Carlson & N. V. Sobolev. 1995. Archaean Re-Os age for Siberian eclogites and constraints on Archaean tectonics. *Nature* **374**, 711-713.
- Percival J. A. 1994. Archean high-grade metamorphism. In: *Archean crustal evolution* (edited by K. C. Condie). Elsevier, Amsterdam. 357-410.
- Percival J. A. 1990. Archean tectonic setting of granulite terranes of the Superior province, Canada: a view from the bottom. In: *Granulites and crustal evolution* (edited by D. Vielzeuf and P. Vidal). Kluwer Academic Publishers, Amsterdam. 171-193.
- Percival J. A. & K. D. Card. 1983. Archean crust as revealed in the Kapuskasing uplift, Superior province, Canada. *Geology* **11**, 323-326.
- Percival J. A. & K. Coc. 1981. Parallel evolution of Archaean low- and high-grade terranes: a view based on the relationships between the Abitibi, Wana and Kapuskasing belts. *Precambrian Res.* **14**, 315-331.
- Percival J. A., D. M. Fountain & M. H. Salisbury. 1992. Exposed crustal cross sections as windows on the lower crust. In: *Continental lower crust* (edited by D. M. Fountain, R. J. Arculus and R. W. Kay). Elsevier, Amsterdam. 317-361.
- Percival J. A., A. G. Green, B. Milkereit, F. A. Cook, W. Geis & G. F. West. 1989. Seismic reflection profiles across deep continental crust exposed in the Kapuskasing uplift structure. *Nature* **342**, 416-420.
- Percival J. A. & G. F. West. 1994. The Kapuskasing uplift: a geological and geophysical synthesis. *Can. J. Earth Sci.* **31**, 1256-1286.
- Percival J. A. & H. R. Williams. 1989. Late Archaean Quetico accretionary complex, Superior province, Canada. *Geology* **17**, 23-25.
- Peucat J.-J., G. Gruau, H. Martin, B. Auvray, S. Fourcade, P. Choukroune, H. Bouhallier & M. Jayananda. 1993b. A 2.5 Ga mega-plume in South India? *Terra Abstracts* **5**, 321.
- Peucat J.-J., P. Vidal, J. Bernard-Griffiths & K. C. Condie. 1989. Sr, Nd, and Pb isotopic 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., H. Bouhallier, C. M. Fanning & M. Jayananda. 1995. Age of the Holenarsipur greenstone belt, relationships with the surrounding gneisses (Karnataka, South India). *J. Geol.* **103**, 701-710.
- Peucat J. J., B. Mahabaleswar & M. Jayananda. 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. *J. Metam. Geol.* **11**, 879-888.

- Pfiffner O. A. & J. G. Ramsay. 1982. Constraints on geological strain rates: arguments from finite strain states of naturally deformed rocks. *J. Geophys. Res.* **87**, 311-321.
- Pichamuthu C. S. & R. Srinivasan. 1984. A billion year history of the Dharwar craton (3200 to 2100 m. y. ago). *Mem. Geol. Soc. India* **4**, 121-142.
- Platt J. P. 1980. Archaean greenstone belts: a structural test of tectonic hypotheses. *Tectonophysics* **65**, 127-150.
- Poliakov A. & Y. Podladchikov. 1992. Diapirism and topography. *Geophys. J. Int.* **109**, 553-564.
- Potrel A. 1994. Evolution pétrostructurale d'un ségment de croûte continentale archéenne - l'exemple de l'Amsaga, Craton Ouest Africain. *Mem. Géosciences Rennes*. n°56, pp. 400.
- Potrel A., J.-J. Peucat, C. M. Fanning, B. Auvray, J.-P. Burg & C. Caruba. 1996. 3.5 Ga old terranes in the West African Craton, Mauritania. *J. Geol. Soc. Lond.* **153**, 507-510.
- Raase P., M. Raith, D. Ackerman & R. K. Lal. 1986. Progressive metamorphism of mafic rocks from greenschist to granulite facies in the Dharwar Craton of south India. *J. Geol.* **94**, 261-282.
- Radhakrishna B. P. 1984. Archaean granite-greenstone terrains of the South Indian shield. *Mem. Geol. Soc. India* **4**, 1-46.
- Radhakrishna B. P. & R. Vaidyanadhan. 1994. *Geology of Karnataka*. Geol. Soc. India, Bangalore, pp. 298.
- Ralser S. & A. F. Park. 1992. Tectonic evolution of the Archaean rocks of the Tavani Area, Keewatin, N.W.T., Canada. *Geol. Dept. (Key Centre) University ext., University of Western Australia Publ.* **22**, 99-106.
- Rama Rao P., S. M. Naqvi, P. K. Govil & V. Balaram. 1991. Geochemistry of trondhjemitic from Sigegudda, Hassan district, Karnataka. *J. Geol. Soc. India* **37**, 351-358.
- Ramakrishnan M., S. P. Venkata Dasu & A. Kröner. 1994. Middle Archaean age of Sargur Group by single grain zircon dating and geochemical evidence for the clastic origin of metaquartzite from J. C. Pura greenstone belt, Karnataka. *J. Geol. Soc. India* **44**, 605-616.
- Ramakrishnan M. & M. N. Viswanatha. 1987. Angular unconformity, structural unity argument and Sargur-Dharwar relations in Bababubbin basin. *J. Geol. Soc. India* **29**, 471-482.
- Ramakrishnan M. & M. N. Viswanatha. 1983. Crustal evolution in central Karnataka: a review of present data and models. In: *Precambrian of south India* (edited by S. M. Naqvi and J. J. W. Rogers). Mem. Geol. Soc. India, Bangalore. 96-109.
- Ramakrishnan M., M. N. Viswanatha & J. Swami Nath. 1976. Basement-cover relationships of Peninsular Gneisses with high grade schists and greenstone belts of southern Karnataka. *J. Geol. Soc. India* **17**, 97-111.
- Ramberg H. 1963. Experimental study of gravity tectonics by means of centrifuged models. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala* **XLII**, 1-97.
- Ramberg H. 1967 & 1981. *Gravity, deformation and the earth crust*. Academic press, London, pp. 452.
- Ramsay J. G. 1989. Emplacement kinematics of a granite diapir: the chindamora batholith, Zimbabwe. *J. Struct. Geol.* **11**, 191-209.
- Ramsay J. G. & M. I. Huber. 1987. *The techniques of modern structural geology. Volume 2: folds and fractures*. Academic Press, London, pp. 391.
- Ranalli G. 1995. *Rheology of the Earth*. Allen & Unwin, London, pp. 413.
- Ranalli G. & D. C. Murphy. 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics* **132**, 281-295.
- Relf C. 1992. Two distinct shortening events during late Archean orogeny in the west-central Slave province, Northwest Territories, Canada. *Can. J. Earth Sci.* **29**, 2104-2117.
- 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. Petrology (Lithosphere Spec. Issue)*, 39-52.
- Richter F. M. 1985. Models for the Archean thermal regime. *Earth Planet. Sci. Lett.* **73**, 350-360.
- Ridley J. R. 1992. The thermal causes and effects of voluminous, late Archaean monzogranitic plutonism. *Geol. Dept. (Key Centre) University ext., University of Western Australia Publ.* **22**, 275-285.
- Ridley J. R. & J. D. Kramers. 1990. The evolution and tectonic consequences of a tonalitic magma layer within Archean continents. *Can. J. Earth Sci.* **27**, 219-228.
- Rocchi G., G. Bronner & M. Deschamps. 1991. Crystalline basement of the West African craton. In: *The West African orogens and circum-Atlantic correlatives* (edited by R. D. Dallmeyer and J. P. Lécorché). Springer Verlag, Berlin. 31-61.
- Rogers J. J. W. & E. J. Callahan. 1988. Diapiric trondhjemitic of the western Dharwar craton, Southern India. *Can. J. Earth Sci.* **26**, 244-256.
- Rollinson H. R. 1982. P-T conditions in coeval greenstone belts and granulites from the Archaean of Sierra Leone. *Earth Planet. Sci. Lett.* **59**, 177-191.
- Ronde C. E. J. (de) & M. J. de Wit. 1994. Tectonic history of the Barberton greenstone belt, South Africa: 490 million years of Archaean crustal evolution. *Tectonics* **13**, 983-1005.
- Rönnlund P. 1989. Viscosity ratio estimates from natural Rayleigh-Taylor instabilities. *Terra Nova* **1**, 344-348.
- Rutter E. H. & D. H. K. Neumann. Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions, with implications for the extraction of granitic magmas. *J. Geophys. Res.* sous presse

- Sawyer E. W. & S.-J. Barnes. 1994. Thrusting, magmatic intraplate, and metamorphic core complex development in the Archaean Belleterre-Angliers greenstone belt, Superior province, Québec, Canada. *Precambrian Res.* **68**, 183-200.
- Sawyer E. W. & K. Benn. 1993. Structure of the high-grade Opatika belt and adjacent low-grade Abitibi subprovince, Canada: an Archaean mountain front. *J. Struct. Geol.* **15**, 1443-1458.
- Schmelting H. 1988. Numerical models of Rayleigh-Taylor instabilities superimposed upon convection. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala* **14**, 95-109.
- Schmelting H. 1987. On the relation between initial conditions and late stages of Rayleigh - Taylor instabilities. *Tectonophysics* **135**, 65-80.
- Schmelting H., A. R. Cruden & Macquart. 1988. Finite deformation in and around a fluid sphere moving through a viscous medium: implications for diapiric ascent. *Tectonophysics* **149**, 17-34.
- Schwerdtner W. M. 1984. Archaean gneiss domes in the Wabigoon subprovince of the Canadian shield, northwestern Ontario. In: *Precambrian tectonics illustrated* (edited by A. Kröner and R. Greiling). E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 129-134.
- Schwerdtner W. M. 1985. Preliminary estimates of the amount of continuous horizontal shortening across an Archaean greenstone belt. *Can. J. Earth Sci.* **22**, 506-513.
- Schwerdtner W. M. 1982. Salt stocks as natural analogues of Archaean gneiss diapirs. *Geol. Rundsch.* **71**, 370-379.
- Schwerdtner W. M. 1990. Structural tests of diapir hypotheses in Archaean crust of Ontario. **27**, 387-402.
- Schwerdtner W. M., P. J. Bennet & T. W. Janes. 1976. Application of L-S fabric scheme to structural mapping and paleostrain analysis. *Can. J. Earth Sci.* **14**, 1021-1032.
- Schwerdtner W. M. & S. B. Lumbers. 1980. Major diapiric structures in the Superior and Grenville Provinces of the Canadian shield. *Geol. Ass. Canada Spec. Pap.* **20**, 149-180.
- Schwerdtner W. M., D. Stone, K. Osadetz, J. Morgan & J. M. Stott. 1979. Granitoid complexes and the Archaean tectonic record in the southern part of northwestern Ontario. *Can. J. Earth Sci.* **16**, 1965-1977.
- Schwerdtner W. M., G. M. Stott & R. H. Sutcliffe. 1983. Strain patterns of crescentic granitoid plutons in the Archaean greenstone terrains of Ontario. *J. Struct. Geol.* **5**, 419-430.
- Schwerdtner W. M. & R. H. Sutcliffe. 1978. Patterns of total strain in the crestal region of immature diapirs. *Can. J. Earth Sci.* **15**, 1437-1447.
- Shackleton R. M. 1986. Precambrian collision tectonics in Africa. *Geol. Soc. Spec. Publ.* **19**, 329-349.
- Shackleton R. M. 1976. Shallow and deep-level exposures of Archaean crust in India and Africa. In: *The early history of the Earth* (edited by B. F. Windley). Wiley, London. 317-321.
- Skwarnecki M. S. 1987. Controls on Archaean gold mineralization in the Leonora district, Western Australia. *Dept. Geol. Univ. Ext. Univ. West. Australia Publ.* **11**, 109-135.
- Sleep N. H. 1992. Archean plate tectonics: what can we learn from continental geology? *Can. J. Earth Sci.* **29**, 2066-2071.
- Sleep N. H. 1979. A thermal constraint on the duration of folding with reference to Acadian geology, New England (USA). *J. Geol.* **87**, 583-589.
- Sleep N. H. & B. F. Windley. 1982. Archean plate tectonics: constraints and inferences. *J. Geol.* **90**, 363-379.
- Smith J. V. 1981. The first 800 million years of Earth history. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* **301**, 401-422.
- Snowden P. A. 1984. Non-diapiric batholiths in the north of the Zimbabwe shield. In: *precambrian tectonics illustrated* (edited by A. Kröner and R. Greiling). E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 135-145.
- Snowden P. A. & M. J. Bickle. 1976. The Cinamora batholith: diapiric intrusion or interference fold? *J. Geol. Soc. Lond.* **132**, 131-137.
- Spray J. G. 1985. dynamothermal transition zone between Archaean greenstone and granitoid gneiss at lake Dundas, Western Australia. *J. Struct. Geol.* **7**, 187-203.
- Srinivasan R. 1988. Present status of the Sargur Group of the Archaean Dharwar craton, south India. *Indian J. Geol.* **60**, 57-72.
- Srinivasan R. & R. W. Ojakangas. 1986. Sedimentology of quartz-pebble conglomerates and quartzites of the Archaean Bababudan group, Dharwar Craton, South India: Evidence for early crustal stability. *J. Geol.* **94**, 199-214.
- Stein M. & A. W. Hofman. 1994. Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature* **372**, 63-68.
- Stephansson O. 1975. Polydiapirism of granitic rocks in the Svecofennian of Central Sweden. *Precambrian Res.* **2**, 189-214.
- Stowe C. W. 1984. The early Archaean Selukwe nappe, Zimbabwe. In: *Precambrian tectonics illustrated* (edited by A. Kröner and R. Greiling). E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 41-56.
- Subrahmanya K. R. & C. Naganna. 1972. The structure of Arsikere granite, Mysore state. *J. Geol. Soc. India* **13**, 59-65.
- Sutton J. 1976. Tectonic relationships in the Archaean. In: *The early history of the Earth* (edited by B. F. Windley). Wiley, London. 99-104.
- Swager C. & T. J. Griffin. 1990. An early duplex in the Kalgoorlie-Kambalda greenstone belt, Eastern goldfield province, Western Australia. *Precambrian Res.* **48**, 63-73.

- Swager C. P., W. K. Witt, T. J. Griffin, A. L. Ahmat, W. M. Hunter, P. J. McGoldrick & S. Wyche. 1992. Late Archaean granite-greenstones of the Kalgoorlie terrane, Yilgarn craton, Western Australia. *Geol. Dept. (Key Centre) University ext., University of Western Australia Publ.* **22**, 107-122.
- Swami Nath J. & M. Ramakrishnan. 1981. Early supracrustals of Southern Karnataka. (A). Present classification and correlation. *Mem. Geol. Surv. India* **112**, 23-38.
- Taira A., K. T. Pickering, B. F. Windley & W. Soh. 1992. Accretion of Japanese island arcs and implications for the origin of Archaean greenstone belts. *Tectonics* **11**, 1224-1244.
- Talbot C. J. 1977. Inclined and asymmetric upward-moving gravity structures. *Tectonophysics* **42**, 159-181.
- Talbot C. J. 1973. A plate tectonic model for the Archaean crust. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* **273**, 413-427.
- Talbot C. J., D. R. Hunter & A. R. Allen. 1987. Deformation of the Assegaai supracrustals and adjoining granitoids, Transval, South Africa. *J. Struct. Geol.* **9**, 1-12.
- Talbot C. J. & M. P. A. Jackson. 1987. Internal kinematics of salt diapirs. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* **71**, 1068-1093.
- Talbot C. J., P. Rönnlund, H. Schmeling, H. Koyi & M. P. A. Jackson. 1991. Diapiric spoke patterns. *Tectonophysics* **188**, 187-201.
- Tapponnier P., G. Peltzer & R. Armijo. 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. *Geol. Soc. Spec. Publ.* **19**, 115-157.
- Tarney J., I. W. D. Dalziel & M. J. de Witt. 1976. Marginal basin "Rocas Verdes" complex from S. Chile: a model for Archaean greenstone belt formation. In: *The early history of the earth* (edited by B. F. Windley). Wiley, London. 131-146.
- Tarney J. & B. F. Windley. 1977. Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust. *J. Geol. Soc. Lond.* **134**, 153-172.
- Taylor P. N., B. Chadwick, S. Moorbath, M. Ramakrishnan & M. N. Viswanatha. 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. *Precambrian. Res.* **23**, 349-375.
- Taylor S. R. & S. M. McLennan. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.* **33**, 241-265.
- Thoméré C. 1994. *Modélisation analogique et thermomécanique de la lithosphère continentale: mise en place du dispositif expérimental*. DEA. Université de Rennes I, 27p.
- Thurston P. C. 1994. Archaean volcanic patterns. In: *Archaean crustal evolution* (edited by K. C. Condie). Elsevier, Amsterdam. 45-84.
- Treloar P. J., M. P. Coward & B. W. Harris. 1992. Himalayan-Tibetan analogies for the evolution of the Zimbabwe craton and Limpopo belt. *Precambrian Res.* **55**, 571-587.
- Van Berkel J. T. 1988. Kinematic evaluation of a finite-element model of a diapiric ridge. *Bull. Inst. Geol. Univ. Uppsala.* **14**, 111-114.
- Van Der Molen I. & M. S. Paterson. 1979. Experimental deformation of partially-melted granite. *Contrib. Mineral. Petrol.* **70**, 299-318.
- Venkata Dasu S. P., M. Ramakrishnan & B. Mahabaleswar. 1991. Sargur-Dharwar relationship around the komatiite-riche Jayachamarajapura greenstone belt in Karnataka. *J. Geol. Soc. India* **38**, 577-592.
- Venkatasubramanian V. S. & R. Narayanaswamy. 1974. Primary and metamorphic Rb-Sr chronology in some areas of South Mysore. *J. Geol. Soc. India* **15**, 200-205.
- Viljoen R. P. & M. J. Viljoen. 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. South Africa* **2**, 55-85.
- Viswanatha M. N., M. Ramakrishnan & J. Swami Nath. 1982. Angular unconformity between Sargur and Dharwar supracrustals in Sigegudda, Karnataka craton, south India. *J. Geol. Soc. India* **23**, 85-89.
- Vlaar N. J., P. E. van Keken & A. P. van den Berg. 1994. Cooling of the Earth in the Archaean: consequences of pressure-release melting in a hotter mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **121**, 1-18.
- Wang J. N., B. E. Hobbs, A. Ord, T. Shimamoto & M. Toriumi. 1994. Newtonian dislocation creep in quartzites: implications for the rheology of the lower crust. *Science* **265**, 1204-1206.
- Wasserburg G. J., G. L. F. McDonald, F. Hoyle & W. A. Flower. 1964. Relative contributions of uranium, thorium and potassium to heat production in the Earth. *Science* **143**, 465-467.
- Watson J. V. 1978. Precambrian thermal regimes. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* **288**, 431-440.
- Weaver B. L. & J. Tarney. 1979. Thermal aspects of komatiite generation and greenstone belt models. *Nature* **279**, 689-692.
- Weijermars R. 1988. Convection experiments in high Prandtl number silicones. *Tectonophysics* **154**, 71-123.
- Weijermars R. 1986. Finite strain of laminar flows can be visualized in SGM36-polymer. *Naturwissenschaften* **73**, 33-34.
- Weijermars R. 1986. Flow behaviour and physical chemistry of bouncing putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications. *Tectonophysics* **124**, 325-358.
- Weijermars R. 1986. Polydimethylsiloxane flow defined for experiments in fluid dynamics. *Appl. Phys. Lett.* **48**, 109-111.

- Weijermars R. & H. Schmeling. 1986. Scaling of newtonian and non-newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modelling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity). *Phys. Earth Planet. Int.* **43**, 316-330.
- Weinberg R. F. & H. Schmeling. 1992. Polydiapirs: multiwavelength gravity structures. *J. Struct. Geol.* **14**, 425-436.
- Wells P. R. A. 1981. Accretion of continental crust: thermal and geochemical consequences. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* **A301**, 347-357.
- Wells P. R. A. 1979. Chemical and thermal evolution of Archaean sialic crust, southern west Greenland. *J. Petrology* **20**, 187-226.
- Wells P. R. A. 1980. Thermal models for the magmatic accretion and subsequent metamorphism of continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **46**, 253-265.
- Wernicke B. 1985. Uniform normal sense of simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.* **22**, 108-125.
- West G. F. 1980. Formation of continental crust. *Geol. Ass. Canada Spec. Pap.* **20**, 117-148.
- West G. F. & J.-C. Mareschal. 1979. A model for Archean tectonism. Part I. The thermal conditions. *Can. J. Earth Sci.* **16**, 1942-1950.
- Wilks M. E. 1988. The Himalayas - a modern analogue for Archaean crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **87**, 127-136.
- Williams H. R. 1988. The Archaean Kasila Group of western Sierra Leone: geology and relations with adjacent granite-greenstone terrane. *Precambrian Res.* **38**, 201-213.
- Williams P. R. & K. L. Currie. 1993. Character and regional implications of the sheared Archaean granite-greenstone contact near Leonora, Western Australia. *Precambrian Res.* **62**, 343-365.
- Wilson J. F., M. J. Bickle, C. J. Hawkesworth, A. Martin, E. G. Nisbet & J. L. Orpen. 1978. Granite-greenstone terrains of the Rhodesian craton. *Nature* **271**, 23-27.
- Windley B. F. 1984. *The evolving continents*. John Wiley & sons, New York, pp. 399.
- Windley B. F. 1979. Tectonic evolution of continents in the Precambrian. *Episodes* **1979**, 12-16.
- Windley B. F. & D. Bridgwater. 1971. The evolution of archaean low- and high-grade terrains. *Geol. Soc. Aust. Spec. Publ.* **3**, 33-46.
- Windley B. F. & J. V. Smith. 1976. Archaean high grade complexes and modern continental margins. *Nature* **260**, 671-675.
- Woldt W. 1978. Finite element calculations applied to salt dome analysis. *Tectonophysics* **50**, 369-386.
- Zegers T. E., M. de Keijzer, P. Dirks & S. H. White. 1995. Evidence of a multiphase deformation history in the Eastern Pilbara craton between 2.8 and 3.6 Ga. *Terra Abstracts* **7**, 102.



ANNEXE 1

Croissance crustale et tectonique archéennes :

une comparaison entre la Province Supérieure,
Canada et le craton de Dharwar, Inde.



ARCHAEAN CRUSTAL GROWTH AND TECTONIC PROCESSES: A COMPARISON OF THE SUPERIOR PROVINCE, CANADA AND THE DHARWAR CRATON, INDIA

P. CHOUKROUNE^{1*}, J.N. LUDDEN², D. CHARDON^{1**}, A.J. CALVERT³, and H. BOUHALLIER⁴

¹ Géosciences-Rennes (UPR CNRS 4661),
Campus de Beaulieu, 35 042 Rennes Cedex, France.

² Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG-CNRS),
BP 20, 54 501 Vandoeuvre-Les-Nancy Cedex, France.

³ Ecole Polytechnique, CP 6079, Succ. Centre Ville, Montréal, Québec, H3C 3A7, Canada.

⁴ Deceased 1995

Abstract

We present a comparison of the processes involved in the tectonic evolution of two Archaean cratons, the Superior Province of Canada and the Dharwar Craton of India. These two cratons exhibit distinct map patterns, the Superior Province being dominated by elongate belts, while the Dharwar Craton is characterized by dome and basin features.

We suggest that certain tectonic processes operating in the Phanerozoic, such as enhanced mantle plume activity, subduction of young (warm) oceanic crust, and faster than usual accretion of crust, may have been the norm during the Archaean. In the Superior Province rapid crustal growth occurred, largely due to horizontal tectonic forces. Models analogous to modern plate tectonics are applicable, but the rates of convergence and accretion exceeded those normal for the present day. Accreted crust was warm and subject to more ductile deformation than in modern accretionary zones. These accreted arc, ocean-floor and ocean plateau fragments would have been underlain by a thick refractory, buoyant, warm lithospheric root that was rapidly underplated (or imbricated) below the recently accreted terranes. In the Dharwar craton a major thermal event appears to characterize its evolution at 2.5 Ga. Reheating of the lower and middle crust in response to magmatism and metamorphism, resulted in diapirism and growth of crust in a vertical sense.

The southern Superior Province's evolution reflects accretion at the margins of a protocraton, while the Dharwar craton's tectonic environment may reflect plume impact and incipient rifting in the Centre of an Archaean craton.

In press in: Geological Society of London, Volume on "orogeny through time".

April 1996

Lithoprobe contribution number 756

* Now at CEREGE, Université d'Aix-Marseille 3, Domaine du Petit Arbois, 13 545 Aix en Provence Cedex, France.

** Now at Department of Geological and Geophysical Sciences, Princeton University, Princeton, NJ 08544, USA.

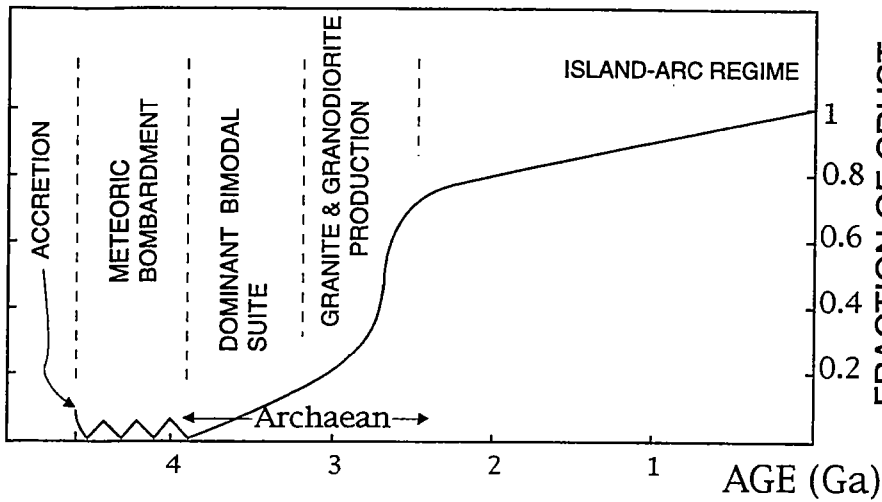


Fig. 1. A generalized model for the growth of the continental crust throughout geologic time based on a selection of crustal growth models (Reymer & Schubert 1984; Armstrong 1981; Fyfe 1978; Hurley 1968; Hurley & Rand 1969; Veizer et al. 1979; Taylor & McLennan 1985).

Fig. 2. Variation of average terrestrial heat flow (0.06 W/m^2) with time in a model of the Earth with a initial temperature sufficiently great to permit convection throughout the mantle. The solid curve is for a model with chondritic abundances of radioactive elements; the dashed line is for a model with a heat-flux equivalent to present values, but with a K/U ratio derived from measurements of crustal rocks (Wasserburg et al. 1964). Diagram adapted from Hargraves (1986).

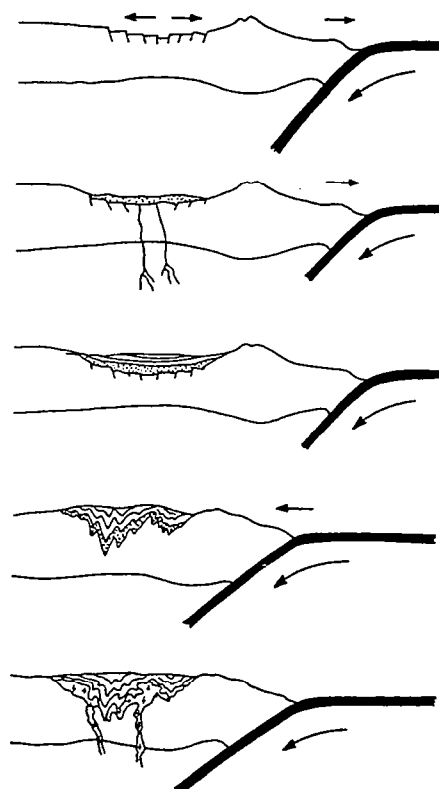
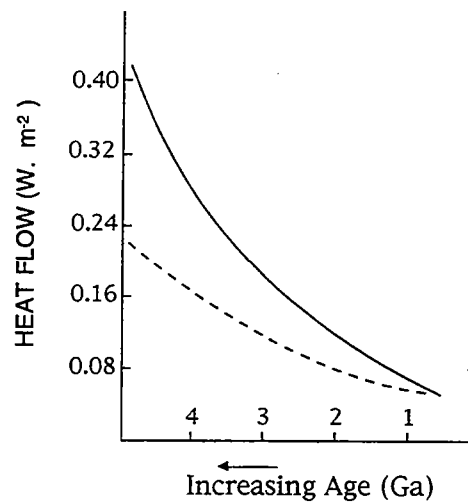


Fig. 3. Suggested development of an Archaean greenstone belt according to the "Rocas Verdes" model. In back-arc extension magma production (dotted pattern) exceeds that required for simple extension. The sediment sequence (shown as overlying the volcanics) is mixed volcanogenic and continental clastic and may include calc-alkaline andesitic and felsic lavas from the adjacent volcanic arc. Later migration of the arc towards the continent produces deformation and the synclinal form of greenstone belt. Andean-type tonalitic to granitic plutons (crossed pattern, derived from the mantle by a two- or three-stage process; cf. Ringwood 1974) may be syn- to post-tectonic, with compositions dependent upon the depth of melting of the subducted oceanic crust. Adapted from Tarney et al. (1976).

The Archaean geological period represents one third of the history of our planet, its record on Earth starts at about 4.0 Ga, the age of the oldest rocks known, and ends around 2.5 Ga. Paradoxically, despite the fact that much of the growth of continental crust probably occurred at this time, this period of the Earth's history is poorly known. Two fundamental reasons for this are: (i) the complexity of the tectonic and thermal history of Archaean regions, where any traces of the original tectonic or petrological character of the rocks have often been eradicated, and (ii) the difficulty in applying modern analytical methods such as paleontology and paleomagnetism to Archaean terranes.

The tendency for most geologists has been to use modern plate tectonic models to explain Archaean tectonics. This approach emphasizes the similarities rather than the differences in tectonic processes. Such a uniformitarian approach involves the general application of plate-tectonic principals as we now know them to the Archaean, despite obvious differences particularly in thermal regimes and rates of crustal growth.

The modern Earth is characterized by a variety of tectonic settings of which normal spreading at oceanic ridges and subduction of cold and thickened oceanic lithosphere represent well defined common end-member processes. Nonetheless, voluminous and short-lived pulses of mafic magmatism also punctuate the plate-tectonic cycle and are inconsistent with what we understand about steady-state convection and mass-fluxes in the mantle (Stein and Hofmann 1994). Locally, subduction of young hot oceanic crust results in significant differences in the heat budget and the tectonic characteristics of subduction zones. Large portions of thick oceanic crust (Ontong-Java) are impinging on subduction zones or have already been subducted (Caribbean plateau). We suggest that fundamental geological differences did exist between modern and Archaean times and that some of the more unusual characteristics of the modern Earth, such as those listed above, may be generally comparable to the normal tectonic regime of the Archaean.

A period of crustal growth

Numerous authors have addressed the problem of how the Archaean crust formed (i.e., Arth & Hanson 1975; Moorbath 1975; Arth 1979; Barker 1979; Condie 1981, 1994; Dewey & Windley 1981; Jahn *et al.* 1981; Martin 1986, 1994; Arculus & Ruff 1990; Rapp *et al.* 1991; Winther & Newton 1991). It is clear that the Archaean represented a period during which crust was formed and stabilized as cratons; the oldest crust still present on Earth (Bowring *et al.* 1989) was stabilized at around 4.0 Ga, and a significant proportion of the present Archaean crust formed between about 3.0 and 2.5 Ga (Fig.1). The Archaean is a period in the Earth's history during which as much as 70-80% of the present cratons formed. In marked contrast, since about 2.0 Ga geotectonic processes have maintained an approximately constant rate of crust formation and destruction (Hurley 1968; Hurley & Rand 1969; Veizer *et al.* 1979; Mc Lennan & Taylor 1982; Allegre 1985; Taylor & Mc Lennan 1985).

Proponents of Archaean tectonic models must consider the fact that crust was being created and converted into stable cratons. Thus any reflection on Archaean tectonic processes must take into account the fact that the volume of crust was increasing.

Dominantly bimodal lithologies

Twenty-five cratons and associated supracrustal assemblages have been identified on the surface of the Earth. In addition, recent geophysical and geochemical data indicate that significant volumes of Archaean crust are buried below mid- to late-Precambrian orogenic zones (Lucas *et al.* 1993; Martignole & Calvert 1996). The extent of the Archaean cratons is thus considerably larger than their surface exposures indicate. All of the exposed cratons are dominated by two lithological associations: (i) tonalitic-trondhjemitic-granodioritic assemblages (T.T.G.-suites) and (ii) volcanic and sedimentary associations (greenstone belts); The combined associations are generally referred to as granite-greenstone belts or terranes.

Examination of geological compilations of the cratons reveals a consistent geometrical relationship between T.T.G. suites and greenstone belts, with the plutonic suites representing broad domed features and the greenstone belts being "trapped" between them (Goodwin 1981). These relationships extend over regions on the scale of a 1000 km. Only in large greenstone belts, such as the Abitibi belt of the Superior Province and the Norsman-Wiluna belt of the Yilgarn Craton, do the greenstone belts form relatively large linear bodies.

Tonalite-trondhjemite-granodiorite (T.T.G.) series

This magmatic suite, dominated by variable proportions of tonalite, trondhjemite and granodiorite, represents the major constituent of exposed Archaean continental crust. The composition of these T.T.G. suites remains remarkably constant over the Archaean period. They are commonly quartzo-feldspathic gneisses, rich in plagioclase and containing biotite and hornblende.

The most ancient examples of the Archaean continental crust define variable ages: 3.96 Ga in the Slave Province (Bowring *et al.* 1989), 3.9 Ga in Greenland (Kinny 1986) and in the Antarctic (Black *et al.* 1986), 3.65

Ga in South Africa (Compston & Kröner 1988), 3.45 Ga in western Africa (Potrel 1994), 3.6 Ga in the Siberian craton (Bibikova 1984), 3.36 Ga in India (Beckinsale *et al.* 1982). They are generally considered to be derived from partial melting of basaltic protoliths either in the crust or mantle (Arth & Hanson 1975; Glikson 1979; Jahn *et al.* 1981; Jahn & Zhang 1984; Martin 1986, 1994; Evans & Hanson 1992). However, some authors have proposed that these early felsic remnants of crust may represent the products of fractional crystallization of a hydrated basaltic magma (Barker 1979; Arth *et al.* 1978; Kramers 1988). Notwithstanding their mode of formation, these magmatic products were formed in an environment with a high heat-flux closely associated with mafic magmatism.

Greenstone belts and komatiites

The greenstone belts comprise volcanic and sedimentary sequences for which the stratigraphy, sedimentary features and the geochemical characteristics of the volcanic rocks are comparable from one craton to another. Greenstone belts are found in all of the Archaean cratons and their age is generally between 3.5 Ga and 2.5 Ga (Condie 1981). They usually comprise basal sequences which are commonly mafic-ultramafic volcanics belonging to the tholeiite-komatiite lineage, which pass towards summits dominated by felsic-volcanics, often of calc-alkaline lineage, and sedimentary rocks, normally turbidites or late sedimentary sequences in basins associated with faulting (Mueller *et al.*, 1994). Some of these greenstone assemblages have been compared to modern ophiolitic complexes (de Wit *et al.* 1987b).

Komatiitic ultramafic lavas are widespread in the Archaean, but their occurrence after this period is rare and, when present, their compositions indicate generally lower eruption temperatures (Nisbet *et al.* 1993). Practically all of the Archaean cratons contain komatiite lavas (South Africa, Canada, Australia, Finland, India, Brazil, etc.). Although these lavas are ubiquitous to most cratons (Viljoen & Viljoen 1969; Arndt 1994), they commonly constitute less than 10% of the volcanic sequence. With an original primary mineralogy of olivine, pyroxene and glass, they are characterized by an MgO content of at least 18% (Arndt & Nisbet 1982; Nisbet *et al.* 1993). Given their magnesium-rich composition, their low contents of incompatible trace elements and their calculated temperatures of eruption (approx. 1600-1700°C), these lavas are considered to reflect both high degrees of partial melting of mantle peridotite and melting at great depths in the hottest portion of an ascending mantle plume (Campbell *et al.* 1989; Griffith & Campbell 1992). Considering an adiabatic rise for these magmas in the mantle (1°C/km, Nisbet 1982), mantle temperatures would have reached 1700°C at depths of 50km. A non-adiabatic rise implies even higher temperatures and the possibility that these lavas were superheated, resulting in their unusually non-viscous nature and rapid quench-texture crystallization features (Arndt 1984). These lavas represent liquids that formed from mantle that exceeded ambient temperatures, predicted for secular cooling of the Earth, by as much as 300°C (Richter 1988). Given our present understanding of the Earth, the only regime capable of generating these magmas is within deeply-rooted mantle plumes (Griffith & Campbell 1992; Nisbet & Walker 1982).

Many of the fundamental principles of tectonic models for the Archaean are based on the structural relationships between greenstone belts and TTG series. As will be discussed in the following section, some greenstone belts show a structural complexity resulting from an interplay between sedimentation, magmatism and deformation on time scales of 1 - 10 Ma. Others show conformable sequences or discordant relationships with their basement.

A unique Archaean thermal structure

As shown in Figure 2, the Archaean ambient heat-flow was certainly higher (Fyfe 1978; Nisbet *et al.* 1993) than at present. This heat resulted from both heat inherited from the earliest phases of the Earth's accretion, and latent sources of heat associated with short-lived radioactive isotopic elements stored in the mantle and core, ^{129}I , ^{26}Al , or long-lived radioisotopes such as ^{40}K , ^{235}U and ^{238}U and ^{232}Th (Wasserburg *et al.* 1964; McKenzie & Weiss 1975; Lambert 1976). While from 4.5 Ga to 2.5 Ga the thermal structure of the Earth may have changed, the ambient heat flow in the Archaean must have been different to that of the present-day Earth.

The dissipation of internal heat in the Earth, by transforming thermal energy into kinetic energy, today results in the different convection processes at ridge axes, hot-spots, marginal basins etc.. While the Archaean Earth may have simply been characterized by a more active convection regime, more hot-spots, thicker oceanic crust etc. (i.e. Sleep 1979), some authors have proposed quite different convection regimes for the early-Earth (Richter 1988, 1985). These models require that the heat was dissipated rapidly by the convection process, but that the convection regime may not have been as ordered as in the modern Earth. Thus the modes of convection may have been quite distinct in the Archaean Earth (Fyfe 1974, 1978; McKenzie & Weiss 1975; Ridley & Kramers 1990).

The result of these models is a profusion of proposals for Archaean convection regimes, from chaotic mantle convection (Campbell & Jarvis 1984) to convection in small unstable cells on which rode oceanic plates. Today, the accretion of oceanic crust, its cooling, thickening and subduction can account for dissipation of 85%

of the internal energy of the Earth. Calculations by Davies (1993) demonstrate that plate-tectonic processes alone were unable to dissipate the internal heat of the early Earth (Vlaar *et al.* 1994) and that a different mantle convection mechanism must have operated in the Archaean.

Several authors suggest that the Archaean Earth was characterized by many more mantle plumes than at present (Lambert 1976; Reymer & Schubert 1987; Campbell *et al.* 1989), or that the evolution of the planet has been punctuated by periods of enhanced plume activity (Stein and Hofmann 1994). These plumes may have provided juvenile crust from which the continental crust was derived by differentiation. In particular, Kröner (1991), Kröner & Layers (1992) and Malloé (1982) have proposed that Iceland may be an analog of Archaean crust formation; Iceland, sited atop a mantle plume and a zone of active oceanic extension, is the site of a local production of T.T.G.'s. Storey *et al.* (1991) propose that oceanic plateaux are the sites of komatiite formation, and Desrochers *et al.* (1993) and Kimura *et al.* (1993) conclude that many greenstone belts may contain a significant proportion of accreted oceanic plateaux. These plateaux have undergone syn-formational crustal differentiation, as in Iceland, and/or later differentiation, due to passage over a hot-spot, or subduction below the plateau (e.g. Ontong-Java, Tarduno *et al.* 1991).

The absence of HP-LT metamorphism in the Archaean crust

An important characteristic of the Archaean crust is the absence of high pressure metamorphic minerals (Windley & Bridgewater 1971; Saggerson & Owen 1971; Saggerson & Turner 1972). Lambert (1976), suggests that the absence of blueschist and eclogite facies rocks reflects the absence of tectonic processes during the Archaean which can form these rocks. In fact, the maximum exposed depths in Archaean terranes rarely exceed 30 km and are associated with temperatures of 650-900°C (e.g. Chinner & Sweatman 1968). Glaucofanite, a HP-LT mineral, is predominantly found in the Phanerozoic and appears most common in the Mesozoic (Ernst 1972). To our knowledge the oldest blueschist facies rocks have been identified in China and are of approx. 1.8 Ga (Liou *et al.* 1988). The rarity of these metamorphic rocks, although perhaps a result of their poor preservation in the geological record, probably reflects a different subduction environment in the Archaean (Kröner 1981 *a, b*).

Geodynamic models in the Archaean

Two modern environments exist in which continental crust is produced: (i) in subduction zones (e.g. island arcs and Andean-type arcs) and (ii) oceanic and continental intra-plate environments associated with mantle-plumes (e.g. Iceland and/or the Ontong-Java plateau on oceanic crust; Kerguelen, on oceanic and continental crust; Karoo, on continental crust). Despite the fact that continental crustal production is at present lower than in the Archaean (e.g. Taylor & McLennan 1985), these two geodynamic environments represent the two principal candidates for the production of the Archaean continental crust. While both environments involve the addition and differentiation of crust from below, the constraints on lithosphere dynamics are very different: the former requires global lateral displacement of lithospheric entities with crust being produced in convergent zones, the latter involves transport of material into the crust by vertical processes.

Active plate margins have long been recognized as sites of crustal production (Dewey & Horsfield 1970; Oxburgh & Turcotte 1970). Dehydration of the subducted oceanic plate may induce fusion of the mantle wedge or of the subducting plate (Ringwood 1974) producing linear regions of juvenile and recycled crust parallel to the subduction zones. This environment is often proposed for the formation of juvenile crust and, in large part, can account for the general andesitic composition of Archaean continental crust (Talbot 1973). The model relies on the assumption that oceanic crust was generated in ridge systems, which were more extensive in the Archaean, associated with rapid spreading, and which dissipated the Archaean heat (Burke & Kidd 1978; Bickle 1978; Dewey & Windley 1981; Windley 1984; Hargraves 1986). Although definitive Archaean ophiolitic remnants have not yet been located in greenstone belts (Bickle 1994), this fact cannot be used to argue against subduction processes, as one cannot discount the fact that important quantities of juvenile crust were accreted, reworked and preserved at this time.

A number of authors suggest that Archaean TTG suites result from fusion of hydrated basaltic sources. To explain their characteristics, specifically the fact that their source material requires residual garnet, the conditions in which these suites formed must have exceeded pressures of 12 Kbar and T of 1000-1100°C (Rapp *et al.* 1991). Martin (1986) suggests that subduction in a regime of high thermal gradient could explain these observations. In fact, the coupling of a high geothermal gradient with the subduction of young hot oceanic crust is the current situation in the Rocas Verdes region in Chile which facilitates TTG production by melting of subducted oceanic crust (Fig. 3; Tarney *et al.* 1976). The consequences of this model for Archaean tectonics are important as the geodynamic environment requires that the plates were organized in a similar fashion to that of modern plate tectonics.

Despite numerous studies, the origin and tectonic significance of Archaean greenstone belts remains controversial. For some workers the greenstones represent the remains of a primitive crust which once covered the entire globe (e.g. Fryer *et al.* 1979). Windley (1973) considers that the greenstones developed in rift-zones

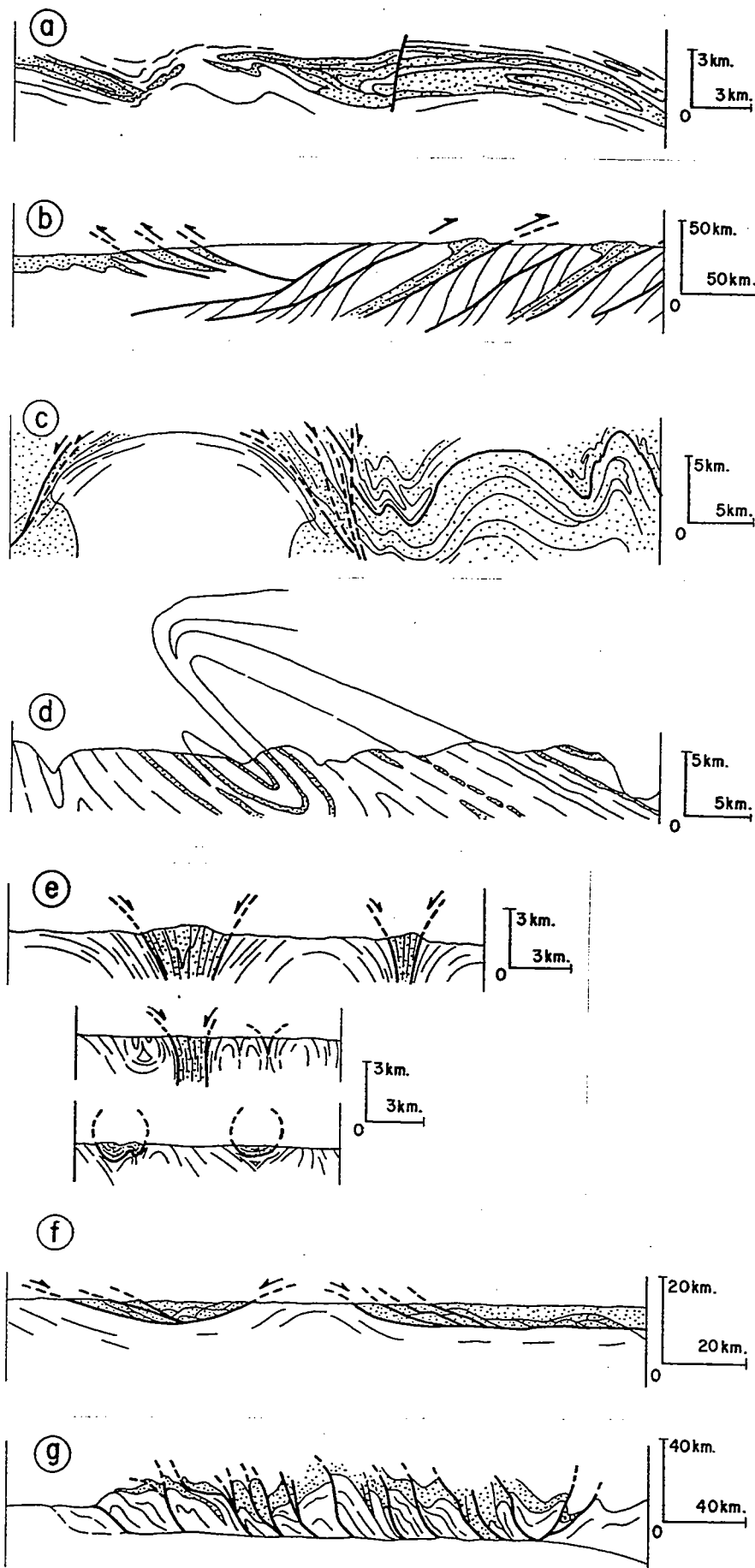


Fig. 4. Interpretative cross-sections through the Archaean crust illustrating the main types of tectonic models proposed in granite-gneiss-greenstone terranes. Supracrustal rocks and greenstones are shaded, gneissic rocks are white:

(a) The Selukwe greenstone belt, Zimbabwe craton (modified after Stowe 1984). The structure of the belt is interpreted as a nappe within gneissic terranes;

(b) The granite-greenstone terranes of the Dharwar craton, India (modified after Drury *et al.* 1984). This section illustrates late Archaean crustal shortening and thickening of this craton by thrusting before the development of major transcurrent shear belts. Supracrustals and greenstone units may represent tectonic slices and tectonized "ophiolitic" relics of crust from a marginal basin;

(c) The Tavani area, Hearn province, Keewatin, Northwest Territories, Canada (modified after Ralser & Park 1992). The structure of this area is interpreted as refolded supracrustal nappes;

(d) The Fiskenaasset region, Southwest Greenland (modified after Myers 1984). Granitoids and anorthosites and amphibolites are folded into large recumbent nappelike folds and refolded by two sets of folds with axial surface normal to each other;

(e) Granite-greenstone terranes of the Dharwar craton, India (modified after Bouhallier *et al.* 1993; Bouhallier 1995). At different structural levels, the granite-greenstone dome-and-basin pattern is interpreted in terms of sagging of dense supracrustals into their migmatitic gneissic basement;

(f) The Leonora area, Yilgarn craton, Australia (modified after Williams & Currie 1993). The structure is interpreted as a result of extensional tectonics, with the development of a metamorphic core complex.

(g) Granite-greenstone terranes of the Yilgarn craton, Australia (modified after Hammond & Nisbet 1992). This section illustrates the style of large-scale thrust imbrication for a shortening event which postdates early extension.

produced between divergent continental plates, while some workers consider that the greenstone belts represent marginal basins associated with subduction zones (e.g. Groves *et al.* 1978; Tarney & Windley 1981; Drury 1983). Others (e.g. Taira *et al.* 1992, Kimura *et al.* 1993) consider the greenstone belts to represent complex terranes involving remnants of volcanic arcs, oceanic plateaux, micro continents etc..

A radically different vision is based on geochemical constraints of mafic rock composition in greenstone belts (Arndt 1994). These tholeiitic rocks with low Al, high Fe, Ni and Cr and depleted incompatible trace elements are comparable to modern flood basalt sequences and could be related to a hot-spot environment (Tarduno *et al.* 1991). The recognition of the large volume of volcanics produced in large igneous provinces (Coffin and Eldholm 1994) on both the modern ocean crust and in continental trapp sequences, and the geochemical similarities of these sequences to Archaean tholeiites (Arndt 1994), provide evidence that magmas related to mantle plumes may have been important in building Archaean crust (Lambert 1981; Hill *et al.* 1992; Peucat *et al.* 1993). Major plume events may contribute on a cyclic basis to the formation of new crust (Stein and Hofmann 1994).

An Overview of Structural Characteristics of Archaean cratons

Archaean nappe sequences

In recent years many authors have suggested that the structural evolution of the Archaean cratons records collisional tectonics, generally involving accreted oceanic lithologies (arcs, plateaux, etc.; Spray 1985; Ludden *et al.* 1986; Hoffman 1989; Taira *et al.* 1992). Other authors envisage collision between different continental domains (e.g. Burke *et al.* 1976; Light 1982; Shackleton 1986; de Wit *et al.* 1992). The small-scale structure in some of these areas defines regions of imbricated terranes which resemble those of modern orogens. A particular example would be the collision between the Kaapvaal and Zimbabwe cratons, where the Limpopo belt would resemble the roots of a Himalayan-type mountain chain (Wilks 1988 ; Treloar *et al.* 1992). Figure 4 shows various tectonic models for Archaean terranes which are discussed below.

Low-angle structures involving large tracts of Archaean volcanic and sedimentary terranes have been described by Bickle *et al.* (1980), de Wit (1982), de Wit *et al.* (1987*a,b*) and Camiré & Burg (1993) for many Archaean terranes. Inside greenstone belts stratigraphic repetitions correspond to tectonic stacks and nappes. For example, isoclinal folds and mylonitic shear zones have been described in the Selukwe greenstone belt in Zimbabwe (Fig. 4a), where, due to the large amount of flattening of the fabrics, these structures have been interpreted as nappes resulting from gravitational spreading (Stowe 1984). The evidence for low angle thrusting in the Archaean is derived largely from geochronological relationships. For example, in Greenland (Bridgewater *et al.* 1974) thrust intercalated amphibolites, metapelites and quartzites are implicated in regional deformation (Myers 1976, 1984; Chadwick & Nutman 1979). Other arguments for thrust tectonics in the Archaean are based on low-angle isoclinal folds (Coward *et al.* 1976 ; Bickle *et al.* 1980). Thrusting following regional shortening has been proposed for the Yilgarn Block in Australia, where the folding is recognized due to stratigraphic repetitions and isoclinal folds in the greenstones (Fig. 4 f, g; Swager & Griffin 1990).

At the shallowest crustal levels, olistostromes, inverted sedimentary features and juxtaposed sediments have been observed in Barberton (South Africa, de Wit 1982 ; Jackson *et al.* 1987). For these reasons, Heubeck & Lowe (1994) have proposed that the Barberton greenstones have been deformed by thrust tectonics since the earliest evolution of the basin. Furthermore, they cite evidence for refolded thrusts, which include basement gneisses .

Basal décollements have been invoked at the interface of contrasting lithologies, for the Barberton (de Wit 1982), and Selukwe greenstone belts in Zimbabwe (Fig 4a; Stowe 1984). The geological environment in which these low angle thrusts have developed is compared to obduction of oceanic crust. Crustal thickening due to stacking of crustal slices has been invoked to explain the exposure of the Limpopo granulite terranes by isostatic readjustment between the Kaapvaal and Zimbabwe Archaean cratons (Coward & Fairhead 1980 ; de Wit *et al.* 1992 ; Van Reenen *et al.* 1992). The granulite domains of the Archaean Dharwar craton have also been explained in this way (Fig. 4b). However, in this case the thickening is deduced from the geometries of greenstone belts which are considered to have been thrust to the north (Fig. 4b; Drury, *et al.* 1984).

Dome and basin structures:

Dome and basin structure is common in Archaean cratons and characterizes high-grade (Windley & Bridgewater 1971) as well as low-grade metamorphic terranes (McGregor 1951). The dimension and the shapes of the domes are variable, from a few hundred kilometers to several tens of kilometers in diameter. In general, the structural interpretation of these domains implies that they resulted from fold interference (Snowden 1984 ; Drury *et al.* 1984 ; Fyson 1984 ; Myers & Watkins 1985). Such interpretations have been proposed to explain the regional distribution of greenstone belts by Snowden & Bickle (1976). Fyson (1984) and Myers & Watkins (1985) indicate that two phases of regional orthogonal shortening are required. The development of nappes or refolded isoclinal folds during late regional shortening are also proposed as explanations for local complexities in the

regional map patterns. Often the structural arguments from which the gneiss domes in granite-greenstone terranes are defined are neither supported by the regional deformation field, nor do they satisfy the simple tests defined by Brun (1983a) for their origin.

Diapiric domes. For some authors many dome and basin structures are considered to be the result of the development of gravitational instabilities (Brun *et al.* 1981; Collins 1989; Ramsay 1989; Bouhallier *et al.* 1993; Jelsma *et al.* 1993; Choukroune *et al.* 1995).

Rayleigh-Taylor-type instabilities, known since the end of the last century (Rayleigh 1883), are related to local perturbations of multiple layers of different density. Wegmann (1935) and Eskola (1949) proposed the origin of gneissic domes by diapirism, and McGregor (1951) used this idea to explain the Archaean craton of Rhodesia. He suggested that local overloading due to basic volcanic rocks overlying a granitic basement resulted in simultaneous deformation of the cover and basement. This process, later termed sagduction, has been applied to several Archaean cratons (Anhaeusser *et al.* 1969; Anhaeusser 1973; Glikson 1972; Drury 1977;). This process has also been applied to the Superior Province (Schwerdtner *et al.* 1979; Goodwin & Smith 1980), but was later questioned (see section on Superior Province in this paper).

Gorman *et al.* (1978), based on experiments performed by Ramberg (1967, 1971, 1973), propose a dynamic model involving different stages of sagduction of a greenstone belt. In this model thrust structures, which result from the development and ballooning of the diapir, surround the zones of subsidence. Following a similar scenario, West & Mareshal (1979) and Mareshal & West (1980) produce a series of thermo-mechanical models which indicate that it is possible to reproduce diapiric structures when a layer of granitic crust is covered with a thick layer of basaltic lavas. If the crust is heated from below, the development of mechanical instabilities and diapirism are enhanced.

Strike-slip structures. The presence of large strike-slip features on the Archaean cratons are generally related to late-orogenic, intra-cratonic processes. These structures are often closely spaced and interfere with, and obscure, earlier deformation structures. They are commonly responsible for the juxtaposition of terranes of different metamorphic grade and sometimes are proposed as the cause of interference structures (Drury *et al.* 1984).

Early transpression has been invoked as providing the framework for the late history of greenstone belts (Swager *et al.* 1989; Chadwick *et al.* 1989). For example, Platt (1980) constructed a strike-slip evolutionary system model for Australian greenstone belts. He suggested that they had developed as intra-continental transpressional basins in which dome and basin structures and "en échelon" folds developed contemporaneously.

The Superior Province of Canada is cross-cut by numerous E-W shear-zones (Park 1981) which have been interpreted as post-collisional extensional features (Percival & Williams 1989; Williams 1990) and as strike-slip faults controlling the accretion of terranes in a zone of oblique convergence (Ludden *et al.* 1986).

Post orogenic extension. Post-orogenic extension can constitute an important stage in continental collision (Dewey 1988). This phenomenon is related to thermal relaxation in zones of continental thickening and is associated with the development of metamorphic core complexes which are often described in Phanerozoic orogens (Brun & Van Den Driessche 1994). Despite the fact that metamorphic evidence for extensional juxtaposition of high-grade and lower-grade terranes is often lacking in the Archaean, models invoking post-orogenic extension have been proposed by Williams & Currie, (1993), Sawyer & Barnes (1994), and Kusky (1993) for terranes in Australia and Canada (Fig. 4f).

Pre-orogenic extension. Models involving post-orogenic extension (Williams & Currie 1993) or pre-orogenic extension (Hammond & Nisbet 1992) have been proposed for the Yilgarn Block in Australia. The latter model was defined from the following structural features: (i) the presence of low-angle mylonitic shear-zones between the greenstone belts and basement gneisses; (ii) the geometry of lineations and structural features indicating a uniform transport direction; (iii) the presence of steep metamorphic gradients within the greenstone belts. Based on similar criteria Passchier (1994) proposed that the first deformation episode in the Calgoorlie region was associated with early extension.

Summary

The majority of the scientific community working in Archaean tectonic environments considers that the Archaean continental crust was formed in an environment comparable to that of modern island-arcs. Many structural geologists contend that, by comparison with modern terranes, Archaean terranes contain structural elements related to global dynamic processes involving horizontal displacements of the lithosphere. Thus, Archaean continental collisions should preserve many of the characteristics of modern orogenic zones. However, because of the enhanced thermal regime and rapid growth of continental crust at this time, Archaean tectonic models should perhaps also consider structural characteristics specific to this period.

In the following sections we present geological data for two regions of Archaean crust which display significant differences in regional structural trends: (i) the Dharwar craton is dominated by dome and basin

tectonics related to diapiric movements in the mid to lower crust. The entire craton appears to have been coaxially strained due to E-W shortening; (ii) the Superior Province displays linear subprovinces, which increase in age away from a protocraton and appear to be consistent with a model involving growth of crust by lateral accretion and only limited reworking of the lower and mid crust. We suggest that both regions may reflect end-member processes in the formation of Archaean continental crust.

Dome and basin granite-greenstone patterns of the Dharwar craton: specific structural constraints and mechanisms

As already discussed, dome and basin structures are a fundamental characteristic of many TTG-greenstone terranes. Their structural interpretation is the subject of a debate between authors who favour models comparable to those of the present crust (fold interference, extensional domes, etc.) and those who consider that extensive crustal diapirism may have been characteristic of the Archaean period. In this section we will summarize the results obtained from structural studies in the Dharwar craton of India (Bouhallier 1995; Chardon 1996). Tectonic models for the formation of these structures have been tested by comparing field data with analog models. The results indicate that at least in the Indian craton, diapirism did play an important part in the evolution of the crust and that significant proportions of the crust may have been formed during vertical accretion by magmatic underplating, melting of the lower crust and the development of gravitational instabilities.

Granite-greenstone pattern in the Indian Shield

Geological background. In the Dharwar craton (Swami Nath & Ramakrishnan 1981; Ramakrishnan and Viswanatha 1983; Naqvi & Rodgers 1983) both types of classic Archaean terrains are exposed: i.e., a succession of low- to high-grade volcanic and sedimentary rocks making up linear and curved belts of "greenstone", "supracrustals" or "schist", surrounding more extensive areas of high-grade gneiss of low-K tonalite, trondhjemitic and granodiorite (TTG series, here referred to as "granite terrain"). The ages of the latter vary between 3.35 Ga and 2.5 Ga (Fig. 5; Crawford 1969; Peucat *et al.* 1989, 1993).

On the craton scale, LANDSAT satellite images reveal a N-S trending fabric which results partly from a late Archaean transcurrent ductile shearing episode (Fig. 5; Drury & Holt 1980; Chadwick *et al.* 1989). The distribution of the regional transcurrent shear zones appears nearly symmetric. This suggests that the whole craton has been coaxially strained during a near E-W regional shortening (Choukroune *et al.* 1987). This episode is thought to have been coeval with the emplacement of the large Closepet batholith (Jayananda & Mahabaleswar 1990) which is dated at 2.5 Ga (Crawford 1969; Friend & Nutman 1991; Jayananda *et al.* 1995).

Another important characteristic of the Dharwar craton is a transition from a low- to medium-grade granite-greenstone terrain in the north to a high-grade granulitic terrain in the south. The paleopressures in gneissic and mafic rocks increase from about 3 Kbar in the north and in central Karnataka to 8-9 Kbar in the Sargur area in the south (Fig. 5; Harris & Jayaram 1981; Raase *et al.* 1986). Most authors (Pichamuthu 1962; Raith *et al.* 1982; Raase *et al.* 1986) have attributed this feature to post-metamorphic tilting of the craton; the southernmost part of the Closepet batholith would then form the deepest structural level in a heterogeneous granitic complex which was affected by the granulite-facies overprint (Janardhan *et al.* 1979a and b 1982; Stähle *et al.* 1987) at around 2.5 Ga (Grew & Manton 1984; Peucat *et al.* 1989, 1993).

In the northern part of the craton the presence of two generations of greenstone assemblages has been known of for some time (Chadwick *et al.* 1978, 1981; Viswanatha *et al.* 1982; Ramakrishnan & Viswanatha 1983, 1987); a younger series (the Dharwar volcanics) which is clearly discordant on the gneissic basement and on older greenstones (the Sargur volcanic series). In this region the youngest series is metamorphosed to greenschist facies.

In the central medium-grade terrain of the Dharwar craton (Raith *et al.* 1982) the distinction between the two series is less evident. Nevertheless, this part of the craton contains one of the oldest "greenstone belts" in India (Hussain & Naqvi 1983). The surrounding gneisses, which yield Rb-Sr and Pb-Pb ages between 3.35 Ga (Beckinsale *et al.* 1980, 1982) and 3.305 Ga (Taylor *et al.* 1988), are intruded by 3.1-3.0 Ga trondhjemitic plutons (Beckinsale *et al.* 1982; Taylor *et al.* 1984; Meen *et al.* 1992; Bhaskar Rao *et al.* 1992). The trondhjemites are also seen to intrude supracrustal rocks (Chadwick *et al.* 1978; Bouhallier *et al.* 1993). Recent geochronological studies on supracrustal rhyolites yield an age of 3.3 Ga (Peucat *et al.* 1995).

In the southernmost area, greenstones and TTG sequences display a metamorphic paragenesis that is indicative of upper amphibolite to transitional hornblende-granulite facies metamorphism (Fig. 5; Janardhan *et al.* 1979a). Structures in this area are comparable with those recognized in the neighbouring area of Sargur (Chadwick *et al.* 1978; Viswanatha & Ramakrishnan 1975). Regional dome and basin patterns (Janardhan *et al.* 1979b) are deformed by a major dextral transcurrent shear zone (Drury & Holt 1980). P-T estimates for the surrounding gneissic and mafic areas north of the shear zone and east of the Gundlupet area have been estimated at about 700-750° C / 8 Kbar (Janardhan *et al.* 1982; Raase *et al.* 1986; Raith *et al.* 1983). As in the central portion of the craton, the principal metamorphic and deformational events appear to be related to the emplacement of the Closepet granite at 2.5 Ga (Bouhallier 1995).

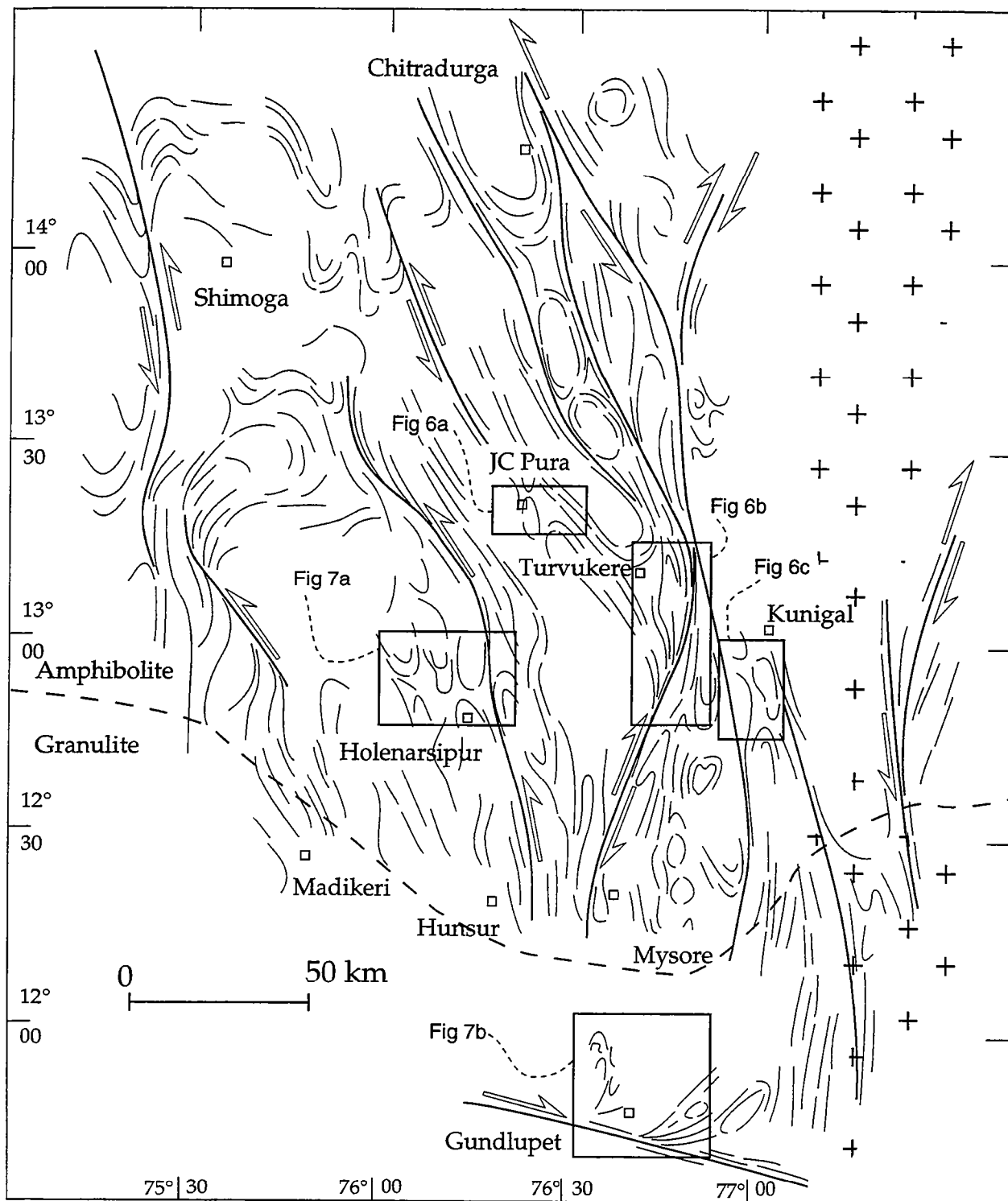


Fig. 5. Structural map of the western part of the Dharwar craton, Karnataka, South India; modified after Bouhallier (1995). Crosses indicate the Closepet granite. Arrows indicate major shear zones, curvilinear lines indicate direction of foliation, the boxes correspond to the location of detailed maps shown in Fig. 6 and 7.

Maps of foliation trajectories in the Dharwar craton indicate extensive dome and basin structures (Figs. 6, 7). Supracrustal rocks coincide with synforms in the basement which define elliptical antiforms and foliation planes that are parallel to the contact with the supracrustal rocks. The domes become more elliptical towards the western contact of the Closepet granite and also towards the higher-grade metamorphic terranes to the south. In both cases these regions correspond to areas of intense transcurrent deformation and the shape of these gneissic domes reflects the intensity of the bulk horizontal shortening at 2.5 Ga.

Before outlining the principal differences in deformation across the region, we define the deformation characteristics of five key regions. These regions provide a section of the crust from north to south, i.e., from lower grade to higher grade metamorphic conditions. The regions are shown in Fig. 5 and are: JC Pura; Kunigal, Tuvukere, Holenarsipur and Gunlupet (the most easterly region). The characteristics of the different strain patterns are shown in Figs. 6 and 7.

Characteristics of the strain field. These characteristics are described by Bouhallier *et al.* (1993, 1995) and Chardon (1996) and are summarized below:

(1) The supracrustal rocks and the gneissic basement define an increase in strain towards their contacts. In most cases these contacts are steeply dipping. Exposures of basement gneiss with sub-horizontal foliation planes are mostly restricted to the central parts of the elliptical gneissic antiforms. Locally, dome-in-dome structures are observed.

(2) Foliation triple points are probably the most noteworthy features and are defined by foliation trajectories. They occur as follows: (a) between domes where triangular arrangements of foliations define vertical or horizontal triple junctions whose dip depends on the observed level of erosion; these areas occur in supracrustal rocks; (b) at the terminations of elliptical synformal or domal closures, where they are generally horizontal (Fig 7b, 6b). These features are present in both supracrustal rocks and the gneissic basement; (c) in the interiors of the crests of the domal structures where they are gently dipping. They run parallel to the long axis of the dome when it is elliptical in shape.

(3) Far from synformal and domal structures, the plunge of stretching lineations L1 (which are assumed to represent the direction of maximum stretching axis of the strain ellipsoid) is generally high in the supracrustal rocks. Near synformal or domal closures L1 is evident in both supracrustal rocks and basement and is generally moderately plunging. It lies down-dip on the foliation and parallel to the supracrustal-basement interface. L1 trajectories converge towards supracrustal foliation triple points where they are vertical. Within these triple junctions, stretching lineations are very well-developed and parallel to the interface between supracrustals and the gneissic basement.

(4) Fabrics occurring in the rocks have the following characteristics: (a) poorly developed fabrics are located within the central parts of domes; (b) planar fabrics occur on dome limbs, where the foliation is vertical, and especially at the interfaces between supracrustals and the gneissic basement; (c) planar-linear fabrics occur around foliation triple junctions; (c) horizontal or vertical linear fabrics are located at the horizontal or vertical triple points.

(5) Non-coaxial strain regimes are defined using observable criteria and well defined kinematic indicators are generally restricted to localities near the interface between the gneissic basement and the supracrustal rocks. They indicate a systematic downward displacement of the supracrustal rocks relative to the basement. (Bouhallier *et al.* 1993). Strain regimes can be characterized some distance away from the central axes of the vertical foliation triple points in greenstone belts.

Of particular note is the unconformity between the Kibbanahalli belt (Dharwar-type series) and the underlying oldest assemblages (Fig. 6a, the JC Pura belt, Sargur-type series). The younger belt is barely deformed and relatively unmetamorphosed and, as such, provides a test of the behaviour of the volcanic assemblages relative to their basement. The detailed structural characteristics of this site are as follows:

(a) evidence for two deformation episodes, D1 and D2.

(b) D1 is defined as a dome and basin structure that affects the oldest belt (J.C. Pura). The NW-SE deformation field (D2) affects only the younger greenstone belt (Kibbanahalli) and produces a complex syncline which is unconformable on the D1 structure.

(c) the base of the unconformity is tectonized and defines a "décollement" on both sides of the syncline: down-dip displacements on both limbs of the syncline define a clear convergence of the greenstones towards the central axis of the syncline. This is only compatible with a tectonic model involving the progressive sinking of the greenstones into the granite-gneiss substratum which was previously deformed by D1.

(6) In the Holenarsipur area, metamorphic assemblages record a prograde variation in pressure from 3 to 7 Kbar at a given point situated within a vertical triple junction, during the same tectonic event. This indicates that as much as 10 kilometers vertical displacement of the supracrustal rocks relative to the infracrustal gneissic basement occurred.

Interpretation and discussion

Diapiric Models. Many experiments have been performed to define the shape of domes during the evolution of gravitational instabilities (initiation, amplification, locking) and their periodicity according to parameters such as

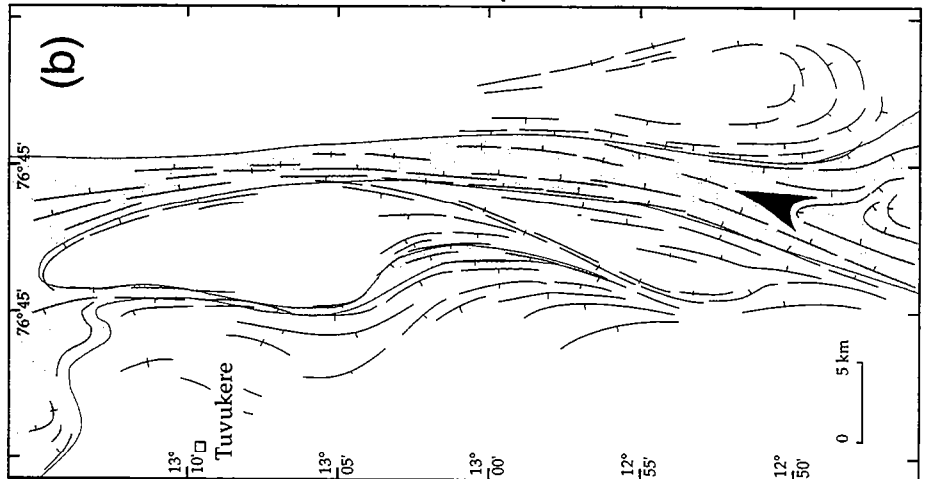
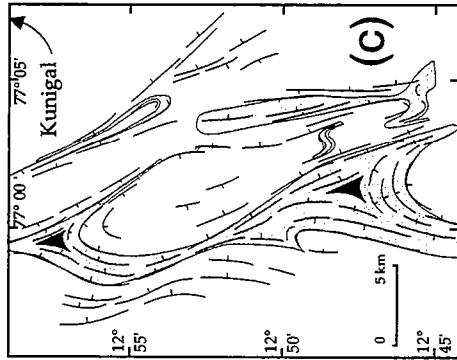
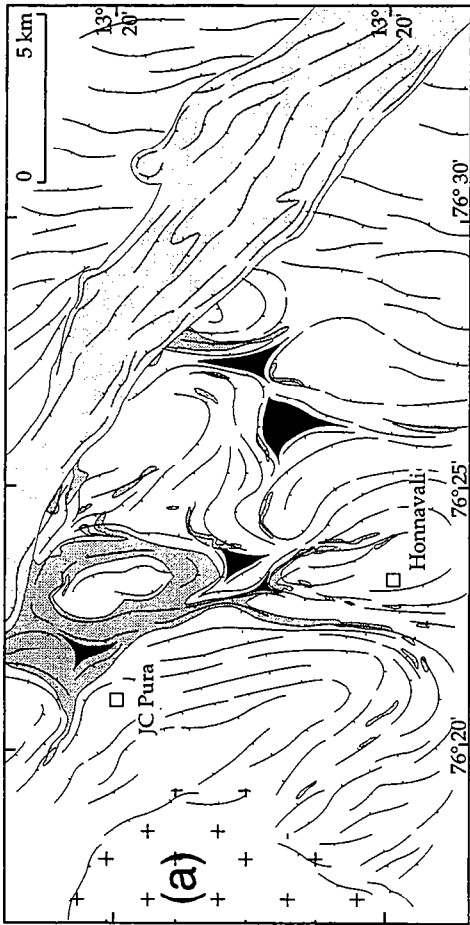


Fig. 6. Detailed foliation maps from (a) J.C. Pura where two superimposed greenstone series were recognized (the youngest is in light grey) (modified after Chardon 1996), (b) Tuvukere and (c) Kunigal areas (modified after Bouhallier 1995). Greenstones and supracrustal rocks are in grey and gneissic rocks (TTG) in white. Triple points are in black. Areas are located on Fig. 5. Light grey shading indicates supracrustal rocks.

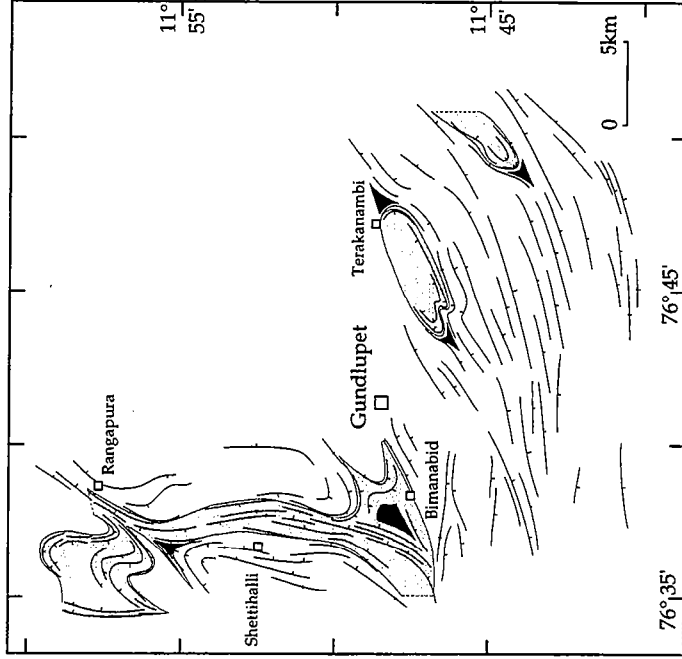
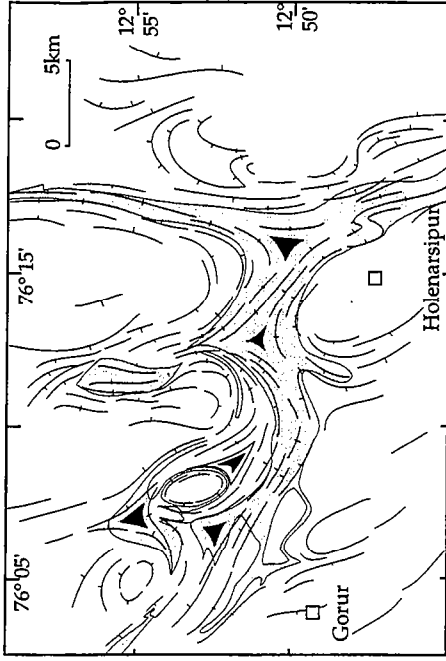


Fig. 7. Detailed foliation maps from (a) Holenarsipur (modified after Bouhallier et al. 1993) and (b) Gundlupet areas (modified after Bouhallier 1995). Same legend as Fig. 6, located on Fig. 5.

(a)

(b)

density, viscosity and relative thickness ratios of the buoyant and overburden layers (Ramberg 1981, 1971, 1973; Berner *et al.* 1972; Woidt 1978; Talbot 1977; Talbot *et al.* 1991). Furthermore, some analog models lead to a quantitative estimate of strain throughout diapiric structures (Dixon 1975, Dixon & Summers 1983; Cruden 1988; Schmeling *et al.* 1988; Guglielmo 1993). All of the models indicate that the location of areas of highest strain is mainly determined by the geometry of the overburden/source (cover/basement) interface through the course of the movement of a diapir.

These experiments suggest a high variability in the distribution of strain regimes through the dome and basin structures. Non coaxial strain regimes occur along the limbs of domes. The shear strain, which is always greatest at the interface, increases during amplification of the dome. The sense of shear shows a downward displacement of the cover with respect to the basement, with an opposite shear sense on both sides of a given dome. The result is a high variability in the distribution of fabric types through the structures and across the dome crests. In all the models, the different types of strain appear to be controlled by the dome and basin geometry. All of the model characteristics have been observed in the Dharwar craton. However, some of the structural features observed in the studied areas are inconsistent with experimental models of diapirs. This is mainly due to the horizontal displacements that have occurred along regional transcurrent shear zones. In the Holenarsipur area (Fig. 7a), the easternmost branch of the supracrustal belt is a north-south trending linear and sinistral shear zone. In the Gundlupet area (Fig. 7b), evidence of horizontal shearing along vertical zones is also observed. In the Kunigal area (Fig. 6c), shear zones appear on a smaller scale and are dextral for strikes of 20° E, and sinistral for strikes of 140° E and cut the crust into lenses, the shape of which is almost constant.

For simple diapiric evolution, the limbs of a dome should display pitches of L1 close to 90° irrespective of foliation dip attitude. However, this is not the case in the study areas where some domains are controlled by horizontal shearing. A simple explanation in terms of interfering strain fields can be given. In the JC Pura area (Fig. 6a), the greenstone-gneiss boundary displays only down-dip lineation. The diapiric process (i.e. vertical shearing) is dominant. In the Holenarsipur area (Fig. 7a), an N-S vertical shear zone bounds the eastern part of the belt. The stretching direction in the N-S foliation planes near this linear domain is horizontal. However, high L1 pitches resulting from simple diapiric evolution are observable where the effect of horizontal shear is minimal. In the Kunigal (Fig. 6a), and Tuvukere areas (Fig. 6b), the intense horizontal ductile shearing is dominant and the vertical motion is poorly preserved. The ellipticity of the domes is maximized.

Triple junctions. Horizontal triple junctions which are not directly predicted by experimental models may also be the result of interfering strain fields. Some of these junctions are situated at the terminations of the domes and sinking basins, while others are internal (Figs. 6,7).

The significance of triple junctions has been studied recently (Brun 1983a, 1983b; Brun & Pons 1981). At the terminations of rising elliptical domes, or of sinking elliptical basins, horizontal triple junctions can result from simultaneous horizontal shortening due to regional deformation and vertical shortening due to vertical motion of the diapir or the sagducted bodies. This is the case for triple points situated at the termination of supracrustal basins south of the Gundlupet area (Fig. 7b).

Horizontal triple junctions can also develop within domes or basins. Two situations of superimposed structures have been observed near the top of the domes or near the bottom of sagducted basins. The first case is illustrated by the top of a dome situated northwest of Gundlupet (Fig. 7b). Here, a vertical foliation is affected by folds with horizontal axial planes indicating vertical shortening. The resulting bulk strain is constrictive, with L1 following a sub-horizontal principal stretching direction.

Another type of situation is illustrated by the central part of the supracrustal basins south of Terakanambi (Gundlupet area, Fig. 7b). In this case, the fabric is planar-linear with L1 & L2 horizontal and horizontally shortened. The resulting lineation is horizontal and parallel to the axes of crenulation.

In order to understand the differences between these two situations, we have to explain why a vertical diapiric foliation can only be vertically shortened, while a horizontal diapiric foliation can be horizontally shortened. In the first case, the area of constriction can be a simple consequence of diapiric motion. A given point in the domain of vertical flattening migrates into the domain of horizontal flattening when the diapir moves upward. In the second case, the folding of a horizontal foliation can only be the result of superimposed horizontal regional shortening.

Lastly, we consider the vertical triple points which are present mainly in the Holenarsipur area. Models consider the strain field as due to a single diapiric body. In the field, however, diapirs are seen to interfere. It has been pointed out that the final stages of diapir emplacement are often characterized by an increase in horizontal diameter termed "ballooning" (Holder 1979; Ramsay 1989). The interference between various shortening directions linked to the horizontal spreading of two, three or four domes generate triple junctions in which the finite strain type is constrictional (Brun & Pons 1981). The vertical triple junctions observed in greenstones situated between domes result from such a process.

To conclude, the internal tectonic style of the Archaean continental crust of the Dharwar craton appears to result from the interfering strain fields produced by Raleigh-Taylor diapiric structures (body forces) and horizontal regional shortening (boundary forces). However, the regional shortening has not erased the basic indicators of diapirism.

Diapirism in the Archaean. Since diapiric features are observed at different levels of the Archaean crust (from greenschist to granulite facies) and over very wide areas, it is possible to conclude that body forces were operating on a large scale at various periods in the evolution of a young continental crust. The observed patterns characterizing the supracrustal basins in the hornblende-granulite zone of the craton can only be interpreted in terms of sinking, drop-like blobs of supracrustal material, whereas the spoke-like patterns of linear "greenstone belts" in the amphibolitic zone represent subsiding troughs of the overburden (supracrustal cover) at a higher structural level. The difference in the shape of regional structures between the amphibolite and the hornblende-granulite zones is simply due to the fact that the field observations concern different horizontal sections of the same structures.

These deformation conditions have been defined from pressures of 3 Kbar to near 7-8 Kbar and affect at least two thirds of the crust. In plan form they cover the entire craton and are clearly related to a horizontal flattening expressed by a series of conjugate strike-slip faults in amphibolite- and granulite-grade crust. The volumes of material involved in this deformation event are enormous and on a scale that is not observed in modern orogeny. We suggest that crustal reheating and diapirism on the scale described for the Dharwar craton is a distinctly Archaean phenomenon.

Although the limits of the craton are not observed in the study region, these forces seem to have acted on the interior of a mature craton. As discussed below, this deformation style is very different to that of the Superior Province which was formed by rapid accretion of crust at the margins of a craton.

The southern Superior Province: rapid accretion of crust due to horizontal tectonic forces

Evidence and models for lateral accretion of the Superior Province

The Superior Province, the largest of the Archaean cratons, provides important clues to understanding the mechanisms of crustal growth in the Late Archaean. The extensive high-precision U/Pb geochronological data available for the province (e.g. Corfu & Davis 1991), the numerous geological compilations (Card 1990; Thurston *et al.* 1991; Williams *et al.* 1991), coupled with a relatively large data-base for Nd-isotopes (Stern *et al.* 1994; Shirey & Hanson 1989; Bedard & Ludden 1996) enable a comprehensive reconstruction of tectonic accretion.

The progressive increase in ages of volcanic and plutonic rocks from south to north has been used as a convincing argument for the accretion of lithological assemblages against a protocraton in the northwestern Superior Province (indicated as the Sachigo Block, Fig. 8). This block comprises ~3.0 Ga tonalitic gneisses and relics of sedimentary rocks (Thurston & Chivers 1990). Recent mapping in the northeastern Superior Province (the Minto Block, Percival *et al.* 1992, 1994) has pinpointed assemblages of a similar age and lithology. Percival *et al.* (1994), suggest a correlation between the two protocratonic regions below Paleozoic cover and Hudson Bay. They further suggest that west-northwest directed subduction underneath the protocraton resulted in thermal reworking and construction of an Andean-type arc; the igneous rocks of the arc being represented in the Barents river plutonic belt, the Bienville and Lake Minto and Utsalik plutonic terranes (both located in the northeastern Superior Province), all of which have ages of 2730 - 2710 Ma (Stern *et al.* 1994; Corfu & Davis 1991). Furthermore, the Minto Block suites have relatively evolved ϵ_{Nd} values of +1 to zero reflecting the presence of an older component in their petrogenesis (Stern *et al.* 1994). In contrast, the Wabigoon, Wawa and Abitibi are dominated by volcano-plutonic assemblages of 2730 Ma and younger, and all have juvenile ϵ_{Nd} values of +2 to +4. Several structural models for these regions (Williams 1990; Hubert *et al.* 1991a; Sawyer & Benn 1993) indicate a regime involving west-northwest directed lateral accretion accompanied and followed by sinistral-displacements. Percival *et al.* (1994), propose that this tectonic history may be related to oblique subduction-related collision with the southern Superior Province. This changes to orthogonal collision to the east of the Minto Block. In this model, the linear metasedimentary belts, which differentiate the Superior Province relative to most other Archaean cratons, would represent accretionary prism assemblages caught between the accreting oceanic arcs, plateaux and older microcontinents.

While an accretionary model involving some form of plate convergence for the Superior Province is attractive, particularly, in the light of the elongate metasedimentary and metavolcanic belts, the mechanisms of accretion are the subject of debate. Suggested accretionary models from Kimura *et al.* (1993) are shown in Fig. 9. The most widely proposed models (Percival *et al.* 1994, Percival & Williams 1989; Williams 1990; Hoffman 1989, 1991; Thurston & Chivers 1990) suggest collisions involving paired arcs and associated sedimentary prisms. However, paired arcs with the same or opposite subduction polarity would not define a progression in ages, and sediments preserved in the accretionary prism cannot be younger than the youngest igneous rocks in the paired arc. In contrast, the accretion of oceanic or continental fragments to construct greenstone belts as described by Kimura *et al.* (1993) and by Hoffman (1991) dictates that both the timing and the cessation of arc magmatism show an oceanward migration (Fig. 9). Choking of the subduction zone would result in an oceanward migration of the trench and renewed arc volcanism and plutonism in previously accreted sedimentary and mafic material (Hoffman 1991; Taira *et al.* 1992). An oblique collision involving a prograding arc-accretionary complex (i.e. Jackson *et al.* 1994) would enhance the process of accretion of exotic fragments. The

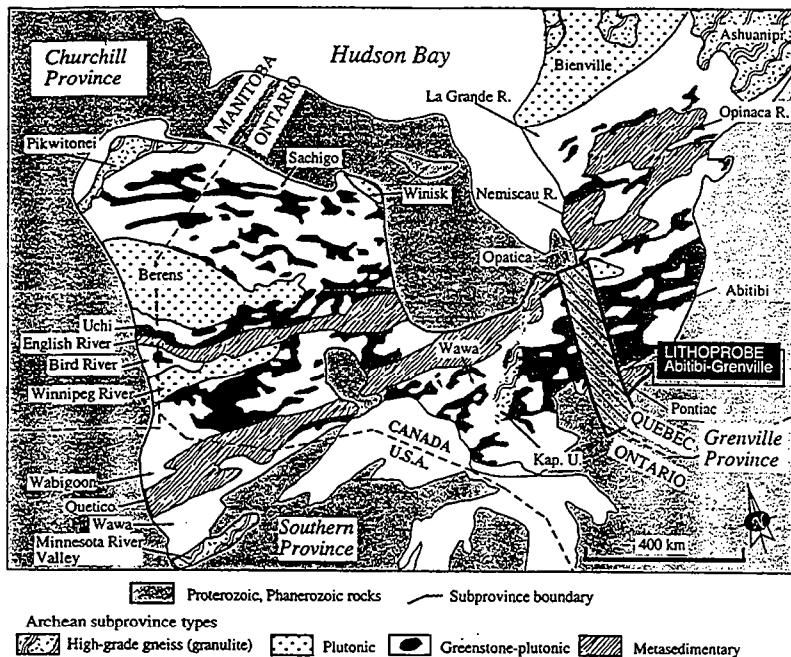
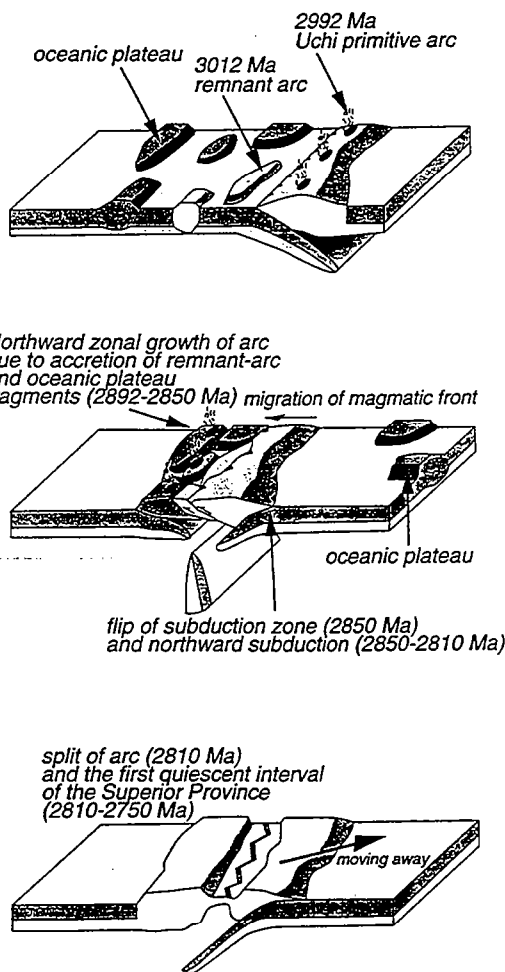


Fig. 8. Generalised map of the subdivisions of the Superior Province, modified from Card and Czielski (1986). The northwestern Sachigo Block may be correlated below the Phanerozoic cover and southern Hudson Bay to the Minto Block, which lies north of Bienville and Ashuanipi (see text and Percival *et al.* 1994). These two blocks may form a 3.0 Ga protocontinent against which west-northwest directed subduction resulted in thermal reworking of the protocontinent (at about 2730 - 2700 Ma) and the formation of plutonic belts such as the Barents River, Minto and Utsalik. The Southern Superior Province represents juvenile accreted material amalgamated and accreted to the protocraton between 2750 and 2680 Ma.

The Kapuskasing uplift (Kap.U) represents a 25 km section of the accreted crust in the Abitibi-Wawa region which was uplifted in the Paleoproterozoic.

Fig. 9. Examples of tectonic models for accretion of the Superior craton (Kimura *et al.* 1993). These diagrams illustrate the following: (i) the role of accreted inactive "exotic" material in the migration of the locus of subduction; (ii) the formation of duplexes by lateral accretion of immature oceanic material; (iii) the superposition of the products of younger igneous events (autochthonous extrusive sequences and associated intrusive rocks) on previously accreted volcano-plutonic terranes.



possibility that oceanic crust may have been thicker due to the higher thermal regime (i.e., Bickle 1978; Richter 1985), or involve numerous oceanic plateau fragments (Desrochers *et al.* 1993) would result in a continuous process of choking the subduction zone and accretion of juvenile crust.

Petrological arguments for a juvenile character (light-REE depleted, high eNd) for many of the volcanic sequences are convincing, as is the presence of light-REE enriched volcanics and plutonics, zircon inheritance, and lower eNd in regions where crustal reworking associated with Andean-type subduction is proposed. Nonetheless, the rate of magma production and accretion of juvenile crust in the Superior Province is high relative to modern subduction regimes. In the model for the assembly of the Superior Province proposed by Percival *et al.* (1994), a 400-500 km wide Andean arc and accretion of an additional band of 300-500 km of juvenile crust occurred over a period of 50-60 Ma. In the Abitibi region, where accretion ages and U/Pb formation ages are relatively well constrained, tectonic accretion occurred less than 30 Ma after formation of the volcano-plutonic sequences (Hubert *et al.* 1992a; Ludden *et al.* 1995). In modern subduction regimes the average age of subducted oceanic crust is > 60 Ma old and most of the oceanic plateaus, that may eventually contribute to a period of crustal growth (e.g. Stein & Hofmann 1994) are >100 Ma old. Only in ophiolites, or immature arc/back-arc systems, are the volcano-plutonic assemblages tectonically emplaced soon after their formation.

A period of activity occurred between 2.75 - 2.7 Ga in all of the Archaean cratons. The ages of the main volcanic events during this time are surprisingly similar in all cratons, including the Superior Province. The Earth appears to have either, (i) undergone a major period of igneous activity involving production of crust from the mantle in response to one (or a series) of unusual thermal events (e.g. Stein & Hofmann 1994), and/or, (ii) due to a particular combination of tectonic circumstances preserved more crust than usual in this time interval. As discussed in the introduction, even in a regime of high heat-flux, a convincing petrological case can be argued for the origin of komatiite assemblages from a mantle plume. Komatiites occur throughout the western Superior Province (Thurston & Chivers 1990) and are particularly abundant in the southern Abitibi belt (Arndt 1984; Barnes 1983). Desrochers *et al.* (1993) and Kimura *et al.* (1993) have argued that many of the mafic-ultramafic assemblages of the southern Superior Province are more consistent with an origin as oceanic plateaus rather than a primitive arc sequence. Nonetheless, the amalgamation and accretion of the various components of the Superior Province occurred in a relatively well defined compressional-transpressional regime at about 2.7 Ga. This (these) episode(s) involved young warm juvenile crust in the southern Superior Province and extensively remelted crust in the northern Superior Province. Melting of older tonalite in the cores of regions such as the Opatoca plutonic belt (Fig. 8; Sawyer & Benn 1993; Bedard & Ludden 1996), and in the metasedimentary belts (Rive *et al.* 1990) to generate granite and peraluminous granite, indicate collision and burial to at least upper-amphibolite grade conditions.

The causes of a period of enhanced crustal production and accretion in the southern Superior Province, and on all of the Archaean cratons, remain enigmatic. Did a surge in plume activity result in the formation of large accretionary assemblages and/or enhance back-arc basin formation? When were the cratonic roots added to the cratons, and what role did they play in protecting the cratons from erosion, both from below through magmatism and from the craton margins through subduction? What lessons can be learned from the Earth at 1.8 to 2.0 Ga and in the Cretaceous, where similar surges in plume activity probably occurred, and from the lithospheric structure of oceanic plateaus, such as the Ontong-Java, which, assuming 10-20% melting, should also preserve roots of 4-5 times the crustal thickness. In the following section we focus our attention on the deep structure of the southern Superior Province along the LITHOPROBE transect shown in Fig. 8, in an attempt to address some of the questions of late-Archaean crustal accretion and stabilization.

The deep structure of the Superior Province

As part of the LITHOPROBE project a series of studies along geological and geophysical research corridors were carried out in the southeastern Superior Province (Fig. 8). The two Archaean regions studied in detail are the Kapuskasing Uplift (KU), (Percival & West 1994) and the Abitibi greenstone belt (Ludden *et al.* 1993; Hubert *et al.* 1991a; Calvert *et al.* 1995). The Kapuskasing Uplift, is a mid-Proterozoic structure which exposes a late Archaean section from granulite grade mafic-amphibolite to greenschist-grade supracrustal rocks, with the deepest sections representing late-Archaean crustal levels equivalent to pressures of about 8 Kbar (approx. 25 km depth), (Percival & West 1994). This geological section through the Archaean craton is approximately 100 km west of the LITHOPROBE research corridor in the Abitibi greenstone belt. 250 km of seismic reflection were completed across the northern boundary of the Abitibi greenstone belt and the Opatoca Plutonic Belt (OPB), an elongate belt of TTG gneisses that may represent the orogenic core to the northern Abitibi belt (Sawyer & Benn 1993; Lacroix & Sawyer, 1995; Calvert *et al.* 1995).

In the following section we summarize the LITHOPROBE results from the following: (i) a comparison of a seismic profile through the northern Abitibi greenstone belt with the lithologies exposed in the Kapuskasing Uplift (KU); (ii) a seismic section across the northern limit of the Abitibi belt and into the Opatoca Plutonic Belt; (iii) a composite seismic section across the Pontiac Subprovince; (iv) implications of the seismic data for deep crustal and mantle structure. The locations of these study areas are given in Figure 10.

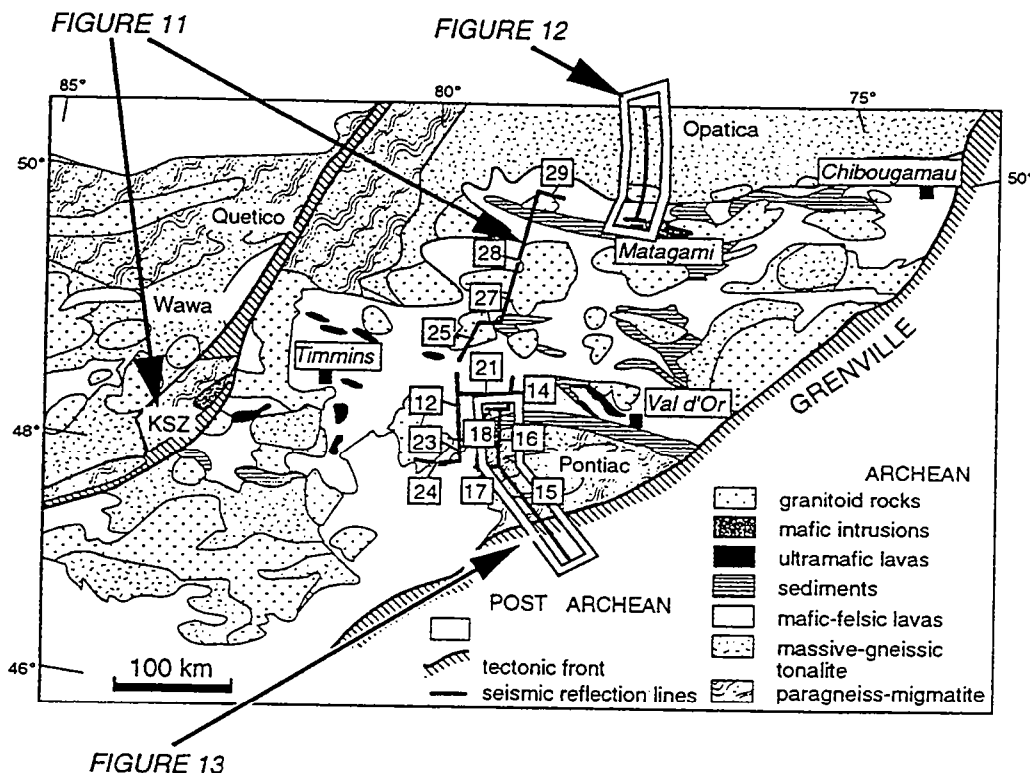


FIGURE 13

Fig. 10. A simplified geological map of the southwestern Superior Province showing the locations of the sections given in Figs 11, 12 and 13. This Fig. presents in simplified form the fundamental geological relationships of the region. The Kapuskasing section (high grade rocks exposed to the west of the Abitibi belt) has been described in detail by Percival & West (1994), and other papers in the same volume. The general subdivision of the Abitibi belt from Ludden *et al.* (1986) appears to conform to different volcanic assemblages in the accretionary collage (dominantly komatiite-tholeiite lineages of <2715 Ma in the south, and Fe-tholeiites calc-alkaline assemblages of 2730 -2720 Ma in the north). The Opatica Plutonic Belt is dominated by gneissic tonalite or 2850 - 2720 Ma (Sawyer & Benn 1993; Davis *et al.* 1995). The Quetico paragneisses have zircon populations as young as 2685 Ma and are intruded by peraluminous granites as young as 2640 Ma (Rive *et al.* 1990; Davis *et al.* 1995; Mortensen & Card 1994). Crustal-scale faults (not shown) transect the region and were active until late in the evolution of the crust.

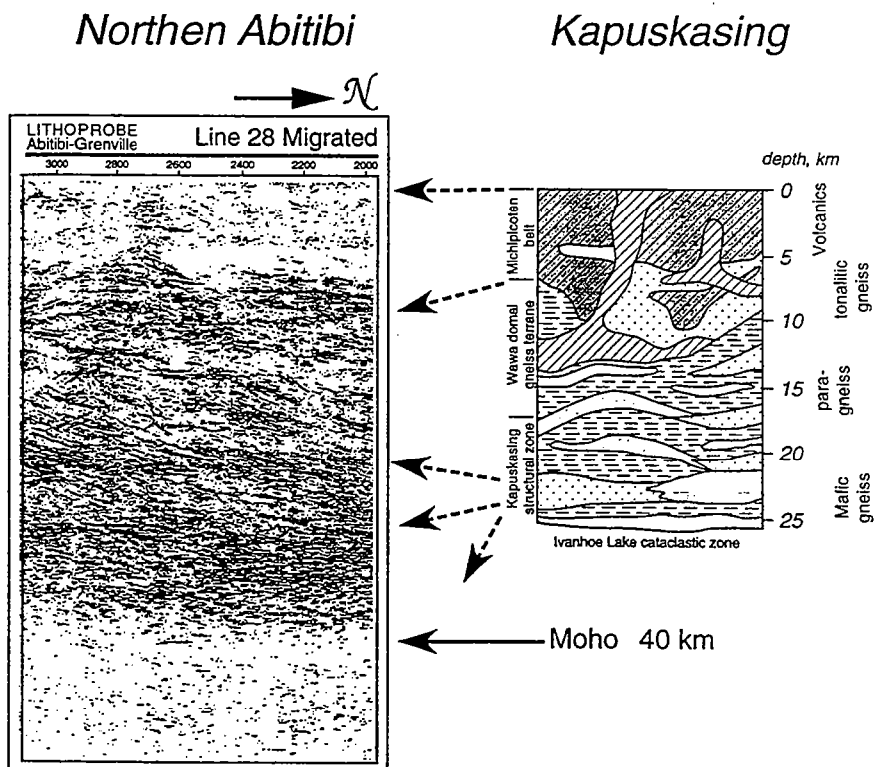


Fig. 11. A segment of LITHOPROBE line 28 (Northern Abitibi), compared with a geological section constructed for Archaean crust from the Kapuskasing Uplift (Percival & West 1994), showing a gross subdivision of Archaean crust into three crustal domains (Ludden *et al.* 1993).

A section through Late-Archaean crust. Seismic reflection results from LITHOPROBE (Line 28) in the northern Abitibi belt are shown in Figure 11 in relation to a lithological summary of crustal exposures recognized in the KU (Ludden *et al.* 1993). A broad three-fold division of crust can be observed: the lower crust is reflective and exhibits flat layered structures; the mid crust is characterized by well defined low-angle reflectors that show a general northeasterly dip, which is evident in both the Abitibi and the Pontiac Subprovinces (Hubert *et al.* 1991a); the upper 3-5 km. of the upper crust is generally poorly reflective, especially in regions dominated by plutons. These broad divisions correspond to the lithologies in the KU where the upper crust, comprises volcanics and sediments, the mid-upper crust is dominated by the Wawa domal gneisses and the mid-lower crust contains layered amphibolitic gneiss. An important aspect of the interpretations of the crustal structure is the fact that the lower- mid crustal section exposed in the Kapuskasing zone comprises a significant proportion of paragneiss (Leclair *et al.* 1995; Percival & West 1995). Given the correlation of the KU with the Abitibi greenstone belt, it is probable that similar paragneiss sequences lie underneath the Abitibi greenstones.

As evident from Fig. 11, the seismic images indicate generally shallow-dipping structures for the late Archaean crust. This result is inconsistent with the vertical structures which are characteristic of many of the granite-greenstone belts on the Earth (see introduction). Steep-dipping thrust faults have been identified in northern Abitibi supracrustal sequences (Bellefleur *et al.* 1995; Lacroix & Sawyer 1995); these faults root into a basal décollement which is traced to the limits of the OPB and the Quetico paragneisses (Fig. 11). The dips observed in the supracrustal assemblages of the Abitibi belt are steepened along the shear zones that define the various supracrustal blocks (Hubert *et al.* 1984). These anastomosing strike-slip shear zones transect the accretionary assemblages on the scale of the entire southern Superior Province.

The northern Abitibi belt comprises a 4 to 8 km thick carapace of volcanic-plutonic and sedimentary rocks that overlies plutonic and tonalitic gneisses and plutons of the OPB as well as part of the Quetico metasedimentary terrane (Sawyer & Benn 1993; Hubert *et al.* 1991a; Bellefleur *et al.* 1995; Lacroix & Sawyer 1995). The OPB represents a relatively homogeneous terrane north of the Abitibi greenstone belt that extends under the greenstone assemblages of Northern Abitibi.

The Northern Abitibi volcanic and plutonic lithologies are geochemically primitive and were probably formed in an oceanic basin and not on mature or thickened crust (Vervoort *et al.* 1994; Ludden *et al.* 1986). They bear no geochemical relationship to the underlying plutonic assemblages (Bedard & Ludden 1996). Thus, given the geometrical relationships obtained from the seismic interpretations, the supracrustal package is interpreted as being allochthonous relative to both the OPB and the paragneisses located between the KU and the Abitibi belt (Fig. 12).

A suture at a greenstone-granite boundary. Deciphering the relationships at the boundaries of the granite-gneiss terranes and the greenstone belts is critical to understanding the formation of Archaean crust. Part of the LITHOPROBE project was carried out across the boundary between the OPB and the Northern Abitibi greenstone belt (Fig. 10).

The OPB is around 500 km long and 200 km in width. The tonalitic gneiss and granitoid rocks of the belt are highly deformed with moderately dipping fabrics that contrast sharply with many of the subvertical structures mapped in the Abitibi belt. The OPB formed over a period of about 125 Ma, from before 2825 Ma to 2702 Ma and contains plutonic rocks which are significantly older than those in the Abitibi belt to the south (Davis *et al.* 1995). A northward increase in metamorphic grade to upper amphibolite facies, in addition to the structural evidence for pervasive crustal-scale WSW-vergent high temperature, ductile shearing and a subsequent a SSE-vergent thrusting event led Sawyer & Benn (1993) to propose that the OPB was the deeply eroded core of an Archaean orogen. This orogen was associated with a southward-propagating foreland fold and thrust belt. In their model the Opatca gneisses were thrust beneath the Northern Volcanic Zone of the Abitibi belt.

The seismic reflection survey was designed to test these relationships, and the results are shown in Figure 12 and discussed by Calvert *et al.* (1995). The superb seismic image is characterized by high reflectivity to deep levels within the crust, and, in particular, by a zone of reflectivity that extends about 40 km into the mantle. The boundary between the Abitibi belt and the OPB is characterized by a marked change in reflective character in the upper crust. The greenstone lithologies, as noted for the central Abitibi, are generally unreflective, with the exception of the Bell River layered igneous complex (shot-point 700) which displays well defined southerly dips. The upper crust in the OPB is highly reflective. The shallow V-shaped fabric in the core of the OPB corresponds to well defined shear-zones in the upper crust related to D2 deformation features; the strain pattern may relate to underthrusting which is pinned in the lower-crust and mantle at the Abitibi-OPB boundary (Calvert *et al.* 1995). The lower crust is highly reflective, the Moho is very well defined and both are truncated by the reflector which penetrates into the mantle. South of the OPB deep crustal reflectivity is patchy, the Moho less well defined and the gross crustal characteristics are similar to those imaged in northern Abitibi (Fig. 11).

These data are interpreted in the lower portion of figure 11. As for the northern Abitibi section the greenstones are thin slices (6-10 km). In this case they overlie the OPB tonalitic gneisses. Lower Abitibi crust is clearly imaged as underthrusting the OPB gneisses. The name Abitibi is applied to the entire crust, but it is clear that greenstones tectonically overlie the gneisses. The pre-collision (pre-2693 Ma) Opatca crust appears to have possessed a reflective lower unit and to have been separated from the Abitibi belt by a north-dipping subduction

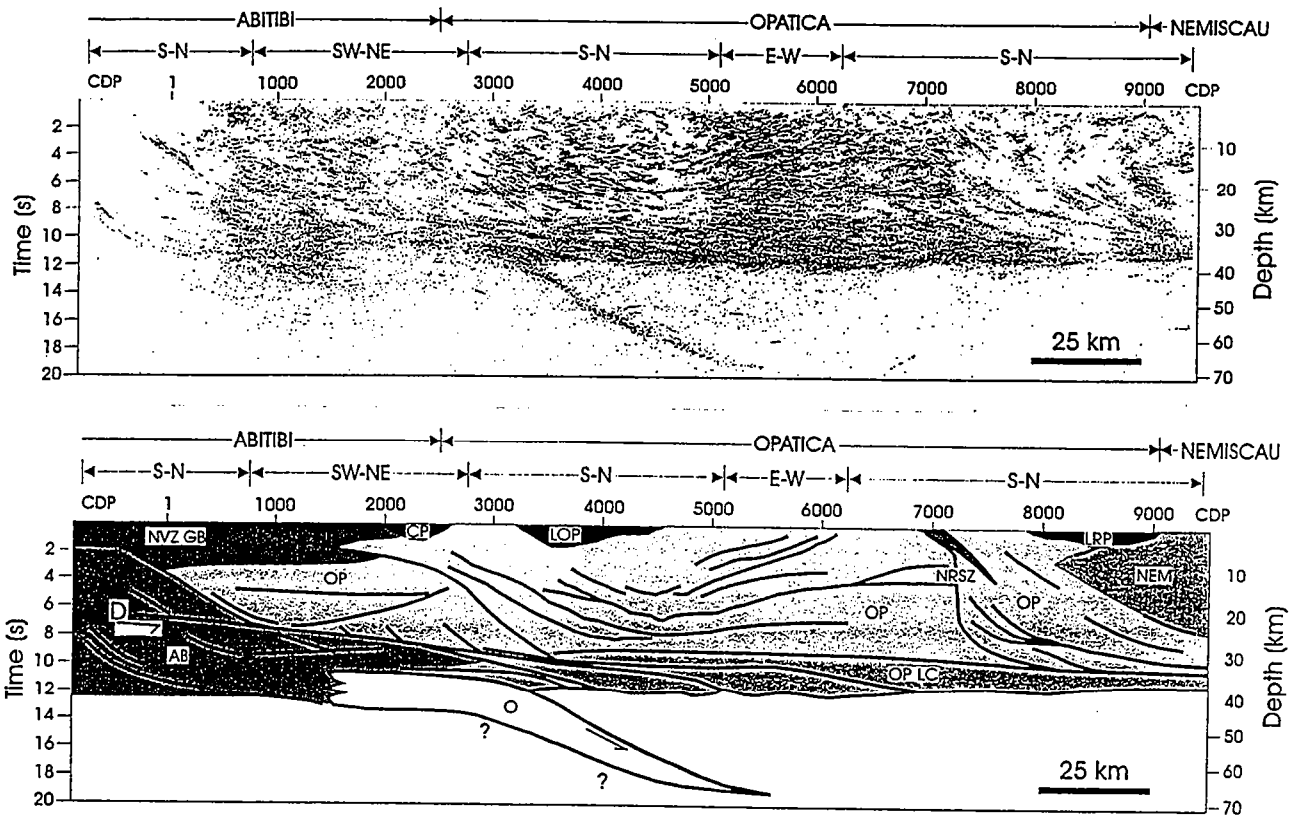


Fig. 12. Seismic reflection results and a geological interpretation of the limit between the northern Abitibi and the Opatica Plutonic belt, showing a suture extending from lower crust into the mantle, and interpreted as resulting from a collision between the OPB and the Abitibi accretionary collage (Calvert *et al.* 1995).

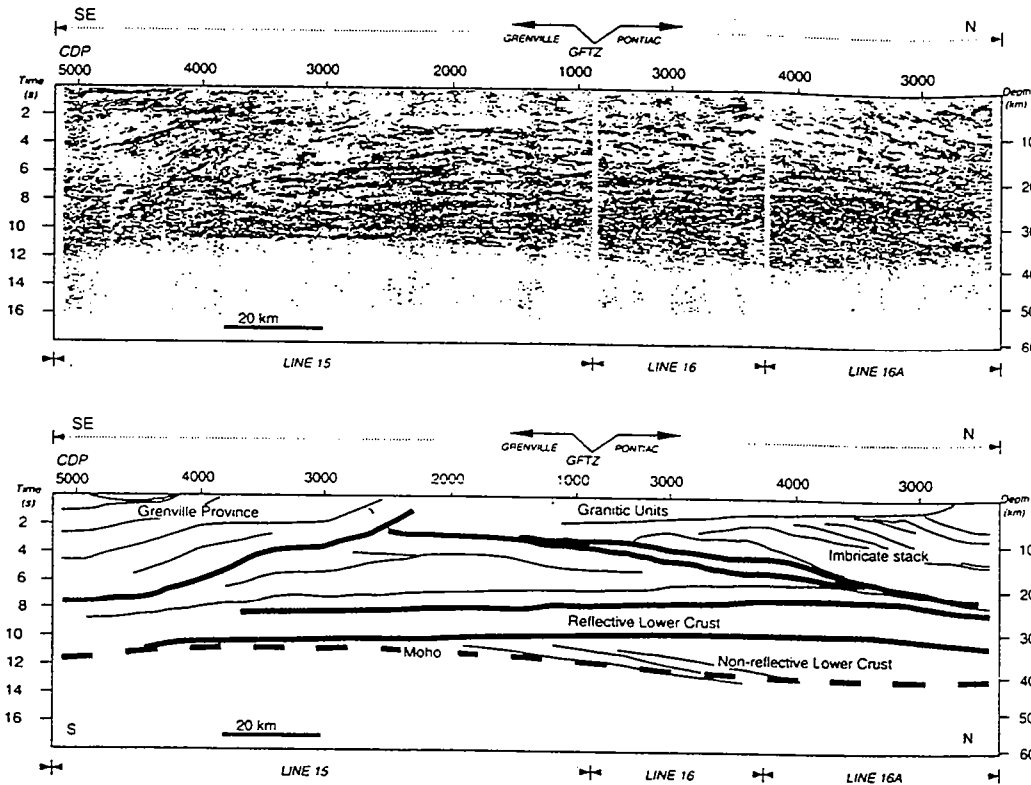


Fig. 13. A composite seismic reflection section across the Pontiac subprovince, demonstrating the southwest verging imbrication of the Pontiac sediments relative to Pontiac basement which extends below the Grenville Province.

zone, possibly associated with its formation. At an early stage of the collision, the greenstone belt, which contrasts markedly with the Opatica plutons in having the geochemical characteristics of a primitive oceanic succession (Ludden *et al.* 1986; Vervoort *et al.* 1994), was emplaced. At around the same time the Abitibi margin was thrust beneath Opatica, displacing its lower crust to the north, and creating the shallowly north-dipping lower crustal décollement observed in the seismic data. The final stage of the collision produced the Opatica orogen (Sawyer & Benn 1993).

Both the seismic reflection images and geological mapping (Senechal *et al.* 1996; Calvert *et al.* 1995; Sawyer & Benn 1993; Benn *et al.* 1992) support the contention that the contact between the low grade Abitibi and high grade Opatica subprovinces is associated with an Archaean suture zone. The seismic reflection data show that shortening was accommodated differently above and below a shallowly north-dipping décollement, and that the rapid exhumation of mid-crustal rocks in the Opatica orogen was linked to subduction of the Abitibi lower plate into the mantle as implied more generally by geodynamical models (Beaumont & Quinlan 1994).

In this model, and as discussed below, the Abitibi belt would represent an accretionary collage of oceanic material that was trapped between the OPB and the granite-gneiss belt in the southern Pontiac subprovince. The greenstones are thus rafts of oceanic material (crust, plateaux and arcs) that have a distinct petrological and geotectonic association relative to the OPB and many of the plutons that later intruded this sequence. Of particular note is the relative age of formation of these exotic slabs of crust and their age of accretion and incorporation into crust; in most cases primitive crust is rarely 20-30 Ma older than the age of accretion. This crust was therefore much hotter than accreted oceanic fragments in most modern subduction zones where subducting oceanic crust is 100 Ma or older. However, rapidly evolving arc and back-arc basins are characteristic of modern plate boundary-zones, and such environments are probably those in which accretion of immature crust and subsequent crustal growth can occur.

Imbrication in paragneiss sequences. The Pontiac Subprovince at the southern limit of the Abitibi belt is dominated by metawackes and several suites of crystalline rocks such as tonalite-granodiorite gneiss and plutons of granodioritic, monzonitic and granitic composition (Rive *et al.* 1990). Minor komatiite and Fe-rich tholeiites with dacites constitute a minor component of the metasediments-granite assemblage. From north to south, the metamorphic grade increases across the belt and the highest grades are indicated by the appearance of biotite, garnet, staurolite, kyanite and sillimanite (Jolly 1978; Dimroth *et al.* 1983; Camiré & Burg, 1993). The youngest age of detrital zircons (approx. 2686 Ma) is younger than all of the metavolcanic assemblages of the Abitibi subprovince, but correlative with post-accretion calc-alkaline plutons in the Abitibi belt (Davis 1992; Mortensen & Card 1994).

A composite seismic section across the belt is shown in Fig. 13. The northern parts of lines 16a cross the Pontiac paragneisses. These are imaged clearly as a series of shallow north dipping imbricates in the upper crust. From field mapping (Camiré & Burg 1993; Hubert *et al.* 1991b) this subprovince comprises imbricated thick duplexes involving sheets of gneissic and granitic rocks, ultramafic-mafic lavas and sedimentary rocks. The dominant fabric in the middle crust is nearly horizontal except near the northern boundary of the belt with the Abitibi belt where it dips progressively, from south to north, from 10° to 60° N (Dimroth *et al.* 1983; Camiré & Burg 1993; Hubert *et al.* 1991b). The F1 folds are SW-verging and trend NW-SE. Sheath and rootless folds are common (Benn *et al.* 1992). D2 deformation has resulted in thin-skinned northward thrusting of Pontiac metasediments over gneiss (Camiré & Burg 1993; Benn *et al.* 1992, 1994). NE-SW trending sinistral shear zones represent another set of late ubiquitous structures. The lower-grade Baby and Belleterre volcanic rocks have been tectonically emplaced on top of higher-grade gneisses, granites and metasediments in the western part of the Pontiac Subprovince. Dimroth *et al.* (1982) interpreted these contacts to be unconformable, whereas Rive *et al.* (1990) and Hubert *et al.* (1991b) have postulated a fault; these relationships are perhaps best related to an extensional detachment (Sawyer & Barnes 1994).

The seismic images of the Pontiac subprovince (Fig. 13) define strong reflectivity of the crust. Three well defined superimposed packages each with a different seismic character are observed on the profiles of Lines 16a, 16 and 15 (Fig. 13). The lower package is characterized by a layer parallel fabric that is homogeneous throughout the Pontiac. These parallel layers delineate broad antiformal flexures and define two lower crustal units of different reflectivity. The middle crustal package exhibits numerous truncations and convergence between sets of strong and weak seismic reflectors. The weak reflectors form extensive lenses of homogeneous and isotropic material that are interpreted here to be sheet-like granite bodies that are commonly associated with subhorizontal domains of orthogneisses, and are intercalated with the metasediments and lavas of the Pontiac Group; these are defined as an imbricate stack on Figure 13. The spatial arrangement and geometry of the packages is reminiscent of the imbricate slices found in duplex structures and antiformal stacks associated with accretionary prisms and in the cores of Phanerozoic orogenic belts. Upper crust is nonreflective in the granitic core of the Pontiac Subprovince. The Grenville Front transects the Pontiac Subprovince and its relationships with the Archaean rocks are discussed in Kellet *et al.* (1994).

Nature of the lower crust and upper mantle. The craton has not been extensively reworked by younger orogenies, thus the characteristics of the lower crust are considered to be Archaean. The base of the crust on seismic profiles (Moho) is defined by a decrease in the high reflectivity in the lower crust. Reflections cease at 12-13 seconds and

define a crustal thickness of approximately 40-45 km. Minor topography on the Moho of 1-2 seconds is observed, with crust being thickest in southern Abitibi and thinnest adjacent to the Grenville Front in the Pontiac Subprovince (Grandjean *et al.* 1995). The Moho is relatively well defined in northern Abitibi and is extremely well defined where the Archaean crust is at its thinnest (approx. 35 km) in the southern Pontiac Subprovince adjacent to the Grenville Front (Fig. 13; Kellett *et al.* 1995). These crustal thicknesses are comparable to those of other Precambrian cratons (Durrheim & Mooney 1991) and not substantially different from mature crust in Phanerozoic regions. Bulk crustal compositions must therefore have been similar in the late-Archaean and Phanerozoic, and protolith compositions and crustal differentiation processes would have been comparable. The thinned crust near the Grenville Front (Fig. 13) is the only part of the region that has been extended. This late extension was either in response to loading along the Grenville Front, or possibly due to Paleozoic extension associated with the St. Lawrence - Ottawa graben (Percival & West 1994).

A reflective lower crust is characteristic of the entire region. This reflectivity appears to truncate the reflectivity in the mid-crust and also the extension to depth of E-W faults shown on Figure 11. Based on the differences in seismic character of adjacent terranes (Green *et al.* 1990; Calvert *et al.* 1995) and electrical responses (Zhang *et al.* 1995) these crustal-scale structures can be traced down to depths of about 20 km (Senechal *et al.* 1996). These faults are also traceable into mid-crust exposures in the KU where they displace Archaean granulite blocks (Leclair *et al.* 1995). The vertical shear zones were active until late in the evolution of the southern Superior Province. They provided the locus for eruption of late autochthonous volcanic sequences (Desrochers *et al.* 1993) and were the site of deposition of sedimentary sequences in local pull-apart basins (Mueller *et al.* 1994). They were also the locus of major fluid pathways associated with carbonate-rich solutions and gold mineralization (Kerrick 1989, Kerrich & Wyman, 1990). Mareshal *et al.* (1995) have observed electrical anisotropy in the mantle below the Abitibi belt which correlates with the orientation of these shear zones and is Archaean in age as it cannot be traced into the Grenville Province. The anisotropy is interpreted to be related to graphite deposited in Archaean mantle and associated with the post-accretionary degassing of the subcrustal lithosphere.

If, as the arguments cited above indicate, these vertical shear zones did at one time penetrate to the mantle, their extension through the lower crust has since been obliterated as the lower crust reflectors can commonly be traced across the vertical traces of the faults. This lower crustal signature must therefore post-date the major movements on these faults and may result from lower crust extension and/or magmatic intraplate tectonics. Recent U/Pb geochronological results on growth of zircon in granulites of the KU (Krogh 1993), indicate thermal re-equilibration and possibly magma injection into the lower crust until as much as 100 Ma after the emplacement of the youngest igneous bodies in the upper crust.

Towards a synthesis

The basic premise of this paper is that the Archaean was dominated by a higher thermal regime than that of present and that this should be evident in specific tectonic styles. The present-day Earth is characterized by a steady-state evolution which involves a plate tectonic process dominated by the formation and destruction of oceanic crust with an average age of about 60 Ma. Nevertheless, the modern plate tectonic cycle is punctuated by major thermal events, such as the Cretaceous superplume (Larson 1991). In areas such as the North American Cordillera and the southern Andes, subduction of young, hot oceanic crust also occurs. As discussed in the introduction, many authors suggest that both plume tectonics and the subduction of young oceanic crust were commonplace in the Archaean. Furthermore, geochronological data from mineral inclusions in diamonds (Richardson *et al.* 1984) indicate that thick roots of highly refractory mantle formed below the cratons in the Archaean. These roots now act as stable anchors to the cratons, and they have both protected the cratons during collisional events, deflecting the influence of thermal plumes away from the lower crust towards the reworked margins of the cratons (Cox 1989). Thinner and warmer lithospheric roots in the Archaean may have been easily eroded, resulting in very different heat budgets in the crust during both orogenic and anorogenic events.

We emphasize the following points:

- (a) The Dharwar craton is characterized by the presence of diapiric structures resulting in vertical displacements which were shortened horizontally by a transpressional event;
- (b) The dominant structural characteristics of the southern Superior Province indicate lateral accretion of crust. Thus, in the late Archaean, this region was dominated by horizontal relative displacements;
- (c) The TTG terranes in the Dharwar appear as large rounded masses without any clear zonality in age, and which extend over a region of 1000 km by 1000 km;
- (d) The Superior craton shows a relatively well defined outward decrease in age compatible with progressive accretion. Tonalite dominated terranes such as the OPB appear to be made of relatively homogeneous elongated linear tonalite bodies for which an origin as a plutonic arc appears appropriate;
- (e) The northern Abitibi-OPB boundary shows geophysical and geological evidence for its having formed as an accretionary collage between an accreting greenstone terrane and a plutonic "arc";
- (f) The greenstone assemblages appear as thin slices resting tectonically on underthrust deeper crustal lithologies of plutonic (OPB), volcanic and sedimentary belts (i.e., Quetico and Pontiac); the latter must also include the

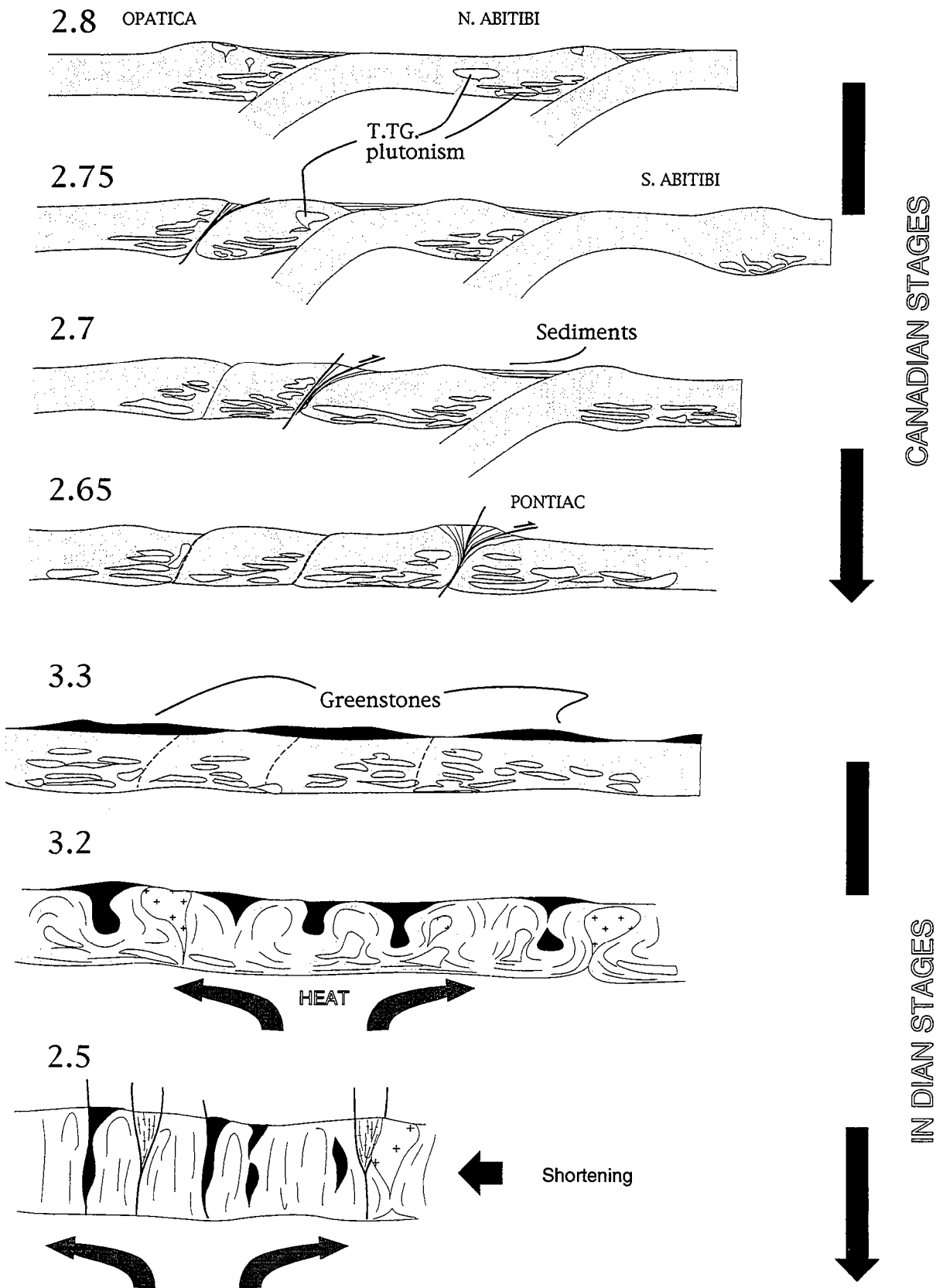


Fig. 14. Cartoon showing the stages of evolution of the Superior Province and the Dharwar craton. In these models the Superior craton was formed by lateral accretion relative to a protocraton (Opatica), while the Dharwar craton was reworked by a thermal plume which impacted on a stable protocraton. Grey indicates primitive accreted crust; white, intraplated plutons; white layered, sediments; black, volcanics; crosses late plutons.

original basement to the overthrust assemblages;

(g) Inverted and low angle contacts have been defined by surface mapping and by geophysics in the Abitibi region (i.e., the Pontiac imbricated sediments and the OPB tonalite thrust sheets);

(h) Low-angle thrust relationships cannot be demonstrated in the Dharwar craton;

(i) The material being accreted in the southwestern Superior Province was immature in terms of crustal residence and mantle source;

(j) Dharwar lithologies show long crustal residence times and represent a differentiated stage of crustal evolution.

To summarize, both cratons represent a net addition of juvenile crustal material. The Dharwar crust appears to have been fed from the bottom due to plume impact (underplated and intrusive material), while the Superior Province was accreted laterally and later annealed by intraplate events. Are these two situations incompatible, and can we reconcile the different processes? We suggest that the southern Superior Province represents an example of rapid lateral accretion of Archaean crust occurring at the limits of an Archaean protocraton. Dharwar represents a protocraton for which the initial material (no longer observable) is probably comparable to that observed in the Superior Province, but which was cratonized by underplating, reheating and reworking. These two examples thus represent different stages of the evolution of ancient crust which are illustrated in Figure. 14.

The Abitibi belt represents an accretionary complex caught between the colliding Opatoca belt and a plutonic belt in the southern Pontiac subprovince now largely part of the Grenville province (Fig. 14 a, b; Ludden *et al.* 1993; Martignole and Calvert 1996). Subduction below these warm accreted terranes resulted in TTG plutonism, which peaked in the Abitibi belt at about 2695 Ma (Fig. 14c). The final collision occurred at about 2685 Ma and the entire southern Superior Province then underwent sinistral transpression (Fig. 14d; Percival *et al.* 1994). The Opatoca belt provided a buttress against which the greenstones were accreted. Stacking to produce crust of at least mid-amphibolite grade (20 Km) occurred in the Opatoca belt and in the Pontiac Subprovince (Fig. 14d). Sheets of peraluminous granite intruded into the sediments of the Pontiac and Quetico Subprovinces and the pink-granodiorites in the Opatoca belt (Bedard & Ludden 1996); all provide evidence for post-collisional melting of crust. However, crustal melting was localized and relates to tectonic stacking and/or intraplate of magmas in the lower crust. Mafic amphibolites in the exposed section of the Kapuskasing structural zone give U/Pb ages indicating late ductile flow and magma intrusion (Krogh 1993). The highly reflective lower crust in the seismic images may record these late intraplate events. From the teleseismic and electrical responses of the mantle, it is evident that the lithosphere below the Superior Province was formed by the end of the late Archaean (Silver & Kaneshima 1993; Mareschal *et al.* 1995). Constraining the time of formation of this mantle lithosphere in the sequence of tectonic events shown in Fig 14, would provide important constraints on craton stabilization. The extensive ultramafic volcanism at around 2.72 Ma in southern Abitibi may have been responsible for forming a buoyant, thick, refractory lithosphere, which during subduction may have been underplated beneath immature plutonic belts such as the OPB and the Pontiac subprovince. The suture imaged in the mantle may be evidence for this process.

We further suggest that the different tectonic relationships in the Dharwar craton reflect a thermal event that reworked an earlier-formed protocraton which itself may have had an earlier accretionary history such as that for the Superior craton. The extensive diapirism may reflect the impact and incubation of a thermal plume below the craton which also produced a layer of dense mafic lavas on the preexisting craton (Fig. 14e). Transfer of heat and magma into the lower and middle crust resulted in partial melting. Gravitational instabilities drove a diapiric regime which was simultaneous with shortening in a regional transpressional event (Fig. 14g). In order to transport the heat into the crust, either no mantle lithosphere existed, or the lithosphere was winnowed away by the plume itself.

Conclusions

It is probable that certain tectonic processes operating in the Phanerozoic, such as enhanced mantle plume activity, subduction of young (warm) oceanic crust, and faster than usual accretion of crust, may have been the norm during the Archaean. Evidence from the Superior Province indicates that rapid crustal growth occurred, largely due to horizontal tectonic forces. Models analogous to modern plate tectonics are applicable, but the rates of convergence and accretion exceeded those normal for the present day. Accreted crust was warm and subject to more ductile deformation than in modern accretionary zones. These accreted arc, ocean-floor and ocean plateau fragments would have been underlain by a thick refractory, buoyant, warm lithospheric root that was rapidly underplated (or imbricated) below the recently accreted terranes.

The southern Superior Province evolution reflects accretion at the margins of a protocraton; perhaps the widespread preservation of magmas as old as 2.7Ga on Earth and their rapid accretion reflects the impact of a plume (or series of plumes) in an oceanic basin. Nonetheless, as was the case for the event during the Jurassic-Cretaceous, tectonic convergence dominated over "plume tectonics". In the Dharwar craton a major thermal event appears to characterize its evolution at 2.5 Ga. Reheating of the lower and middle crust in response to magmatism and metamorphism, resulted in diapirism and growth of crust in a vertical sense. This tectonic environment may reflect plume impact and incipient rifting in the centre of an Archaean craton.

References

- Allègre, C.J.A. 1985. The evolving Earth system. *Terra Cognita*, **5**, 5-14.
- Anhaeusser, C.R. 1973. The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa. *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser.A*, **273**, 359-388.
- Anhaeusser, C.R., Mason, R. & Viljoen, R.P. 1969. A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **80**, 2175-2200.
- Armstrong, R.L. 1981. Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on a near steady-state no continental growth Earth. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, **A301**, 443-472.
- Arculus, R.J., and Ruff, L.J. 1990. Genesis of the continental crust: evidence from island arcs, granulites and exospheric processes. In: Vielzeuf D. & P. Vidal (Eds), *Granulites and crustal evolution*. Kluwer Academic, Dordrecht, 7-23
- Arndt, N.T. 1994. Archaean komatiites. In: K. C. Condie (Ed.), *Archaean crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam, 11-44.
- Arndt, N.T. 1984. Magma mixing in komatiitic lavas from Munro township, Ontario. In: Kroner, A, Hanson, G.N. and Goodwin, A.M. (eds), *Archaean geochemistry*, Springer-Verlag, Berlin, 99-115.
- Arndt, N.T. & Nisbet E.G. (Ed.), 1982. *Komatiites*, Allen & Unwin, London, 526 pp.
- Arth, J.G. 1979. Some trace-elements in trondhjemites, their implication to magma genesis and paleotectonic setting. In: Barker F. (Ed.), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*, Elsevier, Amsterdam, 123-132.
- Arth, J.G. & Hanson, GN. 1975. Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**, 325-362.
- Arth, J.G., Barker, F., Peterman Z.E., & Friedman I., 1978. Geochemistry of Gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implication for the origin of tonalite and trondhjemite magmas. *J. Petrol.*, **19**, 289-316.
- Barker, F., 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker F. (Ed.), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*, Elsevier, Amsterdam, 1-12.
- Barnes, S.J. 1983. A comparative study of olivine and clinopyroxene spinifex flows from Alexo, Abitibi greenstone belt, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **83**: 293-308.
- Barrie, C.T. & Shirey, S.B. 1991. Nd-and Sr-isotope systematics for the Kamiskotia-Montcalm area: implications for the formation of late Archaean crust in the western Abitibi subprovince, Canada. *Can J. Earth Sci.*, **28**, 77-93.
- Basaltic Volcanism Project, 1981. *Basaltic volcanism*, Elsevier, New York, pp. 1286.
- Beaumont, C. & Quinlan, G., 1994. A geodynamic framework for interpreting crustal-scale seismic reflectivity patterns in compressional orogens, *Geophys. J. Int.*, **116**, 754-783.
- Beckinsale, R.D., Drury, S.A. & Holt, R.W. 1980. 3.360 Myr old gneisses from the south Indian craton. *Nature*, **283**, 469-470.
- Beckinsale, R.D., Reeves-Smith, G., Holt, R W. and Thompson, B. 1982. Rb-Sr and Pb-Pb isochron ages and REE data for Archaean gneisses and granites, Karnataka state, South India. In: Ashwal L. D. (Ed.), *Indo-US Workshop on the Precambrian of South India*. Nat. Geophys. Res. Inst., Hyderabad, 35-36.
- Bedard, L-P. & Ludden, J.N. 1996. Nd-isotope evolution of Archaean plutonic rocks in the Opatica, Abitibi and Pontiac subprovinces (Québec, Canada), *Can J. Earth Sci.* (In press).
- Bellefleur, G., Barnes, A., Calvert, A., Hubert, C. & Mareschal, M., 1995. Seismic reflection constraints from Lithoprobe line 29 on the upper crustal structure of the northern Abitibi greenstone belt, **32**, 128-134.
- Benn, K., Sawyer, E.W. & Bouchez, J-L. 1992. Orogen parallel and transverse shearing in the Opatica belt, Quebec: implications for the structure of the Abitibi subprovince. *Can J. Earth Sci.*, **29**, 2429-2444.
- Benn, K., Miles, W., Ghassemi, M.R. & Gilet, J. 1994. Crustal structure and kinematic framework of the north-western Pontiac subprovince, Quebec: an integrated structural and geophysical study. *Can J. Earth Sci.*, **31**, 271-281.
- Berner, H., Ramberg, H. & Stephansson O. 1972. Diapirism in theory and experiment. *Tectonophysics*, **15**, 197-218.
- Bhaskar Rao, Y.J., Sivaraman, T.V., Pantulu, G.V.C., Gopalan, K. & 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.
- Bibikova, E.V. 1984. The most ancient rocks in the USSR territory by U-Pb data on accessory zircons. In: Kröner A. *et al.* (Eds), *Archaean geochemistry*, Springer-Verlag, Berlin, 235-250.
- Bickle, M.J. 1978. Heat loss from the Earth: a constraint on Archaean tectonics from the relation between geothermal gradients and the rate of plate production. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**, 301-315.
- Bickle, M.J. 1994. Archaean greenstone belts are not oceanic crust, *J of Geology*, **102**, 121-138.
- Bickle, M.J., Bettenay, L.F., Boulter, C.A. & Groves, D.I. 1980. Horizontal tectonic interaction of an Archaean gneiss belt and greenstones, Pilbara block, Western Australia. *Geology*, **8**, 525-529.
- Black, L.P., Williams, I.S. & Compston, W. 1986. Four zircon ages from one rock : the history of a 3930 Ma old granulite from Mount Sones, Enderby Land, Antarctica. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**, 427-437.
- Bouhallier, H. 1995. Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). *Mém. Géosciences-Rennes*, 279 pp.
- Bouhallier, H., Choukroune, P. and Ballèvre, M. 1993. Diapirism, bulk homogeneous shortening and transcurrent shearing in the Archaean Dharwar craton: the Holenarsipur area, southern India. *Precambrian. 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 and Planet. Sc. Lett.*, **135**, 57-75.
- Bowring, S.A., Williams, I.S. and Compston, W. 1989. 3.96 Ga gneiss from the Slave Province Northwest Territories, Canada, *Geology*, **17**, 971-975.
- Bridgwater, D., Mc Gregor, V.R. & Myers, J.S. 1974. A horizontal tectonic regime in the Archaean of Greenland and its implications for early crustal thickening. *Precam. Res.*, **1**, 179-197.
- Brun, J.-P. 1983a. L'origine des dômes gneissiques : modèles et tests. *Bull. Soc. Géol. France*, (7) **25**, 219-228.

- Brun J.P. 1983b. Isotropic points and lines in strain fields. *J. Struct. Geol.*, **5**, 321-327.
- Brun J.P. & Pons, J. 1981. Patterns of interference between granite diapirism and regional deformation (abstract). *J. Stuct. Geol.* **3**, 93.
- Brun, J.-P. & Van Den Driessche, J. 1994. Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics. *Bull. Soc. Geol. France*, **165**, 519-530.
- Brun, J.-P., Gapais, D. & Le Theoff, B. 1981. The mantled gneiss domes of Kuopio (Finland) : interfering diapirs. *Tectonophysics*, **74**, 283-304.
- Burke, K., Dewey, J.F. & 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. & Kidd, W.S.F. 1978. Were Archaean geothermal gradients much steeper than those of today? *Nature*, **272**, 240-241.
- Calvert, A.J., Sawyer, E.W., Davis, W.J. & Ludden, J.N. 1995. Archaean subduction inferred from a mantle suture in the Superior Province. *Nature*, **375**, 670-674
- Camiré, G.E., & Burg J.P. 1993. Late Archaean thrusting in the northwestern Pontiac Subprovince, Canadian Shield. *Precam. Res.*, **61**, 51-66.
- Campbell, I.H., & Jarvis, G.T. 1984. Mantle convection and early crustal evolution. *Precamb. Res.*, **26**, 15-56.
- Campbell, I. H., Griffiths, R. W. & Hill, R. I. 1989. Melting in an Archaean mantle plume: head it's basalts, tail it's komatiites. *Nature*, **339**, 697-699.
- Card, K.D. 1990. A review of the Superior Province of the Canadian shield, a product of Archaean accretion. *Precam. Res.*, **48**, 99-156.
- Card, K.D. & Ciesielski, A. 1986. DNAG#1 Subdivisions of the Superior Province of the Canadian shield. *Geosci. Can.*, **13**, 5-13.
- Chadwick, B., Ramakrishnan, M., Viswanatha, M.N. & Srinivasa Murthy, V. 1978. Structural studies in the Archaean Sargur and Dharwar supracrustal rocks of the Karnataka craton. *J. Geol. Soc. India*, **19**, 531-549.
- Chadwick, B., and Nutman, A.P. 1979. Archaean structural evolution in the northwest of the Buksefjorden region, southern West Greenland. *Precam. Res.*, **9**, 199-226.
- Chadwick, B., Ramakrishnan, M., & Viswanatha, M.N. 1981. Structural and metamorphic relations between Sargur and Dharwar supracrustal rocks and Peninsular gneiss in Central Karnataka. *J. Geol. Soc. India*, **22**, 557-569.
- Chadwick, B., Ramakrishnan, M., Vasudev, V. N & Viswanatha, M. N. 1989. Facies distributions and structures of a Dharwar volcano. sedimentary basin : evidence for late Archaean transpression in southern India ? *J. Geol. Soc. Lond.*, **146**, 825-834.
- Chardon, D. 1996. Les déformations continentales archéennes : exemples naturels et modélisation thermomécanique. Ph.D. Thesis. Univ. Rennes, 257pp.
- Chinner, G. A. & Sweatman, T.R. 1968. A former association of enstatite and kyanite. *Min. Mag.*, **36**, 1052-1060.
- Choukroune, P., Gapais, D. & Merle, O. 1987. Shear criteria and structural symmetry. *J. Struct. Geol.*, **9**, 525-530.
- Choukroune, P., Bouhallier, H. & Arndt, N.T. 1995. Soft lithosphere during periods of Archaean crustal growth or crustal reworking. In : Coward M.P. & Riess A.C. (eds), *Early Precambrian Processes*, Geol. Soc. Spec. Publ., **95**, 67-86.
- Coffin, M.F. & Eldholm, O. 1994. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions and external consequences. *Rev. Geophys.*, **32**, 1-36.
- Collins, W.J. 1989. Polydiapirism of the Archaean Mount Edgar batholith, Pilbara Block, Western Australia. *Precam. Res.*, **43**, 41-62.
- Compston, W. & Kröner, A. 1988. Multiple zircon growth within early Archaean tonalitic gneiss from the Ancient Gneiss Complex, Swaziland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **87**, 13-28.
- Condie, K.C. (Ed.), 1981. *Archaean Greenstone Belts*, Elsevier, Amsterdam, 434 pp.
- Condie, K.C. (Ed.), 1994. *Archaean Crustal Evolution*, Elsevier, Amsterdam, 528 pp.
- Corfu, F. & Davis, D.W. 1991. A U-Pb geochronological framework for the western Superior Province, Ontario. In: *Geology of Ontario: Ontario Geological Survey, Special Volume 4*, part 1,
- Coward, M. P. & Fairhead, J. D. 1980. Gravity and structural evidence for the deep structure of the Limpopo belt, southern Africa. *Tectonophysics*, **68**, 31-43.
- Coward, M.P., Lintern, B.C. & Wright, L.I. 1976. The pre-cleavage deformation of the sediments and the gneisses of the northern Limpopo belt. In: Windley B. F. (Ed.), *The Early History of the Earth*, Wiley, London, 323-330.
- Cox, K.G. 1989. The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns. *Nature*, **342**, 873-877.
- Crawford, A.R. 1969. Reconnaissance Rb-Sr dating of the Precambrian rocks of Southern Peninsular India. *J. Geol. Soc. India*, **10**, 117-166.
- Cruden, A.R. 1988. Deformation around a rising diapir modelled by creeping flow past a sphere. *Tectonics*, **7**, 1091-1101.
- Davies, G. 1993. Conjectures on the thermal and tectonic evolution of the Earth. *Lithos*, **30**, 281-289.
- Davis, D. 1992. Age constraints on the deposition and the provenance of Archaean detrital sediments in the southern Abitibi and Pontiac subprovinces from U-Pb analyses of detrital zircons. In: *Lithoprobe report*, Univ. British Columbia, **25**, 147-150.
- Davis, W.J., Machado, N, Garièpy, C., Sawyer, E.W. & Benn, K. 1995. U-Pb geochronology of the Opatica tonalite-gneiss belt and its relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Quebec. *Can J. Earth Sci.*, **32**, 113-127.
- Desrochers, J-P., Hubert, C., Ludden, J. & Pilote, P. 1993. Accretion of Archaean oceanic plateau fragments in the Abitibi Greenstone Belt, Canada. *Geology*, **21**, 451-454.
- 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., Armstrong, R.A., Hart, R.J. & Wilson, A.H. 1987a. Felsic igneous rocks within the 3.5 Ga Barberton greenstone belt: high crustal level equivalents of the surrounding tonalite-trondhjemite terrain, emplaced during thrusting. *Tectonics*, **6**, 529-549.
- de Wit, M.J., Hart, R.A. & Hart, R. J. 1987b. The Jamestown ophiolite complex, Barberton mountain belt: a section through 3.5 Ga oceanic crust. *J. Afr. Earth Sci.*, **6**, 681-730.
- de Wit, M.J., Roering, C. Hart, R.J., Armstrong, R.A., de Ronde, C.E.J, Green, R.W.E., Tredoux, M., Peberly, E. &

- Hart, R.A. 1992. Formation of an Archaean continent. *Nature*, **357**, 553-562.
- Dewey, J.F. 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, **7**, 1123-1139.
- Dewey, J.F. & Horsfield, B. 1970. Plate tectonics, orogeny and continental growth. *Nature*, **225**, 521-525.
- Dewey, J.F., & Windley, B.F. 1981. Growth and differentiation of the continental crust. *Phil.Trans.R.Soc.London, Ser A*, **301**, 189-206.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. & Goulet, N. 1983. Evolution of the south-central part of Archaean Abitibi belt. Part I: stratigraphy and paleogeographical model. *Can. J. Earth Sci.*, **19**, 1729-1758.
- Dixon, J.M. 1975. Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics*, **28**, 89-124.
- Dixon, J.M., & Summers, J.M. 1983. Patterns of total and incremental strain in subsiding troughs: experimental centrifuged models of inter-diapir synclines. *Can. J. Earth Sci.*, **20**, 1843-1861.
- Drury, S.A. 1977. Structures induced by granite diapirs in the Archaean greenstones belt at Yellowknife, Canada : implications for Archaean geotectonics. *J.Geol.*, **85**, 345-358.
- Drury, S.A. 1983. A regional tectonic study of the Archaean Chitradurga greenstone belt, Karnataka. *J. Geol. Soc. India*, **24**, 167-184.
- Drury, S.A., & Holt, R.W. 1980. The tectonic framework of the South Indian craton: a reconnaissance involving LANDSAT imagery. *Tectonophysics*, **65**, 111-115.
- Drury, S.A., Harris, N. B., Holt, R. W., Reeves-Smith, G.J. & Wightman, R.T. 1984. Precambrian tectonics and crustal evolution in South India. *J. Geol.*, **92**, 3-20.
- Durrheim, R.J. & Mooney, W.D., 1991. Archaean and Proterozoic crustal evolution : evidence from crustal seismology. *Geology*, **19**, 606-609.
- Ernst, W.G. 1972. Occurrence and mineralogic evolution of blueschist belts with time. *Amer. J. Sci.*, **272**, 657-668.
- Eskola, P.E. 1949. The problem of mantled gneiss domes. *Quart. J. Geol. Soc. London*, **104**, 461-476.
- Evans, O.C. & Hanson, G.H. 1992. Most late Archaean tonalites, trondhjemites and granodiorites (TTG) in the SW Superior Province were derived from mantle melts, not by melting of basalts. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, **22D-3**, 330.
- Friend, C.R.L. & Nutman, A.P. 1991. SHRIMP U-Pb geochronology of the Closepet granite and Peninsular gneisses, Karnataka, South of India. *J. Geol. Soc. India*, **38**, 357-368.
- Fryer, B.J., Fyfe, W.S. & Kerrich, R. 1979. Archaean volcanogenic oceans. *Chem. Geol.*, **24**, 25-35.
- Fyfe, W.S. 1974. Archaean tectonics. *Nature*, **249**, 338.
- Fyfe, W.S. 1978. Evolution of the Earth crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? *Chem. Geol.*, **23**, 89-114.
- Fyson, W.K. 1984. Fold and cleavage patterns in Archaean metasediments of the Yellowknife supracrustal domain, Slave province, Canada. In: Kröner A. & Greiling R. (Eds), *Precambrian Tectonics Illustrated*, E. Schweizerbartsche Verlags., Stuttgart, 281-293.
- Glikson, A.Y. 1972. Early Precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite. *Geol. Soc. America Bull.*, **83**, 3323-3344.
- Glickson, A.Y. 1979. Early Precambrian tonalite-trondhjemite sialic nuclei. *Earth Sci.Rev.*, **15**, 1-73.
- Goodwin, A.M. 1981. Archaean plates and greenstone belts. In: Kröner A. (Editor), *Precambrian Plate Tectonics*, Elsevier, Amsterdam, 105-135.
- Goodwin, A.M. 1991. *Precambrian Geology*, 666 pp.
- Goodwin, A.M. & Smith, I.E.M. 1980. Chemical discontinuities in Archaean metavolcanic terrains and the development of Archaean crust. *Precam. Res.*, **10**, 301-311.
- Gorman, B.E., Pearce, T.H. & Birkette, T.C. 1978. On the structure of Archaean greenstone belts. *Precam. Res.*, **6**, 23-41.
- Grandjean, G., Wu, H., White, D., Mareschal, M. & Hubert, C. 1995. Crustal velocity models for the Archaean Abitibi greenstone belt from seismic refraction data. *Can. J. Earth Sci.*, **32**, 149-166.
- Grew, E.S. & Manton, W.I. 1984. Age of allanite from Kabbaldurga quarry, Karnataka. *J. Geol. Soc. India.*, **25**, 193-195.
- Green, A.G., Milkereit, B., Mayrand, L.J. & Ludden, J.N. 1990. Deep structure of an Archaean greenstone terrane. *Nature*, **344**, 327-330.
- Griffith, R.W. & Campbell, I.H. 1992. On the dynamics of long-lived plume conduits in the convecting mantle: Earth and Planet. *Sci. Letts.*, **103**, 214-227.
- Groves, D.I., Archibald, N.J., Bettenay, L.F. & Binns, R.A. 1978. Greenstone belts as ancient marginal basins or ensialic rift zones. *Nature*, **273**, 460-461.
- Guglielmo, G. 1993. Interference between pluton expansion and non-coaxial tectonic deformation: three dimensional computer model and field implications. *J. Struct. Geol.*, **15**, 593-608.
- Hammond, E.C. & Nisbet, B.W. 1992. Towards a structural and tectonic framework for the central Norseman-Wiluna greenstone belt, Western Australia. In: Glover J.E. & Ho S.E. (Eds), *The Archaean: Terrains, Processes and Metallogeny*, The Geology Key Centre & University extension, the University of Western Australia, Perth, 39-50.
- Hargraves, R.B. 1981. Precambrian tectonic style: a liberal uniformitarian interpretation. In: Kröner A. (Ed.), *Precambrian Plate Tectonics*, Elsevier, Amsterdam, 21-56.
- Hargraves, R.B. 1986. Faster spreading or greater ridge length in the Archaean? *Geology*, **14**, 750-752.
- Harris, N.B.W., & Jayaram, S. 1981. Metamorphism of cordierite gneisses from the Bangalore region of the Indian Archaean. *Lithos*, **15**, 89-98.
- Heubeck, C. & Lowe, D. R. 1994. Late syndepositional deformation and detachment tectonics in the Barberton greenstone belt, South Africa. *Tectonics*, **13**, 1514-1536.
- Hill, R.I., Campbell, I.H., Davies, G.F. & Griffith, R.W. 1992. Mantle plumes and continental tectonics. *Science*, **256**, 186-193.
- Hoffman, P.F. 1989. Precambrian geology and tectonic history of North America. In: Bally A. W. & Palmer A. R. (Eds), *The Geology of North America; an Overview*. *Geol. Soc. of Am.*, Boulder, 447-512.
- Hoffman, P.F. 1991. On accretion of granite-greenstone terranes. In Robert, F., Sheahan, P.A., and Green, S.B. (eds), *Nuna conference on Greenstone gold and crustal evolution: Geol. Assoc. of Can., Mineral Deposits Division*, 32-45.
- Holder, M.T. 1979. An emplacement mechanism for post-tectonic granites and its implications for their geochemical

- features. In: Atherton M. P. & Tarney J. (Eds), Origin of Granite Batholiths - Geochemical Evidence, Shiva Pub., Orpington, 116-128.
- Hubert, C., Trudel, P. and Gelinas, L. 1984. Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi belt, Quebec, Canad. J. Earth Sci., **21**, 1024-1032.
- Hubert, C. Sawyer, E, Barnes, A., Daigneault, R, Lacroix, S, Ludden, J.N., Milkereit, B. & Rive, M. 1992a. Geological interpretations of seismic lines in the northern and central Abitibi greenstone belt: evidence for regional thrust imbrication and crustal-scale Archean wrench fault systems. Lithoprobe Project, Report no. 25, Univ. Brit. Columbia, 33-36.
- Hubert, C. Ludden, J.N., Barnes, A., Benn, K., Milkereit, B., Sawyer E. & Rive, M. 1992b. Interpretation of seismic lines in the Pontiac subprovince: evidence for regional thrust imbrication and the allochthonous nature of the Baby and Belleterre metavolcanic belts. Lithoprobe Project, Report no. 25, Univ. Brit. Columbia, 19-21.
- Hurley, P.M., 1968. Absolute abundance and distribution of Rb, K and Sr in the Earth. Geoch. Cosmoch. Acta, **32**, 273.
- Hurley, P.M. & Rand, J.R. 1969. Pre-drift continental nuclei. Science, **164**, 1229.
- Hussain, S.M., & Naqvi, S.M., 1983. Geological, geophysical, and Geochemical studies over the Holaraspur schist belt, Dharwar craton, India. In: Naqvi S. M. & Rogers J. J. W. (Eds), Precambrian of South India. Geol. Soc. India Mem. **4**, 473-95.
- Jackson, M.P.A., Eriksson, K.A., & Harris, C.W. 1987. Early Archean foredeep sedimentation related to crustal shortening: a reinterpretation of the Barberton sequence, Southern Africa. Tectonophysics, **136**, 197-221.
- Jackson, S. L., Fyon, J.A. & Corfu, F. 1994. Review of Archean supracrustal assemblages of the southern Abitibi greenstone belt in Ontario, Canada: products of microplate interaction within a large-scale plate-tectonic setting. Precam. Res, **65**, 183-205.
- Jahn, B. M., Glikson, A. Y., Peucat, J. J., & Hickman, H. A. 1981. REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia: implications for the early crustal evolution. Geochim. Cosmochim. Acta, **45**, 1633-1652.
- Jahn, B.M. & Zhang, Z.Q. 1984. Archean granulite gneisses from eastern Hebei Province, China: rare Earth geochemistry and tectonic implications. Contrib. Mineral. Petrol., **85**, 224-243.
- Janardhan, A.S., Newton, R.C. & Smith, J.V. 1979a. Ancient crustal metamorphism at low p_{H2O} : charnockite formation at Kabbaldurga, south India. Nature, **278**, 511-514.
- Janardhan, A.S., Ramachandra, H.M. & Ravindra Kumar, G.R. 1979b. Structural history of Sargur supracrustals and associated gneisses, southwest of Mysore, Karnataka. J. Geol. Soc. India, **20**, 61-72.
- 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. & Mahabaleswar, B. 1990. Relationship between shear zones and igneous activity: the Closepet Granite of Southern India. Proc. India Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.), **100**, 31-36.
- Jayananda, M., Martin, H., Peucat, J.J. & Mahabaleswar, B. 1995. Late Archean crust-mantle interactions: geochemistry of LREE-enriched mantle derived magmas. Example of the Closepet batholith, South India. Contrib. Mineral. Petrol. **119**, 314-329.
- 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 diapiric batholiths. J. Struct. Geol., **15**, 163-176.
- Jolly, W.T. 1978. Metamorphic history of the Archean Abitibi belt. In: metamorphism in the Canadian Shield. Fraser J.A. & Heywood W.W. Geol Surv. Can. Paper, **78-10**, 63-78.
- Kellett, R.L., Barnes, A.E. & Rive, M. 1994. The deep structure of the Grenville Front: a new perspective from western Quebec. Can J. Earth Sci., **31**, 282-292.
- Kerrich, R. 1989. Source processes for Archean Au-Ag vein deposits: evidence from lithophile element systematics of the Hollinger-McIntyre and Buffalo-Ankerite deposits, Timmins. Can. J. Earth Sci., **26**, 55-78
- Kerrich, R. & Wyman, D. 1990. Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: an association with accretionary tectonic regimes. Geology, **18**, 882-885.
- Kimura, G., Ludden, J.N., Desrochers, J.P. & Hori, R. 1993. A model of ocean-crust accretion for the Superior Province , Canada. Lithos, **30**, 337-355.
- Kinny, P. 1986. 3820 Ma zircons from a tonalitic gneiss in the Godthab district of southern West Greenland. Earth Planet. Sci. Lett., **79**, 337-347.
- Kramers, J.D. 1988. An open-system fractional crystallisation model for very early continental crust formation. Precam. Res., **38**, 281-295.
- Krogh, T.E. 1993. High precision U-Pb ages for granulite metamorphism and deformation in the Archean Kapuskasing zone, Ontario: implications for structure and development of the lower crust. Earth Planet. Sci. Lett., **119**, 1-18.
- Kröner, A. 1981a. Precambrian plate tectonics. In: Kröner A. (Ed.), Precambrian plate tectonics, Elsevier, Amsterdam, 57-90.
- Kröner, A. 1981b. Precambrian crustal evolution and continental drift. Geol. Rundsch., **70**, 412-428.
- Kröner, A. 1991. Tectonic evolution in the Archean and Proterozoic. Tectonophysics, **197**, 393-410.
- Kröner, A. & Layers, P.W. 1992. Crust formation and plate motion in the Early Archean. Science, **256**, 1405-1411.
- Kusky, T.M. 1993. Collapse of Archean orogens and the generation of late- to postkinematic granitoids. Geology, **21**, 925-928.
- Lacroix, S. & Sawyer, E.W. 1995. An Archean fold -thrust belt in the northwestern Abitibi greenstone belt: structural and seismic evidence. Can. J. Earth Sci., **32**, 97-112.
- Lambert, R.S.J. 1976. Archean thermal regimes, crustal and upper mantle temperatures, and a progressive evolutionary model for the Earth. In: Windley B. F. (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 Archean. In: Kröner A. (Ed.), Precambrian Plate Tectonics, Elsevier, Amsterdam, 453-467.
- Larson, R.L. 1991. Latest pulse of the Earth: evidence from a mid-Cretaceous superplume, Geology, **19**, 547-550.

- Leclair, A.D., Percival, J.A., Green, A.G., Wu, H. & West, G.F. 1995. Seismic reflection profiles across the central Kapuskasing uplift. *Can J. Earth Sci.*, **31**, 1027-1041.
- Light, M.P.R. 1982. The Limpopo mobile belt: a result of continental collision. *Tectonics*, **1**, 325-342.
- Liou, J. G., Maruyama, S., Wang, X., Graham, S., Xiao, S., Feng, Y., Liang, Y., Zho, M. & Tang, Y. 1988. Geological evidence for a major Proterozoic coherent blueschist terrane in Aksu, Xinjiang, China. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, **69**, 1513.
- Ludden, J.N., Hubert, C. & Garipey, C. 1986. The tectonic evolution of the Abitibi belt, Canada. *Geol.Mag.*, **123**, 153-166.
- Ludden, J.N., Hubert, C., Barnes, A., Milkereit, B. & Sawyer, E. 1993. A three dimensional perspective on the evolution of Archaean crust: LITHOPROBE seismic reflection images in the southwestern Superior Province, *Lithos*, **30**, 357-372.
- Ludden, J.N., Mareschal, J.C. & Calvert, A.J. 1995. Accretion of late-Archaean crust, *Terra Abstracts, EUG 8*, 7, 100
- Lucas, S.B, Green, A.G., Hajnal, Z., White, D., Lewry, J., Ashton, K., Weber, W, & Clowes, R. 1993. Deep seismic profile across a Proterozoic collision zone: surprises at depth. *Nature*, **365**, 339-342.
- Malloee, S. 1982. Petrogenesis of Archaean tonalites. *Geol. Rundsch.*, **71**, 328-346.
- Mareshal, J.-C. & West G.F. 1980. A model for Archaean tectonism. Part 2. Numerical models of vertical tectonism in greenstone belts. *Can. J. Earth Sci.*, **17**, 60-71.
- Mareschal, M, Kellett, R., Kurtz, R., Ludden, J.N., Ji, S. & Bailey, R.C. 1995. Archaean cratonic roots, mantle shear zones and deep electrical anisotropy. *Nature*, **375**, 134-137.
- Martignole, J. & Calvert, A.J. 1996. Crustal-scale shortening and extension across the Grenville province of western Quebec. *Tectonics*, In press..
- Martin, H. 1986. Effects of a steeper geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, **14**, 753-756.
- Martin, H. 1994. The Archaean grey gneisses and the genesis of continental crust. In: *Condie K. C. (Ed.), Archaean Crustal Evolution*, Elsevier, Amsterdam, 205-259.
- McKenzie, D. & Weiss, N. 1975. Speculations on the thermal and tectonic history of the Earth. *Geophys. J. Astr. Soc.*, **42**, 131-174.
- McLennan, S.M. & Taylor, S.R. 1982. Geochemical constraints on the growth of the continental crust. *J. Geol.*, **90**, 342-361.
- 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. & Fullagar, P.D. 1992. Lead isotopic composition of the Western Dharwar craton, southern India: evidence for distinct middle Archaean terranes in a late Archaean craton. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 2455-2470.
- Moorbath, S., 1975. Evolution of Precambrian crust from strontium isotopic evidence. *Nature*, **254**: 395-398.
- Moorbath, S., O'Nions, R.K. & Pankhurst, R.J. 1975. The evolution of Early Precambrian crustal rocks at Isua, West Greenland - geochemical and isotopic evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **27**, 229-239.
- Mortensen, J.K. & Card, K.D. 1995. U-Pb age constraints for the magmatic and tectonic evolution of the Pontiac subprovince, Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, **30**, 1970-1980.
- Mueller, W. Donaldson, J.A. & Doucet, P. 1994. Volcanic and tectono-plutonic influences on sedimentation in the Archaean Kirkland basin, Abitibi greenstone belt, Canada. *Precamb. Res.*, **68**, 201-230.
- Myers, J.S. 1976. Granitoid sheets, thrusting, and Archaean crustal thickening in West Greenland. *Geology*, **5**, 265-268.
- Myers, J.S. 1984. Archaean tectonics in the Fiskenaeset region of southwest Greenland. In: *Kröner A. & Greiling R. (Eds), Archaean Tectonics Illustrated*. E. Schweizerbart'sche Verlags, Stuttgart, 95-112.
- Myers, J.S. & Watkins, K.P. 1985. Origin of granite-greenstone patterns, Yilgarn block, Western Australia. *Geology*, **13**, 778-780.
- Naqvi, S.M. & Rodgers J.J.P.(Eds). 1983. Precambrian of South India. *Mem.Geol.Soc.of India*, **4**, 556pp.
- Nesbitt, R.W., Jahn, B.M. & Purvis, A.C. 1982. Komatiites: an early Precambrian phenomenon. *J. Volc. Geotherm. Res.*, **14**, 31-45.
- Nisbet, E.G. 1982. The tectonic setting and petrogenesis of komatiites. In: *Arndt N. T., and Nisbet E.G. (Eds), Komatiites*. Allen & Unwin, London, 501-520.
- Nisbet, E.G., Cheadle, M.J., Arndt, N.T. & Bickle, M.J. 1993. Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: a review of the evidence from komatiites. *Lithos*, **30**, 291-307.
- Nisbet, E. G. & Walker, D. 1982. Komatiites and the structure of the Archaean mantle. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **60**, 103-113.
- Oxburgh, E.E. and Turcotte, D.L. 1970. Thermal structure of island arcs. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**, 1665-1688.
- Park, R. G. 1981. Shear-zone deformation and bulk strain in granite-greenstone terrain of the western Ontario province, Canada. *Precam. Res.*, **14**, 31-47.
- Passchier, C.W. 1994. Structural geology across a proposed Archaean terrane boundary in the eastern Yilgarn craton, Western Australia. *Precam. Res.*, **68**, 43-64.
- Percival, J.A., & Williams, H.R. 1989. The Quetico accretionary complex, Superior Province, Canada: *Geology*, **17**, 23-25.
- Percival, J.A., Mortensen, J.K., Stern, R.A., Card, K.D. & Bégin, N.J. 1992. Giant granulite terranes of the northeastern Superior Province: the Ashuanipi complex, and Minto block. *Can J. Earth Sci.*, **29**, 2287-2308.
- Percival, J.A. & West, G.F. 1994. The Kapuskasing uplift: a geological and geophysical synthesis. *Can J. Earth Sci.*, **31**, 1256-1286.
- Percival, J.A., Stern, R.A., Skulski, T. Card, K.D., Mortensen, J.K. & Bégin, N.J. 1994. Minto block, Superior Province: missing link in deciphering assembly of the craton at 2.7 Ga. *Geology*, **22**, 839-842.
- Peucat, J.-J., Vidal P., Bernard-Griffiths J. & Condie K. C., 1989. Sr, Nd and Pb isotopic 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., Gruau, G., Martin, H., Auvray, B., Fourcade, S., Choukroune, P., Bouhallier H. & Jayananda, M. 1993. A 2.5 Ga meGa-plume in South India? *Terra Nova*, **5**, 321.
- Peucat, J. J., Mahabaleswar, B. & 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. *J. Metam. Geol.*, **11**, 879-888.
- Peucat, J.J., Bouhallier, H., Fanning, C.M. & Jayananda, M. 1995. Age of the Holenarsipur greenstone belt, relationships with the surrounding gneisses (Karnataka, South India). *J. of Geol.* **6**, 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. 1962. Some observations on the structures, metamorphism and geological evolution of Peninsular India. *J. Geol. Soc. India*, **13**, 106-118.
- Platt, J.P. 1980. Archaean greenstone belts: a structural test of tectonic hypotheses. *Tectonophysics*, **65**, 127-150.
- Potrel, A. 1994. Evolution tectonométamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne; exemple de l'Amsaga (Mauritanie). *Mem. Géosciences-Rennes*, 360 pp.
- Raase, P., Raith, M., Ackermann, D. & 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.
- Raith, M., Raase, P. & Ackermann, D. 1982. The Archaean craton of southern India: metamorphic evolution and P-T conditions. *Geol. Rundsch.*, **71**, 280-290.
- Raith, M., Raase, P. & Ackermann, D. 1983. Regional geothermobarometry in the granulite facies terrane of South India. *Royal Soc. Edinburgh, Earth Sci. Trans.*, **73**, 221-244.
- Ralsler, S. & Park, A. F. 1992. Tectonic evolution of the Archaean rocks of the Tavani Area, Keewatin, N.W.T., Canada. *The Archaean: Terrains, Processes and Metallogeny. Proceedings, Third International Archaean Symposium, Perth 1990*. Ed J.E. Glover & S.E. Ho, 71-76.
- Ramakrishnan, M., & Viswanatha, M.N. 1987. Angular unconformity, structural unity argument and Sargur-Dharwar relations in Bababubani basin. *J. Geol. Soc. India*, **29**, 471-482.
- Ramakrishnan, M. & Viswanatha, M.N. 1983. Crustal evolution in central Karnataka: a review of present data and models. In: Naqvi S. M., and Rogers J.J.W (Eds), *Precambrian of South India*, *Mem. Geol. Soc. India*, Bangalore, 96-109.
- Ramberg, H. 1971. Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies. In: Newall G. & Rast N. (Eds), *Mechanism of igneous intrusion*. *Geol. J. Spec. Issue*, **2**, 261-286.
- Ramberg, H. 1973. Model studies of gravity-controlled tectonics by the centrifuge technique. In: De Jong K.A. & Scholten R. (Eds), *Gravity and Tectonics*, Wiley, New York, 49-66.
- Ramberg, H. 1981. *Gravity, deformation and the Earth crust*. Academic press, London, 452 pp.
- Ramsay, J. G. 1989. Emplacement kinematics of a granitic diapir: the Chindamora batholith, Zimbabwe. *J. Struct. Geol.*, **11**: 191-209.
- Rapp, R.P., Watson, E.B. and Miller, C.F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalites. *Precam. Res.*, **51**, 1-25.
- Rayleigh, L. 1883. Investigation of the character of the equilibrium of an incompressible heavy fluid of variable density. *Proc. Lond. Math. Soc.*, **14**, 170-177.
- Reymer, A. P. S. & Schubert, G. 1984. Phanerozoic and Precambrian crustal growth. In: Kröner A. (Ed.), *Proterozoic Crustal Evolution*. *Geodyn. Ser.* **17**, 1-10.
- Richardson, S.H., Guernsey, J.J., Erlank, A.J. & Harris, J.W. 1984. The origin of diamonds in old enriched mantle, *Nature*, **310**, 198-202.
- Richter, F. M. 1985. Models for the Archaean thermal regime. *Earth Planet. 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.*, **30**, 39-52.
- Ridley, J.R. & Kramers, J.D. 1990. The evolution and tectonic consequences of a tonalitic magma layer within Archaean continents. *Can. J. Earth Sci.*, **27**, 219-228.
- Ringwood, A.E. 1974. The petrological evolution of island-arc system. *J. Geol. Soc. London*, **130**, 183-204.
- Rive, M., Pintson, H. & Ludden, J.N., 1990. Characteristics of late Archaean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior Province, Canada. In: Rive M. *et al.*, (eds), *The Northwestern Québec Polymetallic belt*, *Can. Inst. Min. Met., Spec. Vol.*, **43**, 65-76.
- Saggerson, E.P. & Owen L.M., 1971. Metamorphism as a guide to depth of the top of the mantle in southern Africa. *Proc. 24th Int. Geol. Congr. Montreal*, **1**, 153-161.
- Saggerson, E.P. & Turner, L.M., 1972. Some evidence for the evolution of regional metamorphism in Africa. *Proc. 24th Int. Geol. Congr. Montreal*, **1**, 153-161.
- Sawyer, E.W. & Barnes, S.J. 1994. Thrusting, magmatic intraplate and metamorphic core complex development in the Archaean Bellefleur-Angliers greenstone belt, Superior Province, Quebec, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, **68**, 183-200.
- Sawyer, E.W. & Benn, K. 1993. Structure of the high-grade Opatica belt and adjacent low-grade Abitibi subprovince and Archaean mountain front. *Journ. Struct. Geol.*, **15**, 1443-1458.
- Schmeling, H., Cruden A. R. & Marquart G. 1988. Finite deformation in and around a fluid sphere moving through a viscous medium: implications for diapiric ascent. *Tectonophysics*, **149**, 17-34.
- Schwerdtner, W.M., Stone, D., Osadetz, K., Morgan, J. & Stott, G.M. 1979. Granitoid complexes and the Archaean tectonic record in the southern part of northwestern Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, **16**, 1965-1977.
- Senechal, G., Mareschal, M., Hubert, C., Calvert, A., Grandjean, G. & Ludden, J.N. Integrated geophysical interpretation of crustal structures in the northern Abitibi Belt: constraints from seismic amplitude analysis. *Can. J. Earth Sci.*, In press.
- Shackleton, R. M. 1986. Precambrian collision tectonics in Africa. In: Coward M. P. & Ries A. C. (Eds), *Collision Tectonics*, *Geol. Soc. London*, 329-349.
- Shirey, S.B. & Hanson, G.N. 1986. Mantle heterogeneity and crust recycling in Archaean granite-greenstone belts: evidence from Nd-isotopes and trace elements in the Rainy Lake area, Superior Province, Ontario, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 2631-2651.
- Silver, P.G. & Kaneshima, S. 1993. Constraints on mantle anisotropy beneath Precambrian north America from a transportable teleseismic experiment. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1127-1130.

- Sleep, N.H. 1979. Thermal history and degassing of the Earth: some simple calculations, *Geology*, **87**, 671-687.
- Snowden, P.A. 1984. Non-diapiric batholiths in the north of the Zimbabwe shield. In: Kröner A. & Greiling R. (Eds), *Precambrian tectonics illustrated*, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 135-145.
- Snowden, P.A. & Bickle, M.J. 1976. The Cinamora Batholith: diapiric intrusion or interference fold? *J. Geol. Soc. London*, **132**, 131-137.
- Spray, J.G. 1985. Dynamothermal transition zone between Archaean greenstone and granitoid gneiss at Lake Dundas, western Australia. *J. Struct. Geol.*, **7**, 187-203.
- Stähle, H. J., Raith, M., Hoernes, S. & Delfs, A. 1987. Element mobility during incipient granulite formation at Kabbaldurga, southern India. *J. Petrol.*, **28**, 803-834.
- Stein, M. & Hofmann, A.W., 1994. Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature*, **372**, 63-68.
- Stern, R.A., Percival, J.A. & Mortensen, J.K. 1994. Geochemical evolution of the Minto block: a 2.7 Ga continental magmatic arc built on the Superior proto-craton, *Precamb. Res.*, **65**, 115-153.
- Storey, M., Mahoney, J.J., Kroenke, L.W. & Saunders, A.D. 1991. Are oceanic plateau sites of komatiite formation? *Geology*, **19**, 376-379.
- Stowe, C.W. 1984. The early Archaean Selukwe nappe, Zimbabwe. In: Kröner A., and Greiling R. (Eds), *Precambrian Tectonics Illustrated*, E. Schweizerbart'sche Verlags., Stuttgart, 41-56,
- Swager, C. & Griffin, T.J. 1990. An early thrust duplex in the Kalgoorlie-Kambalda greenstone belt, Eastern Goldfields Province, western Australia. *Precam. Res.*, **48**, 63-73.
- Swami Nath, J. & Ramakrishnan, M. 1981. Early supracrustals of Southern Karnataka: Present classification and correlation. *Mem. Geol. Surv. India*, **112**, 23-38.
- Taira, A., Pickering, K.T., Windley, B.F. & 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.
- Talbot, C.J. 1977. Inclined and asymmetric upward-moving gravity structures. *Tectonophysics*, **42**, 159-181.
- Talbot, C., Ronnlund, J.P., Schmeling, H., Koyi, H. & Jackson, M.P.A. 1991. Diapiric spoke patterns. *Tectonophysics*, **188**, 187-201.
- Tarduno, J.A., Sliter, W.V, Kroenke, L.W., Leckie, M., Mayer, R., Mahoney, J.J., Musgrave, R., Storey, M. & Winterer, E.L. 1991. Rapid formation of the Ontong-Java plateau by Aptian mantle plume volcanism. *Science*, **254**, 399-403.
- Tarney, J., Dalziel W.D. & deWit, M.J. 1976. Marginal basin Rocas verdes complex from South Chile : a model for Archaean greenstone belt formation. In: Windley B.F (ed.), *the Early History of the Earth*. Wiley, London, 131-146.
- Tarney, J. & Windley, B.F. 1981. Marginal basins through geological time. *Phil. Trans. R. Soc. London*, **A300**, 263-285.
- Taylor, P.N., Chadwick, B. Moorbath, S. Ramakrishnan, M. & 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.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M. 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*, Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Taylor, P. N., Chadwick, B., Friend, C.R.L., Ramakrishnan, M. and Viswanatha M.N., 1988. New age data on the geological evolution of Southern India. In: Ashwal L.D. (Ed.), *Indo-US Workshop on the deep continental crust of South India*. *Nat. Geophys. Res. Inst.*, Hyderabad, 181-183.
- Thurston, P.C. & Chivers, K.M. 1990. Secular variation in greenstone development. *Precam. Research*, **46**, 21-58.
- Thurston, P.C., Osmani, I.A. & Stone, D. 1991. Northwestern Superior Province: Review and terrane analysis: in *Geology of Ontario: Ontario Geological Survey, Special Volume 4*, part 1, 81-142.
- Treloar, P.J., Coward, M.P. & Harris, N.B.W. 1992. Himalayan-Tibetan analogies for the evolution of the Zimbabwe craton and Limpopo Belt. *Precam. Res.*, **55**, 571-587.
- Van Reenen, D.D., Roering C., Ashwal L.D. & de Wit, M.J. (Eds), 1992. *The Archaean Limpopo Granulite Belt: Tectonics and Deep Crustal Processes*, Elsevier, Amsterdam, 587 pp.
- Vervoort, J.D., White, W.M. & Thorpe, R.I. 1994. Nd and Pb isotope ratios of the Abitibi greenstone belt: new evidence for very early differentiation of the Earth. *Earth Planet. Sci. Letts.*, **128**, 215-229.
- Veizer, J., Hoefs, J. Ridler, R.H., Jensen, L.S. & Lowe, D.R. 1979. Geochemistry of Precambrian carbonates: I. Archaean hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**, 845-857.
- Viljoen, M.J. & Viljoen, R.P. 1969. Archaean vulcanicity and continental evolution in the Barberton region, Transvaal. In: Clifford T. N. & Gass I. (Eds), *African Magmatism and Tectonics*, Oliver & Boyd, Edinburgh, 27-39.
- Viswanatha, M.N. & Ramakrishnan, M. 1975. The pre-Dharwar supracrustal rocks of the Sargur schist complex in Southern Karnataka and their tectono-metamorphic significance. *Ind. Mineral.*, **16**, 48-65.
- Viswanatha, M. N., Ramakrishnan, M. & Swami Nath, J. 1982. Angular unconformity between Sargur and Dharwar in Sigegudda, Karnataka craton, south India. *J. Geol. Soc. India*, **23**, 85-89.
- Vlaar, N.J., van Keken, P.E. & Van den Berg, A.P. 1994. Cooling of the Earth in the Archaean: consequences of pressure-release melting in a hotter mantle. *Earth Planet. Sci. Letts.*, **121**, 1-18.
- Wasserburg, G.J., Mc Donald, G.L.F., Hoyle, F. & Flower, W.A. 1964. Relative contributions of uranium, thorium and potassium to heat production in the Earth. *Science*, **143**, 465-467.
- Wegmann, C.E. 1935. Zur deutung der Migmatite. *Geol. Rundsch.*, **26**, 306-350.
- West, G.F. & Mareschal, J.-C. 1979. A model for Archaean tectonism. Part I. The thermal conditions. *Can. J. Earth Sci.*, **16**, 1942-1950.
- Wilks, M.E. 1988. The Himalayas: a modern analogue for Archaean crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Letts.*, **87**, 127-136.
- Williams, H.R. 1990. Subprovince accretion tectonics in the south-central Superior Province. *Can. J. Earth. Sci.*, **27**, 570-581.

Williams, P.R. & Currie, K.L. 1993. Character and regional implications of the sheared Archaean granite-greenstone contact near Leonora, Western Australia. *Precamb. Res.*, **62**, 343-365.

Williams, H.R., Stott, G.M., Heather, K.B., Muir, T.L., and Sage, R.P., 1991, Wawa Subprovince: in *Geology of Ontario: Ontario Geological Survey, Special Volume 4*, part 1, p. 485-539.

Windley, B.F., 1973. Crustal development in the Precambrian. *Phil. Trans. R. Soc. London*, **A273**, 321-341.

Windley, B.F. 1984. *The Evolving Continents*, Wiley, New York, 399 pp.

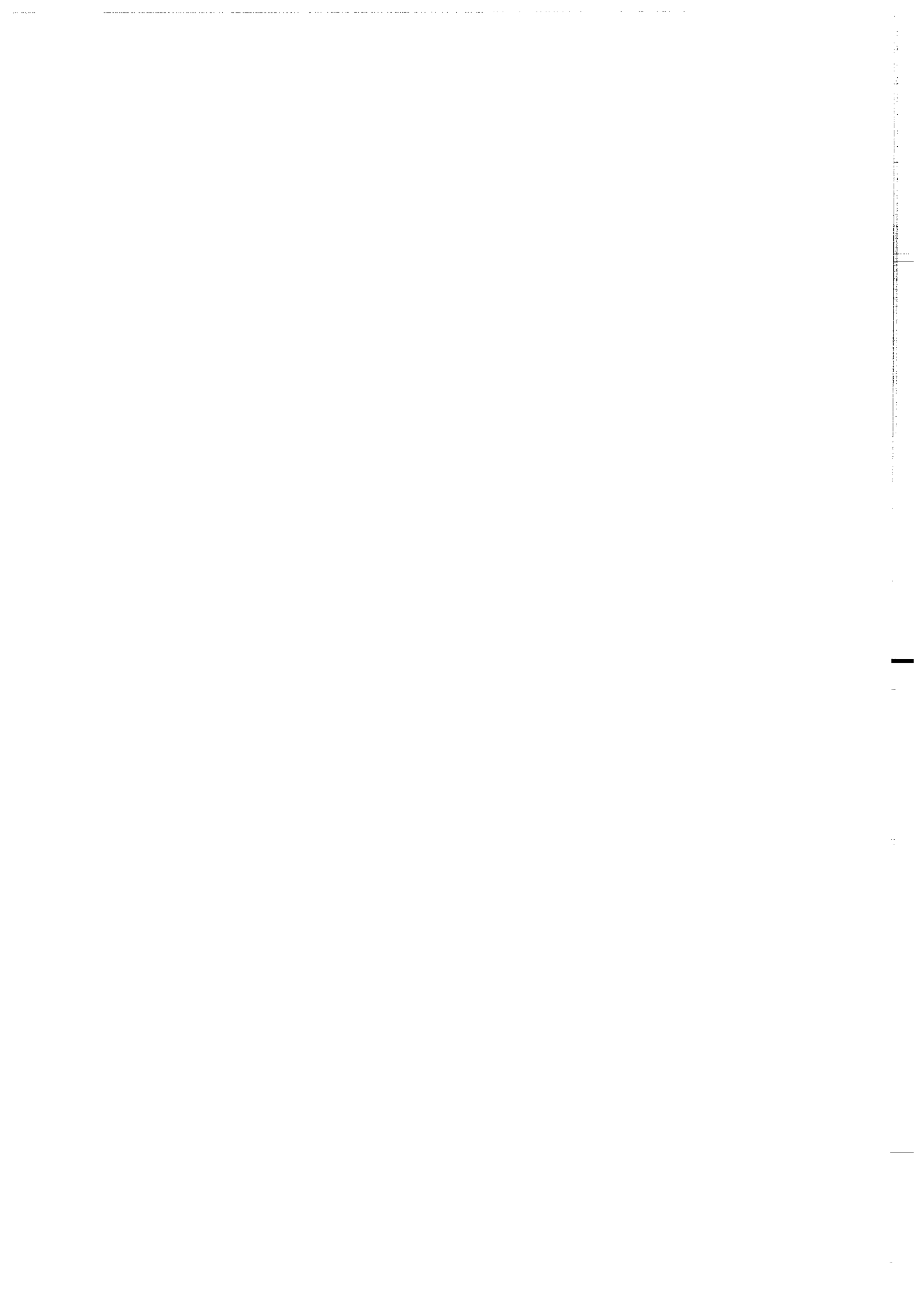
Windley, B.F. 1993. Uniformitarianism today: plate tectonics is the key to the past. *J. Geol. Soc. London*, **150**, 7-19.

Windley, B.F. & Bridgwater D. 1971. The evolution of Archaean low- and high-grade terrains. *Geol. Soc. Aust. Spec. Publ.*, **3**, 33-46.

Winther, T.K. & Newton, R.C. 1991. Experimental melting of a hydrous low-K tholeiite: evidence of the origin of Archaean cratons. *Bull. Geol. Soc. Den.*, **39**, 213-228.

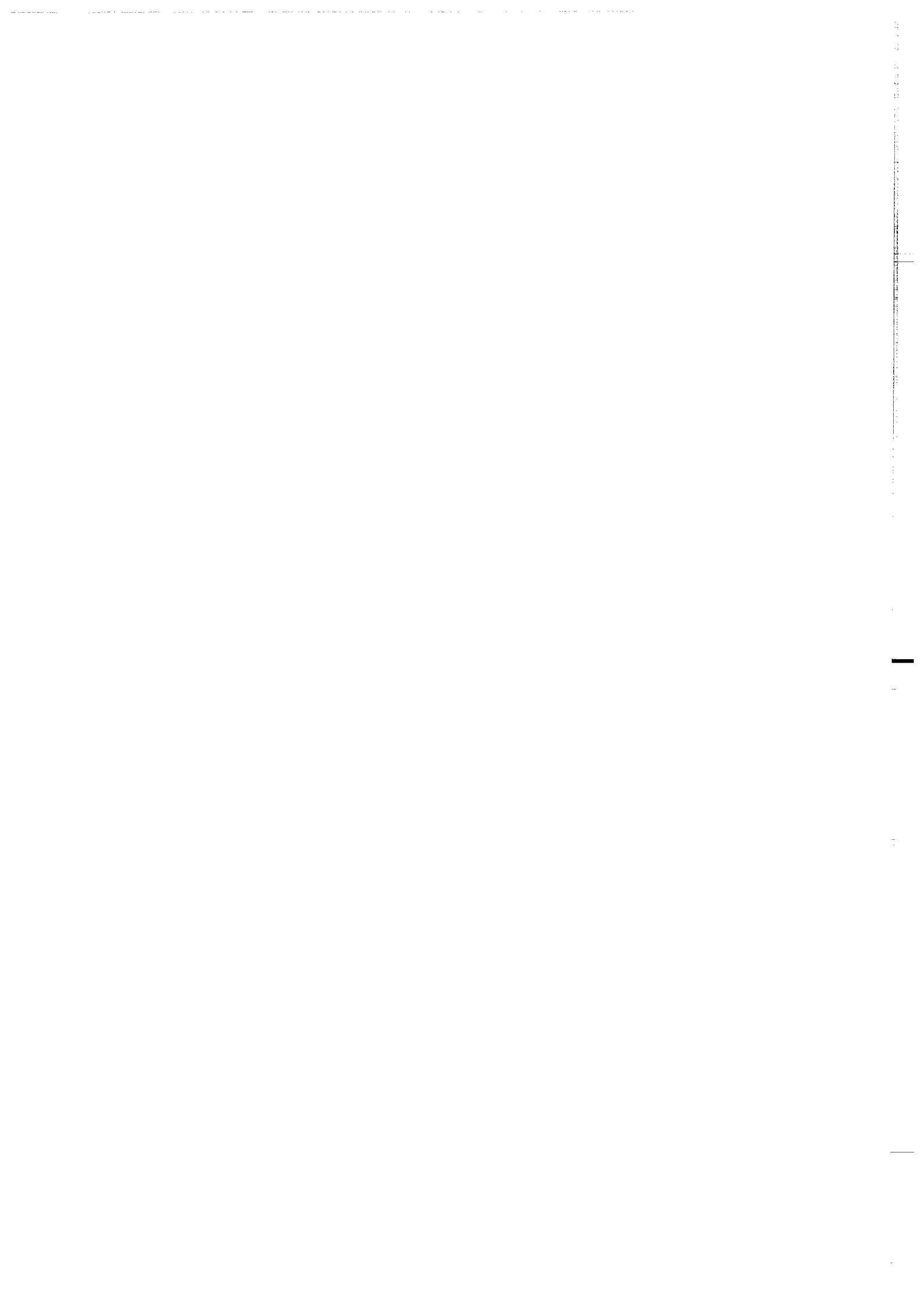
Woidt, W. 1978. Finite element calculations applied to salt dome analysis. *Tectonophysics*, **50**, 369-386.

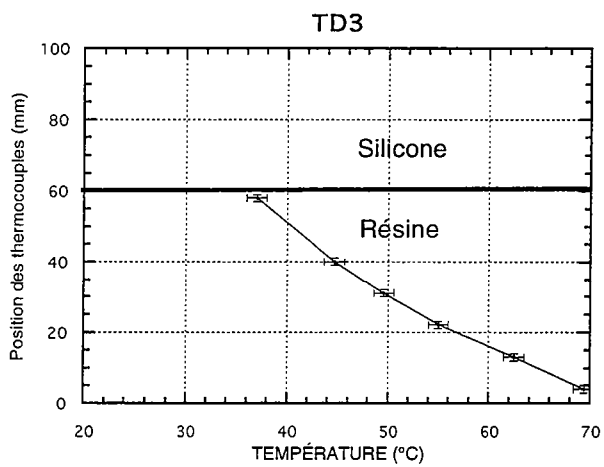
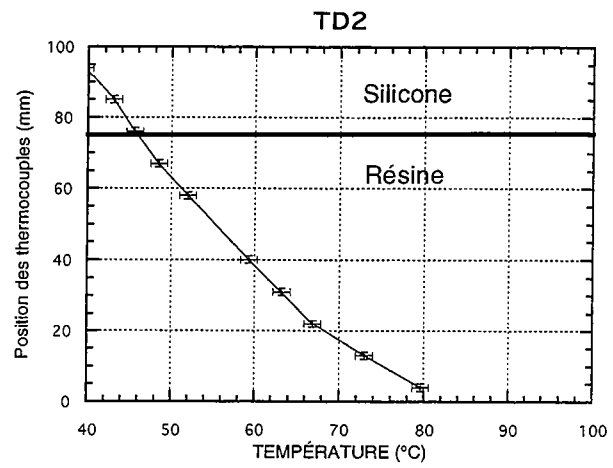
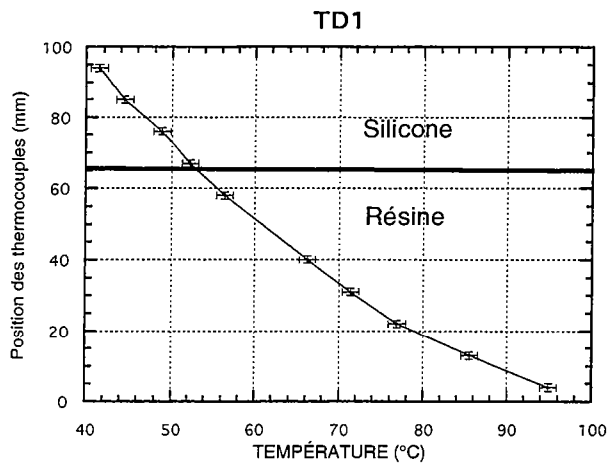
Zhang, P., Chouteau, M., Mareschal, M., Kurtz, R. & Hubert, C. 1995. High frequency magnetotelluric investigation of crustal structure in north-central Abitibi, Quebec, Canada. *Geophys. J. Int.*, **120**, 406-418.



ANNEXE 2

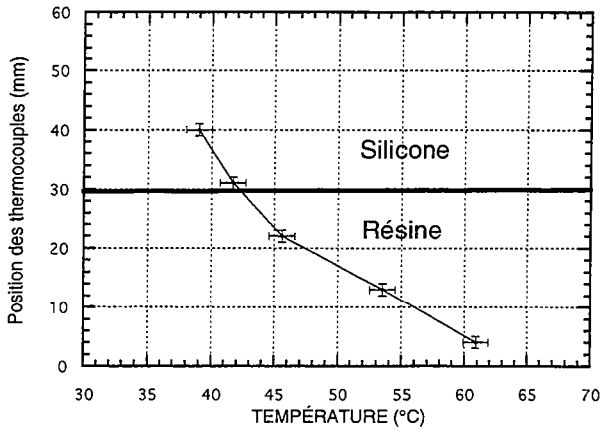
Données expérimentales



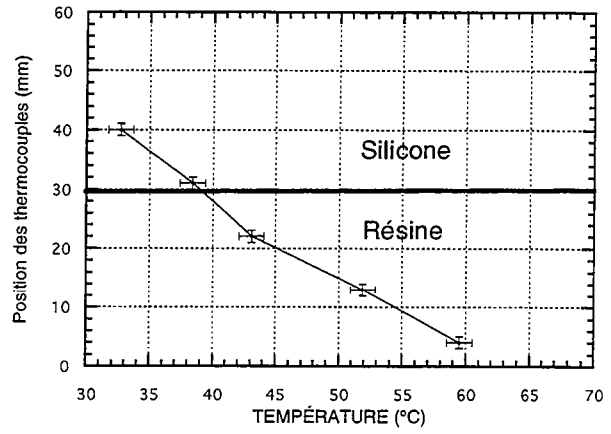


ANNEXE 1 : Profils de températures des expériences thermiques

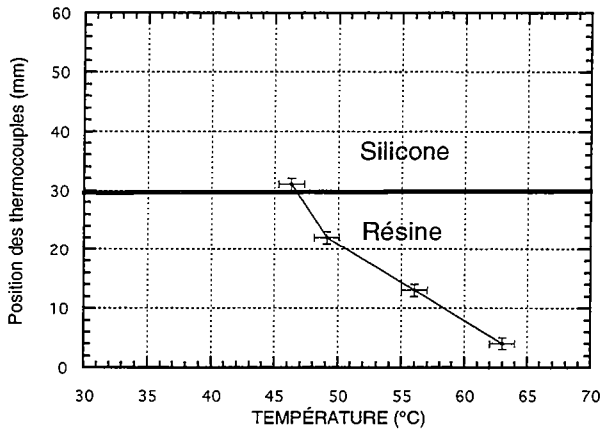
TD4



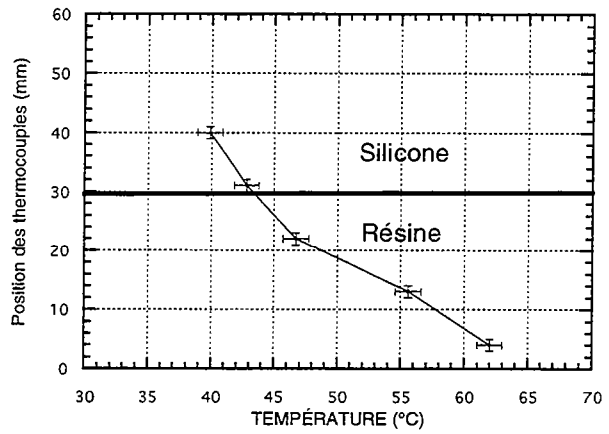
TD5



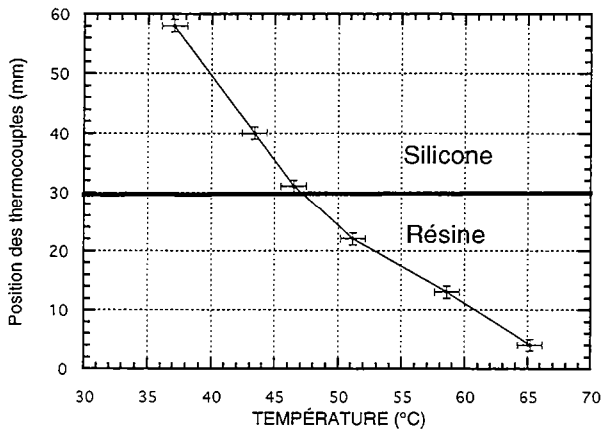
TD6



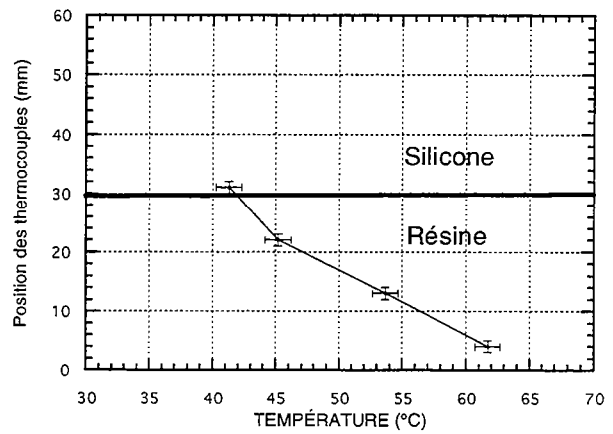
TD7

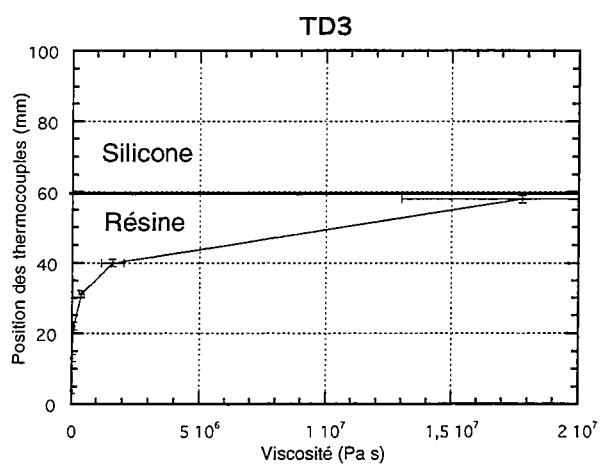
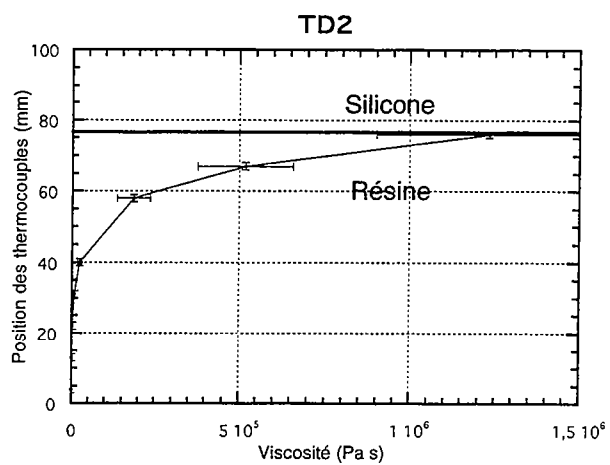
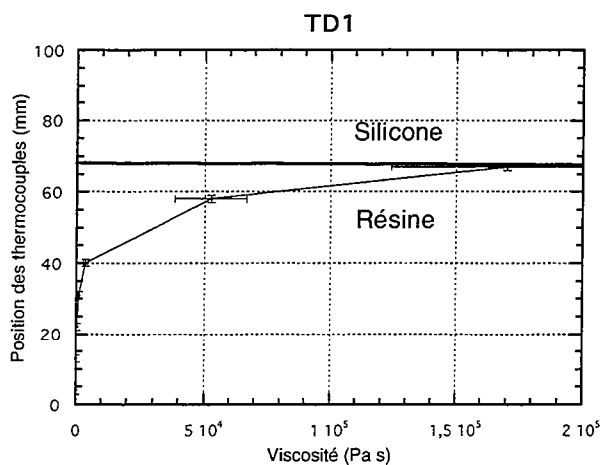


TD8



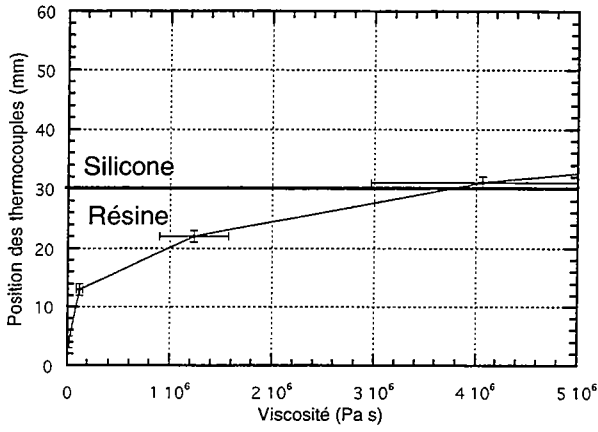
TD15



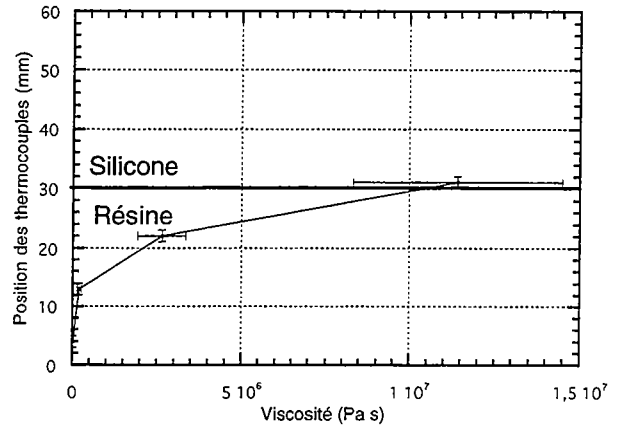


ANNEXE 2 : Profils de viscosité des expériences thermiques

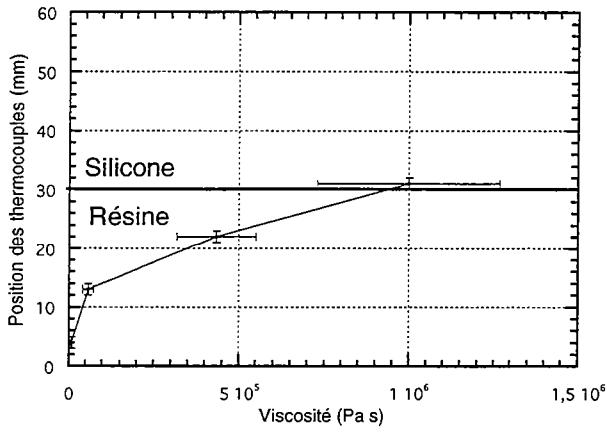
TD4



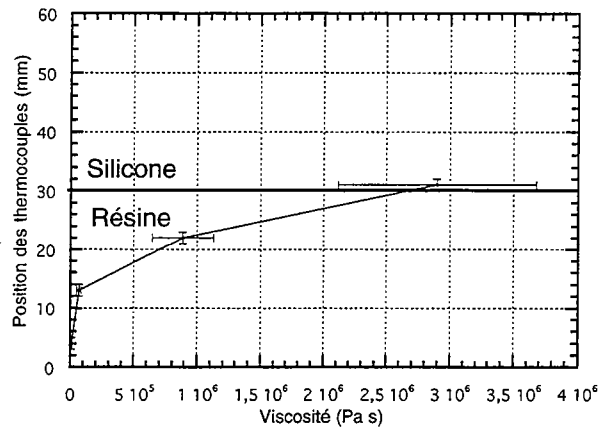
TD5



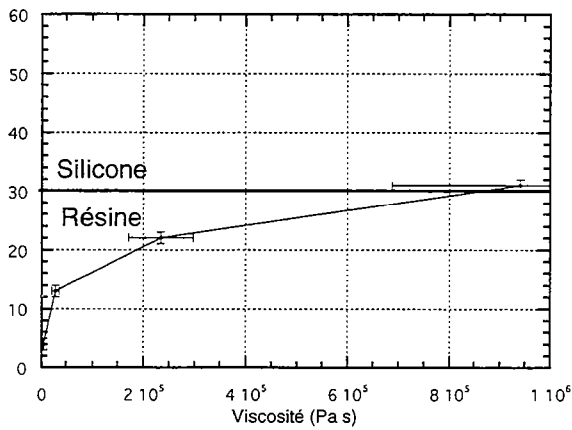
TD6



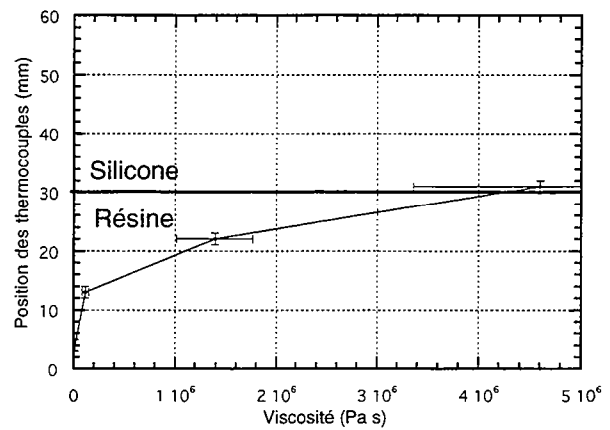
TD7

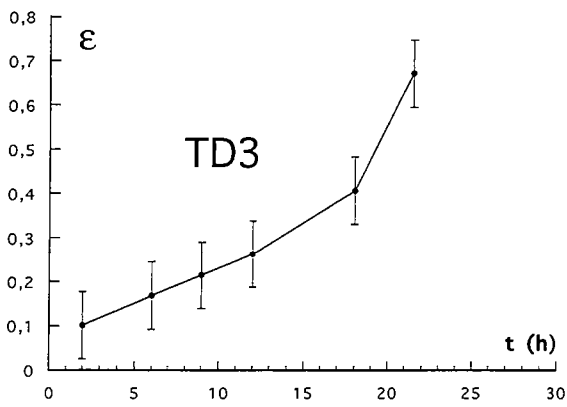
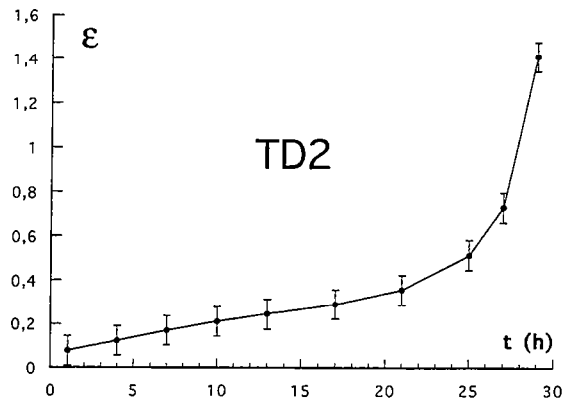
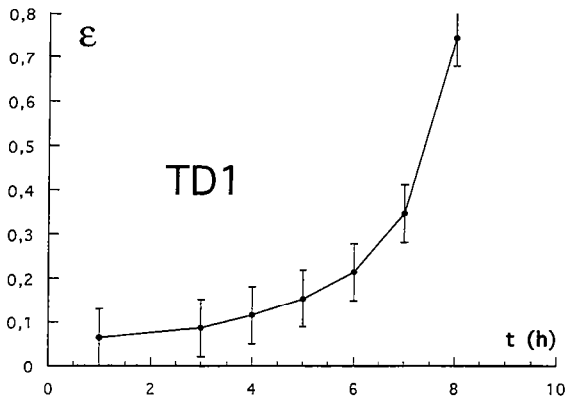


TD8

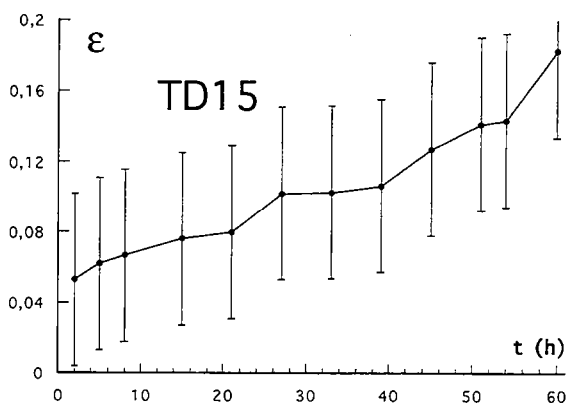
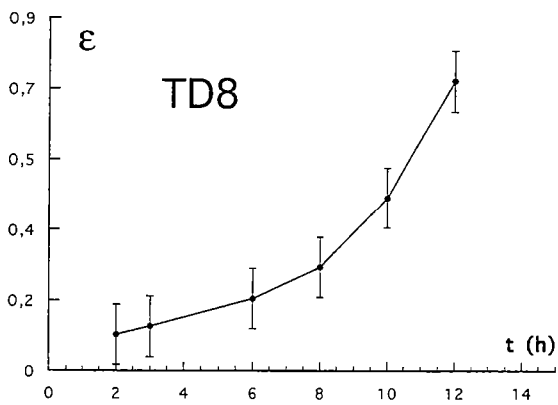
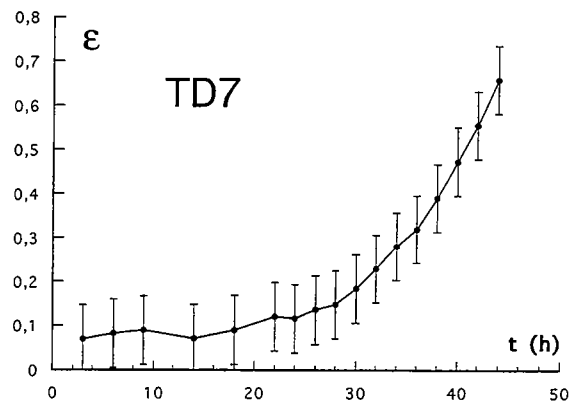
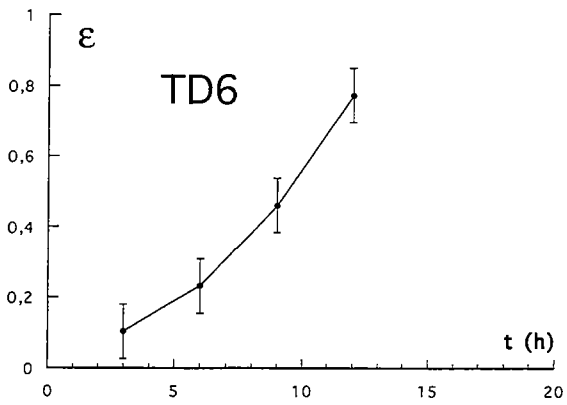
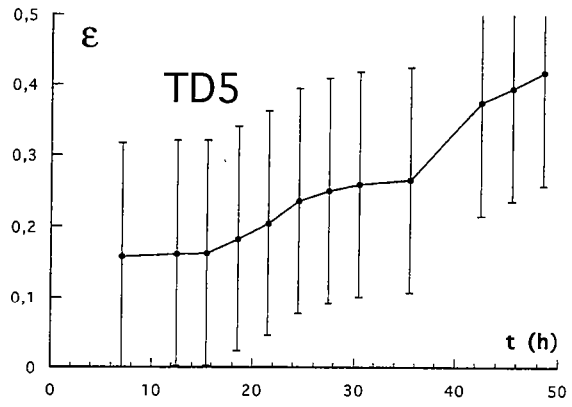
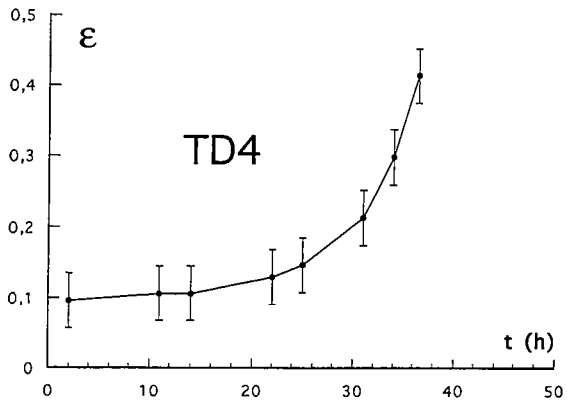


TD15





ANNEXE 3 : Courbes d'amplification des instabilités expérimentales



MEMOIRES DE GEOSCIENCES-RENNES
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cedex . Tel /fax : 02- 99.28.60.80

Dans la même collection :

N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). Epuisé

N°2 - G. QUERRE - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : Les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). Epuisé

N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). Epuisé

N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl. (1985). 55F.

N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). Epuisé

N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.

N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). Epuisé

N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). Epuisé

N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl. (1986). Epuisé

N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). Epuisé.

N°11 - J.S. SALIS - Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000-70.000 BP dans la Chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). 90F.

N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.

N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987). 95F.

N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et Chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). 95F.

N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension; modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). 265 F

N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F

N°17 - J.P. COGNE - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl. (1987). 90F.

N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.

N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'Unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). Epuisé

N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.

N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). Epuisé

- N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F
- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du Quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine; évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi-carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. 353 p., 244 fig., 15pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricain et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab. (1989). Epuisé.
- N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.
- N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.
- N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.
- N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab. (1989). 210 F.
- N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab. (1989). 200 F.

- N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig. (1989). 400 F.
- N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl. (1989). 180 F.
- N°36 - A. LE CLEACH - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl. (1989). 100 F.
- N°37 - O. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl. (1990). 160F.
- N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl. (1990). 160F.
- N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl. (1990). 130F.
- N°40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.
- N°41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et ⁴⁰Ar/³⁹Ar : étude combinée sur des intrusions précambriennes et paléozoïques du Trégor (Massif Armoricain) . 261 p., 80 fig., 19 tabl. (1991). 120F.
- N°42 - P. SUZANNE - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl. (1991). 210F.
- N°43 - G. FIQUET - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl. (1991). 130F.
- N°44 - J. MARTINOD - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur. (1991). 170F.
- N°45 - M.O. BESLIER - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur. (1991). 180F.

- N°46 - J.B.L. FRANCOLIN - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil) : 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur. (1992). 300F.
- N° 47 - S. TOURPIN - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 185 p., 53 fig., 23 tabl. (1992). 100F.
- N° 48 - J.A. BARRAT - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab. (1992). 100F.
- N° 49 - E. HALLOT - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Briec, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl. (1993). 180F.
- N°50 - T. SOURIOT - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte. (1993). 190F.
- N° 51 - T. EUZEN - Pétrogenèse des granites de collision post- épaisissement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricaïn, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). 190F.
- N° 52 - J. LE GALL - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricaïn). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., 1 pl. coul. (1993). 350 F.
- N° 53 - J. C. THOMAS - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). 220 F.
- N°54 - F. LAFONT - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales., 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). 150 F.
- N° 55 - C. BIELLMANN - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du Carbone dans le manteau terrestre., 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993). 175 F.

- N°56 - A. POTREL - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). 400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 pl. photo (1994). 270 F.
- N° 57 - M. KUNTZ - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : Contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. 220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994). 155 F.
- N° 58 - D. ROUBY - Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications. 266 p., 98 fig. dont annexes (1994). 180 F.
- N° 59 - J.J. TONDJI-BIYO - Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. 426 p., 141 fig., 4 pl. couleur, 21 tableaux, dont annexes (1995). 270 F.
- N° 60 - H. BOUHALLIER - Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). 277 p., 100 fig., dont 5 pl. coul., 7 tab., dont annexes (1995). 150 F.
- N° 61 - P. GAUTIER - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen (îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). 430 p., 89 fig., dont 4 pl. coul., 1 tabl., dont annexes (1995). 220F.
- N° 62 - M.T. ROMAN BERDIEL - Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels. 270 p., 75 fig., 5 pl. laser, 9 tabl. (1995). 160F.
- N° 63 - M. JULLIEN - Polytypisme, ordre d'empilement et interstratification dans la cookéite et les phyllosilicates non micacés du métamorphisme. Influence de la pression. 226 p., 61 fig., 8 tabl. (1995). 150 F.
- N° 64 - Y. LAHAYE - L'altération des komatiites. 224 p., 70 fig., 29 tabl., + annexes (1995). 150 F.
- N° 65 - A. CRAVE - Quantification de l'Organisation des réseaux hydrographiques. 210 p., 68 fig., dont annexe (1995). 120 F.
- N° 66 - A. ESSAIFI - Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc). 331 p., 248 fig., 4 tabl., dont annexes (1995). 170 F.
- N° 67 - M. LE RAVALEC - Vitesses et perméabilité des roches : modélisation du rôle des fluides et des fissures. 276 p., 119 fig. 3 pl. couleur, 5 tabl., dont annexe (1995). 140 F.

n° 68 - A. SEMIANI - Métallogénie de la zone de cisaillement aurifère est-ouzzalienne : structure, pétrologie et géochimie des gisements d'or de Tirek-Amesmessia (Hoggar occidental, Algérie). 262 p., 72 fig., 36 tabl., 4 pl. couleur + annexes, (1995). 130 F.

N° 69 - F. MOREAU - Méthodes de traitement de données géophysiques par transformée en ondelettes. 177 p., 57 fig., + annexes. (1995). 100 F.

N° 70 - B. TOURNERIE - Imagerie de réflecteurs électromagnétiques en régime diffusif : Méthode et applications en Géophysique. 165 p., 45 fig., 8 tabl., + annexes, (1995). 100 F.

N° 71 - T. NALPAS - Inversion des grabens du Sud de la Mer du Nord. Données de sub-surface et modélisation analogique. 245 p., 110 fig., dont 10 pl. coul., (1994). 120 F.

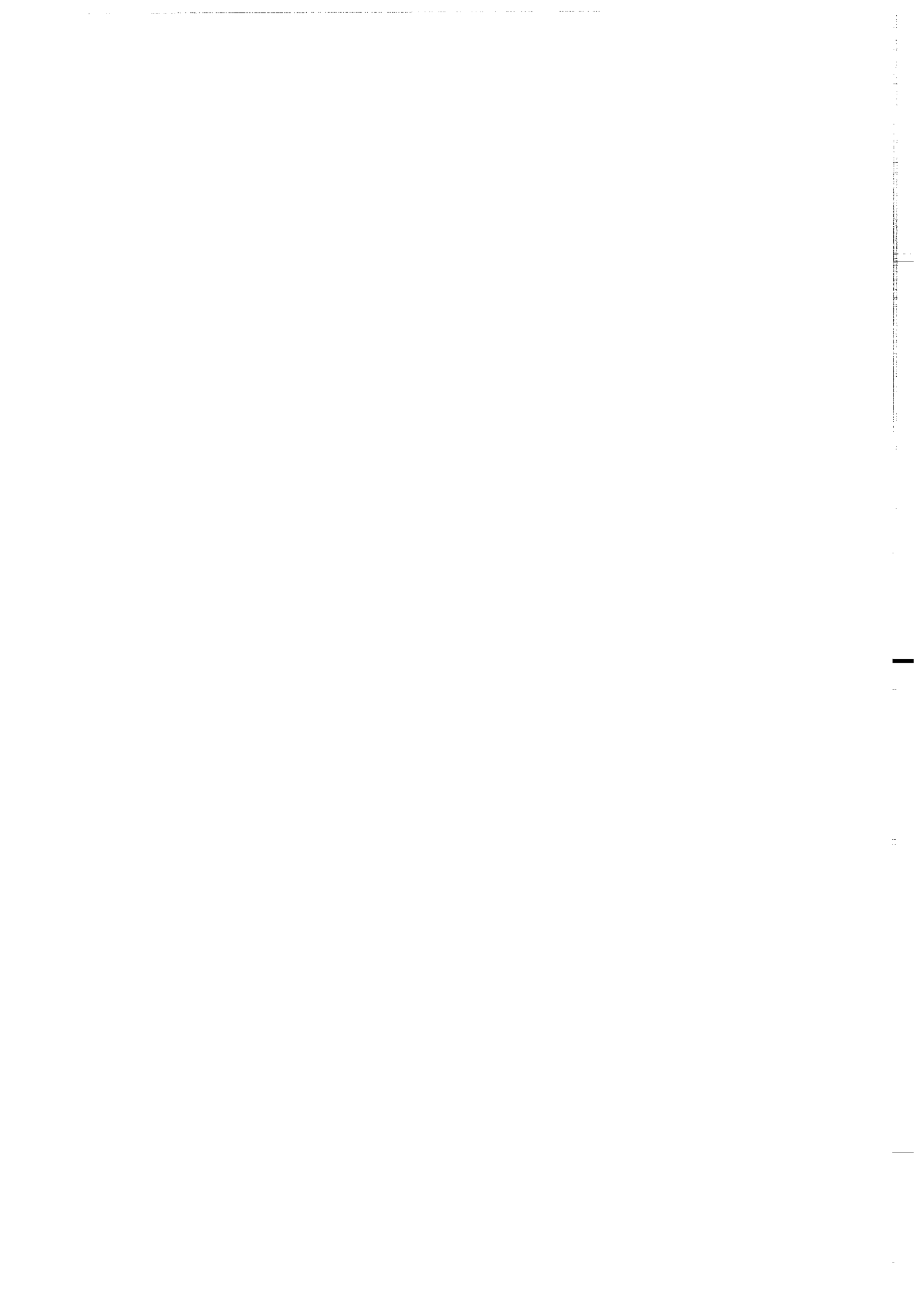
N° 72 - M. URREIZTIETA - Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin. 311 p., 111 fig., 5 tabl., 6 pl. couleur, dont annexe. (1995). 200 F.

N° 73 - A.N. KOUAMELAN - Géochronologie et Géochimie des Formations Archéennes et Protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la Transition Archéen-Protérozoïque. 290 p., 99 fig., 23 tabl., 2 pl. couleur, dont annexe (1996). 120 F.

N° 74 - Y. GARCIA - Variation de l'intensité du champ magnétique en France durant les deux derniers millénaires. 331 p., 122 fig., 35 tab., dont annexe. (1996). 150 F.

N° 75 - M. A. SANTOS PINTO - Le recyclage de la croûte continentale archéenne : Exemple du bloc du Gavião- Bahia, Brésil. 193 p., 102 fig., 51 tab. (1996). 100 F.

N° 76 - D. CHARDON - Les déformations continentales archéennes : Exemples naturels et modélisation thermomécanique. 300 p., 127 fig., 6 tabl., 4 pl. photo; dont annexes. (1997). 130 F.



MEMOIRES DE GEOSCIENCES

à retourner à :

Arlette FALAISE
Géosciences - Rennes I
Université de Rennes
35042 - RENNES Cédex (France)
Tél 02.99.28.60.80 Fax : 02.99.28.60.80

accompagné :

soit de votre BON DE COMMANDE
ou bien de votre règlement (chèque libellé à l'ordre de) :
Madame l'Agent Comptable du CNRS

BON DE COMMANDE

NOM :

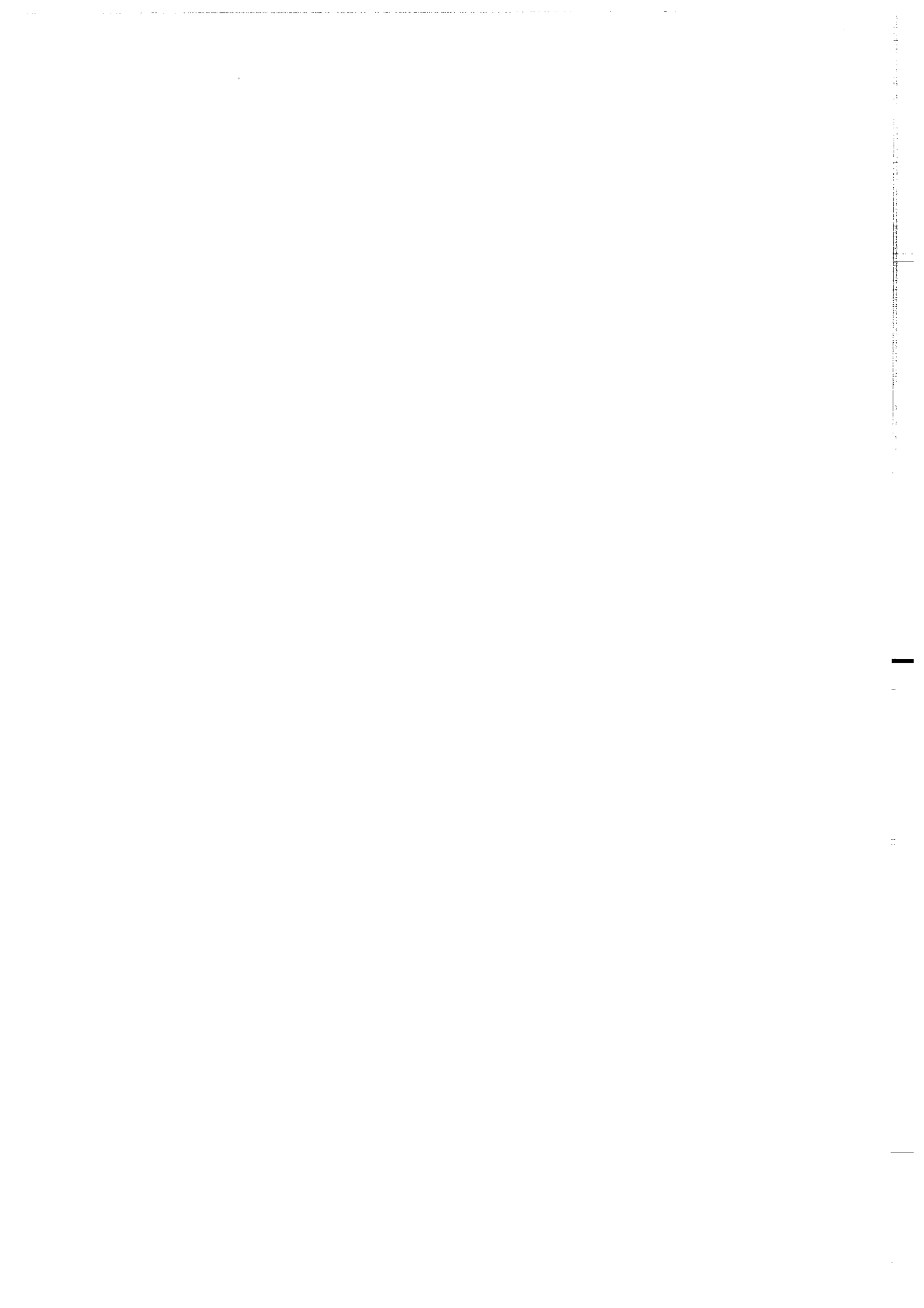
ORGANISME

ADRESSE

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb	P.U.	TOTAL

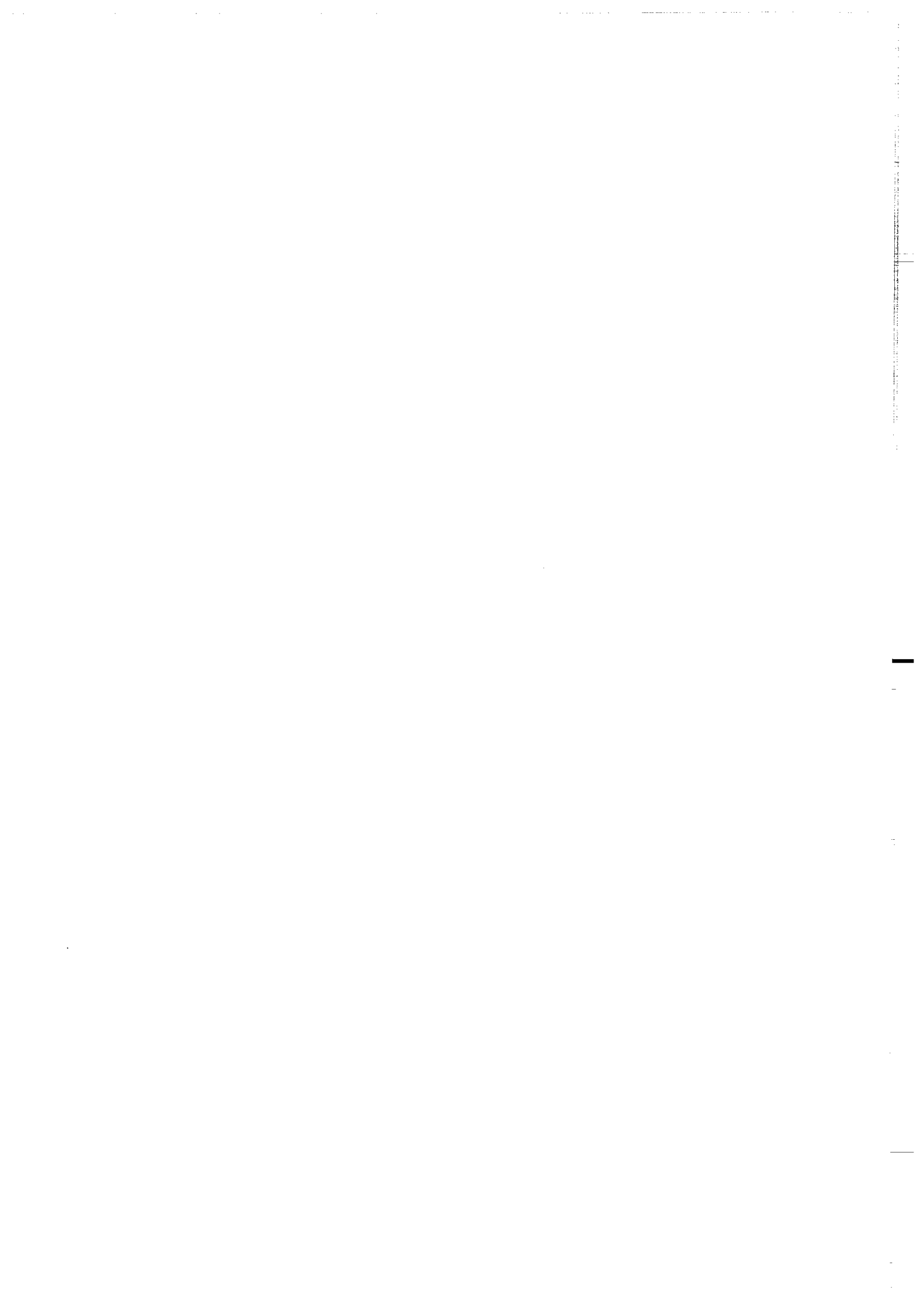
Frais d'envoi : 20,00 F pour le 1er volume par volume supplémentaire : 5,00 F	TOTAL
TOTAL DE LA COMMANDE	



Imprimé à l'Université de Rennes I

Dépot Légal

1er trimestre 1997



Résumé

Dans cette thèse, on présente les résultats de l'analyse structurale de différentes portions de croûte continentale archéenne (> 2.5 Ga) dans lesquelles les champs de déformation sont compatibles avec le développement d'instabilités gravitaires d'échelle crustale. Sont présentés également des modèles expérimentaux visant à simuler le développement de telles instabilités gravitaires, afin de comprendre leur signification thermomécanique à l'intérieur de la lithosphère continentale archéenne.

Résultats de l'étude structurale

L'étude structurale de différentes ceintures du Supergroupe de Dharwar (craton de Dharwar, Inde), permet de décrire, dans un modèle de déformation progressive, les premiers stades du développement d'instabilités gravitaires entre le bassin et son socle dans les niveaux structuraux supérieurs de la croûte archéenne du craton. La discordance basale du Supergroupe de Dharwar est tectonisée en un niveau de décollement dont la cinématique traduit un déplacement des séries supracrustales vers le coeur des ceintures de roches vertes. Les structures développées aux marges des ceintures sont replissées à l'aplomb des zones de subsidence maximale. Selon la ceinture de roches vertes considérée, le phénomène gravitaire a pu interagir avec le champ de déformation régional caractérisé par un raccourcissement E-W et des cisaillements transcurrents de direction moyenne N-S. Cette déformation gravitaire du bassin intracratonique de Dharwar est associée au dernier épisode tectonométamorphique ayant affecté le craton, il y a environ 2.5 Ga. Cet épisode est caractérisé par la formation généralisée de granulites dans la croûte profonde ainsi que par une migmatisation régionale associée à la mise en place d'une quantité importante de matériel juvénile. On considère que l'important flux de chaleur mantellique et la fusion partielle permettent l'amollissement de la croûte continentale, favorisant ainsi le développement des instabilités gravitaires décrites.

Dans la Dorsale Reguibat occidentale (Mauritanie), l'analyse structurale révèle la présence de structures en dôme-et-bassin. Les champs de déformation sont interprétés comme le résultat de l'interférence entre la mise en place diapirique de dômes de granitoïdes dans les séries de roches vertes et un raccourcissement régional E-W. A l'échelle de la partie méridionale de la Dorsale Reguibat archéenne, les trajectoires de déformation sont compatibles dans les terrains granulitiques et dans les terrains de degré métamorphique intermédiaire. Entre ces deux domaines métamorphiques, aucune discontinuité structurale majeure n'est identifiée. Ceci impliquerait que la formation des dômes diapiriques soit sub-synchrone de la formation des granulites et de la déformation régionale dans la croûte inférieure, c'est-à-dire vers -2.7 Ga.

Résultats expérimentaux

Grâce à l'emploi d'une résine thermosensible et d'un dispositif permettant le chauffage des modèles expérimentaux, il a été possible de réaliser des expériences simulant les bicouches granite/roches vertes gravitairement instables, soumis à un gradient vertical de température et aux seules forces gravitaires. Pour une température fixée à la base des modèles, les paramètres que l'on a fait varier d'une expérience à l'autre sont les épaisseurs relatives des différentes couches. On a pu également introduire dans les modèles une couche superficielle à rhéologie fragile (sable). Les expériences révèlent (1) que le déclenchement d'instabilités gravitaires n'est possible que si les matériaux situés au niveau de l'interface instable (contact socle/couverture) ont des rhéologies ductiles et (2) que la vitesse du développement des instabilités est une fonction exponentielle de la température au niveau de l'interface instable et du gradient de température au sommet de la couche instable. Ces résultats suggèrent que ce type d'instabilités gravitaires ne puisse pas se développer à l'intérieur d'une lithosphère continentale moderne.

Mots clés:

Archéen, croûte continentale, tectonique, instabilités gravitaires, modélisation, Inde du Sud, Mauritanie.