Evolution polycyclique des gneiss précambriens de l'Aleksod (Hoggar central, Sahara algérien) : aspects structuraux, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques

Jean Michel Bertrand

▶ **To cite this version:**

Jean Michel Bertrand. Evolution polycyclique des gneiss précambriens de l'Aleksod (Hoggar central, Sahara algérien) : aspects structuraux, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques. Pétrographie. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 1974. Français. NNT : . tel-00875170v1

HAL Id: tel-00875170

https://theses.hal.science/tel-00875170v1

Submitted on 21 Oct 2013 (v1), last revised 18 Jul 2014 (v2)

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.

J.M.L. BERTRAND

ÉVOLUTION POLYCYCLIQUE DES GNEISS PRÉCAMBRIENS DE L'ALEKSOD

(HOGGAR CENTRAL, SAHARA ALGERIEN)

Aspects structuraux, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

EVOLUTION POLYCYCLIQUE DES GNEISS PRECAMBRIENS DE L'ALEKSOD

(HOGGAR CENTRAL, SAHARA ALGERIEN)

CENTRE DE RECHERCHES SUR LES ZONES ARIDES
SERIE : GEOLOGIE
N° 19

ÉVOLUTION POLYCYCLIQUE DES GNEISS PRÉCAMBRIENS DE L'ALEKSOD

(HOGGAR CENTRAL, SAHARA ALGERIEN)

Aspects structuraux, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques

PAR
J.M.L. BERTRAND
Attaché de Recherche C.N.R.S.

EDITIONS DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
15, QUAI ANATOLE-FRANCE — PARIS VII^{e}
1974

"Si jamais - et pareille occurence est furieusement possible -, si jamais l'on allait accuser l'auteur de ce bref mais instructif poème d'écrire des inepsies, cette accusation, j'en suis convaincu, serait fondée sur le vers :

"Et puis l'on confondait gouvernail et beaupré".

En prévision de cette pénible éventualité, je n'en appellerai pas (comme je le pourrais) d'un air indigné à mes autres écrits pour prouver que je suis incapable d'un tel comportement ; je n'insisterai pas (comme je le pourrais) sur le puissant dessein moral du poème lui-même, sur les principes arithmétiques que l'on y inculque avec tant de prudence ni sur ses nobles enseignements en matière d'Histoire Naturelle ; je prendrai le parti plus prosaïque d'expliquer tout bonnement comment les choses advinrent".

(Lewis Carrol, préface de *"La chasse au Snark"*)

INTRODUCTION

Ce mémoire comprend trois parties qui ont été conçues pour pouvoir être lues indépendemment :

1 - Géologie régionale et structurale, lithostratigraphie et tectonique.

2 - Etude pétrographique et géochimique de quelques formations gneissiques ; métamorphisme et processus de remobilisation.

3 - Géochronologie.

Chaque partie est suivie de conclusions partielles et une conclusion générale, en français et en anglais, trouve place à la fin du texte.

This study comprises three parts which can be read independently :

1 - Regional study - Structural setting, Lithostratigraphy and tectonics.

2 - Petrographical and geochemical study of some gneissic formations - Metamorphism and processes of remobilisation.

3 - Geochronology.

Each part has its own conclusions and a general summary of the main results appears at the end of the text in French and English.

Il est d'usage, au début de tout mémoire de thèse, de remercier tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à sa réalisation. Ces remerciements permettent à l'auteur de se donner bonne conscience en minimisant l'aspect individuel, sinon individualiste, de tout travail de recherche effectué en vue de la soutenance d'une thèse traditionnelle. Dans le domaine des Sciences de la Terre, sauf dans le cas de sujets très spécialisés, toute recherche - surtout lorsque le thème de départ est "régional" - est trop vaste pour ne pas dépasser rapidement les possibilités physiques et intellectuelles d'un seul individu et, en toute logique, il ne devrait pas être autorisé de signer un tel travail d'un seul nom. Mais la tradition et les structures administratives étant ce qu'elles sont, les "équipes" n'existent trop souvent que pour obtenir des crédits ou pour justifier d'une rentabilité, tandis que la thèse reste l'apanage d'un maître d'oeuvre qui, après avoir obtenu la collaboration d'un certain nombre de spécialistes, doit synthétiser leurs résultats en fonction de ses observations personnelles et de son état d'âme... Le plus souvent, on aboutit ainsi à figer la recherche en schématisant les idées des spécialistes : il suffit que les hypothèses proposées correspondent à une certaine logique - voire à une mode.

Prisonnier moi-même de ce système, je regrette que C.Dupuy et M.Lasserre, avec qui les études géochimiques et géochronologiques ont été réalisées,ne puissent co-signer ce mémoire : en piètre compensation qu'ils soient ici remerciés les premiers.

Ce travail n'aurait pas été possible sans l'aide et la collaboration de nombreuses personnes. Qu'elles trouvent ici l'expression de toute ma gratitude.

Monsieur J.Marçais, directeur du Centre de Recherches sur les Zones Arides et l'administration du Centre National de la Recherche Scientifique grâce à qui j'ai bénéficié, depuis 1966 d'excellentes conditions de travail. Le relai est assuré, depuis mars 1974, par Monsieur P.Louis, directeur du Centre Géologique et Géophysique à Montpellier.

Les instances scientifiques de la République algérienne (O.S., O.C.S., faculté des Sciences d'Alger, Direction de la recherche scientifique) m'ont toujours facilité les démarches administratives : en particulier Monsieur O.Merabet, directeur du service de la carte géologique de l'Algérie (1) et surtout mon ami M.Tefiani, directeur du Département des Sciences de la Terre d'Alger (1) qui, malgré ses préoccupations surtout telliennes, a toujours suivi de très près et aidé les efforts des géologues sahariens. Je les remercie de la possibilité qu'il m'ont offerte de travailler pour leur pays et leur fait don des quelques acquisitions nouvelles.

Je n'oublierai pas non plus ceux qui m'ont formé - Monsieur le professeur F.Ellenberger qui m'a donné le goût de la géologie des socles - puis suivi : Monsieur le professeur M.Lelubre sur l'insistance de qui j'ai entrepris ce travail au Hoggar central ; Monsieur le professeur J.Fabriès, longtemps animateur de l'"équipe Hoggar" qui a accepté en 1966 de diriger mes recherches et qui a toujours suivi de très près mes travaux ; Monsieur J.Fabre, créateur et animateur de l'équipe C.R.Z.A. de Montpellier.

Je remercie aussi tous les autres chercheurs qui ont visité l'Aleksod et permis, à la faveur de discussions et de confrontations d'expériences complémentaires, la maturation de mes idées : Messieurs R.Caby, F.Carme, P.Collomb, C.Dupuy, L.Latouche, Ph.Matte, J.G.Ramsay, G.Vitel, V.Zakrutkin.

Que tous mes collègues sahariens et tous ceux qui m'ont aidé, au laboratoire, trouvent ici l'expression de ma reconnaissance : Messieurs R.Black, J.Boissonnas, R.Capdevila, J.M.Cantagrel, W.Church, M.Gravelle, B.Guérangé, H.de la Roche, M.Leblanc, M.Moine, P.Vidal.

Je remercie Messieurs les professeurs F.Ellenberger, J.Fabriès, M.Lelubre, M.Mattauer, F.Proust, M.Roques et Monsieur H.de la Roche, directeur du C.R.P.G., d'avoir accepté de juger ce travail.

---

(1) Pendant la plus grande partie du temps que j'ai passé sur le terrain.

Mais je n'oublie pas tous ceux qui m'ont aidé sans participer directement aux satisfactions personnelles de la recherche :

sur le terrain, les mécaniciens : A.Abd el Joued, R.Henry, M.Seguy ;

au laboratoire : F.Brun, B.Jonquet, J.Montesinos pour les dessins et la réalisation graphique de la carte au 1/100 000e ; E.Ball pour les photos ; F.Caby pour la bibliographie ; L.Cammal pour les lames minces ; J.Sola pour l'impression ; et surtout M.C.Arléry pour tout le travail de frappe et de mise en page.

Au Hoggar je regretterai - sauf si, comme je l'espère, cette thèse n'est qu'une étape et si je peux participer aux recherches futures dans cette région - l'hospitalité chaleureuse de G.Barrère à l'"Université" d'Idéles, lieu de rencontre privilégié avec des chercheurs d'autres disciplines (J.P.Maitre, M.Gast) ainsi que l'accueil de l'observatoire de Tamanrasset (B.Clavé de Otaola, J.C.Delmond) et des frères de Tazrouk, sans oublier les longues soirées avec Faki, Taoula, Kaddour, Abdallah, Zin, etc...

Enfin à Anne, à Gilles et à Janine, qui m'ont "supporté" depuis deux ans, je promets de ne plus jamais rédiger de thèse...

Cette étude est une contribution à un vaste travail d'équipe suscité en 1965 par M.Lelubre et les chercheurs du B.R.M.A.-B.R.G.M., J.Boissonnas, M.Gravelle, J.Arène, B.Guérangé. Ces chercheurs avaient dépassé les objectifs purement appliqués du B.R.M.A.-B.R.G.M. (cartographie au 1/500 000e, prospection minière) pour s'attaquer à l'analyse structurale et à l'étude pétrographique de plusieurs zones-clefs du bouclier touareg. Ils nous ont poussé, R.Caby et moi-même à poursuivre leur oeuvre dans d'autres zones ; par la suite, G.Vitel, puis L.Latouche se sont joints à cette nouvelle équipe animée par J.Fabriès.

Le but de ce travail est double : il s'agit d'abord d'une contribution à la connaissance géologique du Hoggar, mais surtout d'une approche à l'aide de trois spécialités complémentaires - géologie structurale, pétrographie et géochimie-géochronologie - des problèmes de l'évolution d'un segment de croûte sialique au cours d'une histoire orogénique polycyclique.

HISTORIQUE SOMMAIRE DES RECHERCHES GÉOLOGIQUES DU HOGGAR CENTRAL ET ORIENTAL

Les précurseurs

Succédant aux explorateurs de l'époque héroïque - il faut rappeler que c'est au pied sud-est de l'Adrar Serkout que fut massacrée jadis la mission Flatters - plusieurs géologues ont parcouru et étudié la partie centrale et orientale du Hoggar. On trouvera un historique détaillé des explorations antérieures à 1950 dans le mémoire de M.Lelubre (1952).

La découverte dans l'oued Sersouf (à une centaine de kilomètres au Sud de la zone que j'ai étudiée) de conglomérats métamorphiques par C.Kilian (1932) devait ouvrir la voie à l'étude géologique moderne du bouclier touareg. M.Lelubre reprend les recherches de C.Kilian de façon systématique et étend à l'ensemble du Hoggar la coupure en deux ensembles métamorphiques, Pharusien et Suggarien, séparés par une discordance ; ces ensembles sont assimilés à des cycles orogéniques. Dans la partie centre-orientale du Hoggar, M.Lelubre regroupe sous le nom de chaîne Egéré-Arefsa un ensemble, de structure complexe, mais dont la lithologie et le degré de métamorphisme sont très constants sur une vaste surface ; ce sont les massifs : de l'Egéré, du Tourha, de l'Aleksod, de la Tazoulet et de l'Arefsa. Il y distingue deux séries :

- les gneiss de l'Arechchoum, à valeur d'infrastructure, formant souvent des dômes ;
- la série de l'Egéré, caractérisée par ses formations de marbres, d'amphibolites et de quartzites, à valeur de suprastructure.

Dans l'Aleksod et la Tazoulet, M.Lelubre signale des structures tectoniques complexes, d'orientation Est-Ouest, originales par rapport aux structures systématiquement subméridiennes de l'ensemble de la chaîne, et qu'il interprète comme une vaste virgation. C'est cette originalité de l'Aleksod qui devait orienter initialement mes recherches.

La période B.R.M.A.-B.R.G.M. (Bureau de recherches minières de l'Algérie - Bureau de recherches géologiques et minières)

Pendant la décennie suivant la publication de la thèse de M.Lelubre (1952), un grand nombre de géologues, sous l'égide du Service de la Carte Géologique d'Algérie et du Bureau de Recherches minières algérien, ont collaboré à la mise au point d'une carte d'ensemble au 1/500 000e (1961), document précieux qui servira de base à toutes les recherches ultérieures.

Cette carte géologique permet de replacer l'Aleksod et la Tazoulet dans leur cadre structural. La carte de situation de la figure 1.1 s'inspire largement de ce document mais a été mise à jour d'après les travaux plus récents en vue de l'établissement d'une carte tectonique de l'Algérie (Centre de Recherches sur les Zones Arides). On y remarque :

- que l'Aleksod est en parfaite continuité vers le Nord avec les massifs du Tourha et de

SCHEMA STRUCTURAL DU HOGGAR CENTRAL ET ORIENTAL
6°
8°
10°
26°
24°
22°
20°
Amguid
Djanet
Idelès
Tazrouk
Tamanrasset
Issalane
TEFEDEST
EGERER
AMADROR
ANAHEF
TAFASSASSET
100 km
formations méso et catazonales (Suggarien sl)
formations épizonales (Pharusien sl)
granites
granites post-tectoniques (Taourirt)
volcanisme récent
faille
contact anormal

Fig. 1.1

l'Egéré mais qu'il est nettement séparé de l'Arefsa. Cette coupure est soulignée par la grande dislocation que l'on suit depuis Amguid, jusqu'au Tassili Ouan Ahaggar, qui sépare deux blocs de composition très différente. A l'Ouest, le bloc granitisé de l'Atakor et de la Tefedest s'oppose à la chaîne Egéré-Arefsa où les schistes cristallins dominent. En outre, le "fossé pharusien" de l'Arefsa (stratotype du Pharusien) jouxte cet accident à l'Est et apparaît en discontinuité structurale avec les gneiss suggariens de l'Aleksod-Tazoulet sans que la limite soit partout faillée ;

- vers l'Est, la région du Serkout avait été interprétée comme pharusienne par les géologues du B.R.M.A., mais nous verrons que seul un mince liséré (quelques kilomètres de large) de schistes épizonaux pourrait justifier cette interprétation. Au delà du môle gneissique de l'Edikel, très semblable à l'Aleksod quant aux faciès, apparaît un vaste fossé pharusien, le fossé de Temassint, dont B.Guérangé a étudié de façon très détaillée la structure interne et les discordances bordières.

Ont contribué à la connaissance de cette partie du Hoggar :

- C.Royer pour le massif du Tourha ;
- C.Reboul, B.Guérangé et R.Byramjée pour l'Aleksod, la Tazoulet et le Serkout et pour la feuille Azrou'n'Fad (missions hélicoptère, 1956-1957) ;
- J.Bourgeois, P.Illy pour le Pharusien de l'Arefsa (1955-1956) ;
- J.Blaise (1954-1955) pour le massif du Serkout ;
- J.M.Remy (1967) pour le Nord de l'Edikel et le Tellerteba.

D'autre part L.Duplan (1967) a établi une carte des structures plissées de l'Egéré ; l'étude détaillée des "séquences lithologiques" séduisantes qui affleurent dans ce massif s'est malheureusement révélée une impasse, du fait de l'absence de niveaux repères sûrs et surtout de la complexité de la tectonique.

Toute cette zone qui s'étend de l'accident de l'oued Irharhar-Arefsa au bassin de Temasint présente une certaine unité structurale et les deux "cycles" pharusien et suggarien y sont bien représentés. Par contre, et c'est la raison pour laquelle je ne détaillerai pas ici les travaux qui la concerne, la zone Tefedest-Atakor est totalement différente et on a l'impression très nette de "changer de pays". Plus à l'Ouest, cette impression se confirme : la lithologie, la structure et le type d'évolution métamorphique du Hoggar occidental et du Hoggar central et oriental ne sont pas comparables.

La période actuelle

Pour comprendre l'évolution actuelle des idées concernant l'âge et la structure du Hoggar, il est nécessaire de quiter le cadre restreint du Hoggar oriental, car la plupart des nouvelles hypothèses viennent de l'Ouest, et il me faudra, dans la suite de cet ouvrage, les discuter en fonction des observations nouvelles concernant la partie orientale du Hoggar.

A l'Est, cependant, la thèse de J.Blaise (1967) remet en cause les fondements même de l'étude géologique du bouclier touareg. Alors que, les géologues du B.R.M.A.-B.R.G.M. précisent les rapports et l'extension du Pharusien et du Suggarien, J.Blaise propose une interprétation très différente basée sur la juxtaposition et la succession dans le temps de multiples cycles orogéniques : *"ces phénomènes successifs auraient affecté les diverses parties du Hoggar oriental les unes après les autres à des périodes différentes"*. Cet auteur dénie donc toute validité aux arguments lithologiques et structuraux qui avaient permis de corréler entre eux les divers compartiments du Hoggar.

Les premières données géochronologiques concernant le Hoggar sont synthétisées par M.Gravelle (1968) pour le Pharusien du fossé central et par J.Boissonnas, L.Duplan, J.Maisonneuve, M.Vachette, Y.Vialette pour le compartiment suggarien du Hoggar central (1964). On s'aperçoit alors avec étonnement que, à quelques exceptions près (Môle In Ouzzal, Ouallen), les âges, mesurés pour la plupart sur des

granites, se situent presque tous dans l'intervalle 550-700 Ma qu'il s'agisse de granites réputés pharusiens ou suggariens (mesures effectuées à Clermont-Ferrand par M.Bonhomme, Y.Viallette et M.Vachette ; à Bruxelles par C.Lay, D.Ledent, N.Grosler, E.Picciotto ; à Berne par P.Eberhardt ; à Pise par G.Ferrara et E.Tongiorgi).

S'appuyant sur ces résultats, sur l'étude structurale détaillée du NW du Hoggar, et sur de nouvelles mesures radiométriques effectuées par C.Allègre, R.Caby propose en 1969 et précise en 1970 dans sa thèse, une nouvelle interprétation du Pharusien et du Suggarien : ces deux termes ne seraient que deux "faciès" correspondant à une même orogenèse complexe d'âge pan-africain (± 600 Ma) (C.J.Allègre et R.Caby, 1972).

Dans sa mise au point de 1969, M.Lelubre est amené à proposer un nouveau cycle orogénique plus ancien que le Suggarien : l'Ouzzalien correspond aux faciès granulitiques du môle In Ouzzal, qui ont donné des âges radiométriques de 3000 Ma environ. Il s'en tient à la distinction entre Pharusien et Suggarien, ce dernier correspondant à un cycle dont l'âge serait de l'ordre de 1800 Ma. Le Pharusien qui doit être divisé en plusieurs ensembles séparés par des discordances, voit son apogée aux environs de 650 Ma avec la mise en place de granites synorogéniques.

Dans le centre et l'Est du Hoggar, nettement moins bien connu que l'Ouest, les travaux en cours de L.Latouche et G.Vitel et mes propres recherches ne permettent pas encore de proposer une synthèse. Les publications fragmentaires de ces auteurs permettent d'ores et déjà de mettre en évidence au sein du Suggarien une "discordance" entre la série de l'Arechchoum,qui représente un vieux socle remobilisé, et un ensemble plus récent correspondant *pro parte* à la série de l'Egéré. Le problème épineux de la discordance pharusienne des auteurs (C.Kilian, M.Lelubre, B.Guerangé) ne semble malheureusement pas soluble dans les zones étudiées (sauf peut-être par L.Latouche au Nord-Est de l'Amadror). La signification structurale de cette discordance commande maintenant tout essai de synthèse du Hoggar oriental : s'il s'agit d'une discordance stratigraphique et d'une discordance structurale et métamorphique, trois cycles orogéniques distincts se succèdent dans l'intervalle de temps 2000-600 Ma, à condition toutefois que soient précisés les relations et les âges du Pharusien (de l'Est) et des déformations appartenant au cycle le plus récent défini au sein de l'ex-Suggarien (série de l'Egéré *pro parte*).

Les recherches en cours, des importantes équipes de la SONAREM,sont surtout axées sur la prospection minière. Il est certains qu'elles apporteront beaucoup à la connaissance de l'extrême Est du Hoggar.

HISTOIRE GEOLOGIQUE RECENTE - CADRE GEOGRAPHIQUE ET CONDITIONS DE TRAVAIL

La conclusion essentielle des travaux de P.Rognon (1967) sur la géomorphologie du massif de l'Atakor et de ses bordures et de ceux de M.Girod (1971) sur le volcanisme de ces mêmes régions est qu'elles correspondent à un "bombement jeune" comme l'Aïr et les Iforas. Ces zones ont dû être "sans doute vers la fin du Secondaire, partie intégrante des grandes plaines à inselberg qui couvraient le Hoggar".

L'évolution récente peut être résumée comme suit :

- dépôt d'une série détritique ante-volcanique conservée sous les trapps basaltiques en quelques points (Téhé n'Sita, Sud du plateau de l'Aleksod noir). Cette série peut être comparée aux sédiments de la fin du continental intercalaire (Crétacé terminal à Tertiaire inférieur) ;
- mise en place de trapps basaltiques sur 100 à 250 mètres d'épaisseur ; ces basaltes ne forment plus actuellement que des plateaux isolés, découpés par l'érosion. Les coulées sont séparées (P.Rognon, M.Girod) par des épisodes d'évolution "latéritique" ;
- la période majeure de soulèvement (le socle affleure dans l'Atakor jusqu'à 2500 mètres

environ) est accompagnée par la mise en place des protrusions et des coulées trachytiques et phonolitiques qui se localisent surtout au faîte du bombement ;

- enfin, après une période d'érosion active qui a provoqué le démantellement des vieux plateaux basaltiques et qui est responsable du réseau hydrographique actuel, un volcanisme récent, postérieur au Paléolithique inférieur et même, dans certains cas, subactuel (Manzaz d'Ideles), est responsable de petits cônes stromboliens et de longues coulées "de vallées".

La figure 1.2 montre schématiquement la traduction géomorphologique de cette évolution récente. Outre les deux familles de basaltes (et les complexes intrusifs récents du Tellerteba et de l'Achkal d'âge plus difficile à préciser) on distingue quatre zones morphologiques :

(a) la zone la plus haute est une vieille surface d'érosion peu différente de la pénéplaine ante-basaltique. L'altitude de base des coulées décroît d'Ouest (2100 m) en Est (2000 m) ; l'altitude moyenne du "plateau" est de 1800 mètres. Les oueds, encombrés d'alluvions, serpentent paresseusement sur ce plateau, mais ils peuvent localement s'y encaisser profondément (parties aval des oueds Tazoulet et Taguierafet). Les protrusions trachytiques et phonolitiques sont strictement localisés dans cette zone ;

(b) à la périphérie de ce "plateau" apparaît une zone de reprise d'érosion, correspondant à des reliefs mouvementés, s'étageant entre 1800 m et 1200 m d'altitude. Les oueds, très encaissés, descendent par paliers successifs (rapides et cascades souvent associées à des "gueltas", points d'eau temporaires) vers la zone suivante ;

(c) c'est la zone des grands oueds, encombrés d'alluvions, riches en végétation (acacias, tamaris, graminées). Ils s'étagent entre 1300 m et 1100 m d'altitude selon le bassin versant et leurs pentes sont faibles. Ils divergent : . au Nord-Ouest, vers l'oued Irharhar et la dépression d'Amguid ;
. au Nord-Est vers la dépression endoréique de l'Amadror ;
. à l'Est et au Sud vers l'oued Tin Tarabine et le Tamesna ;

(d) au Nord Est de l'Aleksod, l'Amadror est une grande dépression endoréïque, d'altitude moyenne (1100 à 1000 m). C'est une pénéplaine récente où coexistent des zones d'abrasion (affleurements à fleur de reg, quelques inselbergs) et des zones de comblement qui prédominent vers le centre de la dépression.

Les conditions de circulation et d'observation sont conditionnées par la géographie. La circulation automobile est toujours possible dans les zones (c) et (d). Dans la zone (a) certains itinéraires sont utilisables (oueds) et permettent, au départ de Tazrouk, d'atteindre le rebord nord du plateau. Par contre dans la zone (b) la circulation est en général impossible, les premières cascades stoppant la progression. Cependant, moyennant quelques aménagements (dûs aux goumiers ou au B.R.G.M.) deux itinéraires existent dans la partie est : l'un N-S relie l'Amadror à l'oued Tin Tarabine par le col de Téhé n'Kalane, l'autre W-E relie Tazrouk à Tin Tarabine par l'oued Amandarh et le Nord du Serkout (oued In Azzoul). Toute cette zone (b) et la plus grande partie du plateau (a) a été parcourue à pied ou en chameau.

A l'exception de l'Amadror et de ses bordures, les affleurements sont continus et permettent grâce aux photographies aériennes des levers cartographiques rapides et précis. Les dénivelées importantes favorisent les observations en trois dimensions. Malheureusement les observations de détail sont génées par l'intense altération des roches : les roches granitiques ou gneissiques sont très souvent arénisées sur place. L'échantillonnage n'est donc possible que le long des oueds sauf pour les marbres, les

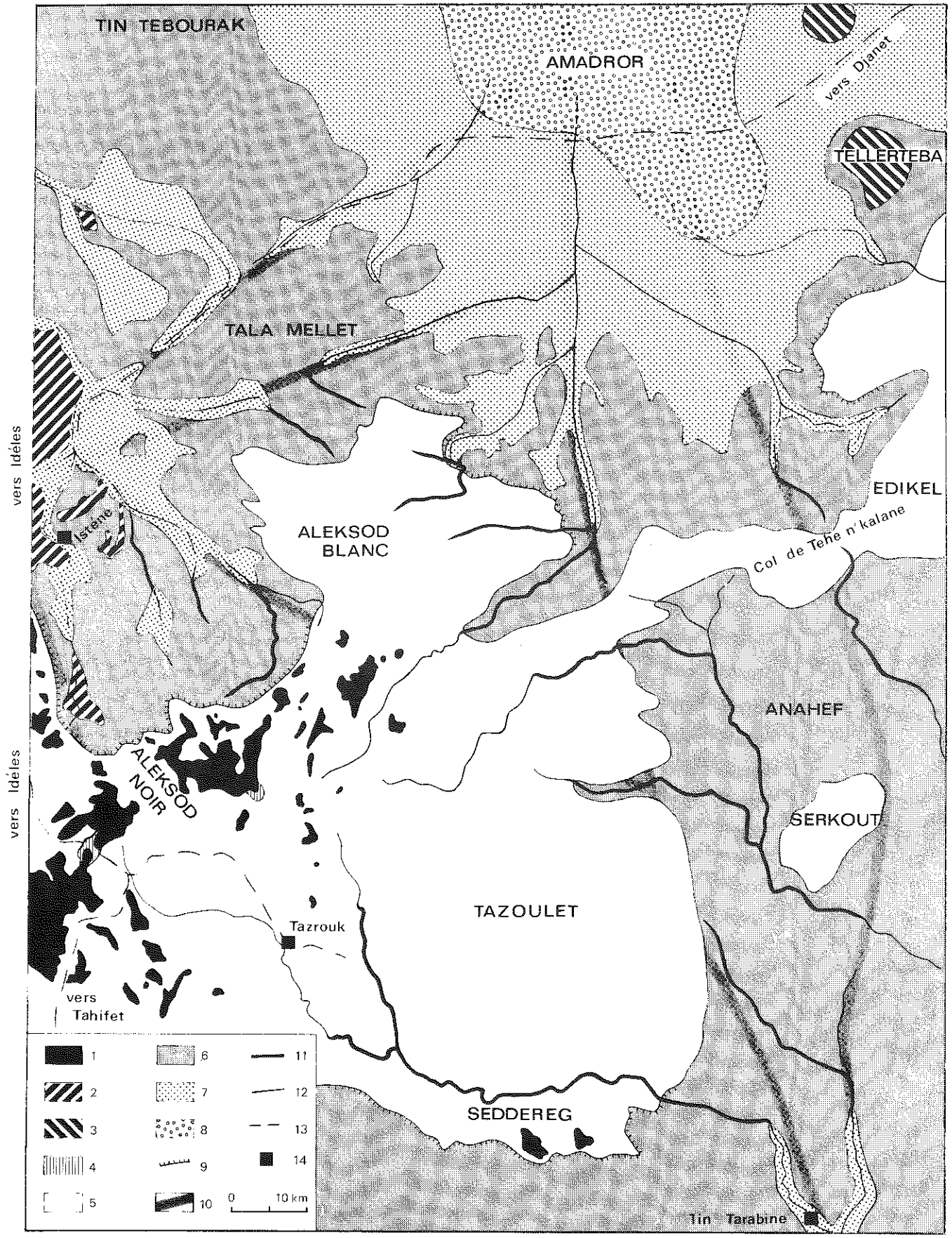

TIN TEBOURAK
AMADROR
vers Djanet
TELLERTEBA
TALA MELLET
vers Idéles
Iskene
ALEKSOD BLANC
EDIKEL
Col de Tehe n'kalane
ANAHEF
ALEKSOD NOIR
SERKOUT
TAZOULET
Tazrouk
vers Tahifet
SEDDEREG
Tin Tarabine
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
0
10 km

Fig. 1.2

quartzites et les amphibolites qui ne sont que faiblement altérés (patine). Paradoxalement, dans une région où presque tout affleure, les observations de détail et l'échantillonnage ne peuvent être que ponctuels (ou plutôt linéaires).

Fig. 1.2 - Esquisse géomorphologique de l'Aleksod, de la Tazoulet et des régions voisines.
1. trapps basaltiques anciens (Atakor)
2. volcanisme récent du Manzaz d'Idelès
3. intrusions complexes du Sud de l'Amadror (Tellerteba)
4. série détritique de Téhé n'Sita
5. surface d'érosion ancienne d'altitude moyenne 2000 m
6. zone de reprise d'érosion
7. zone d'alluvionnement des grands oueds (altitude moyenne 1200 m)
8. pénéplaine récente de l'Amadror
9. rebord du plateau (5) très bien marqué
10. failles et décrochements importants
11. oueds très encaissés
12. oueds
13. pistes
14. villages.

PREMIERE PARTIE

LITHOSTRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE

chapitre I

APERÇU SUR LA STRUCTURE DU PRÉCAMBRIEN DE L'ALEKSOD

Dans une région formée de Précambrien hautement métamorphique, l'établissement d'une stratigraphie précise n'est que rarement possible et il faut se méfier des corrélations strictement lithologiques. On ne peut proposer une interprétation d'ensemble qu'en fonction de toutes les dimensions du problème : lithologie, tectonique, magmatisme, métamorphisme et géochronologie.

Pour clarifier l'exposé, quelques points de repères seront présentés dès maintenant. On trouvera en annexe I quelques définitions de termes utilisés, en particulier pour la lithologie.

I - PLACE DE L'ALEKSOD DANS LA STRUCTURE DU HOGGAR

Bien connue depuis les travaux de M.Lelubre et des géologues du B.R.M.A., la structure générale du Hoggar est caractérisée par la juxtaposition de grands compartiments subméridiens formés alternativement de roches peu métamorphiques et de roches très métamorphiques, séparés par des grands accidents qui traversent tout le bouclier,du Nord au Sud.

La définition du Pharusien et du Suggarien fait intervenir essentiellement la "discordance" de terrains épizonaux, soulignée parfois par des conglomérats métamorphiques, sur des ensembles gneissiques (C.Kilian, 1932 ; M.Lelubre, 1952). En fonction de leur lithologie et de leur degré de métamorphisme, les terrains métamorphiques du Hoggar ont été classés dans l'un ou l'autre de ces cycles. Lorsque la discordance de base du Pharusien n'a pas pu être observée, le degré de métamorphisme a été utilisé pour rapporter hypothétiquement les ensembles lithologiques à une série ou à l'autre (carte géologique du Hoggar au 1/500 000e, B.R.M.A.) ; au-dessus de ces deux ensembles reposent en discordance des "séries intermédiaires" (série pourprée de l'Ahnet, Nigritien) formées de roches détritiques et volcaniques acides,puis les "grès inférieurs" d'âge Ordovicien (Legrand, 1964). Sur la carte schématique (fig. 1.2) sont reportées globalement les zones de métamorphisme : les terrains rapportés au Pharusien correspondent à toutes les séries épizonales et à une partie des séries mésozonales.

A la suite des travaux récents (en particulier de R.Caby), cette classification a été remise en question et on ne sait plus trop de quoi on parle en utilisant ces deux termes. Pour cet auteur, en effet, Pharusien et Suggarien *"ne représentent pas deux cycles orogéniques distincts ; il existe au Hoggar deux grands cycles sédimentaires successifs de type différent, souvent séparés par une importante discordance, mais, qu'il s'agisse des séries à "faciès suggarien" ou à "faciès pharusien" toutes appartiennent à la même ceinture métamorphique..."*. Cette hypothèse est clairement justifiée par l'analyse de la zone NW du Hoggar où une série non métamorphique (Pharusien) passe latéralement à des termes très métamorphiques (d'allure suggarienne), mais n'a pas été vérifiée en "pays suggarien" (c'est-à-dire dans la partie centrale du Hoggar). Pour contrôler cette hypothèse, l'Aleksod a été choisi pour la variété des faciès qui y sont représentés, pour l'originalité de sa tectonique, et surtout, pour la quasi-absence de granites ; il est ainsi possible d'étudier l'évolution tectonique et métamorphique des ensembles attribués au Suggarien sans être perturbé par la grande quantité de granites mis en place, tant en "pays pharusien" qu'en "pays suggarien" entre 550 et 600 Ma.

M.Lelubre a défini au sein du "Suggarien" deux "séries" qui correspondaient à deux ensembles superposés de lithologie différente ; à la base, la série de l'Arechchoum est essentiellement gneissique, mais comporte quelques niveaux de marbres, de quartzites et d'amphibolites ; au-dessus, la série de l'Egéré est essentiellement métasédimentaire mais peut contenir d'abondants niveaux d'amphibolites. Pour cet auteur, ces deux ensembles appartiennent au même cycle orogénique suggarien et, si on utilise les définitions données en annexe I, il faudrait parler de "groupes".

Bien que ces définitions aient été employées dans mes publications précédentes, il faut y apporter quelques modifications. En effet :

- j'ai pu démontrer (J.M.Bertrand, 1968) qu'une discontinuité fondamentale existait au sein des terrains suggariens de l'Aleksod : deux séries séparées par une discordance ont été définies et correspondent à deux cycles orogéniques distincts. Jusqu'à présent ces deux séries étaient rapportées respectivement à la Série de l'Arechchoum pour la plus ancienne, à la Série de l'Egéré pour la plus récente ;

- les travaux en cours de L.Latouche montrent que des formations du Nord-Est du Hoggar, attribuées traditionnellement à la Série de l'Egéré, ont un âge comparable à celui des gneiss de l'Arechchoum (1).

Je propose donc de conserver pour la série la plus ancienne le nom de Série de l'Arechchoum puisque géographiquement (2) et historiquement (1) cela se justifie. Par contre, et pour éviter toute confusion dans les corrélations futures, la série supérieure, discordante sur la série de l'Arechchoum, sera désormais désignée sous le nom de Série de l'Aleksod.

Dans la région étudiée, deux ensembles lithologiques sont traditionnellement attribués au Pharusien :

- les terrains épizonaux de l'Arefsa correspondent au "stratotype" du Pharusien : c'est là que C.Kilian a défini en 1932 les deux systèmes Pharusien et Suggarien. Ces terrains sont représentés par une étroite bande (2 à 4 km de largeur) qui longe l'accident de l'oued Irharhar ;

- le groupe du Serkout a été attribué au Pharusien par J.Blaise et les géologues du B.R.M.A. : dans ce groupe coexistent des gneiss et une formations épizonale localisée dans une étroite lanière au pied de l'Adrar Serkout.

Fig. 1.3 - Lithostratigraphie de l'Aleksod et de la Tazoulet.
1. série de l'Arechchoum
2. série de l'Aleksod
3. groupe du Serkout (attribuable *pro parte* à la série de l'Arechchoum)
4. Pharusien de l'Arefsa
5. plutonisme
6. volcanisme récent (Tertiaire et Quaternaire)
7. éléments structuraux.

Nomenclature des failles et contacts anormaux
I. contact anormal à pendage faible (vers le Sud) de Taguieret-Ouadenki
II. contact anormal à pendage faible (vers le Sud) d'Akomak-Irnezzouf
III. faille de l'oued Telohat
IV. accident Ouest Serkout
V. accident de l'oued Irharhar
VI. contact oriental (faillé) du Pharusien de l'Arefsa
VII. contact anormal du dôme de l'Aokassit
VIII. faille de Tin Tekamarine.

---

(1) La définition originelle de M.Lelubre s'applique à des ensembles gneissiques affleurant dans la "chaine Egéré-Arefsa" dont l'Aleksod fait partie.

(2) L'Aleksod n'est qu'une partie de l'Arechchoum, marges Nord et Nord-Est de l'Atakor.

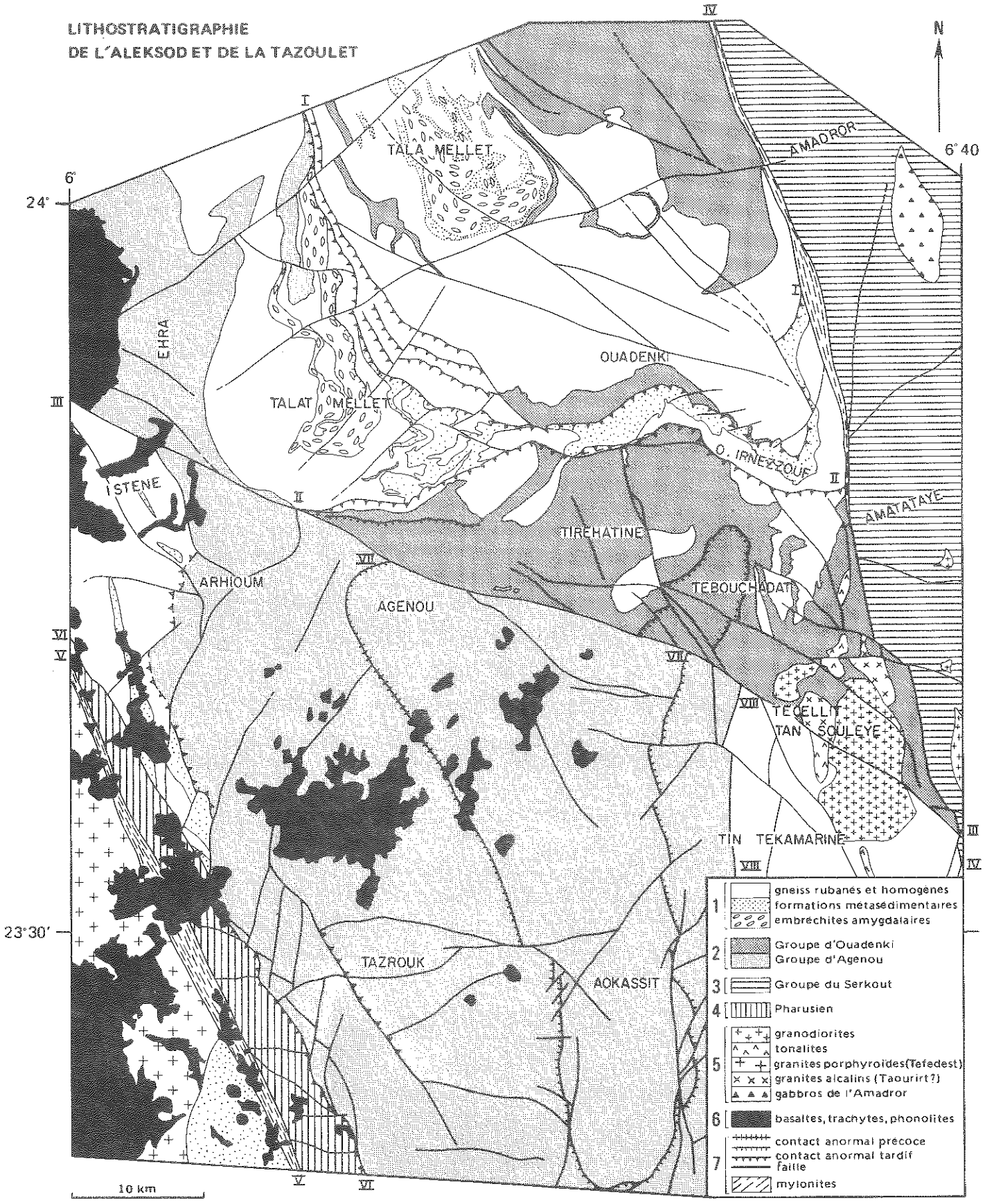

LITHOSTRATIGRAPHIE
DE L'ALEKSOD ET DE LA TAZOULET
N
6°40
6°
24°
23°30'
TALA MELLET
AMADROR
EHRA
OUADENKI
TALAT MELLET
O. IRNEZZOUF
ISTENE
TIREHATINE
AMATATAYE
ARHIOUM
AGENOU
TEBOUCHADAT
TEGELLIT
TAN SOULEYE
TIN TEKAMARINE
TAZROUK
AOKASSIT
10 km
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
1 gneiss rubanés et homogènes
formations métasédimentaires
embréchites amygdalaires
2 Groupe d'Ouadenki
Groupe d'Agenou
3 Groupe du Serkout
4 Pharusien
5 granodiorites
tonalites
granites porphyroïdes(Tefedest)
granites alcalins (Taourirt?)
gabbros de l'Amadror
6 basaltes, trachytes, phonolites
7 contact anormal précoce
contact anormal tardif
faille
mylonites

Fig. 1.3

II - STRUCTURE DE L'ALEKSOD. DEFINITIONS DES UNITES STRUCTURALES

On retrouve en Aleksod un modèle réduit de la structure compartimentée du Hoggar (Fig. I.1 et I.3). Le massif est limité à l'Ouest par la grande zone de fractures de l'oued Irharhar (accident V de la fig. I.3), orientée NNW-SSE, qui traverse tout le bouclier depuis Amguid au Nord jusqu'au Tassili Ouan Ahaggar au Sud. Soixante kilomètres plus à l'Est, une autre zone de fracture (accident IV) se poursuit au Sud jusqu'au Tassili et se perd au Nord sous le Quaternaire de l'Amadror ; elle sépare l'ensemble Tourha-Aleksod-Tazoulet-Anahef occidental de l'Anahef oriental (Serkout) et de l'Edikel.

Une approche globale des problèmes structuraux qui se posent en Aleksod est fournie par un examen rapide de la carte géologique. Du point de vue de l'architecture il existe un contraste entre deux grands domaines, si l'on excepte les régions situées à l'Ouest et à l'Est des grandes failles bordières :

- de grandes coupoles où les pendages apparents (stratification, schistosité et foliation) sont subhorizontaux au centre et restent le plus souvent inférieurs à 45° à la périphérie ;
- des systèmes plissés d'axe subméridien mais variant considérablement dans le détail où l'on observe fréquemment (J.M.Bertrand, 1967) des terminaisons periclinales de plis reployées par un système de plis plus récents.

A cette opposition s'en ajoute une autre concernant plus particulièrement la lithologie : de grandes masses gneissiques relativement homogènes, mal stratifiées, s'opposent à des ensembles où la stratification est très nette à toutes les échelles et où dominent les métasédiments et les amphibolites (*sensu lato*).

Les deux oppositions ainsi définies doivent être parallélisées dans la plupart des cas : les grandes coupoles sont surtout localisées dans les domaines gneissiques tandis que les ensembles stratifiés correspondent aux zones plissées. Les domaines gneissiques et les ensembles stratifiés sont séparés par une surface de discontinuité majeure qui a été interprétée comme une discordance (J.M.Bertrand, 1968). Cependant des niveaux de gneiss sont interstratifiés dans la série de couverture et peuvent localement déterminer une structure d'ensemble analogue aux données fournies par les gneiss du socle (par exemple dans la région de l'Aokassit et de l'oued Tahagnert).

Un autre trait fondamental est l'existence de grands accidents, verticaux ou inclinés qui délimitent des "unités tectoniques" à contenu lithologique et structural relativement homogène. Les principaux accidents sont numérotés en chiffre romain (de I à VIII) ; à titre indicatif les noms locaux correspondants sont indiqués dans la légende de la figure I.3. Ils sont de trois types :

- accidents majeurs délimitant les compartiments ;
- accidents verticaux de second ordre, greffés sur les accidents majeurs. Le plus important est la faille de l'oued Telohat (III) de direction WNW-ESE ;
- plans de chevauchement cisaillants faiblement inclinés, qui tranchent toutes les structures plissées.

Outre le Pharusien de l'Arefsa et le compartiment du Serkout, quatre unités tectoniques ont été distinguées. Elles présentent les unes par rapport aux autres des originalités de lithologie ou de structure.

Du Nord au Sud on traverse successivement :

Unité A - Dôme d'Ouadenki. Cette unité est caractérisée par sa structure en coupole surtout sensible dans

la partie Sud où les pendages divergent autour de la zone centrale subtabulaire. Au Nord, par contre, les structures plissées se resserrent et les pendages deviennent verticaux : l'ensemble de la structure a une forme de "poire" dont la queue est dirigée vers le Nord. La série de l'Arechchoum forme la quasi-totalité du dôme ; cependant un mince "tégument" de couverture forme des synclinaux étroits, profondément involués au sein des gneiss du socle. Vers le Nord, ces synclinaux sont nettement polyplissés. La forme en dôme n'est que l'"enveloppe" de toute une série de surfaces de significations géométriques et chronologiques différentes.

Unité B - Talat Mellet. Surmontant l'unité précédente, elle est constituée de formations de la série de l'Arechchoum plus diversifiées (abondance de gneiss oeillés de teinte rouge et de formations métasédimentaires). Vers l'Est, cette unité n'est représentée que par un mince liséré, limité de part et d'autre par un contact anormal peu incliné. A l'Ouest, de grands plis, visibles dans le paysage, à déversement apparent vers l'Est, replissent des structures antérieures.

Unité C - Oued Tirehatine. Contrairement aux unités précédentes, les gneiss du socle sont ici très peu représentés. Ils ne forment que des boutonnières au coeur de grands plis couchés isoclinaux repris eux-mêmes par un système de plis d'axe NE-SW bien visible dans le paysage. La superposition de ces deux phases a produit des "motifs cartographiques" très caractéristiques (J.M.Bertrand, 1967).

Unité D - Tazoulet et Anahef occidental. La faille de l'oued Telohat marque un changement radical de style tectonique et des différences importantes dans la lithologie. Les formations métasédimentaires dominent et les formations gneissiques posent des problèmes d'attribution faute de critères univoques.

Le visiteur éventuel aura tout intérêt à aborder l'Aleksod par le NE. Dans l'oued Ouadenki, il traversera la partie sud du dôme où les pendages augmentent progressivement jusqu'au contact avec la série de l'Aleksod, discordante. Plus loin, le synclinal couché d'Ouadenki est tronqué par le contact anormal inférieur qui amène, par l'intermédiaire de roches bréchiques, l'unité du Talat Mellet à chevaucher celle d'Ouadenki. Quelques heures à pied (la dénivelée est importante) suffiront ensuite à traverser cette unité pour observer, au delà du contact anormal supérieur, les grandes structures plissées à axe subvertical caractéristiques de l'unité de Tirehatine.

Métamorphisme et Plutonisme

En Aleksod et en Tazoulet, aucune variation importante du degré et du type de métamorphisme n'a été constatée. Cette observation semble d'ailleurs s'appliquer à un très vaste domaine qui s'étend de l'Egéré au Nord, à la région de Tin Tarabine au Sud : le degré de métamorphisme voisine toujours l'isograde disthène-sillimanite.

Il faut signaler cependant l'existence de zones localisées où un métamorphisme tardif à cordiérite-sillimanite, (Sud de l'Egéré) se superpose au métamorphisme syntectonique à disthène-sillimanite. Ce type de métamorphisme tardif de basse pression se retrouve plus largement développé dans le Serkout (andalousite-cordiérite-sillimanite) où il semble spatialement lié aux grands plutons, hétérogènes mais concordants, de granodiorite.

En Aleksod et en Tazoulet, le plutonisme est très limité - c'était d'ailleurs, à l'origine, l'une des raisons du choix de cette région - et localisé au voisinage du point de raccordement de deux grandes zones de fractures (III et IV). Il s'agit d'un complexe hétérogène allant de diorites quartziques à des granodiorites et à des granites calco-alcalins, localement recoupé par deux pointements, sans doute plus tardifs, de granites alcalins dont le type de gisement s'apparente aux granites taourirt classiques. Un important réseau filonien (microgranites et microdiorites) est centré autour de ce complexe.

chapitre II

ENSEMBLES LITHOLOGIQUES

I - CRITERES DE DISTINCTION DE LA SERIE DE L'ARECHCHOUM ET DE LA SERIE DE L'ALEKSOD

Les deux séries ont été succinctement définies au chapitre précédent : la série de l'Arechchoum constitue le socle de la série de l'Aleksod et elles sont séparées par une discordance définie d'après des critères structuraux.

La coupe de l'oued Ouadenki (J.M.Bertrand, 1968) servira de référence pour l'attribution des formations lithologiques à l'une ou l'autre de ces séries (fig. 1.4 et 1.5).

La discordance est soulignée par un changement brutal de lithologie et de structure :

a) au-dessus de la discordance, les formations de la série de l'Aleksod (qui seront décrites plus loin) sont déformées par les plis couchés isoclinaux de la phase P_1 (synclinal couché d'Ouadenki), connus tant à l'échelle métrique (affleurements) qu'à l'échelle kilométrique (cartographie). La foliation minérale des roches de cette série est toujours parallèle aux plans axiaux de ces plis P_1 ; des replis postérieurs (P_2) déforment à leur tour cette foliation.

b) au-dessous de la discordance, trois niveaux structuraux successifs ont été distingués dans les gneiss de la série de l'Arechchoum. Ce sont, de haut en bas :

- g1. Les gneiss de ce niveau (20 à 50 mètres) ont une foliation minérale parallèle à celle observée dans les roches de la série de l'Aleksod. Il s'agit d'une zone d'accordance, caractérisée par des déformations intenses (plis et cisaillements) lors des phases P_1 et P_2 ;
- g2. (une centaine de mètres d'épaisseur). A ce niveau apparaît un rubanement lithologique (S_0) (alternance de niveaux sombres et de niveaux clairs) recoupé selon des angles variables par la foliation minérale (S_1). Le rubanement (S_0)est traversé par des filons basiques, eux-mêmes plissés en même temps que les gneiss encaissants, par les plis P_1 qui admettent, comme plan axial, la foliation minérale déjà citée. De plus, les filons basiques recoupent des structures déjà plissées, permettant ainsi de définir une phase de plis plus ancienne, P_0 ; *Ph.1 à 5*
- g3. Ce sont des gneiss plagioclasiques homogènes, à foliation minérale subhorizontale parfois très frustre, agrémentés de quelques niveaux lenticulaires d'amphibolites feldspathiques. Il n'est plus possible, dans ce niveau qui forme l'essentiel de la partie sud du dôme d'Ouadenki, de distinguer les éléments structuraux définis dans le niveau g2.

L'existence d'une phase tectonique supplémentaire dans la série de l'Arechchoum (plis P_0), le caractère sécant des filons basiques par rapport à ces structures précoces et le fait que l'on ne retrouve nulle part, au-dessus de la discordance, l'équivalent de ces filons basiques et des plis P_0, permettent de définir sans ambiguité une "discordance structurale" entre les deux séries.

Malheureusement, tous les affleurements ne sont pas aussi clairs que ceux de l'oued Ouadenki et, en particulier pour les formations de gneiss quartzo-feldspathiques, l'attribution à l'une ou l'autre des deux séries, sera souvent douteuse. Les critères utilisés sont les suivants :

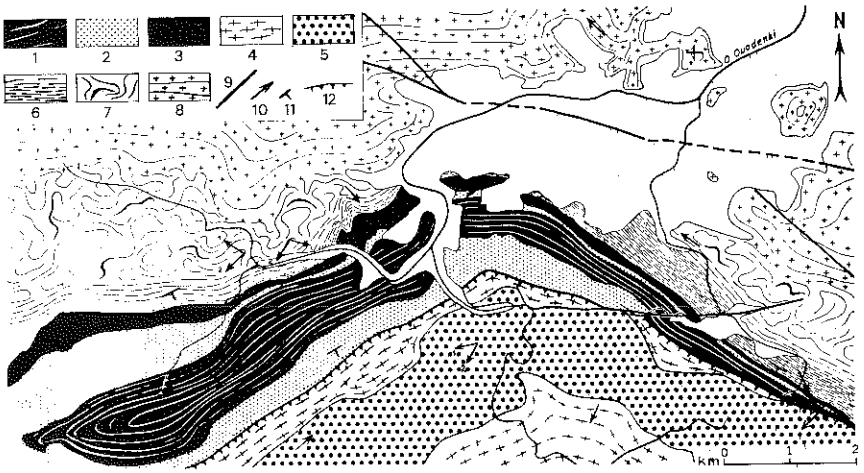


Fig. 1.4 - Carte géologique simplifiée de la région de l'oued Ouadenki.
Série de l'Aleksod (de haut en bas)
1. formation calco-magnésienne d'Ouadenki
2. gneiss veinés plagioclasiques avec niveaux de gneiss alumineux à grenat-disthène
3. amphibolites de base
Série de l'Arechchoum
4. gneiss plagioclasiques non différenciés
5. formation métasédimentaire de la guelta d'Ouadenki
6. gneiss g1 : zone d'accordance
7. gneiss g2 : gneiss plagioclasiques rubanés avec métadolérites sécantes
8. gneiss g3 : gneiss homogènes à foliation subhorizontale
Eléments structuraux
9. failles
10. axes de plis de détail
11. pendage de la foliation
12. contact anormal tardif à pendage Sud (45°).

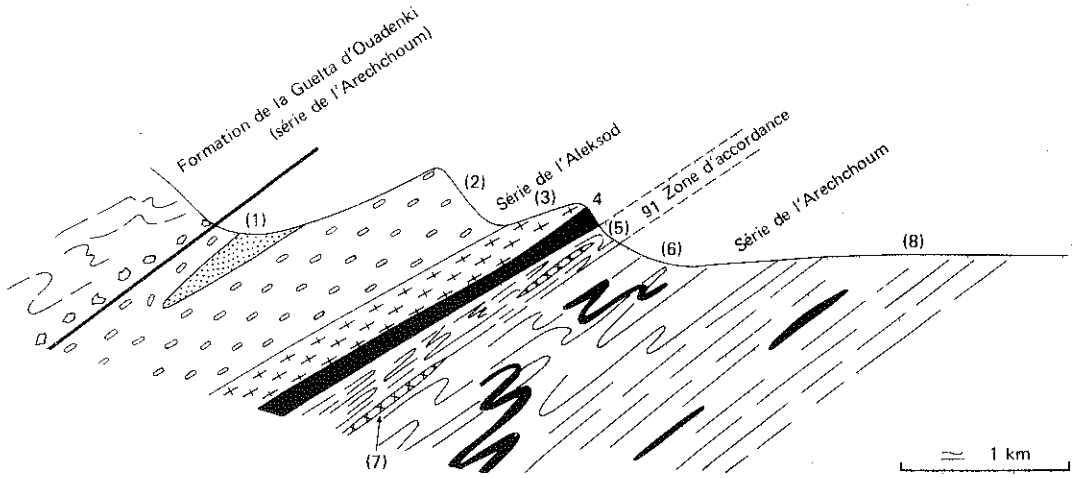


Fig. 1.5 - Coupe schématique de la discordance dans l'oued Ouadenki.
Série de l'Aleksod (de haut en bas)
1. quartzite à disthène et sillimanite
2. formation calco-magnésienne à gros grenats
3. formation gneissique: gneiss plagioclasiques veinés et gneiss à biotite-grenat et disthène
4. amphibolites de base
Série de l'Arechchoum
5. gneiss g1
6. gneiss rubanés g2 avec filons basiques discordants
7. zones de cisaillement
8. gneiss homogènes avec lentilles d'amphibolites (g3)
Au-dessus du contact anormal (I) souligné par des brèches, affleure la formation métasédimentaire de la guelta d'Ouadenki.

- les discordances cartographiques (1) (par exemple : boutonnières de l'unité de l'oued Tirehatine). Pratiquement le niveau repère d'amphibolite situé à la base de la série de l'Aleksod est un guide précieux ;

- la présence de filons basiques. Ce critère n'est utilisable que dans les cas où la "reconstruction" de l'assemblage minéral ancien et où la déformation lors des phases P_1 et P_2 ne sont pas trop importantes ou du moins n'ont pas effacé les petites structures anciennes : seule l'unité d'Ouadenki répond à cette exigence.

II - LA SERIE DE L'ARECHCHOUM

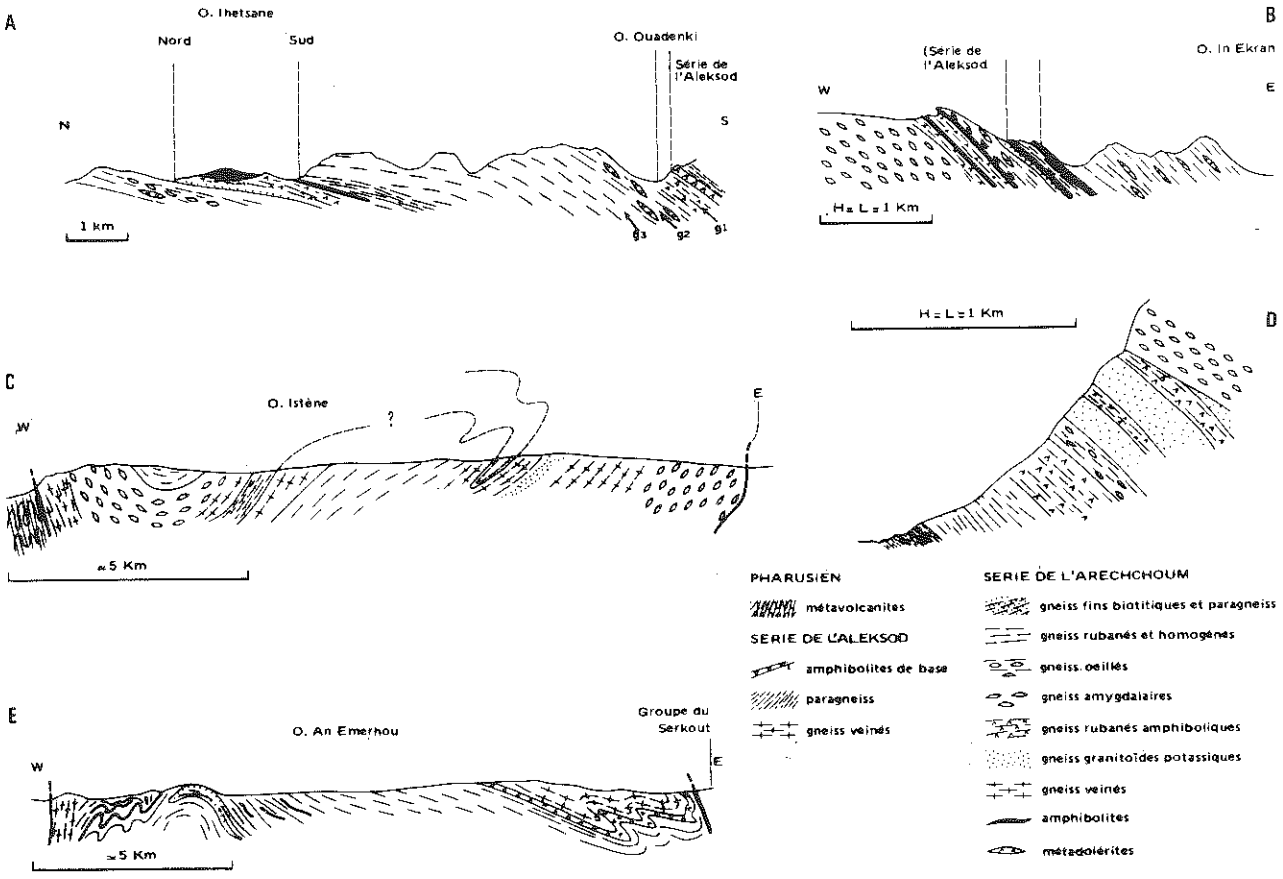


Fig. 1.6 - Quelques coupes caractéristiques de la série de l'Arechchoum

A. Sud du dôme d'Ouadenki. Les amphibolites situées entre les deux oueds Ihetsane semblent correspondre, par continuité cartographique, au complexe basique intrusif dans la série de l'Aleksod, mis en place ici dans les formations du socle.

B. bord Est de l'Adrar Tala Mellet (oued In Ekran).

C. unité de la Tazoulet: Série de l'Arechchoum présumée dans la région de l'oued Istène.

D. unité du Talat Mellet : bord Est de l'Adrar Talat Mellet.

E. unité de la Tazoulet: Série de l'Arechchoum présumée à l'Est de la faille de Tin Tekamarine.

1 - DANS LE DOME D'OUADENKI ET DANS L'UNITE DU TALAT MELLET

1 - Au Nord de la dépression des oueds Taguieret et In Kaoukane n'Aher (fig. 1.6 B), trois formations sont associées dans un ordre constant (aucune polarité ne permet d'orienter cette séquence).

---

(1) Attention, des laminages tectoniques peuvent fournir des dispositions cartographiques du même type.

Dans la coupe (I.6 B) on observe de haut en bas :

a) gneiss rubanés et gneiss homogènes. Ces gneiss gris, à grain fin, sont caractéristiques de la série de l'Arechchoum. Le plagioclase (oligoclase-andésine) est le feldspath dominant. Les variations quantitatives et qualitatives de minéraux ferro-magnésiens (biotite et hornblende) déterminent un rubanement millimétrique à décimétrique. Les faciès homogènes ont une composition semblable ; ils forment au Sud de l'oued In Ouhaouhène de vastes étendues tabulaires. Des lentilles d'amphibolite, à texture doléritique conservée, sont interprétées comme des intrusions basiques métamorphisées. Il n'est pas possible, du fait des replis isoclinaux, d'estimer l'épaisseur de cette formation.

b) la formation hétérogène à dominante d'amphibolites, de l'oued In Kaoukane. C'est une formation peu épaisse (de 50 à 100 mètres) mais de lithologie assez variée. Les amphibolites, parfois grenatifères, et les gneiss amphiboliques rubanés avec des gneiss plagioclasiques dominent, mais on y trouve aussi des gneiss à diopside, des gneiss pélitiques riches en biotite et grenat (avec sillimanite-disthène-cordiérite), des quartzites et des leptynites à diopside et épidote. Quelques niveaux lenticulaires de marbres affleurent au Nord du Tala Mellet.

c) gneiss oeillés et gneiss amygdalaires. Ces deux types de gneiss sont associés dans la même formation. Ce sont des gneiss à biotite, hornblende et parfois grenat. Les faciès oeillés sont souvent moins riches en feldspath potassique que les gneiss amygdalaires. L'épaisseur de cette formation est de l'ordre de 150 à 200 mètres.

2 - Coupe de l'oued Ouadenki (fig. 1.5 et 1.6 A). Déjà partiellement décrite, cette coupe de référence se poursuit, sous les gneiss plagioclasiques homogènes g3 par :

- des gneiss homogènes à tendance veinée
- la formation de l'oued Ihetsane : gneiss plagioclasiques rubanés avec amphibolites, gneiss à diopside, gneiss riches en biotite et amphibolites à grenat. Cette formation peut être rapprochée de celle de l'oued In Kaoukane.

3 - Coupe à l'Est de l'Adrar Talat Mellet (fig. I.6 D). A l'affleurement, la coupe est la suivante, de bas en haut :

a) gneiss rubanés avec passées amphiboliques ;

b) gneiss amygdalaires, parfois oeillés, et gneiss veinés ;

c) gneiss rubanés clairs, où les faciès leptynitiques et granitoïdes dominent, contenant de fins niveaux d'amphibolites feldspathiques et d'amphibolites à biotite ;

d) gneiss granitoïdes homogènes ; très riches en feldspath potassique à muscovite et accessoirement grenat, contenant localement des niveaux de quartzites à muscovite et à disthène ;

e) gneiss amygdalaires dont l'épaisseur apparente au Talat Mellet est de plusieurs centaines de mètres.

Le passage des gneiss granitoïdes et rubanés aux gneiss amygdalaires est bien visible à la petite guelta non permanente de Tarasit Tan Amane : les gneiss amygdalaires apparaissent d'abord en niveaux interstratifiés dans les gneiss granitoïdes. Par contre à l'Est du Talat Mellet, les gneiss amygdalaires sont cartographiquement discordants sur les faciès rubanés : l'absence de mylonites au contact et l'accordance en chaque point des foliations, semblent indiquer, soit une discordance originelle (gneiss amygdalaires = granites discordants ?), soit un contact anormal précoce entièrement cicatrisé. *Ph. 64-65*

2 - DANS L'UNITE DE TIREHATINE

La série de l'Arechchoum affleure en boutonnières au coeur de plis couchés isoclinaux (P_1) repris par une phase plus tardive. Ces deux phases de déformations s'accompagnent de recristallisations et de remobilisations importantes qui ont effacé le rubanement et les structures reliques caractéristiques du cycle ancien : un "faciès de convergence" (gneiss veiné plagioclasique) a été atteint où subsiste parfois un rubanement relique. Localement, dans la boutonnière la plus orientale (oued Imereri) on retrouve une séquence analogue à celle observée au Tala Mellet (§ précédent).

3 - LES FORMATIONS ATTRIBUABLES A LA SERIE DE L'ARECHCHOUM

Les critères d'attribution définis précédemment ont permis de regrouper dans la série de l'Arechchoum des formations où les gneiss quartzo-feldspathiques dominent largement.
M.Lelubre avait signalé dans cette série la présence de formations métasédimentaires (marbres et quartzites) nettement subordonnées en volume par apport aux gneiss quartzo-feldspathiques (orthogneiss et métasédiments orthodérivés) : par exemple les formations de l'oued In Kaoukane et de l'oued Ihetsane.

Certaines formations ont été attribuées avec doute à la série de l'Arechchoum, soit parce qu'un développement important des métasédiments variés semblait plus compatible avec la lithologie habituelle de la série de l'Aleksod, soit parce que certains ensembles de gneiss quartzo-feldspathiques sont atypiques et ne répondent à aucun des critères d'attribution définis plus haut (Sud de la faille de l'oued Telohat).

1 - Au Nord de la faille de l'oued Telohat

Le problème se pose pour les formations qui constituent les parties centrales et orientales de l'unité du Talat Mellet-oued Irnezzouf.

Géométriquement sous le complexe gneissique décrit à l'Adrar Talat Mellet (fig. I.6 D), on observe une alternance tectonique de gneiss plagioclasiques, de quartzites, de gneiss riches en biotite et de gneiss amygdalaires ; leur sont associés des leptynites, des marbres à diopside et des pyroxénites en niveaux pas très épais, parfois lenticulaires (formation de la guelta d'Ouadenki). Tout cet ensemble est intensément plissé (plis couchés isoclinaux P_1 repris par plis déversés P_2).

Trois indices permettent d'attribuer ces formations au socle :

- l'évidence structurale d'une foliation ancienne replissée par les deux phases P_1 et P_2 du cycle récent (guelta d'Ouadenki) ; *Ph.32*
- la découverte (en un seul point) de métadolérites identiques à celles qui recoupent les gneiss rubanés plagioclasiques ;
- les données géochronologiques (voir IIIe partie).

Cependant la présence d'importantes masses de quartzites dans cette zone (Adrar Taguieret) est troublante. S'agit-il d'une formation détritique appartenant à la série de l'Arechchoum ou bien plutôt de pincées de couverture isolées à la faveur des grands plis couchés isoclinaux ? Par comparaison avec la lithostratigraphie établie à l'Ouest de l'unité de l'oued Tirehatine, il pourrait s'agir de la base de la série de l'Aleksod, mais les amphibolites de base manqueraient localement. Ces quartzites appartiennent à la série de l'Aleksod, mais aucun critère sûr ne permet de l'affirmer : aucune discontinuité structurale avec les gneiss encaissants, pas de discordance, pas de polarité. *Ph.24*

2 - Au Sud de la faille de l'oued Telohat

L'importance des recristallisations tardives liées à la seconde phase de plissement du cycle

récent rendent inutilisables, dans toute cette zone, la plupart des critères adoptés pour la différenciation des séries. Seules des ressemblances lithologiques (c'est-à-dire le critère le moins sûr) permettent d'attribuer de vastes étendues gneissiques à la série de l'Arechchoum.

A l'Ouest, le bassinversant de l'oued Istène (fig. 1.6 C) est encaissé dans des gneiss de composition assez monotone où l'on reconnaît les gneiss rubanés typiques du dôme d'Ouadenki ainsi qu'une formation d'embréchites amygdalaires.

A l'Est, l'Anahef occidental est formé, au-delà de la faille N-S de Tin Tekamarine, de gneiss rubanés et homogènes (fig. 1.6 E). Des lentilles d'amphibolites discontinues sont concordantes avec la foliation ; faute de structure doléritique conservée, on ne peut les paralléliser avec certitude aux métadolérites connues au Nord. Une formation d'amphibolites massives et d'amphibolites rubanées, associées à des quartzites et des marbres, (boutonnière de Tin Tekamarine) pourrait être l'équivalent de la formation de l'oued In Kaoukane.

III - LA SERIE DE L'ALEKSOD

La présence de marbres et de quartzites ne suffit pas pour attribuer un ensemble lithologique à la série de l'Aleksod. Il sera nécessaire de réexaminer chaque formation lithologique des domaines suggariens du Hoggar en fonction des critères structuraux qui ont été utilisés ici pour distinguer les deux séries. Mais, même dans une région limitée, de nombreuses inconnues subsistent. Si l'attribution à la série de l'Aleksod de certaines formations structuralement discordantes sur le socle des unités du Nord de l'Aleksod ne fait aucun doute, les formations métasédimentaires du Sud de la faille de l'oued Telohat (et certaines formations situées au Nord) sont déjà plus difficiles à corréler. Les intercalations basiques, qui semblent *a priori* les plus caractéristiques ne peuvent servir d'horizons-repères car, comme nous le verrons, le matériel basique s'est mis en parce à des niveaux variables de la série sédimentaire. D'autre part, les variations importantes de faciès entre le Nord et le Sud permettent de supposer que la paléogéographie au moment du dépôt de la série de l'Aleksod était complexe et sans aucun rapport avec les directions structurales. J'ai donc été amené à définir deux "groupes" distincts, le groupe d'Ouadenki et le groupe d'Agenou ; le premier est strictement localisé au Nord de la faille de l'oued Telohat tandis que le second est largement développé au Sud (au Nord la formation de l'Ehra, appartenant à l'unité du Talat Mellet, peut lui être rapportée).

Le groupe d'Ouadenki peut être considéré comme le type de la base de la série de l'Aleksod. Le groupe d'Agenou, si les corrélations proposées sont valables, est beaucoup plus épais et représente plus largement cette série.

1 - LE GROUPE D'OUADENKI

1 - Ce groupe a été initialement défini dans l'oued Ouadenki où la discordance structurale avec la série de l'Arechchoum est nette (fig. 1.4 et 1.5). On y observe la coupe suivante, de bas en haut (fig. 1.7 a) :

(1) amphibolites massives à grenat, recoupées par des pegmatites issues des gneiss du socle, légèrement déformées par la seconde phase de déformation ;

(2) formation gneissique où dominent les gneiss veinés plagioclasiques, parfois amphiboliques, avec des intercalations de gneiss fins à biotite, grenat, disthène (et, ou) sillimanite et de gneiss à diopside ;

(3) formation calco-magnésienne constituée d'amphibolites massives à grenat, d'amphibolites à pyroxène et grenat, de pyroxénites et de gneiss plagioclasiques à gros grenats et à disthène. *Ph.66*

Toutes ces roches sont à gros grain, les minéraux peuvent atteindre plusieurs centimètres ;

(4) quartzites et leptynites à sillimanite et disthène.

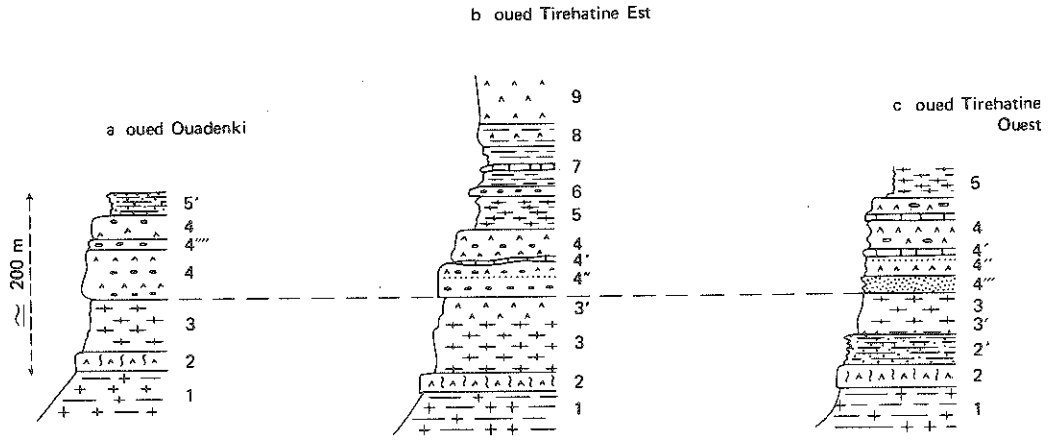


Fig. 1.7 - Coupes du Groupe d'Ouadenki.

1. gneiss rubanés de la série de l'Arechchoum
2. amphibolites de base de la série de l'Aleksod
2'. quartzites phylliteux
3. gneiss veinés plagioclasiques avec intercalations de gneiss à grenat et disthène
3'. gneiss amphiboliques
4. amphibolites et amphibolo-pyroxénites à grenat
4'. marbres
4''. quartzites à cummingtonite
4'''. quartzites phylliteux
4''''. gneiss plagioclasiques leucocrates à gros grenat
5. gneiss leucocrates à muscovite
5'. quartzites à sillimanite et disthène
6. gneiss alumineux à gros grenat et disthène
7. formation métasédimentaire : micaschistes à disthène et marbres
8. gneiss dioritiques à grenat
9. métadiorites.

2 - Dans l'unité de Tirehatine (fig. 1.7 b) on retrouve une coupe très comparable :

(1) amphibolites massives à grenat (et pegmatites) ;

(2) formation gneissique : gneiss veinés plagioclasiques à biotite, muscovite, gneiss amphibolique à grenat, gneiss à diopside ;

(3) formation calco-magnésienne où l'on retrouve les mêmes termes qu'à Ouadenki mais aussi des marbres à pyroxène et plusieurs niveaux très caractéristiques de quartzites noirs à cummingtonite et magnétite situés vers la base de la formation ;

(4) formation gneissique : gneiss veinés leucocrates à muscovite ;

(5) formation métasédimentaire débutant par un niveau de gneiss plagioclasique à disthène et énormes grenats (jusqu'à 10 cm) et se poursuivant par des quartzites, des micaschistes alumineux à disthène et des marbres ;

(6) des gneiss amphiboliques rubanés à grenat assurent la transition à un complexe métadioritique où la présence d'enclaves reliques confirme l'origine magmatique. *Ph. 77*

Vers l'Ouest de cette unité, la coupe est légèrement différente (fig. 1.7 c) : des niveaux quartzitiques apparaissent au-dessus des amphibolites de base et entre la première formations gneissique et la formation calco-magnésienne.

3 - Au Nord du dôme d'Ouadenki

Trois zones synclinales correspondent au groupe d'Ouadenki, mais les séquences lithologiques sont assez différentes (analyse détaillée Ire partie, chapitre V) :

a) synclinal de l'oued Ouan Aouiarh. La coupe, très limitée, est la suivante (de bas en haut) :

(1) amphibolites massives à grenat ;

(2) niveau peu épais (quelques mètres) de gneiss fins plagioclasiques ;

(3) formation calco-magnésienne identique à celle d'Ouadenki avec des intercalations de niveaux de gneiss plagioclasiques à gros grenat et de niveaux, souvent lenticulaires, de marbres.

b) oued In Kaoukane et zone de l'oued Tala Mellet. Ces deux formations posent un problème délicat d'attribution. Les seuls critères qui permettent de les rapprocher du groupe d'Ouadenki sont :

- leur allure bien stratifiée ;
- la présence très locale de gneiss à gros grenat et d'amphibolites à pyroxène et gros grenat ;
- la présence dans la formation de l'oued Tala Mellet d'un épais complexe basique (métadiorites) très semblable à celui du groupe d'Ouadenki.

Ces critères sont insuffisants pour certifier l'attribution de ces formations à la série de l'Aleksod, d'autant plus que si on s'en tient aux ressemblances de faciès, on trouve aussi des roches identiques à celles de la formation d'In Kaoukane attribuée plus haut à la série de l'Arechchoum (quartzites à pyroxène et épidote, micaschistes et gneiss biotitiques sombres).

Cependant l'existence, dans le synclinal complexe de l'oued In Kaoukane, d'une symétrie, souvent détruite par le laminage tectonique permet d'interpréter celle-ci comme une structure couchée isoclinale de première phase, reprise en synclinal par la seconde phase. Cette situation structurale, le fait que les filons basiques du socle ne la recoupent jamais, et les ressemblances lithologiques me permettent d'attribuer, avec doute, cette formations à la série de l'Aleksod. Dans la zone de l'oued Tala Mellet, une différence notable existe par rapport à la séquence lithologique du groupe d'Ouadenki : les faciès métadioritiques sont situés vers la base de la formation de couverture, immédiatement au-dessus des amphibolites.

4 - Origine des roches de la série de l'Aleksod

La pétrologie et la géochimie des roches décrites ici seront discutées plus loin. Mais on peut dès maintenant proposer une interprétation de la sédimentation de ce groupe d'Ouadenki qui constitue la base de la série de l'Aleksod. L'estimation de l'épaisseur de ce groupe est délicate par suite de l'importance des replis et des laminages tectoniques ; là où l'ensemble du groupe est représenté (synforme de l'oued Tirehatine), elle est approximativement épaisse de quelques centaines de mètres (entre 600 et 1000 mètres). La série débute partout par un niveau d'amphibolites massives, parfois grenatifères (de 20 à 50 mètres d'épaisseur) de composition nettement basaltique et se poursuit par un complexe gneissique stratifié, d'origine sédimentaire (gneiss et micaschiste alumineux et, à l'Ouest de l'unité de Tirehatine, quartzites associés), ou volcano-sédimentaire. La formation calco-magnésienne comporte de nombreux niveaux dont l'origine sédimentaire ne fait aucun doute : quartzites ferrugineux, marbres ; la coexistence d'amphibolites massives (probablement ortho-amphibolites) et de termes calco-magnésiens de composition particulières (roches à gros grenat , pyroxène et hornblende, toujours très potassiques) fait songer à une ancienne série marneuse ou dolomitique ou à des grauwackes calcareuses, peut-être envahies par des roches intrusives basiques. Après l'intermède de gneiss leucocrates à muscovite (volcano-détritique acide ?), la sédimentation est nettement plus alumineuse (micaschistes et gneiss à disthène et grenat). La formation de gneiss dioritiques à grenat et de métadiorites à enclaves, doit être interprétée comme une intrusion anté à syn-tectonique mise en place sous forme de sill ou de laccolite dans la série ;

la mise en place de ce complexe basique a pu s'effectuer dans des niveaux différents de la série et même, dans la zone de l'oued Tala Mellet, vers la limite du socle et de la couverture.

2 - LE GROUPE D'AGENOU

Le groupe a été défini dans la partie amont de l'oued Telohat (guelta d'Agenou) où presque tous ses termes sont représentés. Dans le cadre de l'unité Tazoulet-Anahef occidental, la définition de la séquence lithologique ne peut être qu'interprétative. La tectonique en grandes structures couchées reprises par deux phases de plis ultérieurs est très complexe et les critères de polarité manquent. Or on ne peut reconstituer la lithostratigraphie sans connaître la tectonique et vice-versa. C'est donc par approximations successives qu'il faudra tenter de retrouver l'ordre de succession des formations.

Les éléments suivants sont utilisés pour cette reconstitution :

- les ressemblances de faciès avec le groupe d'Ouadenki et une comparaison avec l'ordre de succession des formations de ce groupe ;
- une polarité douteuse observée dans un niveau de quartzite (oued In Guender) ;
- l'essai de reconstitution tectonique qui sera discuté au chapitre V (voir coupes fig. 1.39). Cette interprétation est surtout basée sur la constatation de la continuité cartographique des affleurements de la formation métasédimentaire entre le contact du Pharusien à l'Ouest et le contact anormal qui limite le dôme de l'Aokassit à l'Est. Cette formation sédimentaire contient alternativement des bandes, se terminant par des fermetures périclinales de plis isoclinaux anciens, de gneiss veinés et de migmatites amphiboliques à intercalations métasédimentaires : ces deux formations (gneiss d'In Assakane et amphibolites de Tazrouk) encadrent donc la formation métasédimentaire de la Tazoulet.

La succession est schématiquement la suivante, de bas en haut :

1 - Le socle. On peut supposer l'existence du socle dans trois zones. Les deux premières, à l'Est et à l'Ouest, ont déjà été signalées plus haut et sont séparées de la série de l'Aleksod par des contacts anormaux. Dans le dôme de l'Aokassit, un troisième affleurement, d'attribution encore plus douteuse étant données la mauvaise qualité et l'exiguité des affleurements, est constitué par une boutonnière, limitée, comme dans les unités du Nord, par un niveau très constant d'amphibolites.

2 - Formation gneissique de l'Aokassit. Ce sont des gneiss veinés clairs, souvent très riches en muscovite, mais où les gneiss à biotite et hornblende existent aussi. Il faut noter la présence de gneiss veinés à disthène et sillimanite. Il est impossible de connaître l'épaisseur de cette formation dont les pendages de foliation sont presque partout sub-horizontaux. Elle n'affleure que dans le dôme de l'Aokassit.

3 - Formation des amphibolites de Tazrouk. Ce sont des migmatites hétérogènes où coexistent des métasédiments (gneiss à grenat et disthène, leptynites) et des roches basiques interstratifiées qui forment l'essentiel de la formation. Un mince niveau de gneiss oeillé est interstratifié dans les amphibolites. Les roches basiques ont plusieurs types de gisement :

- boudins et lentilles d'amphibolites massives, parfois grenatifères ;
- niveaux épais d'amphibolites migmatisées ;
- masses homogènes de gneiss amphiboliques qui ressemblent beaucoup aux métadiorites des unités du Nord.

On connaît aussi dans cette formation quelques rares niveaux d'amphibolites à pyroxène et gros grenats et des niveaux lenticulaires de talc, associés localement à des marbres à olivine serpentinisée (Oul, Bouhinane, Tazrouk). Dans tous les cas, l'hétérogénéité lithologique de cette formation, accentuée par la tectonique et les deux phases successives de mobilisation, donne aux affleurements un aspect chaotique caractéristique, sauf dans les zones (Tazrouk) où les métadiorites dominent.

4 - Formation métasédimentaire de la Tazoulet

Cet ensemble lithologique forme près de la moitié des affleurements au Sud de l'accident de l'oued Telohat. Malgré la continuité cartographique déjà signalée, on observe des variations locales de faciès. Le terme le plus constant et le plus caractéristique est celui de micaschistes à disthène et sillimanite contenant des proportions faibles d'oligoclase. La mobilisation de ces faciès conduit à des "micaschistes veinés" où les veines leucocrates sont formées de quartz, d'oligoclase et de disthène.

Les quartzites affleurent en niveaux peu épais sauf au Sud (région de Tazrouk) où ils forment l'armature des grands plis de la phase tardive. Dans l'oued In Guender on observe dans des quartzites grossiers des reliques de stratifications obliques. La polarité donnée par ces stratifications confirme l'ordre de succession adopté ici.

Les marbres forment des niveaux discontinus, souvent lenticulaires.

On rencontre localement des niveaux boudinés d'amphibolites massives analogues à ceux de la formation précédente.

5 - Formation gneissique de l'oued In Assakane . Plusieurs type de gneiss coexistent dans cette formation. Vers la base, au contact avec la formation métasédimentaire de la Tazoulet, des gneiss veinés à biotite et grenat contiennent des intercalations leptynitiques et même quartzitiques. Vers le haut, ces gneiss s'enrichissent en hornblende et grenat et passent à des gneiss veinés "dioritiques" contenant localement des niveaux d'amphibolites migmatisées.

6 - Formation métasédimentaire de l'oued In Guender . Cette formation, isolée cartographiquement en "fond de bateau" synclinal, se distingue de la formation métasédimentaire précédente par l'importance des niveaux de marbres et de pyroxénites. On y retrouve le même type de micaschistes et de gneiss à disthène-sillimanite et il est possible que les deux formations soient équivalentes (cela ne modifie d'ailleurs pas fondamentalement l'interprétation globale de la structure).

7 - Cas particulier de l'Ehra. Pour deux raisons l'Ehra doit être considéré comme un cas particulier : c'est, au Nord de la faille de l'oued Telohat, le seul affleurement de formations ressemblant plus à celles du groupe d'Agenou qu'à celles du groupe d'Ouadenki, mais la succession lithologique est assez différente.

Au-dessus d'un complexe gneissique attribuable, par continuité cartographique, à la série de l'Arechchoum, la coupe suivante a été relevée :

- gneiss homogènes à biotite abondante contenant du disthène et de la sillimanite ;
- formation métasédimentaire de micaschistes à sillimanite et disthène contenant d'abondants niveaux de marbres et de quartzites ;
- migmatite amphibolique hétérogène contenant des intercalations de métasédiments. Cette formation est identique à la formation de Tazrouk.

On remarquera que les "amphibolites de base" et les gneiss veinés de l'Aokassit n'existent pas ici (1). De plus les termes basiques n'apparaissent qu'au-dessus d'une importante formation métasédimentaire. On est tenté d'expliquer cette dernière anomalie par le caractère intrusif d'une partie du matériel basique présent tant dans le groupe d'Ouadenki que dans celui d'Agenou : les intrusions basiques ont pu se mettre en place à des niveaux différents de la série sédimentaire. Cette particularité permet d'expliquer certaines imprécisions dans la définition de la séquence lithologique au Sud de la faille de l'oued Telohat.

---

(1) A moins que les amphibolites qui apparaissent surtout à l'Ouest du reg de l'oued Abès Abès et les gneiss qui leur sont associés ne correspondent à ces termes.

8 - Caractères généraux du groupe d'Agenou. La comparaison de la séquence lithologique avec celle, beaucoup mieux établie du groupe d'Ouadenki, confirme l'appartenance de ces deux groupes à la même série.

Dans les deux cas, une formation gneissique acide, comportant des niveaux d'origine sédimentaire, surmonte un niveau d'amphibolites massives qui forment la base de la série. Cette formation est suivie par un complexe métasédimentaire,envahi par du matériel basique,passant vers le haut à des sédiments plus alumineux,comportant des niveaux de quartzites et de marbres. Une formation de gneiss amphiboliques (métadiorite *pro parte*) vient couronner le tout. La formation de l'oued In Guender, s'il s'agit bien d'une formation indépendante, est la seule dont on ne connaisse pas l'équivalent dans le groupe d'Ouadenki. Les différences d'épaisseur et les variations de faciès peuvent être interprétées dans de nombreux cas par l'évolution métamorphique et tectonique différente (niveau structural différent) des deux groupes.

Comme dans le groupe d'Ouadenki, le caractère de la série est alumineux (abondance des silicates d'alumine) et elle comporte des passées détritiques ou volcano-détritiques (gneiss veinés) acide ou basique (gneiss veinés à hornblende : métagrauwackes) où se sont mis en place pendant la sédimentation (ou juste après) des intrusions basiques sous forme de sills ou de laccolites.

La puissance du groupe d'Agenou est difficile à évaluer par suite des redoublements dûs à la tectonique isoclinale. Il semble cependant que les formations qui le composent soient, en moyenne, plus épaisses que les formations correspondantes du groupe d'Ouadenki.

IV - LE PHARUSIEN DE L'AREFSA

Les terrains "pharusiens" de l'Arefsa bordent à l'Est la grande fracture de l'oued Iraharhar sur environ 200 km entre Idéles et le Tassili de Tin Egolé. La largeur de cette unité varie de 1 à 4 km entre Idéles et Tazrouk et atteint une quarantaine de kilomètres au Sud. Dans la zone étudiée les conditions d'affleurement de cette unité sont donc particulières : la proximité de l'accident coulissant majeur de l'oued Iraharhar entraîne une mylonitisation intense de toutes les roches. Une (trop) courte reconnaissance vers le Sud (région de Tin Tarabine) ne m'a pas permis de préciser les points essentiels (structure de l'unité, discordances) mais les faciès non mylonitiques de cette zone serviront de termes de comparaison.

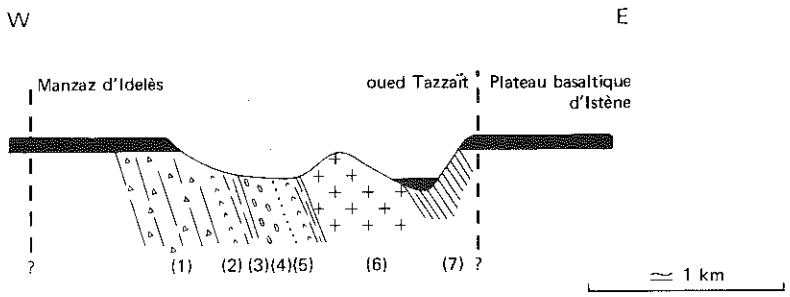
1 - OUED TELAZIT ET OUED TAZZAIT

A proximité d'Idéles (piste d'Idéles à Istène), au confluent de l'oued Telazit et de l'oued Tazzaït, une boutonnière de terrains schisteux émerge des basaltes récents. Perpendiculairement à la schistosité (N 170, pendage Est de 80°) l'affleurement est large de 1,5 km.

Le contact avec les granites porphyroïdes qui constituent ici le compartiment de la Tefedest est masqué par les alluvions. Sur la rive gauche de l'oued Tazzaït, ce granite est peu déformé. Vers l'Est, par contre, le contact avec les formations de l'Aleksod est progressif, par l'intermédiaire de zones répétées,mais peu épaisses,de mylonites et d'une formation d'aspect conglomératique (fig. 1.8 a et b). La schistosité verticale caractéristique de cette zone disparaît très rapidement vers l'Est.

La lithologie est la suivante :

- porphyroïdes : gneiss leptitiques fins à phénocristaux zonés de plagioclase et de microcline, et matrice de quartz finement recristallisée ;
- gneiss albitiques à texture blastomylonitique. La schistosité verticale est soulignée



1. métarhyolites
2. schistes à actinote
3. schistes et gneiss albitiques à biotite grenat et staurotide
4. "conglomérat"
5. méta-arkose
6. granite rétromorphosé à chlorite et muscovite
7. schistes indifférenciés
8. granite porphyroïde de l'oued Aoularen
9. mylonites
10. granite rose à grain grossier cataclasé
11. gneiss amygdalaires de l'oued Istène

Fig. 1.8 a - Coupe du "couloir" pharusien au niveau d'Idéles

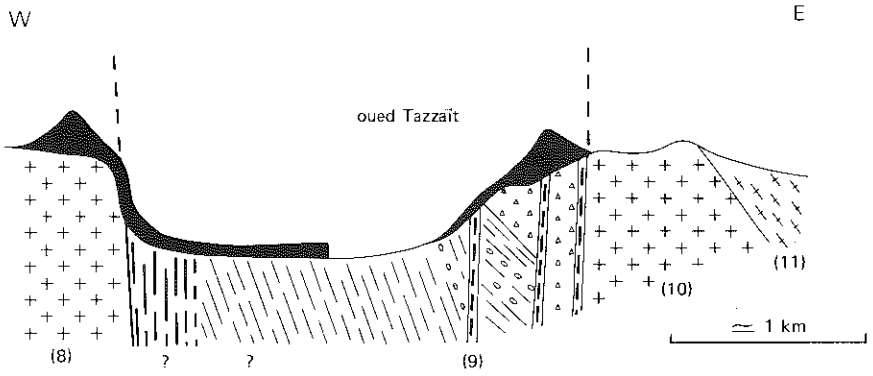


Fig. 1.8 b - Coupe du "couloir" pharusien en amont de l'oued Tazzaït

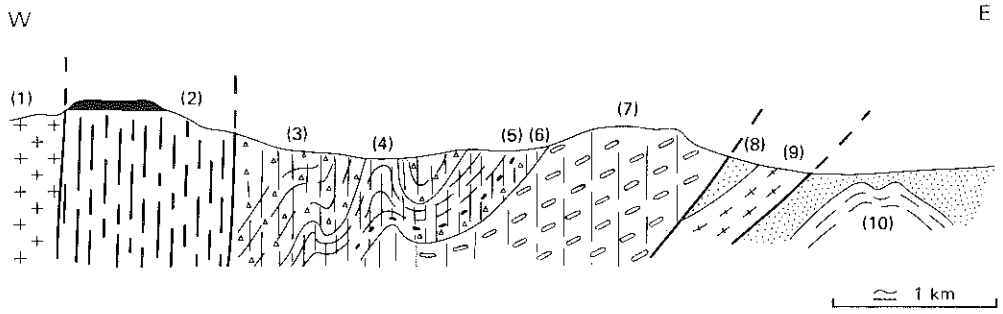


Fig. 1.9 - Coupe schématique du "couloir" pharusien aux environs de Belumet.

1. granites porphyroïdes du compartiment Tefedest-Atakor
2. mylonites granitiques (mylonite bréchique)

Pharusien de l'Arefsa

3. métarhyolites
4. grauwackes et schistes à actinote
5. méta-arkoses
6. métarhyolites
7. "gneiss rouges" de Tazrouk

Série de l'Aleksod, groupe d'Agenou

8. quartzites
9. gneiss veinés à biotite et hornblende
10. gneiss et micaschistes à disthène et grenat.

par de la biotite très fine, de la muscovite et de la chlorite ; des amandes allongées plus riches en quartz sont disposées parallèlement à cette schistosité sur laquelle se surimposent des porphyroblastes tardifs de staurotide et d'albite. Ces roches contiennent localement des petits grenats ;

- pseudoconglomérats : mullions de matériel "granitoïde" dans une matrice blastomylonitique. L'origine de ces roches n'est pas claire : anciens conglomérats à galets granitiques, actuellement très allongés ou anciens gneiss veinés mylonitisés et recristallisés ? La seconde hypothèse est la plus probable ; *Ph.27*

- granite cataclasé : un granite grossier, rose, pauvre en minéraux ferro-magnésiens, affleure au Nord du confluent Telazit-Tazzaït, et au sein des pseudoconglomérats sur la rive droite de l'oued Tazzaït. Ces roches sont cataclasées mais ne montrent pas de schistosité comparable à celle des faciès encaissants : elles semblent postérieures à la production de la foliation blastomylonitique qui y règne. De même quelques filons de dolérite, parallèles à la foliation, sont séricitisés et chloritisés sans avoir subi de déformation.

2 - BELUMET

A la latitude de Tazrouk, le "Pharusien" affleure sur une plus grande largeur (4 km).

A l'Ouest, le contact vertical est jalonné par une bande de mylonites granitiques (1 km de large) qui affleurent mal car cette zone est occupée par les parties hautes des oueds tributaires de l'oued Tazoulet. Comme à Idéles,les granites, et au Sud les gneiss, qui forment le compartiment de la Tefedest, sont intacts et aucune déformation liée à la grande fracture de l'oued Irharhar ne s'y manifeste, si ce n'est quelques répliques limitées de la zone bordière de mylonites.

Vers l'Est, le contact incliné vers l'Ouest (50 à 60°) fait s'affronter brutalement une formation de porphyroïdes ("gneiss rouges de Tazrouk"des géologues du B.R.M.A.) et les gneiss de la formation métasédimentaire de la Tazoulet : la disparition de la schistosité sub-verticale N 170 qui règne dans le couloir pharusien est brutale,ainsi que la saute de métamorphisme (fig. I.9).

La lithologie est la suivante :

- porphyroïdes : ce sont des roches d'origine rhyolitique (ou tufs rhyolitiques) où les quartz ont entièrement recristallisé mais où les feldspaths ont un habitus d'anciens phénocristaux. Le cas particulier des "gneiss rouges de Tazrouk" (1) est intéressant car les feldspaths présentent ce même type d'habitus mais sont de taille nettement plus grande. On ne peut exclure qu'il s'agisse plutôt d'un ancien granite subvolcanique. Dans tous les cas l'ancienne mésostase est complètement recristallisée en un assemblage à quartz, albite, muscovite, petites biotites ;

- schistes verts à épidote et actinote, associés à des faciès carbonatés.

3 - OUED SERSOUF

Une brève reconnaissance m'a permis d'observer les roches du Pharusien entre Tissertassine et Aïtoklane, mais la limite orientale du "bassin" n'a pas pu être repérée avec certitude dans cette région car elle est masquée par les coulées basiques et surtout par le vaste ensemble granitique des oued Oursedjenete et Ilefsaouène.

Rappelons que M.Lelubre, à la suite de C.Kilian, a établi la discordance du Pharusien sur le

---

(1) selon l'appellation des géologues du B.R.M.A.

Suggarien dans la région de Tin Tourha, grâce à deux critères :

- le recouvrement d'un complexe granitique (granite de Tiledenine) par des laves sombres ;
- l'existence de conglomérats à galets de "granites, microgranites, quartzites, amphibolites, gneiss, laves, etc...".

Etant donné le contexte tectonique de cette zone - convergence de grandes failles de direction NNW-SSE parallèles à l'allongement du "bassin" (et à l'accident de l'oued Irharhar) et de failles N-S en provenance du bord Est du compartiment du Serkout (couloir à schistosité verticale de Tin Tarabine) - il serait nécessaire de réétudier de très près cette région, nettement plus favorable que la zone d'Idéles à Tazrouk pour préciser les rapports du Pharusien et du Suggarien. La lithologie est identique à celle observée à Tazrouk mais la déformation tardive est nettement moins accentuée : en particulier, les "métarhyolites" s'avèrent ici être plutôt des microconglomérats à éléments d'origine volcanique. L'ensemble de la série, avec ses alternances schisteuses, microconglomératiques et conglomératiques correspond à un complexe de grauwackes volcaniques et volcano-détritiques où les termes acides dominent nettement sur les termes basiques. Les minéraux de métamorphisme rencontrés sont, outre ceux qui sont liés au métamorphisme de contact des granites cités plus haut, la biotite, l'albite, la muscovite, le grenat et l'épidote.

4 - PROBLEMES POSES PAR LE PHARUSIEN DE L'AREFSA

L'étude lithostratigraphique comparée des faciès "schisteux" du Pharusien et des domaines gneissiques voisins, n'a pas permis de déterminer si le Pharusien constitue un "cycle orogénique" autonome, plus récent que celui (ou ceux) qui a (ont) affecté les domaines gneissiques : dans la région d'Idéles et de Tazrouk, le Pharusien de l'Arefsa affleure à côté des formations gneissiques de l'Aleksod et de la Tazoulet et il est séparé de ces derniers par un contact anormal majeur. Faute d'observations nouvelles, la signification de la discordance décrite par C.Kilian et M.Lelubre ne peut être précisée :

- s'agit-il d'une discordance équivalente à celle d'Ouadenki qui sépare la série de l'Arechchoum de la série de l'Aleksod ? Le "Pharusien de l'Arefsa" représenterait alors l'équivalent, en superstructure, de la série de l'Aleksod (infrastructure) ;
- ou plutôt d'une nouvelle discordance sur les deux ensembles précédents ? Le "Pharusien de l'Arefsa" constituerait alors les restes, mal conservés au Hoggar central et oriental d'un cycle orogénique plus récent.

Les connaissances succinctes concernant le socle du Pharusien du fossé central, plissé et métamorphisé lors de l'orogenèse pan-africaine (comporte-t-il comme en Aleksod deux termes distincts ?) et les difficultés de corrélation avec les autres séries rapportées au Pharusien, de l'Est du Hoggar, ne permettent pas, dans l'état actuel des connaissances, une conclusion objective. Cependant la saute brutale de métamorphisme observée dans la région de l'oued Sersouf où il ne semble pas y avoir d'accident majeur séparant les deux ensembles mais seulement une zone granitisée, d'une part et la relative inertie mécanique (qui sera discutée plus loin) du bloc Aleksod-Tazoulet, lors de la phase de déformation N-S responsable de l'essentiel des structures du Pharusien, d'autre part, me font, d'une manière peut-être subjective, pencher vers la seconde hypothèse.

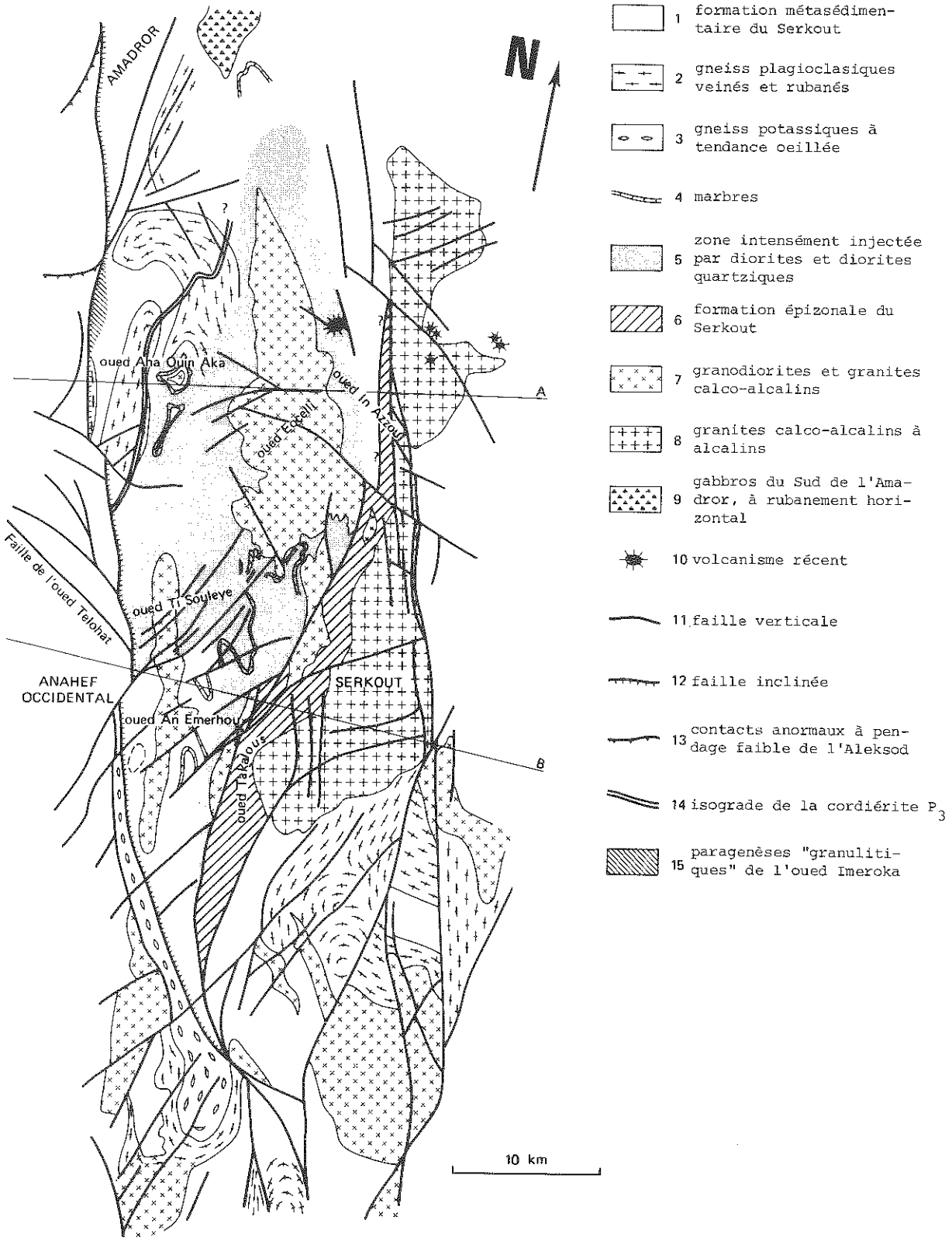


Fig. 1.10 - Carte géologique schématique du compartiment du Serkout.

V - LE GROUPE DU SERKOUT

Le compartiment du Serkout (partie de l'Anahef) est limité à l'Est et à l'Ouest par de grands accidents qui convergent au Sud dans la région de Tin Tarabine.

L'accident de l'oued Emereri (accident IV de la fig. 1.3) limite à l'Est les massifs de l'Aleksod et de la Tazoulet où ont été définies les séries de l'Arechchoum et de l'Aleksod. A l'Est de cet accident, les caractéristiques lithologiques et structurales sont très différentes (fig. 1.10) :

- gneiss fins et micaschistes sont très abondants ;
- les granites, les granodiorites et les diorites quartziques tiennent une place importante ;
- un couloir étroit de schistes épizonaux borde le compartiment du Serkout à l'Est.

L'abondance et la présence de schistes épizonaux avaient conduit J.Blaise (1954) et le B.R.M.A. (carte géologique au 1/500 000e) à attribuer toute cette région au Pharusien.

1 - LES ZONES LITHOLOGIQUES

Du Nord au Sud, quatre zones lithologiques ont été distinguées :

1 - La zone de l'oued Imereri et le bord sud de l'Amadror. De bas en haut, la succession suivante a été observée (polarité réelle inconnue) :

- formation de gneiss veinés et de gneiss homogènes à biotite et amphibole ;
- formation métasédimentaire rubanée (formation métasédimentaire du Serkout) comportant essentiellement des gneiss très biotitiques à plagioclase, grenat (disthène et sillimanite sporadique) et des niveaux de leptynites, de marbres et de pyroxénite. Cette formation ressemble beaucoup à celle de la guelta d'Ouadenki. Localement, en bordure de l'accident de l'oued Emereri, cette formation est intensément injectée de sills, disposés parallèlement au rubanement lithologique et à la foliation de roches basiques (diorite quartzique à gabbros à hypersthène) ;
- formation gneissique claire, comportant des faciès potassiques localement oeillés et des gneiss à biotite et muscovite.

Au Nord, en bordure de l'Amadror, une intrusion lopolitique de gabbros à hypersthène et de gabbros rubanés à olivine (rubanement horizontal) recoupe les structures. L'âge de ce complexe n'est pas établi avec certitude ; il peut s'apparenter au magmatisme tertiaire de la région du Tellerteba.

2 - La zone centrale, de l'oued Aha Ouin Aka à l'oued An Emerhou (Fig. 1.11 a). La formation métasédimentaire rubanée du Nord y affleure très largement. Bien qu'en continuité cartographique avec son homologue septentrional, elle a un aspect très différent dû à la surimposition d'une phase de métamorphisme de basse pression responsable de paragenèses à andalousite-sillimanite-cordiérite.

Cette zone est caractérisée par l'abondance des filons et des sills de diorites quartziques qui passent latéralement à deux massifs de granodiorites allongés parallèlement aux structures de la dernière phase de plissement (oued Eocelli - oued An Emerhou). Il existe une liaison évidente entre les paragenèses de basse pression et la mise en place de ces complexes granodioritiques (voir p. 65)

3 - La bande épizonale de l'oued Takalous. C'est une bande très étroite (2 à 3 km) bordée à l'Est par le granite alcalin du Serkout qui y développe un métamorphisme de contact limité (500 m) à andalousite et cordiérite(schistestachetés et cornéennes), et à l'Ouest par une faille. Au niveau de l'oued An Emerhou cette faille est accompagnée à l'Ouest par une lame allongée de granodiorite défor-

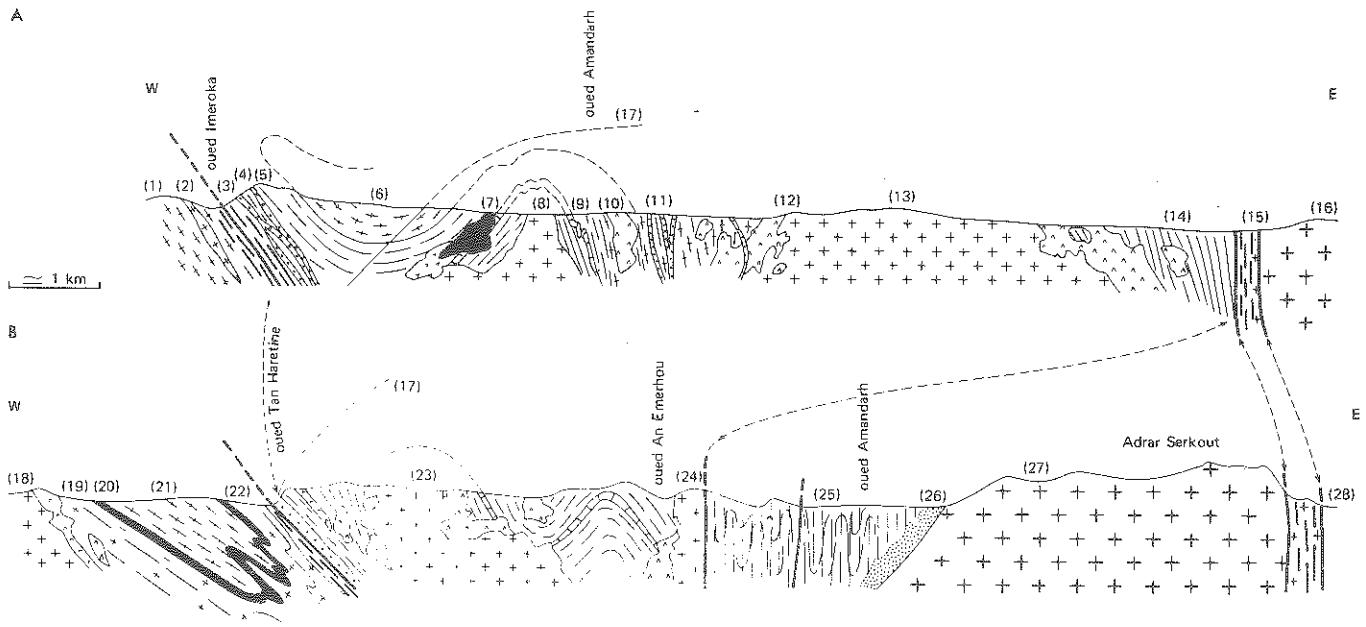


Fig. 1.11 - Coupes interprétatives du compartiment du Serkout.

1. gneiss veinés (groupe d'Ouadenki)
2. filon granodioritique non déformé
3. zone de mylonites
4. filons de rhyolites déformées et plissées dans la zone mylonitique
5. formation métasédimentaire du Serkout
6. gneiss veinés potassiques et gneiss à muscovite
7. biotitite en relation avec intrusions de diorite quartzique
8. granite d'anatexie probable
9. marbres, emballés dans la biotitite sur le flanc W de la structure, transformés en skarns
10. stocks de diorite quartzique
11. champ filonien syn et post-diorite quartzique (microdiorites et microgranites)
12. contact granodiorite-diorite quartzique. Les granodiorites (13) reprennent les diorites en enclaves
14. micaschistes indifférenciés. Equivalents des schistes épizonaux du Sud ?
15. zone de mylonites orientale. Le granite tardif d'Aguendis est cataclasé en bordure
16. granite calco-alcalin d'Aguendis
17. isograde de la cordiérite P_3
18. granodiorite et diorite quartzique de l'oued Aha'n'Souri
19. série de l'Arechchoum } attributions douteuses
20. amphibolites de base } attributions douteuses
21. gneiss type Aokassit } attributions douteuses
22. mylonites avec rhyolite et microgranites blastomylonitiques et métadolérites épizonales
23. granodiorite (et diorites quartziques) de l'oued Ti Souleye mise en place dans une structure anticlinale P_3
24. granodiorite de l'oued Fahek, orientée du côté de l'accident (linéation verticale)
25. formation épizonale du Serkout
26. métamorphisme de contact
27. granite calco-alcalin du Serkout
28. compartiment de l'Edikel.

mée (orthogneiss) à foliation verticale et à linéation minérale verticale. La déformation de cette granodiorite décroît vers l'Ouest, lorsqu'on s'éloigne de la faille, et le contact, sub-parallèle à la foliation, avec la formation métasédimentaire du Serkout n'est pas déformé. On doit donc admettre que cette "lame granodioritique" a été déformée tardivement en relation avec le jeu de l'accident qui la sépare des faciès épizonaux (linéation verticale de la zone mylonitique) (fig. I.11 b).

Vers le Nord et vers le Sud, cette bande se termine en biseau contre les accidents bordiers occidental et oriental du compartiment du Serkout. Au niveau de l'oued In Azzoul, elle ne forme plus que quelques mètres de micaschistes coincés entre deux zones mylonitiques.

Les faciès présents dans cette bande sont peu variés, schistes chloriteux, micaschistes à biotite et muscovite très fine (parfois légèrement albitiques), méta-arkoses (ou rhyolites ?), marbres impurs à quartz, épidote et talc.

4 - La zone du Sud du Serkout. Au Sud du Serkout, la structure est complexe, très découpée par les accidents satellites de la zone de fracture de l'Est du Serkout ; les gneiss sont peu différents de ceux qui forment l'essentiel du compartiment de l'Edikel situé à l'Est

2 - PROBLEMES POSES PAR LE COMPARTIMENT DU SERKOUT

Les éléments structuraux et la lithologie connus en Aleksod et en Tazoulet ressemblent à ceux du Serkout mais le contexte structural global est tout différent. Pour ce dernier, la place occupée par les granites tardifs et la présence d'une bande peu métamorphique laissent supposer qu'il s'agit d'un compartiment dont l'évolution tardive a été beaucoup plus complexe que celle de l'Aleksod. Ces points seront discutés lors de l'étude du métamorphisme et de la tectonique. Quant à la lithologie, à l'exception de la bande épizonale de l'oued Takalous, elle se rapproche beaucoup de celle de la série de l'Arechchoum telle qu'elle se présente dans le compartiment voisin (Aleksod et Tazoulet).

VI - CORRELATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES. COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES

1 - CORRELATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES EN ALEKSOD ET EN TAZOULET

D'après les paragraphes précédents, il est possible d'établir des corrélations entre les deux domaines définis par la faille de l'oued Teholat. Par contre le groupe du Serkout et le Pharusien de l'Arefsa ne peuvent être comparés qu'avec réserves aux autres ensembles lithologiques. Pour le Pharusien, j'utiliserai, à titre d'hypothèse, l'interprétation classique d'un cycle orogénique plus récent. Ces corrélations sont résumées sur le tableau I.1 (page 33).

2 - COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES

Les comparaisons, purement lithologiques, qui vont être ébauchées ici, sont très aléatoires. En l'absence de marqueurs sûrs permettant d'un compartiment à l'autre de comparer les séquences lithologiques et les séquences de déformation, seule la géochronologie permet, dans certains cas, d'esquisser des corrélations. C'est pour cela que je me limiterai au Hoggar central et oriental et que je n'aborderai pas, dans ce chapitre, les corrélations avec l'Ouest du Hoggar ; celles-ci seront tentées, dans la troisième partie, à la lumière des données géochronologiques.

Egéré . L.Duplan (1959) y distingue, à la suite de M.Lelubre, deux séries bien tranchées qui ne sont séparées par aucune discordance. La série de l'Arechchoum est essentiellement gneissique tandis que la série de l'Egéré comporte trois fois, la répétition d'une triade quartzite-marbres-gneiss. La lithologie ressemble beaucoup à celle de l'Aleksod mais l'épaisseur des formations est souvent plus grande. Cependant, étant donné la ressemblance, soulignée par cet auteur, des termes gneissiques de la série de l'Egéré avec les gneiss de l'Arechchoum, il serait indispensable de vérifier si une phase isoclinale précoce n'est pas la seule responsable des répétitions observées.

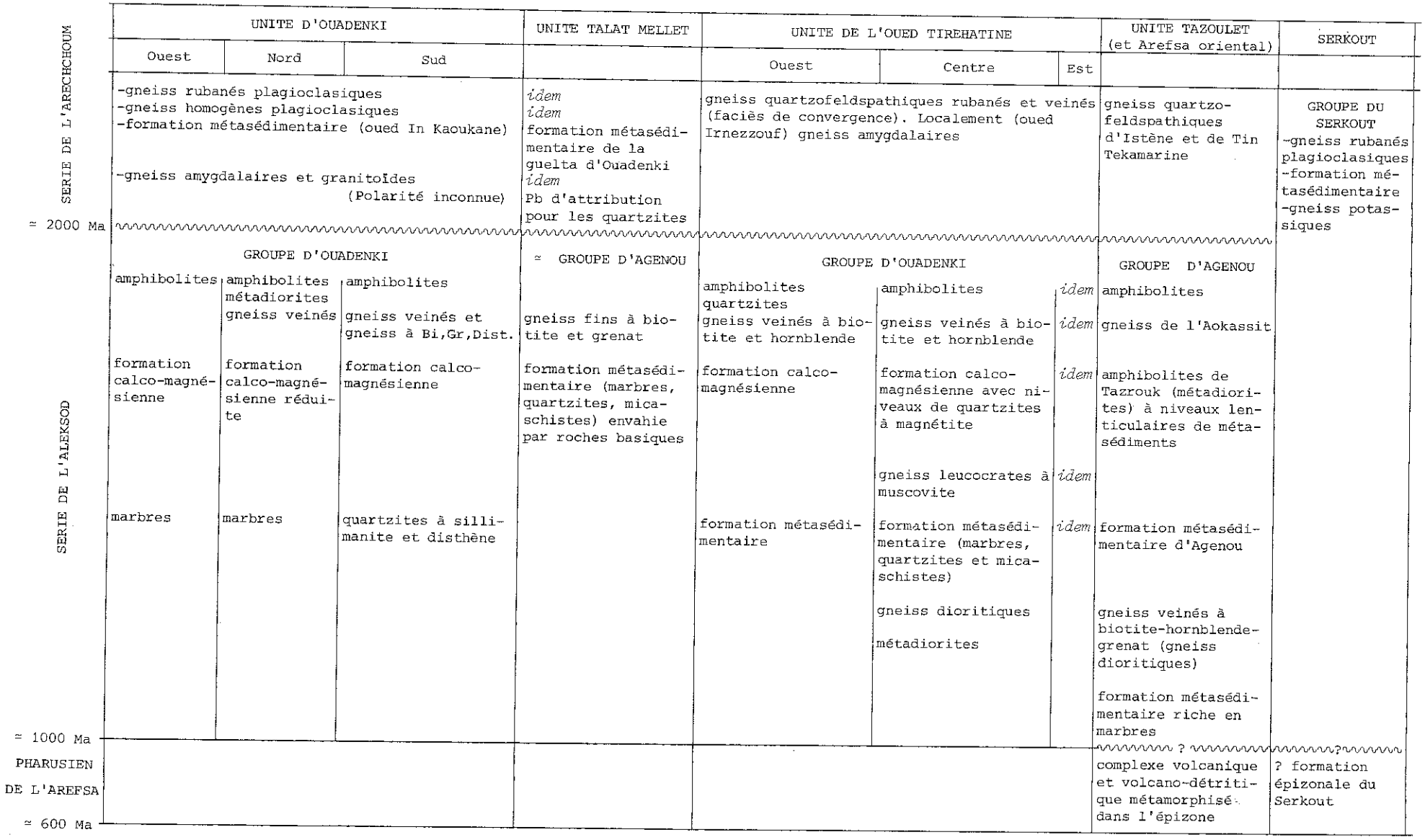


Tableau 1.1 - Corrélations lithologiques entre les différentes unités de l'Aleksod, de la Tazoulet et du Serkout.

Tefedest - Atakor. Dans la zone basse située entre les deux massifs montagneux de la Tefedest et de l'Atakor (Amsinassène), G.Vitel (1970) a mis en évidence des relations disharmoniques entre un ensemble gneissique et une formation pelliculaire composée de roches carbonatées et calco-magnésiennes. Il assimile cette dernière formation à la série de l'Egéré qu'il interprète comme la couverture de l'ensemble gneissique (Arechchoum). En comparant ces résultats avec la lithostratigraphie adoptée pour l'Aleksod, on constate la ressemblance frappante des complexes gneissiques ; par contre, la formation carbonatée, isolée dans des gneiss, n'a pas d'équivalent en Aleksod. Le style particulier de déformation observée dans les roches carbonatées est très habituel en zone profonde et il est peut-être prématuré d'en déduire des relations socle-couverture. La présence déjà notée, au sein des complexes gneissiques homogènes et rubanés de la série de l'Arechchoum, de niveaux métasédimentaires de lithologie variée, doit inciter à une certaine prudence pour l'interprétation de la mince formation calco-magnésienne de l'Amsinassène.

Gour Oumelalen. Au Nord-Est de l'Amadror, la région des Gour Oumelalen est actuellement étudiée par L.Latouche (1972). Cet auteur distingue trois séries d'après des critères d'ordre lithostratigraphique et structural. La série inférieure (série rouge) est formée de gneiss oeillés et de gneiss rubanés. Elle est surmontée, en discordance structurale (une phase de plissement de moins) par la série des Gour Oumelalen, métamorphisée dans le faciès granulite, qui, par sa lithologie peut être comparée à la Série de l'Egéré. Enfin la série de Toukmatine correspond au Pharusien inférieur du bassin de Temassint (série de Tit'n'Afara) ; elle repose en contact anormal sur les deux autres séries.

Les corrélations les plus évidentes avec l'Aleksod et l'Egéré seraient :

Série rouge = Série de l'Arechchoum
Série de l'Egéré = Gour Oumelalen = Série de l'Aleksod
Toukmatine = Pharusien de l'Arefsa

mais la comparaison des phases de déformation et surtout les résultats géochronologiques (discutés en troisième partie) imposent d'autres correspondances :

	Série rouge	inconnu	> 2000 Ma	âge du métamorphisme
Série de l'Egéré =	Gour Oumelalen =	Série de l'Arechchoum	≈ 2000 Ma	
	Toukmatine	= Série de l'Aleksod	≈ 1000 Ma	
	inconnu	= Pharusien de l'Arefsa	≈ 600 Ma	

Ce sont ces nouvelles corrélations qui aboutissent, au point de vue de la terminologie, à une absurdité (série de l'Egéré en Egéré = Série de l'Arechchoum en Aleksod) et qui ont nécessité une appellation différente de la série de couverture en Aleksod.

Bassin de Temassint. Dans la région de Temassint (à l'Est de l'Edikel) B.Guérangé (1966) a observé deux séries de formations, séparées par une discordance, attribuées respectivement au Suggarien et au Pharusien. Cet auteur n'a pas étudié en détail la lithologie du Suggarien ; par contre, il distingue deux termes dans le Pharusien :

- une série de type flysch à la base, où s'intercalent des roches volcaniques basiques (série de Tit'n'Afara) ;
- une formation volcano-détritique acide au sommet (série d'Amadit).

Dans ce secteur, la discordance du Pharusien sur le Suggarien semble bien établie. Malheureusement on ne peut savoir quel Suggarien apparaît sous le Pharusien : s'il s'agit d'un complexe déjà polycyclique comportant les deux types de l'Aleksod et de l'Arechchoum ou s'il s'agit seulement de la série de l'Arechchoum. Dans le premier cas, la série de Tit'n'Afara peut être corrélée au Pharusien de l'Arefsa, dans le second cas, avec la série de l'Aleksod. Les corrélations avec les Gour Oumelalen sont plutôt en faveur de la seconde hypothèse.

Tazat. Les conclusions de J.Blaise (1967) sont difficilement interprétables en termes de corrélations puisque l'auteur lui-même dénie toute possibilité de comparaison d'un domaine à l'autre. Par contre J.M.Bertrand et coll. (1968) ont pu mettre en évidence :

- un socle constitué d'orthogneiss (I) ;

- une série de plate-forme épicontinentale essentiellement détritique (quartzites), peu métamorphique (II) ;

- un complexe allochtone formé de micaschistes, de quartzites, d'amphibolites et de marbres, métamorphisé dans le faciès épidote-amphibolite (III).

D'importantes masses de quartzites existant à la base de la série de Tit'n'Afara, l'ensemble (II) peut être comparé à cette dernière. Dans ces conditions, les orthogneiss de l'ensemble (I) - qu'il serait urgent de dater - représenteraient les gneiss de l'Arechchoum. Quant à l'ensemble (III), allochtone, il pourrait correspondre à des termes plus subsidents mais de même âge que ceux de l'ensemble (II).

Les gneiss d'Issalane et de l'Aïr. Les gneiss d'Issalane ont été très peu étudiés à ce jour (quelques rapports inédits B.R.M.A.). Comme partout dans la zone centrale et orientale du Hoggar, un complexe gneissique attribué à la série de l'Arechchoum s'oppose à une série rubanée métasédimentaire attribuée à la série de l'Egéré. Mais les avatars de la "série de l'Egéré" forcent à la prudence : les formations métasédimentaires semblent plutôt être l'équivalent de la série des Gour Oumelalen.

L'Aïr prolonge en continuité vers le Sud le môle d'Issalane (R.Black, M.Jaujou et C.Pellaton, 1967). On y distingue de bas en haut :

1) formation gneissique d'Azanguérène, équivalent probable de la série de l'Arechchoum (définition M.Lelubre) (1) ;

2) formation leptynitique de Tafourfouzète et formation de gneiss leptynitique à diopside et hornblende de Serchouf ;

3) formation micaschisteuse d'Edoukel et formation chlorito-schisteuse d'Aouzegueur, comparable d'après les auteurs à la série de l'Egéré (définition de M.Lelubre). Ces formations sont disposées en bandes synclinales Nord-Sud et on ne peut pas écarter l'hypothèse d'une discordance à leur base ;

4) au-dessus d'une discordance majeure, dépôt de la formation molassique du proche Ténéré. Les formations du Coin et de Tchililt, qui affleurent très localement au Nord-Est et au Sud-Ouest de l'Aïr sont difficiles à classer dans ce schéma : elles semblent antérieures au dépôt de la formation du Proche Ténéré.

Retenons de cette succession que les formations micaschisteuses et chlorito-schisteuses ressemblent beaucoup par leur lithologie et leur disposition structurale à la série de Tit'n'Afara, et que le terme le plus ancien est comparable à la série de l'Arechchoum telle qu'elle a pu être définie en Aleksod. Aucune donnée géochronologique ne confirme ces corrélations.

La partie orientale du Hoggar - Djanet - Tiririne. Séparée du reste du Hoggar par un accident majeur N-S (accident de 8°30), cette zone pose de nombreux problèmes d'interprétation et de corrélations. La - ou les - série (s) de Tiririne selon les auteurs a (ont) été corrélée (s) soit avec le Pharusien (B.Guérangé, P.Vialon, 1962), soit avec le Pharusien et la série molassique du Proche Ténéré (J.Blaise, 1956). Le peu de connaissances sur le socle de cette (ou ces) série (s) et sur son (leur) évolution tectonique et métamorphique vers l'Est rend délicate toute corrélation avec l'ensemble du Hoggar.

---

(1) Les auteurs y décrivent des gneiss gris et des gneiss oeillés.

chapitre III

LES PHASES SUCCESSIVES DE PLISSEMENT

La structure de l'Aleksod est dominée par la juxtaposition et la superposition de grands plis couchés, géométriquement complexes, à plans axiaux subhorizontaux et de plis plus simples, droits ou déversés. La superposition de plusieurs systèmes de plis successifs peut être décelée à l'aide de deux types de critères :

- l'étude des linéations et des schistosités - qui sont presque toujours, dans la région étudiée, des foliations puisqu'elles sont caratérisées par l'arrangement ou le réarrangement planaire des minéraux phylliteux ;
- l'examen des "motifs cartographiques" c'est-à-dire de la disposition, en surface, de niveaux repères les uns par rapport aux autres.

Ces méthodes m'ont permis de mettre en évidence quatre phases tectoniques principales, l'existence de déformations plus anciennes n'étant nullement exclues. ELles ont été numérotées par rapport à la discordance de la série de l'Aleksod sur la série de l'Arechchoum. Ainsi :

la phase P_0 - qui correspond à un "sac", les structures plissées, toujours conservées à l'état de reliques pouvant appartenir à plusieurs épisodes de déformation distincts - regroupe toutes les déformations antérieures au dépôt de la série de l'Aleksod ;

les phases P_1, P_2 et P_3 au contraire correspondent aux plissements qui affectent les deux séries ensembles.

Les abréviations (P_0, P_1, P_2, P_3) sont utilisées indifféremment pour décrire les phases de déformation et les plis correspondants. Parallèlement les schistosités et les foliations seront numérotées S_0, S_1, S_2, S_3, comme les surfaces axiales des plis et les linéations L_0, L_1, L_2, L_3 (linéations minérales, étirement d'objets, axes (b) de plis de détail).

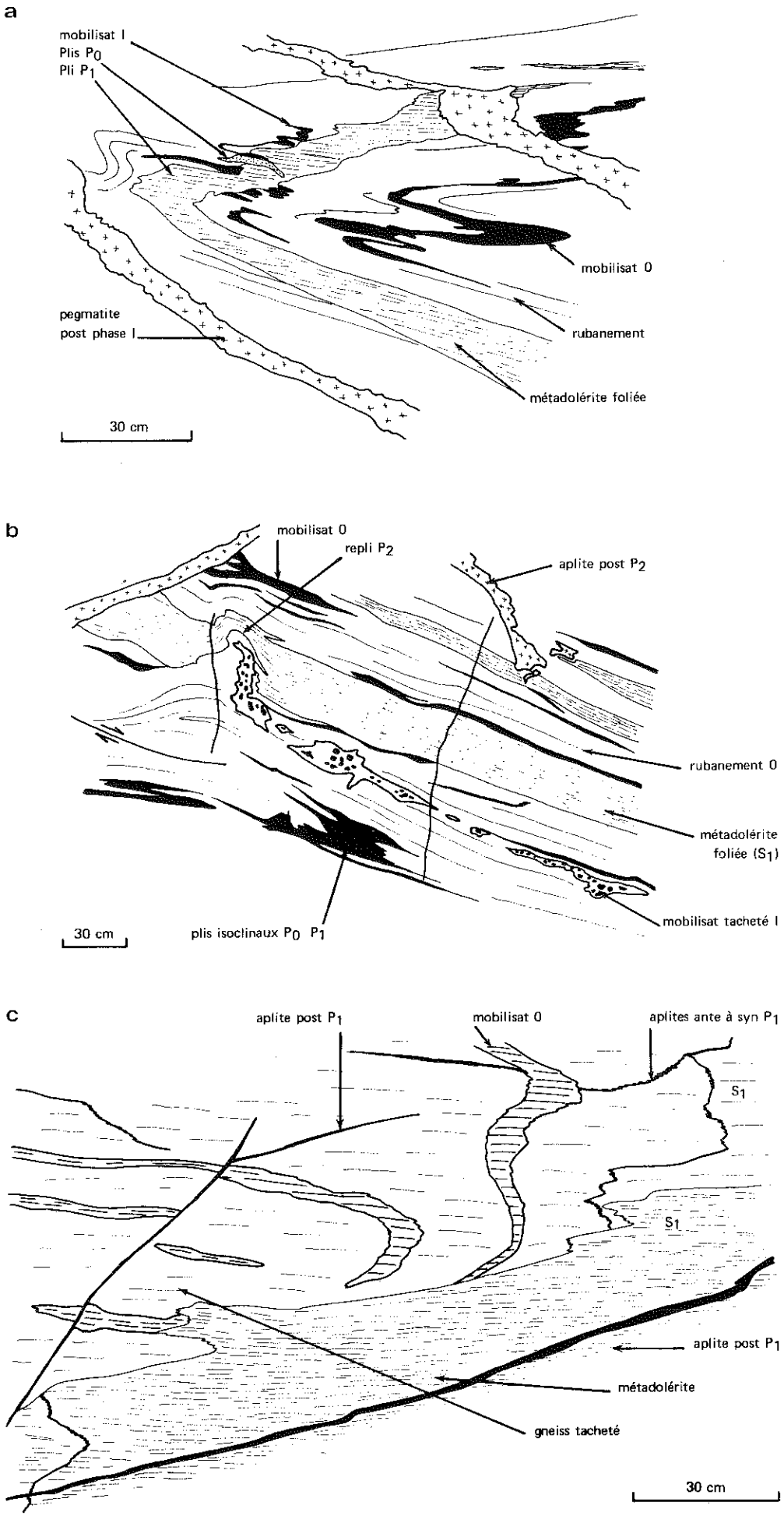
Dans ce chapitre seront exposées les principales caractéristiques des phases successives. L'analyse régionale unité par unité fera l'objet du chapitre V.

I - LA PHASE P_0

Les effets de cette phase , spéciale à la série de l'Arechchoum et issue d'une ancienne orogenèse ayant façonné ce vieux socle, ne sont discernables qu'à l'état de reliques visibles uniquement dans les zones peu affectées par les déformations ultérieures.

Nulle part n'ont pu être mises en évidence de grandes structures plissées de cette phase. Toutefois nous verrons qu'au coeur du dôme d'Ouadenki, des structures plissées complexes, attribuées à la phase P_1, ne peuvent être expliquées qu'en faisant intervenir des plis préexistants. Il est bien évident que, dans ces conditions, les caractéristiques principales de ces structures (style, direction, sens de déversement, contexte métamorphique) restent assez floues et que l'observation regroupe, en fait, des manifestations qui doivent correspondre à plusieurs phases du même cycle. C'est dans l'unité d'Ouadenki, (la moins affectée par les phases ultérieures de déformation et surtout de recristallisation)

Fig. 1.12


a
mobilisat I
Plis P_0
Pli P_1
mobilisat 0
pegmatite
post phase I
rubanement
métadolérite foliée
30 cm
b
mobilisat 0
repli P_2
aplite post P_2
rubanement 0
métadolérite
foliée (S_1)
mobilisat tacheté I
30 cm
plis isoclinaux P_0 P_1
c
aplite post P_1
mobilisat 0
aplites ante à syn P_1
S_1
S_1
aplite post P_1
métadolérite
gneiss tacheté
30 cm

qu'il a été possible de mettre en évidence ces reliques du cycle le plus ancien.

Le caractère ancien du rubanement et de certains plis isoclinaux intrafoliaux d'échelle métrique ne peut être établi que par comparaison. C'est donc uniquement dans le cas où des filons basiques sécants au rubanement sont plissés et métamorphisés ultérieurement par la phase P_1, que l'on peut avec certitude définir ces structures anciennes. Ce type de relation entre les éléments structuraux est illustré par la figure 1.12 ; l'observation de ces relations est exceptionnelle et dans le cas général, il n'est pas possible, pour un pli isoclinal isolé, à l'échelle de l'affleurement, de déterminer à coup sûr s'il correspond à la phase P_0 ou à la phase P_1. L'examen des mobilisats et des transpositions de foliation permet, dans certains cas, de lever cette indétermination. *Ph. 1 à 5*

L'existence de cette phase, limitée au socle, est basée sur un petit nombre d'indices, mais ceux-ci sont sûrs. Les conditions du métamorphisme qui a accompagné cette phase, peuvent être définies grossièrement. En effet, des filets leucocrates (à quartz, feldspath potassique et oligoclase) parallèles au rubanement sont plissés par les phases ultérieures ; la texture pegmatoïde de ces "mobilisats", qui se révèleront très importants pour la géochronologie, s'accorde avec un métamorphisme de haut degré (dont on ne peut pas préciser le type) accompagné d'anatexie.

II - LES PLIS COUCHES DE LA PHASE P_1

Les grands plis couchés isoclinaux de la phase P_1 ont été mis en évidence à l'échelle de la carte (J.M.Bertrand, 1967) à la faveur de la continuité des niveaux repères de la base de la série de l'Aleksod et de l'analyse des "motifs cartographiques" qu'ils fournissent. Affectant ensemble un vieux socle et sa couverture, dans des conditions d'infrastructure (faciès amphibolite, anatexie), l'édifice de plis couchés de grande ampleur (la "flèche" maximum est évaluée à vingt kilomètres) formé lors de cette phase peut être qualifié de "pennique". L'anatomie de ces structures penniques sera développée au chapitre V.

Quelques rares observations "en volume" sur des parois continues, de plis d'échelle hectométriques de cette phase (Roc des Corbeaux en aval de la guelta d'Ouadenki, plateau du Tarellemt) permettent d'affirmer la contemporanéité de ces méga-plis et d'un certain nombre de petites structures, observables à l'échelle de l'affleurement ou de l'échantillon. Ces petites structures serviront de marqueurs pour l'établissement de la séquence structurale et les transformations métamorphiques liées à cette phase. Ce sont :

a) des replis isoclinaux centimétriques à métriques à plan axial subhorizontal. L'arrangement planaire des minéraux phylliteux détermine une foliation parallèle au plan axial de ces plis ;

Fig. 1.12 - Relations entre filons basiques plissés et plis P_0

a) oued Ouadenki : filon de dolérite sécant au rubanement S_0 et aux plis P_0, plissé par la phase P_1. Au coeur du pli dessiné par la métadolérite, les plis du rubanement (et des mobilisats M_0) correspondent à l'accentuation de plis P_0 lors de la phase P_1 (plis $P_0 + P_1$) comme en témoigne l'intersection de certains de ces plis avec le filon de dolérite (Photo n° 4).

b) oued Ouadenki : filon de dolérite. Ce schéma correspond au cas où les surfaces de rubanement S_0, le plan de l'intrusion doléritique et la foliation S_1 sont subparallèles. L'ensemble de ces surfaces est replissé, dans la partie gauche, par un pli P_2 (Photo n° 5).

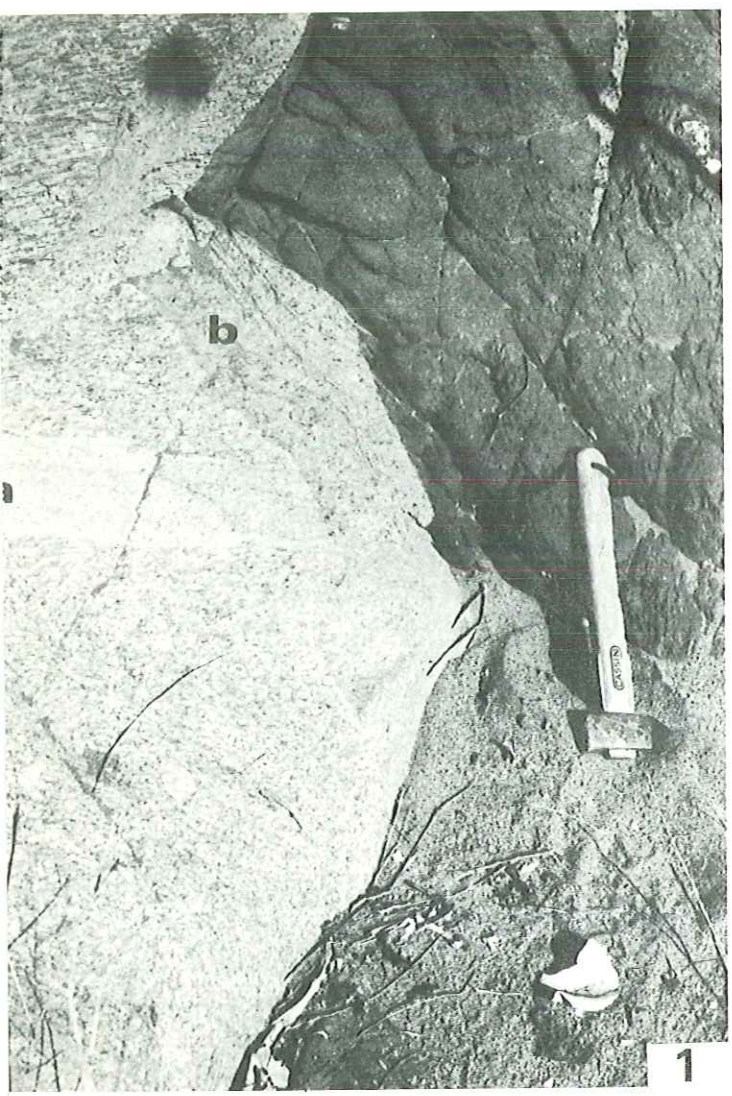
c) oued Ouadenki : structures reliques masquées par la déformation de la phase P_1. La foliation S_1 traverse, sans déviation nette, les mobilisats M_0 (charnières aiguës P_0 possibles) et le contact discordant de la métadolérite.

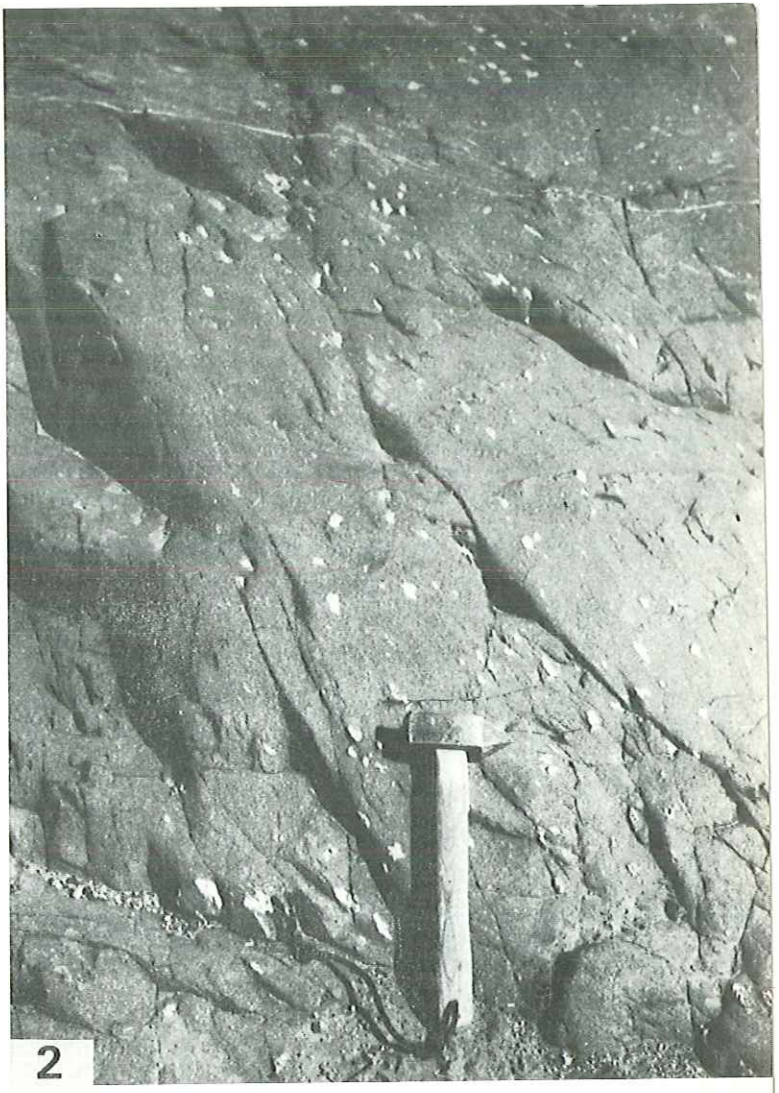
METADOLERITES DE L'OUED OUADENKI (branche Ouest) : filons épais

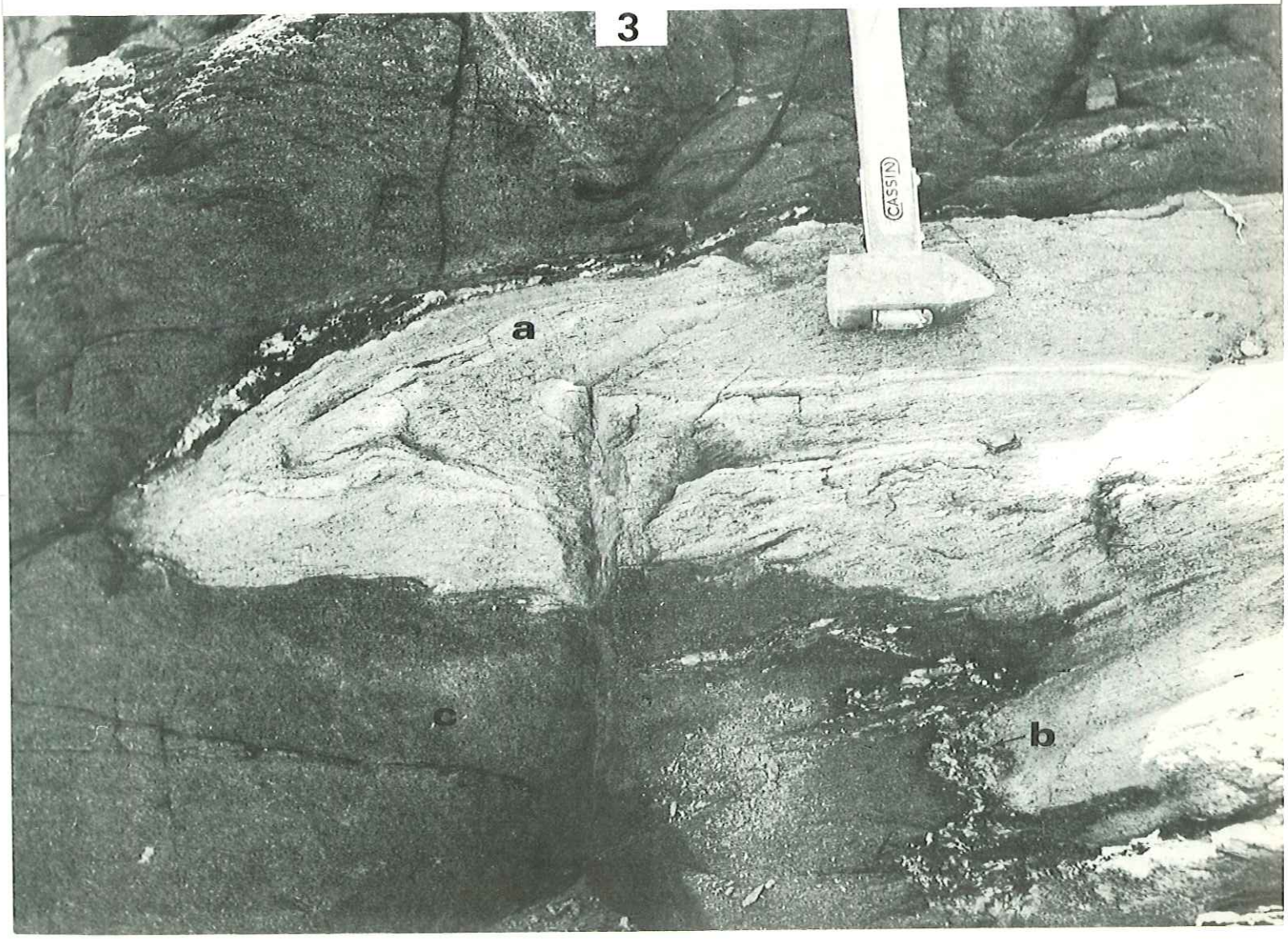
1 - Contact sécant d'un filon de dolérite par rapport au rubanement S_0 qui est accompagné de mobilisats anciens M_0 (a). A l'approche du filon une zone réactionnelle limitée et discontinue (b) correspond à la disparition des structures rubanées. Le filon lui-même (c) est entièrement transformé en une amphibolite à biotite dont la foliation, peu visible sur la photo, est oblique par rapport au contact et au rubanement des gneiss encaissants. Le "V" dessiné par le contact est dû à la différence de plasticité entre les deux types de matériaux au cours de la déformation (P_1) responsable de la transformation de la dolérite en amphibolite à biotite.

2 - Partie centrale du même filon, épais de 4 à 5 mètres. Les textures originelles sont largement conservées, y compris les phénocristaux de plagioclase. La seule transformation est d'ordre minéralogique (cf. photos n° 40 et 41).

3 - Bordure orientale du même filon. Le contact est ici plissé isoclinalement selon un axe subhorizontal (N290). Ce pli (P_1), de plan axial subhorizontal, déforme aussi le rubanement S_0 (a) nettement recoupé par le contact du filon. Le contact lui-même est souligné (b) par un mobilisat syntectonique : leucosome quartzo-feldspathique et mélanosome biotitique y sont étroitement associés et soulignent localement le plan axial du pli. Le filon lui-même (c) a été transformé en une amphibolite à biotite où subsistent localement (en haut de la photo) des "flammes" quartzo-feldspathiques correspondant aux anciens phénocristaux : tous les intermédiaires entre "flammes" et phénocristaux non déformés ont été observés depuis les épontes jusqu'au coeur du filon.

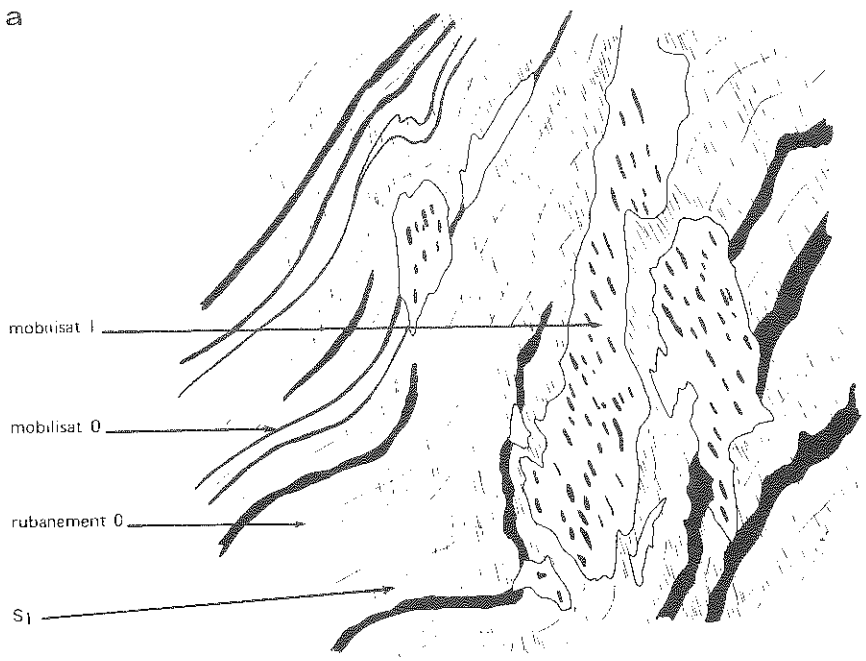

b
1


2


3
a
c
b

l'allongement de ces mêmes minéraux est parallèle à l'axe des plis (linéation minérale) ; *Ph. 6.7.10*

b) dans le cas des roches de la série de l'Arechchoum, le rubanement et la foliation ancienne (S_0) sont souvent conservés : on observe tous les termes intermédiaires d'une transposition de foliation d'"intensité" variable dans l'espace, qui est surtout caractéristique dans le cas où les deux séries de surfaces (S_0 et S_1) sont obliques (fig. 1.13). Les transformations de l'assemblage minéralogique qui accompagnent cette transposition seront étudiées dans la deuxième partie. *Ph. 10.11*



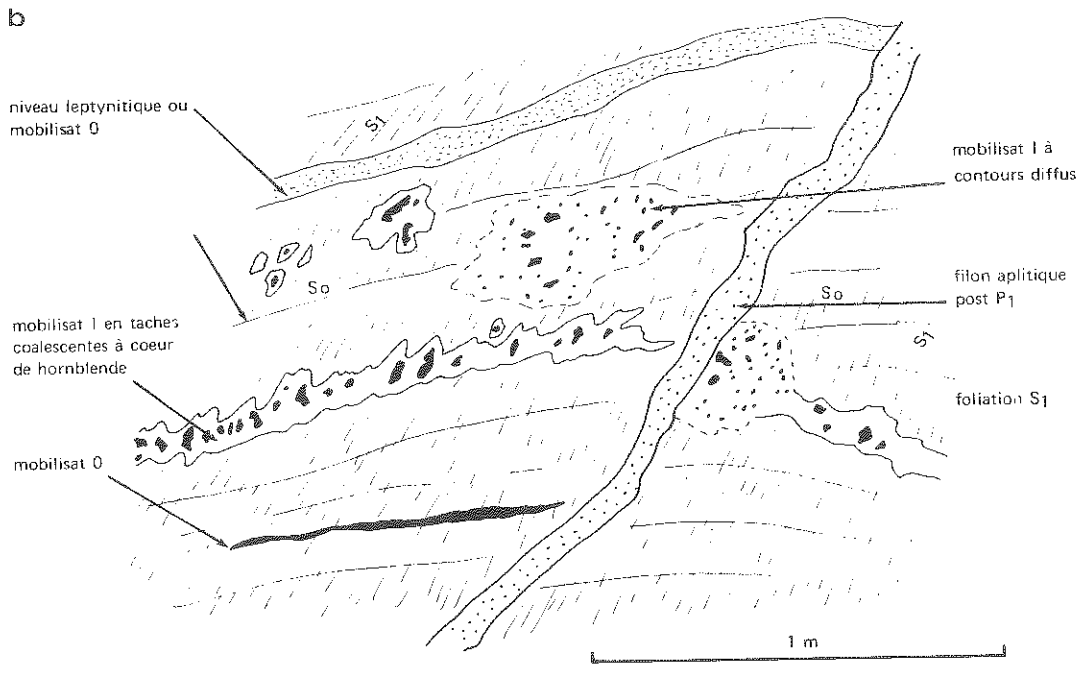


Fig. 1.13 - Transposition de foliation dans les gneiss rubanés de l'oued Ouadenki.

a) Apparition progressive d'une foliation S_1 oblique par rapport au rubanement S_0 et aux mobilisats anciens. Un mobilisat "moucheté" (gros porphyroblastes de hornblende) se met en place parallèlement à cette nouvelle foliation (Photo n° 11)

b) Transposition de foliation : la foliation minérale correspond partout à S_1. Les mobilisats mouchetés (taches coalescentes) sont organisés parallèlement à S_1. Cependant ces mobilisats sont disposés préférentiellement dans certains rubans : ce caractère confirme leur origine par différenciation métamorphique.

METADOLERITES DE L'OUED OUADENKI (branche Ouest) : filons minces.

4 - Filon mince de dolérite (md) recoupant, à gauche du marteau des gneiss rubanés plissés (P_0) ; en (a), plis P_0 accentués en cours de la phase P_1. L'ensemble est recoupé (b) par un filon de pegmatoïde M_1 localement subparallèle au plan axial du plis P_1.

5 - Dispositif caractéristique des zones (nombreuses) où toutes les surfaces sont subparallèles. On y reconnaît :

- le rubanement S_0, accompagné de mobilisats M_0, plissés par des plis P_0 (b) ;
- en (a) ce rubanement est recoupé par le filon de métadolérite ;
- un mobilisat moucheté (flecky gneiss) recoupe en (c) les structures S_0 et m_0. Il s'agit d'un mobilisat caractéristique de la phase P_1. Les plis P_0 (b) ont été accentués lors de la phase P_1 ;
- en (d) un petit repli tardif (P_2) déforme l'ensemble de ces structures.

4

5

La foliation S_1 est soulignée par la disposition parallèle de certains mobilisats (filets pegmatoïdes, gneiss mouchetés (!)).

Dans certains cas, la réponse d'une roche hétérogène au phénomène de transposition de foliation est différentielle.

Ainsi que le montre la figure 1.14, la cristallisation des amphiboles et de presque tous les minéraux est post-cinématique ; les replis très fins du rubanement sont oblitérés par la cristallisation en arcs polygonaux des amphiboles. Par contre, dans le mobilisat, des amas lenticulaires de feldspaths, allongés parallèlement à la foliation, préexistaient à la déformation : il s'agit d'un mobilisat ancien (M_0) partiellement recristallisé lors de la phase P_1.

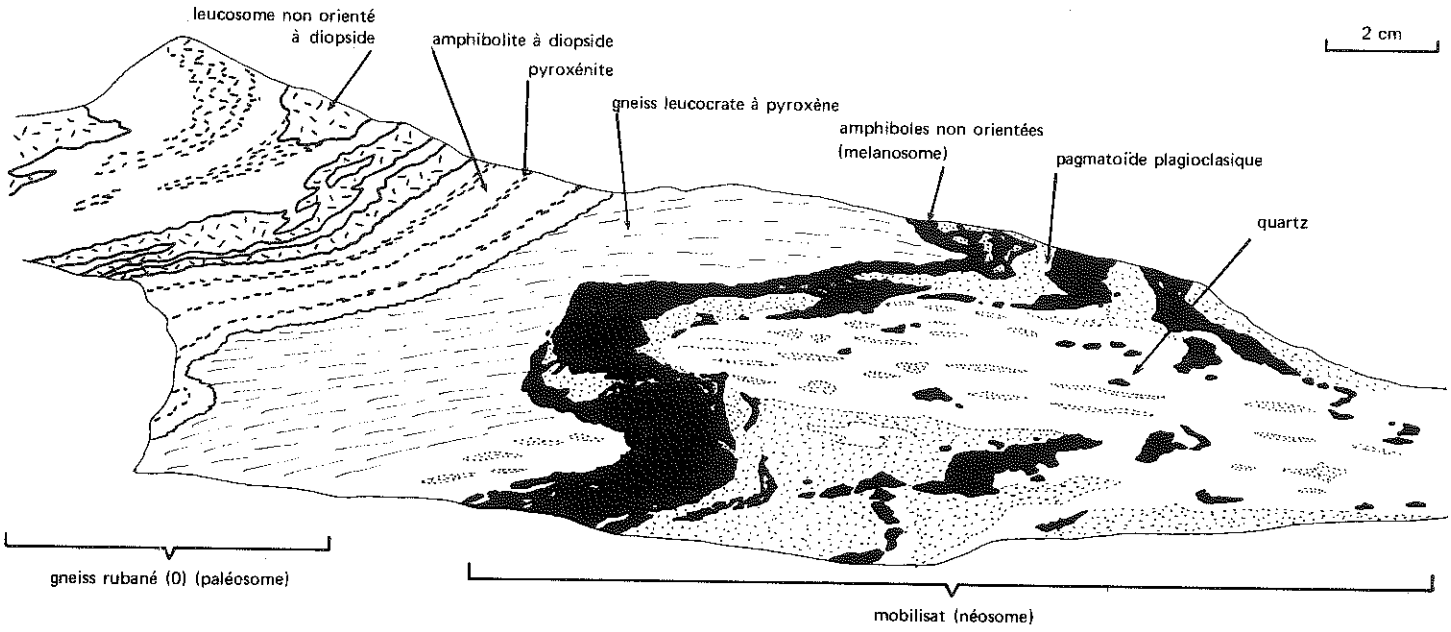


Fig. 1.14 - Pli de détail P_1 (oued Ihetsane).

Echantillon provenant de la formation rubanée de l'oued Ihetsane (alternance de gneiss plagioclasiques, de gneiss et leptynites à diopside, d'amphibolites et de gneiss amphiboliques). La nouvelle foliation de plan axial S_1 se marque préférentiellement dans les anciens mobilisats déformés (persistance des feldspaths anciens à valeur de clastes) et dans les gneiss. Par contre les restites (hornblende seule) et les niveaux d'amphibolites à diopside ont recristallisé en formant des arcs polygonaux dessinant les microplis P_1. Dans la partie gauche du schéma, les leucosomes à diopside ont recristallisé, sans orientation préférentielle, lors de la phase P_1.

c) les laminages. La continuité cartographique de certains niveaux est souvent perturbée, en dehors des zones de charnière des plis P_1, par des surfaces de laminage. Déformées par les plis ultérieurs, ces surfaces sont parfaitement cicatrisées par les recristallisations métamorphiques ultérieures : elles correspondent aux "slides" des auteurs anglo-saxons. A l'affleurement, ce phénomène se manifeste le plus souvent par des zones de "phyllonites" et il n'est pas toujours possible de l'attribuer avec précision à une phase ou à une autre (fig. 1.15). *Ph.8*

Doit-on envisager une relation génétique entre ces structures et les plis, ou faut-il voir dans les laminages le résultat d'un épisode et d'un type de déformation distinct ? Le parallélisme des

---

(1) Flecky gneiss.

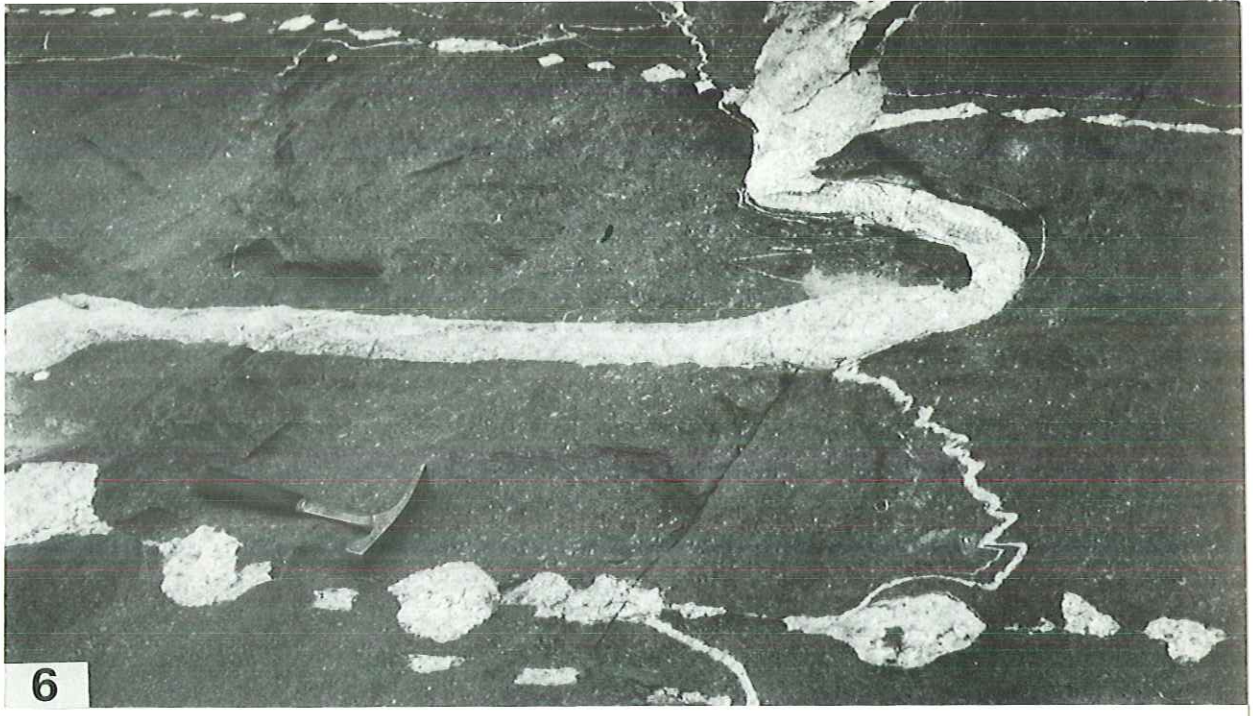
STRUCTURES PLISSEES DE LA PHASE P_1 dans les gneiss de la Série de l'Arechchoum.

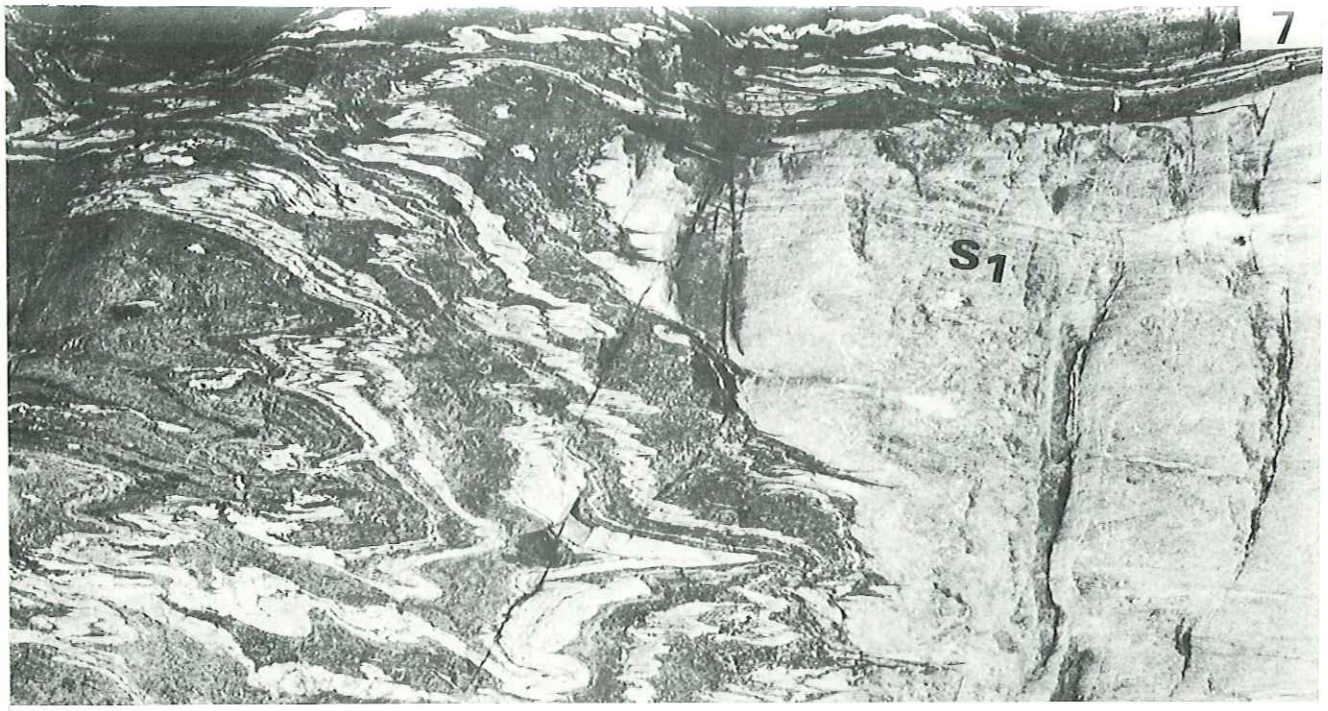
6 - Oued Ouadenki (branche Ouest). Filon de pegmatoïde syntectonique intrusif dans des métadolérites. Le comportement différenciel de ce matériel pegmatoïde selon les directions de l'espace illustre les caractéristiques de l'ellipsoïde de déformation : un filon initialement parallèle à la direction de raccourcissement (de haut en bas de la photo et sur le terrain) est plissé isoclinalement - plis "ptymatiques" lorsque le filon est très mince.

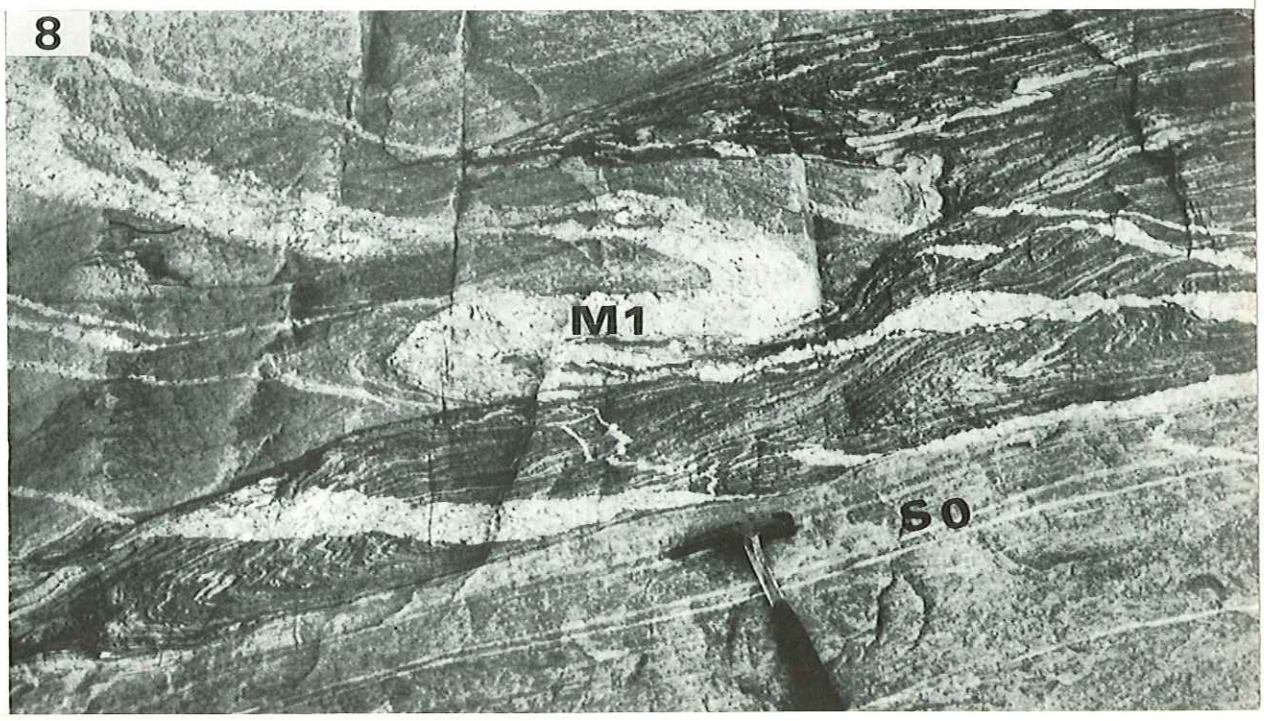
Un filon initialement perpendiculaire à la direction de raccourcissement est boudiné : structures de type "pinch and swell".

7 - Oued Talat Mellet (au pied NW de l'Adrar Taguieret). Pli isoclinal P_1 déformant
- à droite des gneiss quartzofeldspathiques rubanés où apparaît une très belle foliation de plan axial ;
- à gauche des gneiss d'origine pélitique déjà mobilisés (M_0) où dominent les recristallisations de type "arc polygonal".

8 - Oued Ouadenki (branche Ouest). Pli P_1, affectant le rubanement S_0 et les mobilisats M_0, accompagné par des surfaces de laminage syntectonique (slides). Des mobilisats pegmatoïdes M_1 se sont mis en place pendant ces déformations.


6





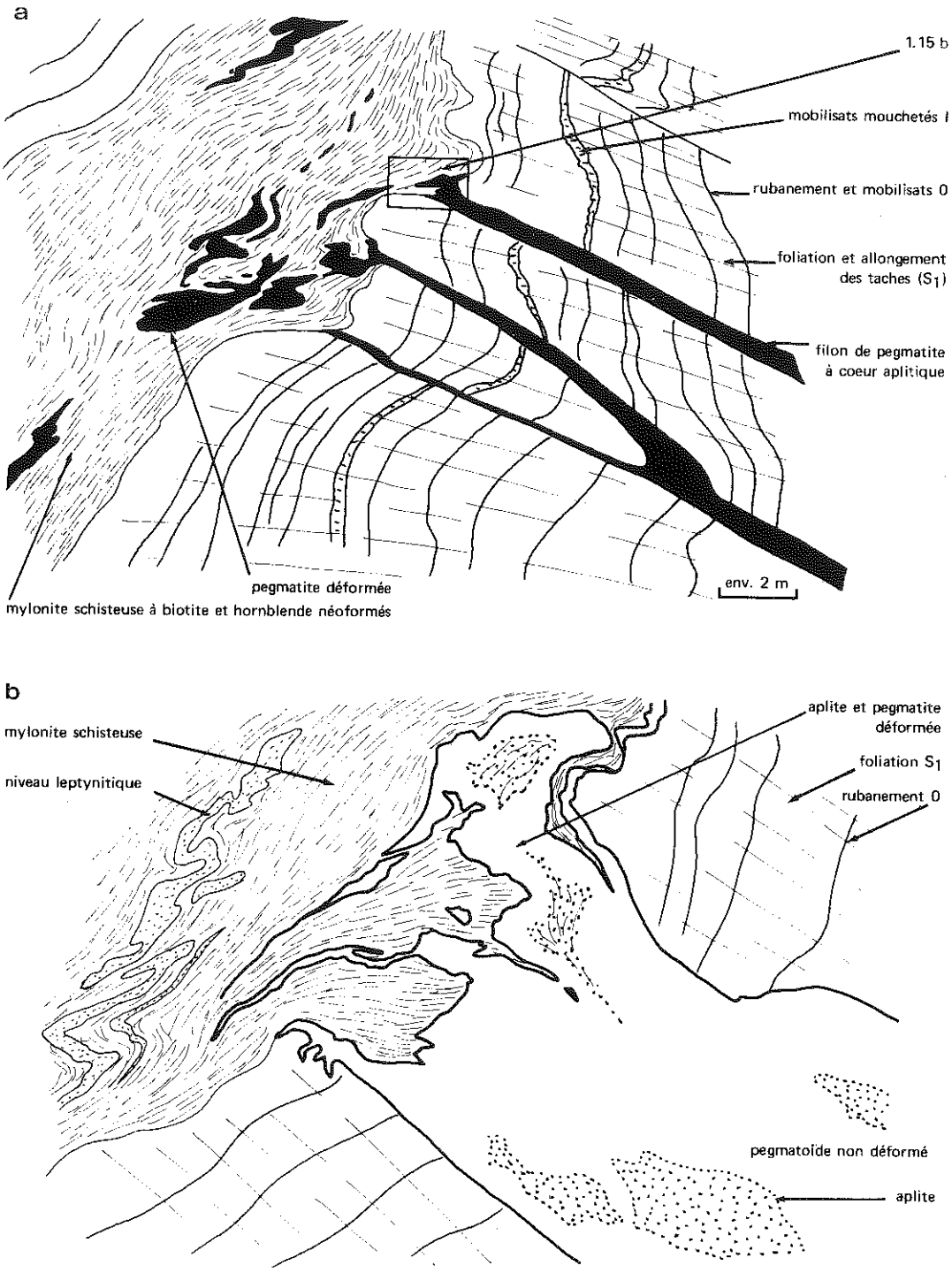


Fig. 1.15 - Oued Ouadenki. Surface de laminage. a) ensemble de l'affleurement ; b) détail.

L'encaissant visible dans la partie droite du schéma est formé de gneiss rubanés de la série de l'Arechchoum recoupés par une néofoliation S_1 oblique subhorizontale (la figure 1.13 b. représente un détail de cette transposition).

Des filons de pegmatite non déformés recoupent le rubanement S_0 et sont sub-parallèles à S_1. La zone de laminage, épaisse de 4 à 5 mètres, est parallèle au rubanement S_0. Elle est caractérisée par : sa composition essentiellement phylliteuse (+ petites hornblendes) à l'exception de niveaux leptynitiques polyplissés (fig. 1.15 b) ; une foliation S_x parallèle au rubanement S_0 mais oblique par rapport à S_1 ; la déformation et le laminage progressif du filon de pegmatite (détail 1.15 b) dans la zone de laminage ; la foliation S_1 du gneiss encaissant ne passe jamais dans la zone de laminage.

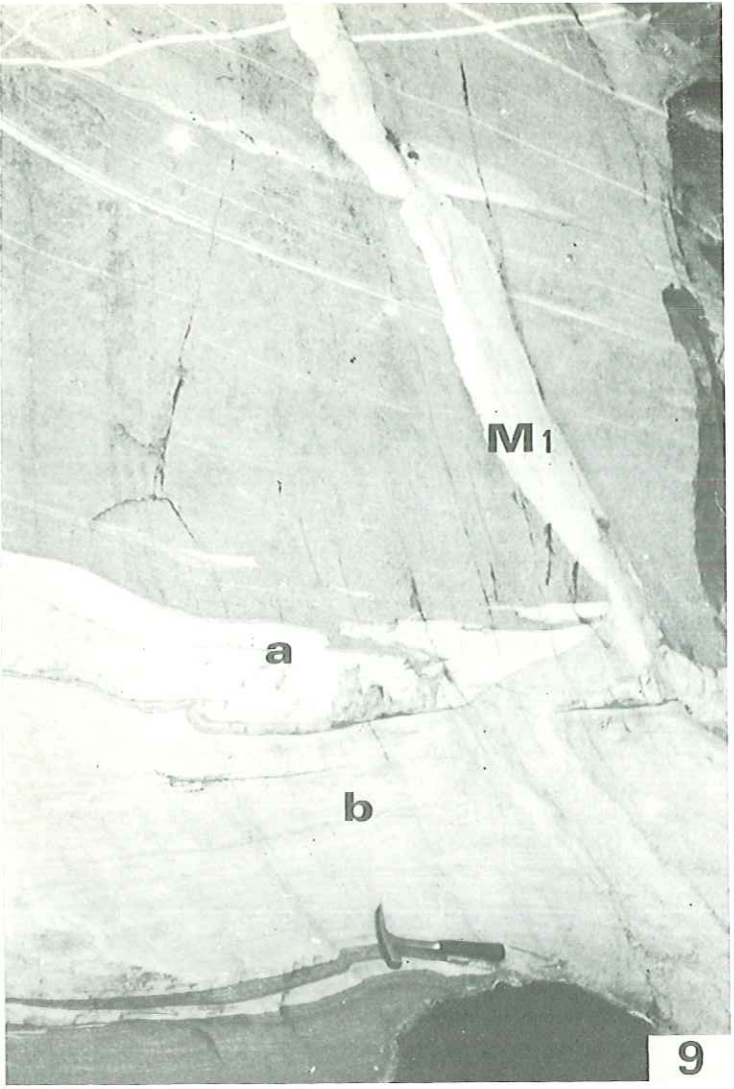
La déformation responsable de ces phyllonites semble tardi-P_1 ou plus récente (P_2 ?) puisque les filons de pegmatites, mis en place après la genèse de la foliation S_1, sont déformés au contact.

RUBANEMENT ET TRANSPOSITION DE FOLIATION dans les gneiss de la série de l'Arechchoum (Oued Ouadenki, branche Ouest)

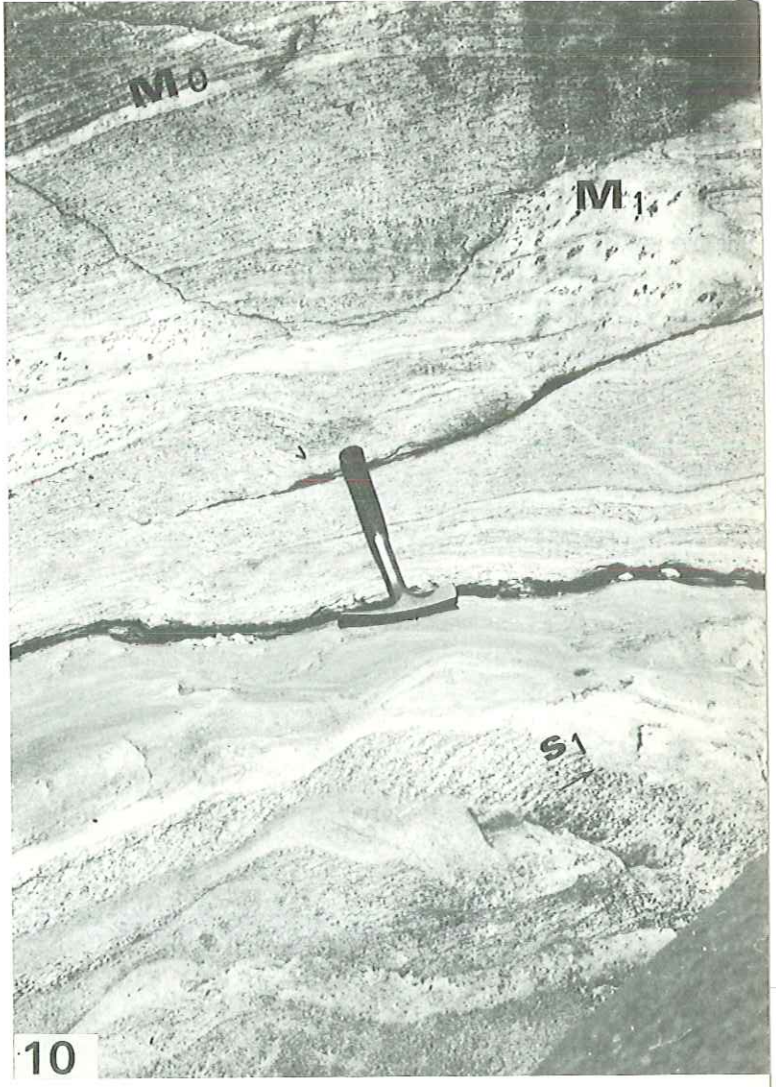
9 - Aspect caractéristique du rubanement S_0, recoupé par diverses familles de mobilisats M_0 plissés et par des mobilisats M_1. La tache noire sous le marteau est une petite "guelta" rarement pleine.

10 - Plis P_0 "antéschisteux" recoupés obliquement par une foliation S_1. Le phénomène de mobilisation "en taches" (gneiss mouchetés, flecky gneiss) est largement développés au-dessus du marteau. Ces taches claires à coeur de hornblende sont orientées parallèlement à la foliation S1.

11 - Transposition de foliation accompagnée par une mobilisation "en taches".

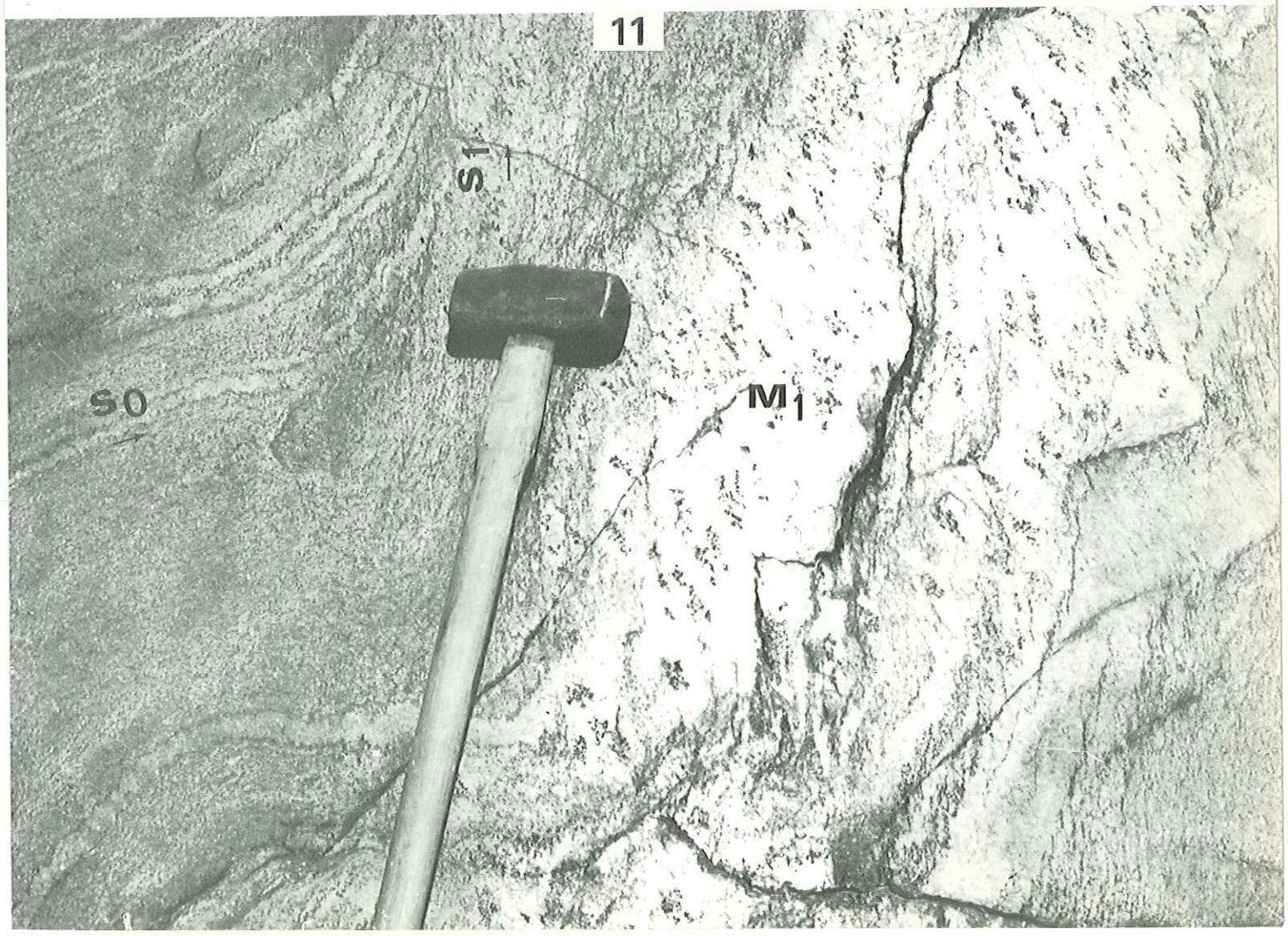


9



10

11



surfaces de laminage avec le contact de certaines formations lithologiques (amphibolites par exemple) ou avec le rubanement des gneiss du socle, semble indiquer qu'elles sont provoquées par la déformation disharmonique, au cours d'une phase de plissement, de deux masses de plasticité différente.

Le style des plis de la phase P_1 est variable. La lithologie des formations plissées influe sur l'aspect des plis. Sans entrer dans les détails, je signalerai l'opposition entre le comportement des formations de gneiss quartzo-feldspathiques (la plus grande partie de la série de l'Arechchoum) et celui des formations métasédimentaires rubanées où alternent des micaschistes, des marbres, des quartzites, et des amphibolites. *Ph.7*

- Dans le premier cas, foliation et rubanement sont en général parallèles et les replis annexes sont rares, sauf dans les zones de grande charnière ; celles-ci sont en général très effilées, parfaitement isoclinales : le style particulier, en grandes digitations dépourvues de replis annexes, explique que les charnières d'échelle microscopique soient si rares dans ces formations.

- Dans le second cas, les formations métasédimentaires rubanées montrent en général une grande quantité de replis isoclinaux de toutes échelles à charnières arrondies, groupés en systèmes de plis (feuille de chêne). La foliation, parallèle au plan axial, est bien développée dans les termes gneissiques et micaschisteux.

III - LA PHASE P_2

C'est au cours de cette phase de déformation que se sont formées les grandes structures plissées bien visibles dans le paysage et sur la carte. En dehors du fait que tous les plis P_2 ont au moins un caractère commun qui est d'être... des plis de seconde phase - c'est-à-dire qu'ils déforment toujours une foliation métamorphique préexistante, l'unité de cette phase est délicate à démontrer car les paramètres de direction, de forme, d'amplitude et de niveau structural (défini par le type des recristallisations métamorphiques observées) varient considérablement dans l'espace. Ce n'est que pas à pas, unité tectonique par unité tectonique, que ces variations ont pu être étudiées.

a) direction des axes de plis.

Cette direction varie de NW-SE à NE-SW avec tous les intermédiaires possibles dans le secteur N-S. Les "trajectoires" de ces axes (ou des linéations minérales correspondantes) ont été schématisées, unité par unité,dans les fig. 1.22, 1.25, 1.31, 1.35. L'origine de ces virgations sera discutée au chapitre VI : plis nés courbes ou plis rectilignes déformés ultérieurement.

b) morphologie des plis

Les plis sont droits ou déversés, rarement couchés (plan axial à pendage variant entre 30 et 90°). Les grandes structures sont plurikilométriques mais elles sont accompagnées de nombreux plis annexes d'échelle centimétrique à hectométrique. A toutes échelles, les plis P_2 sont souvent organisés "en éventail" avec des variations importantes du pendage des plans axiaux (fig. 1.16). En règle générale, que les plis soient droits ou déversés, les synformes sont mieux développés et plus larges que les antiformes. Les plis sont de type semblable ou concentrique selon la lithologie et le niveau structural et déterminent, dans les zones où la recristallisation métamorphique est importante, l'apparition de structures en "mullions" très caractéristiques dans les gneiss phylliteux et les micaschistes. *Ph.13 à 21*

PLIS P_2

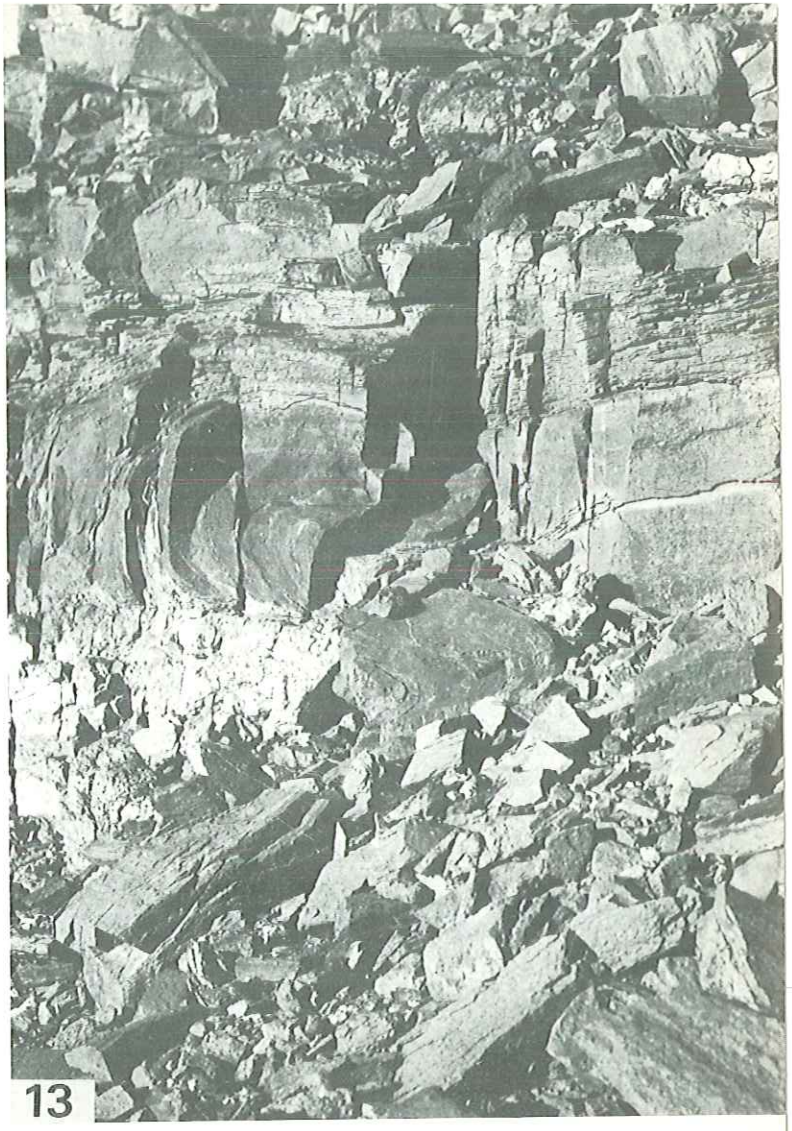
12 - Oued Akomak. Superposition de plis P_1 et de plis P_2 déterminant, à petite échelle une structure en "dômes" et "bassins".

13 - Oued Tala Mellet. Pli P_2 déversé vers l'Ouest, sur le flanc Est du dôme d'Ouadenki. Gneiss dioritiques à hornblence. Un centimètre sur la photo représente environ 10 cm sur le terrain.

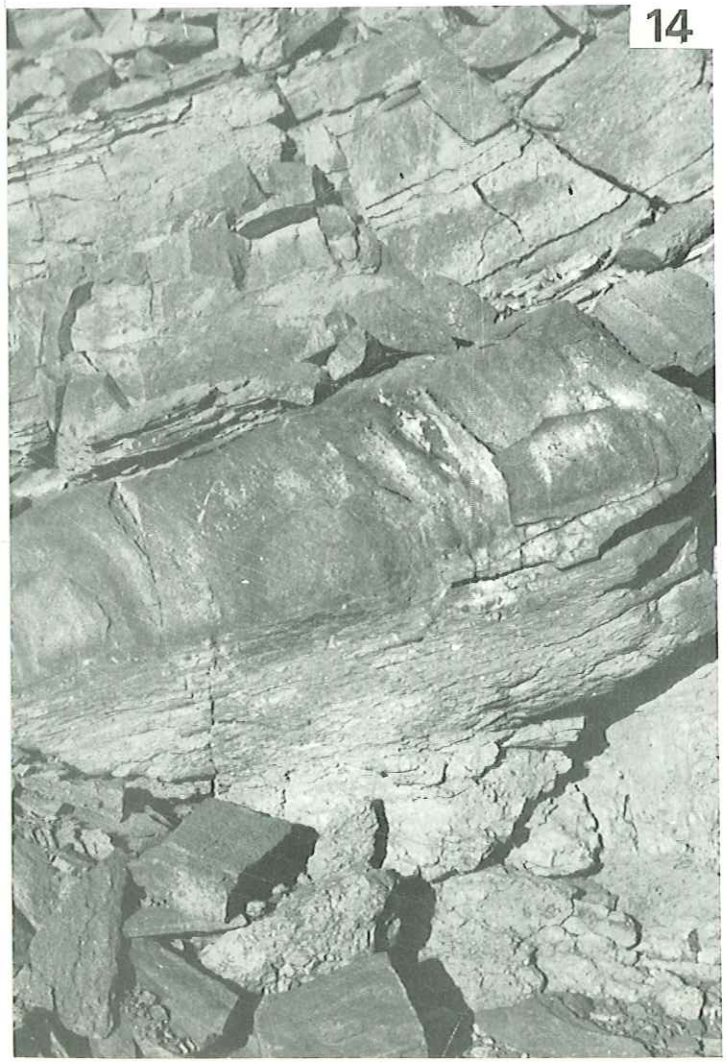
14 - Oued Tala Mellet. Linéation L_1 déformée par un pli P_2 (même échelle que la photo 13).

15 - Oued In Guender au SW du plateau basaltique de Tifelaouine. Plis P_2 en chevron dans les gneiss à biotite et muscovite de l'Aokassit.

12



13



14

15

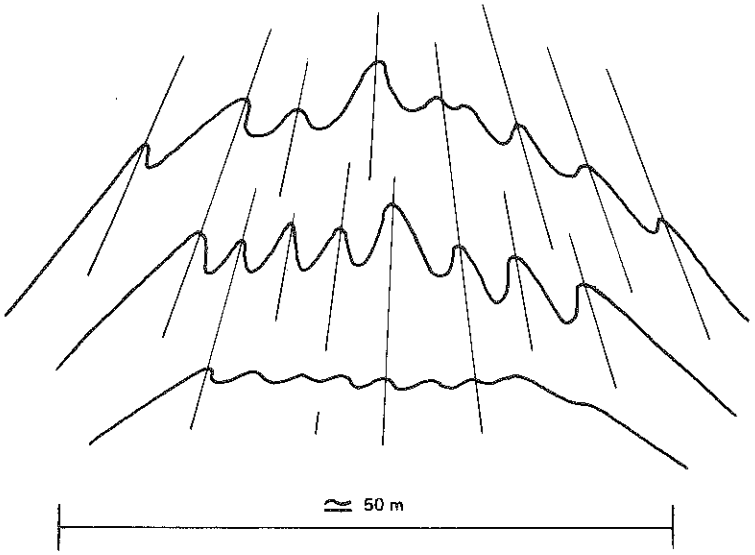


Fig. 1.16 - Oued In Kaoukane. Disposition en éventail, avec disharmonie, de replis P_2 d'échelle métrique.

c) recristallisation métamorphique

Ce paramètre a été utilisé, en association avec les précédents, pour définir trois "niveaux structuraux" dans l'édifice plissé dû à la phase P_2. Au préalable, il faut souligner :

- que toutes les roches ont recristallisé en partie ou en totalité lors de la phase P_2 dans des conditions thermodynamiques minimum correspondant à l'épidote-amphibolite faciès : même dans les plis isolés, d'allure concentrique du niveau structural le plus élevé, aucune rétromorphose de l'assemblage minéralogique antérieur n'apparaît ;

- l'apparition d'une néofoliation S_2 est relativement rare ; elle n'est connue que dans le niveau structural inférieur, dans certains types de roches (gneiss dioritiques, micaschistes). Dans le cas général les minéraux recristallisés dessinent des arcs polygonaux accompagnés ou non de structures planaires du type "strain slip cleavage". Le disthène et la sillimanite recristallisent dans les roches du niveau structural inférieur : des néoblastes se superposent aux minéraux analogues cristallisés lors de la phase P_1. Une nouvelle linéation minérale L_2 est ainsi engendrée, surtout dans les roches riches en phyllites. La muscovite en particulier a cristallisé (ou recristallisé) en totalité lors de la phase P_2 ; *Ph.72*

- des mobilisats migmatitiques ont été formés au cours de cette phase. Ils peuvent être soit autochtones et disposés parallèlement aux plans axiaux des plis P_2, soit allochtones et occupent alors des surfaces de cisaillement inclinées, en relation avec des structures plissées (de type pli-faille) ; ces mobilisats allochtones sont caractéristiques du niveau structural supérieur (fig. 1.17). *Ph.22.23*

d) les niveaux structuraux

Les critères suivants ont été utilisés pour définir trois niveaux successifs :

- intensité de la déformation

  zones peu, moyennement, très plissées

- géométrie des plis et type de réarrangement des minéraux

  plis de flexure, réarrangement en arc polygonaux dans des plis semblables, apparition d'une nouvelle foliation de plan axial *Ph.21*

- intensité de métamorphisme

  recristallisation, rétromorphose ; paragenèses néoformées ; mobilisats.

Pour être rigoureuse, une comparaison basée sur ces critères doit tenir compte de la lithologie et seule

PLIS P_2

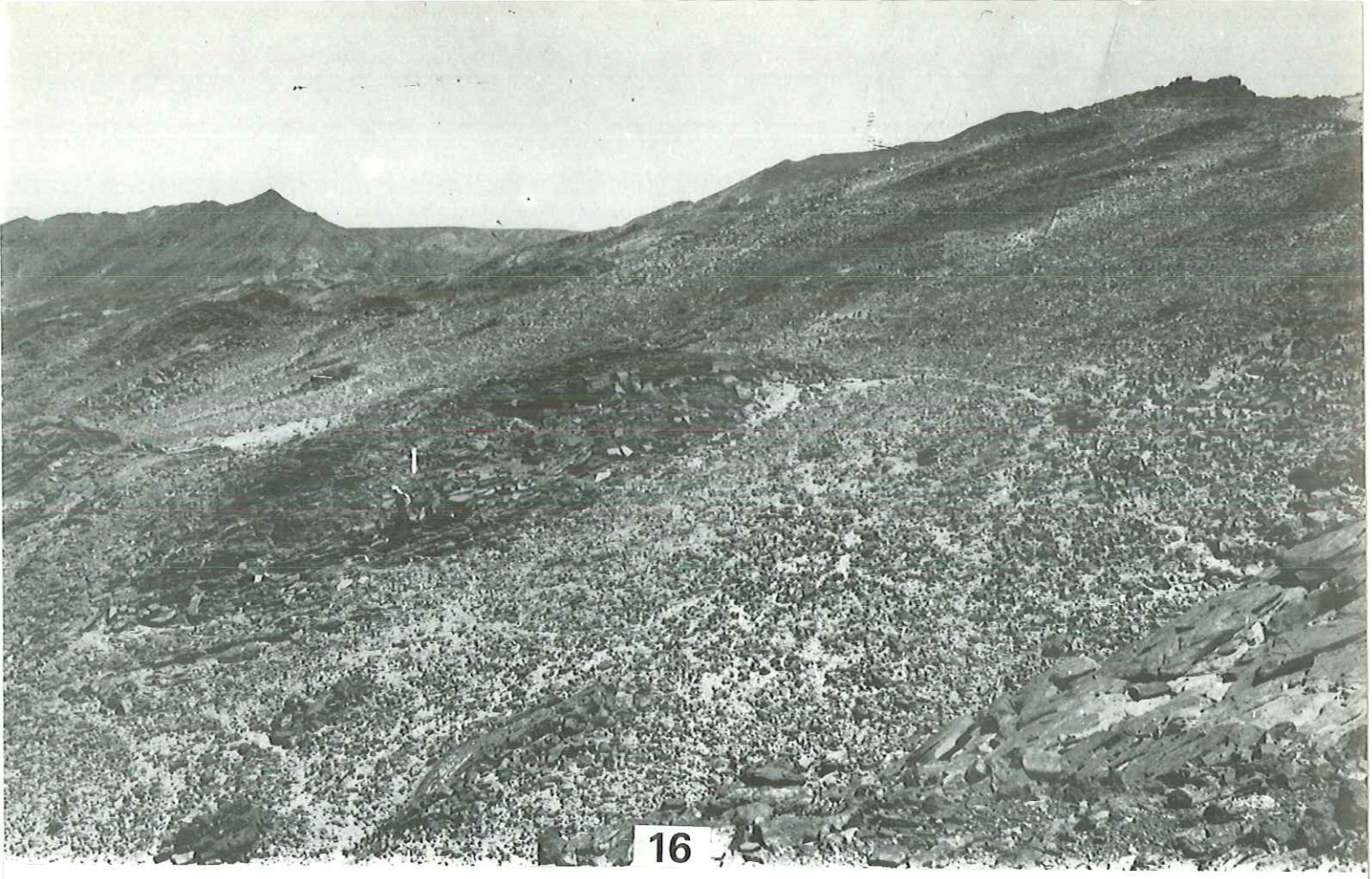
16 - Oued In Guender. "Mullions" à l'échelle de la montagne. De grandes lentilles d'amphibolites emballées de toutes parts dans des micaschistes à disthène et grenat sont allongées parallèlement à la linéation L_2. Les plis P_2 ne dépassent pas dans cette zone l'échelle hectométrique (le personnage situé sous l'index blanc donne l'échelle).

17 - Oued Akomak. Plis P_2 presque isoclinal dans la zone plissée qui borde au Sud le plateau du Tarellemt.

18 - Oued In Guender (échelle 1/4). Pli P_2 reprennant des plis isoclinaux P_1 et la foliation S_1.

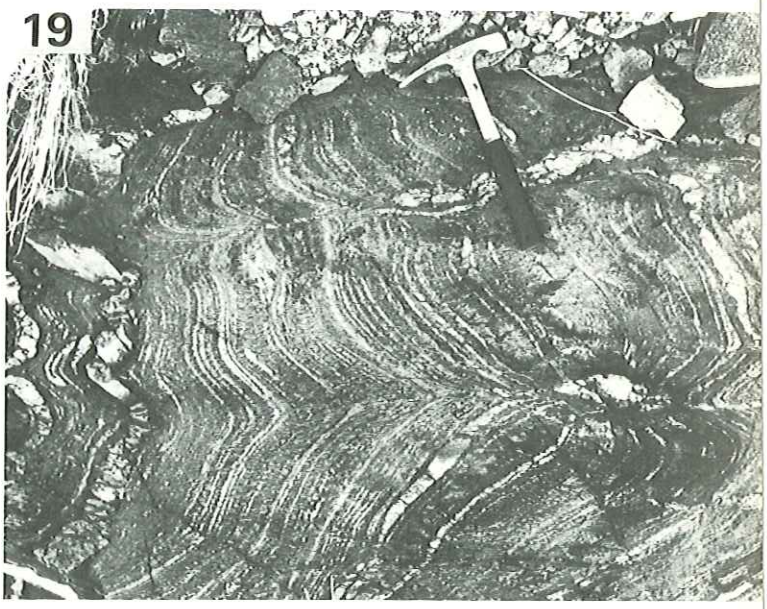
19 - Oued Telohat. Plis P_2 en chevrons dans les gneiss dioritiques. Le plan axial de ces plis est souligné par un mobilisat pegmatoïde.

20 - Oued Tihilelette (partie amont de la branche Est de l'oued Ouadenki). Superposition des phases P_1 et P_2 (homoaxiales dans cette zone). Les plis isoclinaux P_1, bien visibles dans les leptynites, sont recoupés par un filon aplitique. L'ensemble est plissé par des plis P_2.

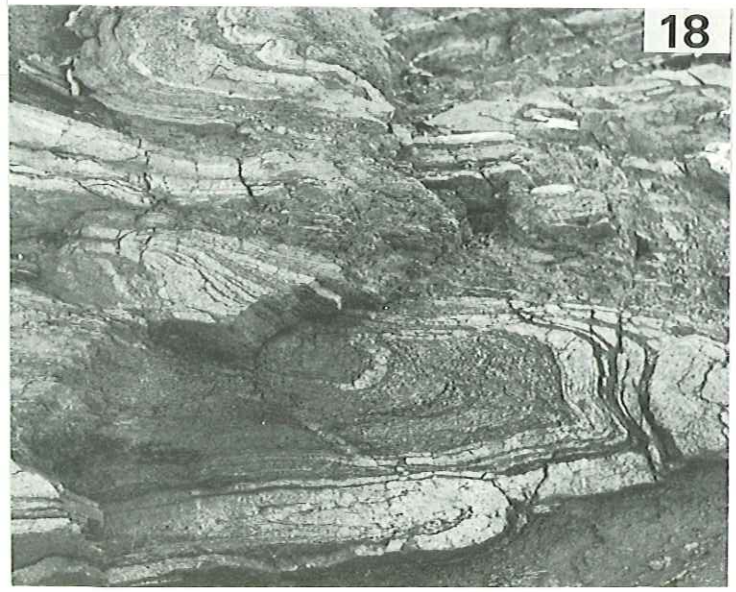


16

17



19



18

20

l'évolution de roches identiques peut être directement utilisable. Le schéma 1.18 a été établi de façon moyenne, les niveaux structuraux étant définis comme suit :

Niveau A

- plis P_2 rares, de type plis de flexure ;
- pas de néo-mobilisation. Les minéraux anciens ne sont pas rétromorphosés mais seulement déformés et recristallisés à l'échelle microscopique. La déformation s'est faite par glissement intergranulaire et recristallisation du quartz. Les linéations anciennes sont toujours conservées.

Niveau B

- plis P_2 abondants ;
- la déformation des niveaux compétents est accompagnée de boudinage ; généralité des structures en "mullions" ;
- néofoliation de plan axial localisée (gneiss et micaschistes) généralité des arcs polygonaux. Cicatrisation des minéraux déformés (disthène, grenat) par une nouvelle génération des mêmes minéraux. Les linéations anciennes sont parfois conservées. *Ph. 14*

Niveau C (1)

- plis P_2 abondants ;
- plis de type semblable, y compris dans les niveaux compétents ;
- néofoliation de plan axial généralisée, accompagnée de mobilisats parallèles (migmatites de plan axial). Les linéations anciennes ne sont jamais conservées, seuls subsistent les replis isoclinaux anciens replissés. *Ph. 17*

On voit d'après cette classification, que pour le niveau structural le plus profond, les caractéristiques des plis P_2 ne sont guère différentes de celles des plis P_1 dans la série de l'Arechchoum à quelques nuances près : les plis P_2 ne sont presque jamais isoclinaux (leur angle au sommet est voisin de 45°), ils sont rarement couchés mais plutôt déversés.

e) les laminages

Comme au cours de la phase P_1, des laminages importants ont eu lieu lors de la phase P_2 (ou des rejeux de laminages anciens). Un exemple, à l'échelle de l'affleurement, est donné sur la figure 1.17.

IV - LA PHASE P_3

Deux types de structures très différentes ont été attribuées à la phase P_3 : d'une part, les plis droits, d'axe N170, qui affectent le Pharusien de l'Arefsa, d'autre part les ondulations à grand rayon de courbure, génératrices de dômes et de bassins, caractéristiques de la structure de l'Aleksod et de la Tazoulet. Cette interprétation est basée sur :

- la similitude des directions axiales ;
- l'augmentation de la longueur d'onde des ondulations qui affectent l'Aleksod et la Tazoulet, lorsqu'on s'éloigne des accidents bordiers ;
- le cas du compartiment du Serkout étant mis à part, le degré de métamorphisme analogue observé dans le Pharusien de l'Arefsa et dans les rares zones de cisaillement tardif et les filons de dolérites schistosées du bloc Aleksod-Tazoulet.

---

(1) Sur la figure 1.18, le massif de l'Ehra doit être attribué au niveau structural C.

Fig. 1.17 - Mobilisation au cours de la phase P_2

Niveau structural supérieur

a) Affluent Est de l'oued Ouadenki au Nord de la discordance. Filon de granitoïde (M_2) sécant par rapport au rubanement (S_0) et à la foliation S_1 (ici parallèle à S_0). L'origine allochtone (peu éloignée) est attestée par la présence d'enclaves de gneiss rubané entrainées mécaniquement. Ces granitoïdes présentent un rubanement parallèle aux épontes, très caractéristique .

b) Oued Taguieret. Filon de granitoïde (M_2) localisé dans une surface de cisaillement subhorizontale parallèle au plan axial de replis P_2.

Niveau structural inférieur

c) Oued Telohat. Zones de laminage subverticales à replis isoclinaux P_2 abondants accompagnés d'une mise en place de mobilisats parallèles.

d) Oued Tirehatine. Mobilisats pegmatoïdes sécants à la foliation S_1, mis en place parallèlement au plan axial subvertical d'une grande structure P_2. Dans cet exemple la réorganisation de l'assemblage minéral (naissance d'une néofoliation) n'est qu'ébauchée, mais elle peut être localement plus complète (oued In Assakane).

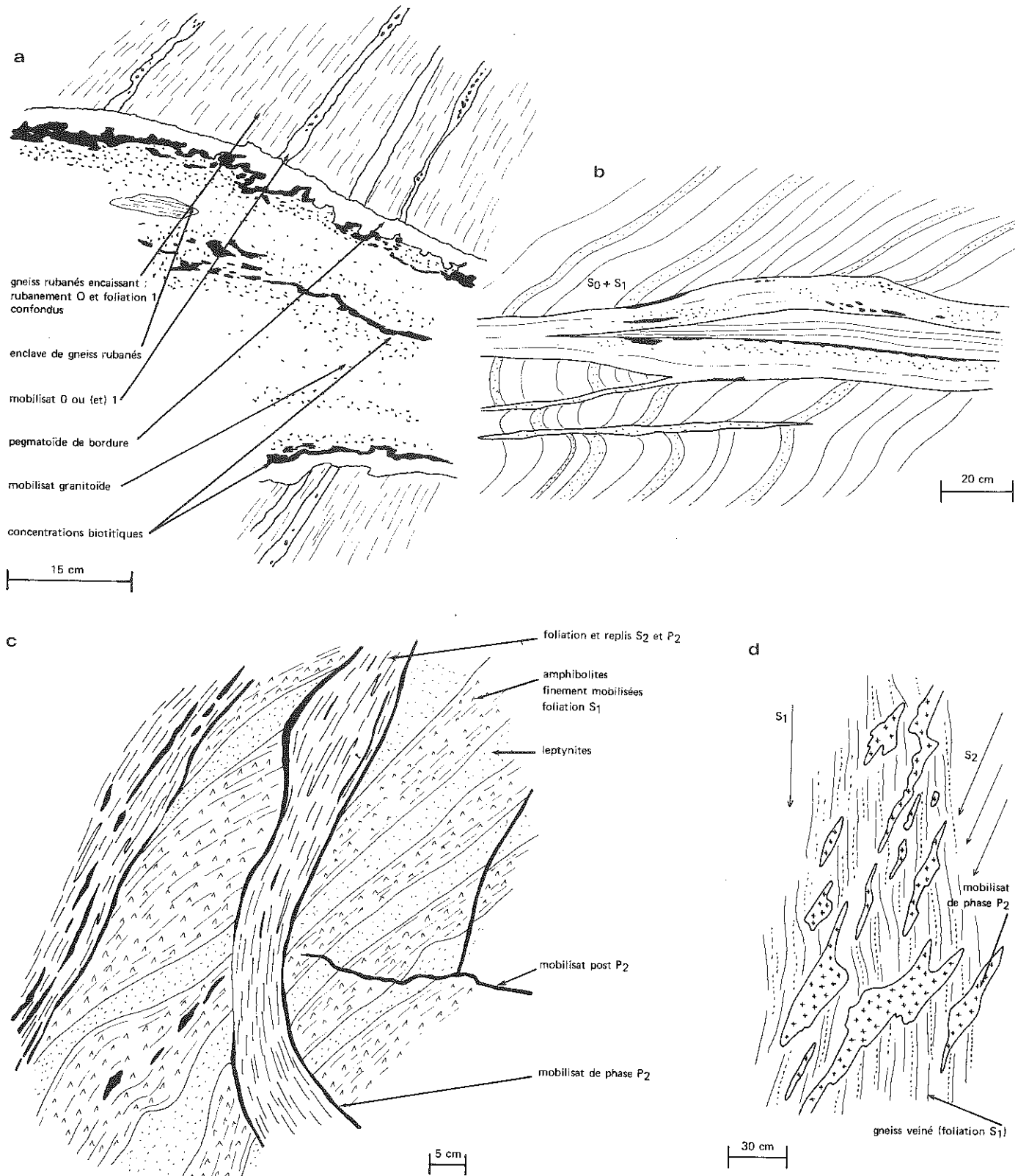

a
gneiss rubanés encaissant ; rubanement 0 et foliation 1 confondus
enclave de gneiss rubanés
mobilisat 0 ou (et) 1
pegmatoïde de bordure
mobilisat granitoïde
concentrations biotitiques
15 cm
b
$S_0 + S_1$
20 cm
c
foliation et replis S_2 et P_2
amphibolites finement mobilisées foliation S_1
leptynites
mobilisat post P_2
mobilisat de phase P_2
5 cm
d
S_1
S_2
mobilisat de phase P_2
gneiss veiné (foliation S_1)
30 cm

Fig. 1.17

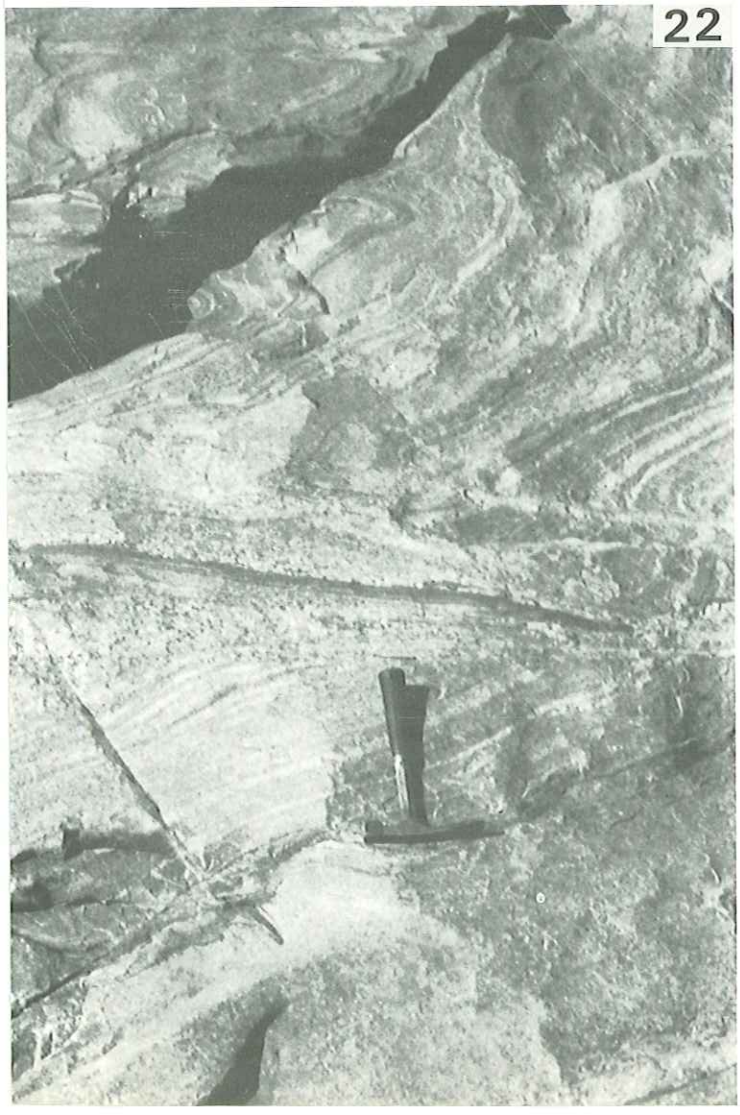
21 - Oued Ouadenki, branche Ouest. Grand pli P_2 déformant, en hélice, la linéation L_1. Toutes les structures plus anciennes (photos n° 5, 8, 10) sont déformées par ce pli.

22 - Mobilisat granitoïde M_2 localisé dans une surface de cisaillement parallèle au plan axial de replis P_2.

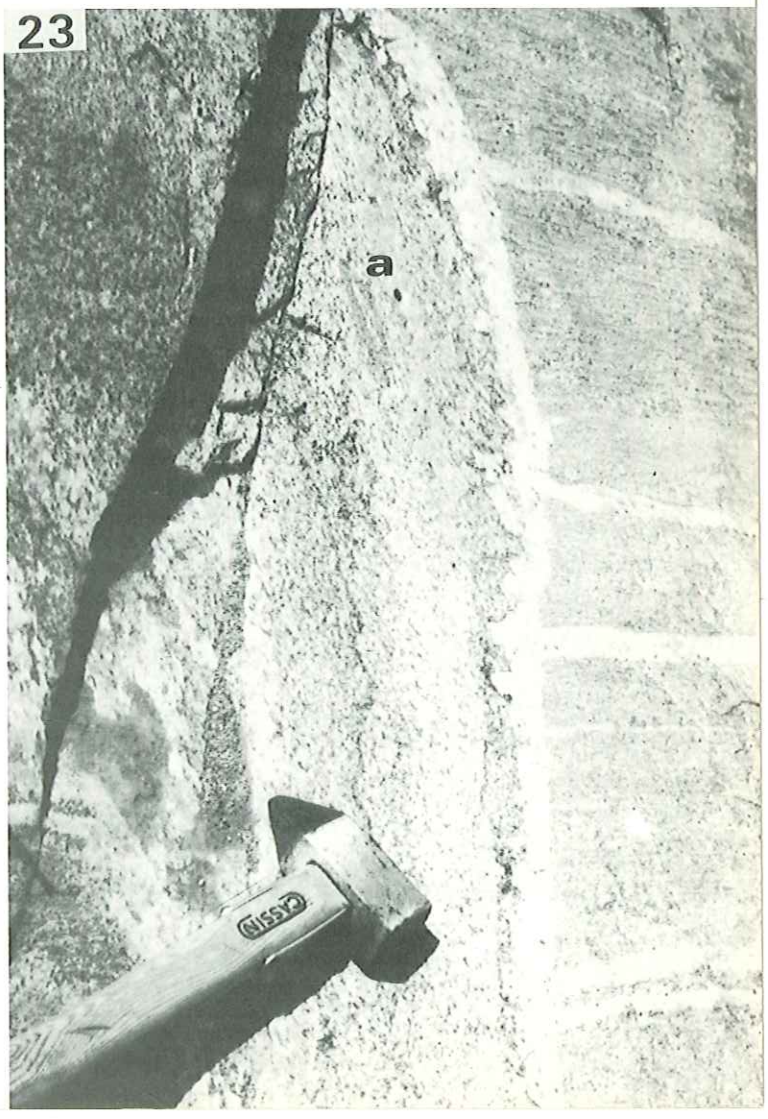
23 - Mobilisat et granitoïde M_2 {à enclaves d'encaissant (a)} intrusif dans un gneiss rubané et moucheté (ce qui signifie que la surface de rubanement-foliation observée a une double signification : S_0 et S_1). Hormis la zone d'éponte à texture pegmatoïde, la partie centrale du filon est hétérogène et rubanée parallèlement aux épontes.

Fig. 1.18 - Niveau structural de la phase P_2.
Pour la signification des numéros de la légende se reporter à la fig. 1.3. Les niveaux structuraux A, B, C sont définis dans le texte.

21



22



23

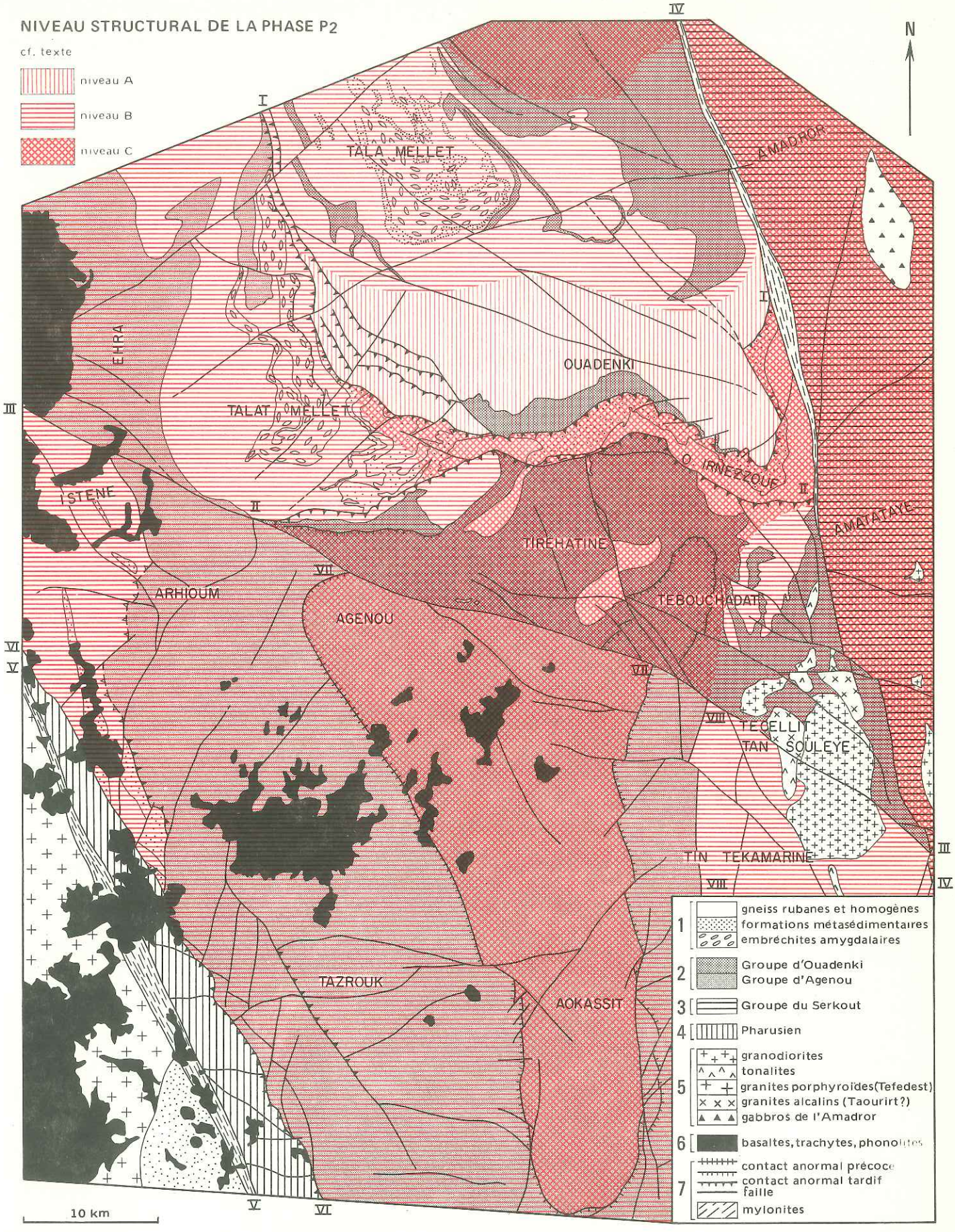

NIVEAU STRUCTURAL DE LA PHASE P2
cf. texte
niveau A
niveau B
niveau C
N
TALA MELLET
AMADROR
EHRA
OUADENKI
TALAT MELLET
I STENE
O IRNEZZOUF
AMATATAXE
TIREHATINE
ARHIOUM
AGENOU
TEBOUCHADAT
TECELLIT
TAN SOULEYE
TIN TEKAMARINE
TAZROUK
AOKASSIT
10 km
1 gneiss rubanes et homogènes
formations métasédimentaires
embréchites amygdalaires
2 Groupe d'Ouadenki
Groupe d'Agenou
3 Groupe du Serkout
4 Pharusien
5 granodiorites
tonalites
granites porphyroïdes(Tefedest)
granites alcalins (Taourirt?)
gabbros de l'Amadror
6 basaltes, trachytes, phonolites
7 contact anormal précoce
contact anormal tardif
faille
mylonites

Fig. 1.18

La superposition des plis P_3 par rapport aux plis P_2 a été mise en évidence en plusieurs points (synformes de Tebouchadat, d'Agenou et de l'oued Taguierafet). Chacun de ces cas sera discuté plus loin (chapitre V). A l'échelle de la carte, j'ai cherché à schématiser la déformation au cours de la phase P_3 en utilisant comme surfaces de référence les plans axiaux des structures P_2 (fig. 1.19). Bien que cette méthode soit quelque peu ambiguë du fait de la disposition en éventail fréquente des plis P_2. Elle aboutit, surtout pour les unités d'Ouadenki et de la Tazoulet, à une représentation de l'allure des domes allongés formés lors de la phase P_3.

Ce schéma montre l'alternance, sur une coupe Est-Ouest de zones de "couloir" à déformation importante (maximum dans le "fossé" pharusien de l'Arefsa) et de blocs, simplement gauchis ou mollement ondulés. Ce style de déformation hétérogène au cours de la phase P_3 semble caractéristique de la partie centre-orientale du Hoggar.

Par comparaison avec les structures décrites dans le "fossé pharusien central" (M.Lelubre, 1952 ; M.Gravelle, 1969) l'âge "pharusien" de cette phase P_3 peut être proposé ; le caractère syn à tardi-cinématique par rapport à cette phase de déformation, des granites datés aux environs de 600 Ma dans le compartiment suggarien central (Tefedest-Atakor) confirme ce point de vue.

Fig. 1.19 - Déformation des structures plus anciennes au cours de la phase P_3.

L'attitude des plans axiaux des plis P_2 a été utilisée pour mettre en évidence cette déformation : les surfaces dessinées sur ce schéma ne correspondent pas aux plans axiaux de structures plissées particulières mais à l'enveloppe de plans axiaux de plis P_2 de toutes échelles.

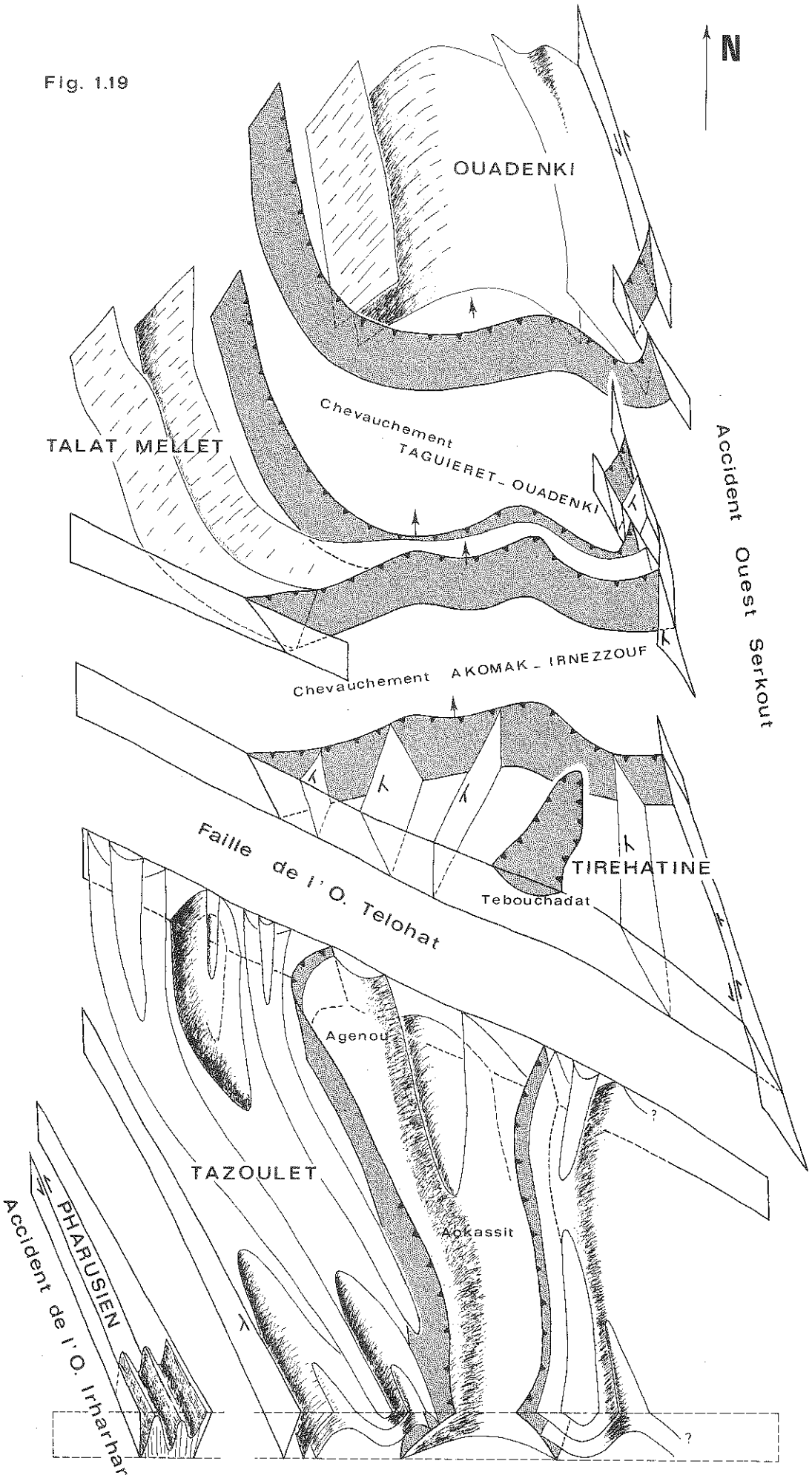
Remarques :

- dans l'unité de Tirehatine la disposition en éventail des plis P_2, qui semble être originelle, ne permet pas de mettre en évidence la phase P_3 de cette manière ;
- dans l'unité de la Tazoulet les relations entre les déformations P_3 et les rejeux tardifs du contact anormal de l'Aokassit sont peu clairs.

En grisé apparaissent les plans de contact anormal. Ceux du Nord (Taguieret-Ouadenki et Akomak-Irnezzouf) sont tardifs tandis que ceux du Sud (Tebouchadat et Aokassit) sont précoces mais ont subi de multiples rejeux tardifs.

Tous les plans verticaux ou subverticaux sont des failles ou des décrochements à l'exception du plan frontal (pointillé) qui ne représente qu'un plan de coupe.

Fig. 1.19


N
OUADENKI
TALAT MELLET
Chevauchement
TAGUIERET - OUADENKI
Accident Ouest Serkout
Chevauchement AKOMAK - IRNEZZOUF
Faille de l'O. Telohat
TIREHATINE
Tebouchadat
Agenou
TAZOULET
Aokassit
PHARUSIEN
Accident de l'O. Irharhar
?
?

chapitre IV

LES DÉFORMATIONS DISCONTINUES POSTÉRIEURES AUX PLISSEMENTS : leurs relations avec les déformations souples de la phase P_3 et avec le plutonisme

I - FAILLES ET CONTACTS ANORMAUX

1 - LES ACCIDENTS VERTICAUX

Depuis l'étude par R.Caby (1968) des accidents sub-méridiens du NW du Hoggar, il n'est pas douteux que la plupart des accidents de ce type qui caractérisent le bouclier touareg appartiennent à la même zone de décrochements à grande échelle.

R.Caby (1968) propose une typologie de ces accidents en fonction de l'état de déformation des roches :

- aucune évolution des roches de part et d'autre de l'accident ;
- apparition graduelle d'une schistosité verticale et/ou d'une rétromorphose ;
- mylonites bréchiques envahie de veinules de quartz et d'épidote pouvant contenir des lames ou des panneaux de toute taille des séries avoisinantes ;
- mylonites rubanées à foliation et linéation verticale, accompagnées de recristallisations importantes.

Au Hoggar central et oriental, les grands accidents subméridiens ont un tracé plus rectiligne qu'à l'Ouest où ils sont souvent courbes ; ils sont accompagnés de très larges bandes de mylonites (mylonites d'In Amguel : J.Fauré, 1967 ; G.Vitel, travaux en cours). La recristallisation en zone profonde y est de règle : développement de sillimanite tardive dans la zone de mylonites qui borde à l'Ouest le massif de l'Egéré (accident de l'oued Irharhar). Il semble cependant que de grandes variations des assemblages minéraux néoformés existent, tant longitudinalement que transversalement par rapport à ces accidents ; l'étude de ces variations reste à faire, à toutes les échelles, mais surtout à l'échelle du bouclier.

Dans la configuration actuelle de ces grands accidents sur le terrain, il faut tenir compte des mouvements (horizontaux ou verticaux) post-précambriens : le rejeu post-paléozoïque est nettement visible dans les enveloppes sédimentaires du Nord et du Sud du Hoggar ; des rejeux récents, quaternaires pour certains, sont en relation avec la remontée épirogénique liée au volcanisme (M.Girod, P.Rognon). En Aleksod, P.Rognon envisage, d'après l'altitude des "alvéoles d'érosion", un rejeu vertical de 200 m, au Quaternaire, de la faille de l'Oued Telohat ; il a observé, en outre, dans l'oued Tazzaït, des basaltes récents schistosés. Compte tenu de cette longue histoire, il n'est pas toujours possible de déterminer la part des manifestations anciennes le long de ces failles.

Caractéristiques des principaux accidents

1 - La faille de l'oued Irharhar - Arefsa (fig. 1.20). Elle limite à l'Ouest le "fossé pharusien" de l'Arefsa et le sépare du môle granitique de la Tefedest. Elle est jalonnée, dans la région étudiée, par des mylonites granitiques à schistosité verticale (1 km de largeur au niveau de Tazrouk). Vers le Nord, la zone de mylonite devient plus large, affecte des formations lithologiques plus diversifiées (oued Irharhar) où la recristallisation semble très avancée (sillimanite tardive de l'Ouest de l'Egéré). Les caractéristiques lithologiques, structurales et pétrologiques des deux massifs de l'Egéré et de l'Arefsa, actuellement situés de part et d'autre de la faille, respectivement au NE et au SW, sont

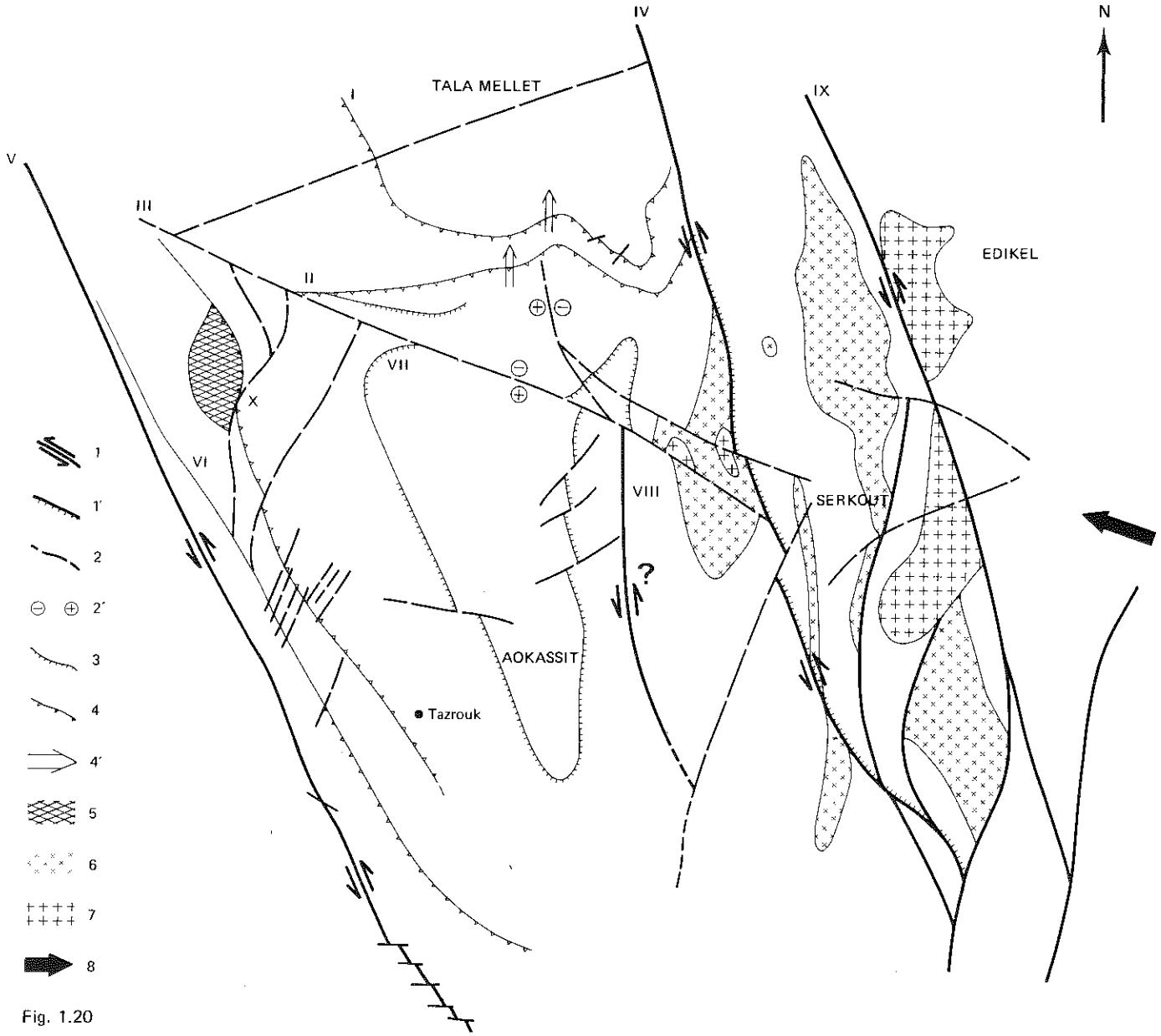


Fig. 1.20

Fig. 1.20 - Essai de classification des accidents cassants de l'Aleksod, de la Tazoulet et du Serkout.

1. décrochement avec sens de déplacement
1'. plan de décrochement incliné
2. failles normales verticales
2'. sens de déplacement présumé
3. contacts anormaux précoces
4. contacts anormaux tardifs à pendage faible (failles inverses)
4'. sens de déplacement présumé
5. zone diaclasée
6. diorites quartziques, granodiorites et granites calco-alcalins
7. granites calco-alcalins et alcalins tardifs
8. direction de raccourcissement lors du jeu principal des décrochements

Nomenclature des accidents (voir fig. 1.3)

I. contact anormal tardif de Taguieret-Ouadenki
II. contact anormal tardif d'Akomak-Irnezzouf
III. faille de l'oued Telohat
IV. accident Ouest Serkout
V. accident de l'oued Irharhar
VI. bordure orientale faillée du Pharusien de l'Arefsa
VII. contact anormal du dôme de l'Aokassit
VIII. faille de l'oued Tin Tekamarine
IX. accident Est Serkout
X. faille courbe de l'Arhioum

étonnament semblables. Sur la base de cette corrélation, on peut envisager que cet accident correspond à un décrochement senestre de près de 300 km. Le sens de décrochement peut aussi être déduit de l'existence de replis centimétriques dissymétriques, post-schisteux, à plans axiaux et axes verticaux : le sens, inverse de celui des aiguilles d'une montre, de déversement de ces replis est compatible avec un décrochement senestre.

Le contact oriental du "fossé pharusien" de l'Arefsa (VI) doit être associé à cet accident. Incliné vers l'Ouest (60°), il suit fidèlement la faille de l'Arefsa dans la région étudiée. Toutefois, il n'existe aucune évidence d'un jeu en décrochement de cet accident qui serait plutôt comparable aux contacts anormaux subhorizontaux tardifs (failles inverses) qui seront décrits plus loin. Entre ces deux accidents, distants de 3 à 4 km, toutes les roches pharusiennes ont surtout au Nord (région d'Idelès) un caractère blastomylonitique prononcé.

2 - La faille Ouest Serkout (oued Imereri, oued Tin Tarabine) (IV) sépare l'Aleksod et la Tazoulet du compartiment du Serkout ; cette faille est inclinée de 60° vers l'Est.

A l'échelle de la carte, aucune corrélation ne peut être tentée entre les deux compartiments situés de part et d'autre de cet accident : lithologie, structure et évolution métamorphique différent considérablement. Il faut cependant remarquer que vers le Sud (cf. fig. 1.10), dans la région de Tin Tarabine, le raccordement "en épi" de cet accident et de ceux qui proviennent de l'Est du Serkout et de Temassint fournit une disposition cartographique analogue à celle qui est décrite par R.Caby (1968) dans l'Ouest du Hoggar et semble caractéristique d'un réseau de décrochements. A l'échelle de l'affleurement quelques indices sont en faveur d'un mouvement coulissant :

- replis d'axe parallèle à la ligne de plus grande pente de plan de faille, dans les mylonites schisteuses de l'oued Imereri ;
- déformation du même type observée dans les filons de microgranite intrusifs dans les gneiss du compartiment du Serkout à proximité de l'accident (oued Aha ouin Aka, oued Tan Haretine).

Ces petites structures indiquent un décrochement senestre, mais l'amplitude de celui-ci est inconnue faute de marqueurs lithologiques ou structuraux corrélables entre les deux blocs.

Vers le Nord, cet accident devient vertical et se perd sous le Quaternaire de l'Amadror mais on peut supposer qu'il se poursuit, au-delà du massif volcanique du centre de l'Amadror qui semble le jalonner, dans le massif de l'Egéré (renseignement oral de L.Latouche).

3 - La faille Est Serkout limite brutalement à l'Est le compartiment du Serkout et se raccorde avec un angle aigu au Sud de l'Adrar Serkout, à la faille Ouest Serkout. Elle décale, de façon senestre, le massif de granites taourirt du Serkout et celui d'Aguendis qui pourraient avoir formé initialement le même batholite (hypothèse non vérifiée pour l'instant).

4 - La faille de l'oued Telohat apparaît sous les basaltes du Manzaz d'Idélès (!) et va se raccorder "en épi" à la faille Ouest Serkout. Elle est soulignée par un filon de quartz parfois très épais (plusieurs dizaines de mètres). Nous verrons que, tant du point de vue de la lithologie que du point de vue de la structure, aucun raccord n'est possible de part et d'autre de cette faille, sauf pour le magmatisme tardif. Il faut donc envisager un déplacement très important et ancien (horizontal ou vertical) et éventuellement une évolution structurale différente des deux compartiments. Il n'y a que peu d'arguments pour un déplacement horizontal prépondérant ; seul le raccordement "en épi" avec les décrochements de l'Arefsa et Ouest Serkout semble en accord avec une genèse commune, dans un même régime de contraintes, de tous ces accidents.

---

(1) sous lesquels elle doit se raccorder avec l'accident de l'Arefsa.

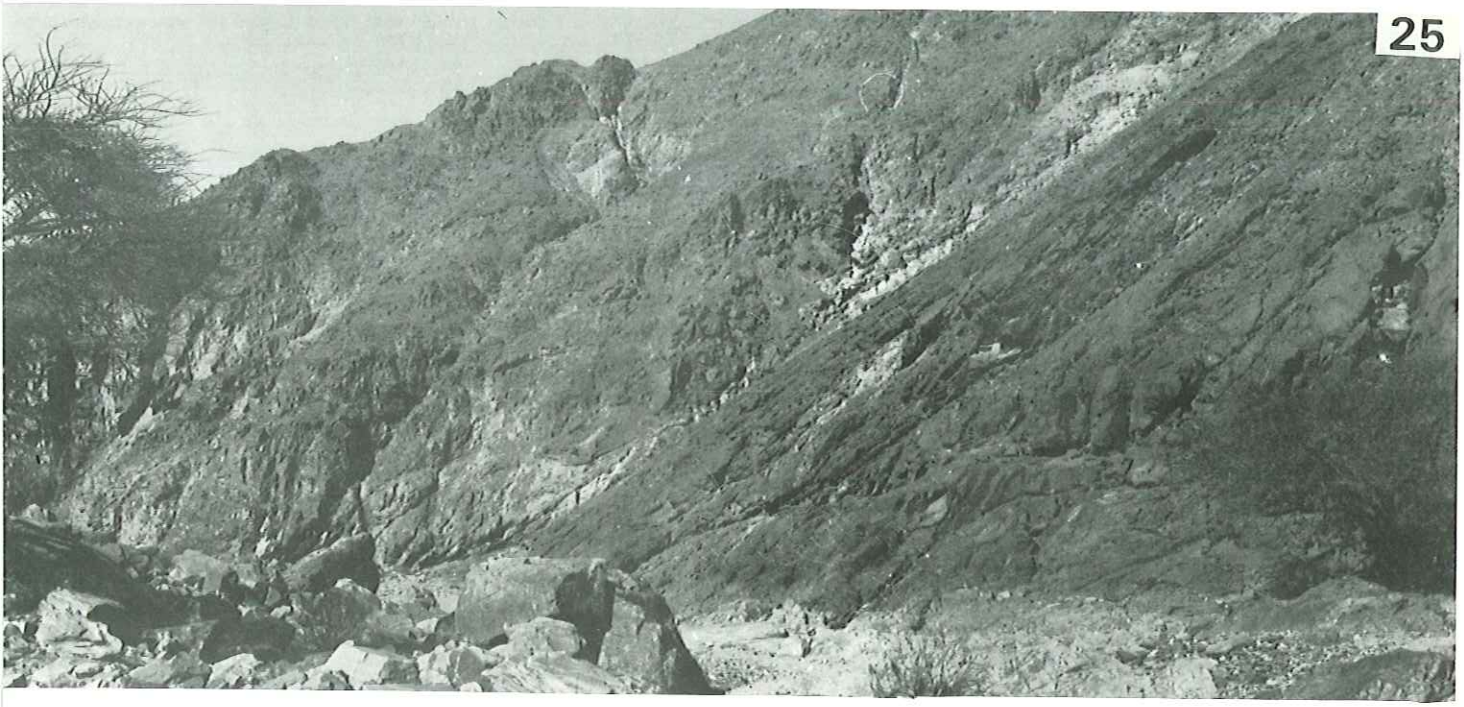
CONTACTS ANORMAUX TARDIFS

24 - Adrar Taguieret (quartzites). Les quartzites (a) sont plissés en même temps que les gneiss (b). L'ensemble est recoupé (c) par le contact anormal Taguieret-Ouadenki qui font chevaucher l'unité du Talat Mellet sur le dôme d'Ouadenki.

25 - Oued Akomak. Le plan principal de contact anormal est une surface couverte de stries parallèles à la ligne de plus grande pente et indiquant un mouvement en faille inverse. L'ensemble de la falaise située à gauche de la photo correspond à des roches broyées.

26 - Oued Tihilelette. Le même contact que celui de la photo 25, 20 kilomètres plus à l'Est. Le sommet et la surface structurale visibles sur la photo correspondent au filon de quartz bréchique (fig.1.21).

24



25

26

Par contre l'interprétation de cet accident en tant que faille à jeu vertical est plus convaincante d'après la comparaison des structures de part et d'autre, et l'étude du contact lui-même. En effet :

- 1) la faille recoupe, parfois à angle droit (oued Tirehatine), toutes les structures antérieures sans déformation notable des axes et des plans axiaux des plis préexistants ;

- 2) elle n'est pas jalonnée par des mylonites, mais par un filon de quartz très continu. Les roches sont rétromorphosées (chlorite) sur quelques mètres de part et d'autre, sans autre déformation qu'une tendance à la "verticalisation" très localisée des surfaces, surtout sensible dans certains secteurs au Sud de la faille (oued Tirhermine) ;

- 3) sur la carte, le déplacement apparent senestre très net, par rapport aux failles du réseau anastomosé d'orientation NW-SE qui recoupent le synforme de Tirehatine (failles satellites de celle de l'oued Telohat), doit être interprété par des jeux verticaux de ces failles, les blocs orientaux étant abaissés par rapport aux blocs occidentaux.

La comparaison du niveau structural de la phase P_2 (fig. 1.18) et du style des plis P_3 (fig. 1.19) au Nord et au Sud de la faille, est en faveur de mouvements verticaux importants dont le sens relatif est cependant difficile à préciser : sans doute un effondrement relatif du bloc situé au Nord de la faille.

Pour ces raisons et aussi pour résoudre le problème de "place" - les deux blocs situés au Nord et au Sud étant "corsetés" latéralement par les décrochements de l'oued Irharhar et de l'ouest Serkout - cette interprétation semble préférable à celle d'un décrochement de second ordre.

L'impossibilité de tout raccord géométrique simple de la lithologie et des structures du Nord et du Sud de la faille du Telohat est à mettre en relation avec une histoire complexe, polyphasée de cet accident (les derniers rejeux sont très récents, P.Rognon, 1967). Celui-ci pourrait avoir ainsi une valeur de "linéament" ancien séparant deux domaines dont l'évolution, au cours des périodes successives de déformations, a été particulière.

2 - LES CONTACTS ANORMAUX A PENDAGE FAIBLE

1 - Le rejeu des surfaces de laminage précoces

L'existence de ces surfaces a été signalée au chapitre précédent et leurs relations avec les phases de plissement ont été discutées. Lors des phases de déformation ultérieures,elles peuvent évoluer de plusieurs manières différentes :

- dans le cas idéal, ces surfaces de laminage ont été parfaitement cicatrisées par le métamorphisme accompagnant la déformation : par exemple, dans le dôme d'Ouadenki, les surfaces de cisaillement de la phase P_2 ont été injectées par un mobilisat granitoïde. Elles sont alors déformées au même titre que n'importe quelle surface lithologique ou de foliation. De même, les laminages observés dans le synforme de l'oued Tirehatine ont été déformés lors de la phase P_2 ;

- correspondre, lors d'une phase de plis ultérieure à une surface de disharmonie, la déformation se manifestant de manière différente au-dessus et au-dessous de cette surface. Ce type de disharmonie - la surface de laminage pouvant être elle-même déformée - a été observée à l'Est du synforme de Tebouchadat et au Sud du dôme de l'Aokassit ;

- rejouer au contact anormal tardif, accompagné de mylonites de la même manière que ceux qui vont être décrits ci-dessous.

2 - Les contacts anormaux tangentiels tardifs

Ces grands contacts anormaux, que l'on suit latéralement sur des dizaines de kilomètres, ont permis la superposition d'unités lithologiques et structurales très différentes. Ils constituent l'un

des traits majeurs de la structure de l'Aleksod, au Nord de la faille de l'oued Telohat. Au Sud de cette faille, seul le chevauchement de l'Arhioum, d'ampleur très limitée, leur est comparable.

Les caractéristiques des deux contacts anormaux principaux - Taguieret-Ouadenki (I) et Akomak-Irnezzouf (II) sont les suivantes : *Ph. 24*

- ils recoupent toutes les structures plissées, toutes les failles importantes et tous les filons ; ils ne sont recoupés à leur tour que par quelques failles verticales à faible rejet ;
- ils sont jalonnés par des mylonites bréchiques silicifiées qui montrent des stries alignées suivant la ligne de plus grande pente (pendage de 20 à 60° vers le Sud) indiquant, au moins pour l'accident II, un jeu en faille inverse chevauchant vers le Nord. Les mylonites, bréchiques, sont peu développées (quelques mètres à quelques dizaines de mètres) ; leur encaissant est formé de roches rubéfiées, rétromorphosées et éclatées sur place sur une épaisseur de 100 mètres au maximum (fig. 1.21) ; *Ph. 25, 26*

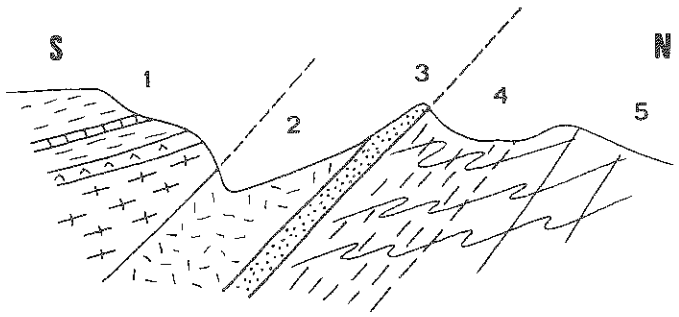


Fig. 1.21 - Coupe d'un contact anormal tardif (oued Tihilelette).

1. série de l'Aleksod. Roches éclatées sur place, structures conservées
2. mylonite bréchique (teintes roses et vertes), aucune structure conservée. Epaisseur : ≈ 50 m
3. quartz bréchique. Stries parallèles à la ligne de plus grande pente
4. série de l'Arechchoum (formation de la guelta d'Ouadenki). Roches éclatées sur place, structures conservées
5. diaclases subparallèles au plan du contact anormal disparaissant progressivement lorsqu'on s'éloigne de celui-ci.

- ils se raccordent avec des angles aigus au décrochement Ouest-Serkout et, pour le second (II), à la faille de l'oued Telohat (fig. 1.20). Le chevauchement de Taguieret-Ouadenki évolue vers le Nord en faille verticale, subparallèle aux structures qui va se raccorder ensuite au décrochement de l'oued Irharhar-Arefsa ;
- ils séparent des unités très différentes quant à leur lithologie et à leur évolution structurale.

Ce sont de bas en haut :

- l'unité d'Ouadenki où le socle ancien prédomine, agrémenté de quelques synclinaux couchés très étroits (du moins au Sud et à l'Ouest) de couverture ;
- l'unité du Talat Mellet presque exclusivement formée de roches du socle ;
- l'unité de l'oued Tirehatine, où la couverture occupe la plus grande surface. Le plutonisme tardif est localisé dans cette unité et dans celle de la Tazoulet, au Sud de la faille de l'oued Telohat.

L'absence de repères précis ne permet pas d'évaluer l'ordre de grandeur de ces chevauchements mais la juxtaposition brutale, à la faveur de ces contacts anormaux, de niveaux structuraux très différents (cf. fig. 1.18), permet d'envisager des chevauchements de grande ampleur.

II - DYNAMIQUE ET CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS DISCONTINUES

Ces deux aspects de l'étude des déformations discontinues tardives sont inséparables. Les rapports géométriques des différents types d'accident entre eux (fig. 1.20) suggèrent que plusieurs périodes de déformations se sont succédées dans le temps. Il n'est donc pas justifié, sauf pour les derniers rejeux, de considérer la disposition actuelle des accidents de divers type comme acquise dès le début de la déformation cassante. J'utiliserai, pour tenter de résoudre ce problème, trois séries de repères qui sont :

- la mise en place du plutonisme tardif ;
- les relations géométriques entre les familles d'accidents ainsi que les caractéristiques des roches déformées à leur voisinage ;
- les relations entre les déformations cassantes, la mise en place du plutonisme et les déformations souples de la phase P_3.

I - LE PLUTONISME

Le plutonisme d'âge pan-africain a été étudié et daté dans le fossé pharusien central par M.Gravelle (1968) pour les granites syntectoniques et par J.Boissonnas (1973) pour les granites post-tectoniques (granites taourirt). La région étudiée ici a été choisie en raison de la quasi-absence de granites qui laissait présager une approche plus aisée des phénomènes tectoniques et métamorphiques. Pour cette raison, cet aspect de la connaissance du Précambrien du Hoggar a été volontairement négligé et je laisserai à G.Vitel qui termine actuellement l'étude de la partie centrale du "horst suggarien central", où les plutons tardifs couvrent une surface considérable, le soin de combler cette lacune.

Cependant, le complexe plutonique du Tecellit tan Souleye (et accessoirement les massifs comparables affleurant dans le compartiment du Serkout) sont décrits sommairement.

1 - Conditions de gisement et lithologie

Strictement localisé à l'extrémité NE de l'unité de la Tazoulet et à l'extrémité SE de celle de Tirehatine, le complexe plutonique est nettement surimposé et indépendant du contexte lithologique et structural antérieur. Il est accompagné d'un important cortège filonien.

Le massif le plus étendu est celui qui affleure aux sources de l'oued Ti Souleye et au N de l'oued An Emerhou ; il forme une masse grossièrement elliptique de 12 x 8 km. Au Nord de ce massif de nombreux petits satellites, dont seuls les plus importants ont été cartographiés, s'échelonnent jusqu'à l'oued Emereri. Ils se composent, pour les faciès de bordure des grands massifs et pour les satellites, d'un mélange hétérogène de diorite à grain fin et à texture doléritique, de diorite quartzique et de granodiorite. La partie centrale des massifs importants est formée de granodiorites. Deux petits massifs circonscrits de granites calco-alcalins à alcalins (Tecellit tan Souleye proprement dit et Tilemsine) se sont mis en place tardivement par rapport à cet ensemble.

a) les diorites et les diorites quartziques

Leur gisement est de deux types : 1) en massifs autonomes recoupant les gneiss encaissants ; 2) en enclaves à la bordure des massifs de granodiorite. Les roches sont toujours profondément transformées et parfois déformées. La hornblende est remplacée par des amas d'actinote aciculaire, la biotite est entièrement chloritisée, le plagioclase est parfois remplacé par du scapolite. On rencontre en outre du sphène, de l'épidote et de la calcite. Les proportions de quartz sont très variables d'un échantillon à l'autre.

Dans les roches à large grain la texture est équante. Une structure doléritique caractérise les faciès à grain fin. Il semble que ces roches ont subi, postérieurement à leur mise en place, une déformation limitée et une évolution thermique ou hydrothermale qui se manifeste par l'apparition de paragenèse plus hydratées ou plus riches en éléments volatiles (scapolite par exemple).

A ces roches sont associés des filons de dolérites et de microgranites qui présentent le même type de déformation et de retromorphose. De tels filons schistosés - schistosité verticale subméridienne qui n'apparaît pas dans l'encaissant - ont été observés jusqu'à plus de deux kilomètres de l'accident Ouest Serkout : la phase P_3 est sans doute responsable de leur déformation.

b) les granodiorites

Les roches ont des compositions diverses, elles varient d'un pôle plagioclasique, à biotite et parfois hornblende, à un pôle monzonitique à plagioclase et feldspath alcalin. Ces derniers faciès se rencontrent de préférence dans la partie centrale des massifs ; ils présentent un ensemble de caractères communs :

- habitus en tablettes hypidiomorphes du plagioclase, qui est en outre fortement zoné (zonation oscillatoire) ;
- la biotite a une allure déchiquetée, interstitielle entre les tablettes de plagioclase ;
- l'apatite aciculaire, incluant parfois le zircon, est abondante ;
- le microcline, présent en petite quantité sous la forme d'éléments xénomorphes interstitiels dans les granodiorites, forme de grands porphyroblastes à inclusions de quartz de biotite et de plagioclase, dans les granites monzonitiques.

Des filons rectilignes de microgranite et de microdiorite, continus sur plusieurs kilomètres, forment un réseau anastomosé divergent autour du complexe ; ils recoupent toutes les structures y compris le massif de granodiorite lui-même et ont tendance à cicatriser les failles verticales de l'unité de l'oued Tirehatine.

c) les granites calco-alcalins

Le Tecellit tan Souleye a une structure concentrique, classique pour les granites taourirt (J.Boissonnas, 1973). Du coeur à la périphérie on observe :

- granites porphyroïdes leucocrates à tendance alcaline (très riche en microcline et en muscovite) ;
- granites calco-alcalins, qui forment l'auréole externe, à plagioclase zoné, microcline et biotite ;
- zone d'injection, dans les gneiss granodioritisés encaissants, de filons d'aplite à plagioclase, microcline, muscovite et quartz.

2 - Les contacts avec l'encaissant

Deux cas doivent être distingués selon la localisation.

a) à l'Ouest du contact anormal Ouest Serkout (dans l'Aleksod et la Tazoulet).

Ces complexes plutoniques sont nettement sécants aux structures des gneiss encaissant (foliation subhorizontale). Le contact lui-même se fait par l'intermédiaire d'une zone d'agmatites (enclaves dioritiques et quartz dioritiques). On observe l'infiltration de filets anastomosés de granodiorite dans les fissures, ou parallèlement à la foliation des gneiss encaissants. Les agmatites sont parfois complexes : enclaves gneissiques dans une diorite quartzique, elle même à l'état d'enclave dans la granodiorite. *Ph. 28 à 30*

En lame mince, les gneiss encaissants montrent très nettement une croisssance de blastes hypidiomorphes de plagioclase zoné comparables aux tablettes plagioclasiques présentes dans les granodiorites : la distinction entre gneiss et granodiorite est délicate et le passage semble progressif.

L'absence de roches d'origine pelitique ou semi-pelitique dans cette zone ne permet pas d'observer dans de meilleures conditions les effets thermiques de la mise en place du complexe plutonique.

b) dans le compartiment du Serkout

Les roches plutoniques forment des massifs allongés parallèlement aux plis tardifs P_3 (environ N-S). Elles occupent le coeur des structures anticlinales. Dans le détail les contacts sont sécants mais on a pu localement (oued Aha Ouin Aka, oued Ti Souleye) décrire des relations avec l'encaissant qui permettent de supposer une origine anatectique pour une partie des granites. Ce problème serait à préciser dans le cadre d'une étude systématique du Serkout.

De plus les relations avec le métamorphisme de type "basse pression" de la phase P_3 sont bien visibles du fait de l'existence de roches de composition favorable. Les zones affectées par cette phase de métamorphisme sont centrées sur les affleurements de massifs plutoniques.

3 - Chronologie de mise en place et relations avec les déformations tardives

D'après ce qui précède, la chronologie de la mise en place du complexe plutonique est schématiquement la suivante :

(1) mise en place d'un cortège filonien - dolérites et microgranites

(2) mise en place des diorites et des diorites quartziques

((1) et (2) peuvent être synchrones)

(3) déformation et métamorphisme des filons précoces ; amphibolitisation et chloritisation des diorites

(4) mise en place des granodiorites accompagnées d'un cortège filonien (microdiorites et microgranites)

(5) mise en place des granites calco-alcalins (Tecellit tan Souleye, Tilemsine, Adrar Serkout, Aguendis).

L'échelonnement dans le temps de l'activité plutonique fournit des repères précieux pour l'interprétation chronologique des déformations tardives. Pratiquement les observations suivantes seront utilisées :

- la déformation des filons précoces (1) dans les zones de mylonites. Loin de ces zones la déformation de ces filons est peut-être dûe à la phase P_3 ;
- le parallélisme entre les plis P_3 et l'allongement des massifs granodioritiques (dans le Serkout) semble indiquer une mise en place syntectonique à tarditectonique des plutons par rapport à la phase P_3 ;
- la présence de filons de granodiorite non déformés dans les mylonites de l'accident Ouest Serkout ;
- l'ensemble du cortège filonien tardif, postérieur à la mise en place des granodiorites, est recoupé par les contacts anormaux subhorizontaux I et II.

Il subsiste cependant de nombreuses incertitudes :

- l'impossibilité de suivre dans le compartiment Aleksod-Tazoulet, les isogrades du métamorphisme P_3 faute d'une lithologie favorable, ne permet pas de préciser si l'accident Ouest Serkout décale celles-ci (cf. fig. 1.10 et 2.4). Si le décalage est minime comme le suggère la fig. 2.4, l'hypothèse qui sera discutée plus loin d'un certain synchronisme entre les déformations souples de la phase P_3, la mise en place d'un complexe plutonique et le métamorphisme qui lui est lié et les décrochements subméridiens, s'avère hautement probable ;
- les massifs intrusifs de granite calco-alcalin sont nettement tardifs par rapport à cette succession comme le suggèrent le type de gisement (structure concentrique du Tecellit tan Souleye), l'aspect des contacts et l'absence de déformation à proximité des accidents. Cependant, si l'on correlle, ce qui n'est qu'une hypothèse, le granite de l'Adrar Serkout et celui d'Aguendis de part et d'autre de l'accident Est Serkout, cela suppose pour ce dernier un rejeu senestre tardif.

2 - LES RELATIONS GEOMETRIQUES ENTRE LES DIFFERENTS TYPES D'ACCIDENTS RELATIONS AVEC LES DEFORMATIONS SOUPLES DE LA PHASE P_3

Trois types principaux d'accidents cassants ont été distingués (fig. 1.20) :

(1) les accidents coulissants, de direction très constante NNW-SSE sauf vers le Sud où ils ont tendance à devenir courbes ;

(2) les failles verticales qui, sauf dans le cas particulier de la faille de l'oued Telohat, recoupent les précédents ;

(3) les contacts anormaux subhorizontaux qui recoupent une partie des failles verticales mais viennent buter contre les accidents (1).

27 - Oued Telazit (à proximité d'Idéles). "Pseudo-conglomérat" du couloir "Pharusien". Ces roches, où les galets sont tous composés uniquement de quartz et de feldspaths, ont été interprétées comme le résultat de la déformation intense d'anciens gneiss veinés.

ZONE DE CONTACT DU COMPLEXE INTRUSIF TARDIF DE L'OUED AHA N'SOURI

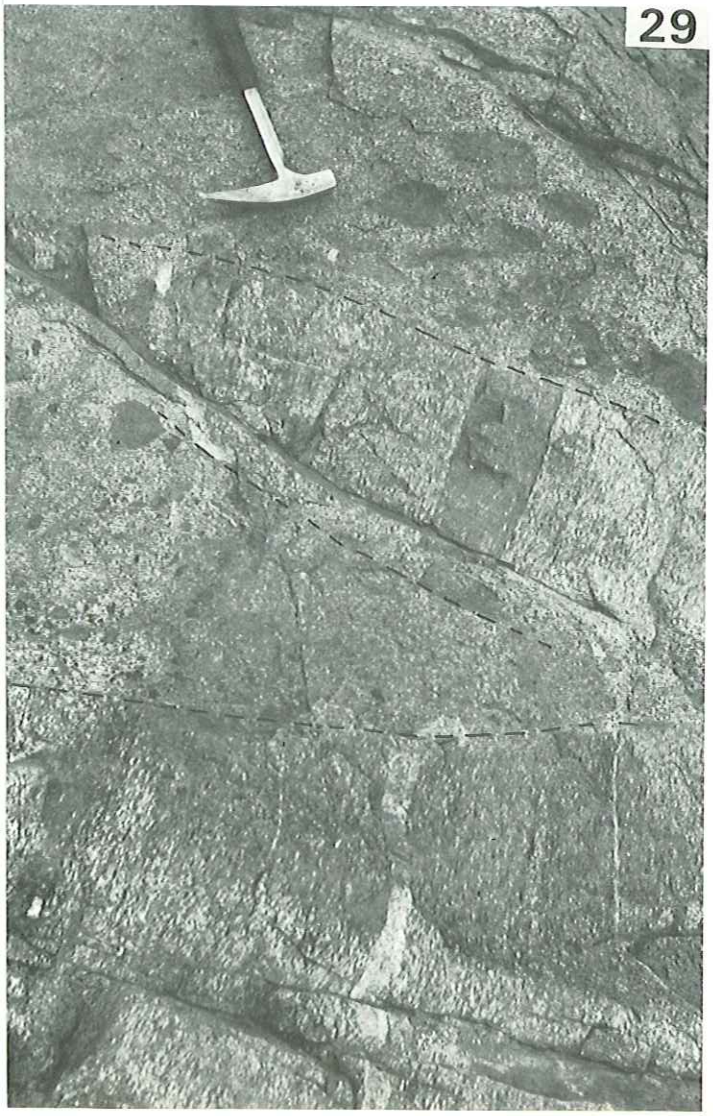
28 - Mise en place de la granodiorite par infiltration dans les fractures du gneis rubané encaissant.

29 - Des panneaux entiers de gneiss rubanés, limités par des fractures, subsistent dans la granodiorite à enclaves tonalitiques.

30 - Les deux phases magmatiques : une enclave de gneiss est conservée dans une tonalite hétérogène à filets leucocrates. Un filon étroit de granodiorite recoupe enclave et tonalite.

27

28



29

30

Les accidents coulissants, toujours accompagnés de mylonites schisteuses, correspondent à une période de compression. La direction de raccourcissement, orientée NW-SE à WNW-ESE, est voisine de celle qui résulte des plissements de la phase P_3. Peut-on envisager que les plis de cette phase soient synchrones du jeu coulissant des accidents ? Les arguments en faveur d'une telle hypothèse sont les suivants :

- la "longueur d'onde" croissante des plis P_3 lorsqu'on s'éloigne des décrochements. En Aleksod, ces plis ne forment plus, au centre du compartiment, que des ondulations très amples ;
- une vague disposition "en échelon" des plis P_3 surtout sensible au bord occidental du compartiment du Serkout ;
- l'absence de discontinuité structurale et la croissance continue du degré de métamorphisme observée dans l'oued Ti Souleye entre les mylonites schisteuses, parallèles à l'accident Ouest Serkout (incluant des dolérites et des microgranites déformés et métamorphisés dans le faciès des schistes verts) et les micaschistes à sillimanite et cordiérite qui affleurent au centre du compartiment du Serkout : depuis l'accident Ouest Serkout jusqu'à la granodiorite de l'oued Ti Souleye, la foliation observée a la même signification. Cette observation, de même que les paragenèses à biotite-grenat - et même staurotide dans l'oued Tazzaït (accident de l'Arefsa) - caractéristiques des mylonites, des blastomylonites et des filons précoces schistosés, semble indiquer que le jeu principal des grands décrochements est synchrone du métamorphisme P_3, lui-même post-cinématique, ainsi que le complexe plutonique par rapport aux plis P_3.

Les failles verticales, au contraire, soulignent une phase de distension. En effet ces fractures sont systématiquement occupées par des filons de quartz ou bien, à proximité des massifs de granodiorite, par des filons de microgranite et de microdiorite du cortège filonien tardif.

La déformation en failles inverses responsable des grands contacts anormaux subhorizontaux du Nord de l'Aleksod, est tardive par rapport aux autres accidents comme l'attestent :

- leurs relations géométriques avec les décrochements et avec les failles à rejet vertical ;
- le caractère résolument "froid" des mylonites bréchiques qui les jalonnent.

Il est nécessaire d'envisager une nouvelle phase de compression pour expliquer ces structures. D'après les stries observées en plusieurs endroits (oued Akomak), le chevauchement s'effectuerait vers le Nord, ce qui suppose une direction de raccourcissement N-S très différente de celle qui a été proposée pour les phases de déformation précédentes.

L'analyse rapide du secteur situé dans l'angle aigu formé par l'accident de l'Arefsa et la faille de l'oued Telohat (fig. I.20) montre :

- une faille verticale courbe à rejet vertical (composant horizontal possible)
- un chevauchement de faible ampleur, à pendage fort, qui s'inverse entre le Sud et le Nord de la faille courbe
- une zone de quelques kilomètres carrés où toutes les roches sont débitées en petits parallélépipèdes de quelques centimètres de côté par trois séries de surfaces : la foliation subhorizontale, des diaclases verticales de direction N50, des diaclases verticales de direction N130, (localement des diaclases verticales de direction N90).

Cet ensemble de structures peut être interprété comme résultant d'une compression locale N-S dûe au rejeu tardif de la faille de l'Arefsa qui a provoqué le rejeu et la déformation de failles préexistantes. La faille de l'oued Telohat servant de "butoir", le raccourcissement se traduit par la formation de failles inverses.

Un tel mécanisme peut-il être appliqué, à plus grande échelle, aux grands chevauchements du Nord de l'Aleksod ?

3 - CHRONOLOGIE DES PHASES TARDIVES

Le tableau 1.2 résume les hypothèses relatives à la chronologie des phases tardives. Il est difficile, dans un domaine aussi limité géographiquement, de parvenir à une vision globale qui intègre toutes les données. C'est à l'échelle du bouclier touareg que devrait être étudié le problème de la tectonique cassante d'âge pan-africain.

L'interprétation proposée dans ce mémoire est encore subjective. Elle est basée sur l'hypothèse d'un synchronisme relatif entre les déformations de la phase P_3, le jeu majeur des grands décrochements et le plutonisme tardif. Cette hypothèse devra être vérifiée ultérieurement par l'analyse d'autres secteurs plus favorables, en particulier dans l'Est du Hoggar.

Echelle basée sur la géométrie des accidents	Chronologie du Plutonisme	Métamorphisme	Déformations souples
	- microgranites et dolérites précoces. Plutonisme quartz-dioritique et dioritique		
- jeu majeur des grands décrochements subméridiens (+ faille de l'oued Telohat) générateurs de mylonites			- déformations souples plis P_3
	- mise en place des granodiorites. Injection de filons de granodiorites dans les mylonites	- métamorphisme de blastomylonites = métamorphisme P_3 de type basse pression	
- failles verticales	- mise en place des granites calco-alcalins (type taourirt) - cortège filonien tardif (microgranites et microdiorites)	- rétromorphose localisée	
- chevauchements accompagnant un rejeu tardif des grands décrochements		- rétromorphose localisée	
- rejeu récent des accidents verticaux (jusqu'au Quaternaire ?)	(mise en place du volcanisme récent)		

Tableau 1.2 - Essai de chronologie relative des événements tardifs.

GUELTA D'OUADENKI (Oued Ouadenki, branche Est)

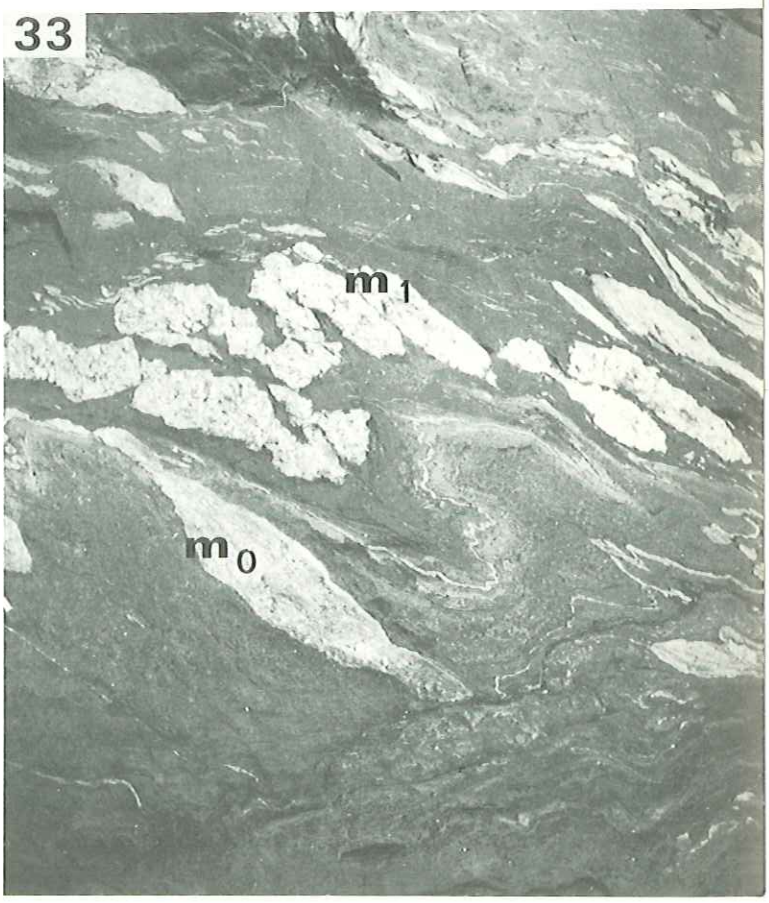
31 - Vue partielle de la falaise de la guelta. La zone sombre au centre de la photo est dûe à l'écoulement d'eau provenant des gueltas supérieures.

32 - Détail (échelle 1/4). Plis P_0 déformés par un pli P_1. Un mobilisat pegmatoïde syntectonique m_1 a été boudiné au cours de sa mise en place. Les replis P_0 de ce type ne sont visibles que dans les rares intercalations de matériel quartzofeldspathique rubané associés aux métasédiments qui forment l'essentiel de la formation de la guelta.

33 - Distinction entre les mobilisats m_0, déformés par les plis P_1 et les mobilisats m_1 syntectoniques, boudinés au cours de leur mise en place (échelle 3 cm = 1 m).

31

32



33

chapitre V

ANALYSE STRUCTURALE DES UNITÉS TECTONIQUES DE L'ALEKSOD ET DE LA TAZOULET-COMPARAISONS AVEC LE COMPARTIMENT DU SERKOUT ET LE PHARUSIEN DE L'AREFSA

L'architecture globale et la composition lithologique des unités tectoniques a été présentée dans les deux premiers chapitres. Quelques exemples, choisis dans les zones les plus favorables, ont ensuite servi à établir une chronologie relative des phases de plissement. Je m'attacherai maintenant, dans le cadre de chaque unité, à l'interprétation géométrique de la grande tectonique et aux modalités de superposition des systèmes de plis. Les relations entre déformations, recristallisations métamorphiques et mobilisations seront décrites pour illustrer les problèmes particuliers à chaque unité.

I - LE DÔME D'OUADENKI

1 - DEFINITION GEOMETRIQUE DES GRANDES STRUCTURES PENNIQUES. LES DEFORMATIONS ULTERIEURES

Pour interpréter la grande tectonique, il est nécessaire de pouvoir se fier à un (ou plusieurs) niveau(x) repère(s) : la surface de discordance entre la série de l'Arechchoum et la série de l'Aleksod a été utilisée à cet effet avec d'autant plus de succès qu'elle est, comme nous l'avons déjà vu, presque toujours soulignée par un niveau d'amphibolites massives très caractéristiques.

1 - Les synclinaux de couverture (fig. 1.22 et 1.23)

Sur cette base, trois grands synclinaux couchés ont été définis. Leur trace cartographique forme des arcs concentriques par rapport au coeur du dôme (sauf complications supplémentaires dûes aux déformations de la phase P_2 pour le synclinal le plus profond et le plus septentrional) et ils sont séparés par de grandes étendues gneissiques.

a) La zone synclinale la plus élevée dans l'édifice est celle de l'oued Ouadenki. Elle affleure sur trente kilomètres de longueur parallèlement à son axe mais son flanc inverse est systématiquement tronqué (1) par le contact anormal tardif qui limite le dôme au Sud et à l'Ouest.

Le synclinal, couché vers le Nord, est bien défini géométriquement (visible dans le paysage grâce aux quartzites qui affleurent au coeur du pli) et stratigraphiquement : c'est là que la discordance entre les deux ensembles a été établie.

Du fait de la lithologie des formations qui composent la base de la série de l'Aleksod, la comparaison entre la structure à grande échelle et les éléments microtectoniques est délicate : il n'existe qu'une seule foliation minérale bien marquée, parallèle à la stratification lithologique et au plan axial de la grande structure. La linéation correspondante manque le plus souvent, particulièrement dans les roches à gros grain, très caractéristiques de la série de l'Aleksod. Les seules structures assimilables à des répliques microtectoniques du grand pli sont des plis très effilés (d'axe environ E-W) parfaitement intrafoliaux, observés dans les rares interlits alumineux associés à la formation calco-magnésienne d'Ouadenki. Par contre, la foliation a été reprise ultérieurement par une cré- *Ph.66*

---

(1) Sauf à Ouadenki même où une petite partie en est conservée.

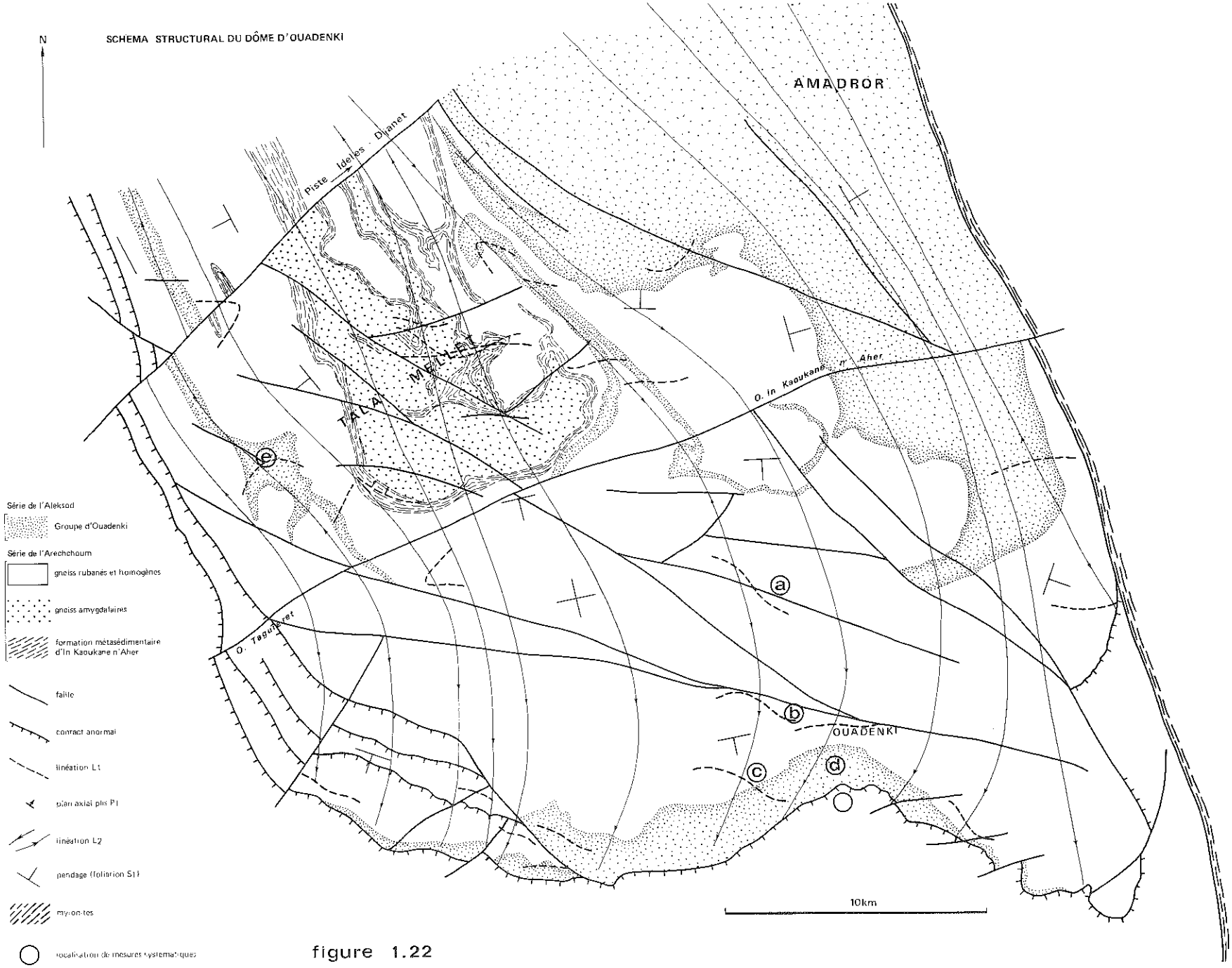
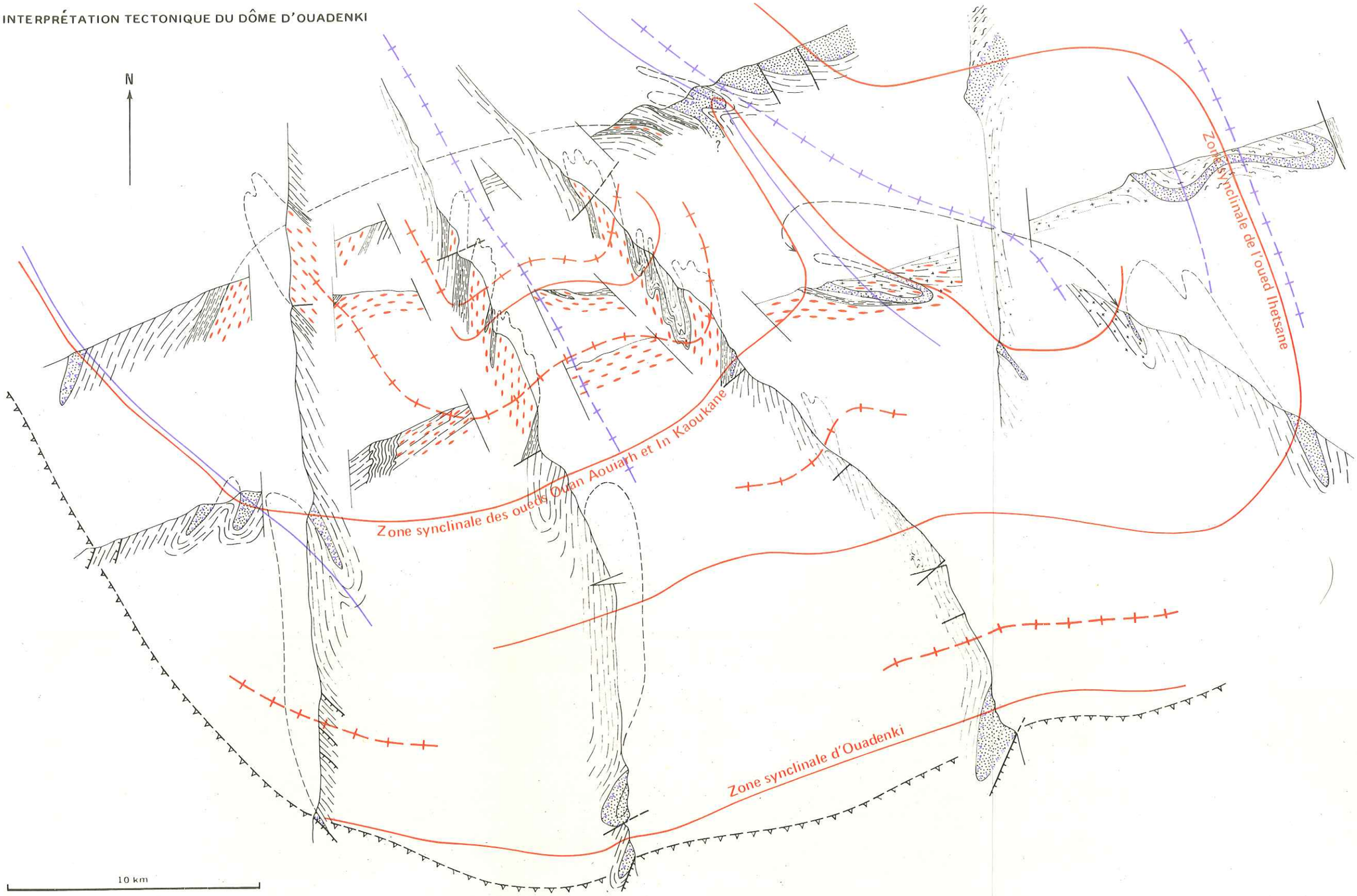

N
SCHEMA STRUCTURAL DU DÔME D'OUADENKI
AMADROR
Piste Ideles - Djanet
TALAMEHET
O. In Kaoukane n' Aher
O. Tagueyret
OUADENKI
a
b
c
d
e
10km
Série de l'Aleksod
Groupe d'Ouadenki
Série de l'Arechchoum
gneiss rubanés et homogènes
gneiss amygdalaires
formation métasédimentaire d'In Kaoukane n'Aher
faille
contact anormal
linéation Lt
plan axial pli P1
linéation L2
pendage (foliation S1)
myonnes
localisation de mesures systématiques

figure 1.22

INTERPRÉTATION TECTONIQUE DU DÔME D'OUADENKI



SERIE DE L'ALEKSOD
- gneiss veines
- Groupe d'Ouadenki
- amphibolites

SÉRIE DE L'ARECHCHOUM
- gneiss rubanes
- formation de l'oued In Kaoukane
- gneiss amygdalaires
- gneiss granitoïdes et porphyroïdes leucocrates

- contact anormal
- axe anticlinal
- axe synclinal
- P_1
- antiforme
- synforme
- P_2

nulation très fine d'axe N190° (en moyenne) qui est la microstructure la plus nette dans tous les types de roches. A l'échelle de la lame mince, les minéraux ont été réorganisés en arcs polygonaux lors de cette seconde déformation. Le diagramme (fig. 1.24 d) illustre ces observations : les microplis de crénulation, attribués à la phase P_2, sont bien groupés ; les autres éléments par contre (linéations minérales) ne fournissent pas de groupement bien net.

Dans les gneiss de la série de l'Arechchoum situés sous le contact de la série de l'Aleksod la superposition de plusieurs phases de plis est beaucoup plus nette. Outre la transposition de foliation qui permet de passer d'un rubanement ancien S_0 à une foliation minérale S_1 déjà discutée au chapitre III (fig. 1.13) qui accompagne des plis isoclinaux d'axe N100 à N110 (soulignés par la linéation minérale L_1), des replis d'axe N0 à N50 déforment les deux sens de surfaces (S_0 et S_1) préexistantes (cf. diagramme fig. 1.24 c). Dans la guelta de la branche ouest de l'oued Ouadenki, un pli isolé, d'axe N200 subhorizontal, reprend l'ensemble des structures P_0 et P_1 ; ce pli, de type concentrique, à plan axial peu incliné, déforme en hélice la linéation minérale L_1. *Ph.8.10.11* *Ph.21*

b) La zone synclinale de l'oued Ihetsane. Ce synclinal est moins bien défini géométriquement que le précédent. Il s'étale largement, replissé par des plis tardifs d'axe N160 (P_2 ?) au Nord Est du dôme (en bordure de l'Amadror), puis s'incurve vers le SW en une digitation étroite qui vient se fermer périclinalement entre les deux oued Ihetsane. La surface de référence (amphibolite de base) est bien définie sur le flanc W de la structure entre l'oued Tala Mellet et l'oued In Kaoukane n'Aher et sur son flanc E, à proximité des mylonites de l'oued Imereri. Vers l'Ouest, les métadiorites qui, dans toute la structure, surmontent les amphibolites de base sont ici directement en contact avec les gneiss du socle, les amphibolites n'apparaissant que sporadiquement (reg de l'oued Ihetsane). Puis, plus à l'Ouest, le tracé cartographique de cette structure synclinale se perd dans la grande masse de gneiss homogènes, à foliation horizontale située entre les oued In Ouhaouène et Ihetsane. *Ph.13.14*

Un diagramme (fig. 1.24 a) correspond à une série de mesures effectuées dans les gneiss rubanés situés sous la discordance. Les gneiss sont plissés isoclinalement (axe N130), leur foliation, horizontale, est parallèle au rubanement dans les flancs des plis mais recoupe celui-ci dans les charnières (cf. fig. 1.14). Des replis (crénulations) transverses se manifestent par un gaufrage peu accentué des minéraux phylliteux (axe N170) : aucune structure plissée d'échelle centimétrique ou plus grande n'est liée à cette déformation (phase P_2 ?).

c) La zone synclinale complexe des oueds Ouan Aouiarh et In Kaoukane. Nous entrons avec cette structure dans le domaine où les plis de la phase P_2 s'accentuent vers le Nord et déterminent, à la faveur d'une verticalisation progressive de toutes les surfaces, la terminaison "en poire" du dôme d'Ouadenki.

L'unicité de cette zone synclinale est difficile à saisir d'emblée ; en effet :

(1) elle est souvent réduite à un simple liséré peu épais (quelques mètres à quelques dizaines de mètres) d'amphibolites mais il a été vérifié en de nombreux points :

- que les gneiss de part et d'autre appartiennent bien au socle. Localement, la discordance est magnifique (col de l'oued In Ouhaouène) : les amphibolites à foliation et rubanement parallèles peu inclinés vers le SW (30°) reposent sur des gneiss à rubanement subvertical recoupé par une foliation minérale fruste, parallèle à celle des amphibolites ;
- que la bande d'amphibolite est double. Cette disposition symétrique est visible dans les zones plus larges où apparaissent, au centre de la structure, des roches caractéristiques de la série de l'Aleksod (pyroxéno-amphibolites à grenat).

Fig. 1.22 - Schéma structural du dôme d'Ouadenki. (Les localisations de mesures correspondent à la fig.1.24).

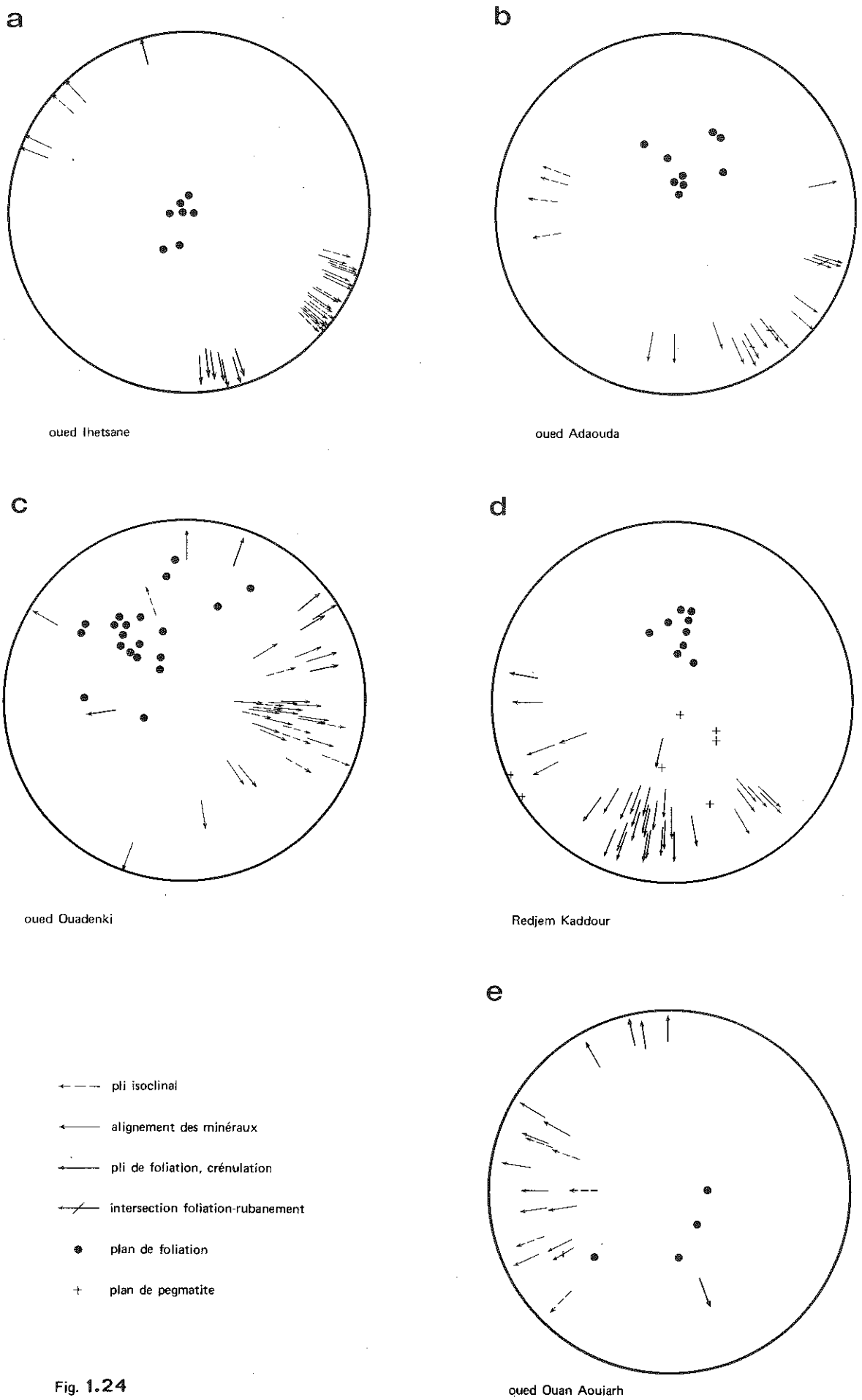

a
oued Ihetsane
b
oued Adaouda
c
oued Ouadenki
d
Redjem Kaddour
e
oued Ouan Aouiarh
pli isoclinal
alignement des minéraux
pli de foliation, crénulation
intersection foliation-rubanement
plan de foliation
plan de pegmatite

Fig. 1.24

Ainsi une coupe du flanc Est, apparemment monoclinal, de l'Adrar Tala Mellet, permet de recouper quatre fois la discordance. Cette complication géométrique est dûe au développement, de mieux en mieux marqué vers le Nord, d'un profond synforme à plan axial incliné de 60° vers l'Est, formé au cours de la phase P_2, qui replisse l'ensemble du synclinal précoce P_1 (et détermine la structure particulière, en forme de "crosse", qui borde l'Adrar Tala Mellet à l'Est).

(2) une solution de continuité du niveau repère sépare la structure de l'oued Ouan Aouiarh, globalement orientée NW-SE à cause de sa déformation ultérieure au cours de la phase P_2, et celle de l'oued In Kaoukane, plutôt orientée E-W (si on ne tient pas compte de la "crosse"). Cependant au sein des gneiss rubanés qui affleurent au Sud de l'oued In Ouhaouène, une structure synclinale peu nette permet d'envisager le relai avec le synclinal de l'oued In Kaoukane.

(3) un secteur dont l'interprétation est délicate existe à l'Est (schéma structural fig. 1.22 sous le mot In Kaoukane) : la bande synclinale d'In Kaoukane est très proche du contact du synclinal de l'oued Ihetsane. Mais pour ce point la représentation cartographique est trompeuse du fait de l'absence d'une échelle des hauteurs : plus de 50 m de gneiss séparent les deux structures. Dans la partie subméridienne du synclinal de l'oued Ouan Aouiarh les relations entre les deux phases de déformation sont très claires (diagramme fig. 1.24e) : la linéation minérale L_1 et les plis intrafoliaux P_1 sont replissés selon une direction voisine de N-S.

2 - Les domaines anticlinaux

La géométrie des domaines anticlinaux n'est pas aussi bien établie que celle des synclinaux faute de bons repères lithologiques et à cause du caractère polycyclique des structures observées dans les gneiss du socle. La lithologie est très monotone sauf, au coeur du dôme, à l'Adrar Tala Mellet. Dans cette zone sont superposés et intriqués des structures plissées P_0, des grands replis isoclinaux P_1 et des plis P_2 postérieurs à la foliation principale.

Le diagramme (fig. 1.24 b) correspond à des mesures effectuées dans les gneiss homogènes, à foliation subhorizontale, du domaine anticlinal situé entre le synclinal d'Ouadenki et celui de l'oued Ihetsane. Les plis métriques isoclinaux ont un axe voisin de E-W mais les linéations minérales et les intersections de la foliation avec le rubanement s'étalent largement, traduisant l'histoire complexe de la déformation dans cette zone.

On remarquera que les domaines gneissiques à valeur anticlinale, ont une largeur d'affleurement bien plus grande que celle des synclinaux. Cette caractéristique permet de les rapprocher des structures de type pennique. Il n'est malheureusement pas possible, dans l'unité d'Ouadenki, d'évaluer précisément la "flèche" maximum des grands plis P_1. Approximativement, en supposant que l'axe du pli est rectiligne, on peut, en prolongeant la droite joignant les fermetures periclinales observées pour plusieurs niveaux de la série de l'Aleksod dans le synclinal d'Ouadenki, estimer cette flèche aux environs de 10 km. Mais cela n'est qu'une estimation très vague et, je pense, minimum. La tentative de reconstitution de la fig. 1.23 est basée sur cette estimation modeste.

2 - LE PROBLEME DES FOLIATIONS ET DE L'ACCORDANCE EXISTE-T-IL UNE RELATION AVEC LA FORME "EN DOME"?

La comparaison des structures d'échelle megatectonique et microtectonique a permis de distinguer et de corréler aux diverses échelles d'observation plusieurs familles de surfaces, de significations mécaniques et chronologiques variables. Il faut maintenant discuter la signification de la forme "en dôme". Est-elle précoce et en relation avec la phase majeure de plis couchés ou bien date-t-elle de la phase P_3 ?

Fig. 1.24 - Stéréogramme des éléments structuraux du dôme d'Ouadenki (réseau de Schmidt hémisphère inférieur). La localisation des mesures est indiquée sur la fig. 1.22.

Sauf rares exceptions de détail, l'enveloppe de toutes les surfaces observées à la forme d'un dôme.

1 - Dans les gneiss de la série de l'Arechchoum, le rubanement S_0 est presque toujours conforme au pendage général du dôme : cette surface, reste d'une stratification originelle, a cependant subi de nombreux avatars puisqu'elle s'accompagne de replis intrafoliaux (ou plutôt intrarubanement) P_0 et de mobilisats parallèles au rubanement. Cette surface est sub-horizontale dans la plus grande partie du dôme ce qui implique :

- soit que les grandes structures P_0 (inconnues pour l'instant) aient déjà été des plis couchés isoclinaux ;
- soit que les surfaces S_0 aient été mises ou remises à l'horizontale à la faveur d'une déformation ultérieure.

L'observation de discordances angulaires entre le rubanement S_0 et la stratification lithologique de la série de couverture implique que la forme en dôme ne peut en aucun cas préexister au dépôt de celle-ci.

2 - La foliation S_1

Il faut tenir compte de deux types d'observations complémentaires :

- une foliation S_1, parallèle à l'enveloppe du dôme, recoupe S_0 lorsque cette dernière ne l'est pas ; elle est aussi parallèle au plan axial de plis isoclinaux du rubanement - et des filons basiques initialement obliques à ce rubanement - dans les roches du socle ;
- évidence du parallélisme de la foliation S_1 des gneiss avec la surface de discordance, même lorsque S_0 a une orientation quelconque. En corollaire, dans les roches de la couverture, la foliation minérale est toujours parallèle au rubanement lithologique sauf très localement, comme nous l'avons vu dans les charnières très effilées des plis de type intrafolial.

L'existence de plis de toute échelle admettant la foliation S_1 comme plan axial, aussi bien dans les formations situées au-dessus de la discordance que dans celles situées au-dessous, est, je pense, un argument décisif pour une origine plicative de l'accordance des structures plus anciennes. L'attitude originelle des anciennes surfaces S_0 par rapport au nouveau régime de contraintes détermine le type de déformations observé :

- dans les zones où S_0 est oblique ou perpendiculaire à S_1, le plissement P_1 est maximum ;
- dans les zones où S_0 est peu oblique ou parallèle à S_1, la déformation la plus récente n'est que peu visible.

A petite échelle ce phénomène a été observé pour un filet aplitique, mis en place au cours de la phase P_1, dans un ancien filon basique (guelta d'Ouadenki Ouest) : lorsque le plan du filon est perpendiculaire à S_1, il est intensément plissé (plis "ptygmatiques"), par contre lorsqu'il est parallèle, il est boudiné (cf. J.G.Ramsay, 1967, p. 110). *Ph.6*

La "zone d'accordance", décrite dans l'oued Ouadenki (voir plus haut fig. I.4), correspond à une évolution de ce type, compliquée par la culmination de la mobilisation liée à la phase P_1 à proximité de la discordance (ce phénomène sera discuté dans la seconde partie). On voit ainsi, vers le bas, émerger progressivement du brouillard des mobilisations récentes, les structures reliques (P_0) du cycle ancien.

D'après cette discussion, aucun argument ne permet de supposer que le "dôme" existait lors de la phase P_1. La foliation S_1, toujours parallèle à la surface axiale de plis affectant aussi bien les formations du socle que celles de la couverture, s'accorde mal avec une origine par remontée d'un dôme de socle repoussant vers le haut une couverture, phénomène pour lequel il n'est pas exclu qu'une foliation parallèle à l'interface socle-couverture puisse être produite.

3 - La foliation S_2

Comme on l'a vu, la foliation S_2 est inexistante au Sud du dôme bien qu'il y ait un début de réorganisation minérale (crénulation et arcs polygonaux). Mais, dans tous les cas, les plans axiaux des replis P_2 (et les surfaces de cisaillement qui leur sont liées) sont toujours compatibles avec la forme en dôme et participent à l'enveloppe définie plus haut.

Vers le Nord, on n'observe qu'exceptionnellement une foliation minérale S_2 ("mullions" dans les charnières de grands plis : "crosse" par exemple). Une foliation généralisée S_2 existe peut-être dans la "queue de la poire".

Dans la partie centrale, à l'exception des structures "en éventail" décrites dans l'oued In Kaoukane, le déversement apparent des plis P_2 s'effectue vers l'Est à l'Ouest, vers l'Ouest à l'Est, et les plans axiaux sont parallèles à l'enveloppe du dôme.

4 - Les relations entre les mobilisats et les phases de déformation

L'analyse de ces relations sera détaillée dans la seconde partie (fig. 2.6) et plus loin (p.84) à la faveur de l'étude géométrique du magnifique affleurement de la guelta d'Ouadenki.

En anticipant quelque peu sur ces descriptions, je donnerai ici les caractéristiques géométriques principales des mobilisats dans les gneiss rubanés et homogènes, qui sont les roches les plus abondantes dans l'unité d'Ouadenki.

On distingue sur les affleurements des oueds Ouadenki et Tioussalatine :

- Mobilisats M_0 de texture aplitique ou pegmatoïde, parallèles ou légèrement obliques par rapport au rubanement S_0, toujours déformés par les plis P_1 ; *Ph.8.11*
- Mobilisats M_I surtout pegmatoïdes, non déformés lorsque la déformation de la phase P_2 est nulle ou faible : a) M_{Ia} : ovoïdes plagioclasiques à coeur de hornblende allongés selon la linéation L_1 (gneiss mouchetés : flecky gneiss) ;
  b) M_{Ib} : pegmatoïde parallèle au plan axial des plis P_1 ;
  c) M_{Ic} : pegmatoïde non déformé cicatrisant les filons pegmatoïdes M_0 boudinés au cours de la déformation de la phase P_1 ;
  d) M_{Id} : filons pegmatoïdes sigmoïdes, suivant la forme des plis P_1 mais non déformés ;
- Mobilisats M_{II}. Ces mobilisats à texture granitoïde cicatrisent les surfaces de cisaillements liées aux plis P_2 ou envahissent localement, sous la forme d'un réseau anastomosé, les gneiss encaissants. *Ph.22.23*

Cette succession a servi de guide structural pour les corrélations d'un affleurement (ou d'une unité) à l'autre. Mais il faut se méfier des convergences possibles et il n'est pas toujours aisé, sur les petits affleurements, de distinguer précisément ces termes successifs.

5 - En conclusion, la déformation responsable de la structure "en dôme" semble bien être tardive par rapport aux deux phases majeures de plissement (P_1 et P_2). Il est logique dans ces conditions de l'attribuer à la phase P_3. Il subsiste cependant une inconnue : l'attitude des contacts anormaux tardifs suit, elle aussi, de très près la structure "en dôme" ; cela signifie-t-il qu'ils ont été déformés ? Puisque, dans d'autres unités, ils recoupent l'enveloppe des plans axiaux P_2 (cf. fig. 1.18), ils sont plutôt

tardifs par rapport aux déformations P_3 et donc, ont dû se mouler autour du dôme d'Ouadenki.

II - L'UNITE DU TALAT MELLET

Cette unité tectonique est comprise entre deux grands contacts anormaux tardifs à pendage faible (de 0 à 45°). D'après la direction des structures et la lithologie, trois zones structurales ont été définies (fig. 1.25). Elles se relayent d'Ouest en Est en continuité cartographique :

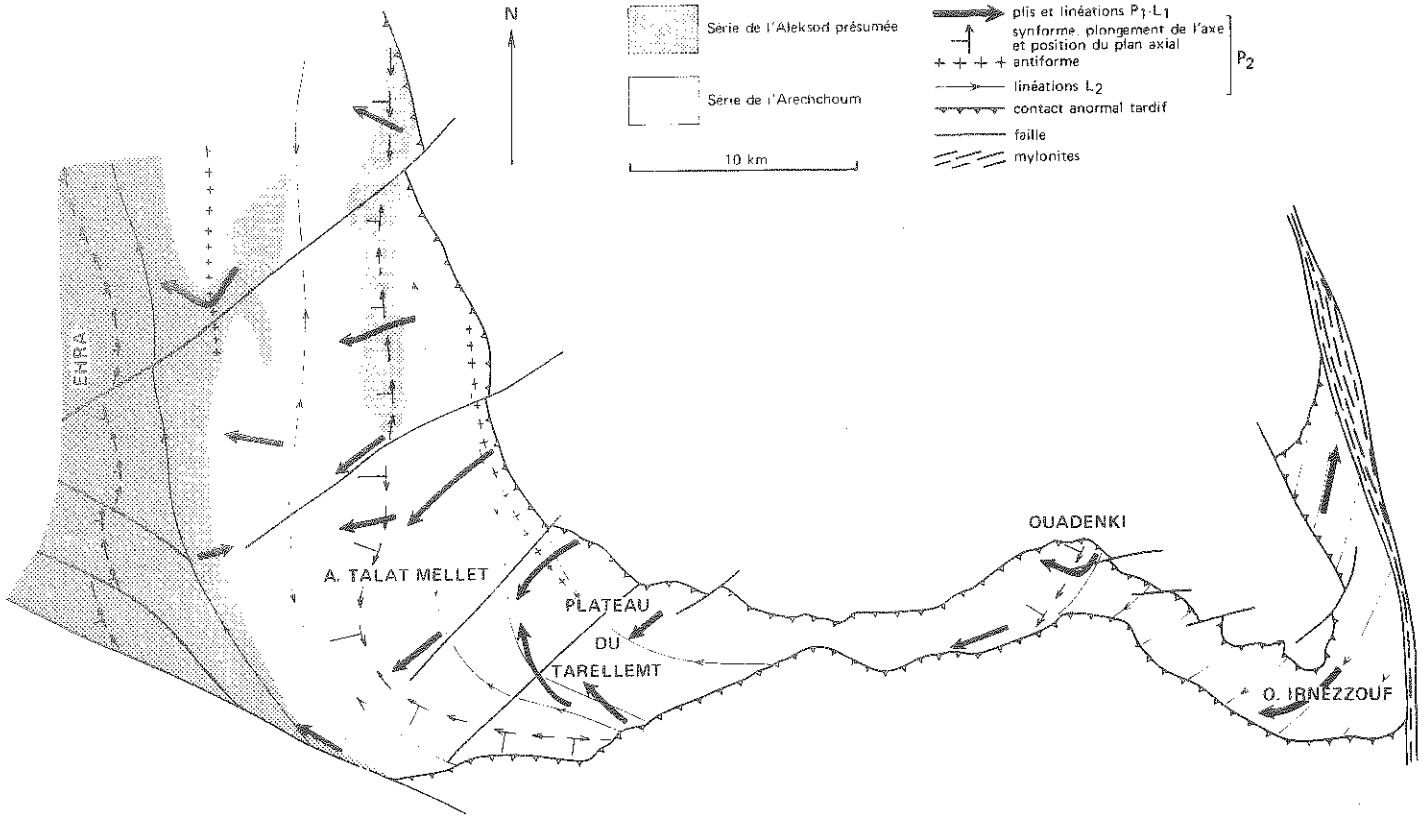


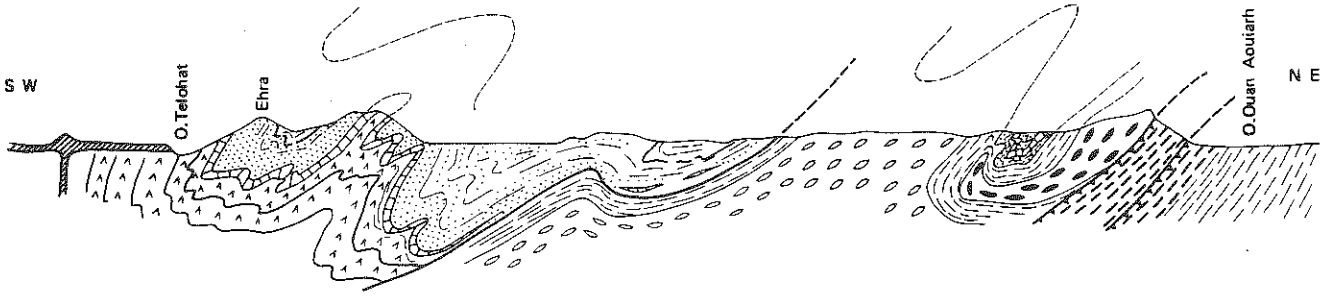
Fig. 1.25 - Schéma structural de l'unité du Talat Mellet.

a) la zone occidentale (Adrar Ehra, Adrar Talat Mellet) est caractérisée par l'existence de grands plis souples d'axe subméridien, systématiquement déversés vers l'Est (parfois très bien visibles dans le paysage : synforme d'Ehra à armature de quartzites).

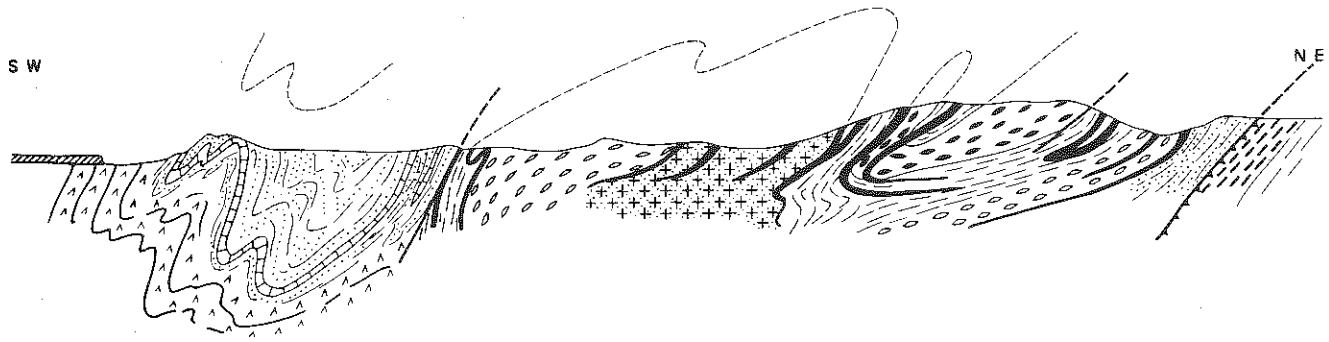
A l'Ehra, les formations métasédimentaires rubanées et les amphibolites ont été attribuées au Groupe d'Agenou (Série de l'Aleksod) à cause de la similitude lithologique parfaite mais le problème du contact avec les formations de la série de l'Arechchoum situées à l'Est du synforme d'Ehra n'a pas été résolu : l'absence des formations de la base de la série de l'Aleksod peut être interprétée par un laminage précoce (cf. Chapitre II). L'adrar Talat Mellet est exclusivement formé de roches du socle : gneiss rubanés et gneiss amygdalaires mais la formation métasédimentaire qui apparaît vers le Nord, au coeur du synforme (piste de Djanet) est d'attribution douteuse.

b) la zone centrale (plateau du Tarellemt) est subtabulaire (rubanement et foliation) sauf au Sud (oued Akomak) où apparaît une zone plissée d'axe E-W en continuité cartographique avec les structures subméridiennes de la zone précédente. Au point de vue de la lithologie une formation métasé- *Ph. 17*

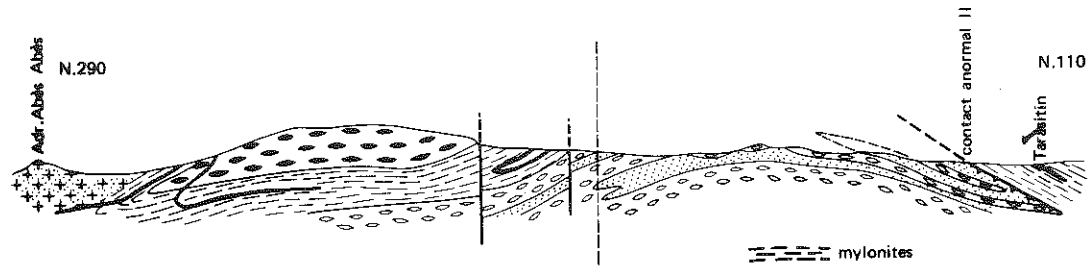
Fig. 1.26 - Coupes au travers de l'unité du Talat Mellet.



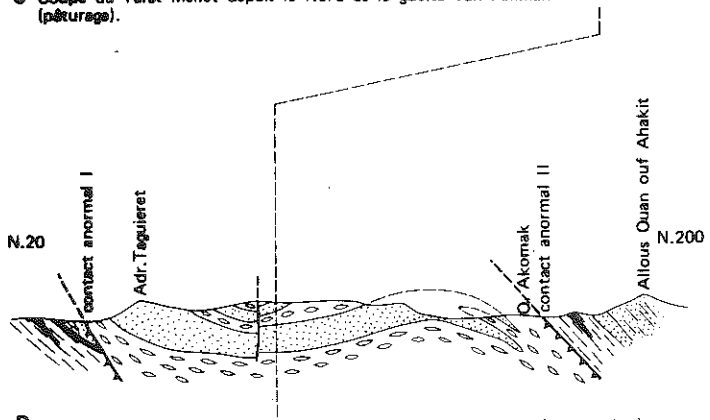
A. Coupe le long de la piste de Djanet entre In Ekran (Oued Telohat) et l'oued Ouan Aouiarh.



B. Coupe du Talat Mellet depuis l'oued Telohat (piste d'Idelès) jusqu'aux sources de l'oued Talat Mellet.



C Coupe du Talat Mellet depuis le Nord de la guelta Tan Amman vers les Tarasitin (pâturage).



D. Coupe perpendiculaire à la précédente. (en pointillé le point d'intersection)

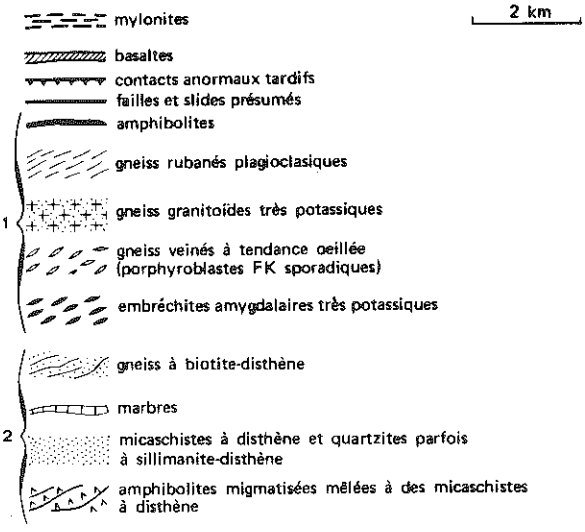


fig. 1.26

dimentaire est interstratifiée avec les gneiss quartzo-feldspathiques de la série de l'Arechchoum ; cette formation affleure largement dans la zone orientale. La signification des quartzites qui forment des volumes importants dans cette zone (Adrar Taguieret) a été discutée au chapitre II (socle ou couverture ?).

c) la zone orientale (guelta d'Ouadenki) est très étroite (2 à 3 kilomètres de largeur). Foliation et rubanement lithologique sont subhorizontaux. La formation métasédimentaire déjà signalée (formation de la guelta d'Ouadenki) occupe près de la moitié de la surface.

I - ANALYSE DES STRUCTURES PLISSEES

A - La zone occidentale

a) Adrar Ehra, Piste de Djanet : cette zone est apparemment la plus simple et permet de définir sans ambiguité la dernière phase de plissement (ici P_2). L'axe de ces plis varie de N330 à N10° en dessinant une virgation à très grand rayon de courbure. La surface axiale moyenne pend de 30° à 40° vers l'Ouest (déversement apparent vers l'Est de toutes les structures). De type concentrique, ces plis ont des angles au sommet de 30 à 40°, rarement plus faibles (mais dans certaines roches les replis sont presque isoclinaux). Ils replissent toujours une ancienne foliation (S_1) très bien visible, en particulier dans les gneiss migmatitiques. Dans les zones de charnière se développe une linéation minérale (L_2) parallèle à l'axe (alignement de tremolite dans les marbres, de biotite et même de sillimanite dans les micaschistes et les gneiss). Localement, des mobilisats soulignent les plans axiaux de ces plis (fig. 1.17 c). Les grenats sont allongés selon la linéation L_2 et fracturés transversalement ; ils correspondent à des grenats anciens déformés et ressoudés (par de la biotite). *Ph.73*

Signification de la foliation replissée

La foliation replissée conserve encore, en certains points, une linéation minérale (L_1) oblique ou orthogonale aux structures de la phase P_2 (axes de plis, linéation) ainsi que des replis isolés isoclinaux d'axe parallèle à cette linéation minérale ancienne : un de ces replis d'échelle hectométrique est visible dans des marbres au Nord de la piste de Djanet, à proximité du contact anormal. Dans le cas général, la linéation minérale L_1 tourne autour des plis (P_2) d'axe subméridien.

Les plis anciens (P_1) déforment eux-mêmes un rubanement dont la signification est ambigue : rubanement lithologique ou ancienne foliation d'origine mécanique (S_0) ? Les "fermetures" periclinales de plis anciens, situés dans les flancs de grandes structures P_2, donnent une indication sur l'amplitude des plis isoclinaux de la phase P_1 qui est d'ordre plurikilométrique (en particulier au Nord de l'oued Taguieret).

b) Adrar Talat Mellet : au Nord de la guelta temporaire de Tarasit Tan Amane, des plis en chevrons souples replissent la foliation des gneiss amygdalaires qui forment l'essentiel de l'Adrar Talat Mellet. Leurs plans axiaux ont un pendage faible vers le SW ; ils sont soulignés par une amorce de néofoliation (arcs polygonaux dessinés par les biotites, structure cataclastique recristallisée de la fraction quartzo-feldspathique). L'axe de ces replis (N330) et leur déversement apparent au NE, permettent de les raccorder directement aux structures plissées de l'Ehra ; ils correspondent à une zone de grande charnière (fig. 1.26) de la phase P_2. L'ensemble de l'Adrar Talat Mellet coïncide ainsi avec un vaste synforme P_2 déversé vers l'Est (au Nord de la structure) et vers le NE (au Sud). Vers le Sud-Est cette zone de charnière tourne progressivement pour devenir E-W au niveau de l'oued Akomak.

La phase P_1 se manifeste, en dehors des zones plissées par P_2 et dans certains types de roches (amphibolites), par des linéations minérales orientées N210 à N230, nettement antérieures aux plis P_2 car localement replissées. Par contre les plis correspondant à la phase P_1 semblent rares (difficiles à obser-

ver à cause de l'homogénéité du matériel). Dans l'oued Tihoun Aorani, une structure plissée d'axe N210, à plan axial subhorizontal et déversement apparent au NW, peut être attribuée à la phase P_1 grâce aux critères suivants (fig. 1.27) :

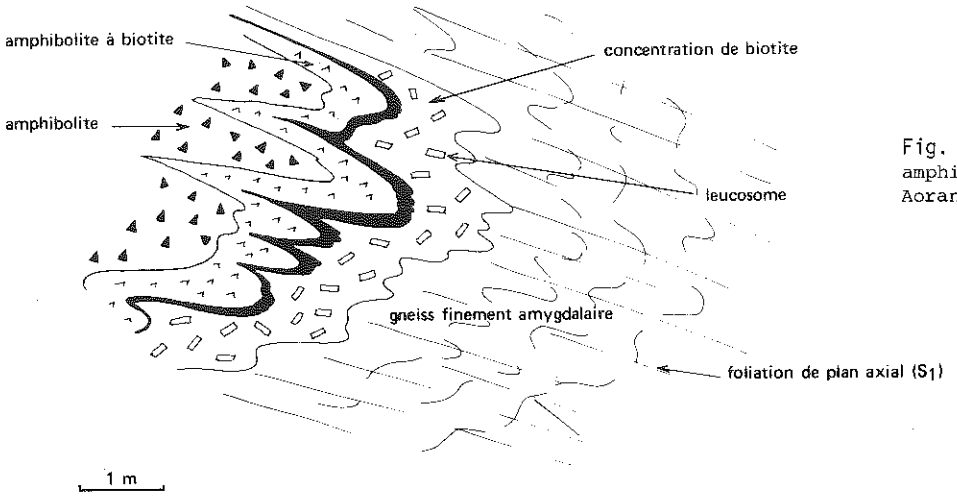


Fig. 1.27 - Pli P_1 dans les amphibolites de l'oued Tihoun Aorani.

- l'évolution pétrographique du contact gneiss-amphibolite dans la zone plissée : les bordures de l'amphibolite sont plus riches en biotite que le centre du niveau et des concentrations biotitiques soulignent le contact lui-même. Un mobilisat leucocrate s'est mis en place pendant ou juste après la déformation au contact gneiss-amphibolite. Ces observations sont à rapprocher de celles effectuées dans l'oued Ouadenki (1) ; *Ph.3*

- l'existence d'une foliation transposée, surimposée au rubanement ancien (stratification ou foliation ?) parallèle au plan axial du pli ;

- l'orientation systématique des grandes biotites de l'amphibolite, parallèlement à l'axe du pli.

Ainsi, la superposition de ces deux phases de plis explique la structure cartographique complexe de l'Adrar Talat Mellet. L'interprétation (coupes de la figure 1.26) ne tient pas compte de l'existence de structures plissées P_0, décelées à petite échelle, dans les gneiss rubanés de l'oued Tarasit tan Taremt ; mais aucune structure d'échelle microscopique ou megascopique ne peut être rattachée à cette phase de déformation ancienne.

B - La zone centrale (Plateau du Tarellemt) (2)

Ce plateau affleure très bien mais les roches, profondément altérées, sont peu propices à l'échantillonnage et à l'étude des petites structures ; cependant le découpage de quelques canyons de 50 à 100 mètres de profondeur permet mieux que partout, d'observer, en grand, les structures isoclinales d'axe voi-

---

(1) Il faut souligner la similitude pétrographique de ces amphibolites avec les faciès très évolués de métadolérites du dôme d'Ouadenki (développement de biotite). Mais, nulle part dans cette unité n'ont pu être trouvés des filons sécants à l'échelle de l'affleurement ni des filons où les structures doléritiques primaires soient conservées. Par contre, la "discordance" cartographique de ces niveaux d'amphibolites par rapport au contact des gneiss amygdalaires est parfois très nette (SW du Talat Mellet).

(2) Construction préislamique en pierres sèches d'environ 10 mètres de diamètre.

sin de E-W qui ne sont que très peu déformées par la seconde phase (sauf au rebord sud du plateau). Ces plis, très aplatis (intrafoliaux en grand) ont une terminaison effilée sans aucun repli de détail (fig. 1.26 c et d) ; la succession lithologique est très claire (mais non polarisée) dans cette zone : gneiss à tendance oeillée, amphibolite, micaschiste , quartzite phylliteux. Les quartzites, encadrés par les amphibolites et les gneiss, occupent le coeur de structures apparemment déversées vers le Nord, d'amplitude dépassant la centaine de mètres (synclinaux ?) (1). La grosse masse de quartzites de l'adrar Taguiet, qui prolonge, en continuité, le plateau du Tarellemt vers le Nord, porte une très belle linéation minérale qui tourne progressivement du Nord vers le Sud, de N220-240 à N280. Cette linéation correspond à la phase isoclinale (P_1) déformée par un pli plus tardif (P_2). *Ph.24*

Au Sud du plateau, l'oued Akomak, profondément encaissé, correspond à une zone plissée lors de la phase P_2, d'axe Est-Ouest, qui prolonge, à la faveur d'une virgation de près de 90°, le grand pli de l'Adrar Talat Mellet. Géométriquement, cette zone plissée se manifeste par la position des gneiss veinés qui surmontent, à l'Ouest et au Nord, les quartzites du "dôme d'Akomak", mais s'enfonce sous ces mêmes quartzites au Sud. La zone de charnière a été observée dans le petit oued N-S, affluent de l'oued Akomak, qui recoupe le "dôme" quartzitique : elle est caractérisée par le plissement de la foliation S_1 et l'apparition de structures en "mullions" (surtout dans les gneiss amphiboliques et les amphibolites) où la recristallisation en arcs polygonaux de la biotite et de l'amphibole est complète.

C - La zone orientale (guelta d'Ouadenki et oued Irnezzouf)

Dans ce secteur, deux phases de plis coexistent systématiquement, mais l'angle entre deux directions est faible et il est souvent impossible sur une structure isolée de savoir s'il s'agit de la première ou de la seconde phase. En effet, grâce à la lithologie dominante (paragneiss de la guelta d'Ouadenki), les deux phases ont pu développer, dans la plupart des roches, une foliation de plan axial et une linéation minérale.

Fort heureusement, les excellents affleurements de l'oued Ouadenki (en particulier à la guelta et au Roc des Corbeaux) et de l'oued Irnezzouf ont permis l'analyse de cette superposition de phases. De plus, de grandes structures plissées isoclinales, d'échelle plurihectométrique (Roc des Corbeaux) à kilométrique (oued Ouadenki en amont de la Guelta), sont visibles dans le paysage. Leur axe plonge au SW et le pendage SE des plans axiaux indique un déversement apparent vers le NW. La foliation minérale est parallèle au plan axial de ces plis, sauf dans les rares intercalations de gneiss quartzofeldspathiques rubanés où un rubanement ancien subsiste, affecté de replis P_0 (fig. 1.30). *Ph.20*

Une phase de déformation plus récente, à peu près homoaxiale par rapport à la précédente, surtout visible dans l'oued Irnezzouf et dans l'oued Tihilelette, replisse ces structures isoclinales ainsi que des mobilisats granitoïdes sécants par rapport à celles-ci ; ils n'ont été observés qu'à l'échelle de l'affleurement.

On reconnaît donc dans cette zone, bien que les directions d'axes soient différentes, la même séquence de déformations que celles qui a été définie dans le dôme d'Ouadenki et à l'Ouest de l'unité du Talat Mellet : les plis reliques (fig. 1.30 a) sont attribués à la phase P_0, les grandes structures isoclinales, à la phase P_1, et la déformation tardive localisée, à la phase P_2.

Les deux diagrammes (fig. 1.28) effectués l'un et l'autre sur quelques dizaines de mètres carrés illustrent bien ce type de rapport. La foliation est subhorizontale ; les deux phases soulignées correspondent à des plis d'échelle centimétrique à métrique. Au Roc des Corbeaux (200 mètres en aval de la

---

(1) Plausible si comme on peut le supposer les quartzites appartiennent à la série de l'Aleksod et représentent , avec les amphibolites, la base de la couverture : en tous cas, le déversement apparent est cohérent avec celui qui a été observé pour les synclinaux de l'unité d'Ouadenki.

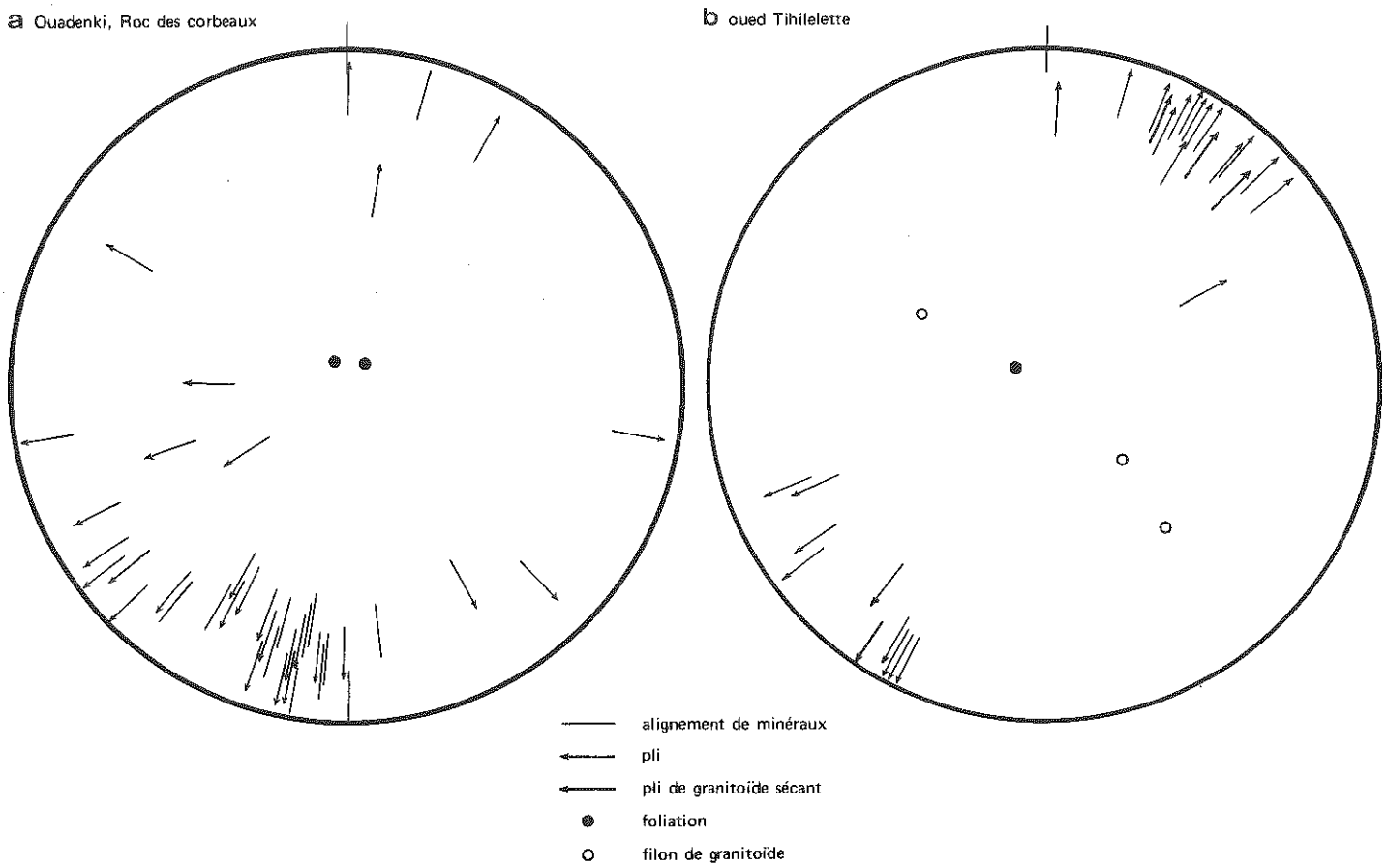


Fig. 1.28 - Stéréogramme des éléments structuraux de la partie orientale de l'unité du Talat Mellet. (Réseau de Schmidt, hémisphère inférieur)

guelta d'Ouadenki) l'étalement des axes mesurés et l'importante concentration autour de N190 correspondent à ce type de reprise de plis isoclinaux d'axe E-W à NE-SW postérieurs à la foliation par d'autres plis. Dans l'oued Tihilelette (partie amont de l'oued Ouadenki, au-dessus de la guelta), l'angle des deux directions n'excède pas 30° et les plis isoclinaux de la première phase sont repris par un système de plis irréguliers ; des filons de granitoïdes recoupent ici nettement les plis anciens et sont plissés et déformés par la seconde phase.

2 - LES RELATIONS ENTRE LES MOBILISATIONS ET LES DEFORMATIONS

L'analyse de ces relations confirme les comparaisons de séquences structurales envisagées ci-dessus.

A - Dans les gneiss rubanés de l'oued Tarasit tan Taremt

Les gneiss rubanés sont caractérisés par l'abondance des mobilisats leucocrates qui recoupent le rubanement lithologique ; sur un bloc, le rapport mobilisat-encaissant a été estimé à 1/5. La foliation de ces gneiss, très bien marquée, est, sauf dans les charnières de plis, parallèle au rubanement. Ces plis isoclinaux sont si serrés qu'ils donnent l'impression que le rubanement lui-même est transposé parallèlement à la foliation.

Deux types de mobilisats soulignent les plis (fig. 1.29).

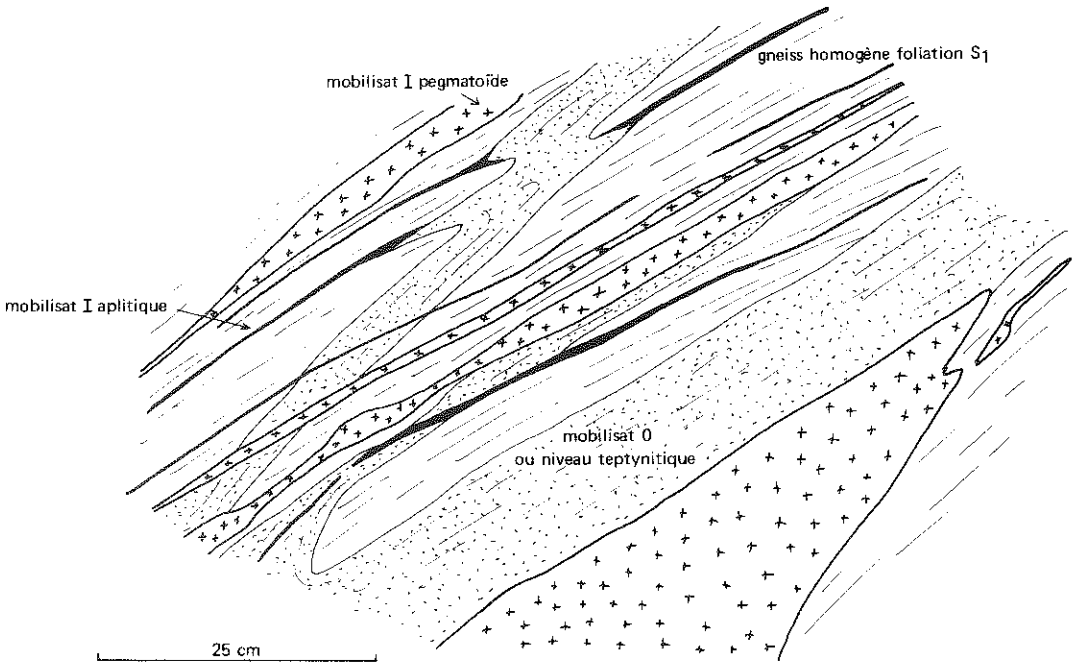


Fig. 1.29 - Relations entre mobilisats et déformations. Oued Tarasit tan Taremt.

1) mobilisats leucocrates, à grain fin, foliés et plissés. Ces mobilisats sub-parallèles au rubanement, sont les plus importants en volume ; ils correspondent aux mobilisats anciens (M_0) de l'oued Ouadenki (fig. 2.6) ;

2) mobilisats pegmatoïdes, recoupant les précédents et le rubanement, déformés mais sans qu'il y ait production de foliation par la phase P_1 (= M_{Id}). On peut rapprocher de ce type de mobilisat :

- des amas de pegmatoïde qui cicatrisent le boudinage de niveaux de mobilisats leucocrates anciens (= M_{Ic}) ;
- des filets aplitiques ou pegmatoïdes parallèles aux plans axiaux des replis P_1 (= M_{Ia}). Ces filets peuvent être localement plus épais, foliés, de texture pegmatoïde ; ils recoupent alors le rubanement et les mobilisats anciens ;

3) filets aplitiques tardifs nettement sécants sur la foliation S_1 (= M_{II} ?).

On retiendra de ces affleurements :

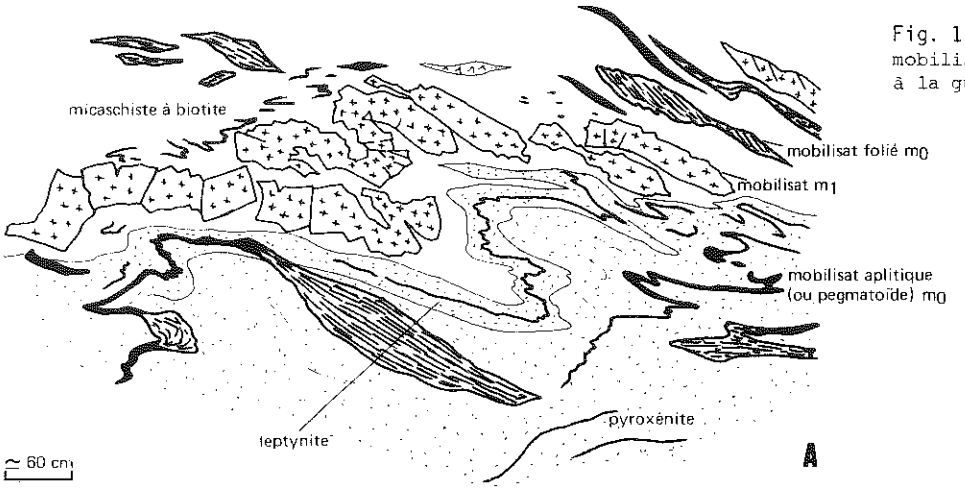
- que la fraction mobilisée ancienne, antérieure à la phase P_1, est la plus importante dans les gneiss rubanés ;
- que les mobilisats M_I pénécontemporains de la phase P_1 peuvent paraître cependant plissés par cette phase.

L'oued Tarasit tan Taremt recoupe plus haut une formation d'amphibolites rubanées interstratifiée dans les gneiss rubanés : le rubanement, statistiquement vertical, de ces amphibolites est affecté de replis isoclinaux intenses et recoupé par une foliation sub-horizontale (plis P_1 d'axe N290).

B - Etude de l'affleurement de la guelta d'Ouadenki

Sur les très bons affleurements de la guelta d'Ouadenki, plusieurs points importants peuvent être précisés : *Ph.31*

- le style de la phase P_1 dans ce type de formation métasédimentaire rubanée : ce sont des replis isoclinaux, dissymétriques d'axe N185 qui reprennent systématiquement des structures plus anciennes (fig. 1.30 a) ;



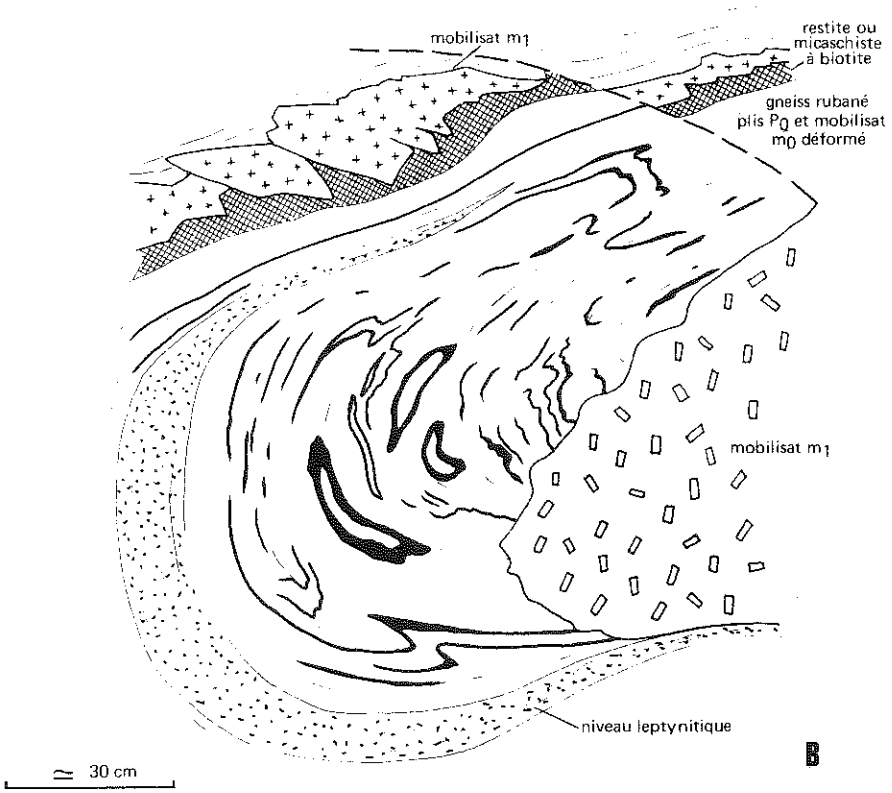


Fig. 1.30 - Relations entre mobilisats et déformations à la guelta d'Ouadenki.

a) partie orientale de l'affleurement (Photo 33). Les mobilisats anciens (m_0) sont foliés et déformés par les plis P_1. Les mobilisats pegmatoïde (m_1) ont subi au cours de leur mise en place un boudinage. Non déformés dans la masse ils suivent la forme du pli P_1.

b) partie centrale de l'affleurement (Photo 32). Superposition de plis P_0 et P_1. Le mobilisat m_1 a un comportement différent selon qu'il forme des filons étroits (boudinage comme en (a)) ou de grosses masses (en bas à droite du schéma).

- les niveaux de pyroxénite sont boudinés dans les flancs de ces plis ; ils conservent une foliation antérieure qui a subi une rotation souvent importante ;

- des plis isoclinaux plus anciens sont replissés (P_0) (fig. 1.30 b) ; *Ph.32*

- le comportement des granitoïdes et des pegmatoïdes intrusifs (fig. 1.30 a et b) est

conforme à cette histoire complexe. On observe : a) des filets pegmatoïdes foliés (m_0) (1) plissés et déformés par les plis P_1, subparallèles au rubanement lithologique S_0 ; b) de gros filons pegmatoïdes boudinés, recoupant la foliation S_0, suivant la forme des plis P_1 mais non déformés par ceux-ci (m_1). Le boudinage de ces filons est syntectonique : le mobilisat, contemporain de la déformation, est plissé ou boudiné suivant sa position par rapport aux contraintes principales ; c) des filons pegmatoïdes et aplitiques subhorizontaux (m_2), parallèles aux plans axiaux des plis P_1 ; *Ph.33*

- l'assemblage minéral des différents types de roches reflète les déformations successives : les minéraux phylliteux (biotite et muscovite) ont entièrement recristallisé sous la forme d'arcs polygonaux, ou selon une néofoliation de plan axial S_1, mais sous une forme très embryonnaire. En effet, la néofoliation minérale suit très souvent le rubanement lithologique, y compris autour des boudins de roches compétentes. Il semble que, étant données les grandes différences de comportement mécanique des différents types de roches de cette formation rubanée, les glissements disharmoniques plan sur plan - essentiellement guidés par le rubanement - aient dominé lors de la déformation en plis couchés. Il est logique que dans ces conditions la recristallisation des minéraux - préexistants aux plis P_1 puisque les structures P_0 sont accompagnées de mobilisats - ait été préférentiellement guidée par ces surfaces actives de glissement. La foliation de plan axial n'apparaît qu'au coeur des plis d'échelle plurimétriques dans les niveaux épais de micaschistes homogènes. Par contre les minéraux de la fraction quartzo-feldspathique, surtout dans les mobilisats anciens, n'ont que partiellement recristallisé, sauf dans les zones de charnières ; la déformation s'y manifeste par la torsion et la rupture des blastes feldspathiques préexistants, accompagnées d'une "granulation" en bordure (formation d'un mortier), le tout étant ressoudé par la recristallisation du quartz et du microcline interstitiel.

Dans le cas particulier des niveaux de pyroxénite , le boudinage lié à la phase P_1 est accompagné dans les queues de boudin par le remplacement du diopside par de l'actinote.

3 - RESUME DES CARACTERISTIQUES PRINCIPALES DE LA STRUCTURE DE L'UNITE DU TALAT MELLET

Le schéma structural (fig. 1.25) montre les relations spatiales entre les deux phases de plissement observées dans cette unité :

- la première phase de plis isoclinaux, d'axe voisin de E-W, est régulièrement répartie dans toute l'unité ;

- elle est systématiquement reprise par des plis P_2. On constate sur le schéma structural que la direction de l'axe de ces plis varie assez considérablement et qu'ils subissent une virgation importante à l'approche du contact anormal méridional. Cette virgation peut avoir deux origines :

. non cylindrisme des plis P_2 dû à l'hétérogénéité du matériel plissé et à l'existence des structures plus anciennes ;

. déformation tardive des axes de plis liés à l'existence de déformations P_3 ou aux déformations discontinues responsables des grands contacts anormaux.

Par ailleurs, l'état de recristallisation et le style des déformations observées dans cette unité indiquent des conditions thermodynamiques très différentes de ce que l'on a pu observer dans le dôme d'Ouadenki : la phase P_2 s'est développée ici dans un niveau structural très profond où l'écoulement entre pour une part importante dans le mécanisme de formation des plis, où des minéraux tels que la sillimanite ont pu recristalliser. Localement, en particulier dans les formations de la série de couverture (Ehra, oued Telohat), une mobilisation limitée peut être attribuée à la phase P_2 (fig. 1.17 c) ;

- aucune déformation P_3 n'a pu être mise en évidence avec certitude dans cette unité.

---

(1) Les mobilisats des formations métasédimentaires ont été numérotés (en m) d'une manière différente de ceux des gneiss quartzofeldspathiques afin d'éviter les confusions.

III - L'UNITE DE L'OUED TIREHATINE

1 - GEOMETRIE D'ENSEMBLE

A l'échelle cartographique les structures plissées sont alignées WNW-ESE dans la partie occidentale, NNE-SSW dans les parties centrale et orientale (fig. 1.31). La disposition complexe des niveaux repères laisse prévoir l'existence de tectoniques superposées : cette interprétation est confirmée par l'analyse des petites structures à l'échelle de l'affleurement et par celle des motifs cartographiques (J.M.Bertrand, 1967).

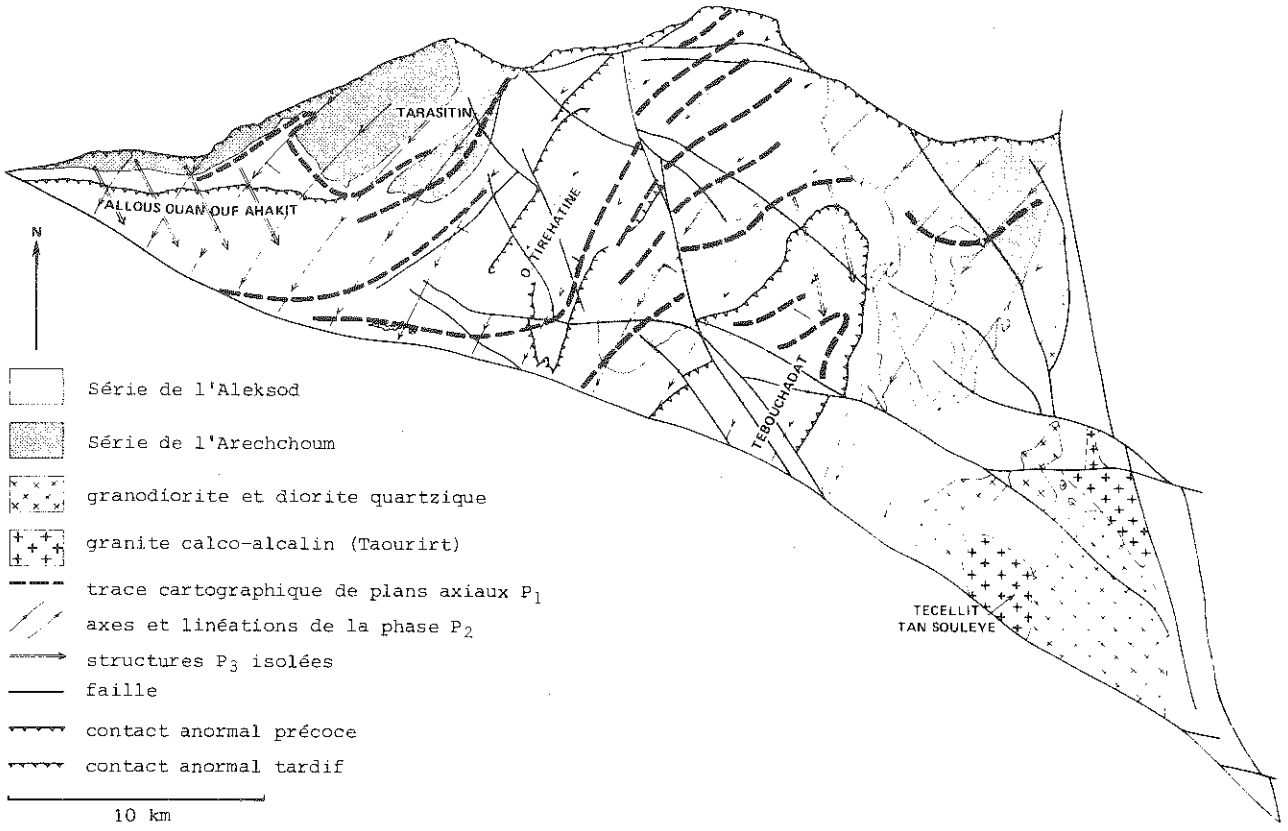


Fig. 1.31 - Schéma structural de l'unité de l'oued Tirehatine.

Les plis P_1

La mise en évidence de la phase P_1 est essentiellement cartographique. On voit se succéder, indépendemment des grands plis de la phase P_2, du NW au SE, des zones anticlinales (boutonnières de gneiss polycycliques de la série de l'Arechchoum - avec localement, discordance angulaire conservée de la base de la série de l'Aleksod) et des zones synclinales largement développées (synformes de Tirehatine et de Tebouchadat).

Les seules évidences microstructurales confirmant l'existence de la phase P_1 sont :

- l'existence d'une foliation préexistante, accompagnée d'une différenciation métamor-

phique et de mobilisats métatexitiques ;

- la conservation, dans certaines formations lithologiques (gneiss amphiboliques et amphibolites) de microplis et de linéations minérales (amphiboles) antérieures aux plis P_2.

Grâce à la distinction encore possible, dans cette unité, entre le socle et la couverture et au style des plis P_2 de la synforme de Tirehatine, le doute n'est pas permis : la phase P_1 existe. Par rapport au dôme d'Ouadenki, les plis P_1 ont des caractéristiques semblables mais la direction des axes change : axes E-W à NW-SE et déversement N à NE dans le dôme d'Ouadenki, axes E-W à NE-SW et déversement N à NW dans l'unité de Tirehatine. La flèche minimum des plis couchés peut être estimée, dans le synforme de Tirehatine, à une dizaine de kilomètres.

La mauvaise conservation des microstructures de la phase P_1 s'explique par la profondeur du niveau structural de la phase P_2 : le degré de métamorphisme atteint lors de cette phase correspond au faciès amphibolite profond (subfaciès à disthène-almandin-muscovite).

La superposition de deux phases de déformation intense dans les conditions d'un métamorphisme profond explique que les traces de l'événement P_0 dans les gneiss du socle soient quasi-inexistantes (sauf à l'Est).

Les plis P_2

La seconde phase de plissement est particulièrement importante dans cette unité, mais le style des plis, sinon leur direction d'axe (N200 à N240), varie considérablement de l'Ouest vers l'Est. A l'Ouest (Tarasitin et Allous ouan ouf Ahakit), les plis P_2 sont à tendance isoclinale et à plans axiaux inclinés (pendage au SE) surtout dans les quartzites phylliteux où ils s'accompagnent d'une recristallisation complète des minéraux : micas et silicates d'alumine sont allongés parallèlement à la linéation L_2, mais dessinent presque toujours des arcs polygonaux cicatrisant une foliation S_1 préexistante. Dans cette zone la phase P_2 se manifeste assez mal à l'échelle cartographique et les structures sont surtout régies par les grands plis de la phase P_1.

Dans les zones centrale et orientale, au contraire, les plis P_2 sont bien visibles sur la carte. Ce sont des plis droits ou déversés (en éventail) à plans axiaux subverticaux, déformant la foliation S_1. Le degré de recristallisation est cependant identique à celui de la zone occidentale et la linéation minérale la plus fréquente est L_2. Des mobilisats soulignent localement les plans axiaux des plis P_2 (cf. fig. I.17 d). Vers l'Est les plis P_2 semblent s'amortir progressivement à l'approche de l'accident de l'oued Imereri.

Les déformations postérieures à la phase P_2

Après la phase P_2, d'autres déformations ont été enregistrées dans le bâti de cette unité. Elles peuvent être globalement repérées par rapport à la mise en place du complexe granodioritique et tonalitique de l'oued Aha'n'Souri (cf. chapitre IV). En effet, les filons de microgranite et de microdiorite tardifs de ce complexe plutonique recoupent toutes les structures plissées, tandis que les termes précoces (diorites quartziques et filons précoces) sont déformés. La phase P_3 se manifeste par :

- une déformation des plans axiaux des structures P_2, difficile à quantifier étant donnée la disposition en éventail, vraisemblablement primaire, de ceux-ci (fig. I.19) ;

- dans la zone ouest des petits replis souvent faillés, d'axe N120 à N140, déforment la foliation S_1 et les axes de plis P_2 ;

- dans le synforme de Tebouchadat des plis disharmoniques d'axe N160, postérieurs aux plis P_2 accompagnent un rejeu tardif du contact anormal de base du synforme (voir plus loin) ;

- dans la zone orientale (oued Aha'n'Souri) les filons de microgranite et de dolérite précoces, recoupés par le complexe plutonique et par les filons tardifs, sont schistosés et métamorphisés.

Les gneiss encaissants sont des gneiss plagioclasiques à hornblende, à foliation subhorizontale ; la linéation minérale (N60-N210) est postérieure aux veines mobilisées et doit donc être attribuée à la phase P_2. Les filons de microgranite et de microdiorite sont sécants à cette foliation et dépendent du complexe granodioritique et tonalitique de l'oued Aha'n'Souri. Les filons nettement schistosés sont toujours des microgranites et des dolérites : on observe deux directions principales de schistosité, parallèles ou obliques par rapport aux épontes des filons (filon N150, schistosité N45, 70°, linéation N110, 30° ; filon N50, schistosité n135, 70°, linéation N70, 40°).

En lame mince on observe une déformation mylonitique de la mesostase du microgranite, la fracturation des phénocristaux et la recristallisation de très fines biotites orientées.

Il n'existe aucune trace de déformation correspondante dans l'encaissant. Cela implique qu'il s'agit plutôt d'une déformation discontinue (à l'échelle du massif) en liaison avec les grands accidents coulissants. Aucune relation n'a pu être observée avec les plis P_3, inexistants dans cette zone.

2 - QUELQUES EXEMPLES DE TECTONIQUES SUPERPOSEES

1 - Tarasitin et Allous ouan ouf Ahakit

La structure de cette zone peut être interprétée comme un synclinorium isoclinal de phase P_1 replissé obliquement par rapport à son axe par une antiforme P_2 (fig. 1.32). La superposition des deux phases de plis est très bien visible dans les gneiss veinés à biotite et hornblende qui affleurent au coeur de la structure ; des motifs en dôme et bassins à l'échelle mésoscopique y ont été formés lors de la seconde phase. *Pl.12*

Un contact anormal, postérieur aux plis P_1 (et peut-être à P_2 - les relations géométriques ne sont pas claires), situé à la base des quartzites de l'Allous ouan ouf Ahakit, complique la structure de cette zone ; il s'amortit et disparaît à l'Est au niveau de la boutonnière de socle du Tarasit de l'oued Akomak.

2 - Le grand synforme de Tirehatine

Cette structure a déjà été décrite (J.M.Bertrand, 1967) mais l'interprétation qui était proposée à l'époque ne tenait pas assez compte des laminages importants contemporains de la phase P_1 (les surfaces de laminage sont déformées par les plis P_2, mais ont rejoué parallèlement aux surfaces lors de la phase P_2) (1). La nouvelle interprétation proposée ici (fig. 1.33 a, b, c) tient compte de ces modifications.

La distinction, pour une fois possible sur des bases stratigraphiques, du flanc inverse et du flanc normal du synclinal de première phase, permet la reconstitution de cette structure (fig. 1.33 a). Les surfaces de laminage, parallèles à la foliation S_1, ne sont visibles que cartographiquement : aucune modification pétrographique ne les accompagnent. Leur interruption sur le schéma ne signifie en fait que la disparition des caractères observables (surfaces de laminage situées au sein d'une formation monotone). *Pl.77*

La foliation principale des gneiss correspond à la phase P_1. Dans le cas particulier des métadiorites, on observe le passage progressif d'une diorite à enclaves plus sombres conservées mais étirées selon L_1, à amphiboles recristallisées, à un gneiss veiné dioritique (à mobilisat pegmatoïde riche en grenat). Le passage aux gneiss rubanés amphiboliques est souvent souligné par un niveau très continu formé uniquement de hornblende. Cette foliation S_1 est donc, comme dans tout l'Aleksod, soulignée surtout par les veines parallèles de mobilisat. Cependant, l'examen de la disposition des minéraux montre en général une liaison avec la seconde phase de plis qui a donné naissance, dans certaines roches, à une néofoliation diffuse, parfois accompagnée (gneiss veinés leucocrates, gneiss dioritiques) d'une remobilisation et de la mise en place de nouveaux mobilisats pegmatoïdes parallèles aux plans axiaux des plis P_2

---

(1) Aussi une terminaison périsynclinale de la formation métasédimentaire s'est avérée par la suite correspondre à un laminage de cette formation entre les gneiss leucocrates et les métadiorites du coeur du synforme.

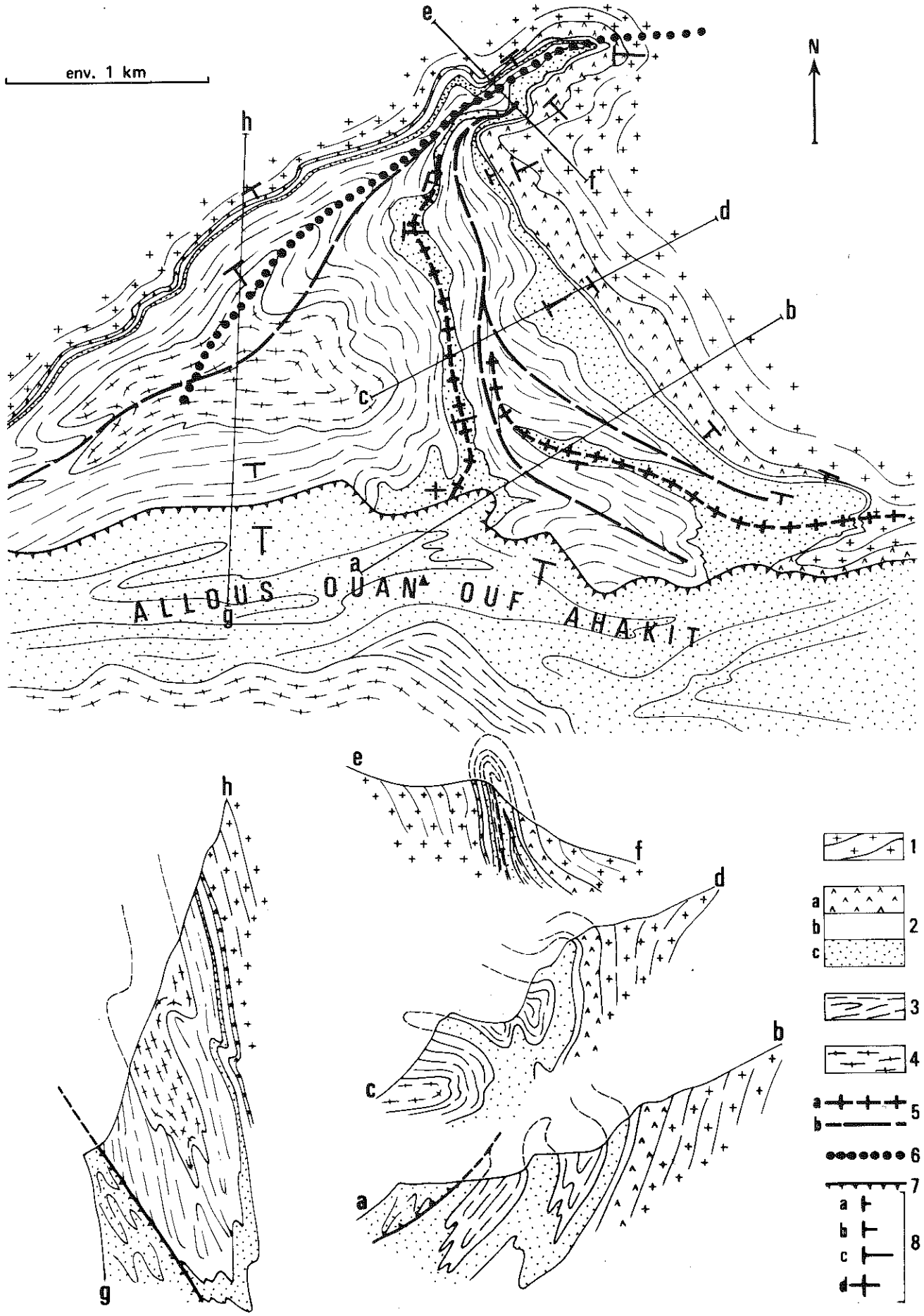


Fig. 1.32

(fig. 1.17 d). Dans le cas général l'essentiel des minéraux a subi une recristallisation post-cinématique par rapport aux plis P_2 : généralité des arcs polygonaux mimétiques de la foliation S_1, linéation minérale L_2. Les variations latérales rapides du style des plis P_2 (fig. 1.33 b) sont particulièrement nettes dans ce secteur :

- à l'Ouest on passe rapidement d'un domaine où les replis P_2 sont serrés, dissymétriques, à déversement apparent vers l'Ouest-Nord-Ouest et où les structures cartographiques sont absentes à l'exception du phénomène de "mullions à l'échelle de la montagne" (1) du chaînon parallèle à la faille de l'oued Telohat : ce phénomène peut être interprété comme une reprise par des plis P_2 dissymétriques, accompagnés d'un étirement important parallèlement à la foliation préexistante, de plis isoclinaux P_1 très effilés et laminés (2) ;

- dans le grand synforme proprement dit, ce sont des plis droits où les synformes, nettement plus larges que les antiformes, sont "en fond de bateau" très plat. Ces plis ont trois caractéristiques importantes : leur disposition en éventail, l'amortissement longitudinal rapide et les variations du plongement des axes (de 40° à 0°). Le dernier point semble être en relation avec l'attitude originelle des plans plissés c'est-à-dire avec leur position dans l'un ou l'autre flanc du pli P_1 (ou de replis annexes) préexistant. Le dispositif est réalisé en "modèle réduit" dans les "structures oeillées" du Sud du synforme ;

- au bord Est du synforme, on passe progressivement à une zone où toutes les surfaces (rubanement originel, foliation S_1, plans axiaux et foliation S_2) sont verticales. Cette zone, allongée en "couloir", correspond à des plis isoclinaux de la phase P_2 (ou localement vers le Sud à des plis "en chevron" à plan axial vertical) reprenant des replis isoclinaux P_1 plus anciens (fig. 1.33 c) ;

- vers l'Est, les plis P_2 semblent disparaître brutalement et la boutonnière de socle orientale n'est affectée que par des petits replis qui ne déterminent aucune structure cartographique.

Les variations de style peuvent être interprétées en fonction de la lithologie et en particulier de la présence de masses intrusives anté-tectoniques dont le caractère lenticulaire perturbe les déformations successives : lors de la première phase, des plis isoclinaux serrés, d'allure "vermiculaire" se sont développés dans les zones dépourvues d'intrusions dioritiques , par contre, à l'emplacement de cette intrusion, un grand synclinorium couché s'est formé, accompagné de laminages importants dûs aux différences de compétence. Ce phénomène s'est reproduit pendant la phase P_2 où la masse de métadiorite a joué un rôle d'"armature" empêchant la série de se déformer aussi souplement que lorsque celle-ci est absente.

3 - L'Adrar Tebouchadat

Ce secteur correspond à un grand synforme P_2 qui diffère de celui de Tirehatine par un certain nombre de caractères :

Fig. 1.32 - Tectoniques superposées de l'oued Akomak (Tarasitin).
1. gneiss rubanés de la série de l'Arechchoum
2. complexe de base de la série de l'Aleksod
   a) amphibolites massives
   b) gneiss plagioclasiques fins
   c) quartzites à muscovite
3. formation métasédimentaire rubanée comprenant localement des gneiss calco-magnésiens à gros grenats (cf. coupe d'Ouadenki)
4. gneiss veinés dioritiques à biotite et hornblende
5. plis P_1 a) anticlinal b) synclinal
6. antiforme P_2
7. contact anormal
8. pendages : a) > 45° ; b) = 45° ; c) < 45° ; d) horizontal.

---

(1) Phénomène connu aussi dans l'unité de la Tazoulet (synforme d'Agenou) (cf. photo n° 16).

(2) La surface axiale des grands plis P_1 du synforme peut être suivie très loin vers l'Ouest grâce à la lithologie favorable.

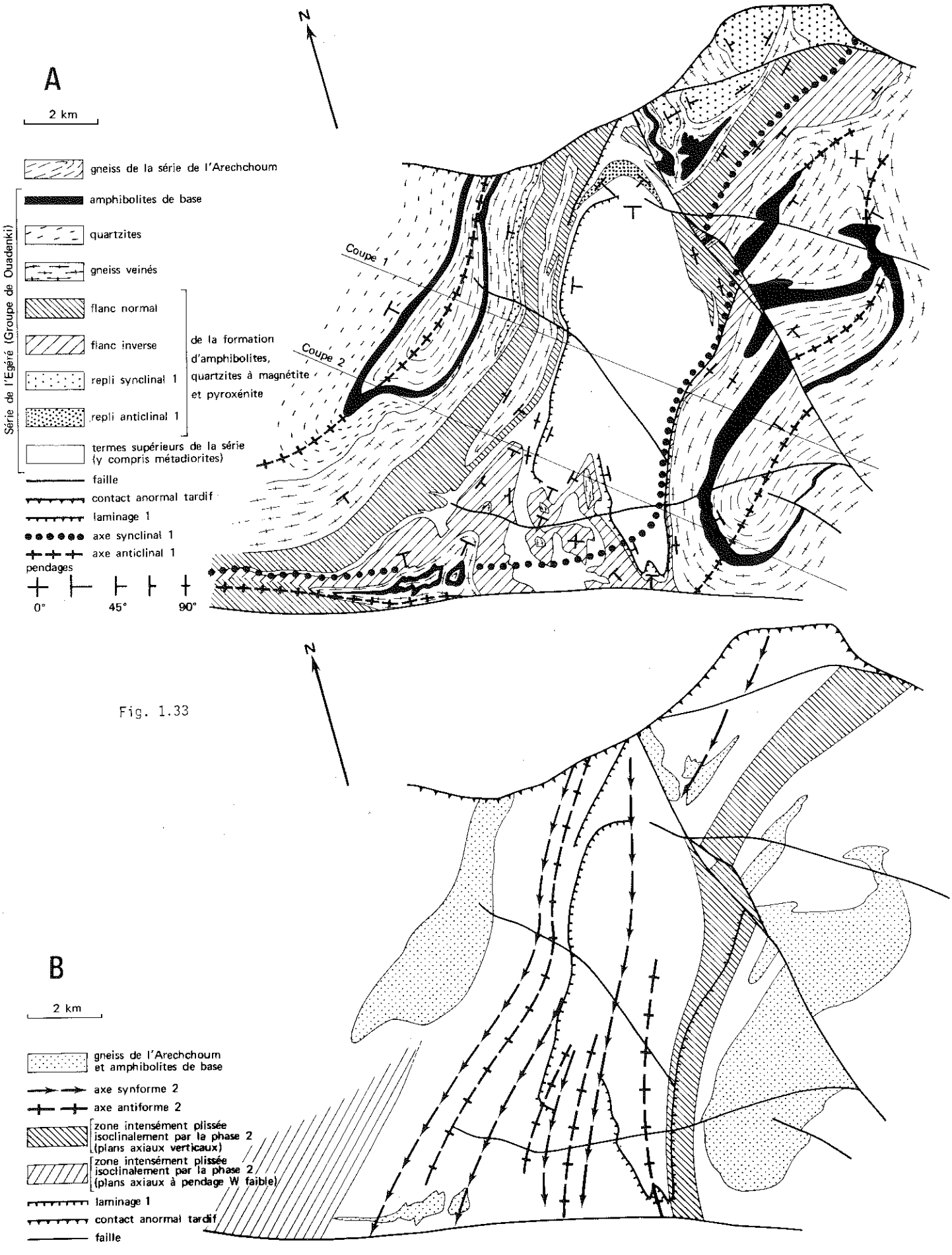

A
2 km
N
gneiss de la série de l'Arechchoum
amphibolites de base
quartzites
gneiss veinés
flanc normal
flanc inverse
repli synclinal 1
repli anticlinal 1
de la formation d'amphibolites, quartzites à magnétite et pyroxénite
Série de l'Egéré (Groupe de Ouadenki)
termes supérieurs de la série (y compris métadiorites)
faille
contact anormal tardif
laminage 1
axe synclinal 1
axe anticlinal 1
pendages
0°
45°
90°
Coupe 1
Coupe 2
B
2 km
N
gneiss de l'Arechchoum et amphibolites de base
axe synforme 2
axe antiforme 2
zone intensément plissée isoclinalement par la phase 2 (plans axiaux verticaux)
zone intensément plissée isoclinalement par la phase 2 (plans axiaux à pendage W faible)
laminage 1
contact anormal tardif
faille

Fig. 1.33

C

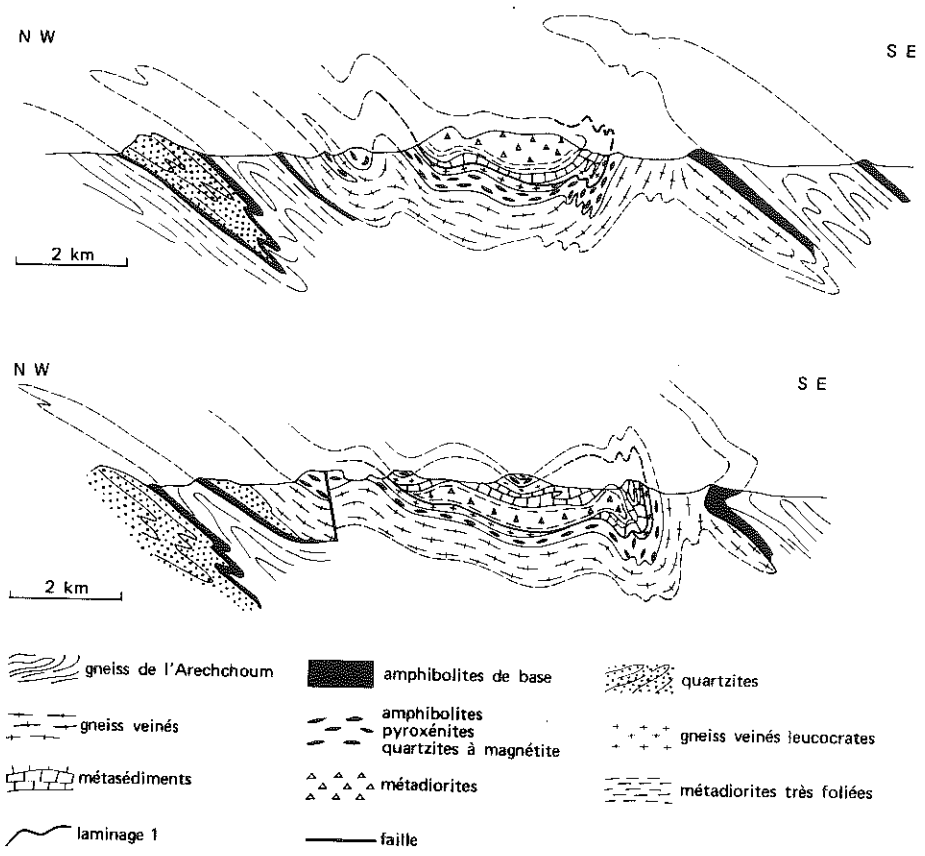


Fig. 1.33 - Interprétation tectonique du grand synforme de Tirehatine.
A) La phase P_1. La formation calco-magnésienne d'Ouadenki sert de marqueur pour l'interprétation de la structure : on a distingué par des figurés différents les zones où elle se présente en flanc normal ou en flanc inverse et celles où elle détermine des replis synclinaux ou anticlinaux de la phase P_1 ;
B) La phase P_2 ;
C) Coupes interprétatives. La surface de laminage précoce est soulignée par un trait plus épais.

- la formation à amphibolites, pyroxénites et quartzites à cummingtonite n'affleure que très peu (extrémité nord) car elle est tronquée par un grand contact anormal de laminage précoce (1) qui amène les gneiss leucocrates et la formation métasédimentaire supérieure directement en contact avec les gneiss veinés à hornblende et biotite ;

- les métadiorites sont absentes et la formation métasédimentaire alumineuse semble, même compte tenu des replis isoclinaux P_1, particulièrement bien développée ;

- la bordure Est est déformée par des plis P_3 d'axe N160, postérieurs aux plis P_2 d'axe N210. Ces déformations tardives impliquent une disharmonie au niveau du contact de laminage déjà cité, lors des phases P_2 et P_3 : les gneiss situés sous le contact anormal de laminage sont des mylonites schis-

---

(1) A rejeux multiples.

teuses plissées par des plis N200 (P_2) et accompagnées de zones mylonitiques rétromorphosées postérieures à ces plis P_2.

En lame mince les gneiss à biotite, muscovite, grenat de la formation métasédimentaire affectés par les plis P_3 sont rétromorphosés et laminés : quartz et feldspaths sont fracturés et déplacés (recristallisation de quartz mylonitique "en flamme" à extinction roulante), la muscovite est tordue ; la biotite, rétromorphosée, est remplacée par des néo-biotites de petite taille organisée en arcs polygonaux ; le grenat,peut-être recristallisé en partie, a servi de môle résistant autour duquel s'enroulent les minéraux phylliteux. Ce type de structure est tout à fait différent de celui qui accompagne généralement les plis P_2.

3 - RESUME DES CARACTERISTIQUES PRINCIPALES DE LA STRUCTURE DE L'UNITE DE TIREHATINE

Les relations spatiales entre les phases de déformation sont schématisées dans la figure 1.31 :

- la première phase se manifeste par des plis isoclinaux d'axe E-W à NE-SW déversés au N ou au NW ;

- la seconde phase, d'axe très constant (N210),est caractérisée par des variations rapides de style (longueur d'onde des plis, attitude du plan axial, plongement des axes) attribuées à la disposition des structures plissées préexistantes et à la lithologie.

La présence de mobilisats soulignant les plans axiaux de plis P_2, la recristallisation post-cinématique des minéraux caractéristiques du faciès amphibolite, sont des repères pour l'évaluation du niveau structural où s'est effectuée cette déformation et permettent des comparaisons avec les unités voisines ,

- la phase P_3 apparaît progressivement à l'Est de cette unité : elle se manifeste par des plis d'axe N160 accompagnés d'une rétromorphose importante, par la genèse d'une schistosité dans des filons de microgranite mis en place après la phase P_2.

IV - L'UNITE DE LA TAZOULET

L'interprétation de cette unité qui s'étend au Sud de la faille de l'oued Telohat repose sur une confrontation entre les données lithologiques - on a vu à ce sujet que la comparaison avec les formations lithologiques des autres unités ne pouvait pas être rigoureuse - et les tentatives de reconstitution structurale .

A partir de quelques zones étudiées en détail, qui ont permis de définir les successions locales de déformations et de recristallisations, et de l'analyse de la carte au 1/100 000e, une synthèse structurale sera tentée (fig. 1.34).

1 - LE SYNFORME D'AGENOU

Les deux premières phases

Les relations entre les deux premières phases de plis ont été observées en continuité d'un bout à l'autre du synforme (fig. 1.35 a). On constate que l'angle formé par les directions d'axes respectives est sensiblement différent au Nord et au Sud.

Fig. 1.34 - Schéma structural de l'unité de la Tazoulet.

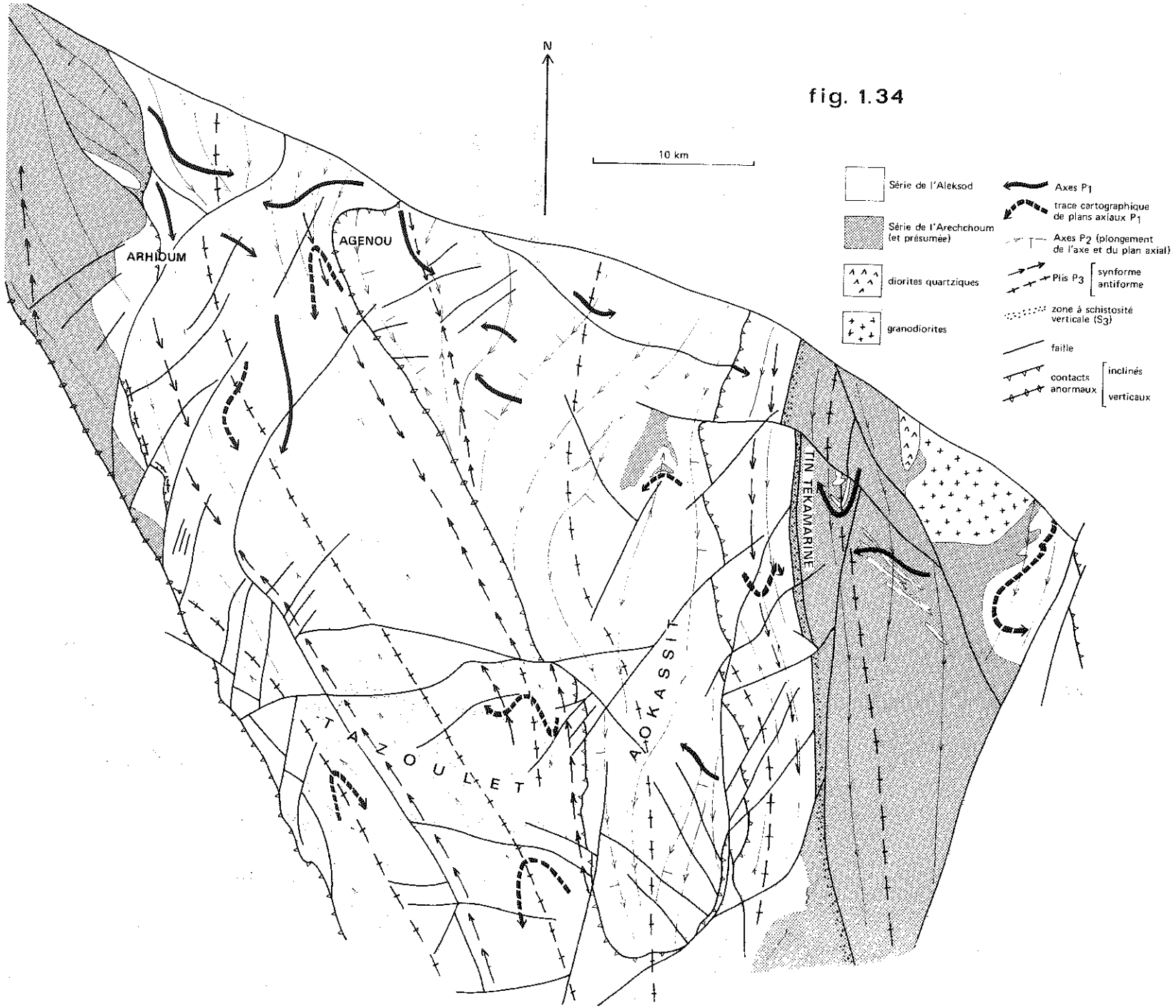
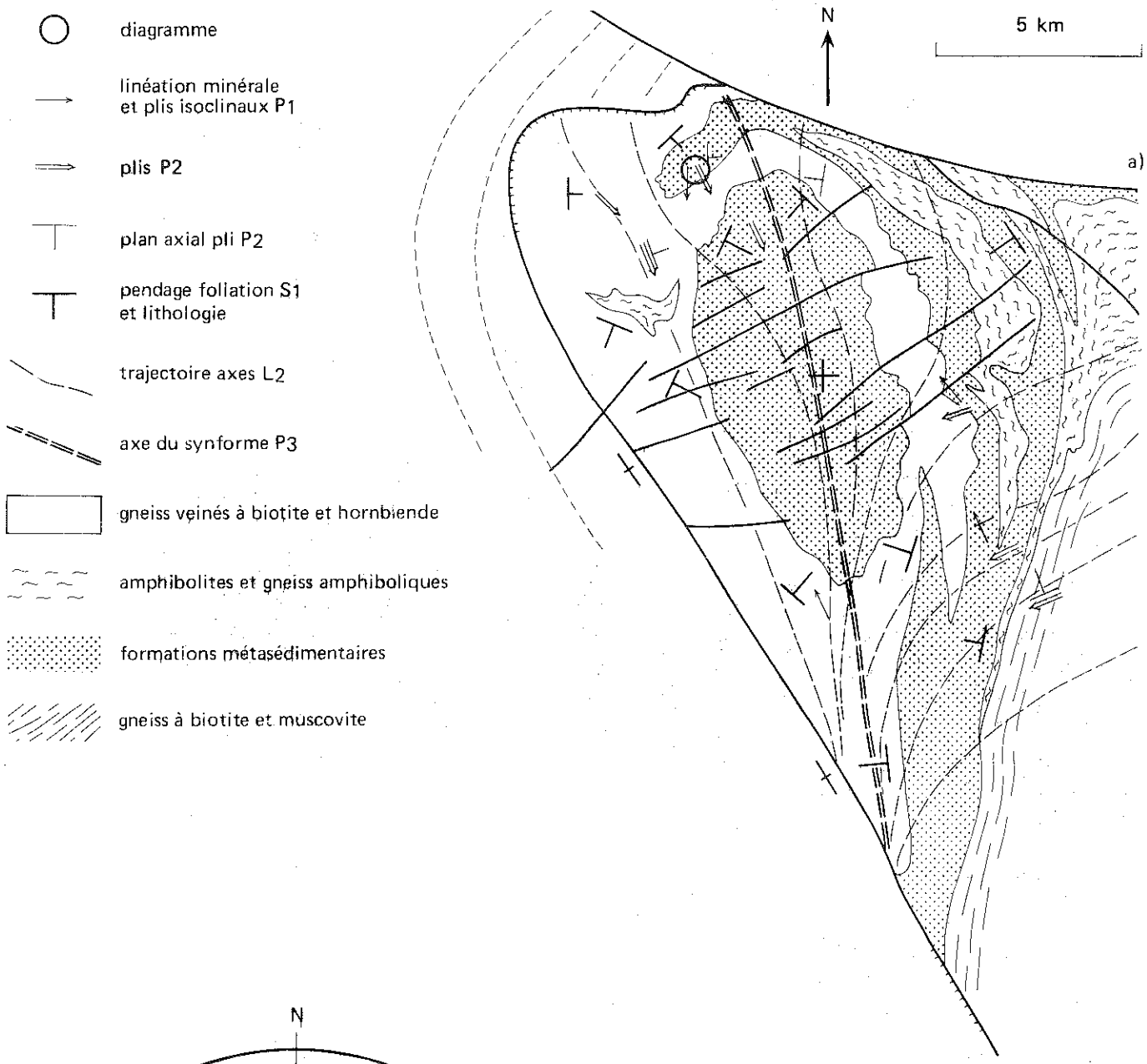

N
10 km
ARHIDUM
AGENOU
TAZOULET
AOKASSIT
TIN TEKAMARINE
Série de l'Aleksod
Série de l'Arechchoum (et présumée)
diorites quartziques
granodiorites
Axes P_1
trace cartographique de plans axiaux P_1
Axes P_2 (plongement de l'axe et du plan axial)
Plis P_3
synforme
antiforme
zone à schistosité verticale (S_3)
faille
contacts anormaux
inclinés
verticaux

fig. 1.34



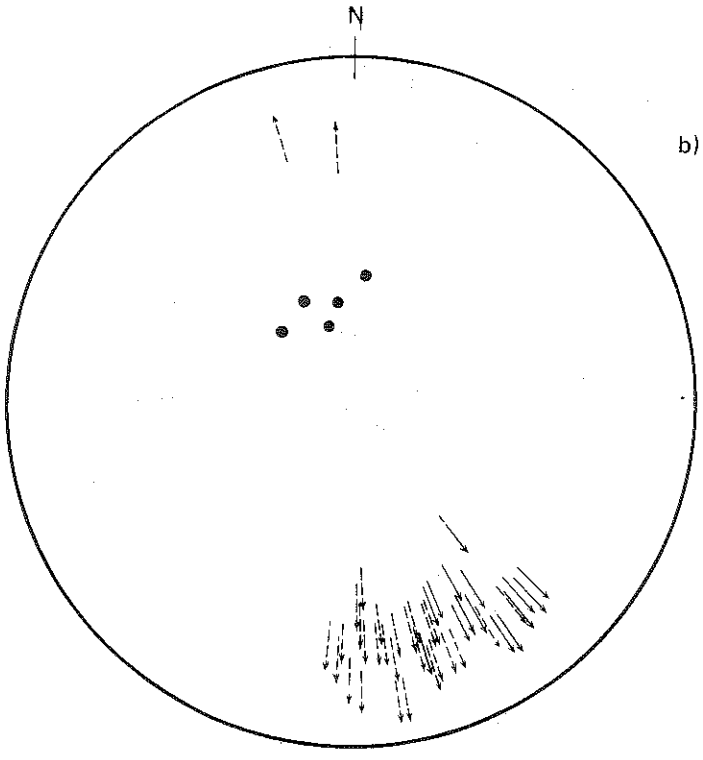


fig. 1.35

linéation minérale et plis isoclinaux

plis post-foliation (P2)

pôles de foliation

Au Nord, à la guelta d'Agenou et dans l'oued In Assakane, les plis P_1 précèdent ou accompagnent la mobilisation principale qui a donné naissance aux gneiss veinés à biotite et amphibole. Ils sont souvent peu visibles, sauf dans les niveaux quartzitiques, leptynitiques ou carbonatés de la formation métasédimentaire. Les plis P_2 déforment cette foliation et les mobilisats déjà formés, mais sont accompagnés d'une recristallisation complète de tout l'assemblage minéral.

A l'échelle de l'affleurement les plis P_2 sont des plis dissymétriques, parfois en chevron, dont le flanc court est souvent "faillé" (surtout dans les migmatites). Aucune grande structure n'est observable à l'échelle de la carte (sauf peut-être dans l'oued Adarou). *Ph.19*

Comme on peut le voir sur le diagramme (fig. 1.35 b) effectué dans les paragneiss de la guelta, les deux phases sont sensiblement coaxiales. Dans les gneiss veinés à biotite-hornblende de l'oued In Assakane, la déformation P_2 se manifeste par la présence d'une néofoliation subverticale, oblique par rapport au veinage migmatitique ancien ou par un boudinage des niveaux d'amphibolite. Les biotites et les hornblendes soulignent cette nouvelle disposition planaire ; des mobilisats pegmatoïdes parallèles à cette foliation S_2, en amas discontinus, se sont mis en place lors de la phase P_2.

De même dans les gneiss à grenat et disthène, les mobilisats quartzo-feldspathiques à disthène, plissés par la phase P_2, ne montrent, en lame mince, aucune déformation et les grands blastes de disthène néoformés sont statistiquement allongés selon la direction de ces plis de deuxième phase. De plus, tous les minéraux ont un caractère post-cinématique indéniable et aucune rétromorphose sensible n'est décelable sauf dans des plans de cisaillement sub-parallèles à la foliation S_1, présents dans la partie NE du synforme, à proximité de la faille de l'oued Telohat, qui sont certainement liés aux déformations discontinues plus tardives.

Au Sud du synforme (oued In Guender) la linéation minérale visible (alignement des cristaux de disthène) est parallèle à l'axe de replis isoclinaux orientés N310 de la phase P_1. Des plis P_2 dissymétriques, à plan axial plongeant au NW (25°) dont l'axe plonge au N210, reprennent ces structures. *Ph.15.17*
Comme à la guelta d'Agenou, les minéraux sont toujours très frais, même dans les charnières des plis P_2 où ils ne sont cependant pas orientés.

A l'échelle microscopique, le comportement des minéraux est souvent ambivalent. Dans les charnières des plis P_2 coexistent presque toujours des minéraux de génération différente.
La biotite et la muscovite se présentent sous deux formes : en grandes plages tordues autour de la charnière et en arcs polygonaux ; le disthène est parfois déformé et plissé en knicks, parfois surimposé aux arcs polygonaux de phyllite. De même la sillimanite est déformée mais de grandes sillimanites prismatiques sont surimposées tardivement. *Ph.72*
Le grenat semble post-cinématique par rapport à la foliation replissée, il est fracturé et ressoudé par de la biotite ou de la sillimanite dans les charnières P_2. Il n'est cependant pas exclus que certains grenats aient pu recristalliser pendant la phase P_2.
Le quartz et le plagioclase sont nettement recristallisés.

Le degré de métamorphisme atteint lors de la phase P_2 est identique (sinon plus élevé - sillimanite prismatique) à celui qui a régné lors de la phase P_1.

Hors des zones intensément plissées, l'assemblage minéral plus ancien est resté stable (pas de néofoliation) et les minéraux ont recristallisé post-cinématiquement, sur place. Localement (cas du disthène des mobilisats de la guelta), de nouveaux blastes ont pu se former lors de la phase P_2. Ces conditions expliquent peut être, en partie, la grande taille (plusieurs centimètres) qu'atteignent souvent les silicates d'alumine.

La phase P_3

La virgation des axes de la phase P_2 entre le Nord et le Sud permet de mettre en évidence sans

Fig. 1.35 - Structure du synforme d'Agenou
a) schéma structural
b) diagramme de Schmidt (hémisphère inférieur).

ambiguité la troisième phase. En effet l'axe du synforme ne tient aucun compte de cette virgation , il est orienté N340-350. Très peu de petites structures peuvent être rattachées à cette déformation. On observe cependant quelques knicks d'axe environ N-S. Il est probable qu'il s'agit d'une phase tout à fait tardive de déformation à grand rayon de courbure sans effet à l'échelle microscopique et macroscopique.

Reste à expliquer la virgation des plis P_2 : il n'est pas possible qu'une déformation du type de P_3 ait pu entraîner un glissement hétérogène dans les plans de foliation anciens. De plus, si les axes de P_2 tournent, les axes des plis P_1 restent statistiquement invariants (N290 à N310). On doit donc admettre que les plis P_2 sont nés courbes, caractère qui semble lié à la faible amplitude de ces structures (amplitude métrique à décamétrique) et à l'absence de grands plis d'échelle cartographique.

2 - LES PLIS DE L'OUED TAGUIERAFET

Dans la région de Tazrouk de grands plis "appalachiens" (1) d'axe N340 sont bien visibles dans le paysage et sur la carte. Pour vérifier si ces plis droits, à plans axiaux verticaux et de grande longueur d'onde, sont comparables aux plis P_3 du synforme d'Agenou ou s'ils doivent être rattachés à la phase P_2, j'ai étudié en détail la structure plissée recoupée par les méandres de l'oued Taguierafet, en amont de la piste Tazrouk-Tin Teyné (fig. 1.36 a). Dans l'oued Taguierafet, les axes de plis de détail concordent avec l'allongement de la grande structure (synforme). J'ai donc étudié la disposition des plans axiaux de ces replis sur les deux flancs du synforme. Les résultats de cette étude sont schématisés sur la figure 1.36 et la figure 1.37.

D'après l'aspect des microplis qui évoluent souvent en "mullion structure" (surtout dans les gneiss veinés et dans les amphibolites), il s'agit d'une déformation qui s'est produite dans les conditions de faciès amphibolite. En effet les minéraux principaux ont recristallisés de façon post-cinématique de la même manière qu'au synforme d'Agenou. Ces replis d'axe N340 reprennent systématiquement des structures plus anciennes (observation de rares plis isoclinaux (P_1) replissés ou d'alignement - et non d'allongement - de minéraux, obliques par rapport aux axes de plis).

Les deux types de structures prévisibles sont schématisés dans les figures 1.36 b et c. Dans le premier cas (fig. 1.36 b), une seule phase de plis détermine la formation d'un synclinorium à microplis disposés en éventail ; dans le second cas (fig. 1.36 c), deux phases de plis sont superposées. De l'examen des diagrammes de la figure 1.37, on peut déduire que le second modèle est le mieux adapté aux plis de l'oued Taguierafet, d'autant plus que l'on observe un décalage - localement très net (station B) - entre les axes des microplis mesurés et l'axe construit, d'après la disposition des pôles des plans axiaux des plis de détail, de la grande structure.

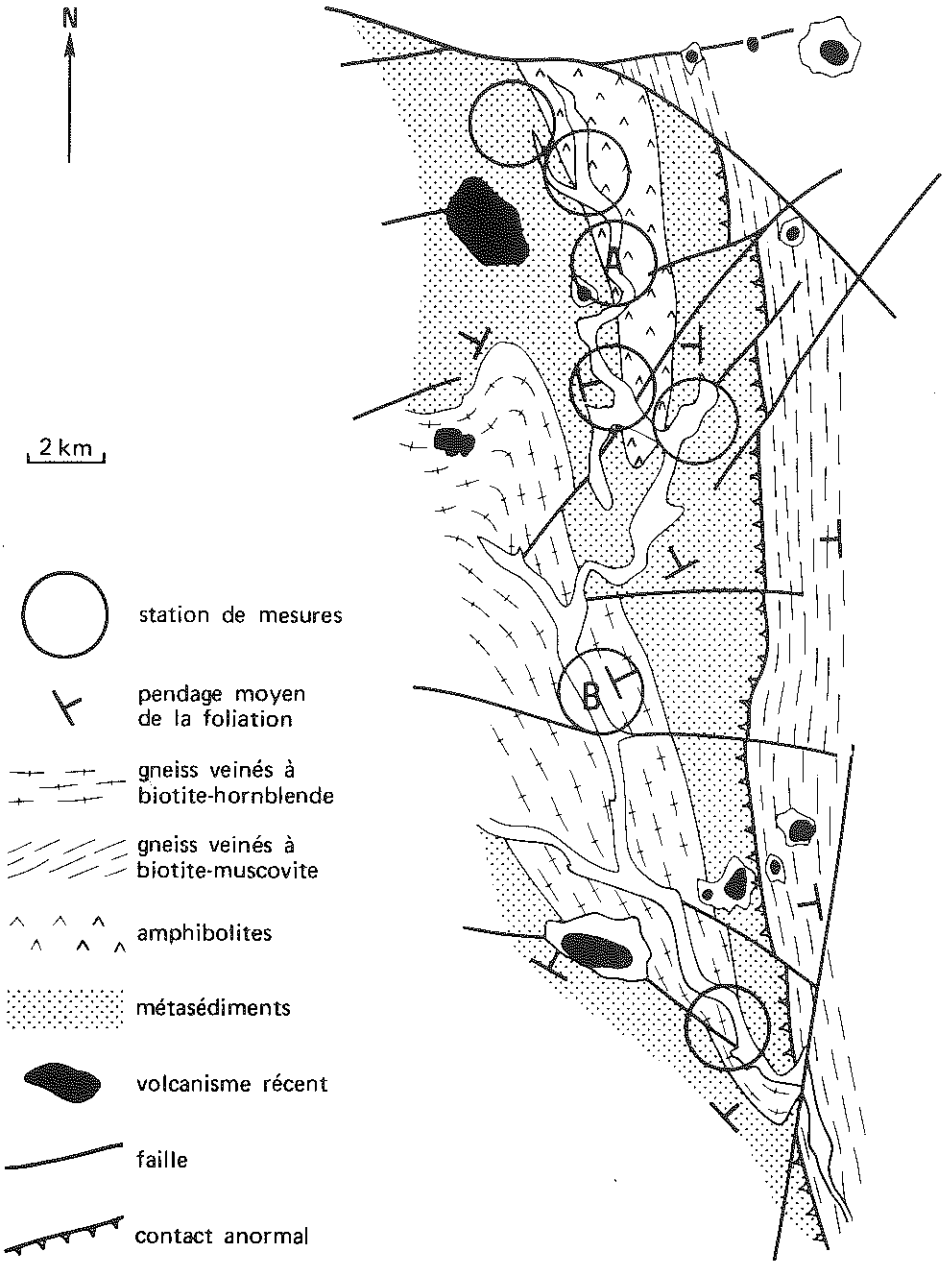
On peut donc conclure que dans cette zone, deux phases de plis de direction voisine coexistent. La plus ancienne (P_2) ne se manifeste pas à l'échelle de la carte, mais correspond aux plis de petite taille (maximum décamétrique) dissymétriques, formés dans les conditions du faciès amphibolite ; la plus récente (P_3) correspond à une simple compression qui a donné naissance aux ondulations à grande longueur d'onde caractéristique de toute cette région.

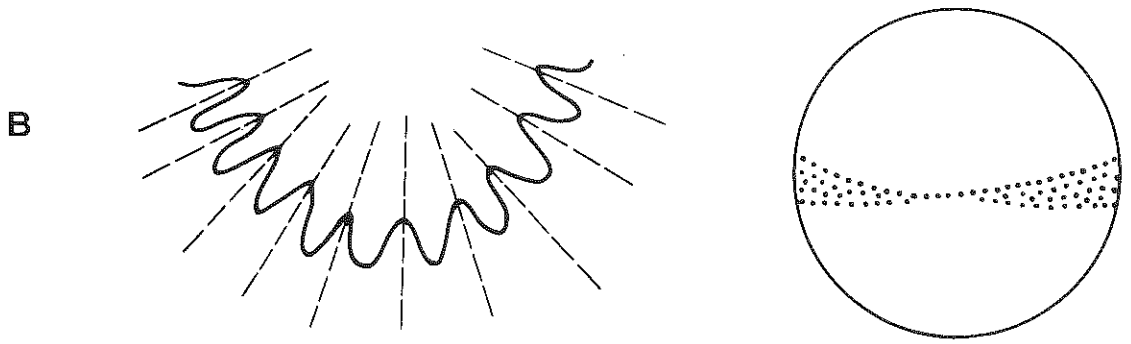
Fig. 1.36 - Structure du synforme de l'oued Taguierafet.
a) schéma structural et localisation des mesures
b) cas d'une structure monophasée
c) cas d'une structure polyphasée.

---

(1) C'est ainsi qu'ils avaient été décrits par M.Lelubre en 1952.

fig. 1.36


N
2 km
A
B
station de mesures
pendage moyen de la foliation
gneiss veinés à biotite-hornblende
gneiss veinés à biotite-muscovite
amphibolites
métasédiments
volcanisme récent
faille
contact anormal


B

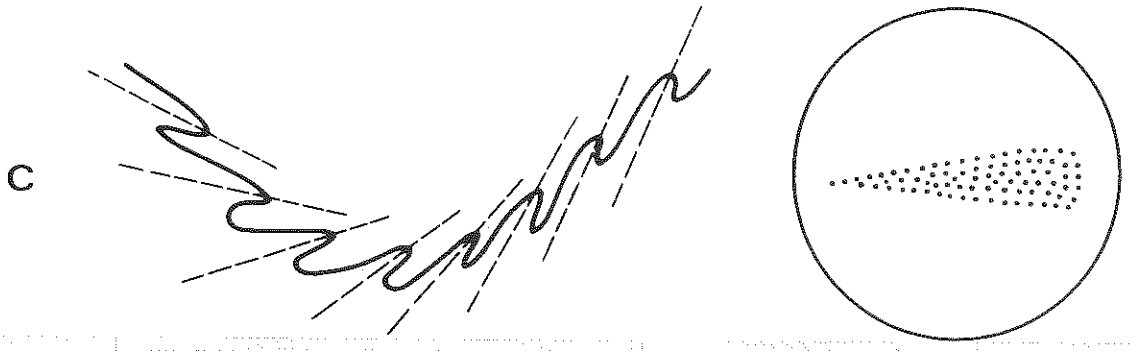
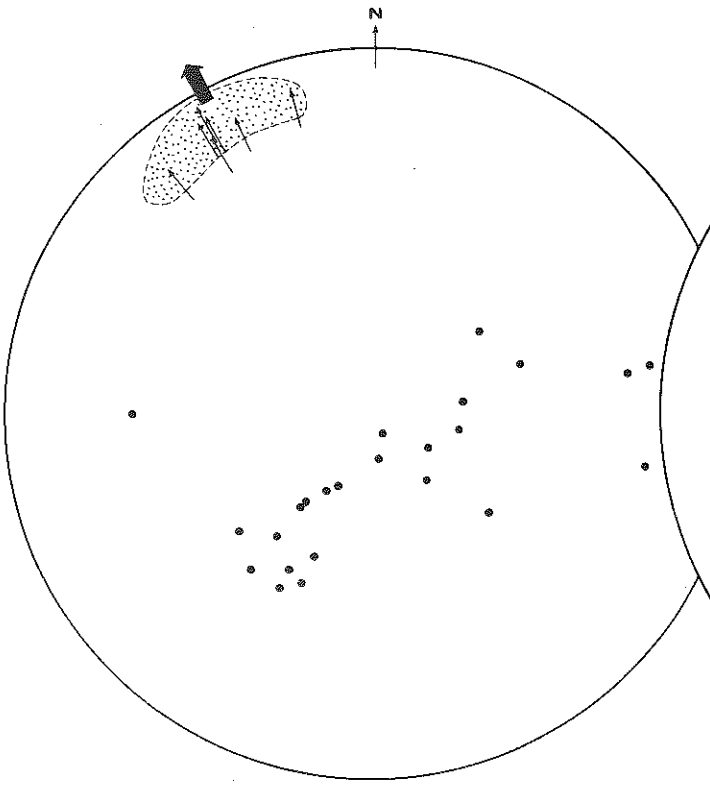
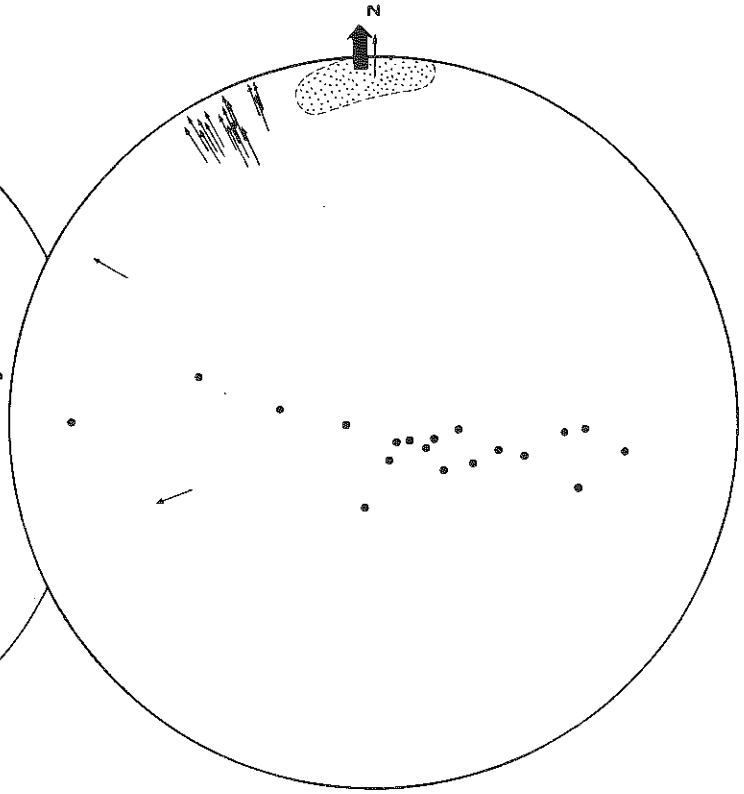

C

fig. 1.37

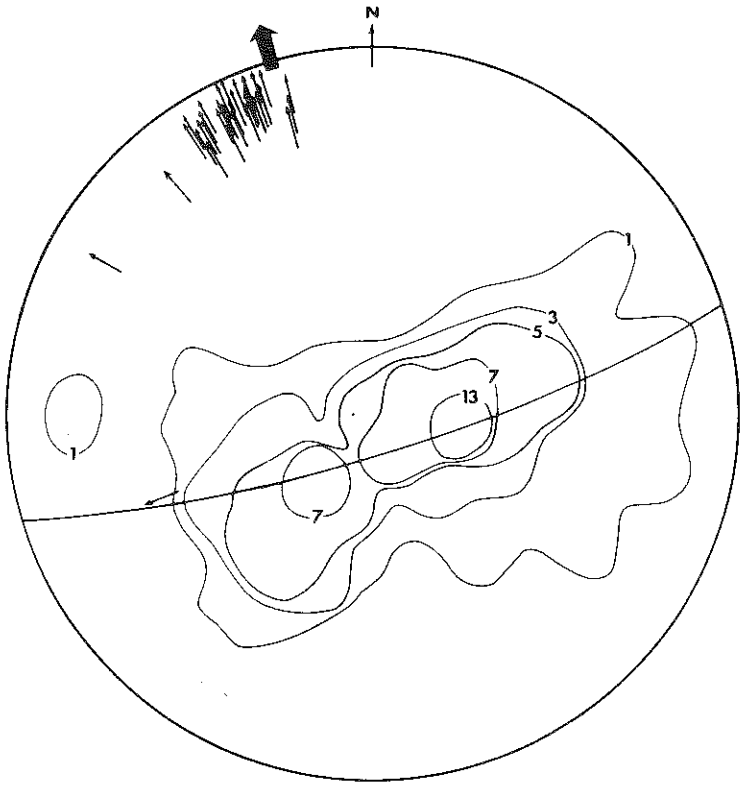
a) Station A



b) Station B



c) ensemble des mesures : 70 pôles de plans axiaux



3 densité de points (Dimitrijevic)

axes de plis

pôles de plans axiaux (plis P2)

axe calculé du pli P3

maximum des intersections de plans axiaux

3 - ESSAI DE RECONSTITUTION DES MEGASTRUCTURES DE LA TAZOULET

L'existence de trois phases successives de déformation est démontrée par les deux exemples précédents. Mais si les deux dernières phases se prêtent à ce type d'analyse, les plis les plus anciens restent encore à l'état d'entités mal définies dont on ne connaît, à l'échelle de l'affleurement, que quelques rares manifestations. Il est donc indispensable, en effectuant une saute d'échelle importante, de chercher à reconstituer le style et la forme des grands plis de cette phase.

Les outils utilisés pour cette reconstitution sont l'analyse des séquences lithologiques et celle de la géométrie dans l'espace telle qu'elle apparaît sur le terrain (pendages, etc..) et sur la carte (contours). Les coupes interprétatives proposées ici (fig. 1.38) sont construites d'après le raisonnement et les principes suivants :

a) dans la zone située à l'Ouest de l'accident du dôme de l'Aokassit (1), on constate que tous les affleurements de la formation métasédimentaire sont en continuité cartographique et encadrent alternativement des lames d'amphibolites migmatisées associées à des métasédiments et des lames de gneiss veinés à hornblende et biotite. On a donc :

. soit une séquence de type (a) :
(amphibolite migmatisée - paragneiss - gneiss veinés)

. soit une séquence de type (b) :
(gneiss veinés - paragneiss - amphibolites migmatisées).

b) lorsqu'on se déplace vers l'Est (synforme d'Agenou et dôme de l'Aokassit) la séquence se complète et l'on peut de la même manière proposer :

. amphibolite (Adrig n'Amaneil) - gneiss à muscovite et biotite - amphibolites migmatisées - paragneiss - gneiss veinés à hornblende et biotite - paragneiss à calcaires abondants (a)

. ou bien son équivalent (b) inversé.

Comme on l'a déjà vu (chapitre II), les séquences de présentation (a) peuvent être rapprochées de celles du groupe d'Ouadenki dont on connaît la polarité. Cette polarité est en partie confirmée par l'observation dans l'oued In Guender de stratifications obliques résiduelles peu nettes dans des quartzites : les gneiss veinés semblent stratigraphiquement au-dessus des métasédiments.

LA POLARITE DE LA SEQUENCE LITHOSTRATIGRAPHIQUE EST OBTENUE PAR COMPARAISON AVEC LE GROUPE D'OUADENKI.

c) dans les unités situées au Nord de la faille de l'oued Telohat, le déversement des plis de la première phase peut être vers le Nord ou le Nord Est ou le Nord-Ouest (Tirehatine). Dans la Tazoulet, compte tenu des virgations importantes d'axe et de l'incertitude qui subsiste dans beaucoup de cas pour l'attribution d'une structure plissée cartographique à la phase P_1 ou à la phase P_2, il n'est pas possible de trouver une solution géométrique logique avec un déversement au Nord Est , au contraire un déversement général des structures à l'Ouest ou au Nord Ouest, confirmé par quelques structures d'échelle mesoscopique, fournit une solution.

L'application de ces principes aux trois sous-unités qui forment l'unité de la Tazoulet (zone Istène-Tazrouk, dôme de l'Aokassit, zone de Tin Tekamarine) conduit à la construction des coupes de la figure 1.38 qui vont être maintenant discutées zone par zone.

---

(1) Cette structure sera discutée plus loin.

Fig. 1.37 - Stéréogramme des éléments structuraux des synformes de l'oued Taguierafet (réseau de Schmidt hémisphère inférieur). Les stations de mesures sont indiquées sur la fig. 1.36.

La zone Istène-Tazrouk

Au Nord des plateaux basaltiques de l'Aleksod noir, l'ensemble de la structure peut être interprété comme un immense synclinal couché de première phase, déversé vers l'Ouest-Nord-Ouest, repris par des plis P_2 déversés vers l'Ouest (pli de l'oued Adarou par exemple où la foliation (S_1) des amphibolites tourne autour du pli) et par des ondulations à grand rayon de courbure (forme en dôme de l'affleurement gneissique à l'oued Tahagnert) dûes à la phase P_3.

Géométriquement, le fait que ces amphibolites migmatisées correspondent à la fois au terme le plus profond (bande de l'oued Adarou) et au terme le plus élevé (synforme située à l'Ouest des gneiss de Tahagnert et synforme prolongeant celle de l'oued Taguierafet déjà étudiée) impose cette solution. Cependant des difficultés subsistent : vers le Nord où l'axe des plis P_2 tourne du N160 à N210 ; vers le Sud où l'interprétation de la bande de gneiss située à l'Ouest de l'oued Taguierafet n'est pas absolument convaincante. On peut expliquer la position de ces gneiss par des variations latérales de faciès (démontrées par ailleurs - dans l'unité de Tirehatine - chapitre II) ou par un laminage du coeur du synclinal de première phase.

Il faut ajouter que le style de la déformation P_3 varie longitudinalement : les plis sont plus serrés dans la région de Tazrouk qu'au Nord où ils ne forment que de grandes ondulations (dôme de l'oued Tahagnert, par exemple).

Le dôme de l'Aokassit et le synforme d'Agenou

Cette sous-unité est isolée de ses voisines par un contact anormal ; elle apparaît en "fenêtre" par rapport à la zone précédente et à la zone de Tin Tekamarine. Cette situation particulière est confirmée par des changements importants de direction et de style des plis P_2 et P_3, de part et d'autre du contact anormal qui limite cette "fenêtre" : ces deux phases ont des axes sensiblement parallèles dans la zone Istène-Tazrouk et dans la zone de Tin Tekamarine, mais font entre elles un angle variable dans le dôme de l'Aokassit et le synforme d'Agenou (voir fig. 1.35). Il faut admettre des plis isoclinaux de première phase dont la "flèche" atteint au moins 20 kilomètres. Le sens de déversement apparent des plis P_2 est au Sud-Est, nettement différent du déversement Ouest observé dans la zone Istène-Tazrouk.

Le contact anormal de l'Aokassit est un accident complexe qui a rejoué de nombreuses fois. Ses caractéristiques varient longitudinalement :

- au Nord Ouest (Agenou), il s'agit d'un contact anormal parfaitement cicatrisé par des recristallisations métamorphiques contemporaines ou postérieures, et ployé en synforme par la phase P_2 ;
- au Sud (Taguierafet - Tin Teyné), il est jalonné par des brèches peu recristallisées (1) et recoupe en biseau toutes les structures plissées y compris celles de la phase P_3 ;
- sur le bord Est du dôme de l'Aokassit, les caractéristiques du contact varient entre ces deux pôles.

Etant donné que les caractéristiques des phases P_1 et P_2 (surtout les directions d'axes) sont très différentes au-dessous et au-dessus du contact anormal, celui-ci a dû se comporter comme une surface de disharmonie entre deux "étages tectoniques" distincts, sans doute au cours de la phase P_2. Mais cette surface de faiblesse a rejoué ensuite pendant et après les déformations de la phase P_3.

La zone de Tin Tekamarine

On retrouve dans cette zone le même type de "motif" que dans la zone Istène-Tazrouk, à savoir le parallelisme des axe P_2 et P_3. Cependant, lorsqu'on se déplace vers l'Est, il est de plus en plus difficile de distinguer, sur le terrain, ce qui doit être rapporté à une phase ou à une autre. La mise en place du complexe granodioritique et tonalitique s'accompagne de perturbations importantes qui masquent les structures préexistantes : bien qu'aucun métamorphisme de contact typique n'ait pu être reconnu, les gneiss, intensément injectés de filons doléritiques et de microgranite, perdent leur foliation et subissent une recristallisation blastique.

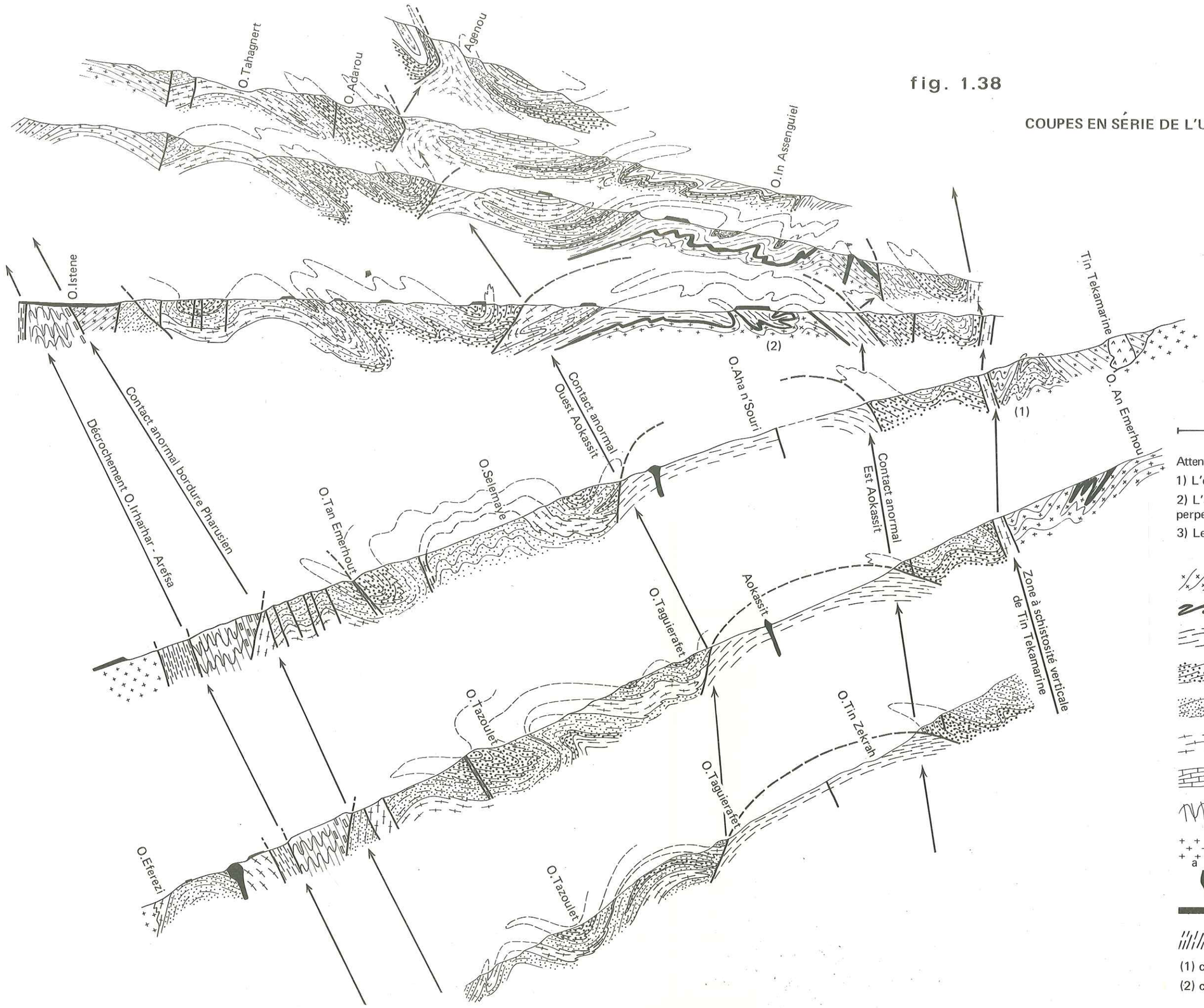
Au point de vue des phases anciennes, les plis isoclinaux d'axe N270 à N300 reprennent localement (oued Ihanlélène) des plis plus anciens - la présence de "gneiss mouchetés" et de gneiss rubanés

---

(1) Une protrusion phonolitique a même localement utilisé cette zone bréchifiée pour se mettre en place en formant une "lame" parallèle au contact.

fig. 1.38

COUPES EN SÉRIE DE L'UNITÉ DE LA TAZOULET



10 km

Attention :

1) L'échelle des profondeurs est exagérée (x2 à 3)

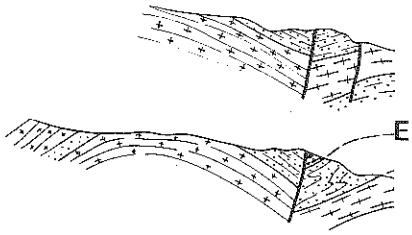
2) L'axe des plis isoclinaux P1 n'est qu'exceptionnellement perpendiculaire à la coupe.

3) Les replis de détail P2 sont schématisés.

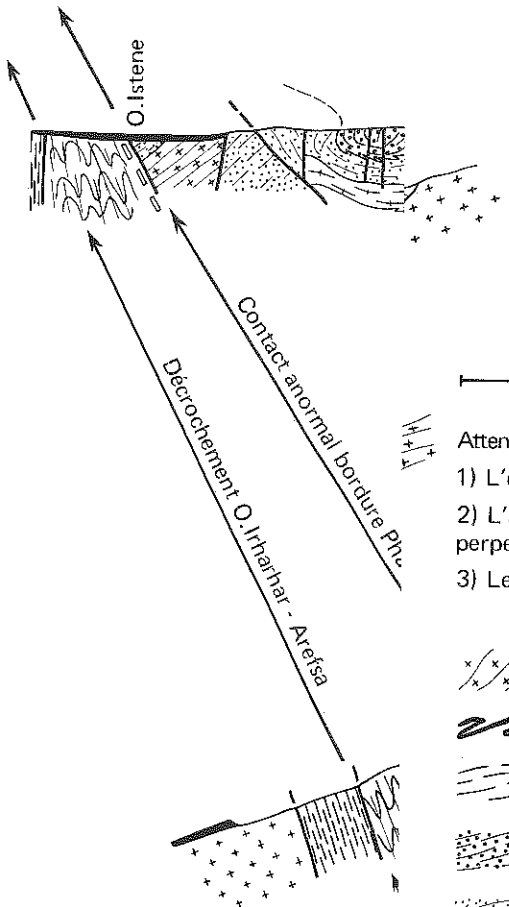
- gneiss attribués à la Série de l'Arechchoum
- amphibolites de base
- formation gneissique inférieure gneiss de l'Aokassit
- formation de migmatites amphibolites avec paragneiss interstratifiés
- formation métasédimentaire de la Tazoulet
- gneiss veinés dioritiques
- formation métasédimentaire supérieure
- Pharusien:schistes et gneiss rouges de Tazrouk
- a) granites et granodiorites
  b) tonalites
- protrusions trachytes et phonolites
- basaltes
- mylonites

(1) cf. fig.

(2) cf. fig.



E DE L'UNITÉ DE LA TAZOULET



10 km

Attention :

1) L'échelle des profondeurs est exagérée (x2 à 3)

2) L'axe des plis isoclinaux P1 n'est qu'exceptionnellement perpendiculaire à la coupe.

3) Les replis de détail P2 sont schématisés.

gneiss attribués à la Série de l'Arechchoum

amphibolites de base

formation gneissique inférieure
gneiss de l'Aokassit

formation de migmatites amphibolites avec paragneiss interstratifiés

formation métasédimentaire de la Tazoulet

gneiss veinés dioritiques

formation métasédimentaire supérieure

Pharusien:schistes et gneiss rouges de Tazrouk

a) granites et granodiorites
b) tonalites

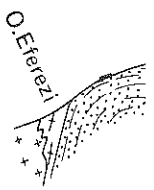
protrusions trachytes et phonolites

basaltes

mylonites

(1) cf. fig.

(2) cf. fig.



permet d'attribuer ces gneiss à la série de l'Arechchoum. Ces plis isoclinaux sont à leur tour repris par des déformations plus tardives et on peut localement (antiforme de Tin Tekamarine) observer la superposition des 3 phases de plissement : P_1, isoclinaux (N270) ; P_2, plis postérieurs à la foliation, déversés (N190) ; P_3, plis en chevrons (N320-340), très localisés.

L'un des traits caractéristiques de cette zone est la présence d'un "couloir" N-S où les foliations sont verticales. Dans ce couloir des roches laminées et rétromorphosées à linéation horizontale semblent indiquer qu'il s'agit d'une déformation P_3. Parmi les roches laminées, certains niveaux d'amphibolites sont boudinés et une granodiorite équante s'est mise en place entre les boudins. Avec la présence de filons doléritiques schistosés verticalement (linéation N-S horizontale) de la même façon que les filons microgranitiques décrits dans l'Est de l'unité de Tirehatine, cette observation montre que la mise en place du complexe magmatique de l'oued Aha'n'Souri encadre les déformations de la phase P_3 : certains termes basiques précoces étant déformés tandis que la masse granodioritique principale et les grands filons de microdiorite et de microgranite sont indemnes.

4 - CONCLUSION

En conclusion, cette unité est assez différente des précédentes . les plis de la phase P_3 y sont bien développés et le niveau structural de la phase P_2 est partout profond. Pour ces raisons, cette unité se rapproche, du point de vue structural, de la "moyenne" des compartiments suggariens du Hoggar (Egéré, Arefsa, Tefedest) : lorsque les plis P_3 s'accentuent, on voit apparaître les complexes plutoniques syntectoniques et post-tectoniques - ce qui est le cas au Sud de la zone étudiée (Seddereg).

Du point de vue des phases anciennes il n'y a pas de différences majeures avec les unités du Nord. Comme dans celles-ci, le socle est largement impliqué dans la tectonique en grands plis couchés de la phase P_1 comme on l'a vu dans la zone de Tin Tekamarine. Dans la zone centrale (dôme de l'Aokassit) le socle n'est connu (ou plutôt supposé) que dans une boutonnière très limitée , il semble cependant que malgre l'épaisseur de la série de l'Aleksod, il soit, là aussi, impliqué dans les plis couchés, mais il formerait plutôt des digitations étroites (inliers) que des lourds plis penniques comme dans l'unité d'Ouadenki.

V - LE COMPARTIMENT DU SERKOUT

Cet ensemble, à valeur de compartiment (1), est compris entre deux accidents subméridiens majeurs qui convergent au Sud au niveau de Tin Tarabine. Quelques reconnaissances limitées ont été effectuées dans ce compartiment ; je n'apporterai donc que peu d'observations nouvelles par rapport à celles de J.Blaise (1954). Par contre, une comparaison s'impose avec les éléments structuraux définis en Aleksod. Au point de vue du cadre structural et de la lithologie,une première ébauche de cette comparaison a été amorcée (fig. 1.10). Le compartiment du Serkout mériterait une étude lithostratigraphique et tectonique plus fouillée qui n'a pu être réalisée (l'accès de cette zone n'étant pas aisé).

Rappelons l'existence d'une étroite "lanière" épizonale, à foliation verticale, que l'on suit de l'oued Amandarh-Takalous à l'oued In Ouhaouhène et que l'on perd au Sud (oued Tin Tarabine) et au Nord (oued In Azzoul) au profit de "couloirs" formés de roches quelconques à foliation mylonitique ver-

---

(1) Puisqu'il est limité à l'Ouest et à l'Est par deux décrochements majeurs.

ticale surimposée. Comme l'avait déjà suggéré J.Blaise, cette zone mylonitique rattrape au Sud de Tin Tarabine le "fossé pharusien de l'Arefsa" et la "lanière épizonale du Serkout" n'est peut-être qu'un diverticule de ce fossé.

Les quelques observations que j'ai pu faire au Serkout sont intéressante dans la mesure où elles complètent, surtout pour les phases tardives, le schéma structural de l'Aleksod. En effet, le Serkout se présente très différemment selon que l'on étudie le Nord, où l'on retrouve des formations très comparables à celles de l'Aleksod sur le plan des structures et du métamorphisme, ou le Sud, où la mise en place de grands complexes granodioritiques, allongés parallèlement à l'axe des plis tardifs (P_3) dans une série lithologique essentiellement micaschisteuse s'est accompagnée d'une migmatisation diffuse, de l'injection d'un abondant cortège filonien et d'un métamorphisme tardif de type basse pression. Or une transition continue a pu être observée entre ces deux zones.

Dans la zone non granitisée du Nord, on observe :

- des plis isoclinaux (P_1) d'axe voisin de E-W ,
- des plis de foliation à plans axiaux subhorizontaux (d'axe N160 à N180) accompagnés de la linéation minérale principale (P_2) ;
- des plis tardifs (P_3) d'axe N-S à plan axial subvertical.

Cette succession est très comparable à celle décrite dans les diverses unités de l'Aleksod et de la Tazoulet (1).

Vers le Sud, les phases anciennes P_1 et P_2 s'estompent progressivement et on ne retrouve plus que la déformation subméridienne accompagnée de textures peu orientées. De proche en proche, quelques reliques des phases anciennes témoignent de l'origine polymétamorphique de toute cette zone. Ce point sera discuté dans la seconde partie (chapitre I).

VI - LE PHARUSIEN DE L'AREFSA

Dans la région étudiée, la tectonique du Pharusien de l'Arefsa peut se résumer de la manière suivante :

- une foliation, à caractère mylonitique, subverticale, oblique par rapport au rubanement lithologique, est orientée au N340-350 (parallèlement aux accidents bordiers). Cette foliation est caractérisée par la recristallisation du quartz, de la biotite et par la blastèse d'albite et de staurotide syn à tardi-cinématiques ;
- lorsque les différences de faciès permettent de reconnaître la stratification, celle-ci est plissée isoclinalement ; la foliation déjà définie est alors parallèle au plan axial de ces plis ,
- cette déformation peut "déborder" du "Pharusien" proprement dit et affecter des gneiss veinés plus anciens (problèmes des "conglomérats" de l'oued Telazit).

Il est tentant de rapporter cette phase de déformation à la phase P_3 définie en Aleksod, mais, dans l'état actuel de nos connaissances, il ne peut s'agir que d'une hypothèse qui devra être confirmée par l'étude détaillée de la région de l'oued Sersouf où le "Pharusien" s'étale plus largement.

---

(1) Mais surtout à l'unité de la Tazoulet où le niveau structural de la phase P_2 est tel que la linéation minérale la plus fréquemment observée accompagne les structures P_2.

chapitre VI

CONCLUSIONS A L'ETUDE REGIONALE DE L'ALEKSOD ET DE LA TAZOULET

Au cours de cette première partie, sont définis trois ensembles lithostratigraphiques :

- un vieux socle ancien, la série de l'Arechchoum, redevenu tectoniquement actif au cours des phases tectoniques postérieures à sa première stabilisation ;

- une couverture discordante, la série de l'Aleksod, intensément plissée en même temps que son socle ;

- une série tectoniquement moins évoluée que les deux ensembles précédents, conservée dans un compartiment distinct, limité par des accidents subverticaux de grande ampleur, le Pharusien de l'Arefsa.

La question qui se pose maintenant est la suivante : peut-on sur la foi des seuls éléments lithologiques et structuraux (et en anticipant quelque peu sur les résultats de l'étude du métamorphisme et de la migmatisation, IIe partie) choisir entre les deux hypothèses suivantes ?

a) l'histoire tectonique est relativement simple : un seul grand cycle orogénique reprend des lambeaux d'un vieux socle (série de l'Arechchoum). Dans ce cas, la série de l'Aleksod et le Pharusien de l'Arefsa ne représentent que des étages tectoniques différents de la même chaîne : c'est l'hypothèse qui a été développée par R.Caby (1969) par comparaison avec la chaîne "pharusienne" du Nord-Ouest du Hoggar d'âge pan-africain (C.J.Allègre, R.Caby, 1972) ,

b) trois cycles orogéniques successifs peuvent être mis en évidence dans la partie centrale du Hoggar. Seule la dernière orogenèse, qui affecte le Pharusien de l'Arefsa, serait dans ce cas d'âge pan-africain. Cette hypothèse implique que l'ensemble polycyclique représenté par les séries de l'Arechchoum et de l'Aleksod a eu un comportement relativement inerte au cours de cette orogenèse dont, vraisemblablement, seules les phases ultimes ont affecté la région.

Selon cette problématique, le vieux socle lui-même n'a pas à être remis en question : les quelques éléments de sa tectonique propre et l'analyse de la discordance (tectoniquement réaccordée dans de nombreux cas) suffisent à démontrer la réalité de son existence. La découverte de filons basiques post-tectoniques par rapport aux plissements propres à ce socle, déformés et métamorphisés en même temps que les formations de la couverture, a permis, comme c'est le cas dans d'autres régions bien étudiées (Ecosse, Bouclier baltique, Groenland), de démontrer cette discordance (J.J.H.Teall, 1885 ; C.E.Wegmann et J.P.Shaer, 1962 , J.Watterson, 1965 , R.Dearnley et F.W.Dunning, 1968). Etant donnée la réactivation intense qu'il a subi, ce n'est qu'en intégrant les observations pour une surface d'affleurement bien plus grande (l'ensemble du Hoggar central et oriental) que l'on peut espérer parvenir à une vision synthétique de la structure de ce vieux socle.

Par contre, d'après l'analyse comparée des mécanismes des déformations successives qui ont affecté, ensemble, la série de l'Arechchoum, sa couverture discordante et le Pharusien de l'Arefsa, la seconde hypothèse semble le plus logique ; elle sera confirmée par les résultats géochronologiques (IIIe partie). Les considérations qui justifient ce choix sont discutées dans la suite de ce chapitre où les caractéristiques des phases P_1, P_2 et P_3 sont comparées.

LA PHASE P_1

La manifestation la plus constante de la phase P_1 est la foliation. Par contre, les plis eux-mêmes ne sont, comme on l'a vu, que rarement visibles sauf dans certains types de roches (amphibolites rubanées, formations métasédimentaires, métadolérites). Les linéations d'alignement de minéraux, d'allongement d'objets ou de boudinage sont le plus souvent masquées par les manifestations identiques (et de direction parfois voisines) de la phase P_2.

Deux types de comportement ont été distingués :

A - Dans les gneiss du socle (série de l'Arechchoum) la foliation S_1 est, le plus souvent, parallèle au rubanement S_0 (où l'on distingue parfois des replis P_0 anciens). Les surfaces plissées ont déjà le caractère d'une foliation comme l'attestent les mobilisats anciens parallèles associés au rubanement. Dans ces conditions, la mobilisation ne se manifeste que de façon discrète (voir J.M.Bertrand, 1972 et IIe partie) sous la forme de mouchetures (flecks) allongées parallèlement à la foliation (S_1) et à la linéation L_1. Cette liaison entre les mobilisats mouchetés et la phase P_1 est prouvée dans les cas où le rubanement S_0 n'est pas parallèle à la foliation S_1 (oued Ouadenki). Comme aucun minéral ancien ne subsiste dans son habitus originel (recristallisation syntectonique totale) il n'est pas possible, à l'échelle microscopique, de préciser le mécanisme des déformations. Ce n'est qu'à l'échelle régionale, d'après la forme générale des plis P_1 que l'on peut espérer les classer. Leur ressemblance à l'échelle avec les plis penniques de la zone simplo-tessinnoise (cf. A.G.Milnes, 1968) est alors indéniable (1): reprise d'un socle ancien dans de grands plis-nappes à flèche importante (dans l'Aleksod, cette flèche est de l'ordre de 15 à 20 kilomètres).

On a vu précédemment (p. 76) que la néofoliation qui affecte les roches du socle est subparallèle à la surface de discordance mais aussi qu'elle correspond dans tous les cas au plan axial de structures plissées définies grâce au rubanement ancien S_0. Dans les Alpes, on retrouve ce même dispositif (A.G.Milnes, 1968) mais dans de nombreux cas, cette apparence de néofoliation parallèle aux bordures des nappes de gneiss (discordance, ancien contact d'une masse granito-gneissique) semble ne représenter que l'enveloppe des foliations anciennes plus ou moins transposées, déformée par des plis plus tardifs (2).

La discrétion de la remobilisation dans les roches du socle, y compris dans les gneiss amygdalaires semble indiquer qu'il n'y a jamais eu de fusion sinon très localisée (genèse par anatexie ou par différenciation métamorphique des gneiss mouchetés ? J.M.Bertrand, 1972). Là encore, la comparaison avec le modèle alpin s'impose car, dans l'édifice pennique les seules marques d'anatexie d'âge alpin sont des pegmatites concordantes et discordantes, essentiellement confinées dans la zone à sillimanite, et le granite de Bergell ; cette constatation fait dire à A.G.Milnes (1968) que *"the true infrastructure (Unterbau) as originally defined by Wegmann (1935), lies apparently below the present level of exposure in the Alps"*. Cette conclusion, qui paraît s'appliquer aux gneiss de la série de l'Arechchoum est en partie contredite par le contexte régional, en particulier, par l'évolution structurale et métamorphique des roches de la couverture où, contrairement au modèle alpin, la migmatisation est très importante.

B - Dans les formations de la couverture (série de l'Aleksod). On doit distinguer deux cas très différents :

- les faciès métasédimentaires rubanés se comportent exactement comme les gneiss du socle

---

(1) Cette comparaison est d'autant plus justifiée que certains faciès lithologiques constituant les nappes simplo-tessinnoises alpines sont très voisins de ceux de la série de l'Arechchoum : j'ai pu observer dans la nappe de la Simano (Val Calanca) des gneiss plagioclasiques rubanés et homogènes qui présentent le phénomène de "mobilisats mouchetés" (flecky gneiss).

(2) C'est le cas du pli de Bonneval-sur-Arc à l'Ouest du Grand Paradis (J.M.Bertrand, 1968) et des zones frontales des nappes simplo-tessinnoises, en particulier des plus élevées (Suretta).

à ceci près que nulle part les surfaces plissées n'ont le caractère de foliation ancienne (inexistence de plis P_0 et de mobilisation ancienne) ;

- dans les faciès migmatitiques (gneiss veinés) et les masses importantes de gneiss-micaschistes à grenat et disthène (en partie mobilisés), les plis P_1 ne sont visibles que lorsqu'un niveau de lithologie différente (amphibolites, quartzites, leptynites) est interstratifié. Les veines mobilisées sont strictement parallèles à la foliation et l'arrangement des biotites ou des amphiboles formant les "franges" mélanocrates de ces veines est conforme à cette foliation.

Dans ces conditions on doit admettre que la migmatisation généralisée de cette série (et non plus discrète comme dans la série de l'Arechchoum) est syntectonique (D.H.Mackenzie, 1957 ; R.G.Worl, 1972).

Si on admet alors, selon l'hypothèse développée par K.R.Mehnert (1968), que la fusion partielle est le processus essentiel dans la genèse de ces roches, étant donné la proportion importante des roches de la série de l'Aleksod qui peuvent être considérées comme des migmatites, le mécanisme principal de déformation aurait dû être l'écoulement "vrai" au sens employé par F.Arthaud (1970) (1), et les structures devraient être très mal réglées dans l'espace. Il n'en est rien et, dans cette série, comme dans le socle, la géométrie des grands plis de la première phase peut être bien définie. La seule explication possible de cette anomalie est que dans une "pile" de roches de plasticité variable, celles qui conditionnent la géométrie des plis sont celles dont la ductilité dans les conditions thermodynamiques de la déformation est la plus faible, par exemple les amphibolites et les quartzites. Les autres roches pouvant avoir une ductilité quelconque et même, à la limite, perdre complètement leur cohésion, la géométrie des plis sera fonction du comportement mécanique des niveaux les moins ductiles qui joueront le rôle d'armature. Cependant, en compensation, les différences importantes de ductilité d'un niveau à l'autre, favoriseront l'apparition des surfaces de laminage (slides).

L'infrastructure telle qu'elle a été définie par C.E.Wegmann (1935) et magnifiquement illustrée par J.Haller (1971) au Groenland, est un concept qui recoupe un aspect pétrologique - zone de la migmatisation, "front" des migmatites - et un aspect structural - tectonique d'intrusion, apophyses diapiriques "en champignon" de migmatites. Les conditions de l'"infrastructure" n'étaient pas véritablement réalisées en Aleksod durant la phase P_1 : malgré la présence d'une migmatisation extensive, surtout présente dans les roches de la couverture, aucune structure diapirique n'a été observée et la palingenèse du socle est inexistante.

La "zone de transition" (Abscherungszone) de C.E.Wegmann (1935), siège des grands plis couchés, correspond mieux au style observé. En fait, les plis de type pennique indiquent plutôt un contexte structural particulier : reprise tectonique d'un vieux socle, en même temps que sa couverture, par une phase de déformation souple résultant d'un raccourcissement extrême. Dans ces conditions, le comportement mécanique et pétrogénétique du socle repris est régi par d'autres paramètres que la plasticité du matériel : en absence d'eau, le rhéomorphisme et la palingenèse ne peuvent se développer, car l'anatexie est inhibée (et les structures anciennes sont en grande partie conservées).

---

(1) Les modalités de ce phénomène d'écoulement, en relation avec la présence d'un fluide silicaté intergranulaire sont discutées par J.G.Holland et R.St J.Lambert (1969) : ces auteurs définissent ainsi, pour les roches atteintes par un métamorphisme de haut degré et par l'anatexie, un régime structural particulier.

LA PHASE P_2

Contrairement à la phase P_1 dont les manifestations sont homogènes sur tout le territoire étudié, cette phase a des caractéristiques variables d'une unité à l'autre et à l'intérieur d'une même unité. Ces variations ont été reliées au "niveau structural" où se sont développés ces plis (P). Le niveau structural le plus profond (niveau C) qui affleure largement au Sud (Tazoulet) est caractérisé par la recristallisation complète, dans les conditions du faciès amphibolite, de tous les assemblages minéraux. Cette transformation s'accompagne localement d'anatexie puisque des mobilisats se mettent en place parallèlement aux plans axiaux des plis P_2. Mais la géométrie des plis formés au cours de cette phase est très différente de celle des plis P_1 : jamais isoclinaux (leur angle au sommet est le plus souvent voisin de 30 à 45°), ils sont rarement couchés mais plutôt déversés et leur amplitude ne dépasse guère quelques centaines de mètres. Le style de ces structures indique un taux de raccourcissement bien moins important que celui qui correspond aux plis couchés de la phase P_1.

Si on examine les schémas structuraux établis pour les différentes unités (fig. 1.22, 1.25, 1.31; 1.34), la caractéristique la plus visible des structures P_2 est que les directions d'axes varient beaucoup et que les plis dessinent de grandes virgations sans continuité d'une unité à l'autre. Deux hypothèses sont proposées pour expliquer ces virgations :

a) les plis P_2 étaient initialement rectilignes mais ont été déformés ultérieurement. Dans les régions affectées par des grands décrochements il n'est pas rare que des grandes structures plissées kilométriques, reployant des plis plus anciens soient en relation avec les mouvements de coulissage (R.Caby, 1968). Dans l'Aleksod, cette hypothèse est appuyée par la géométrie actuelle du contact anormal qui borde le dôme de l'Aokassit et le synforme d'Agenou : au versant Sud-Ouest de cette structure, le contact anormal est incliné à l'Ouest (45°) vers le Nord, il devient vertical, puis s'incline vers le S-SE. Une telle torsion ne peut pas être uniquement dûe à la déformation tardive de ce contact par les ondulations de la phase P_3 .

Mais à l'encontre de cette hypothèse, les plis P_3, dont la genèse semble liée au jeu des grands décrochements, sont partout surimposés aux plis P_2 quelle que soit leur direction et sont presque parfaitement rectilignes.

b) les plis P_2 sont nés courbes. Etant donnés la faible amplitude de ces plis et le raccourcissement transversal faible que cela implique, la présence d'accumulations tectoniques de matériaux résistants, occasionnées par les structures isoclinales de la phase P_1, a pu influer considérablement sur la répartition des contraintes lors de la phase P_2. Ainsi, dans l'unité du Talat Mellet, la virgation importante des axes des plis P_2 semble contourner les zones plissées (P_1) à armature de quartzites du plateau du Tarellemt. Sans variation de direction, la structure synformale la plus large de l'oued Tirehatine correspond à la zone où affleurent les métadiorites.

Cette seconde hypothèse me semble la plus plausible car elle n'est pas contredite par la disposition très linéaire des axes de plis P_3 surimposés et des grands accidents cisaillants.

LA PHASE P_3

Le style des plis P_3 est très différent de celui des structures antérieures : ce sont, du moins dans le compartiment Aleksod-Tazoulet, des plis à grand rayon de courbure. A l'échelle de l'affleurement les structures de cette phase sont rares et sont presque toujours accompagnées de rupture (plis failles, knicks) liée à une rétromorphose importante.

Il en est tout autrement dans les deux compartiments qui encadrent l'Aleksod et la Tazoulet :

- dans le Pharusien de l'Arefsa, une intense schistosité verticale (ou plutôt foliation puisque soulignée par les minéraux phylliteux) subméridienne correspond à la phase P_3 ; des plis isocli-

naux très serrés à plongement d'axe variable admettent cette schistosité comme plan axial. En règle générale les schistes épizonaux du "couloir" pharusien (schistosité verticale) sont séparés des gneiss de l'Aleksod où la foliation est à pendage faible, par un accident subvertical accompagné de roches broyées. Mais au Nord (oued Tazzaït), en l'absence d'un accident bien marqué, le contact entre schistes et gneiss se fait par l'intermédiaire d'une zone où les gneiss eux-mêmes sont intensément déformés (pseudo-conglomérats de l'oued Telazit), la schistosité verticale surimposée s'atténuant progressivement vers l'Est ;

- au Serkout, les plis P_3 sont des antiformes et des synformes d'axe subméridien , plus serrés qu'en Aleksod, accompagnés par la mise en place de plutons de granodiorite et par une recristallisation complète des minéraux, à la faveur d'un métamorphisme de type basse pression. Vers le Sud, dans la région de Tin Tarabine, l'ensemble du compartiment du Serkout se résoud en un "couloir" de schistosité (foliation) verticale surimposée, séparant deux blocs gneissiques à foliation de faible pendage. Ce "couloir" se raccorde plus au Sud au Pharusien de l'Arefsa.

Il s'agit donc bien d'un type de déformation très particulier dont le caractère essentiel est l'hétérogénéité de ses effets : des zones étroites, très déformées, à disposition linéaire subméridienne se poursuivent sur de grandes distances (plusieurs centaines de kilomètres) et séparent des blocs où la déformation de même âge est très faible. Les zones à schistosité verticale - "couloirs" de linéation (P.Collomb, 1960), "straight belts" (J.V.Hepworth, 1967), "shear belts" (J.Sutton, J.Watson, 1962) - sont disposées parallèlement aux grands accidents mais débordent largement par rapport aux mylonites proprement dites ; dans certains cas (Est de l'Egéré), aucune zone de fracture nette n'existe. Dans ces zones l'intrusion de matériel plutonique et la recristallisation métamorphique sont plus ou moins importantes (faciès schiste vert dans l'Arefsa, faciès amphibolite à l'Est de l'Egéré). J.Fauré (1967) a mis en évidence, dans la région d'In Eker, des structures plissées au sein de formations monotones de gneiss (série de la Tefedest) ou d'amphibolites (série d'In Eker) grâce à l'étude des orientations magnétiques et à la cartographie de niveaux repères de cipolins ; l'étude de cette zone est actuellement poursuivie plus au Sud (In Amguel) par G.Vitel.

Contrairement aux deux phases précédentes, l'âge de la phase P_3, responsable de ces structures caractéristiques, est connu par comparaison avec les structures du même type analysées par R.Caby (1971) et M.Gravelle (1968). M.Gravelle (1972) a déterminé, dans la région de Silet ("fossé pharusien central") l'intervalle de temps entre la mise en place de granites syntectoniques (phase N-S), soit 650±30 Ma (phase immezzaréenne) et celle de granites tardi à post-tectoniques (560±40 Ma : phase iskélienne).

La comparaison qui s'impose maintenant entre les modalités et les conséquences des trois phases successives de déformation, nous amène à quelques considérations sur le devenir d'une portion de croûte sialique au cours d'épisodes successifs de déformation et de recristallisation (phénomènes de reconstruction : "reworking" des auteurs anglo-saxons).

Ce problème est discuté par J.Watson (1968). Il existe trois grands types de structures de reprise d'un vieux socle :

- les structures en nappes ;
- les structures en dômes
- les "couloirs" de déformation (straight belts, shear belts).

D'après les multiples descriptions régionales et les quelques considérations qui précèdent, ces structures sont relativement ubiquistes et peuvent se produire à n'importe quel "étage tectonique". Dans les conditions globales de l'infrastructure *sensu lato* (métamorphisme de haut degré et migmatisation importante), les trois types de structure ont été décrits. Indépendemment des différences de plasticité du matériel repris, fonction directe du degré de métamorphisme et de la présence d'eau (cf. IIe partie), il semble que le paramètre qui régit l'apparition de tel ou tel type de structure soit la disposition spatiale des contraintes ; la composante principale est:

- tangentielle dans les nappes,
- verticale dans les dômes,

tandis qu'elle est :

- longitudinale dans les "couloirs" (liaison avec les grands accidents cisaillants).

Une différence importante entre les nappes et les dômes d'une part, les couloirs d'autre part, réside dans le degré d'hétérogénéité spatiale de ces structures. Avec des réserves, qui ont déjà été signalées dans le cas de l'Aleksod - différences de mobilité et de degré d'évolution entre les roches du socle et celles de la couverture, différences qui peuvent d'ailleurs exister dans les deux sens : le modèle des "dômes de gneiss" de P.E.Eskola (1949) est l'inverse de ce qui a été observé dans l'Aleksod où le socle évolue moins que sa couverture, ce qui est plutôt en accord avec le modèle de l'"effet de socle" (M.Fonteilles, G.Guitard, 1968 ; A.Autran et coll., 1970) - on peut considérer que les nappes et les dômes correspondent à une reprise relativement homogène du vieux matériel. Dans le cas des couloirs par contre, des zones très évoluées où le transport des fluides a été facile et où la plasticité a augmenté considérablement, voisinent avec de larges portions de croûte non modifiée (ou peu modifiée) : J.Watson (1973) pense même que la proportion de telles "reliques" augmente avec la profondeur dans les zones mobiles.

En conclusion, le seul élément de réponse à la question posée au début de ce chapitre est fourni par les différences de comportement du socle et les discontinuités qui ont été mises en évidence entre trois groupes de phénomènes :

(1) le socle ancien, ses déformations et son métamorphisme propre ;

(2) l'ensemble des deux phases majeures P_1 et P_2 et le métamorphisme de type barrovien qui les accompagne ;

(3) la phase P_3 et les accidents cisaillants, le métamorphisme de type basse pression et le plutonisme qui leur sont liés.

Les deux phases majeures de plissement (P_1 et P_2) affectent les deux séries de l'Aleksod et de l'Arechchoum. D'après l'étude de leurs caractéristiques géométriques, mécaniques et thermodynamiques on peut affirmer que ces deux phases correspondent à des déformations en zone profonde comme en témoigne la migmatisation qui les accompagne. L'étude des paragenèses liées à ces déformations (ces paragenèses seront précisées dans la seconde partie) a montré (Tirehatine, synforme d'Agenou) que les mêmes minéraux caractéristiques d'un métamorphisme de type barrovien sont stables pendant les deux phases P_1 et P_2. S'agit-il du même régime thermodynamique ayant perduré entre les deux phases ou bien de la répétition, à deux époques successives des mêmes conditions ? Cette question est insoluble mais en tout état de cause, il semble qu'il n'y ait pas eu "orogénie" (au sens strict du terme) entre P_1 et P_2 et que l'ensemble du bâti ait été maintenu en zone profonde.

Par contre la troisième phase de plissement et les décrochements se superposent dans des conditions thermodynamiques et mécaniques très différentes, au bâti précédent. Si, localement, au voisinage des intrusions granodioritiques et dans les deux compartiments situés à l'Ouest (Tefedest-Atakor) et à l'Est (Serkout), un métamorphisme important peut se développer ; le métamorphisme accompagnant ces déformations est, en Aleksod et en Tazoulet, toujours épizonal et correspond à une rétromorphose.

J'interprète les différences entre les groupes (1), (2) et (3) définis ci-dessus comme des discontinuités majeures séparant trois cycles orogéniques distincts. Il subsiste cependant beaucoup d'incertitudes : plus à l'Est, B.Guérangé (1965) observe, dans des terrains interprétés comme Pharusien (bassin de Temasint), trois phases de plis superposés, (la première de ces phases est accompagnée par la cristallisa-

tion de disthène) dont les caractéristiques semblent correspondre aux trois phases de l'Aleksod. Ceci m'avait conduit (J.M.Bertrand, 1967) à comparer la série de l'Egéré avec la série de Tit n'Afara (B.Guérangé, 1965). Par contre, L.Latouche (1972), dans la zone située au Nord du bassin de Temasint (Adrar Toukmatine), n'observe que deux phases qui correspondraient aux phases II et III de l'Aleksod. Malheureusement, dans la région étudiée, les conditions particulières d'affleurement du Pharusien, en étroites lanières isolées par des accidents, ne permettent pas de vérifier ce point : aucune évidence de discordance ou de tectonique superposée n'a pu y être trouvée pour l'instant et cela constitue un objectif prioritaire pour les recherches futures.

Dans ces conditions, seules les données radiométriques et, à plus long terme, une étude synthétique de la structure du Hoggar oriental, pourront permettre de vérifier cette hypothèse.

DEUXIEME PARTIE

ETUDE PETROLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DE QUELQUES FORMATIONS GNEISSIQUES

—

LE METAMORPHISME ET LES PROCESSUS DE MIGMATISATION

introduction

L'analyse des paragenèses et des types d'assemblage de minéraux observés dans quatre types de formations s'appuie sur les hypothèses et les conclusions structurales énoncées dans la première partie.

Parmi les roches étudiées, certaines sont caractéristiques de la série de l'Arechchoum (gneiss rubanés et homogènes, gneiss amygdalaires et granitoïdes) et doivent être considérées comme des roches polycycliques (à évolution polymétamorphique) comme on a pu le démontrer d'après les caractères structuraux. D'autres, par contre, appartiennent à la série de l'Aleksod ou ont une répartition ubiquiste (gneiss dioritiques et amphibolites, paragneiss) qu'il faudra préciser.

Après avoir tenté, d'après l'étude de quelques paragenèses réactionnelles caractéristiques, de définir les conditions thermodynamiques des phases successives de métamorphisme et leurs relations avec les événements tectoniques, on s'attachera, à l'aide des données pétrochimiques et de la géochimie des éléments en trace, à l'étude des modifications chimiques (migrations, diffusions, etc...) éventuellement dûes au métamorphisme et, particulièrement pour les faciès du socle, au polymétamorphisme. En même temps les processus pétrogénétiques responsables de la formation des migmatites seront étudiés. Les conclusions seront ensuite (IIIe partie) utilisées pour l'interprétation des données chronologiques obtenues par géochimie isotopique.

Malheureusement, l'échantillonnage utilisé pour ces recherches est déséquilibré et la comparaison géochimique entre les faciès du socle et ceux de la couverture ne pourra être qu'esquissée. Cela tient au fait que lorsque cet échantillonnage a été effectué les notions de socle et de couverture venaient d'être établies et les "attributions stratigraphiques" des différentes formations, encore vagues sinon erronées (1).

GNEISS ET MIGMATITES : DEFINITIONS ET NOMENCLATURE

Lors du Congrès International de Copenhague (1960), R.V.Dietrich et K.R.Mehnert ont proposé une révision et une classification des termes utilisés par les pétrologistes pour caractériser les migmatites et leurs processus de genèse. Ils ont fait trois suggestions principales :

1 - restreindre l'usage à un vocabulaire de base essentiel ,

2 - distinguer nettement entre les dénominations descriptives et génétiques ;

3 - ne pas introduire de nouveaux termes.

En suivant ces préceptes à la lettre et en consultant les lexiques donnés par les auteurs de de langues différentes, on s'aperçoit que les deux premiers points posent des problèmes délicats du fait même de l'ambiguité du terme "migmatite" (du grec μιγμα : mélange). S'agit-il de toute roche qui apparaît comme composite sur le terrain et où coexiste un mélange de matériel métamorphique avec du matériel igné (ou d'apparence ignée) (définition descriptive) ou bien de toute roche ayant subi un processus de "migmatisation" au sens large (très différent selon les auteurs), visible ou invisible en première analyse (définition génétique) ?

---

(1) Ainsi la formation des gneiss amygdalaires du Talat Mellet et les paragneiss associés (formation de la Guelta d'Ouadenki) étaient attribués à la couverture (J.M.Bertrand, 1970 : définition d'un groupe du Talat Mellet qui doit être considérée comme nulle et non avenue) ; ce n'est que l'examen détaillé de nouveaux affleurements et les "surprises" de la géochronologie qui ont permis de préciser leur appartenance à la série de l'Arechchoum.

La migmatisation est un terme qui cache notre ignorance. On parle de migmatisation tant qu'on ne connaît pas le processus générateur des "migmatites" ("Les migmatites ne sont pas un groupe primitif mais un groupe génétique", C.E.Wegmann, 1935). Quand on a établi ce processus (anatexie différentielle, injection, imbibition), la nomenclature devient plus aisée et naturelle : gneiss d'injection par exemple.

Il est donc nécessaire d'envisager une double classification sous les aspects descriptifs et génétiques et de classer non pas uniquement les "migmatites" et les processus génétiques correspondants, mais les gneiss dans leur ensemble.

D'après ces principes :

1 - une classification strictement descriptive, inspirée de R.V.Dietrich et de A.Berthelsen sera utilisée tout au long de cet ouvrage ;

2 - les principaux processus génétiques envisagés dans la littérature et la nomenclature correspondante seront précisés ;

3 - le paramètre dynamique souvent négligé (ou masqué sous une multiplication de termes) sera envisagé dans l'interprétation de l'aspect des gneiss.

1 - Classification descriptive

Cette classification tient compte essentiellement de l'aspect actuel des gneiss et des migmatites sans préjuger de leur genèse. Inspirée de Berthelsen A. (1960), la classification suivante est proposée :

1 - gneiss rubanés : gneiss formés de lits alternants de composition différente bien définie (leptynites, gneiss à biotite, gneiss amphiboliques, gneiss à pyroxène) (le rubanement peut être millimétrique ou métrique).

2 - gneiss veinés : gneiss formés de veines subparallèles (ou parfois anastomosées), discontinues et plus ou moins irrégulières, de matériel quartzo-feldspathique, dans une matrice de composition quelconque.

2'- gneiss rubanés-veinés.

3 - gneiss homogènes : les gneiss homogènes ne présentent pas de variation de composition parallèlement ou perpendiculairement à leur foliation sur d'importantes épaisseurs.

Ils seront caractérisés par leur composition globale (gneiss granitiques, par exemple) ou par leur aspect : - gneiss amygdalaires : gneiss où des séparations lenticulaires de quartz et de feldspath sont réparties de façon homogène ;
- gneiss oeillés : gneiss contenant des porphyroblastes de feldspaths potassiques ;
- gneiss tachetés : gneiss homogènes constellés de petites taches feldspathiques polycristallines, souvent à coeur de ferromagnésiens.

4 - gneiss nébulitiques : la limite entre les deux phases leucocrate et mélanocrate est vague, sans orientation nette et à contours progressifs.

Cette classification a l'avantage, surtout si le faciès est précisé par le chimisme et/ou la minéralogie, d'être directement utilisable sur le terrain et de permettre la cartographie et l'analyse des structures des grands domaines intensément métamorphisés.

2 - Processus génétiques et classification des migmatites

Les hypothèses concernant la genèse des migmatites de l'Aleksod seront discutées à la fin de cette seconde partie, en fonction des données pétrographiques et géochimiques. Je me bornerai à présenter rapidement les principales définitions et leurs implications en soulignant les termes utilisés.

La mobilisation. Une constatation simple - la difficulté d'obtenir par simple recristallisation métamorphique sur place les faciès composites des migmatites où une fraction de composition granitique (*sensu lato*) est mélangée à une trame de roche métamorphique banale, surtout lorsque cette fraction granitique est discordante sur une foliation ou un rubanement d'origine tectonique ou sédimentaire (ou

magmatique) - conduit tout naturellement à la notion de mobilité et de mobilisation : une partie plus ou moins importante du matériel de la roche s'est déplacée, sous une forme ou sous une autre, par rapport à l'autre partie (K.R.Mehnert, 1968). Cette notion de mobilisation est indépendante de l'échelle (celle du grain ou celle de la masse rocheuse) et n'implique aucune hypothèse génétique sur l'état physique des deux fractions ni sur les mécanismes. Il s'agit donc d'un terme très général applicable dans tous les cas de roches composites.

Lorsqu'il y a ségrégation du mobilisat, ce qui est le cas de la plupart des migmatites (d'où leur nom), le mobilisat est caractérisé par sa composition et sa texture : aplitique, pegmatoïde, granitoïde ; l'encaissant correspond à une roche métamorphique banale.

Les processus de mobilisation. Deux groupes de processus doivent être envisagés :

1 - il y a apport de matériau étranger à la roche soit sous la forme de magma - gneiss d'injection, artérite - soit sous la forme d'un déplacement d'ions ou de solution - phénomènes de métasomatose (C.E.Wegmann, 1935 , D.S.Korjinsky, 1968).

2 - l'évolution se fait *in situ* soit par re-solution et recristallisation sélective - différenciation métamorphique - soit par fusion partielle (anatexie).

a) la différenciation métamorphique est une notion assez mal définie (au niveau des mécanismes).

Introduite par P.Eskola (1932), elle est basée sur trois principes :
- "concrétion" : croissance des cristaux et des agrégats de cristaux ;
- enrichissement en constituant le plus stable : concentration locale en éléments les moins solubles ;
- solution : extraction et redéposition des éléments les plus solubles.

Si ces principes sont applicables dans les nombreux cas de roches peu métamorphiques dont l'"aspect" ressemble à celui de certaines migmatites (exsudation - mobilité - de quartz ou de quartz et d'albite par exemple), il n'est pas prouvé que l'on puisse obtenir de la sorte des mobilisats de composition granitique.

La différenciation métamorphique est responsable, d'après H.Ramberg (1952), des différences de composition chimique dans un milieu initialement uniforme (genèse de certains gneiss rubanés). Ce phénomène est donc de type métasomatique - déplacement d'éléments. De même pour D.S.Korjinsky (1968), les produits de la métasomatose ont tendance à s'organiser en zones parallèles, de composition minéralogique différente, séparées par des limites nettes ; ce type de structure est bien connu dans les skarns sombres (cf. M.Fonteilles, 1972).

b) le terme d'anatexie, introduit par J.J.Sederholm (1907, 1923, 1934) correspond au départ à un processus de re-fusion mais a été étendu par la suite à tous les processus de fusion partielle ou totale. L'hypothèse de l'origine anatectique *in situ* (veinites de P.J.Holmquist, 1921) de nombreuses migmatites est basée essentiellement sur la composition des mobilisats, voisine des compositions eutectiques et cotectiques. K.R.Mehnert (1968, p. 273) schématise l'évolution anatectique de la façon suivante :

- recristallisation et croissance blastique de feldspaths (processus voisins de la différenciation métamorphique effectuée à l'état solide) ;
- formation d'une certaine proportion de "magma" (ou migma) de quartz et feldspath à composition cotectique, qui se sépare d'une restite enrichie en éléments ferromagnésiens résiduels : métatexie (K.H.Scheumann,1937) ;
- fusion presque complète incluant les éléments ferromagnésiens : diatexie (G.Gürich, 1905) ,
- homogénéisation du magma palingénétique et éventuellement intrusion dans les roches avoisinantes.

Les termes génériques suivants sont employés pour les différentes fractions (K.R.Mehnert, 1968) :

- le paléosome correspond à la roche originelle peu ou pas modifiée ; s'il est enrichi en éléments ferromagnésiens, il a valeur de restite ,
- le néosome correspond à l'ensemble de la fraction anatectique ; on y distingue le leucosome (frac-

tion claire) et le mélanosome (fraction sombre).

3 - Evolution de l'aspect des gneiss et des migmatites en fonction de la tectonique

Baser une classification des migmatites sur les relations géométriques et les formes d'interpénétration du néosome et du paléosome, conduit nécessairement à une impasse. En effet d'une part les critères "de terrain" pour l'interprétation d'un phénomène de mobilisation sont presque toujours ambivalents, d'autre part l'influence des déformations synchrones ou subséquentes est importante. Rares sont les cas de migmatisation en condition statique : on cite en général le cas de métasomatose ou d'injection en liaison avec la mise en place de plutons granitiques. La migmatisation est le plus souvent en relation étroite avec le métamorphisme prograde syntectonique. Les relations du néosome et du paléosome, ou la disposition spatiale d'un matériel granitique injecté, dépendent donc, au premier chef, de l'état de déformation et de fracturation du paléosome, c'est-à-dire de son comportement mécanique. En particulier, la localisation des mobilisats en veines parallèles à la foliation nécessite des conditions mécaniques particulières : on peut admettre que la pression partielle de la phase anatectique était égale à la contrainte principale régissant l'apparition de la foliation, des glissements plan sur plan peuvent alors être favorisés par l'existence d'une phase à viscosité plus faible qui pourra se concentrer en veines.

De plus, des phases tardives de plissement et de recristallisation (la blastèse feldspathique est postérieure à la ségrégation de la fraction anatectique), postérieures à la mobilisation, contribuent à transformer l'aspect originel. Une étude descriptive des gneiss lewisien (J.S.Myers, 1970) illustre bien une partie des possibilités d'évolution de faciès gneissiques repris dans une déformation ultérieure (fig. 2.1).

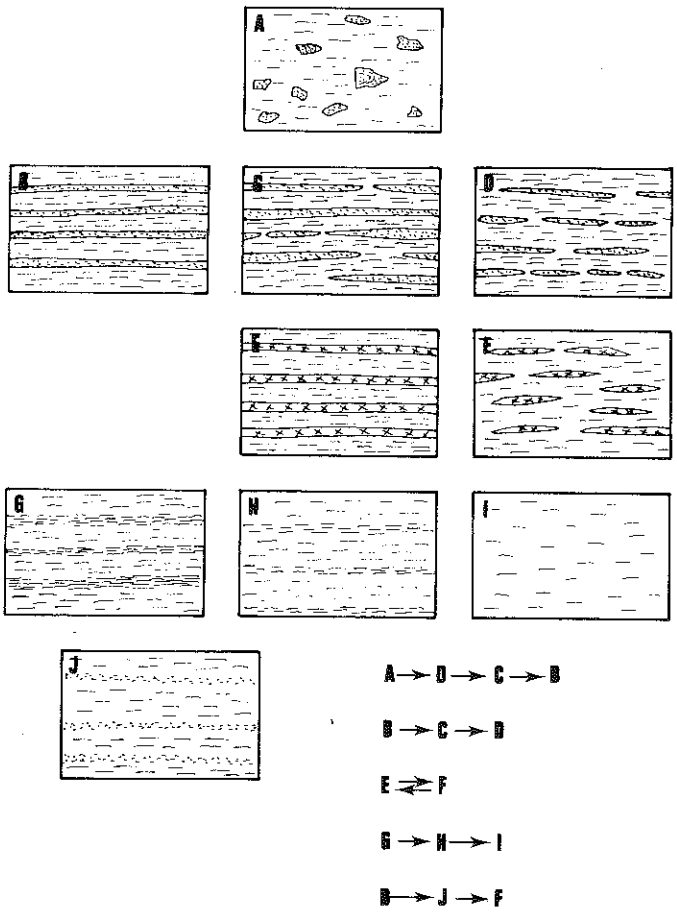
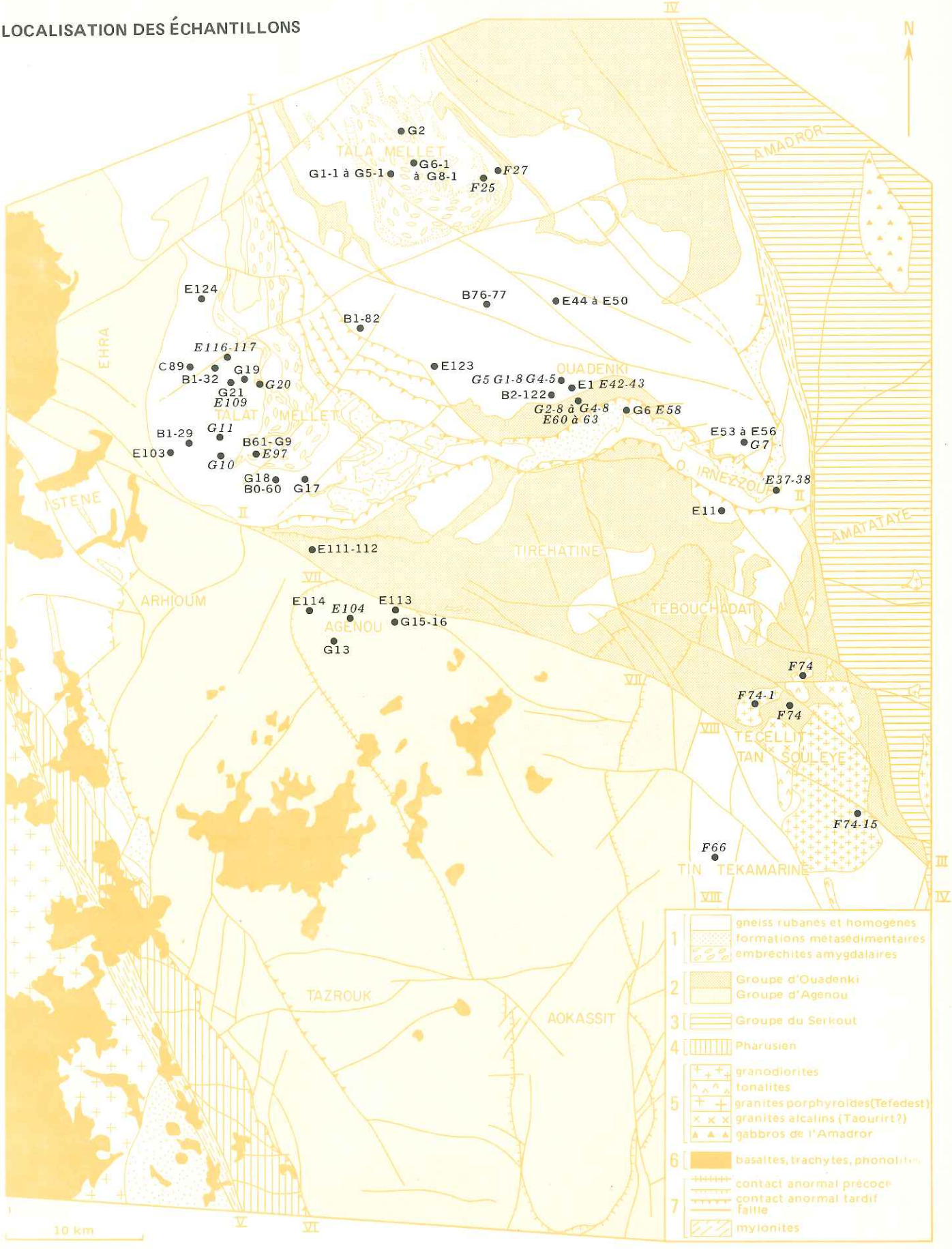


Fig. 2.1 - Quelques types de gneiss et leur évolution tectonique (d'après J.S.Myers, 1970).
A - gneiss agmatitique à fragments d'amphibolites
B - gneiss amphibolique rubané
C et D - gneiss à lentilles d'amphibolite
E - gneiss rubané à pegmatite
F - gneiss veiné
G - gneiss rubané à biotite
H - gneiss à biotite à rubanement diffus
I - gneiss homogène à biotite
J - gneiss amphibolique à rubanement diffus.

Fig. 2.2 - Carte de localisation des échantillons (géochimie et géochronologie).
Signification des numéros des caissons voir fig. 1.3.

LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS



● en caractères droits ..... échantillons géochimiques

● *en caractères italiques* .. échantillons géochimiques et géochronologiques

Fig. 2.2

De nombreux auteurs insistent sur la liaison étroite entre les phénomènes de migmatisation et les déformations. Ainsi, pour P.Eskola (1933) : *"There exist an intergranular silicate liquid of granitic or aplitic composition, nearly or wholly saturated with water. Crustal movements and a gravitative control would compel this magma to squeeze out from the rocks pores, to collect along fissures and planes of least resistance and to move shorter or longer distances"*. De même pour C.E.Wegmann (1935) *"la plupart des migmatites ont coulé dans des plis continus"* (traduction de M.Lelubre). Les études régionales confirment souvent cette relation (par exemple, D.H.Mackenzie, 1957 , R.G.Worl, 1972).

A l'échelle de la chaîne de montagne, les relations entre les déformations, le métamorphisme et les phénomènes de migmatisation sont encore plus évidents. Ces problèmes - infrastructure et superstructure (C.E.Wegmann, 1935) ; mobilité préférentielle des socles (J.Watson, 1967) ; effet de socle (M.Fonteilles et G.Guitard, 1968) - seront discutés plus loin (conclusions générales).

ECHANTILLONNAGE ET ANALYSES

(fig. 2.2) - Annexes II-III-IV

Deux campagnes d'échantillonnage systématique ont été réalisées. Le premier groupe d'échantillons, utilisé surtout pour l'étude géochronologique, a déjà fait l'objet d'une publication (J.M.Bertrand, 1972). Il correspond à un échantillonnage extensif des faciès les plus caractéristiques et regroupe le maximum de termes distincts d'une même formation indépendamment des relations structurales ou génétiques (échantillons E42 à E56 - E97 - E104 - E109 - E123). Les lacunes de cet échantillonnage, qui ne fournissait qu'une vision moyenne des problèmes pétrologiques et géochimiques, ont été comblées en partie à la faveur d'une seconde campagne, en compagnie de C.Dupuy, où nous nous sommes attachés à réunir des séries de roches structuralement et génétiquement bien repérées. De plus, les surfaces échantillonnées pour chaque série sont beaucoup plus faibles et correspondent dans chaque cas à un ou deux affleurements de quelques mètres carrés, situés dans la même formation et peu éloignés les uns des autres.

Les analyses chimiques ont été effectuées au C.R.P.G. de Nancy (quantomètre) et au Laboratoire de Pétrologie de Montpellier (C.Dupuy et L.Savoyant, 1971). Dans ce dernier laboratoire, Si est dosé par gravimétrie ; Al, Fe, Ca, Mg, Mn, Na, K et les éléments trace Rb, Sr, Ba, Li, Cs par absorption atomique , Ti, P par calorimétrie ; Fe++ par la méthode Jackson (1957). Elles ont porté sur 254 roches et 59 minéraux séparés. La plupart des éléments en trace ont été déterminés à Montpellier.

L'existence de deux sources de données pose certains problèmes, en particulier pour le dosage du Fe++ pour lequel les analyses de Nancy et de Montpellier sont très différentes.

L'utilisation, pour les séparations, de la liqueur de Rorhbach, rend inutilisables les déterminations de baryum dans les minéraux.

chapitre I

LES CONDITIONS DU METAMORPHISME

En Aleksod, le problème du métamorphisme est ainsi posé : sur des surfaces immenses (de l'Egéré au Nord à la région de Tin Tarabine au Sud, soit sur une bande de 400 x 50 km), le degré de métamorphisme varie très peu. Tout ce domaine (Egéré-Tourha-Aleksod), classiquement attribué au Suggarien, est situé dans le faciès amphibolite. La transition est ménagée depuis une zone Sud, caractérisée par l'abondance du disthène et la rareté de la sillimanite, vers une zone Nord où la sillimanite prédomine. Par suite de cette monotonie, il n'est pas possible d'établir facilement les "suites" de subfaciès qui permettraient seules de définir précisément le "type de métamorphisme". En réalité, la monotonie n'est qu'apparente et les observations concernant les relations entre les minéraux de métamorphisme, les mobilisats et les déformations (disséminées dans la première partie) conduisent à une vision très différente de ce phénomène. L'observation de détail montre en effet que, d'une unité à l'autre, et même souvent dans la même unité, coexistent des zones où l'une ou l'autre des phases de déformation P_0, P_1, P_2, P_3, (et du métamorphisme correspondant ou de ses reliques) prédomine. On a donc affaire à une mosaïque d'états d'équilibre tant dynamiques que thermiques, définis dans le temps (succession chronologique des phases) ou dans l'espace (zonéographie de chacune de ces phases) et dont l'intégration donne cette impression de monotonie et d'homogénéité au cours d'une phase unique de métamorphisme ; chaque élément de la mosaïque a conservé le degré de metamorphisme maximum atteint et s'est comporté ultérieurement de façon métastable (les rétromorphoses sont rares et localisées). Une approche statistique du phénomène "métamorphisme" qui serait valable pour un complexe monocyclique et monophasé n'est donc pas appliquable à une région dont le caractère polycyclique est démontré. Il est nécessaire, d'après les points de repères fournis par l'analyse structurale d'étudier d'une manière critique quelques paragenèses soigneusement repérées pour retrouver les conditions thermodynamiques et les gradients thermiques correspondant à chacune des phases mises en évidence.

Faute d'avoir étudié systématiquement, sous l'angle du métamorphisme, toutes les formations de l'Aleksod, je présenterai quelques remarques destinées à mettre en place, de manière globale, les conditions thermodynamiques de chaque phase. Après avoir rappelé les conséquences des observations microtectoniques -

> impossibilité de retrouver les paragenèses liées à la phase P_0 ; imprécision dans la majorité des cas pour déterminer les associations minérales respectives des phases P_1 et P_2 ; métamorphisme P_3 localement bien distingué (avec incertitudes dans les zones non affectées par les déformations souples P_3)

- le problème de la distinction entre les phases P_1 et P_2 et de l'influence éventuelle du métamorphisme P_3 sera abordé par l'étude de quelques paragenèses réactionnelles. Cette démarche est critiquable car il s'agit d'observations ponctuelles et qu'il est difficile de préciser dans tous les cas si les réactions sont liées à la répartition spatiale d'une même phase de métamorphisme prograde (passage d'un isograde) ou à la superposition dans le temps de plusieurs phases. On pourra cependant de cette manière définir les conditions du métamorphisme $P_1 + P_2$ malgré les imprécisions concernant le rôle respectif de ces deux phases, et les opposer aux conditions du métamorphisme P_3.

I - RAPPEL DES OBSERVATIONS MICROTECTONIQUES ; LEURS CONSEQUENCES

1 - En dehors du "couloir pharusien" de l'Arefsa et des zones de mylonites, la foliation minérale correspond toujours à P_1, exceptionnellement à P_2 (structure en mullions). Mais les minéraux eux-mêmes ont tous un caractère post-cinématique : la réalisation des paragenèses observées a donc été achevée à la fin de la dernière phase de déformation présente (c'est-à-dire le plus souvent à la fin de P_2).

Les reliques de la phase P_0 sont de deux ordres : a) alignement d'objets : amygdales des gneiss amygdalaires (cf. chapitre II) ; b) alternance de lits de composition différente, mobilisats anciens interstratifiés (localement sécants au rubanement). En aucun cas une foliation minérale (S_0) n'est conservée et par conséquent il n'est pas possible de connaître les paragenèses minérales correspondantes.

2 - Les deux phases de métamorphisme liées à P_1 et P_2 sont accompagnées de mobilisations migmatitiques :

- faible dans les gneiss quartzo-feldspathiques (gneiss rubanés et gneiss granitiques) de la série de l'Arechchoum ;
- importante dans les formations métasédimentaires de la série de l'Arechchoum et dans tous les types de roches de la série de l'Aleksod. Cette mobilisation est générale lors de la première phase et donne naissance aux gneiss veinés ; pendant la seconde phase se sont développés des mobilisats plus localisés, discontinus, parallèles aux plans axiaux des plis P_2.

3 - Les deux phases P_1 et P_2 se sont produites dans des conditions thermodynamiques voisines :

- même minéraux critiques (disthène-sillimanite-grenat) accompagnant les foliations S_1 et S_2 ; superposition locale (charnières P_2) de deux paragenèses identiques ,
- style très souple des plis de chaque phase indiquant pour la plupart des roches des conditions de plasticité équivalentes ;
- seule la direction des contraintes a changé entre les deux phases et il semble qu'il n'y ait pas eu de rémission du métamorphisme pendant l'interphase (bien que l'arrêt de la cristallogenèse soit effectif) ,
- la zonalité des déformations de la phase P_2, définie en terme de niveau structural au chapitre III de la première partie, peut être appliquée, du moins de façon approximative, au métamorphisme : correspondance avec la zonéographie (fig.1.18).

4 - Les déformations tardives. Les manifestations thermiques accompagnant les déformations tartives sont très variables d'un point à l'autre et selon le type de structure.

1) dans les unités d'Ouadenki, du Talat Mellet, de Tirehatine et de la Tazoulet *pro parte* (structure en dômes tardifs - déformations P_3 à grand rayon de courbure) on n'observe que des rétromorphoses localisées - apparition de chlorite, d'épidote, de calcite - le plus souvent en relation avec des déformations du type "kink-band" ;

2) dans le Pharusien de l'Arefsa et dans les mylonites (oued Imererí en particulier) une nouvelle schistosité subverticale s'accompagne d'un métamorphisme dans le faciès des "schistes verts" (biotite-grenat-actinote) ;

3) possibilité de recristallisation statique *in situ* d'une nouvelle paragenèse. Elle est effectivement réalisée au Sud du compartiment du Serkout. Un métamorphisme basse pression tardif à andalousite-cordiérite-sillimanite accompagne la mise en place de plutons hétérogènes de granodiorite et de tonalite : localement des formations gneissiques du socle ont subi une anatexie à cette époque (oued Aha Ouin Aka). L'extension géographique de ce nouveau métamorphisme est parfois difficile à préciser en l'absence de faciès pélitiques susceptibles de contenir des silicates d'alumine : aux alentours du com-

plexe plutonique de l'oued Aha'n'Souri une telle superposition existe mais seule la structure des assemblages minéraux permet de la mettre en évidence, étant donnée la composition lithologique de l'encaissant (gneiss quartzo-feldspathiques).

Il n'est donc pas impossible que de telles zones, affectées par un métamorphisme statique purement thermique, aient pu échapper à l'investigation.

II - LES CONDITIONS DE TEMPERATURE ET DE PRESSION D'APRES L'ANALYSE DE QUELQUES PARAGENESES

1 - LES PHASES P_1 ET P_2

Dans les roches pélitiques, les paragenèses habituellement observées sont les suivantes :

Q.plagioclase.biotite.muscovite.almandin

Q.plagioclase.biotite.muscovite.almandin.disthène

Q.plagioclase.biotite.muscovite.almandin.disthène.sillimanite

Q.biotite.almandin.disthène (muscovite)

Q.muscovite.disthène (sillimanite).

Ces associations minérales sont présentes aussi bien dans des formations de la couverture (groupes d'Agenou et d'Ouadenki) que dans des formations du socle (formations d'In Kaoukane et de la Guelta d'Ouadenki), mais les silicates d'alumine sont toujours plus abondants dans les roches de la couverture. Elles sont typiques d'un métamorphisme de type barrovien. Sur un diagramme P.T on peut préciser les conditions de ce métamorphisme grâce à l'analyse de quelques paragenèses particulières réalisées dans les roches d'origine pélitique ou semi-pélitique et dans les roches basiques.

1 - Paragenèse à staurotide-disthène

En un point (oued Adarou) a été observée la paragenèse suivante :

Q.plagioclase.muscovite.staurotide.disthène.almandin (sillimanite)

Le disthène est le minéral le plus abondant ; il remplace nettement la staurotide (qu'il inclut parfois) mais peut-être associé localement à des staurotides automorphes de seconde génération. Les relations du disthène et de la muscovite sont complexes : il est surimposé à une muscovite ancienne qui dessine avec des grains allongés d'ilménite une foliation relique, mais une muscovite tardive l'inclut *Ph. 34 à 37* en relique blindée. Localement des aiguilles ou des feutrages de fibrolite se développent tardivement à la périphérie du disthène.

La staurotide étant post-schisteuse par rapport à une foliation correspondant à S_1, les minéraux qui la remplacent ou lui sont surimposés, ont cristallisé lors de la phase P_2 qui déforme intensément toutes les roches de cette zone.

D'après les relations des minéraux entre eux, la succession suivante peut être proposée :

(a) staurotide I.disthène.muscovite.grenat (quartz.plagioclase)

(b) disthène.grenat.staurotide II

(c) muscovite.sillimanite.

Cette succession, dont l'étape finale correspond à la phase P_2, équivaut à la superposition du métamorphisme P_2 sur une paragenèse plus ancienne - la staurotide daterait peut-être de la phase P_1 - selon une réaction du type :

$$St + biot. \rightleftarrows Alm. + Dist. + Musc. + H_2O$$

Les conditions de stabilité de la staurotide déterminées par J.Ganguly (1972) permettent d'envisager la présence métastable de ce minéral jusque dans la zone de l'anatexie.

PARAGENESE A DISTHENE-STAUROTIDE-GRENAT DE L'OUED ADAROU

34 - (G1.14). Croissance de disthène II en bordure d'un disthène I légèrement déformé. Le nouveau minéral se développe dans le plagioclase, cerné d'un mince liséré de quartz.

35 - (G1.14). Disthène I, disthène II et staurotide xénomorphe. Des plages irrégulières d'ilménite sont disposées en files parallèles, indépendantes de la disposition des minéraux : elles soulignent un rubanement primaire.

36 - (G1.14). Disthène I instable, associé à de la muscovite et staurotide surimposé.

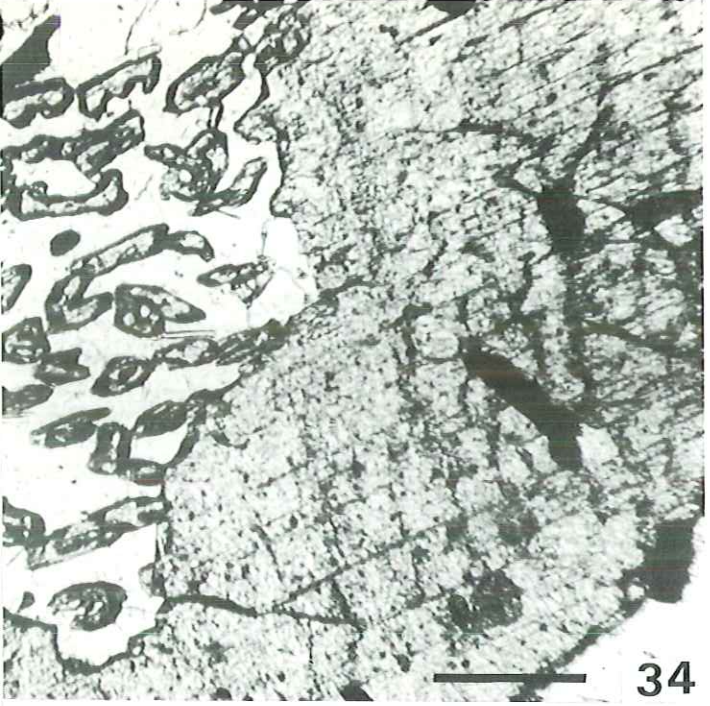
37 - (G1.14). Déformation en "knick" du disthène I, il se régénère en bordure pour donner du disthène II.

PARAGENESE A CORDIERITE-DISTHENE-SILLIMANITE DU TALA MELLET (Oued In Kaoukane)

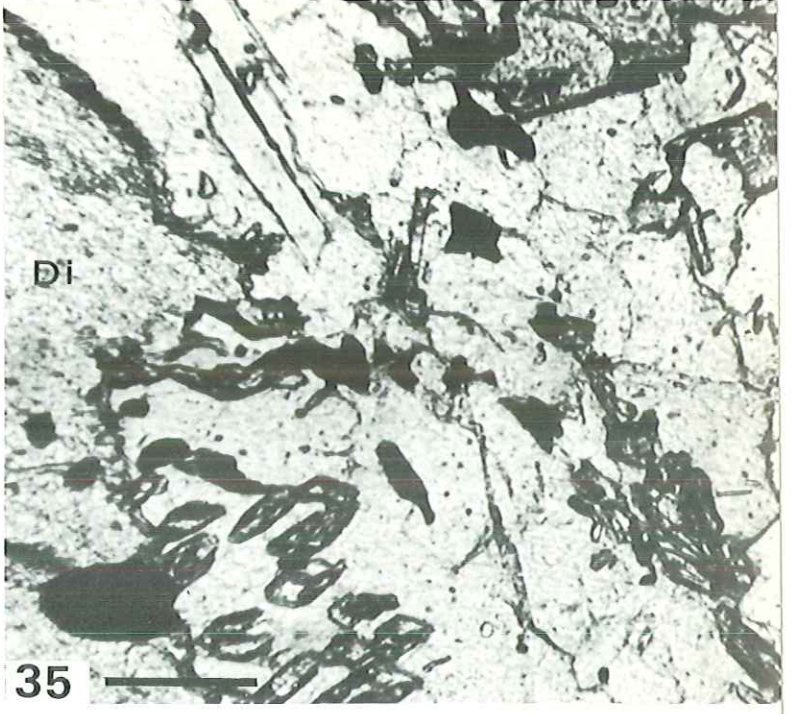
38 - (G9.41). "Tache"de cordiérite à inclusions de disthène. Le disthène, parfois squelettique, a cependant aussi des tendances hypidiomorphes.

39 - (G9.41). Biotite, disthène, cordiérite et sillimanite. Le disthène est toujours ceinturé de cordiérite. Grandes sillimanites prismatiques surimposées.

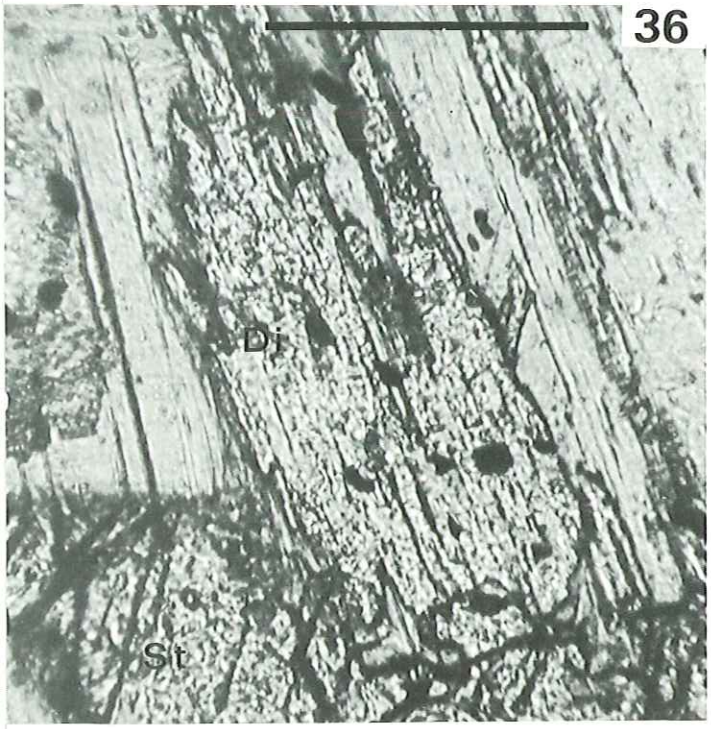
L'index noir correspond à 0,2 mm.



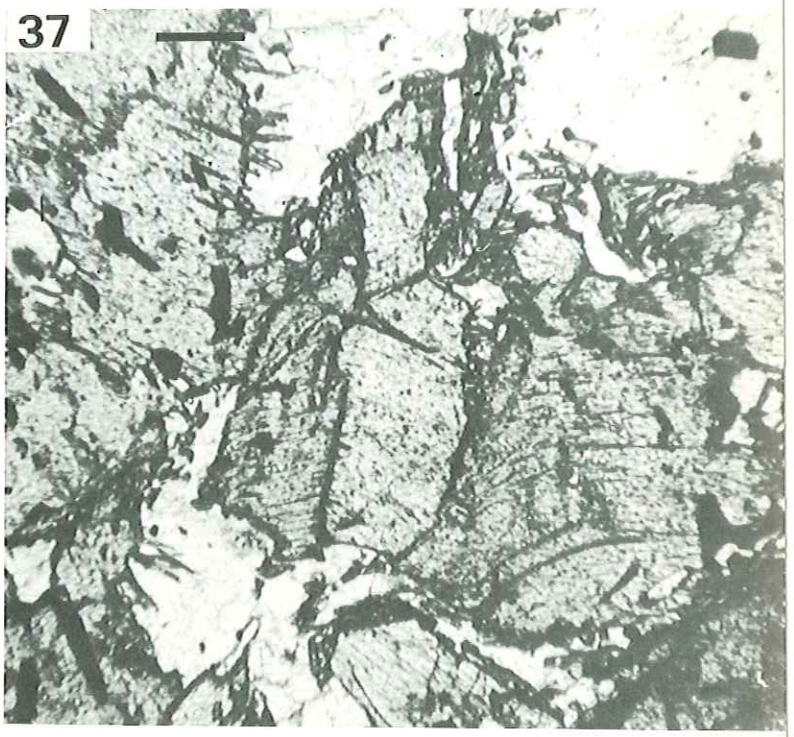
34



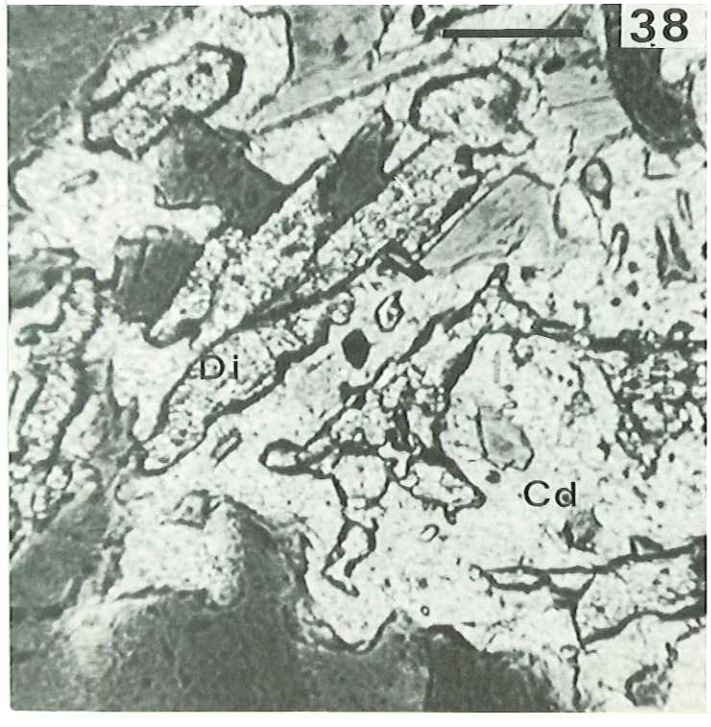
35



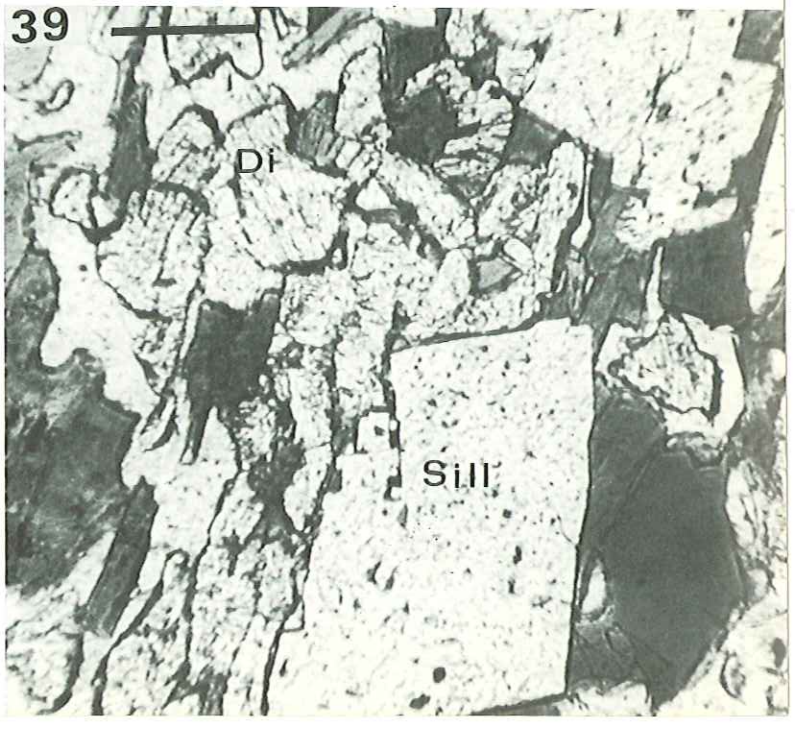
36



37



38



39

2 - Les gneiss à cordiérite de l'oued In Kaoukane

Au Tala Mellet a été reconnu un gisement lenticulaire de petite taille (50 m de large sur quelques mètres d'épaisseur) de gneiss à cordiérite et disthène dans un complexe de gneiss rubanés plagioclasiques, de gneiss amphiboliques et de métasédiments d'origine pélitique (formation de l'oued In Kaoukane).

La paragenèse est la suivante :
Quartz, plagioclase, biotite, disthène, sillimanite, cordiérite, almandin, graphite, rutile.

Le disthène souvent inclus dans la cordiérite, a des formes arrondies ; il constitue des agrégats de petits cristaux.

La cordiérite forme de gros blastes polycristallins, d'allure bourgeonnante, qui incluent du disthène et de la biotite. Biotite et grenat ne sont jamais en contact mais sont séparés par un liseré réactionnel de cordiérite (biot. + alm. → cordiérite). Cette réaction permet d'affirmer que la cordiérite est nettement postérieure à ces minéraux. *Ph.38.39*

La sillimanite (fibrolite) se développe tardivement aux dépens de la biotite et de la cordiérite. Le développement tardif de la sillimanite est quasi général dans tout l'Aleksod et correspond soit à la diminution de la pression à la fin de la phase P_2, soit éventuellement aux effets thermiques du métamorphisme pharusien (P_3) (cas de la sillimanite post-cinématique dans les mylonites du bord occidental du massif de l'Egéré).

L'association cordiérite-disthène peut être interprétée de 3 manières différentes :

1) le disthène a une valeur relique - il constitue le minéral critique des associations habituelles des phases P_1 et P_2 - et il faut alors considérer que la cordiérite tout comme la sillimanite est tardive et correspond à la superposition d'un métamorphisme ultérieur, essentiellement thermique (P_3). Ce type de superposition étant réalisé au Serkout et vraisemblablement en Egéré (granitoïdes tardifs à cordiérite de l'oued Tazzout) et dans la Tefedest (renseignement oral G.Vitel), il n'est pas impossible que des dômes thermiques très localisées, sans manifestations tectoniques visibles, puissent en être responsables ;

2) disthène et cordiérite ont cristallisé simultanément, à l'équilibre. D'après les données expérimentales de B.J.Hensen et R.H.Green (1973), le disthène, la cordiérite et le grenat peuvent coexister dans un domaine compris entre 7 et 11 Kb jusqu'à une température de 900°. Leur coexistence stable n'est possible que lorsque $PH_2O<<P$ total et lorsqu'il n'y a pas de feldspath potassique. Cette hypothèse d'une paragenèse à l'équilibre pourrait expliquer l'habitus particulier du disthène (agrégats de petits cristaux arrondis localisés dans la cordiérite) ; elle correspondrait, puisqu'aucune déformation ou rétromorphose n'est observée dans ces roches, à la fin de la phase P_2. D'après les courbes données par B.J.Hensen et R.H.Green, cette paragenèse peut être réalisée dans le domaine P et T du métamorphisme barrovien ; elle correspondrait, dans ce cas, à l'évolution ultime de roches de composition chimique particulière, lorsque la pression décroît dans un milieu déficient en eau (cf. kinzigites) ,

3) le disthène croît postérieurement à la cordiérite selon une réaction du type :

Cord. + H_2O + K_2O → biotite + disthène + SiO_2 (S.Vrana, 1973).

Il est cependant vraisemblable que, dans ces conditions, le disthène serait nettement automorphe.

Si la dernière hypothèse peut être éliminée, le choix entre les deux premières est plus délicat. Il faudrait en particulier vérifier si le métamorphisme tardif ne se développe par largement au Nord de la région étudiée, ce qui confirmerait la première hypothèse. Moyennant cette restriction, cette association à disthène-cordiérite aurait été réalisée à la fin de la phase P_2. Elle fournirait d'après les courbes de B.J.Hensen et R.H.Green une estimation de la valeur maximum de la pression au cours de cette phase de métamorphisme.

3 - Les éclogites associées aux gneiss rubanés

Des lentilles d'éclogite emballées dans des amphibolites à grenat ont été rencontrées en plusieurs endroits : oued In Ouhaouene en aval du confluent de l'oued Ouadenki, oued Tala Mellet, oued Ihetsane Nord, oued Aha'n'Souri.

L'affleurement de l'oued In Ouhaouene comprend du coeur vers la périphérie :

METADOLERITES CORONITIQUES

40 - (F35.1). Oued In Ouhaouène (au Nord de l'oued). Evolution d'un phénocristal :
- phénomènes de démixtion au centre avec apparition de séricite en résille et d'épidote (en noir) ;
- croissance de grenats automorphes, surtout localisés vers la périphérie, associés à de la biotite (en noir sur la photo), de petits hornblendes et des baguettes microscopiques de zoïsite automorphe.

A l'extérieur du phénocristal, association poeciloblastique de diopside (frangé de hornblende), de biotite, de hornblende et de quartz.

41 - (F26). Oued In Kaoukane. Couronnes de grenat au contact pyroxène-plagioclase.

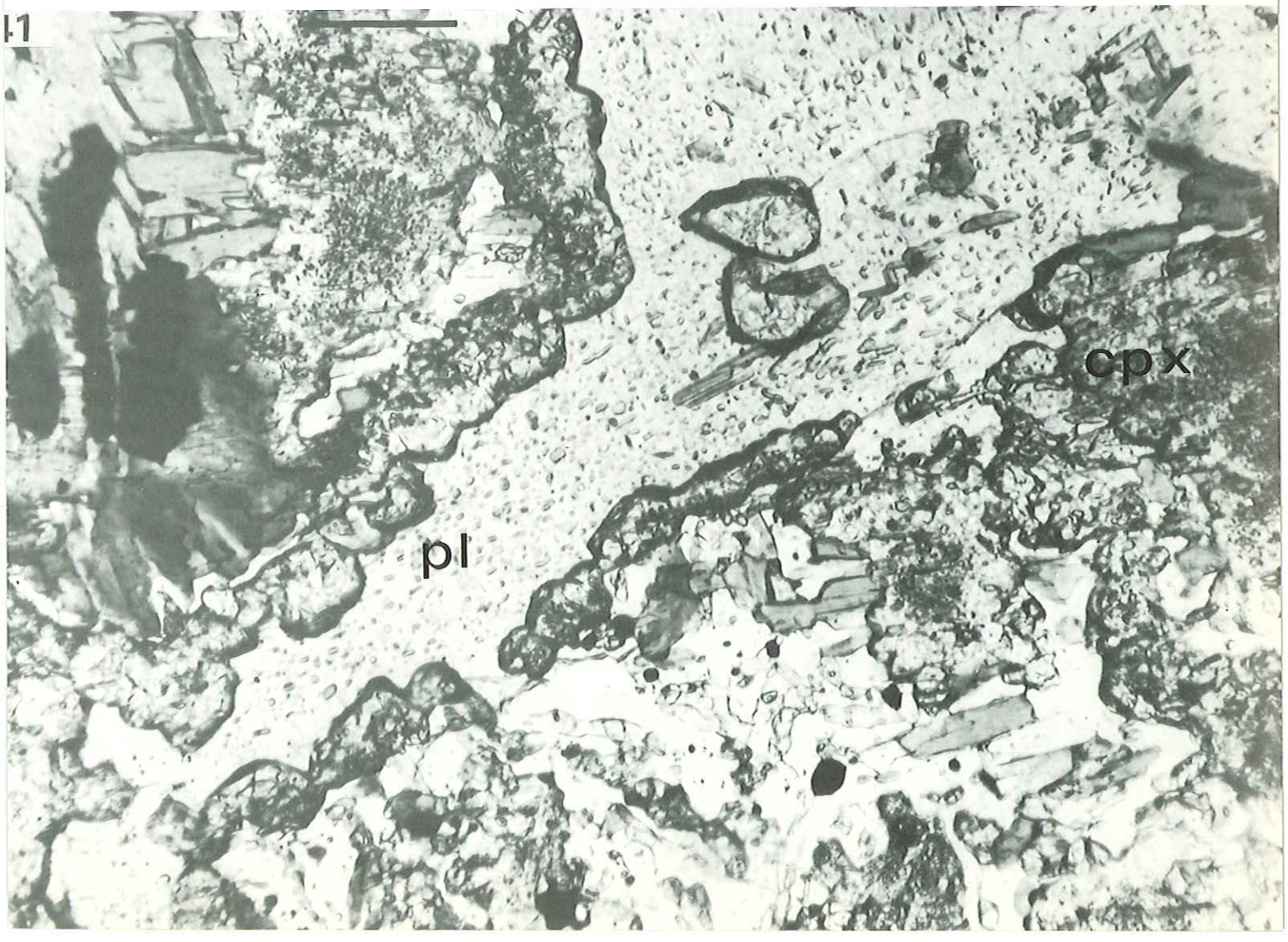
Le grenat présente toujours une nette tendance à l'automorphie du côté du plagioclase.

Le plagioclase (An ≃ 30) est constellé de cristallites automorphes de biotite et de zoïsite.

Le pyroxène (diopside vert bleuté finement schillerisé) est xénomorphe (contours corrodés) ; un assemblage quartz-biotite-minerai lui est surimposé.

L'index noir correspond à 0,2 mm.

40



41

a) une éclogite massive isotrope où l'on observe :

. du quartz ;

. de grands cristaux zonés de zoïsite corrodés et transformés à leur périphérie en plagioclase calcique et clinozoïsite ;

. des amas symplectiques de keliphytoïde (diopside + quartz) à coeur de pyroxène incolore (omphacite ?). Vers l'extérieur on passe progressivement à du diopside puis à de la hornblende vert pâle ;

. le grenat, arrondi (jamais automorphe), contient de nombreuses enclaves de zoïsite. A contours finement dentelés, il est bordé par du plagioclase calcique, de la clinozoïsite et de la hornblende ;

. du rutile en grains.

b) une éclogite "schisteuse", orientée où l'on retrouve les mêmes éléments. Le keliphytoïde, en moindre quantité, est nettement résiduel : il est remplacé par de grands cristaux de hornblende vert pâle qui forment autour des grenats à tendance automorphe une auréole à structure symplectique avec du plagioclase. Il n'y a pratiquement pas de zoïsite mais ce minéral est remplacé par des amas polycristallins de plagioclase calcique.

c) une amphibolite à grenat.

La présence de telles roches dans un contexte de gneiss rubanés est fréquente (I.Bryhni et al., 1970 , E.Den Tex et al., 1972). Les éclogites (et les granulites de haute pression) résultent typiquement de l'évolution métamorphique de roches basiques pauvres en eau dans la zone à disthène. Les gisements d'éclogite reconnus en Aleksod sont toujours dans des formations gneissiques attribuables à la série de l'Arechchoum où des observations de terrain montrent que la mobilisation anatectique a été très faible lors des phases P_1 et P_2, probablement par manque d'eau (voir IIe partie). E.Den Tex et al. (1972) ont proposé un domaine de stabilité de l'association gneiss rubanés - éclogites entre 8 et 10 Kb et entre 630 et 700° d'après la stabilité de l'assemblage omphacite + quartz (I.Kushiro, 1965 , A.Wikström, 1970).

4 - L'évolution coronitique des métadolérites d'Ouadenki

Les filons basiques qui recoupent les gneiss rubanés de la série de l'Arechchoum et qui ont été ultérieurement plissés et métamorphisés lors de la phase P_1 présentent dans leur partie centrale *Ph.40.41* une évolution coronitique caractéristique. Des auréoles de grenat apparaissent au contact des pyroxènes et du plagioclase. Parallèlement le pyroxène (augite) est remplacé par un assemblage de diopside et de hornblende poecilitique et le plagioclase se destabilise (apparition de structures graphiques plagioclase-quartz et décroissance de la teneur en anorthite de 70-90 % An à 40-60 % An) ; le rutile apparaît dans le plagioclase. La comparaison de ces assemblages avec les gabbros coronitiques décrits par B.Lasnier (1970) permet d'envisager la genèse de ces structures : les gabbros coronitiques à grenat résultent de l'évolution de roches basiques d'origine plutonique dans les conditions du faciès granulite. Ce type d'évolution coronitique est localement bien repéré par rapport à la phase de déformation P_1. Il correspond donc (cf. chapitre II), avec les occurences d'éclogite et certains mobilisats pegmatoïdes, à la seule marque indéniable de la phase de métamorphisme P_1 - dans tous les autres cas, comme nous l'avons vu, des surimpressions se sont produites datant de P_2 ou même peut-être de P_3. L'apparition d'associations minérales du faciès amphibolite en bordure des filons de métadolérites coronitiques (hornblende-plagioclase An 40-60 %-biotite) doit être interprétée soit comme une évolution rétrograde à la fin de cette phase soit comme résultant du métamorphisme P_2. Le métamorphisme des filons basiques post-scouriens d'Ecosse (et de leurs équivalents du Groenland) est très comparable (cf. par exemple J.J.Teall, 1885 , J.Watterson, 1965 , R.Dearnley et F.W.Dunning, 1968).

5 - Les conditions de température et de pression du métamorphisme barrovien de l'Aleksod (phases P_1 et P_2) peuvent donc être déterminées par comparaison avec les courbes expérimentales (fig.2.3) moyennant les postulats suivants :

- au cours des phases P_1 et P_2 le gradient thermique a peu varié ce qui permet d'étudier ensemble des paragenèses dont le synchronisme n'est pas établi avec précision.

Récemment M.J.Holdaway (1971) a défini expérimentalement une position du triple point très en deçà des conditions définies par E.Althaus (1967) et S.W.Richardson et al. (1969) - 501° C à 3,76 Kb. La méthode utilisée, indépendamment de la validité des résultats obtenus, semble s'appliquer parfaitement aux cas de polymétamorphisme ou de métamorphisme polyphasé : un quelconque polymorphe de Al_2SiO_5 se développera préférentiellement s'il existe déjà des germes de ce minéral (cristaux d'une paragenèse plus ancienne) ; la probabilité, à pression et température plus faible, de voir reconstituer du disthène dans une seconde phase sera plus forte que celle du développement d'un autre silicate d'alumine. La croissance métastable d'un polymorphe en dehors de ces conditions normales implique la généralité d'équilibre au moins divariants avec une ou plusieurs phases en excès.

- les éclogites ne semblent pas correspondre à des reliques du cycle ancien (P_0), car les paragenèses d'éclogite sont comparables à l'évolution coronitique des dolérites sécantes dans les gneiss rubanés de la série de l'Arechchoum.

- les effets du métamorphisme P_3 n'ont pas altéré sensiblement les associations minérales étudiées ci-dessus.

Malgré ces réserves, pour lesquelles la discussion est permise - les observations structurales sont toutefois en faveur de ces hypothèses - les éléments suivants permettent de déterminer, sur le diagramme PT, le domaine approximatif du métamorphisme $P_1 + P_2$ de l'Aleksod :

- généralité de la présence de disthène ;

- présence d'éclogites métastables, amphibolitisées au cours du métamorphisme prograde (augmentation de température ou hydratation) ;

- existence de mobilisation anatectique - limitée certes dans les roches du socle - affectant des gneiss plagioclasiques (ce phénomène sera discuté au chapitre II) ;

- l'association à cordiérite-disthène peut, si elle est effectivement en équilibre, donner une limite supérieure à la pression totale : aux environs de 11 Kb d'après la courbe de B.J.Hensen et D.H.Green (1973) ;

- présence de muscovite stable.

On peut ainsi délimiter un domaine - entre 8 et 11 Kb et entre 620 et 700 ° - correspondant aux associations minérales observées. Les conditions de métamorphisme sont situées à la limite du faciès amphibolite (de type Barrow) et du faciès granulite de haute pression; Il est cependant probable (observations sur les métadolérites coronitiques) que les conditions n'étaient pas tout à fait équivalentes au cours des phases P_1 et P_2 : à la phase P_1 appartiennent les paragenèses granulitiques et éclogitiques, tandis que l'essentiel du disthène a cristallisé au cours de la phase P_2.

2 - LE METAMORPHISME DE LA PHASE P_3

Comme on l'a vu, les effets de la phase P_3 dans les unités centrales de l'Aleksod semblent très faibles et le métamorphisme correspondant est délicat à mettre en évidence, surtout s'il s'agit d'un métamorphisme essentiellement thermique.

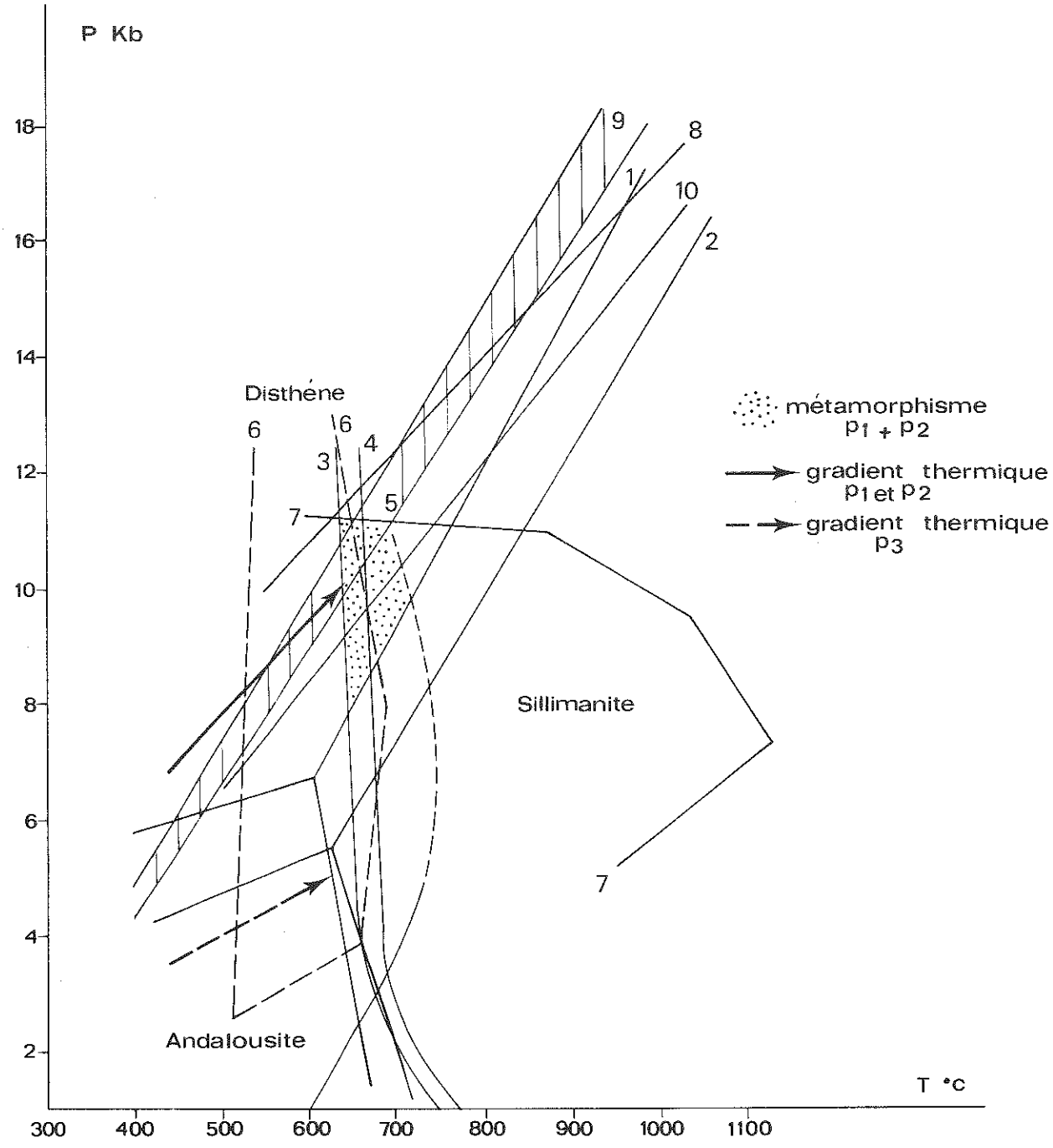


Fig. 2.3 - Conditions de température et de pression du métamorphisme (P_1 + P_2) et du métamorphisme P_3 (inspiré de A.Leyreloup, 1973).

1) Stabilité des polymorphes d'Al_2SiO_5 (E.Althaus, 1967).
2) Stabilité des polymorphes d'Al_2SiO_5 (S.W.Richardson et coll., 1969).
3) Anatexie minimum (H.G.F.Winkler, 1967).
4) Anatexie dans les gneiss plagioclasiques (H.G.F.Winkler, 1967).
5) Mu + Q → Sill. + Orth + H_2O avec Pt = PH_2O (H.G.F.Winkler, 1970).
6) Domaine de stabilité de la staurotide (J.Ganguly, 1972).
7) Domaine de stabilité de l'association cordiérite + grenat (B.J.Hensen et D.H.Green, 1973).
8) Eclogite (D.H.Green et A.E.Ringwood, 1967).
9) Eclogite (I.Bryhni et coll., 1970).
10) Zoïsite + diopside + Quartz → anorthite (A.L.Boettcher, 1970).

Par contre les deux unités, réputées pharusiennes (1) qui bordent l'Aleksod à l'Ouest et à l'Est, ont subi un métamorphisme très différent du métamorphisme barrovien décrit plus haut (fig.2.4).

Le "Pharusien de l'Arefsa" a été peu étudié car il n'affleure que selon un long linéament très étroit, séparé des structures de l'Aleksod par un contact anormal. On y rencontre des roches métamorphisées dans le faciès schiste vert, en relation avec une schistosité verticale de direction N 340 (albite, chlorite, biotite, parfois grenat, staurotide en un point).

L'unité du Serkout est beaucoup plus intéressante, car elle renferme en grande abondance des roches plutoniques comparables à celles qui recoupent toutes les structures de la Tazoulet orientale (oued Aha'n'Souri). De plus, on pourra extrapoler les principales caractéristiques du métamorphisme tardif de cette zone au Pharusien de l'Arefsa : en effet, ces deux unités convergent au Sud de la région étudiée, dans l'oued Tin Tarabine.

Les principales caractéristiques du compartiment du Serkout sont :

- présence d'un "fond" structural et métamorphique - visible au Nord du compartiment (en bordure de l'Amadror) - identique à celui de l'Aleksod : phases de plis P_1 et P_2 accompagnées d'un métamorphisme de type barrovien à disthène ;
- dans la partie centrale et méridionale du massif, métamorphisme à andalousite, cordiérite et sillimanite nettement surimposé à la paragenèse préexistante (à disthène) - les structures tectoniques et les niveaux lithologiques du Nord peuvent être suivis dans cette zone - centré sur les plutons hétérogènes de granodiorite et de diorite quartzique syntectonique par rapport à la phase P_3.
- à l'Est du massif, séparé du complexe polymétamorphique par un accident vertical (décrochement) : complexe de schistes verts (métaarkoses, micaschistes à biotite et chlorite) affectés localement par le métamorphisme de contact (cornéennes et schistes tachetés à cordiérite et andalousite) lié au pluton de granite calco-alcalin de l'Adrar Serkout.

Le métamorphisme à andalousite-cordiérite-sillimanite

Dans l'oued Ti Souleye, en bordure du contact anormal Ouest-Serkout, affleurent des phyllonites à chlorite et biotite correspondant à l'évolution rétromorphique de gneiss préexistants, associés à des métadolérites schisteuses, à actinote. En quelques centaines de mètres, on atteint la zone à sillimanite (gneiss à quartz, oligoclase, biotite, sillimanite, cordiérite). Une même foliation subverticale N-S, parallèle au contact anormal est contemporaine des associations minérales de ces deux zones. Plus au Sud (oued An Emerhou) affleurent surtout des gneiss ; les paragenèses suivantes ont été observées :

- quartz-oligoclase-biotite-muscovite (grenat) ;
- quartz-oligoclase-grenat-cordiérite-andalousite-sillimanite.

Fig. 2.4 - Zonéographie de la phase P_3.

Signification des numéros des caissons, voir fig. 1.3.

Numéros portés sur la carte ; localisation de quelques paragenèses caractéristiques (phases P_1, P_2 et P_3)

(1) - O.Adarou. Paragenèse à staurotide-disthène.
(2) - O.In Kaoukane. Paragenèse à cordiérite-grenat-disthène-sillimanite.
(3) - Métadolérites coronitiques.
(4) - Coupe de l'oued Ti Souleye.
(5) - O.Aha Ouin Aka. paragenèse à disthène-grenat-cordiérite-andalousite-sillimanite-staurotide.
(6) - Kinzigites et faciès à hypersthène de l'O.Imeroka.
(7) - Eclogites.

---

(1) Ce qui n'est pas le cas pour le Serkout à l'exception de l'étroite bande de schistes verts de l'oued Takalous.

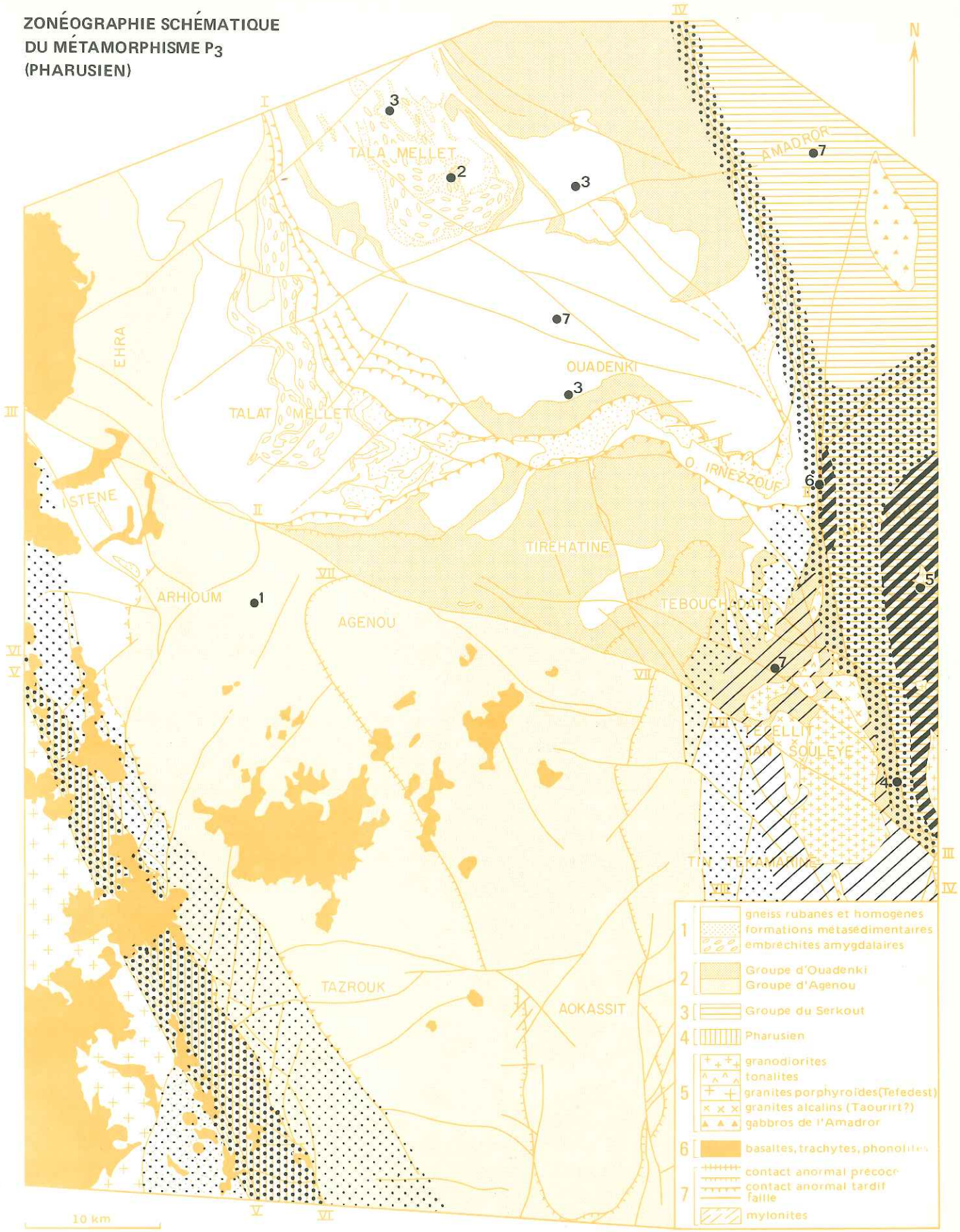

ZONÉOGRAPHIE SCHÉMATIQUE
DU MÉTAMORPHISME P_3
(PHARUSIEN)
N
TALA MELLET
AMADROR
EHRA
OUADENKI
TALAT MELLET
O. IRNEZZOUF
ISTENE
TIREHATINE
ARHOUM
AGENOU
TEBOUCH-OUAN
TAZROUK
AOKASSIT
10 km
1 gneiss rubanés et homogènes
formations métasédimentaires
embréchites amygdalaires
2 Groupe d'Ouadenki
Groupe d'Agenou
3 Groupe du Serkout
4 Pharusien
5 granodiorites
tonalites
granites porphyroïdes (Tefedest)
granites alcalins (Taourirt ?)
gabbros de l'Amadror
6 basaltes, trachytes, phonolites
7 contact anormal précoce
contact anormal tardif
faille
mylonites
localisation de paragenèses (voir texte)
faciès amphibolite (et granulite ?)
faciès amphibolite supposé
faciès schiste vert
rétromorphose , faciès schiste vert extension probable

Fig. 2.4

Le caractère polymétamorphique de ces roches est attesté par l'état de déformation et d'altération d'une partie de la biotite comparé à la fraîcheur des silicates d'alumine et de la cordiérite. D'autres biotites, néoformées, forment des associations symplectiques avec la cordiérite, le quartz ou la muscovite.

Ph.47 à 49

Un échantillon, récolté dans l'oued Aha Ouin Aka, présente les minéraux suivants : quartz-plagioclase-biotite-muscovite-grenat-cordiérite-staurotide-disthène-andalousite-sillimanite-hématite.

Le disthène est nettement résiduel, corrodé et emballé dans l'andalousite xénomorphe. Fibrolite et sillimanite prismatique croissent tardivement aux dépens de la biotite. De petits cristaux de staurotide automorphes sont surimposés à la biotite. La cordiérite, rare, est entièrement pinitisée. La muscovite se présente selon deux habitus a) plages déformées, b) grandes plages poecilitiques. De même la biotite, parfois chloritisée, peut être soit en agrégats flexueux, soit en plages non déformées en association symplectique avec la muscovite.

Il semble que cette roche provienne de la superposition de plusieurs paragenèses successives, la plus ancienne ayant subsisté *pro parte* à l'état de relique métastable :

1) quartz-plagioclase-biotite I-muscovite I-disthène (sillimanite ?)

2) quartz-plagioclase-biotite II-muscovite II-andalousite-sillimanite-cordiérite-staurotide.

La première paragenèse peut être comparée aux associations correspondantes dûes au métamorphisme barrovien (P_1 et P_2), largement répandues au Nord du Serkout , la seconde, par contre, indique des conditions de température et de pression différentes : sur le diagramme P T, la présence de staurotide permet de donner une valeur minimum au paramètre pression : 3 Kb d'après la zone de stabilité de la staurotide de J.Ganguly (1972). La valeur maximum peut être évaluée à 6 Kb (ou 5 Kb si l'on utilise les courbes de stabilité des sillicates d'alumine de S.W.Richardson et al., 1969).

Y a-t-il eu anatexie lors de la phase P_3 au Serkout ?

Les faciès grenus ont des caractères plutoniques très nets : contact souvent brutal, multitude d'enclaves, habitus hypidiomorphe et zonation oscillatoire dans les plagioclases. Cependant au confluent de l'oued Amandarh et de l'oued Aha Ouin Aka, un granite gneissique affleure au coeur d'un dôme, de forme contournée, à flancs très redressés sur toute sa périphérie.

Du coeur vers l'extérieur se succèdent :

- granite gneissique peu orienté à nombreux schlieren de gneiss à biotite et sillimanite ;
- zone de bordure comprenant des granites à grain fin, contenant accessoirement de l'andalousite, et des gneiss à biotite, sillimanite, cordiérite, spinelle vert et magnétite, grenat - le spinelle et la magnétite sont très abondants ; le grenat, postcinématique contient en inclusion la sillimanite prismatique et le spinelle ; le spinelle se développe en association symplectique avec la sillimanite ;
- alternance de marbres à diopside et trémolite et de gneiss identiques au faciès précédent ;
- sur le flanc ouest de cette structure affleure sur 2 km^2 une formation de biotitite qui contient en enclave des marbres microclinisés et des roches à microcline, diopside et biotite en assemblage diablastique. De telles roches ont vraisemblablement une origine métasomatique.

La présence de roches d'origine anatectique datant de l'épisode P_3 est donc possible, les conditions de métamorphisme maximum le laissant prévoir ; ce phénomène est accompagné d'un diapirisme de masse granitique car la géométrie de la structure n'est pas interprétable en terme de superposition de déformations. Il serait intéressant, dans une étude ultérieure, de rechercher les relations entre l'anatexie et le plutonisme granodioritique de cette région.

3 - LE FACIES GRANULITE DE L'OUED IMEROKA (SERKOUT)

Immédiatement à l'Est de l'accident de l'oued Imereri (ouest Serkout) affleure sur environ 4 km de longueur et 500 m de largeur une formation composée de métabasites orientées alternant régulièrement (alternance métrique) avec des gneiss grenatifères de teinte cassonade. La foliation des roches de ce

ECLOGITES DE L'OUED IMERERI (E80.2)

42 - 43 - 44 - Le grenat (Gr) est entouré d'une auréole de hornblende (Hnb) à structure symplectique. De grands cristaux de zoïsite zonée (Zo), instable, se transforment en plagioclase (An 70). Le pyroxène incolore est toujours sous la forme de kéliphytoïde (Ke), il est associé à du rutile en grain (Ru).

GABBROS ORIENTES A ORTHOPYROXENE DE L'OUED IMEROKA (E32.4)

45 - 46 - L'orthopyroxène (Opx) est associé au clinopyroxène (Cpx) (photo 46). Ces deux minéraux sont toujours frangés de hornblende. Avec le minerai abondant (magnétite), ils forment des îlots, emballés dans de la hornblende qui déterminent avec les grands plagioclases en lattes, une structure en résille caractéristique. Ces roches sont étonnamment riches en apatites arrondies.

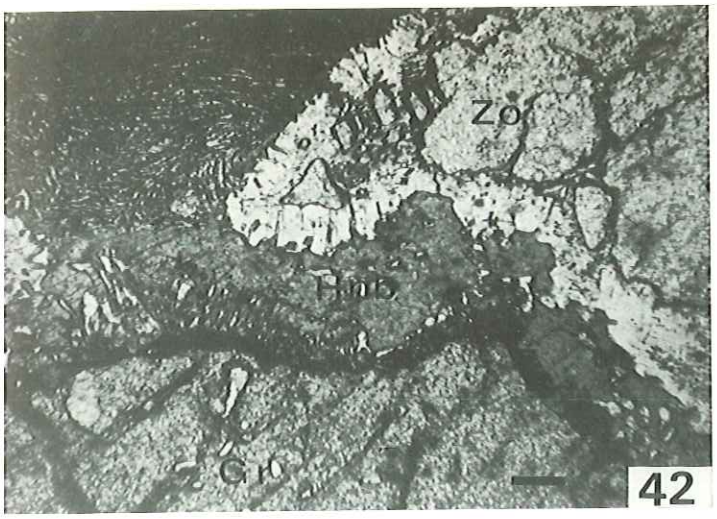
PARAGENESES SUPERPOSEES AU SERKOUT (oued Aha Ouin Aka)

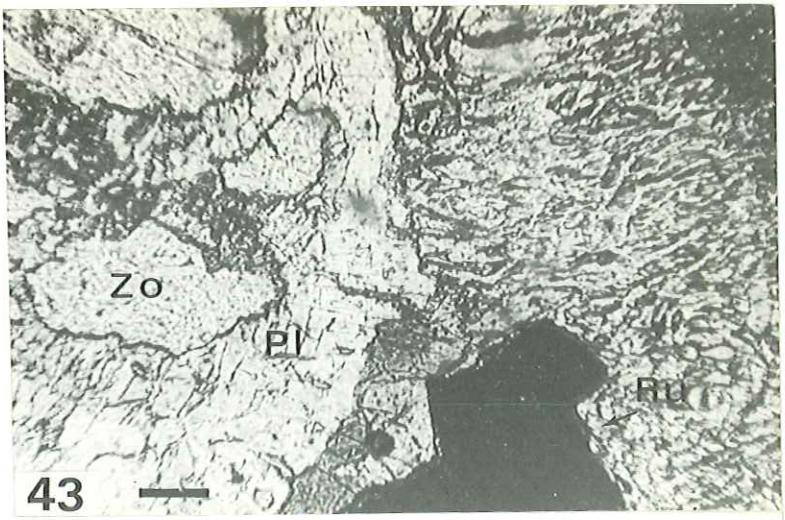
47 - Andalousite (métamorphisme P_3) surimposée à du disthène (métamorphisme P_1 et P_2). Petits amas de staurotide pleochroïque automorphe.

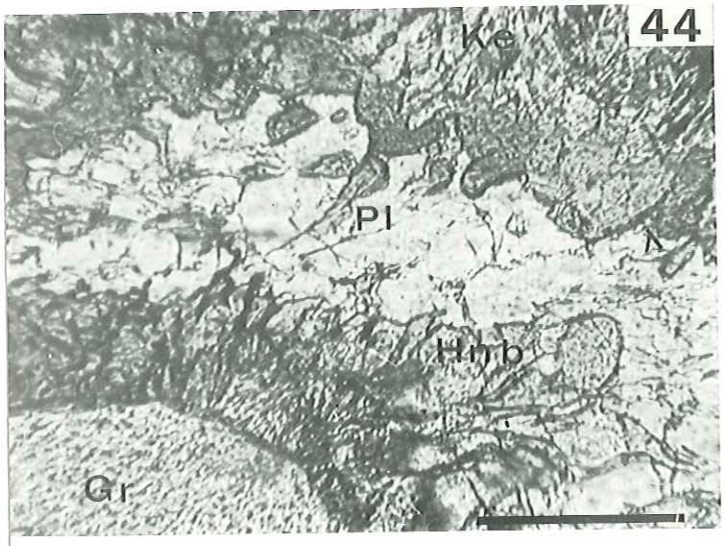
48 - Cordiérite pinitisée, sillimanite et staurotide automorphe caractéristiques du métamorphisme P_3.

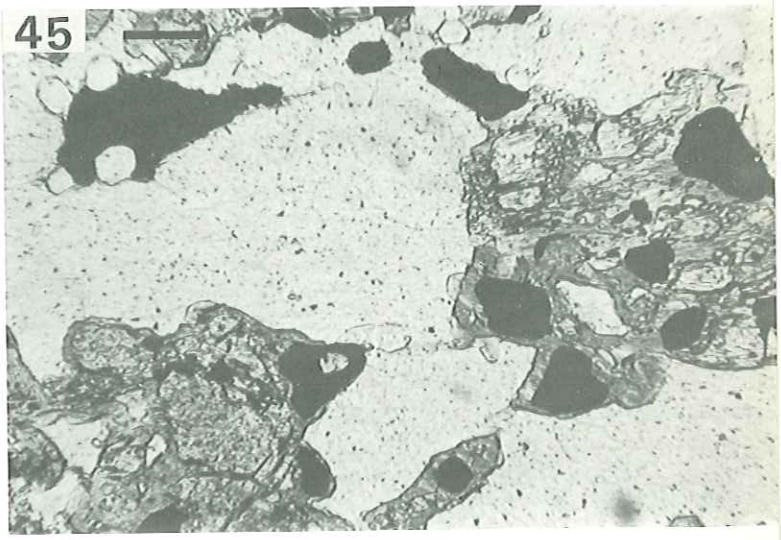
49 - Disthène résiduel au sein d'un assemblage P_3 à andalousite-sillimanite-cordiérite et staurotide.

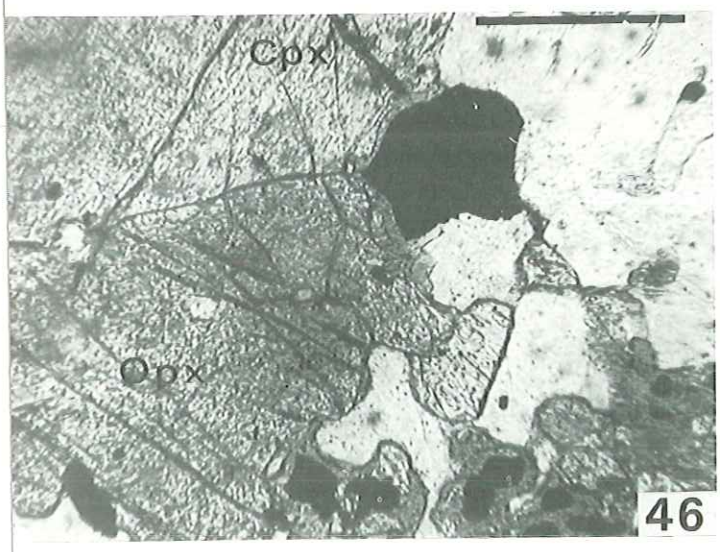
L'index noir correspond à 0,2 mm.

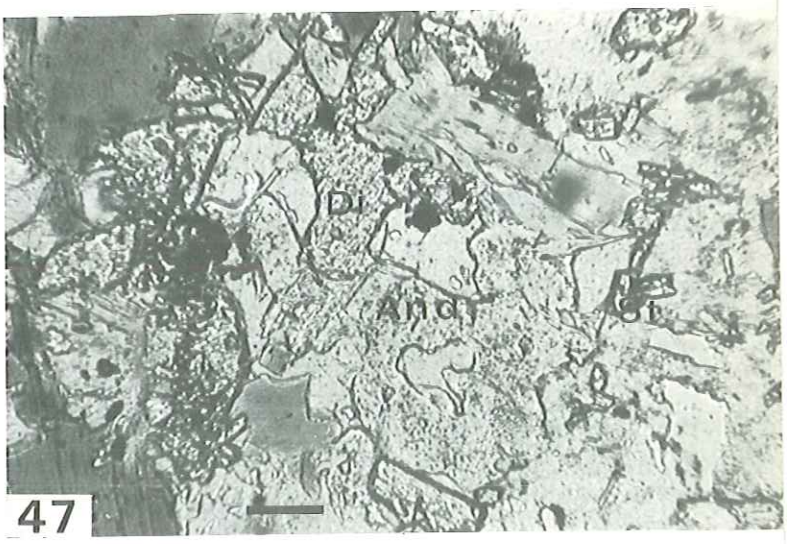

Zo
Hmb
Gr
42

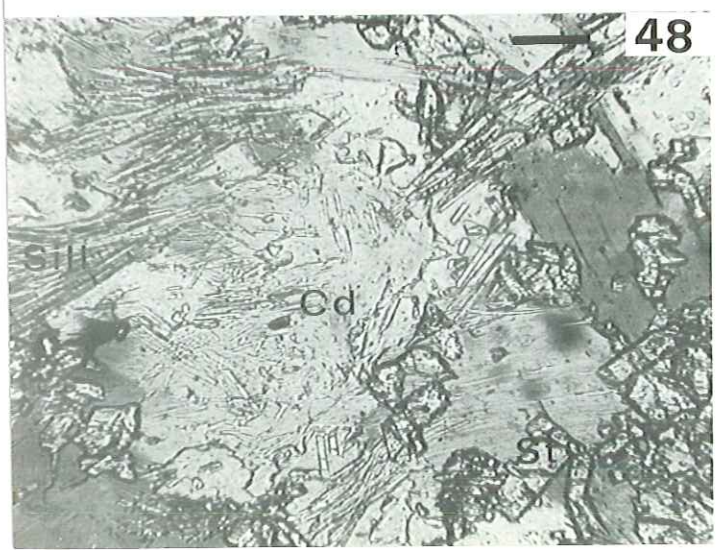

Zo
Pl
Rut
43

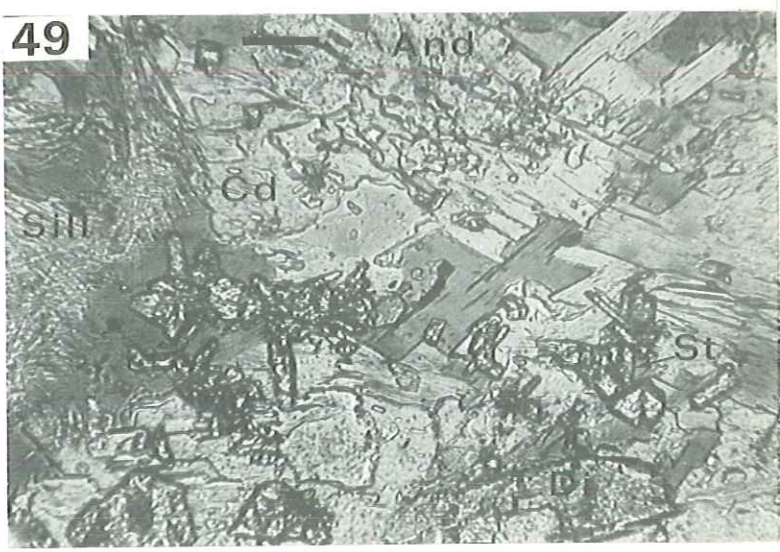

44
Ke
Pl
Hmb
Gr


45


Cpx
Opx
46


Di
And
St
47


48
Sill
Cd
St


49
And
Cd
Sill
St
Di

complexe est N-S subverticale (pendage à l'Ouest) et porte une linéation minérale subverticale, le tout est déformé par des plis N 160 tardifs.

a) les faciès clairs : ce sont surtout des kinzigites (à quartz, plagioclase, biotite, sillimanite prismatique, cordiérite et grenat. La sillimanite prismatique croît aux dépens de la biotite. Ces roches sont associées à des pyroxénites, des gneiss veinés plagioclasiques à hornblende et biotite. Elles ont un caractère blastomylonitique accentué (blastes de plagioclases et croissance tardive du grenat).

b) les métabasites : on rencontre tous les termes de transition entre des norites orientées - à orthopyroxène, clinopyroxène (parfois hornblende brune) destabilisé et remplacé par du diopside et de la hornblende verte, plagioclase (An 70), biotite et minerai - et des amphibolites feldspathiques. Le *Ph.45.46* grenat se développe parfois dans des faciès où subsiste l'orthopyroxène en reliques blindées. Ces roches ont nettement subi une évolution métamorphique complexe comme en témoignent :

- la structure orientée ;
- la transformation progressive de l'assemblage primaire (magmatique ?) : amphibolitisation, apparition du grenat.

L'interprétation du métamorphisme de cette zone repose sur la signification structurale des roches basiques (comparaison avec les régions voisines) et sur l'estimation de l'influence du métamorphisme P_3 auquel certaines caractéristiques semblent le relier (absence de déformations postcristallines dans une zone plissée par P_3, présence de cordiérite et de sillimanite prismatique).

1 - les occurences régionales de roches magmatiques basiques sont les suivantes :

a) en Aleksod : complexes basiques anté à syn-tectoniques mis en place à la base du groupe d'Ouadenki : ces roches sont très évoluées (amphibolites et gneiss amphiboliques) et ont subi intensément les phases de déformation P_1 et P_2). L'âge de leur mise en place est donc compris entre 2000 Ma et 1000 Ma ;

b) au Nord du Serkout affleure un lopolite de forme elliptique (6 x 3 km) de gabbros à hypersthène et de gabbros à olivine rubanés (rubanement subhorizontal), apparemment intrusif (contact avec l'encaissant souligné par des brèches). La fraicheur des roches de ce complexe semble indiquer une mise en place récente, peut-être en relation avec les complexes annulaires du Tellerteba (J.M.Remy, 1973) d'âge mésozoïque à cénozoïque ;

c) dans la région des gour Oumelalen, les charnockites sont associées à des sills de gabbros. L'âge des charnockites est de 2000 Ma (P.Vidal, L.Latouche, 1974). On retrouve un dispositif analogue au Nord du Tellerteba (sur la piste d'Ideles à Djanet) où affleurent des gneiss à hypersthène rétromorphosé, associés à des marbres à olivine et à des roches basiques à texture grenue contenant de l'hypersthène.

2 - l'influence du métamorphisme P_3 dans l'oued Imeroka, outre les caractères tectoniques et pétrographiques donnés plus haut, est confirmée par la présence de petits stocks de granodiorites et de syénites intrusifs dans la série : le contexte structural est donc voisin de celui de l'oued Ti Souleye. En tous cas, une telle influence du métamorphisme P_3 est ici très localisée car en se déplaçant vers l'Est, on retrouve très vite des associations à disthène et sillimanite du Nord Serkout attribuées aux phases P_1 et P_2.

3 - en conséquence il semble :

a) que l'on puisse exclure une mise en place de ces roches basiques antérieure à 2000 Ma, sauf s'il s'agit d'un "bloc", comparable aux gour Oumelalen, remonté à la faveur de l'accident Ouest-Serkout et de ce fait étranger au contexte structural local. Cependant aucune discontinuité n'a été reconnue entre cette formation de l'oued Imeroka et les formations gneissiques du Serkout.

b) un âge comparable à celui des complexes basiques de la série de l'Aleksod est possible : structures orientées des métabasites, déformées ultérieurement par P_3. Dans ce cas, seuls l'amphibolitisation des pyroxènes, l'apparition de cordiérite et le large développement de la sillimanite dateraient de la phase P_3.

c) une mise en place syntectonique par rapport à P_3 est difficile à admettre car l'ensemble est plissé suivant des plis P_3.

d) on peut aussi envisager une mise en place postérieure aux plissements majeurs P_1 et P_2 et antérieure au métamorphisme P_3. La mise en place des roches basiques de l'oued Imeroka pourraient donc être liée à une phase de distension, limitée dans l'espace, accompagnant ou précédant le dépôt des sédiments monométamorphiques de l'Est du Serkout. L'ensemble encaissant et gabbros a été ultérieurement déformé et métamorphisé lors de l'épisode P_3.

Pour conclure, cette formation de l'oued Imeroka est trop particulière (et affleure trop peu) dans la région étudiée pour permettre une interprétation définitive. Il est important, toutefois, de signaler ce cas particulier car il peut être rapproché des formations du même type étudiées par L.Latouche au N-E du Hoggar.

III - L'EVOLUTION POLYMETAMORPHIQUE DU PRECAMBRIEN DE L'ALEKSOD

Le métamorphisme ancien des gneiss du socle (série de l'Arechchoum) n'a pas été étudié dans ce chapitre. En effet, comme je l'ai signalé, aucune paragenèse minérale ne lui est reliée avec certitude. Cependant l'essentiel de la migmatisation date de cette phase (elle sera étudiée au chapitre suivant).

Trois époques de métamorphisme se sont succédées. Les phénomènes thermo-tectoniques correspondants ont affecté simultanément des formations de couverture (non métamorphiques) et le socle correspondant (déjà cristallin). En anticipant quelque peu sur les conclusions de la IIIe partie, la succession chronologique suivante a été établie :

1) aux environs de 2000 Ma (Suggarien)

métamorphisme de haut degré de type inconnu - migmatisation régionale (cf. chap. II) ,

2) aux environs de 1000 Ma

métamorphisme polyphasé P_1 et P_2, de type barrovien. Les conditions du granulite faciès de haute pression ont été localement atteinte lors de P_1 ,

3) aux environs de 600 Ma

métamorphisme de type basse pression, accompagnant la mise en place d'importantes masses plutoniques acides (peu développées dans l'Aleksod proprement dit) en relation avec les déformations d'axe subméridien P_3. Monométamorphisme des formations pharusiennes.

chapite II

LES GNEISS RUBANES, GRANITOIDES ET AMYGDALAIRES DE LA SERIE DE L'ARECHCHOUM

Ces roches sont caractéristiques de la série de l'Arechchoum : elles ont donc supporté la marque de plusieurs événements orogéniques successifs. Le problème pétrologique majeur les concernant sera donc celui des modalités de reconstructions et remobilisations successives ("reworking") et des relations entre les recristallisations et les déformations.

Elles affleurent surtout dans le dôme d'Ouadenki et l'unité du Talat Mellet, mais aussi au coeur des structures anticlinales de l'unité de Tirehatine ; elles constituent en outre de vastes étendues dans l'Anahef où elles sont beaucoup moins caractéristiques et ont été attribuées, avec doute, à la série de l'Arechchoum.

Les roches dominantes sont des gneiss gris à grain fin, constitué de quartz, d'oligoclase, de biotite et de proportions faibles et variables de microcline et de hornblende. Comme le soulignent H.R. Wynne Edwards et Z.U.Hasan (1972), ce faciès est certainement le plus abondant parmi les roches continentales et il est connu dans la plupart des "basement complex".

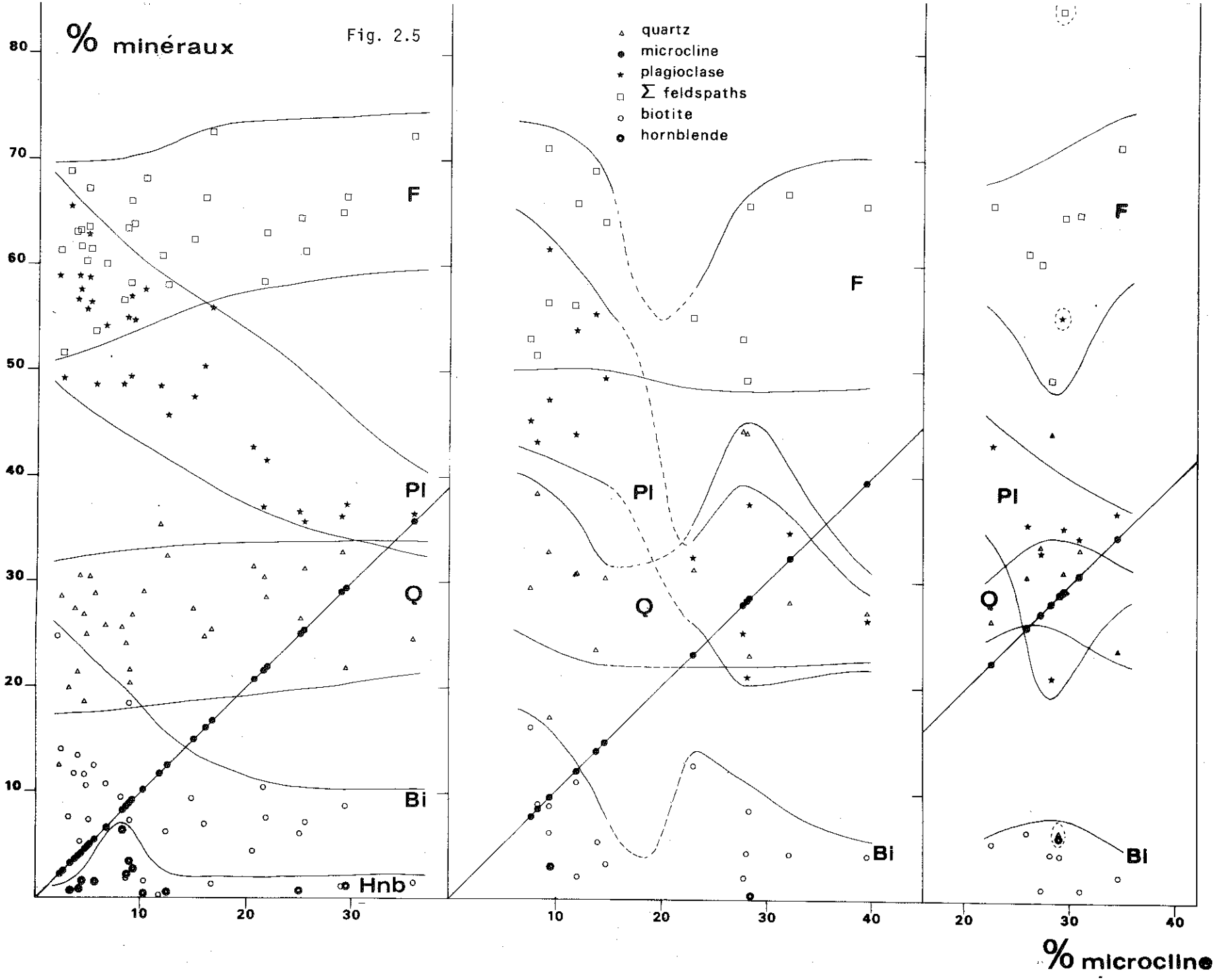
I - DESCRIPTIONS PETROGRAPHIQUES

1 - LES GNEISS RUBANES ET HOMOGENES

Ce sont des gneiss de teinte grise, à grain fin (1 à 2 mm), essentiellement plagioclasiques. Les variations quantitatives et qualitatives de minéraux ferromagnésiens (biotite et hornblende) déterminent un rubanement millimétrique à centimétrique. Celui-ci peut être absent - ou, ce qui revient au même- être extrêmement diffus : gneiss homogènes qui couvrent des surfaces importantes. *Ph. 9*

Il n'y a que très peu de différences de composition minéralogique entre les gneiss rubanés et les gneiss homogènes. Seule la répartition des minéraux ferromagnésiens en "lits" continus dans un cas, disséminés régulièrement dans l'autre, permet de les distinguer. De même ils sont étroitement associés sur le terrain, les niveaux homogènes parfois très épais, pouvant être comparés à des "méga-rubans" à l'échelle de la formation.

A l'échelle microscopique :
. le quartz présente presque toujours un habitus arrondi et les contacts entre grains sont nets et non dentelés ;
. le plagioclase se présente sous la forme de plages xénomorphes à hypidiomorphes à inclusions arrondies de quartz. Il constitue de 40 à 60 % de la roche. Sa composition varie dans une même lame mince : c'est en général de l'oligoclase An 25 parfois faiblement zoné (zonation normale et inverse) ; localement il peut être plus riche en albite (jusqu'à An 12) en bordure de grands blastes ou lorsqu'il forme des amas de petites plages recristallisées (granulation, voir plus loin) ;
. le feldspath potassique est rare ; il s'agit d'un microcline quadrillé le plus souvent interstitiel (indice de triclinicité de 0,91 à 0,97). Dans les gneiss homogènes, des amas constitués d'une association symplectique très fine de quartz et d'oligoclase, riche en microcline interstitiel, constituent souvent la seule manifestation du feldspath potassique. De plus, des taches antiperthitiques de forme irrégulière ou orientée parallèlement aux clivages affectent souvent le plagioclase ;
. la biotite, de teinte verte à vert-brun clair, remplace parfois la hornblende donnant naissance à des associations réactionnelles à biotite-hornblende-épidote ;
. les minéraux accessoires (sphène, zircon, apatite, allanite, hématite) sont peu abondants. Il faut ajouter la présence, occasionnelle, d'infimes proportions de grenat.


% minéraux
Fig. 2.5
quartz
microcline
plagioclase
Σ feldspaths
biotite
hornblende
F
Pl
Q
Bi
Hnb
% microcline

Signification du rubanement et de la foliation

L'arrangement planaire des phyllites est, dans le cas général, parallèle au rubanement lithologique qui correspond à des variations chimiques et minéralogiques. Ce rubanement est lui-même plissé : plis isoclinaux antérieurs à la foliation principale (P_0), plis isoclinaux contemporains de la foliation principale (P_1), plis affectant ensemble le rubanement et la foliation principale (P_2). Les deux types de surfaces ont été distingués grâce à leurs relations géométriques avec les dykes doléritiques métamorphiques discordants sur les plis anciens (voir première partie). L'observation de la discordance de la foliation minérale sur le rubanement dans les zones de charnière des plis P_1 permet d'affirmer que l'essentiel de l'assemblage minéral observé date de la phase P_1. Dans le cas des plis P_2 les modifications de l'assemblage préexistant sont différentes selon le style et le "niveau structural" de cette phase. *Ph. 50*

Dans les cas les plus simples où ces plis sont peu développés (Sud du dôme d'Ouadenki), rubanement, foliation et linéation L_1 tournent autour des charnières : à l'oeil nu on n'observe aucune modification du rubanement et de la foliation reprise ; au microscope, les phyllites sont tordues et rétromorphosées et une granulation mécanique de l'assemblage quartzofeldspathique apparaît (le quartz est recristallisé en mortier et le contact des grains est finement denticulé, les feldspaths sont déformés et localement cataclasés).

Le rubanement qui est déformé par les plis P_0, est donc préexistant à toutes les structures observées. Il faut admettre qu'il est dû, pour l'essentiel, à une stratification originelle (à moins qu'il n'existe une phase plus ancienne que P_0 mais ceci ne peut pas être mis en évidence par l'analyse structurale).

L'analyse minéralogique quantitative (1) (annexe n° IV) des rubans clairs et des rubans sombres permet de constater (fig. 2.5a) : 1) l'évolution indépendante des teneurs en biotite et en hornblende ; 2) une relation inverse entre les teneurs en plagioclase et en microcline ; 3) la constance relative de la somme des feldspaths (2) ; 4) les faibles proportions de microcline (entre 2 et 12 %) ; 5) les courbes ne montrent ni lacune ni point d'inflexion.

Si on néglige pour l'instant l'influence de la différenciation métamorphique qui a pu accentuer de faibles différences originelles, on peut déduire de ces observations :

- qu'il s'agit d'un matériel d'origine sédimentaire ou magmatique déjà rubané à l'origine ;
- les points (2), (3) et (5) indiquent une grande homogénéité du matériel originel : la constance relative de la somme des feldspaths, en particulier, fait penser à un matériel volcanique (ou volcano-détritique très peu remanié).

2 - LES GNEISS AMYGDALAIRES, OEILLES ET GRANITOIDES (GNEISS GRANITIQUES)

Ces trois types de gneiss sont toujours étroitement associés sur le terrain et sont caractérisés par leur richesse en feldspath potassique ; tous les termes de passage existent entre eux. Cet ensemble est donc relativement hétérogène quant aux textures macroscopiques mais les compositions minéralogiques et les types d'arrangement de minéraux varient peu. Ils contiennent localement des niveaux peu épais de gneiss fins à grenat, disthène et sillimanite.

Fig. 2.5 - Evolution des teneurs (modales) en minéraux en fonction du feldspath potassique (cf. A.E.Engel et C.G.Engel, 1958).
a) gneiss rubanés
b) gneiss amygdalaires
c) gneiss granitoïdes.

---

(1) Diagrammes inspirés de A.E.Engel et C.G.Engel, 1958-1960.

(2) Quelle que soit la teneur en microcline, la somme des feldspaths telle qu'elle apparaît sur le diagramme 2.5a varie indépendamment de cette teneur mais son "enveloppe" est parallèle à l'axe x (en fait la somme des feldspaths varie de 52 à 70 %).

Les gneiss amygdalaires

Ces gneiss ont une texture particulière caractérisée par des ségrégations polycristallines allongées de quartz et de feldspaths déterminant localement un rubanement fruste et discontinu. *Ph.58*

A l'échelle microscopique :
. le quartz qui est souvent organisé en "flammes" submylonitiques, présente des contours dentelés et finement engrenés ;
. le plagioclase forme des blastes hypidiomorphes parfois frangés d'albite ; sa composition varie, dans une même lame mince, de An 21 à An 28 avec un maximum à An 25 ;
. le feldspath potassique - qui est toujours du microcline à indice de triclinicité proche du maximum - présente des habitus divers, en relation avec les types d'assemblages minéraux (qui seront étudiés plus loin) : *Ph.60*
- en blastes perthitiques homogènes associés aux plagioclases ;
- en éléments xénomorphes à bords convexes, dentelés et à enclaves de plagioclase et de quartz, frangé au contact des plagioclases par une auréole de myrmékite ;
- en petits éléments interstitiels quadrillés qui cimentent les intergrains ou les fissures des plagioclases ;
- en fin liseré marginal entre les blastes de plagioclase et le quartz ;
- en taches antiperthitiques - qui peuvent être orientées ou anarchiques - dans le plagioclase ;
. la biotite, souvent associée à la hornblende (et accessoirement au sphène) est 1) soit en grandes plages, toujours très brunes, 2) soit en petits éléments disposés parallèlement aux rubans mylonitiques de quartz. Dans certains cas l'existence de deux générations de biotite est évidente ; *Ph.62*
. la grande abondance de minéraux accessoires, (apatite, zircon, sphène, allanite) dans certains faciès, s'oppose à leur quasi absence dans les termes leucocrates très riches en microcline ;
. le grenat, automorphe, est très petit et souvent moins abondant que les minéraux accessoires.

Les gneiss oeillés

Ces faciès sont très voisins des gneiss amygdalaires, mais le feldspath potassique y forme des "yeux" monocristallins. Ces yeux sont des porphyroblastes de microcline, à cachet nettement blastique et surimposé à la trame gneissique. Parallèlement, cette trame gneissique est moins riche en feldspath potassique que celle des gneiss amygdalaires (cette trame est de teinte grise plutôt que rosée).

Les gneiss granitoïdes

Ils présentent les mêmes paragenèses que les gneiss amygdalaires mais le grain des roches est plus fin (1 mm) et la ségrégation des quartz et du feldspath est limitée. Ces roches sont uniformément roses, d'altération facile et donnent naissance à des regs de cette couleur. La biotite est moins abondante que dans les gneiss amygdalaires et oeillés ; la hornblende est absente. Localement (Adrar Abès Abès), ces gneiss deviennent très homogènes (granito-gneiss).

Signification des orientations planaires

Deux séries de surfaces planaires coexistent dans les faciès potassiques :

- une foliation définie par l'arrangement planaire des "amygdales" ou, le cas échéant, des veines discontinues ;

- une foliation, généralement parallèle à la précédente, mais qui peut lui être oblique ou perpendiculaire (charnières des plis), définie par la disposition en "flammes" submylonitiques du quartz - disposition homogène dans toute la roche ou localisée en "lanières" parallèles. Une seconde génération de biotites, de taille plus petite que les biotites anciennes accompagne cette foliation. *Ph.58*

Comme le confirme l'analyse de charnières de plis P_1 (O. Tihoun Aorani, O.Tarasit tan Taremt), la seconde foliation correspond à S_1, plan axial des plis P_1. En conséquence, les structures amygdalaires constituent des palimpsestes du cycle ancien et correspondent à S_0.

Lorsque des plis de seconde phase se superposent à ces structures (bord Ouest du Talat Mellet) ils ne déterminent pas de foliation de plan axial mais une courbure à grand rayon des foliations préexis- *Ph.59*

tantes ou, au mieux (oued situé au Nord de Tarasit tan Amane), des plis en chevron (d'axe N 340).

L'arrangement planaire des structures amygdalaires a donc la même signification que le rubanement S_0 des gneiss rubanés.

L'analyse minéralogique quantitative comparée (voir annexe IV et fig. 2.5 b et c) des gneiss potassiques donne des résultats très différents de ceux obtenus pour les gneiss rubanés plagioclasiques. Les diagrammes (fig. 2.5 b et c) conduisent aux observations suivantes :

- hétérogénéité du matériel ;
- lacune dans les pourcentages entre 16 et 21 % de feldspath potassique ;
- rupture de continuité des courbes d'évolution des proportions de minéraux de part et d'autre de cette lacune ;
- culmination de la quantité de quartz autour de 28 % de feldspath potassique accompagnée d'une dépression de la courbe feldspath total.

Ces roches étant étroitement associées sur le terrain, deux hypothèses peuvent être avancées :

1) le matériel était hétérogène à l'origine, comprenant des termes pauvres en feldspath potassique comparables aux gneiss rubanés, quoique un peu plus riches en quartz et un peu moins riches en feldspath total. Dans ce cas, ces roches pourraient correspondre à une formation détritique (arkosique) ou volcano-détritique ; l'existence de passées plus alumineuses, à muscovite, disthène et sillimanite peut confirmer ce point de vue ;

2) cette hétérogénéité a été acquise (ou accentuée) à la faveur de l'évolution migmatitique de l'ensemble de la formation. Les amygdales quartzo-feldspathiques peuvent en effet provenir soit d'une recristallisation sous contrainte d'anciens phénocristaux de granite porphyroïde, soit à des ségrégations liées aux phénomènes de migmatisation qui seront discutés plus loin. Dans ce dernier cas on peut envisager, à l'échelle du massif, la possibilité de concentrations de feldspath potassique dans certaines roches au détriment des autres, puisque ce phénomène existe à l'échelle de l'échantillon.

Ces deux hypothèses sont d'ailleurs complémentaires mais leur degré de fiabilité est différent : la seconde hypothèse (existence de migmatisation) est confirmée par l'aspect actuel des roches de cette formation tandis que la première ne repose que sur une interprétation de l'hétérogénéité des compositions minéralogiques quantitatives.

3 - LES FACIES LEUCOCRATES ASSOCIES AUX GNEISS RUBANES PLAGIOCLASIQUES ET AUX GNEISS GRANITIQUES ASPECTS MACROSCOPIQUES DE LA MIGMATISATION

Pour parler de migmatite à propos d'une formation gneissique il faut qu'au niveau de l'observation, l'opposition entre un matériel tramé quelconque et un matériel granitique ou quasi-granitique puisse être interprétée en terme (1) d'intrusion de matériel granitique (2) de ségrégation sur place, par un processus physico-chimique, de quartz et de feldspath. En fait, lorsqu'un filon granitique *sensu lato* est nettement discordant sur un rubanement lithologique, il n'est pas nécessaire que la patrie du matériel correspondant soit très éloignée ; il peut s'agir dans de nombreux cas de ségrégations intra-formationnelles mobiles, déplacées et intrusives à la faveur de la déformation contemporaine (cas des pegmatoïdes de plan axial par exemple) ; à moins que les processus de ségrégation ne soient guidés préférentiellement par des surfaces d'égale contrainte plutôt que par des "rubans" d'égale composition chimique.

En pratique, les critères utilisés sont (en général combinés entre eux) :

- la nette différence de taille de grains (plus gros : pegmatoïdes ; plus fins : aplitique) par rapport au gneiss-trame ;

GNEISS RUBANES PLAGIOCLASIQUES ET LEURS MOBILISATS

50 - Oued Ihetsane (D1.23). Foliation S_1 soulignée par l'arrangement de "filets parallèles" de quartz et de feldspaths, discordants par rapport au rubanement (cf. fig. 1.14). Les minéraux ont recristallisé sous la forme d'un assemblage granoblastique.

51 - Oued Ihetsane (D1.23). Recristallisation granoblastique de plagioclase et de microcline orientée selon la foliation S_1 discordante sur le rubanement S_0 (invisible sur la photo).

52 - Oued Tarasit Tan Taremt (G5.17). Amorce localisée du processus de granulation.

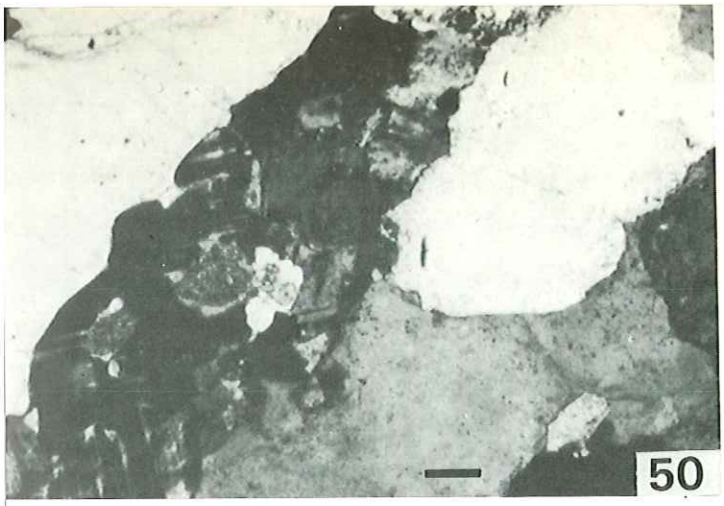
53 - Oued Ouadenki (G14.5). Mobilisat pegmatoïde. Déformation et recristallisation de l'assemblage quartz-microcline.

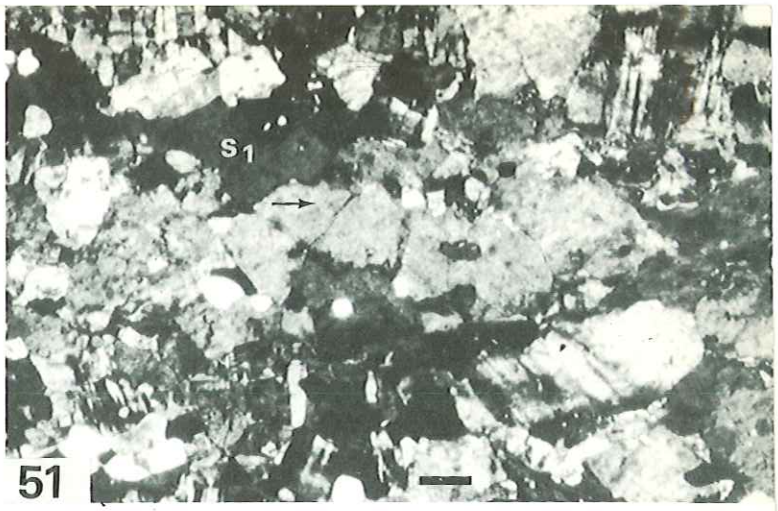
54 - *Idem*. Granulation au contact plagioclase-microcline.

55 - Oued Ouadenki (E42.4). Flecky gneiss. Du centre vers la périphérie d'une tache (de gauche à droite) on rencontre : hornblende, quartz + plagioclase (% An légèrement plus faible que dans les gneiss encaissants, An 25 à 28), liséré de microcline.

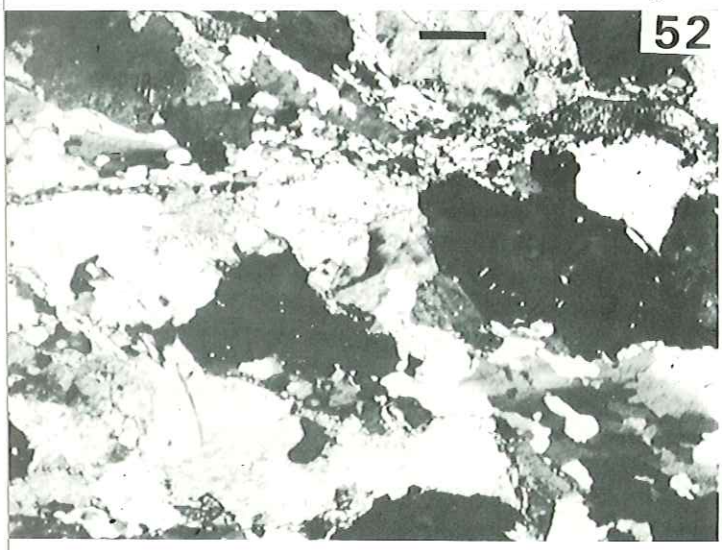
56 - 57 - Oued Tioussalatine (E56.8). Structures cloisonnées des mobilisats M_{II}. Blastes plagioclasiques corrodés (57).

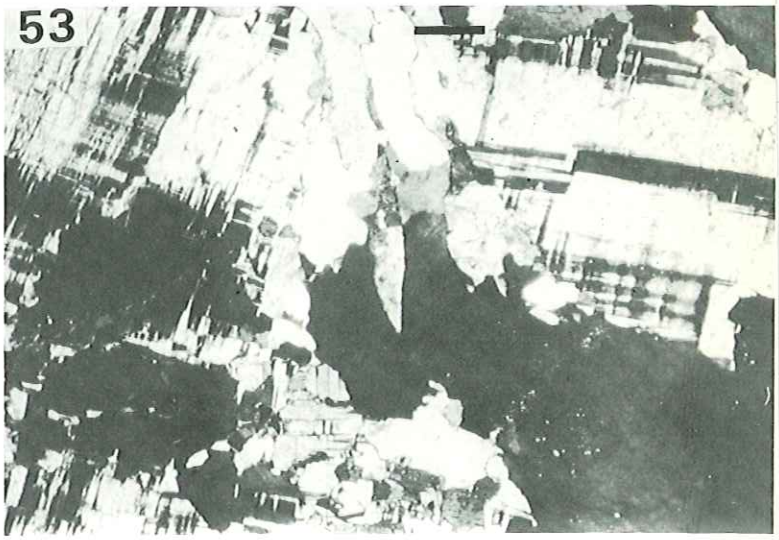
L'index noir correspond à 0,2 mm.

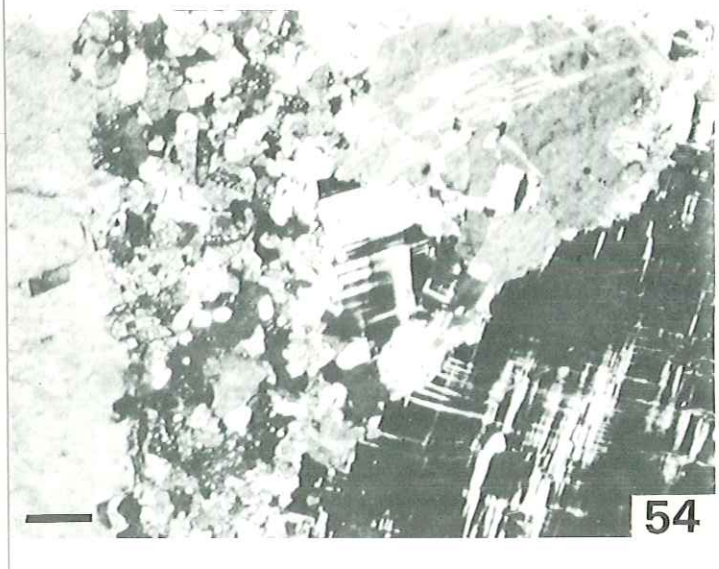

50

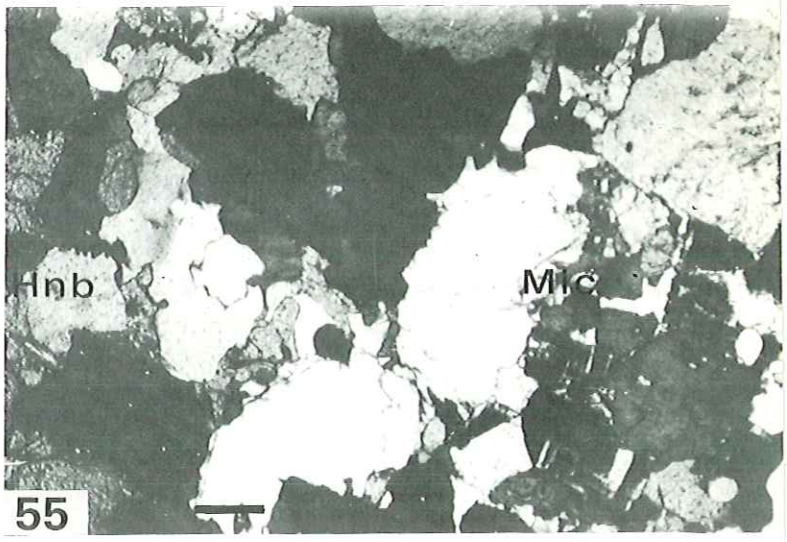


51


52

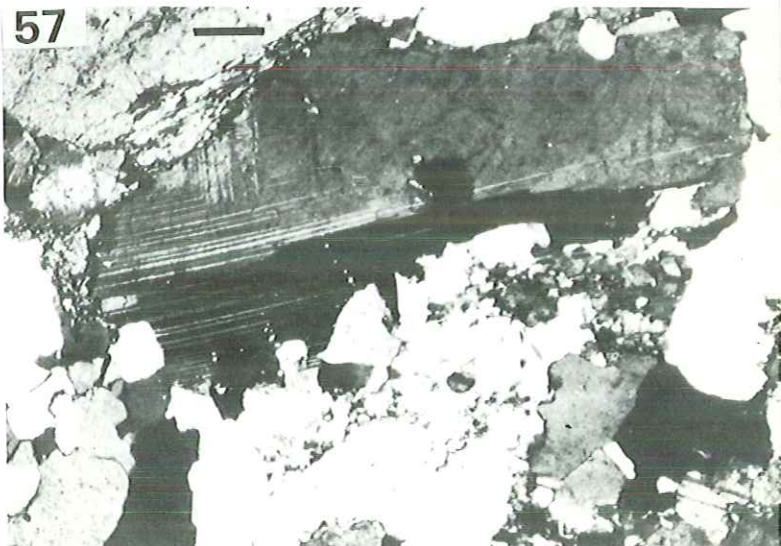

53


54



55

56


57

- la discontinuité spatiale (1) des filons, veines, lentilles de composition granitique. (Ce critère à lui seul n'est pas univoque car des structures identiques peuvent provenir du boudinage de niveaux quelconques ou de la déformation de brèches - sédimentaires ou magmatiques - ou de conglomérats) ;
- la disposition sécante par rapport au rubanement lithologique ou par rapport à une foliation antérieure à la mise en place.

Le terme de mobilisat est utilisé dans un sens très large et ne tient pas compte de la "mobilité" réelle du matériel ségrégé ou intrusif. L'allochtonie ou l'autochtonie relative des mobilisats (soit franchement *in situ*, soit origine intraformationnelle) devra être discutée dans chaque cas en fonction du cadre structural (possibilités d'injections granitiques) et de la composition minéralogique et chimique.

Dans les gneiss rubanés, l'approche structurale permet d'établir une chronologie relative des mobilisations successives. La figure 2.6 résume ces observations.

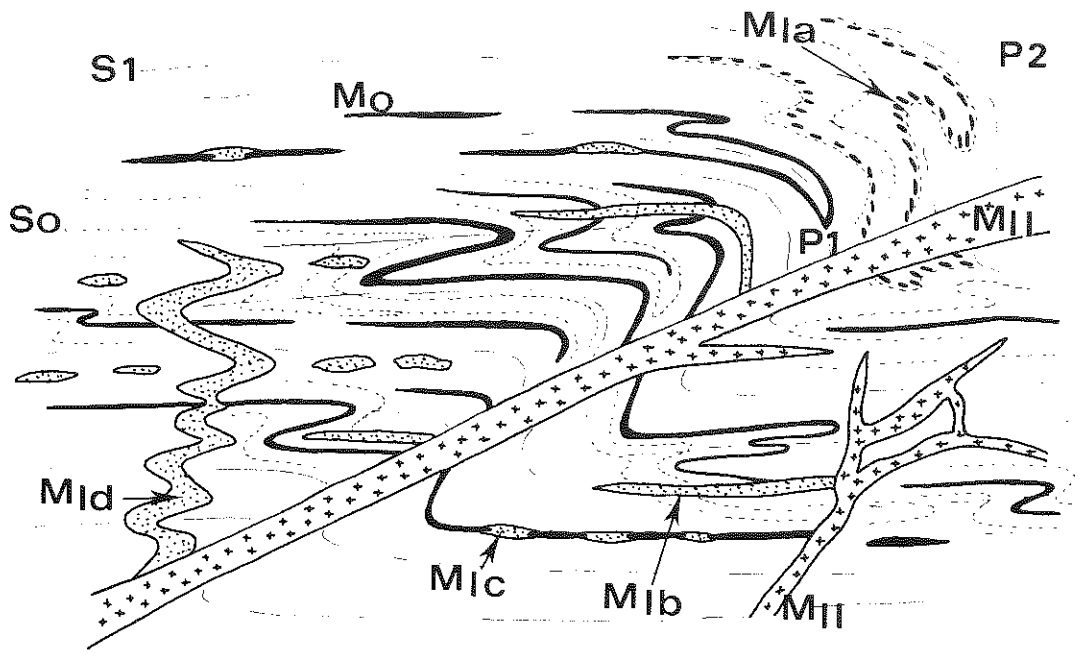


Fig. 2.6 - Schéma montrant la succession des mobilisats dans les gneiss rubanés (cf. numéros dans le texte). Ce schéma regroupe des structures observées sur des affleurements différents. S_0 : rubanement ancien. S_1 : foliation de plan axial des plis P_1. P_1 : pli isoclinal. P_2 : pli post-foliation S_1.

M_0 - mobilisats aplitiques ou pegmatoïdes parallèles au rubanement S_0, foliés (foliation S_1), recoupés par les dykes basiques métamorphiques et plissés par les plis P_1. Ces mobilisats correspondent au cycle ancien (P_0). Ils sont parfois séparés des gneiss encaissants par une bordure plus sombre, riche en biotite ou en amphibole.

---

(1) Il subsiste à ce sujet de nombreux cas d'incertitude : des niveaux leptynitiques pauvres en minéraux ferro-magnésiens participant au rubanement lithologique ne peuvent pas toujours, sur échantillon ou sur affleurements peu étendus, être distingués de mobilisats aplitiques. La signification de tels "niveaux clairs" est souvent ambiguë.

M_I - mobilisats en relation avec les plis P_1 datant du cycle récent :

(M_{Ia}) des flecks (1) leucocrates à coeur de hornblende, biotite et épidote ; elles sont de forme ellipsoïdale et sont surimposées à une trame homogène ou finement rubanée. L'auréole leucocrate sans contours nets tranchés avec l'encaissant, est constituée de plagioclase plus acide (An 20). Par coalescence, ces taches peuvent évoluer en "veines" fines. Ces taches sont toujours disposées parallèlement à la foliation S_1 et peuvent être discordantes sur le rubanement. Dans les roches pauvres en ferro-magnésiens les "taches" sont formées de quartz,de microcline et de plagioclase finement imbriqués (structure à tendance myrmékitique) isolées dans une trame dépourvue de feldspath potassique. *Ph.10.11* *Ph.55*

(M_{Ib}) des veines pegmatoïdes parallèles à la foliation S_1 et pouvant recouper des mobilisats M_0.

(M_{Ic}) des amas pegmatoïdes localisés dans les "queues" de boudins de mobilisats M_0 réalisés lors des déformations de la phase P_1.

(M_{Id}) des filons aplitiques ou pegmatoïdes rectilignes ou dessinant des plis ptymatiques réglés sur la foliation S_1 mais non foliés - il pourrait s'agir de mobilisats anciens plissés par P_1 mais la déformation faible de ces mobilisats est incompatible avec une telle hypothèse.

M_{II} - mobilisats nettement postérieurs à P_1.

Ces mobilisats sont sécants au rubanement S_0 et à la foliation S_1. Ils sont localisés dans des surfaces de cisaillement obliques, ou recoupent selon un réseau anastomosé l'ensemble des structures préexistantes. Dans l'oued Taguieret et à l'adrar Abelouah, ils sont disposés parallèlement au plan axial des plis P_2 ("plis failles") et sont donc synchrones de cette phase de déformation.

La texture de ces filons est rubanée (parallèlement aux épontes),bréchique (pegmatoïde) ou équante (aplitique). Ils peuvent contenir des enclaves déplacées du gneiss rubané encaissant (fig. 1.17a). *Ph.22.23*

Si les mobilisats M_0, M_{Ib} et M_{Ic} semblent, d'après leur type de gisement, autochtones ou parautochtones, le caractère des mobilisats M_{Id} et surtout M_{II} est plus discutable :

- les filons aplitiques et pegmatoïdes M_{Id} et "n'ont pas de racines" et aucun pluton granitique syntectonique par rapport à la phase I n'a été observé ; leur origine est donc vraisemblablement parautochtone ;
- les filons M_{II} sont nettement intrusifs et leur relation avec des plans de cisaillement très continus laisse présager une origine lointaine. Mais la présence d'enclaves gneissiques et le type particulier d'assemblage minéral observé dans ces mobilisats (voir tableau 2.1) ne cadrent pas avec cette interprétation.

L'importance en volume de ces différentes familles de mobilisats est variable d'un affleurement à l'autre. Cependant en moyenne, les mobilisats M_0 occupent la plus grande place ; les mobilisats M_{II} sont par contre très localisés et ne sont connus que dans quelques zones (oued Taguieret, oued Tioussalatine, Abelouah).

Dans l'oued Tarasit tan Taremt la proportion de mobilisat (M_0 + M_I) a été évaluée entre 1/5 et 1/6 du volume total.

Dans les gneiss granitiques, les modalités de la migmatisation sont très différentes. Les mobilisats à bord tranché sont exceptionnels. Les roches sont homogènes à l'échelle de la masse rocheuse et les ségrégations leucocrates ne sont présentes qu'à l'échelle centimétrique (amygdales, porphyroblastes,

---

(1) Ou "mouchetures" : gneiss mouchetés.

veines (1). Si on considère que l'ensemble de la roche constitue un faciès mobilisé - ce point sera discuté plus loin en fonction des données géochimiques - on doit alors parler de leucosome et de mélanosome pour les fractions claires et sombres.

Les arguments "de terrain" en faveur d'une telle interprétation sont les suivants :

- existence de roches intermédiaires identiques d'aspect aux gneiss rubanés plagioclasiques mais proches par leur composition minéralogique (abondance de feldspath potassique) et par leurs caractères géochimiques des gneiss amygdalaires (échantillons G19) ;
- existence de faciès veinés (G18). La texture pegmatoïde et le mode de répartition des veines militent en faveur d'une origine migmatitique ;
- localement des faciès nébulitiques ont été observés (Adrar Abès Abès, oued Tihoun Aorani). Les minéraux ferro-magnésiens sont alors répartis en "schlieren" ou forment des enclaves à bord diffus dans une masse à texture granitoïde. Malheureusement il ne m'a pas été possible de caler avec certitude ce type d'évolution par rapport aux structures des phases P_0 et P_1.

Des passées de gneiss amygdalaires pauvres en minéraux ferro-magnésiens et nettement plus riches en feldspath potassique (jusqu'à 60 % de la roche) que la moyenne de ces roches affleurent localement. Les contours de ces masses leucocrates sont diffus ; elles sont accompagnées de ségrégations de biotite (biotitite à large grain) atteignant plusieurs mètres cubes. Ces faciès posent le problème - s'il ne s'agit pas de niveaux à chimisme particulier - de la mobilité du potassium pendant ou après l'évolution migmatitique. De telles roches monominérales confirmeraient l'existence de phénomènes métasomatiques (M.Fonteilles, 1972).

La chronologie relative est, dans ces conditions,difficile à établir. Il est probable, en effet, que dans ce type de formation, des migmatisations successives ont pu produire le même type de structures macroscopiques.

Il me semble que, là encore, la migmatisation ancienne (P_0) est prépondérante car :

- l'alignement des "amygdales" correspond à une foliation relique S_0 ;
- les rares filets aplitiques sont toujours plissés par P_1 ;
- l'existence d'une isochrone à 2000 Ma (cf. IIIe partie) prouve qu'il n'y a pas eu réhomogénéisation isotopique dans ces gneiss - réhomogénéisation qui aurait dû se produire s'il y avait eu remigmatisation.

Cependant :

- des mobilisats pegmatoïdes du type M_I existent dans les faciès intermédiaires (G19) ;
- les "passées leucocrates" très riches en feldspath potassique accompagnées de ségrégations biotitiques, et, peut-être, les faciès nébulitiques pourraient s'être formés lors de la phase P_1 (la seule roche de ce type analysée en géochronologie se place nettement au-dessous de l'isochrone (G7.20)).

II - EVOLUTION COMPAREE DES ASSEMBLAGES MINERAUX

1 - LES ASSEMBLAGES MINERAUX

La description des paragenèses minérales et des structures géométriques macroscopiques présentes dans ces deux groupes de roches montre qu'ils ont subi une histoire complexe de recristallisations successives. Il est maintenant nécessaire de chercher à connaître, au niveau de l'assemblage des minéraux, les modalités de ces recristallisations et, en particulier, de chercher des traces d'assemblages

---

(1) Les gneiss granitoïdes ne constituent en fait qu'une variation de faciès - grain plus petit, teneur moindre en minéraux ferromagnésiens - des gneiss amygdalaires. Les ségrégations leucocrates y sont moins sensibles.

GNEISS GRANITIQUES

58 - Oued Tarasit Tan Amane (E97.11). Lame entière, colorée au cobaltinitrite de sodium (lumière naturelle). Cette technique permet de mettre en évidence la foliation S_1, oblique par rapport à l'allongement des amygdales (S_0).

59 - Nord Adrar Abès-Abès (C89). Gneiss oeillé, même technique que (58). S_0 et S_1 sont ici peu distinguables ; l'alignement des biotites est cependant oblique par rapport à l'alignement statistique des yeux feldspathiques. La fracturation oblique (verticale sur la photo) correspond à la déformation P_2.

60 - Oued Tarasit Tan Amane (E97.5). Gneiss amygdalaires, déformation du réseau d'un microcline perthitique.

61 - Oued Tarasit Tan Amane (E97.10). Granulation et genèse d'une structure submylonitique.

62 - Oued Tarasit Tan Amane (E97.10). Deux générations de biotite. La seconde est contemporaine de l'évolution submylonitique.

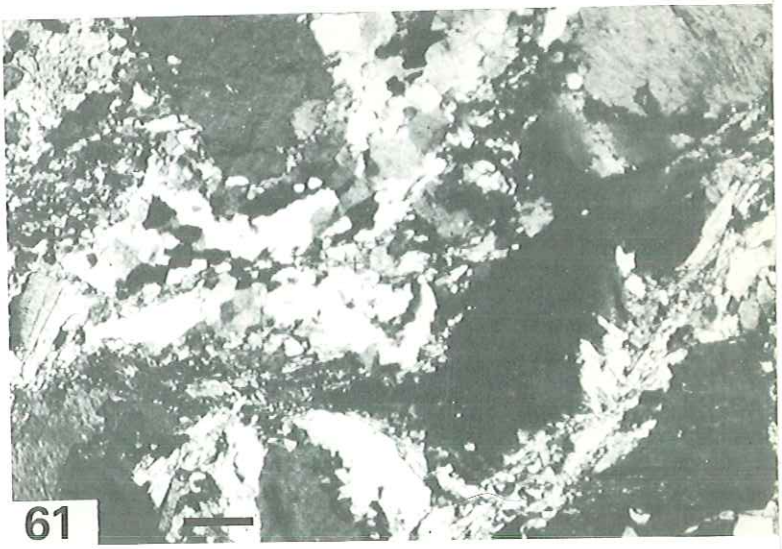
63 - Oued Tihoun Aorani (G6.20). Structure en losange (détail), blastes anciens déformés séparés par des rubans de quartz denticulé (structure submylonitique).

L'index noir correspond à 0,2 mm sauf pour les photos n° 58 et 59.

58

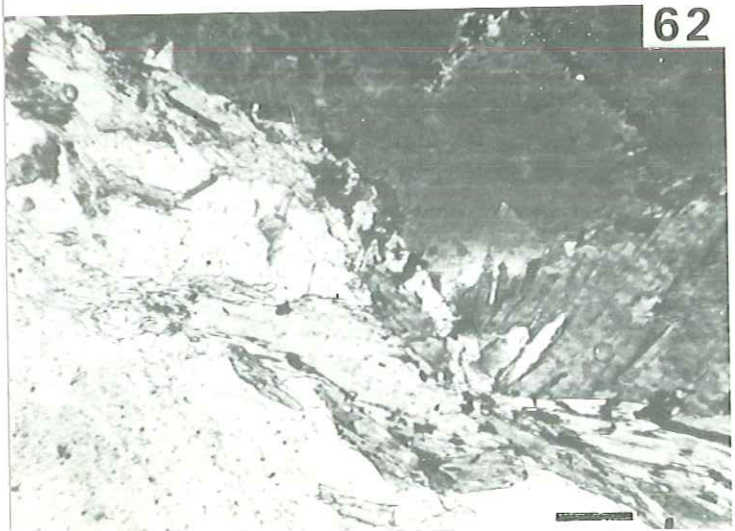
59

60

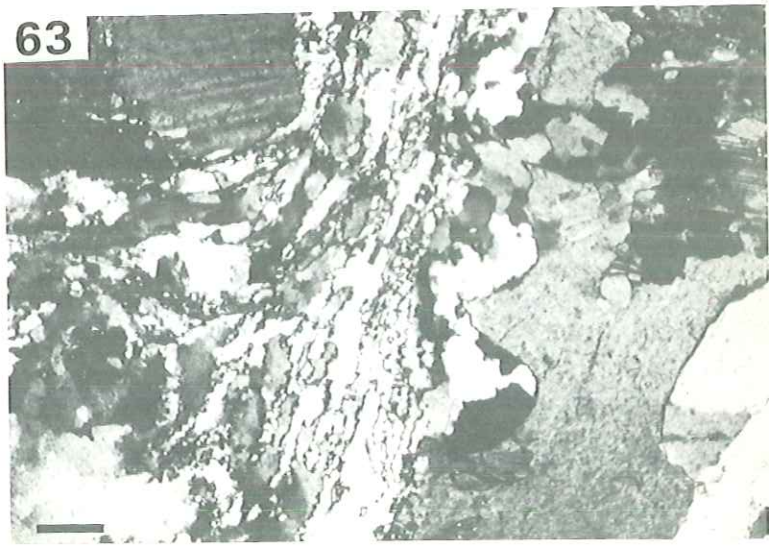


61

62



63



anciens éventuellement métastables. Cette démarche va être effectuée de façon comparative entre les deux groupes de faciès et leurs mobilisats (tableau 2.1).Certaines conceptions émises dans ce tableau méritent d'être précisées ou discutées.

Commentaires du tableau 2.1 (voir page suivante). Les numéros renvoient au tableau.

A propos des structures

(1) Granulation et structures submylonitiques

Le terme de granulation, emprunté à J.Bellière (1971) est défini de la façon suivante : déformation et fracturation d'un minéral dans des conditions physico-chimiques où il reste stable et recristallise. On obtient ainsi un nouvel assemblage, à grain plus petit où coexistent des morceaux déformés du minéral ancien associés à des plages recristallisées. Cette évolution progresse des bords vers le centre des minéraux préexistant et laisse subsister des plages importantes (à valeur de "clastes"). Ce type d'évolution accompagné typiquement des "structures en losange" où la partie centrale de ces losanges est formée par des minéraux d'un assemblage ancien plus ou moins "granulé" tandis que les bordures sont entièrement constituées d'une matrice plus fine, recristallisée, où le quartz présente un type d'assemblage finement denticulé et des extinctions roulantes. Ces structures évoluent vers des termes franchement mylonitiques où le quartz est concentré en "flammes" et en rubans (gneiss à quartz discordant de J.Bellière). *Ph.52 à 54* *Ph.61* *Ph.61-63*

(2) L'équilibre des assemblages granoblastiques est discuté par A.Spry (1969). Ces assemblages, caractérisés par l'existence de triple point à bords rectilignes entre plusieurs espèces minérales sont atteints selon cet auteur lorsque les différences d'énergie de surface entre les grains deviennent minimum. Cela correspond en fait à la fin de la cristallisation simultanée de ces espèces minérales et donc à un état d'équilibre. *Ph.51*

De tels assemblages granoblastiques apparaissent à trois reprises dans le tableau et correspondent aux trois phases principales (bien que l'assemblage 0 ne soit pas observé dans son intégrité mais plutôt déduit d'après ses "miettes"). Cette observation permet d'établir le caractère cyclique de l'évolution des socles repris : on constate en effet qu'au niveau des assemblages de minéraux, indépendamment des modifications pétrogénétiques (migmatisation, métasomatose), il n'y a pas de différence nette d'une phase à l'autre, d'un cycle à l'autre, à condition toutefois que les conditions thermodynamiques soient voisines.

(3) Structures cloisonnées

Cette structure peut être définie de la façon suivante : grandes plages de feldspaths, à enveloppe arrondie ou hypidiomorphe, séparées par une matrice très finement cristallisée de quartz et feldspaths. Cette matrice qui peut être à tendance granoblastique forme des "films" qui peuvent être très fins entre les grands feldspaths. Ce type de structure peut être obtenu de trois manières différentes :

- granulation limitée au bord des grains d'un ancien assemblage granoblastique. Les grains résiduels, à valeur de porphyroclastes, sont alors déformés ou/et corrodés ;
- nouvelle blastèse, naissance de porphyroblastes jointifs aux dépens d'un assemblage finement granoblastique ;
- transport mécanique de cristaux dans une phase fluide.

Ces types de structure peuvent être distingués par l'analyse précise des bords de grains et l'allure de la matrice intergranulaire.

Dans les mobilisats M_I c'est presque toujours le premier type qui apparaît : on peut en déduire que ces mobilisats sont relativement précoces et que la déformation s'est prolongée après leur mise en place, provoquant,pendant la même phase tectonique,la granulation de l'assemblage précoce.

Bien entendu, une granulation du même type peut apparaître en cas de déformation lors de la phase II. Mais, même dans les zones où cette seconde phase est absente, on observe toujours des structures cloisonnées dans les mobilisats M_I.

(4) Structures bréchiques des mobilisats M_{II}

A l'échelle microscopique, la persistance de porphyroclastes dans une matrice recristallisée granoblastique est à rapprocher de l'observation d'enclaves déplacées de gneiss rubanés encaissants. *Ph.56.57*
Comme d'autre part le caractère intrusif de certains de ces filons - qui ont utilisé des surfaces de discontinuité pour leur mise en place - est évident, on peut penser à un transport mécanique de certains éléments (minéraux isolés, fragments d'encaissant) dans une phase fluide qui aurait cristallisé ensuite. Le rubanement parallèle aux épontes que l'on observe peut aussi être expliqué de deux manières convergentes : transport mécanique - diffusion d'éléments lors du refroidissement.

A propos des feldspaths potassiques

(5) La mobilité du potassium

La recristallisation des minéraux potassiques (microcline et biotite) accompagne systématiquement tous les processus de "reprise" des assemblages minéraux anciens. En particulier le feldspath potassique, indépendamment des phénomènes de mobilisation, forme toujours, même dans les roches où l'assembla-

	Gneiss plagioclasiques faciès rubanés et homogènes	mobilisats correspondants
PHASE 0 ≃ 2000 Ma	migmatites à mobilisat nettement ségrégé métatexie et différenciation métamorphique → accentuation du rubanement	M_0 filons de mobilisat leucocrate subparallèles au rubanement éventuellement pegmatites ?
	ASSEMBLAGE 0 INCONNU l'identité parfaite des assemblages minéraux observée dans les cas où la foliation S_1 est oblique par rapport à S_0 et dans les cas où on ne peut pas distinguer les deux séries de surfaces, indique une recristallisation complète lors de la phase I	
PHASE I ≃ 1000 Ma	naissance d'une foliation pénétrative (S_1), parallèle aux plans axiaux de plis isoclinaux (P_1) dans les cas où S_1 est oblique à S_0, la transposition de foliation est parfaite Assemblage granoblastique I à l'équilibre (quartz à contours nets, triple point) (2) : - diablastique dans les faciès où le feldspath potassique existe (microcline perthitique à tendance hypidiomorphe et microcline quadrillé à tendance xénomorphe ; - dans les termes pauvres en FK, concentration de ce minéral en taches à structure symplectitique (plagioclase + microcline avec exsolution de quartz myrmekitique). Cet assemblage granoblastique peu orienté est typique d'une recristallisation postcinématique par rapport à la phase I	M_{Ia} ségrégations de biotite et hornblende au coeur de "taches" dont l'auréole est formée d'un assemblage de quartz et de plagioclase à structure granoblastique M_{Ib} veines pegmatoïdes parallèles à S_1 M_{Ic} amas pegmatoïdes } (*) M_{Id} filons pegmatoïdes ptygmatiques (*) structure cloisonnée (3) où les blastes hypidiomorphes de microcline et de plagioclase sont séparés par une matrice très fine de quartz + oligoclase + microcline
PHASE II ≃ 1000 Ma	Déformation locale non pénétrative - granulation (1) et déformation localisée des minéraux préexistants - dans certains cas ("mullion structure" de phase II) : recristallisation des phyllites en arcs polygonaux, néoblastèse feldspathique - existence, localement, d'un assemblage granoblastique II	M_{II} filons granitoïdes sécants structure bréchique à éléments anciens corrodés de taille variable (clastes) repris dans une matrice de cristallisation plus récente à structure granoblastique (4) structure granoblastique dans les faciès homogènes

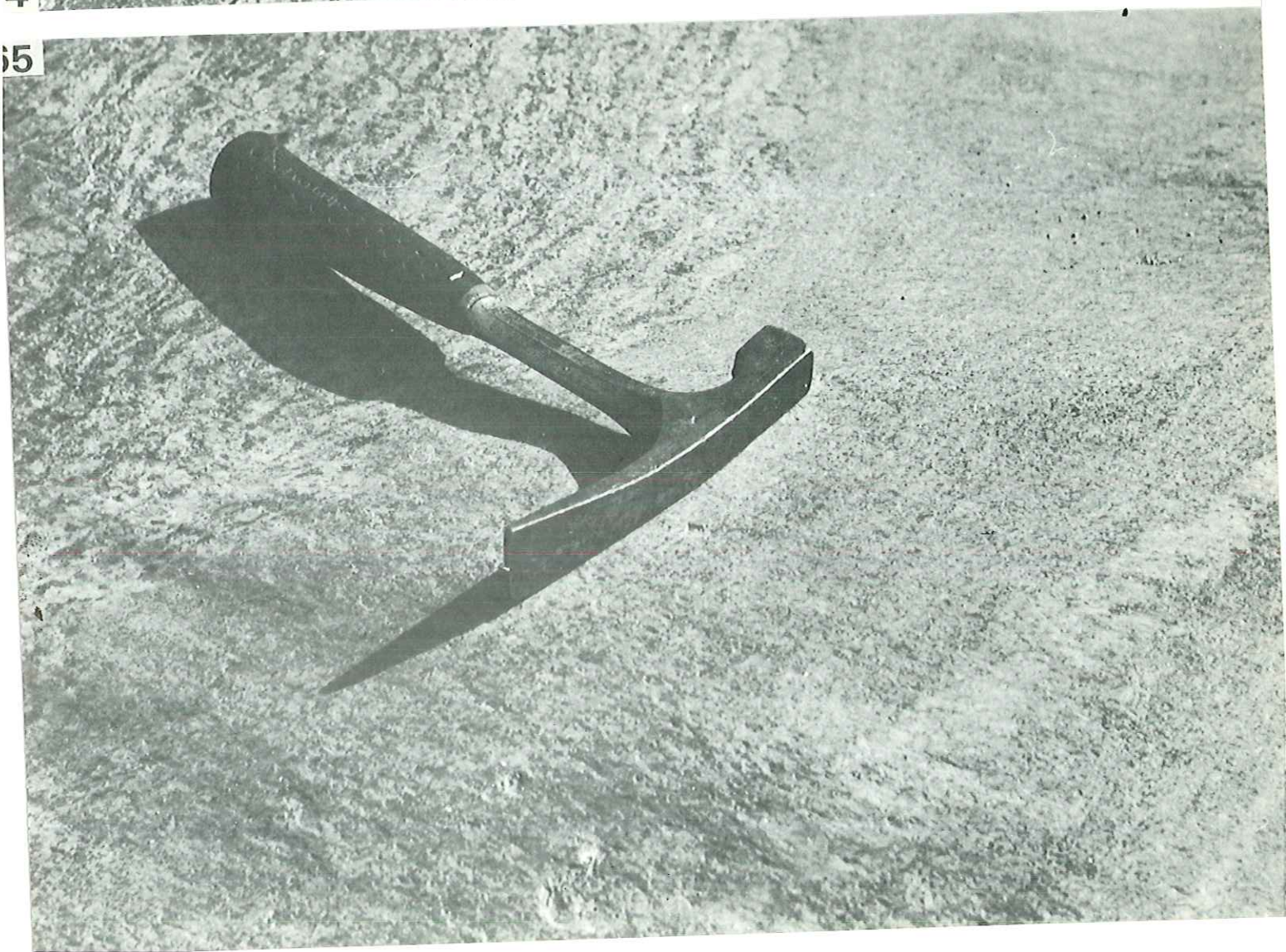
	Gneiss potassiques faciès granitoïdes, oeillés et amygdalaires	mobilisats correspondants
PHASE 0 ≈ 2000 Ma	migmatites diatexitiques - arrangement planaire des ségrégations quartzo-feldspathiques - obtention locale de faciès grenus homogènes : granites et gneiss d'anatexie	mobilisats à bords diffus localement filets aplitiques parallèles ou discordants
	Assemblage O connu dans les cas où la foliation S_1 n'a pas une répartition homogène dans l'espace (textures en losange à tendance submylonitique) conservation - de blastes de microcline perthitique déformés et corrodés par des minéraux néoformés - de blastes de plagioclase à inclusions de quartz arrondis - de vieilles biotite partiellement recristallisées. L'assemblage devait correspondre à une structure granoblastique	*Ph.60* *Ph.61* *Ph.62*
PHASE I ≈ 1000 Ma	I.Destruction par granulation (1), déformation et glissement (structures submylonitiques) de l'assemblage O → transposition incomplète de foliation (coexistence de deux générations de biotite) Certaines roches ne dépassent pas ce stade II.Remise en mouvement du K → tendance au remplacement des vieux feldspaths potassiques et des plagioclases par du néo-microcline quadrillé (apparition de taches antiperthitiques dans les plagioclases) (5) III.(néo)blastèse généralisée → assemblage (néo) granoblastique I à l'équilibre : quartz à contours nets, assemblage minéral à triple point Dans les faciès"oeillés" les porphyroblastes correspondent à ce stade d'évolution → obtention d'un assemblage qui doit ressembler beaucoup à l'assemblage O tel qu'on peut l'imaginer d'après ses reliques	Concentrations locales de FK accentuant la richesse en FK dans certains mobilisats anciens ?? néomobilisats métasomatiques (5)
PHASE II ~ 1000 Ma	Evolution identique à celle des gneiss rubanés Apparition dans certains faciès de poeciloblastes hystérogènes de muscovite	

Tableau 2.1 - Evolution comparée des assemblages minéraux.

GNEISS GRANITIQUES DU TALAT MELLET (oued Tarasit Tan Amane)

64 - 65 - Contact inférieur de la grosse masse de gneiss amygdalaires du Talat Mellet avec les gneiss granitoïdes. Le contact est souligné (64) par un mobilisat pegmatoïde. Des filets aplitiques ou pegmatoïdes (65) sont parallèles au contact et à la foliation principale (S_0) des gneiss amygdalaires et des gneiss granitiques. Dans cette zone les foliations S_0 et S_1 sont en général confondues. Cependant sur la photo (64), les surfaces obliques, discordantes par rapport au contact, correspondent à la foliation S_1 (structures submylonitiques). Ces surfaces s'arrêtent au contact et ne pénétrent pas dans les gneiss granitoïdes, soulignant ainsi une plus grande influence des déformations P_1 sur les gneiss à gros grains. Dans les faciès granitoïdes plus fins, les manifestations de cette phase sont identiques (structures en losange et granulation) mais ne déterminent pas de structures visibles sur l'échantillon.

4



65

ge minéral ancien est conservé, des petites plages et des films intergranulaires, amorces de recristallisations plus poussées dans les faciès partiellement ou complètement reconstruits. Parallèlement à cette croissance en cristaux autonomes, progresse le remplacement du plagioclase sous la forme d'antiperthites en taches irrégulières. Cette double évolution (microcline intergranulaire et remplacement du plagioclase) d'accompagne de myrmékites. Les caractères structuraux et pétrographiques de ces cristallisations - relations avec la foliation S_1, taches mobilisées - permettent de les attribuer sans ambiguité à la phase P_1. Le microcline a tendance à recristalliser dès le stade embryonnaire du phénomène de "reprise" : mobilité du potassium au moins à l'échelle de l'échantillon. Ce processus est-il responsable de l'apparition des concentrations leucocrates riches en potassium observées dans les gneiss amygdalaires ? Il s'agirait alors de concentrations métasomatiques liées à la phase P_1, très différentes des amygdales qui ont été attribuées à la phase P_0.

2 - POLYMETAMORPHISME ET POLYMIGMATISATION DES GNEISS QUARTZO-FELDSPATHIQUES DE LA SERIE DE L'ARECHCHOUM

Dans tous les cas où l'attribution "stratigraphique" à la série de l'Arechchoum a pu être réalisée avec certitude, des textures macroscopiques antérieures à la phase tectonique majeure P_1 ont été préservées. Ce sont :

- un rubanement ancien déjà plissé ;
- des mobilisats leucocrates sécants par rapport à ce rubanement et antérieurs aux plis P_1,
- des ségrégations feldspathiques et des textures de migmatites homogènes ,
- des filons basiques sécants.

De plus, dans certains cas privilégiés, les assemblages minéraux correspondants ont été conservés.

L'existence de "palimpsestes" lors de la reprise de ce socle par les phases tectono-métamorphiques récentes est donc indiscutable, du moins à l'échelle des structures macroscopiques. Deux hypothèses extrêmes sont en général invoquées à ce sujet :

(1) des conditions thermodynamiques données, accompagnant une phase tectonique, se traduisent obligatoirement par la recristallisation de tous les minéraux préexistants. Cela entraine que lorsque les assemblages minéraux ne présentent pas de trace de déformation (structures granoblastiques) il s'agit d'une néoblastèse post-cinématique par rapport à l'événement le plus récent ;

(2) des minéraux anciens, à l'équilibre ou hors d'équilibre par rapport aux nouvelles conditions thermodynamiques, peuvent subsister localement et dans certaines conditions.

A la lumière de ce qui précède, l'hypothèse (2) semble réalisée bien que l'on ait pu voir que le terme ultime d'évolution d'un matériel repris, cristallin à l'origine, soit l'acquisition d'une nouvelle structure granoblastique.

Du fait de la rythmicité de réalisation de ce type de structure au cours d'une séquence de déformations et de recristallisations successives, l'examen d'un échantillon isolé donnera peu de chances de reconstituer cette histoire ; il sera nécessaire d'étudier une formation affleurant largement, copieusement échantillonnée en fonction de toutes les variations de lithologie et de structure.

Dans les gneiss quartzo-feldspathiques de l'Aleksod, de telles structures palimpsestes ont pu subsister grâce à un concours de circonstances exceptionnelles :

1) il s'agit de gneiss quartzo-feldspathiques où les réactions d'équilibre entre minéraux sont peu nombreuses ,

2) la reprise du socle s'est effectuée dans des conditions thermodynamiques voisines de celles qui avaient donné naissance aux assemblages anciens ("amphibolite faciès" profond) ;

3) la remobilisation a été relativement limitée lors du cycle orogénique jeune (P_1+P_2) dans les gneiss rubanés et dans les gneiss granitiques. Elle se manifeste par de faibles volumes de mobilisat :

- avec certitude, les taches des gneiss tachetés et les mobilisats pegmatoïdes M_I dans les gneiss rubanés ;
- avec doute, certaines concentrations leucocrates riches en potassium et l'apparition de faciès nébulitiques dans les gneiss granitiques.

Nous verrons ultérieurement que cette évolution contraste fortement avec la remobilisation intense de certaines formations métasédimentaires du socle et avec la migmatisation des formations de la couverture au cours des phases P_1 et P_2.

III - ORIGINE DU MATERIEL ET EVOLUTION METAMORPHIQUE ET MIGMATITIQUE D'APRES LES DONNEES GEOCHIMIQUES

1 - LOCALISATION DES ECHANTILLONS ET RAPPORTS DES GROUPES D'ECHANTILLONS ENTRE EUX (voir fig. 2.2 et 2.7)

Le premier échantillonnage (numéros en B et E) dont les analyses ont déjà été exploitées (J.M. Bertrand, 1972) était un échantillonnage extensif, cherchant à donner une idée générale des formations gneissiques. C'est dans un tout autre esprit qu'a été effectué le second échantillonnage (numéros en G).

A chaque numéro correspond un affleurement limité de quelques mètres à quelques dizaines de mètres carrés où toutes les variations de composition minéralogique et de textures ont été repérées et analysées. Les couples définis sur les tableaux de données et exploités dans les diagrammes correspondent à des fractions claires et sombres immédiatement adjacentes.

	gneiss rubanés et homogènes	gneiss amygdalaires et granitoïdes (gneiss granitiques)
unité d'Ouadenki	oued Ouadenki E1 - E42 - G5 oued Tioussalatine E53* à E55* - G7 oued Ihetsane E44 à E50 oued Taguieret E123 - B82 oued In Ouhaouene B76 - B77	Adrar Tala Mellet G1
unité du Talat Mellet	oued Tarasit tan Taremt G17	Adrar Abes Abes E103 oued Tarasit tan Taremt G18 - B060 oued Tarasit tan Amane G9 - E97 oued Taguieret (aval) C2.89 - E124 oued Tihoun Aorani E109 - G19 - G20 - G21 oued Talat Mellet B1.32 - B1.29 oued Tissalatine E116
unité de Tirehatine		oued Iknikodène E11

Nota : les gneiss homogènes sont soulignés, l'astérisque (*) indique des mobilisats M_{II}.

Tableau 2.2 - Origine des échantillons analysés.

Dans le cas du massif du Talat Mellet qui a été particulièrement étudié, la fig. 2.7 donne les relations entre les groupes d'échantillons.

Les échantillons G9 et G18 correspondent aux termes de passage entre les gneiss amygdalaires et les gneiss rubanés. La répartition des données chimiques en deux tableaux (annexe II) est uniquement fonction de l'aspect macroscopique des échantillons et non de leurs caractéristiques chimiques.

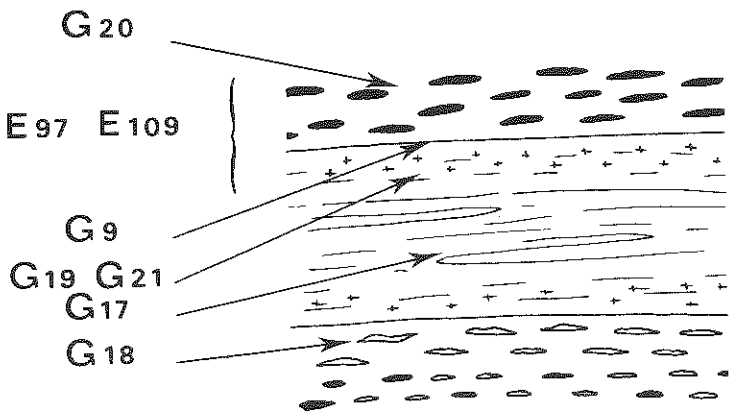


Fig. 2.7 - Echantillonnage et séquence lithologique au Talat Mellet.

De bas en haut (polarité réelle inconnue)
1. gneiss oeillés et gneiss amygdalaires de l'oued Akomak
2. gneiss à tendance veinée à biotite-hornblende et grenat
3. passage progressif par l'intermédiaire de gneiss granitoïdes
4. gneiss rubanés de l'oued Tarasit tan Taremt
5. gneiss granitoïdes et gneiss rubanés
6. gneiss amygdalaires du Talat Mellet.

2 - LES ELEMENTS MAJEURS

Deux buts ont été poursuivis parallèlement au cours de l'étude des éléments majeurs :

- déterminer d'après la composition chimique l'origine des différents types de gneiss ;
- mettre en évidence, en fonction du mode d'échantillonnage adopté, les tendances évolutives pour les comparer aux modèles d'évolution sédimentaire et magmatique.

Pour répondre à ces questions deux diagrammes ont été choisis pour les renseignements complémentaires qu'ils apportent, après de nombreux essais d'autres formes de représentation graphique :

- Al/3 - K / Al/3 - Na (H. de la Roche, 1967) en milliatomes-grammes dans 100 grammes de roche ;
- Q.F.B. (B.Moine, 1971) où Q = Si/3 - (K + Na) , B = Fe + Mg + Ti ; F = 100 - (Q + B) en milliatomes-grammes dans 100 grammes de roche.

Sur l'un de ces diagrammes (Q.F.B.) les gneiss rubanés et les gneiss granitiques occupent à peu de choses près la même position tandis que sur l'autre, ils sont nettement séparés.

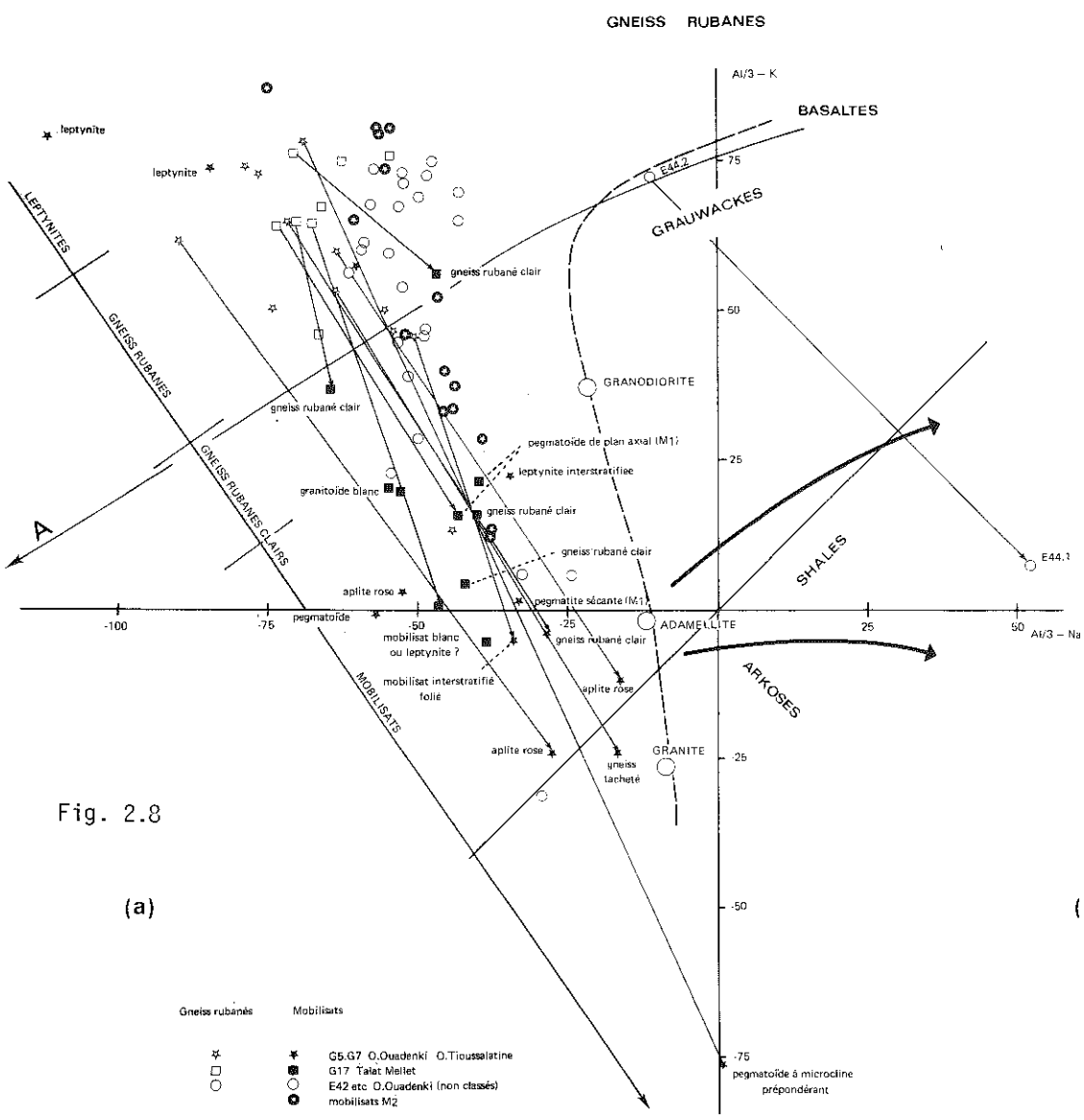
On se reportera pour la discussion des propriétés de ces diagrammes au mémoire de B.Moine (1971). Sur les fig. 2.8 et 2.9 sont reportés les domaines respectifs des roches sédimentaires et magmatiques et quelques tendances évolutives d'après B.Moine (1971) et J.Leterrier (1972).

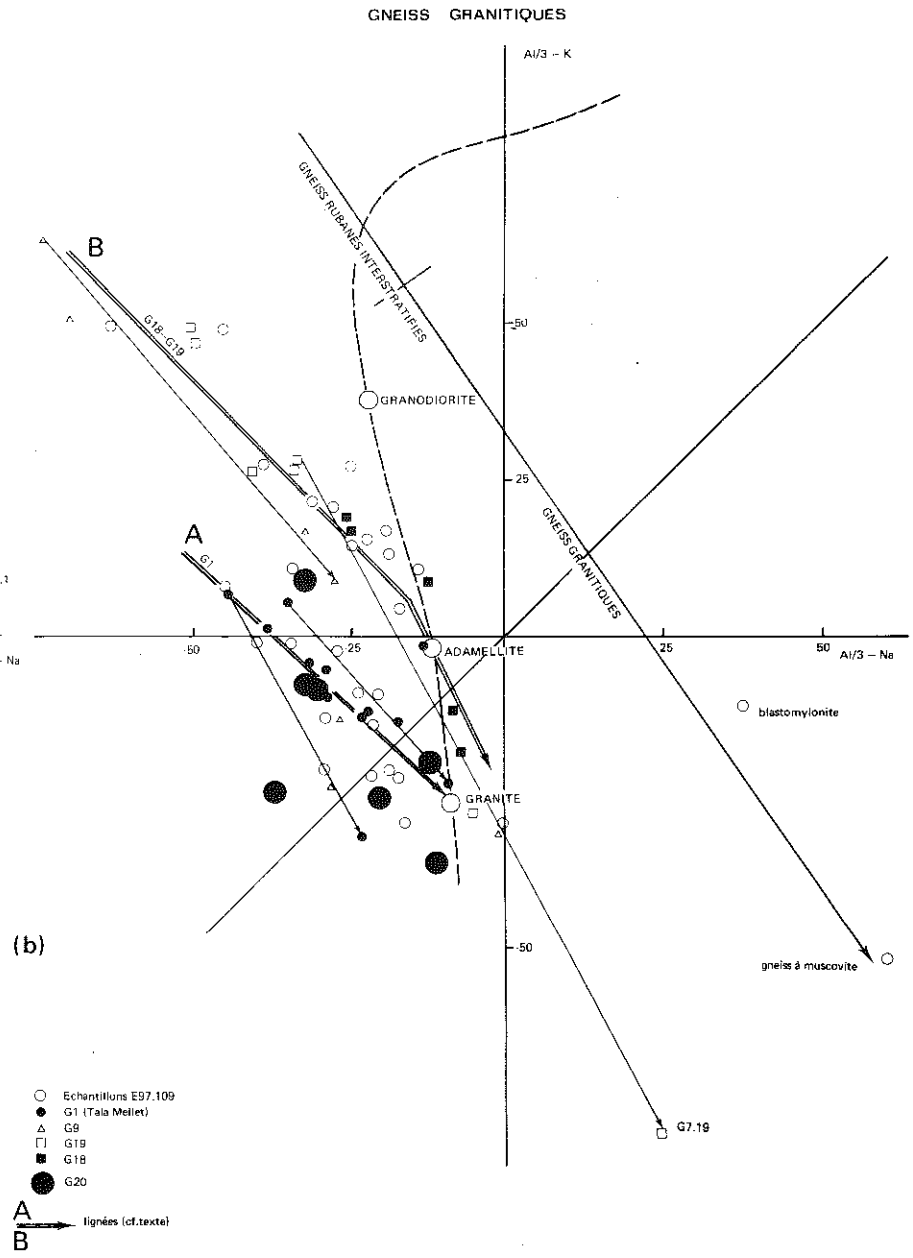
1 - L'origine du matériel

Il est évident, à l'examen des fig. 2.8 et 2.9 que les deux groupes de gneiss ne sont pas comparables aux roches sédimentaires (à l'exception de 3 échantillons). La comparaison avec des roches d'origine magmatique est beaucoup plus convaincante. Cependant :

(1) pour les 2 groupes de gneiss, les points représentatifs sont déplacés vers la gauche (en direction de la ligne Q.F) sur le diagramme Q.F.B. (fig. 2.9 a et b), par rapport aux roches de la Série calco-alcaline moyenne. Etant donné que les mobilisats et les leucosomes sont situés à proximité de la ligne Q.F, cet enrichissement en feldspath est en relation avec les processus de mobilisation. Le diagramme Q.F.B. permet aussi de voir que les gneiss granitiques sont en moyenne, plus riches en éléments ferro-magnésiens que les gneiss rubanés : ils ont une composition nettement granitique ;

(2) les gneiss rubanés sont très sodiques et ont une composition voisine de celle des kératophyres : ils sont voisins sur le diagramme Al/3 - K / Al/3 - Na (fig. 2.8 a) de la tendance évolutive des roches ignées alcalines sodiques. Les mobilisats correspondants s'étalent largement en direction


GNEISS RUBANES
Al/3 – K
BASALTES
leptynite
leptynite
E44.2
75
GRAUWACKES
LEPTYNITES
GNEISS RUBANES
gneiss rubané clair
50
GRANODIORITE
gneiss rubané clair
pegmatoïde de plan axial (M1)
leptynite interstratifiée
25
granitoïde blanc
gneiss rubané clair
A
gneiss rubané clair
E44.1
SHALES
aplite rose
pegmatite sécante (M1)
GNEISS RUBANES CLAIRS
-100
-75
pegmatoïde
-50
-25
ADAMELLITE
25
50
Al/3 – Na
mobilisat blanc
ou leptynite ?
gneiss rubané clair
ARKOSES
MOBILISATS
mobilisat interstratifié
folié
aplite rose
aplite rose
GRANITE
-25
gneiss
tacheté
-50
-75
pegmatoïde à microcline
prépondérant
Fig. 2.8
(a)
Gneiss rubanés
Mobilisats
G5.G7 O.Ouadenki O.Tioussalatine
G17 Talat Mellet
E42 etc O.Ouadenki (non classés)
mobilisats M2
Série calco-alcaline moyenne
(Nockolds, 1954 ; Leterrier, 1972)
Roches ignées alcalines sodiques (Moine, 1971)
A
Altérations pédologiques de matériel igné
(schématisées d'après Moine, 1971)


GNEISS GRANITIQUES
Al/3 – K
B
G18–G19
GNEISS RUBANES INTERSTRATIFIES
50
GRANODIORITE
25
A
G1
GNEISS GRANITIQUES
-50
-25
ADAMELLITE
25
50
Al/3 – Na
blastomylonite
GRANITE
-50
gneiss à muscovite
G7.19
(b)
Echantillons E97.109
G1 (Tala Mellet)
G9
G19
G18
G20
A
B
lignées (cf.texte)

des compositions granitiques (1) ;

(3) deux ensembles doivent être distingués au sein des gneiss granitiques, d'après leur position sur le diagramme Al/3 - K / Al/3 - Na (fig. 2.8 b) :

(A) une lignée aboutissant au pôle "granite" qui regroupe les échantillons G1 et G20 en particulier (et qui correspondent au pôle"granite" du diagramme Q.F.B. (fig. 2.9 b)) ;

(B) une lignée comparable aux gneiss rubanés et à leurs mobilisats ; les termes les plus sodiques ayant une composition très voisine de celle des gneiss rubanés.

La différence entre ces deux lignées est dûe à la teneur en Al_2O_3 plus qu'à une nette différence pour Na et Ca :

- moyenne Al_2O_3 (11 échantillons G1) trend A = 13,41 ;
- moyenne Al_2O_3 (11 échantillons G18 et G19) trend B = 14,36 (à titre de comparaison la moyenne pour 18 échantillons de gneiss rubanés et mobilisats est de 14,34).

Du point de vue minéralogique c'est donc la proportion de minéraux phylliteux (moins riches en Al_2O_3 que les feldspaths potassiques) qui permet de distinguer ces deux lignées.

Il est donc probable, et cela confirme les observations minéralogiques (voir fig. 2.4 b et c) que les gneiss granitiques ont une origine double bien que la délimitation précise des deux groupes soit presqu'impossible sur le terrain et sur les échantillons car le "faciès structural" ne tient guère compte du "faciès minéralogique et géochimique"(2) :

- une séquence de gneiss d'origine pyroclastique (tufs kératophyriques) contenant accessoirement de rares niveaux franchement sédimentaires (gneiss et quartzites à muscovite et silicates d'alumine) qui ont subi une mobilisation homogène sans ségrégation de phase leucocrate et où le rubanement a disparu lors de cette mobilisation (ou bien n'a jamais existé : gneiss homogènes à l'origine). Ces roches correspondraient à la définition de "gneiss granitisés" de A.Autran, M.Fonteilles et G.Guitard (1970) ,
- des roches de composition granitique, d'origine magmatique ou anatectique. L'absence de contacts discordants et le passage progressif observé sur le terrain entre ces roches et les "gneiss granitisés" sont plutôt en faveur d'une origine anatectique (cf. discussion plus loin).

2 - Tendance évolutive

Une seule et même tendance évolutive caractérise d'après le diagramme Al/3 - K / Al/3 - Na, tous les gneiss étudiés (fig. 2.8 a et b). Cette tendance est fondamentalement différente de celles qui caractérisent les évolutions ignées et sédimentaires : elle conduit d'un pôle sodique, occupé par les gneiss rubanés, vers les compositions granitiques (et au-delà pour certains mobilisats). Les lignes joignant les encaissants et les mobilisats (pour les gneiss rubanés ou à tendance rubanée) sont subparallèles à cette tendance générale.

Si on détaille l'évolution observée pour chaque type de roche :

(1) les gneiss rubanés. Du pôle sodique en direction des granites se succèdent (fig. 2.8 a) :

- des leptynites à quartz et oligoclase qui n'ont pas sur le terrain des caractères de mobilisats : parfaitement interstratifiées, ces roches sont toujours foliées et correspondent aux rubans

Fig. 2.8 - Diagrammes Al/3-K - Al/3-Na. a) gneiss rubanés ; b) gneiss granitiques.

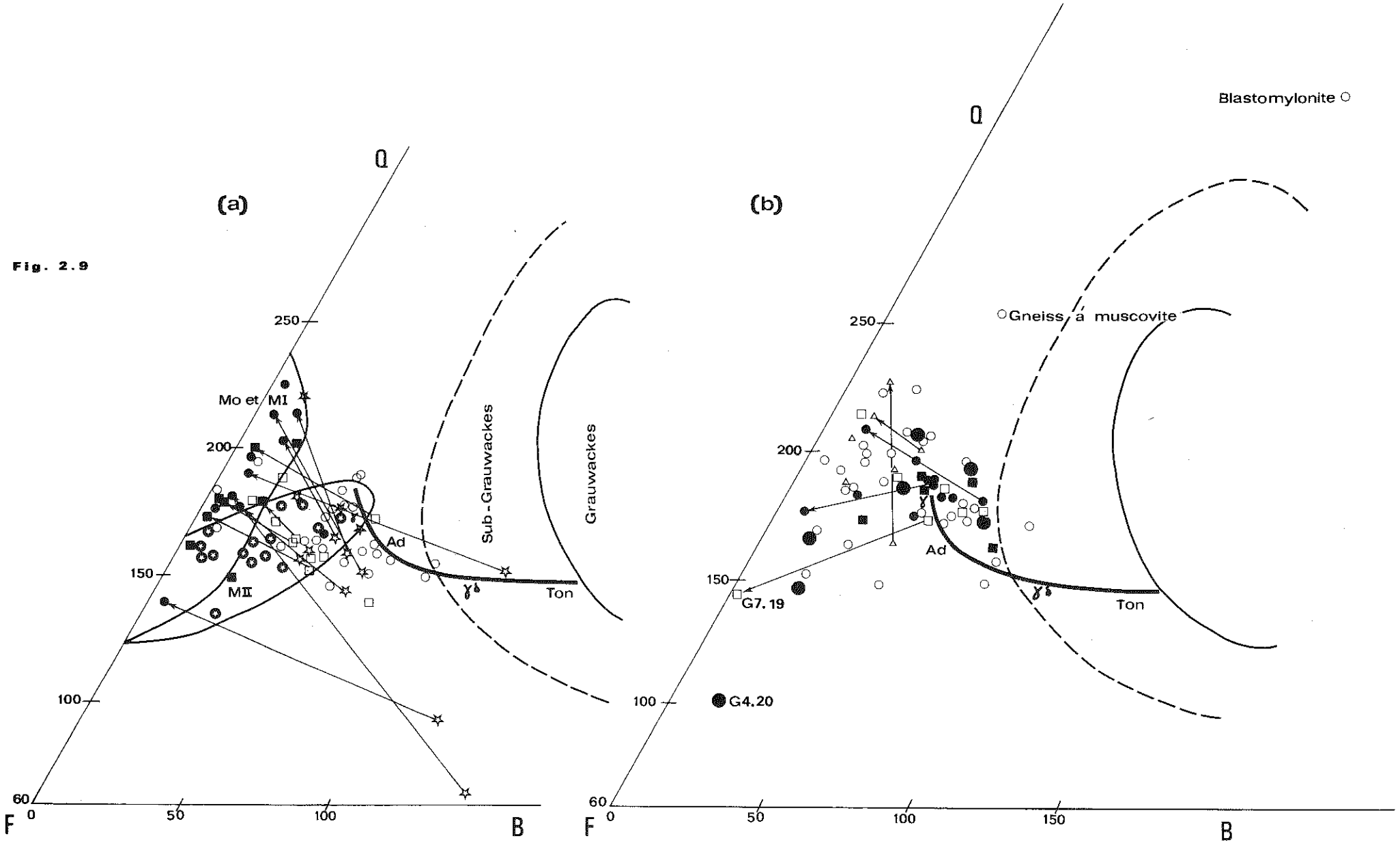
---

(1) L'origine primaire du rubanement est attestée par :
- la présence de passées d'amphibolites et de gneiss amphiboliques dans les gneiss rubanés ;
- la présence de gneiss à muscovite et de quartzites à muscovite et disthène interstratifiés dans les gneiss granitoïdes.

Cependant les phénomènes de différenciation métamorphique ont pu augmenter ce rubanement et même provoquer l'apparition d'un rubanement secondaire dans des roches primitivement homogènes.

(2) En d'autres termes, les caractères macroscopiques de texture (liés à l'histoire tectonique et métamorphique) permettent une classification plus aisée que la composition chimique et minéralogique.

Fig. 2.9


(a)
Q
250
200
150
100
60
F
0
50
100
B
Mo et MI
MII
Ad
γδ
Ton
Sub-Grauwackes
Grauwackes
(b)
Q
Blastomylonite ○
○Gneiss à muscovite
250
200
150
100
60
F
0
50
100
150
B
Ad
γδ
Ton
G7.19
G4.20

clairs des gneiss rubanés ,

- les gneiss rubanés proprement dits ;
- des gneiss rubanés clairs, partiellement mobilisés où le mobilisat n'a pas été séparé ;
- les mobilisats proprement dits. Il faut remarquer à leur sujet que les textures et/ou la chronologie relative ne correspond à rien du point de vue des alcalins et de l'alumine (1) : il n'est pas possible d'après les caractères chimiques (et minéralogiques) de distinguer les mobilisats M_0 et M_1.

Cette évolution correspond à un enrichissement progressif en microcline et à un appauvrissement en plagioclase.

Les mobilisats M_{II} doivent être discutés séparément. Si le "trend" qu'ils dessinent est identique à celui des gneiss rubanés, ils ne débordent qu'assez peu vers le bas en direction des mobilisats M_0 et M_1. Cette observation confirme l'hypothèse de leur origine parautochtone et de l'entrainement "mécanique" d'éléments abondants (enclaves et minéraux) des gneiss rubanés lors de leur mise en place nettement intrusive.

(2) la lignée B des gneiss granitiques (fig. 2.8 b). Du pôle sodique en direction des granites on passe progressivement de gneiss à rubanement diffus (certains échantillons G19 et G9) vers des gneiss granitoïdes, pauvres en biotite (G19) ou des gneiss veinés à hornblende et grenat (G18). Les couples encaissant-mobilisat se disposent de la même manière que ceux des gneiss rubanés.

(3) la lignée A des gneiss granitiques (fig. 2.8 b) dessine un "trend" de pente identique, limité aux valeurs négatives de Al/3 - K. Dans ces roches, comme je l'ai déjà signalé plus haut, on ne peut pas distinguer de mobilisat mais il y a ségrégation d'une partie claire (leucosome enrichi en feldspath potassique et appauvri en phyllite) et d'une partie sombre (mélanosome). La position des échantillons le long de ce "trend" dépend essentiellement des proportions de ces deux composants.

En conclusion, cette tendance évolutive particulière dépend directement de la séparation plus ou moins complète d'une fraction claire et d'une fraction sombre. Une telle séparation en deux phases - qui peut avoir été obtenue de plusieurs manières : rubanement obtenu par différenciation métamorphique, ségrégation de veines ou de filons aplitiques ou pegmatoïdes, dissociation en leucosome-mélanosome - est l'apanage des processus de mobilisation liés au métamorphisme.

La tendance évolutive observée dans les gneiss quartzo-feldspathiques de l'Aleksod semble caractéristique du métamorphisme.

3 - L'enrichissement en potassium

Cet aspect important de la pétrologie des gneiss granitiques a été négligé pour l'instant. Si on admet que l'évolution métamorphique et migmatitique principale s'est effectuée "en système fermé", les "trend" observés caractérisent ce type d'évolution. En contre-partie lorsqu'il y a déviation par rapport à ces "trend", l'évolution peut s'être produite "en système ouvert" caractéristique d'une métasomatose.

Fig. 2.9 - Diagramme Q.F.B. (B.Moine, 1971) avec Q = Si/3 - (K + Na) ; B = Fe + Mg + Ti ; F = 100 - (Q + B)
A - gneiss rubanés
B - gneiss granitiques
Même légende que la Fig. 2.8.

---

(1) Sur le diagramme Q.F.B. les mobilisats s'étalent assez largement entre un pôle riche en quartz et un pôle feldspathique. Pratiquement tous les mobilisats à texture aplitique ou pegmatoïde, dont l'origine anatectique est vraisemblable se disposent vers le pôle feldspathique. Au pôle quartzeux se placent les leptynites et les gneiss rubanés clairs.

Les points situés en-dessous du trend principal (A) sur le diagramme A1/3 - K / A1/3 - Na (3 échantillons G20, l'échantillon G1 et 1 échantillon G19) correspondent à de telles roches enrichies en feldspath potassique. On retrouve ces mêmes roches sur le diagramme Q.F.B. décalées vers le pôle F par rapport à la moyenne des gneiss granitiques.

3 - LES PROCESSUS DE MOBILISATION

Rappelons que, dans les gneiss quartzo-feldspathiques, la part de la mobilisation liée au cycle récent ($P_1 + P_2$) est toujours très limitée. Elle correspond :

- à la formation des "flecky gneiss" (gneiss mouchetés) ;
- à la ségrégation de rares veines pegmatoïdes parallèles aux plans axiaux des plis P_1 ;
- à la mise en place des mobilisats granitoïdes tardifs M_{II}, localisés dans les plans de cisaillement.

Par contre, au cycle ancien (P_0) correspondent :

- le rubanement des gneiss et les mobilisats pegmatoïdes interstratifiés ;
- les faciès granitiques du Talat Mellet.

Il y a donc un très net changement d'échelle entre les deux cycles : au cycle ancien correspond une mobilisation de l'ensemble des roches, tandis que le cycle récent n'a pu produire que des mobilisations très limitées en intensité et en volume. Par suite de cette différence d'échelle, c'est surtout le phénomène le plus "large" dans ce cas le plus ancien, qui pourra se manifester par des fractionnements d'éléments ; mais il faudra toujours tenir compte des modifications locales provoquées par le phénomène récent.

1 - Origine anatectique des gneiss granitiques et des mobilisats pegmatoïdes des gneiss rubanés

Le principal argument invoqué pour établir l'origine anatectique d'une migmatite est celui qui a trait à la composition cotectique ou eutectique du mobilisat. En outre quelques arguments "de terrain" peuvent venir appuyer cette hypothèse comme par exemple les bordures mélanocrates enrichies en minéraux ferro-magnésiens qui accompagnent les leucosomes.

La position du minimum ternaire Q.Ab.Or ou celle du minimum binaire Q.Ab sont sensibles aux variations de température et de pression et de la composition chimique du matériel (en particulier du rapport Ab/An (H.G.F.Winkler, 1967 ; H.Von Platen, 1965)). C'est pourquoi on se contente en général d'une vision statistique et globale du phénomène et le simple fait que la composition des mobilisats tombe dans le "champ des granites" de O.F. Tuttle et N.L.Bowen (1958) suffit à confirmer les origines anatectiques. H. de la Roche (1973) critique ce point de vue et, en reportant plusieurs centaines d'analyses de gneiss et de "migmatites" sur un diagramme Quartz-Albite-Orthose, montre qu'ils définissent très bien le "champ des granites". Il faut donc se méfier d'une telle convergence et, si la position d'un mobilisat sur le diagramme Quartz-Albite-Orthose permet de postuler son origine anatectique, il faudra ensuite chercher à la démontrer avec d'autres arguments.

Les gneiss du Talat Mellet et du Tala Mellet ont été étudiés sur un diagramme Quartz-Albite-Orthose.

La norme C.I.P.W. a été corrigée en fonction de la teneur en biotite de la roche (1). Cette correction permet de se rapprocher d'une mésonorme, plus compatible avec les assemblages minéraux rencontrés.

---

(1) En supposant que tout le Mg de la roche est contenu dans la biotite, on calcule, d'après la teneur en MgO de la biotite correspondante lorsqu'elle est analysée (voir annexe n° III) ou en utilisant une valeur moyenne dans le cas contraire (9 % MgO dans les biotites des gneiss rubanés, 6 % de MgO dans les biotites de gneiss granitiques), la proportion de biotite contenue dans la roche. Connaissant la teneur en K_2O de la biotite (8 % en moyenne), la quantité de K_2O contenue dans la biotite est soustraite de la teneur en K_2O de la roche. La norme C.I.P.W. corrigée est ensuite recalculée avec cette nouvelle valeur de K_2O.

L'étude de ce diagramme (fig. 2.10) montre :

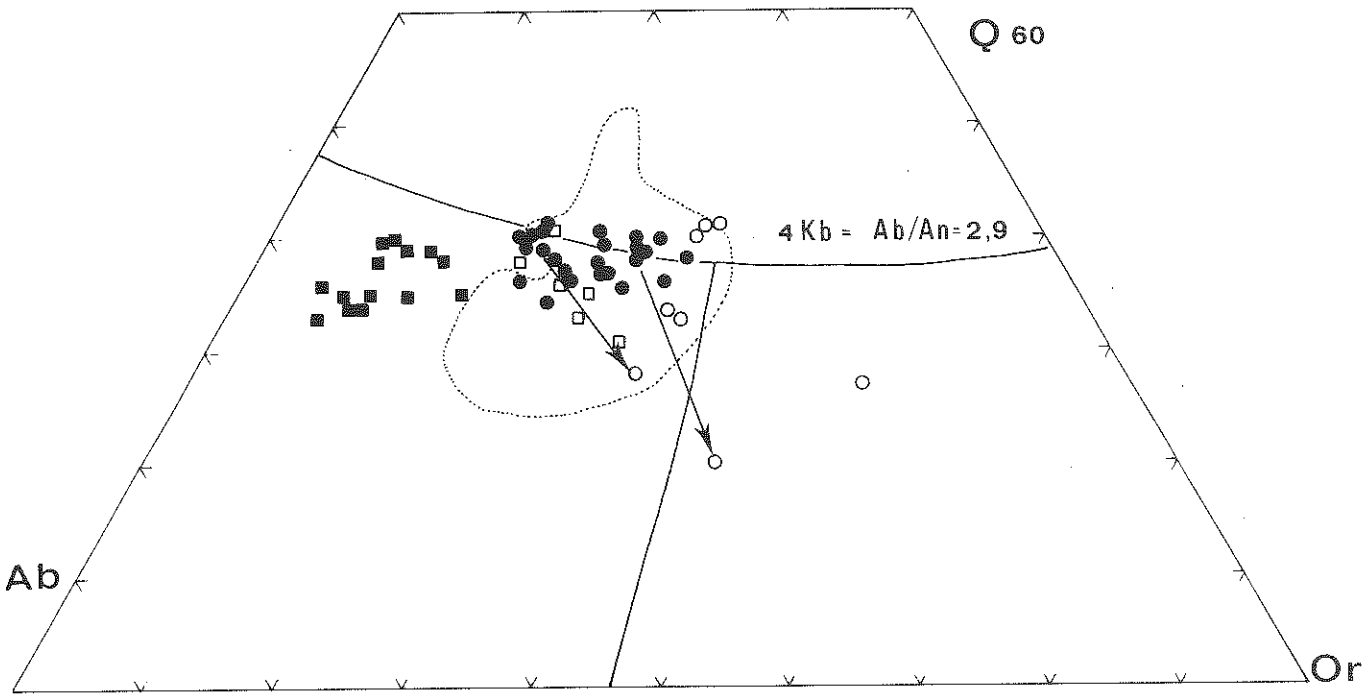


Fig. 2.10 - Diagramme Q.Ab.Orth. pour les roches du Tala Mellet et du Talat Mellet (Orth. corrigée en fonction de la teneur en biotite).
Carrés pleins : gneiss G17
Carrés vides : mobilisats et gneiss clairs G17
Ronds pleins : gneiss granitiques G1 - G9 - G20
Ronds vides : leucosomes correspondants.
La flèche indique l'évolution vers les faciès enrichis en potassium.

- les gneiss rubanés (1) se situent dans le champ des granodiorites mais leurs mobilisats et l'ensemble des gneiss granitiques (à l'exception de quelques faciès très riches en Orth.) se situent dans le champ des granites ;

- au sein des gneiss granitiques, les échantillons qui correspondent à des leucosomes se disposent soit à proximité d'un minimum ternaire à 4 Kb (Ab/An = 2,9) soit vers le pôle Orth du champ des granites. De même les mobilisats des gneiss rubanés et l'alignement de certains points représentatifs des gneiss granitiques dessinent des lignes en direction du pôle Orth. ;

- les leucosomes des gneiss granitiques (situés au minimum ternaire à 4 Kb) et les mobilisats des gneiss rubanés peuvent être interprétés, d'après le diagramme de H.Von Platen (1965), comme le résultat de l'anatexie de matériels de composition chimique différente (Ab/An > 7 pour les gneiss rubanés) dans les mêmes conditions thermodynamiques. Dans ces conditions, à quoi correspond le mélanosome des gneiss granitiques ?

. l'absence de lacune entre les faciès sombres et les leucosomes permet de penser que

---

(1) Les gneiss étudiés ici sont à la limite des restrictions normatives imposées par O.F.Tuttle et N.L. Bowen (1958) pour définir le champ des granites (Q + Ab + Or > 80) surtout après la correction effectuée d'après la teneur en biotite. Seuls les mobilisats de gneiss rubanés et les leucosomes de gneiss granitiques satisfont à ces conditions.

le fractionnement observé correspond à un mélange, en proportion variable, de leucosome et de mélanosome ;

. l'aspect des roches sur le terrain (intrications intimes des parties claires et sombres) fait penser à des diatexites où la proportion de matériel fondu a été importante. (Cette observation n'est pas valable pour les échantillons G18 et G19).

Les données expérimentales de J.K.Robertson et P.J.Wyllie (1971) conduisent ces auteurs à supposer que *"le produit normal de l'anatexie est une "épaisse soupe" composée de cristaux et de liquide granitique sous-saturé en eau"*. Il faut en effet des températures élevées pour que la biotite et le plagioclase puissent fondre complètement. Les gneiss granitiques du Talat Mellet et en particulier les gneiss amygdalaires correspondent à une telle "soupe", ce qui permet d'expliquer tant l'aspect hétérogène des roches sur le terrain que la rareté des faciès homogènes et les fractionnements chimiques observés.

L'hypothèse d'une origine par fusion partielle est en accord avec les caractéristiques chimiques des mobilisats dans les deux types de gneiss. Dans les gneiss rubanés, ce phénomène très limité en volume (au maximum 1/6 des roches) s'accompagne d'une nette ségrégation de la phase fondue sous la forme de veines ou de filons. Il s'agit de métatexites au sens de K.R.Mehnert (1968). Dans les gneiss granitiques, malgré leur aspect de diatexite, il n'y a pas d'évidence que les minéraux ferro-magnésiens aient participé à la fusion. Possible, d'après H.G.F.Winkler (1967), dès le début de l'anatexie, une telle fusion de la biotite ne peut être totale qu'à des températures beaucoup plus élevées. De même il n'est pas certain que la totalité de la fraction leucocrate ait fondu. D.F.Weill et A.H.Kudo (1968) ont montré que les trois phases cristallines Q, Ab et Or peuvent coexister avec le liquide dans un domaine important de températures croissantes.

Il s'agirait donc plutôt de métatexites particulières, sans ségrégation de la phase fondue.

Les conditions thermodynamiques correspondant à ce processus d'anatexie sont en désaccord avec les conditions connues du métamorphisme au cours du cycle intermédiaire (1000 Ma) au voisinage de l'isograde disthène-sillimanite, qui nécessitent des pressions minima de 6,5 Kb (H.G.F.Winkler, 1967). Cela implique que, si notre hypothèse est valable, le métamorphisme qui a régné à la fin du cycle ancien (2000 Ma) était plutôt du type basse pression.

La différence d'intensité de mobilisation apparente entre les deux types de gneiss peut être expliquée par la composition originelle des roches : les gneiss granitiques avaient à l'origine une composition très proche de celle du minimum ternaire.

Mais pourquoi dans les conditions thermodynamiques de la reprise au cours du cycle à 1000 Ma l'anatexie a-t-elle été aussi limitée dans les gneiss quartzo-feldspathiques ? Les mobilisats datant de cet événement sont rares - quelques veines pegmatoïdes parallèles aux plans axiaux des plis, granitoïdes sécants M_{II} où la fraction fondue est certainement très peu abondante - et souvent localisée au voisinage du contact socle-couverture. Par contre, dans les roches de la couverture la mobilisation est omniprésente et très intense (voir chapitres III et IV). Il faut donc admettre,qu'il manquait dans les roches du socle, l'eau indispensable à tout processus d'anatexie. La localisation des mobilisations récentes au voisinage de la couverture saturée en H_2O confirme ce point de vue.

Reste à expliquer la "dérive" des mobilisats vers le pôle Orthose. Il n'est pas possible d'interpréter cette disposition en terme de fusion partielle : il serait en effet indispensable d'envisager des températures trop élevées et des compositions initiales déjà très riches en K. La disposition géométrique observée pourrait être expliquée par une mobilisation post-anatectique du potassium (au cours du même cycle ou bien après). L'étude de la destruction de l'assemblage granoblastique (qui correspond à la phase anatectique) et de son remplacement au cours des phases tectoniques ultérieures, nous a déjà montré une telle mobilité : les phénomènes de remplacement du plagioclase par le microcline correspondent donc à une remobilisation préférentielle du potassium lors de la phase I.

Ces faciès très enrichis en potassium (et pauvres en SiO_2) sont donc probablement dûs à une métasomatose localisée apparue au cours du cycle orogénique jeune (voir discussion ante). Dans le cas

général la mobilité du potassium tendrait plutôt à une homogénéisation à la faveur de fluides intergranulaire (la plupart des recristallisations de microcline sont intergranulaires ou, dans les cas de remplacement, progressent de l'extérieur vers l'intérieur des minéraux anciens). On ne peut exclure qu'une telle mobilité ait abouti localement à des concentrations métasomatiques du potassium.

2 - Les autres formes de mobilisation dans les gneiss rubanés

En plus du phénomène majeur de mobilisation qui a donné naissance aux mobilisats pegmatoïdes d'origine anatectique probable, il existe deux autres types de mobilisation :

- le premier est ancien (antérieur ou pénécontemporain à l'anatexie) et correspond à la naissance ou à l'accentuation du rubanement. Ce rubanement a été interprété (J.M.Bertrand, 1972) comme une alternance d'origine sédimentaire accentuée par un phénomène de différenciation métamorphique ;
- le second est lié au cycle récent : il s'agit de la formation de taches et de veines (qui prennent naissance par coalescence des taches disposées parallèlement aux plans axiaux des plis P_1. Les taches sont à coeur de hornblende et biotite tandis que la partie corticale est formée de quartz et de plagioclase plus acide (An 20) que celui de l'encaissant (An 25). Les structures mouchetées sont souvent interprétées comme le résultat d'une différenciation métamorphique (B.Loberg, 1973 , R.V.Russel, 1969 ; G.W.Fisher, 1970), bien que K.R.Mehnert (1968, p. 263) les relie implicitement à une mobilisation anatectique. Les éléments manquent ici pour trancher car il faudrait étudier ce problème à l'échelle des taches elles-mêmes ; l'absence souvent complète de feldspath potassique dans ces mobilisats et leur naissance *in situ*, sans déplacement important me semblent plutôt en faveur d'une origine par différenciation métamorphique, au même titre que l'accentuation du rubanement lithologique.

3 - Cas particuliers des mobilisats tardifs M_{II}

Ces mobilisats à textures variées (granitiques à pegmatoïdes bréchiques) sont toujours postérieurs aux plis P_1 et parfois en relation avec les plis P_2. Ils se manifestent :

- soit par des filons sécants à "foliation" parallèle aux épontes, installés dans des surfaces de cisaillement subhorizontales ,
- soit par un réseau anastomosé de filons granitiques, très localisé.

Il faut insister sur le caractère très limité dans l'espace de ce type de mobilisation qui n'apparaît que dans certaines zones très localisées. D'après l'aspect sur le terrain, une injection mécanique est vraisemblable;dans la plupart des cas il s'agit donc d'un matériel relativement allochtone. Cependant la composition chimique de ces mobilisats est très proche de celle des gneiss rubanés encaissants (aux éléments ferro-magnésiens près). La présence d'enclaves de gneiss rubanés et d'amas bréchiques de minéraux ferro-magnésiens (voir fig. 1.17 a) indique qu'il y a eu contamination et que, en tout état de cause, la fraction fondue devait être très peu importante, entrainant pêle-mêle des minéraux ou des lambeaux d'encaissant (cf. le type de structure cloisonnée très caractéristique de ces mobilisats où, en l'absence de déformation ultérieure, coexistent deux familles de minéraux à granulométrie distincte).

4 - L'état d'oxydation du Fer et les conditions de la mobilisation

Le diagramme Fe_2O_3-FeO (fig. 2.11 a et b) établi pour les gneiss rubanés et les gneiss grani-

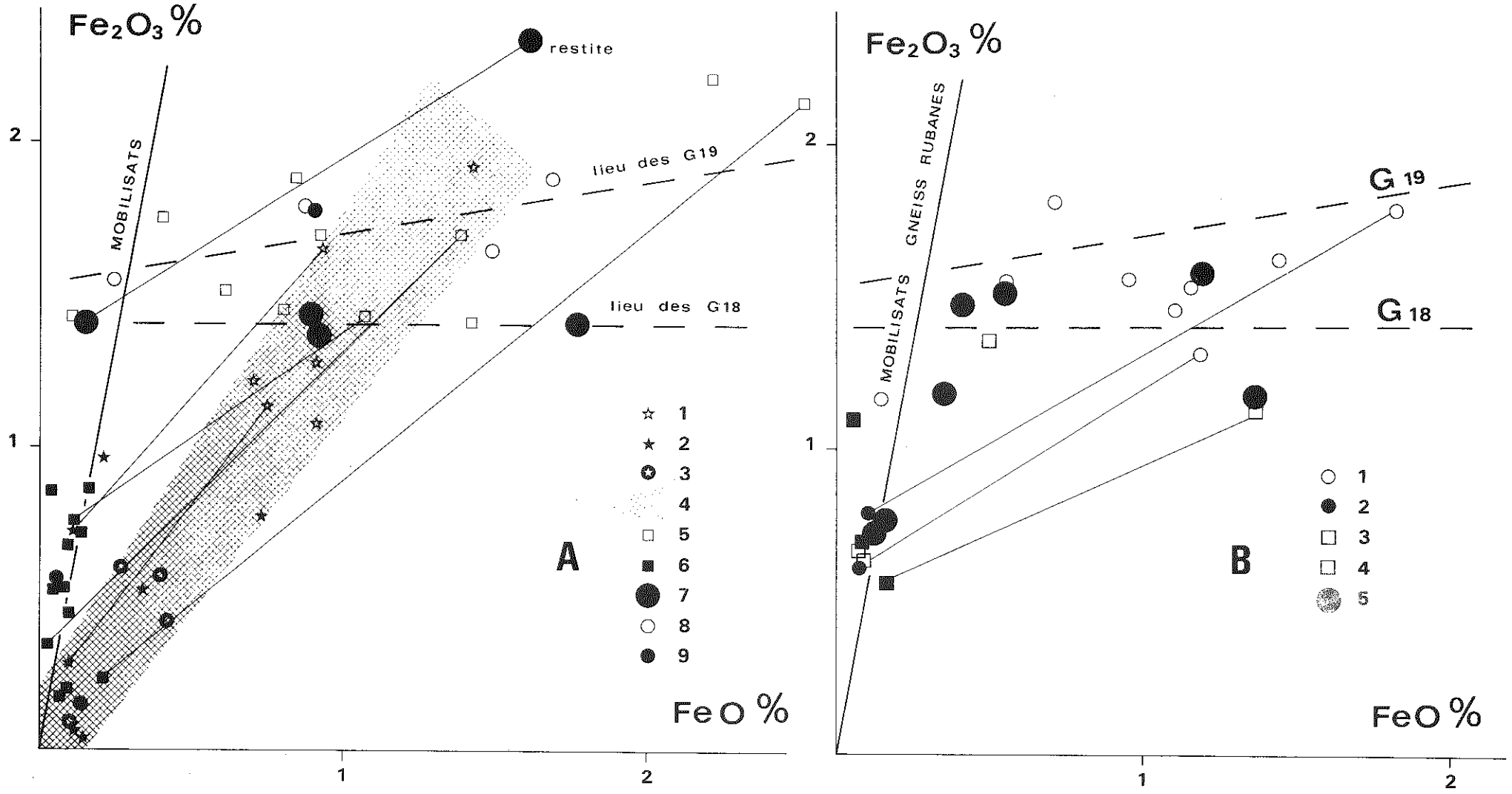

Fe2O3 %
restite
MOBILISATS
lieu des G19
lieu des G18
1
2
3
4
5
6
7
8
9
A
FeO %
1
2
Fe2O3 %
GNEISS RUBANES
MOBILISATS
G 19
G 18
1
2
3
4
5
B
FeO %
1
2

Fig. 2.11

tiques montre un étalement du rapport FeO/Fe_2O_3 (1) dans les gneiss encaissants et les faciès moyens mais une bonne constance de ce rapport pour les leucosomes des gneiss granitiques et pour les mobilisats. Les mobilisats et les leucosomes se sont donc formés dans les mêmes conditions d'oxydation puisque le rapport fer ferreux/fer ferrique y est constant et nettement plus faible que les valeurs correspondantes obtenues pour les gneiss rubanés et les mélanosomes. Si cette constance du rapport FeO/Fe_2O_3 est bien caractéristique des mobilisats, on remarque que les faciès enrichis en feldspath potassique (G20) ne sont pas disposés systématiquement sur cette droite et ne se comportent donc pas comme les autres mobilisats. Cette observation confirme qu'ils ne sont pas dûs au même processus génétique que les mobilisats anatectiques.

L'hypothèse d'une cristallisation en condition d'oxydation des mobilisats est en désaccord avec les conclusions de H.P.Eugster (1972) qui considère que les granites anatectiques prennent naissance en condition réductrice, mais peut être expliquée cependant par la présence d'eau libre, plus ou moins dissociée, dans le milieu lors de la cristallisation. P.E.Brown (1967) observe une disposition similaire dans les migmatites du Loch Loire mais le rapport FeO/Fe_2O_3 constant, est plus élevé que pour les métasédiments - les conditions sont donc réductrices. Cet auteur interprète cette disposition comme une évidence pour l'action de fluides métasomatiques au cours de la migmatisation. Indépendemment du sens de la réaction d'oxydo-réduction qui devrait être discuté sur des exemples plus nombreux, la constance du rapport FeO/Fe_2O_3 indique plutôt que la formation des migmatites a eu lieu à fO_2 constante (en relation avec P_{H_2O}). Ceci est un argument supplémentaire pour l'interprétation des migmatites en terme d'anatexie partielle : formation d'une fraction fondue saturée en eau.

Les points représentatifs de l'affleurement G17 (gneiss rubanés du Talat Mellet) ont tendance, à quelques exceptions près, à se regrouper sur une ligne d'égal rapport FeO/Fe_2O_3, comprenant des gneiss encaissants et des mobilisats, et des faciès rubanés clairs qui se dissocient ici des mobilisats pegmatoïdes *sensu stricto*.

S'agit-il d'une caractéristique de la formation antérieure aux phénomènes d'anatexie (puisque de vrais mobilisats possèdent le rapport FeO/Fe_2O_3 des mobilisats des autres affleurements) ? Dans cette hypothèse il pourrait s'agir de la trace de la différenciation métamorphique anté-anatectique, les gneiss rubanés clairs correspondant alors aux faciès les plus leucocrates résultant de ce phénomène.

4 - LES ELEMENTS EN TRACE AU COURS DE LA MOBILISATION

Les teneurs et les modes de fractionnement des éléments alcalins ou alcalino-terreux Rb, Sr, Ba, Li vont être comparés avec ce que l'on connaît de leur évolution dans les séries magmatiques acides, seul modèle de référence dans l'état actuel des connaissances.

Fig. 2.11 - A) gneiss rubanés
Oued Tarasit tan Taremt (1) G17 - (2) mobilisats G17 - (3) mélange et faciès rubanés leucocrates - (4) aire de répartition des échantillons G17
Oued Ouadenki et Oued Tioussalatine (5) gneiss rubanés G5 et G7 - (6) mobilisats
Oued Tarasit tan Taremt (7) gneiss rubanés G18 à tendance veinée
Oued Tihoun Aorani (8) gneiss rubanés G19 - (9) mobilisats
B) gneiss granitiques
Oued Ouan Aouiarh (Tala Mellet) (1) gneiss amygdalaires G1 - (2) leucosome
Oued Tarasit Tan Amane (Talat Mellet) (3) gneiss amygdalaires G9 - (4) leucosome
Oued Tihoun Aorani (5) gneiss amygdalaires très riches en feldspath potassique (G20)

---

(1) Compte-tenu du manque de précision habituel dans les déterminations de Fe_2O_3, les données provenant de Nancy et de Montpellier n'ont pas pu être traitées sur le même diagramme ; seules les analyses effectuées à Montpellier ont été utilisées car elles regroupent la majorité des mobilisats.

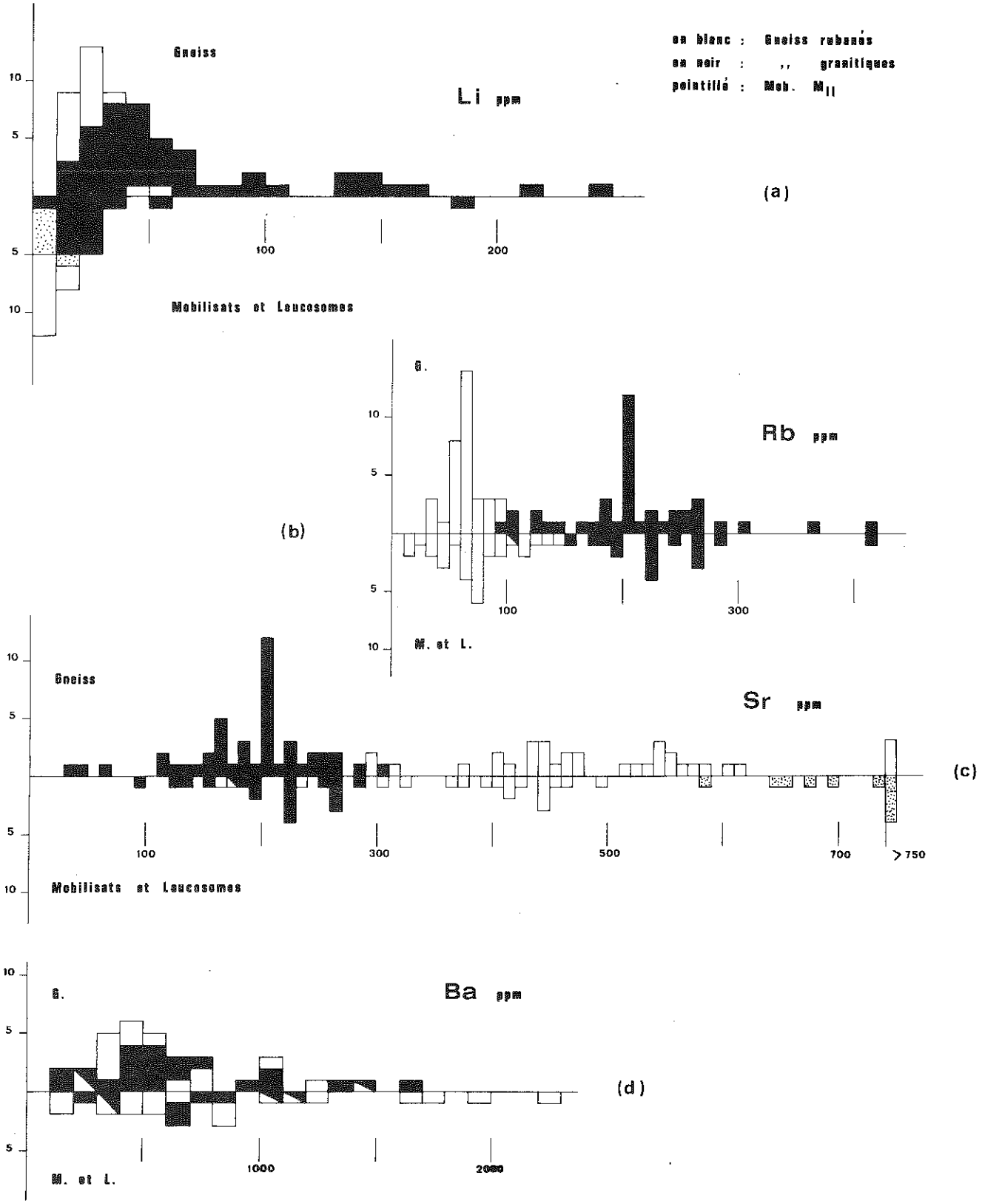

en blanc : Gneiss rubanés
en noir : ,, granitiques
pointillé : Mob. M_{II}
Gneiss
Li ppm
(a)
Mobilisats et Leucosomes
G.
Rb ppm
(b)
M. et L.
Gneiss
Sr ppm
(c)
Mobilisats et Leucosomes
G.
Ba ppm
(d)
M. et L.

Fig. 2.12

Les autres éléments dosés (voir annexes II et III) n'ont pas été étudiés systématiquement, par suite d'une insuffisance de données concernant des séries complètes pour le césium et des contaminations importantes occasionnées par les conditions de broyage pour le cobalt, le chrome, le nickel, le cuivre et le vanadium. Ces dernières valeurs ne sont donc données ici qu'à titre indicatif (et éventuellement comparatif entre elles si on admet - ce qui n'est pas évident - que les contaminations peuvent être constantes dans des conditions identiques de broyage).

1 - Distribution des éléments et variations en fonction de SiO_2

Lithium. Les teneurs en Li varient de quelques ppm à 250 ppm (fig. 2.12 a) avec un maximum de valeurs entre 20 et 30 ppm pour les gneiss rubanés, mais inférieur à 10 ppm pour les mobilisats correspondants. Les gneiss granitiques ont des teneurs légèrement supérieures dont le maximum se situe entre 30 et 50 ppm.

A titre de comparaison, on admet des teneurs de 20 à 40 ppm dans les granites et les granodiorites (K.S.Heier et J.A.S.Adams, 1964 ; K.K.Turekian et K.H.Wedepohl, 1961) et une teneur moyenne de 10 à 20 ppm dans la croûte continentale (S.R.Taylor, 1964 ; K.S.Heier et G.K.Billing, 1970).

Lorsque la teneur en SiO_2 croît (fig. 2.13 a), on observe pour chaque classe de gneiss et pour chaque affleurement une corrélation négative très différente des corrélations positives caractéristiques des séries magmatiques acides (C.Dupuy, 1970). Dans les mobilisats, les teneurs sont très faibles, inférieures à 20 ppm.

Rubidium. La répartition des teneurs en Rb (fig. 2.12 b) est bimodale : gneiss rubanés et gneiss granitiques sont nettement distincts (maximum entre 60 et 70 ppm pour les premiers, entre 200 et 210 ppm pour les seconds). Les mobilisats sont en moyenne un peu plus riches en Rb.

Les teneurs moyennes dans les roches acides sont de 190 à 196 ppm pour les granites, de 110 à 122 ppm pour les granodiorites (P.M.Hurley et coll., 1962 ; C.E.Hedge, 1966).

Dans l'ensemble les teneurs en Rb croissent en même temps que SiO_2 (fig. 2.13 b), mais cette règle n'est plus valable pour les mobilisats. L'existence de lignées évolutives (positives) pour les gneiss rubanés et pour les faciès G18 et la nette disjonction des gneiss granitiques est un argument supplémentaire pour envisager une composition chimique distincte du matériel originel de chacun de ces faciès. Les mobilisats de gneiss rubanés et les gneiss granitiques sont bien séparés.

Strontium. La dispersion des teneurs observées est très grande (de 20 à 1500 ppm) (fig. 2.12 c) et la répartition est bimodale. Les gneiss granitiques sont assez bien groupés (maximum entre 200 et 210 ppm pour les faciès moyens, entre 220 et 260 ppm pour les leucosomes), tandis que les gneiss rubanés s'étalent considérablement, leurs mobilisats sont mieux groupés avec maximum à 450 ppm. Toutes les valeurs supérieures à 500 ppm correspondent aux mobilisats M_{II}.

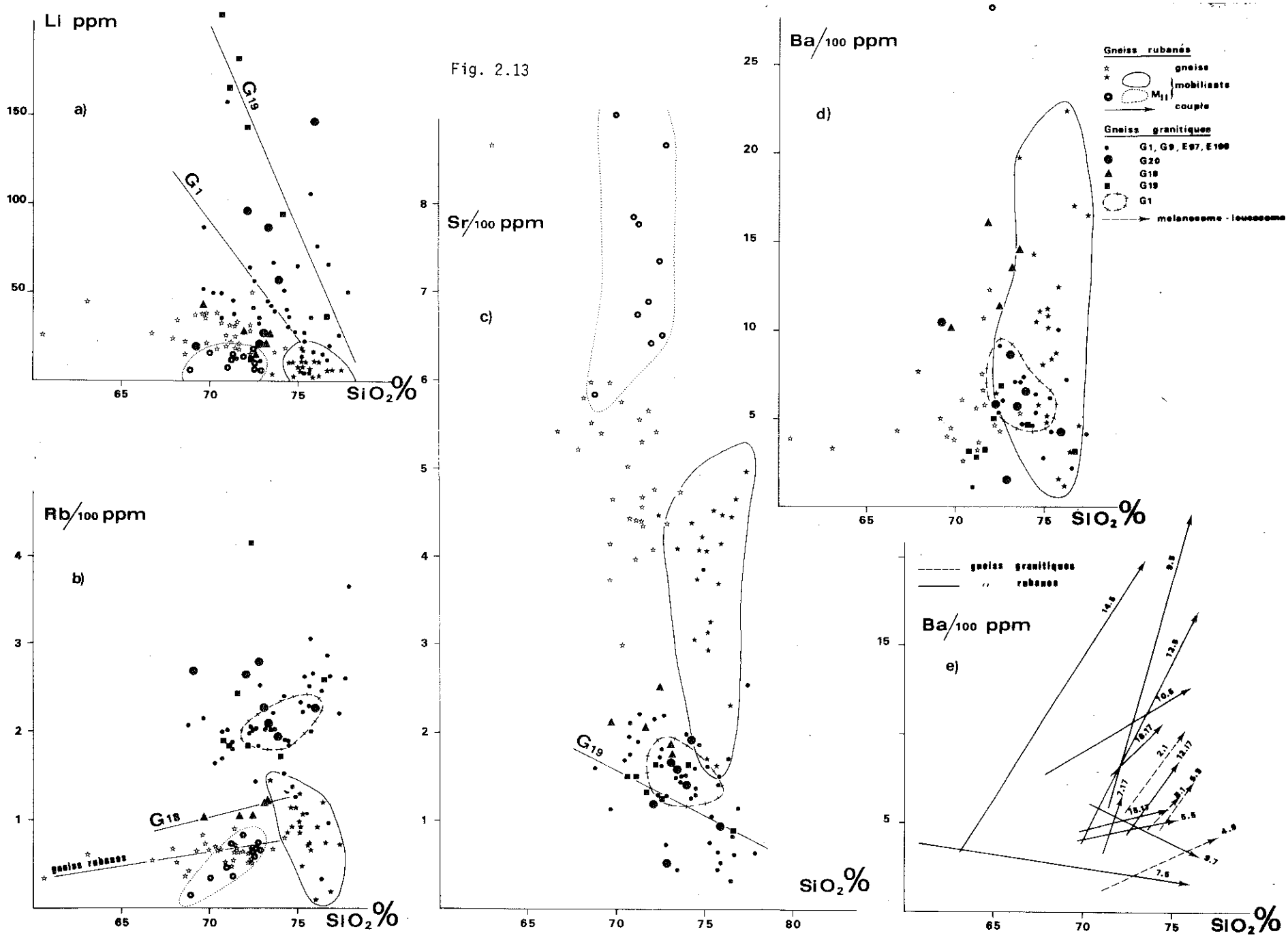
La moyenne des concentrations rencontrées dans les roches acides est de 450 ppm pour les granodiorites, de 250 ppm pour les granites (S.R.Taylor, 1965).

La variation du Sr en fonction de SiO_2 reflète directement l'étalement des valeurs (voir fig. 2.13 c). Il existe une légère corrélation négative marquée par l'allongement des domaines statistiques, par l'alignement de certains faciès (G19) et par les lignes joignant encaissant et mobilisat dans les gneiss rubanés. On observe des corrélations négatives de ce type, beaucoup plus nettes dans les séries magmatiques acides (C.Dupuy, 1970). Ce n'est pas le cas pour les couples leucosome-mélanosome des gneiss granitiques où Sr croît légèrement dans les leucosomes.

Baryum. Les concentrations en baryum varient considérablement (de 100 à 2800 ppm sans maximum très net sauf pour les gneiss rubanés (entre 400 et 500 ppm) mais les mobilisats correspondant couvrent toute l'étendue de la gamme des valeurs observées (fig. 2.12 d).

Fig. 2.12 - Histogrammes de fréquence des valeurs de Li, Rb, Sr, Ba dans les gneiss rubanés et dans les gneiss granitiques.

Fig. 2.13


Li ppm
a)
G19
G1
150
100
50
65
70
75
SiO2%
Rb/100 ppm
b)
G18
gneiss rubanés
4
3
2
1
65
70
75
SiO2%
Sr/100 ppm
c)
G19
8
7
6
5
4
3
2
1
65
70
75
80
SiO2%
Ba/100 ppm
d)
Gneiss rubanés
gneiss
mobilisats
M11
couple
Gneiss granitiques
G1, G9, E97, E100
G20
G18
G19
G1
mélanosome - leucosome
25
20
15
10
5
65
70
75
SiO2%
gneiss granitiques
" rubanés
Ba/100 ppm
e)
14.5
9.5
13.5
10.5
18.17
2.1
13.17
7.17
18.17
5.5
4.5
9.7
7.5
15
5
65
70
75
SiO2%

Dans les roches magmatiques ce même étalement des valeurs existe et il est illusoire de donner des valeurs moyennes (de 0 à 2000 ppm dans les granites) (K.H.Wedepohl, 1969).

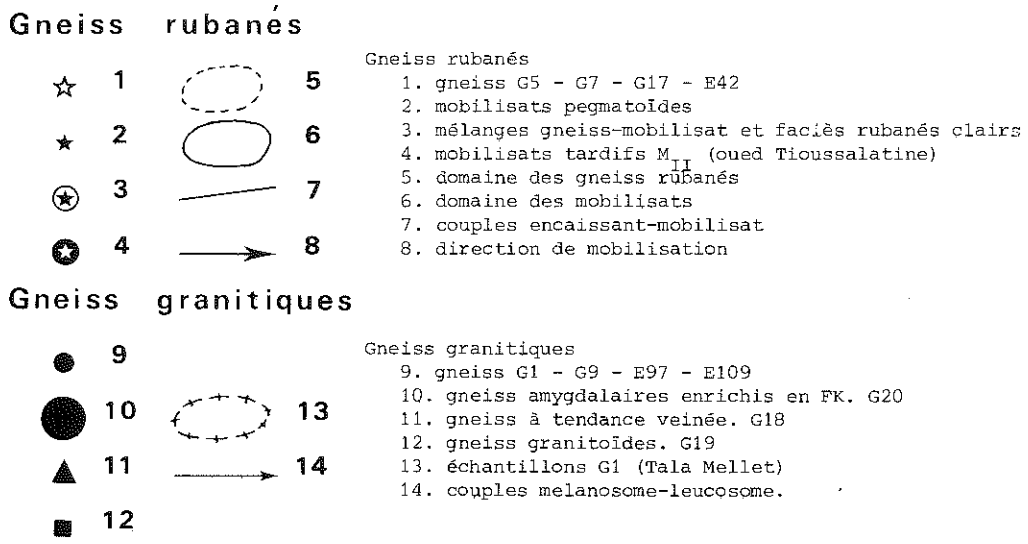
Il n'y a pas de corrélation nette entre SiO_2 et Ba (fig. 2.13 d et e) et les trois domaines - gneiss granitiques, gneiss rubanés, mobilisats - se chevauchent largement. Cette évolution en fonction de l'acidité croissante, n'est pas comparable avec celle que l'on observe dans les séries magmatiques acides où existe une corrélation négative comme pour Sr (C.Dupuy, 1970).

2 - Etude du fractionnement des éléments

Les rapports étudiés sont présentés sous la forme d'un tableau (tabl. 2.3) à deux colonnes correspondant aux observations et aux interprétations possibles qui seront reprises et discutées ensuite.

Fig. 2.13 - Diagrammes SiO_2/traces.

Fig. 2.14 à 2.20 - (voir pages suivantes)



Gneiss rubanés
1. gneiss G5 - G7 - G17 - E42
2. mobilisats pegmatoïdes
3. mélanges gneiss-mobilisat et faciès rubanés clairs
4. mobilisats tardifs M_{II} (oued Tioussalatine)
5. domaine des gneiss rubanés
6. domaine des mobilisats
7. couples encaissant-mobilisat
8. direction de mobilisation

Gneiss granitiques
9. gneiss G1 - G9 - E97 - E109
10. gneiss amygdalaires enrichis en FK. G20
11. gneiss à tendance veinée. G18
12. gneiss granitoïdes. G19
13. échantillons G1 (Tala Mellet)
14. couples melanosome-leucosome.

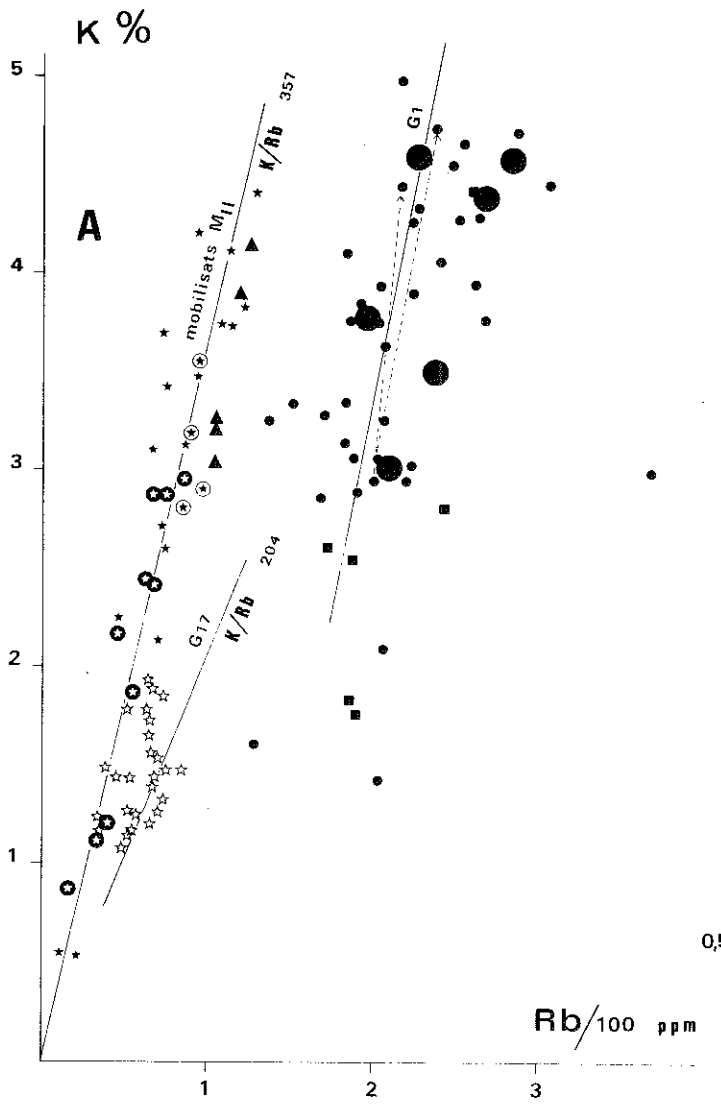


FIG. 2.15 A

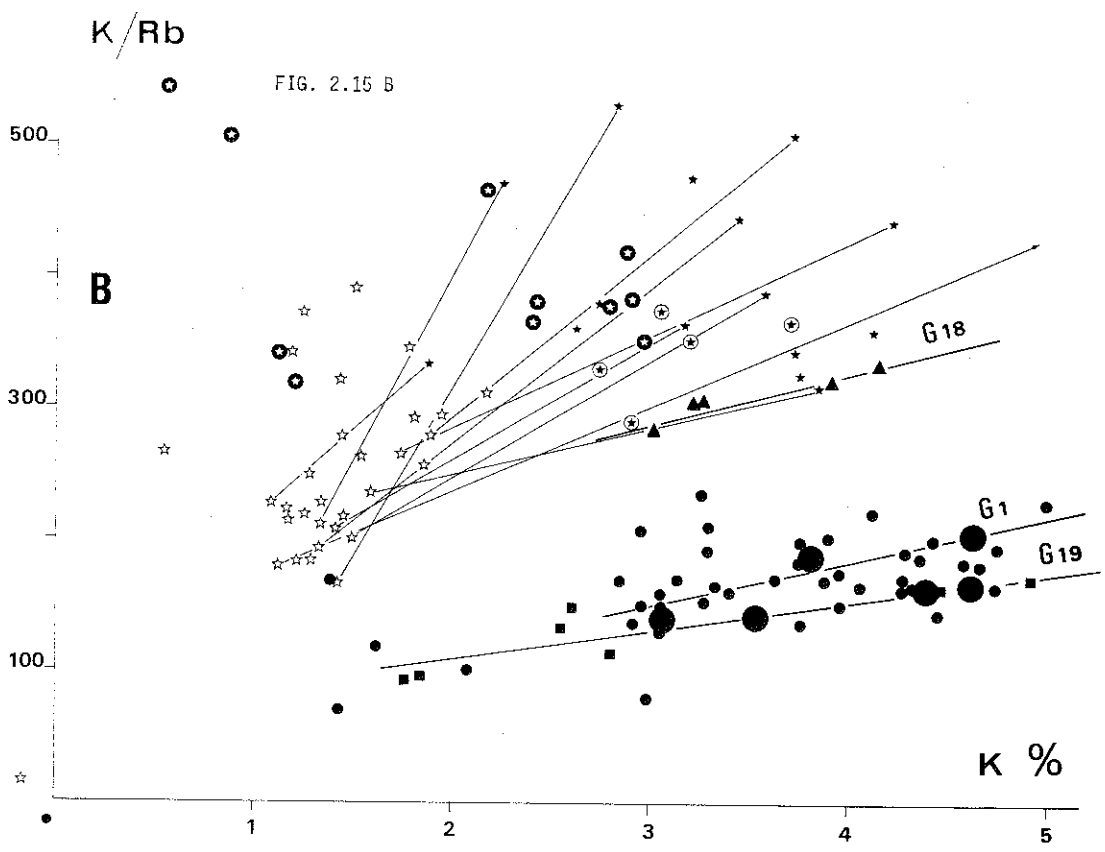


FIG. 2.15 B

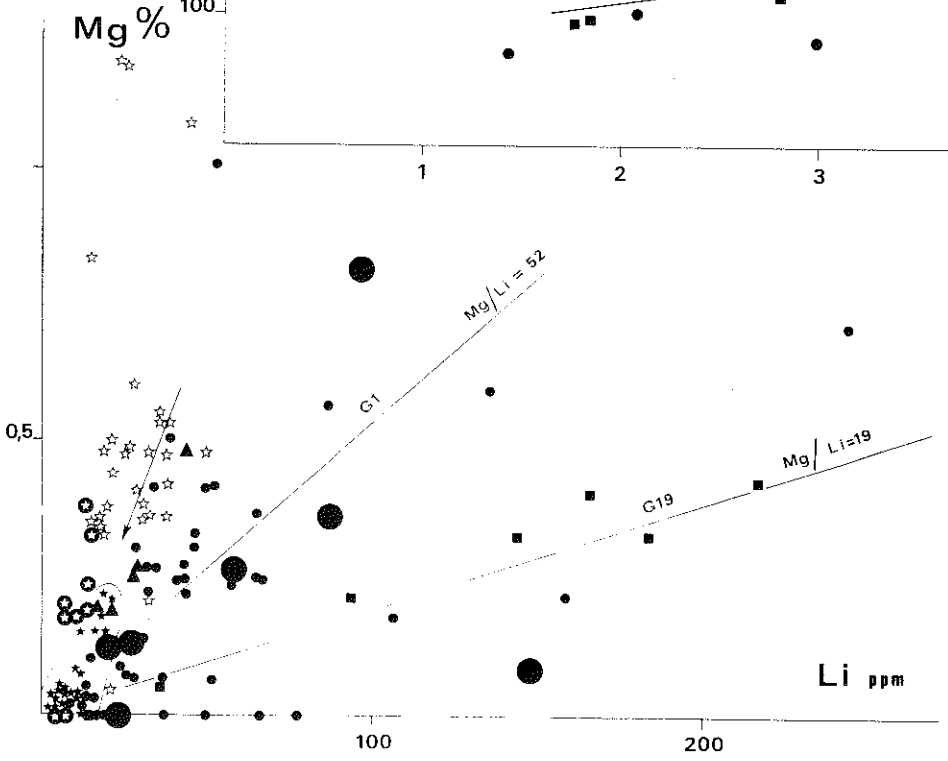


FIG. 2.14

OBSERVATIONS	INTERPRETATIONS POSSIBLES
Mg - Li (fig. 2.14) Corrélation positive pour chaque affleurement	- le rapport Mg/Li dans les roches est directement contrôlé (voir analyse annexe III) par le rapport Mg/Li des biotites correspondantes. Li et Mg sont donc directement contrôlés par la quantité de biotite d'où la corrélation positive. S'il y avait eu fusion puis recristallisation de la biotite on devrait avoir une corrélation positive Fe-Li, négative Mg-Li comme on l'observe dans les roches plutoniques acides.
- Très faibles teneurs en Li dans les mobilisats. Encaissant et mobilisat correspondant, mélanosome et leucosome ont le même rapport Mg/Li.	- cette observation indique que la biotite a un comportement inerte au cours des phénomènes de mobilisation. Si, comme le pensent J.G.Holland et R.St.J.Lambert (1972), cela signifie qu'elles ne participent pas à la fusion partielle, il n'en reste pas moins vrai que ces biotites doivent se rééquilibrer avec le liquide produit (voir coefficient de partage du Rb).
K-Rb K-K/Rb (fig. 2.15 A et B) - sur les deux diagrammes, disjonction des deux classes de gneiss en deux groupes bien séparés - la mobilisation des gneiss s'accompagne d'une augmentation du rapport K/Rb (par exemple dans les échantillons G17, K/Rb = 204 alors que pour les mobilisats, la moyenne K/Rb est de 357). Aucune disposition caractéristique des mobilisats en fonction de leur type (faciès très riches en K) ou de leur âge relatif	- composition chimique originelle différente - cette augmentation de K/Rb en fonction de K est caractéristique des systèmes métamorphiques ; A.J.R.White (1966) interprète cette croissance du rapport K/Rb dans les mobilisats et les rapports identiques obtenus pour des veines normalement riches en K par l'intervention d'un processus de différenciation métamorphique : en effet puisque le Rb est concentré dans les derniers liquides au cours de la cristallisation fractionnée, il doit être, de la même façon, concentré dans les premiers liquides fondus au cours d'une anatexie, entraînant une diminution du rapport K/Rb. L'augmentation observée de K/Rb ne peut correspondre ni à une fusion partielle ni à une cristallisation fractionnée (C.Dupuy, 1970).
- lignées évolutives parallèles et positives, sur le diagramme K - K/Rb, pour les affleurements G1 - G9, G19 - G18. Les gneiss rubanés sont moins bien alignés mais disposés en "bandes".	- ces alignements où coexistent les leucosomes et les mélanosomes sont le résultat d'un mélange en proportion variable de ces deux phases. Ce type de "trend" semble caractéristique de l'évolution métamorphique (J.M.Bertrand et C.Dupuy, 1972).
Diagramme K - K/Rb (fig.2.15 B) - disposition en éventail des lignes mobilisat encaissant - mobilisat des gneiss rubanés - disposition linéaire, avec légère croissance de K/Rb lorsque K augmente pour les gneiss granitiques et les faciès intermédiaires G18-G19	- cette opposition dans l'évolution de K/Rb en fonction de K est remarquable : la disposition linéaire, symptomatique d'un état d'équilibre entre le potassium et le rubidium à l'échelle de la formation n'est atteinte que dans les cas de "gneiss granitisés" dans la masse (voir ante p.149) ou dans le cas de granitoïdes (C.Dupuy et J.M.Bertrand, 1972), mais il n'est pas possible d'après ce critère de distinguer les granitoïdes et les gneiss. Cette disposition confirme le rapprochement déjà signalé entre les gneiss G18 et G19 (d'aspect rubané ou veiné) et les gneiss granitiques *sensu stricto*.

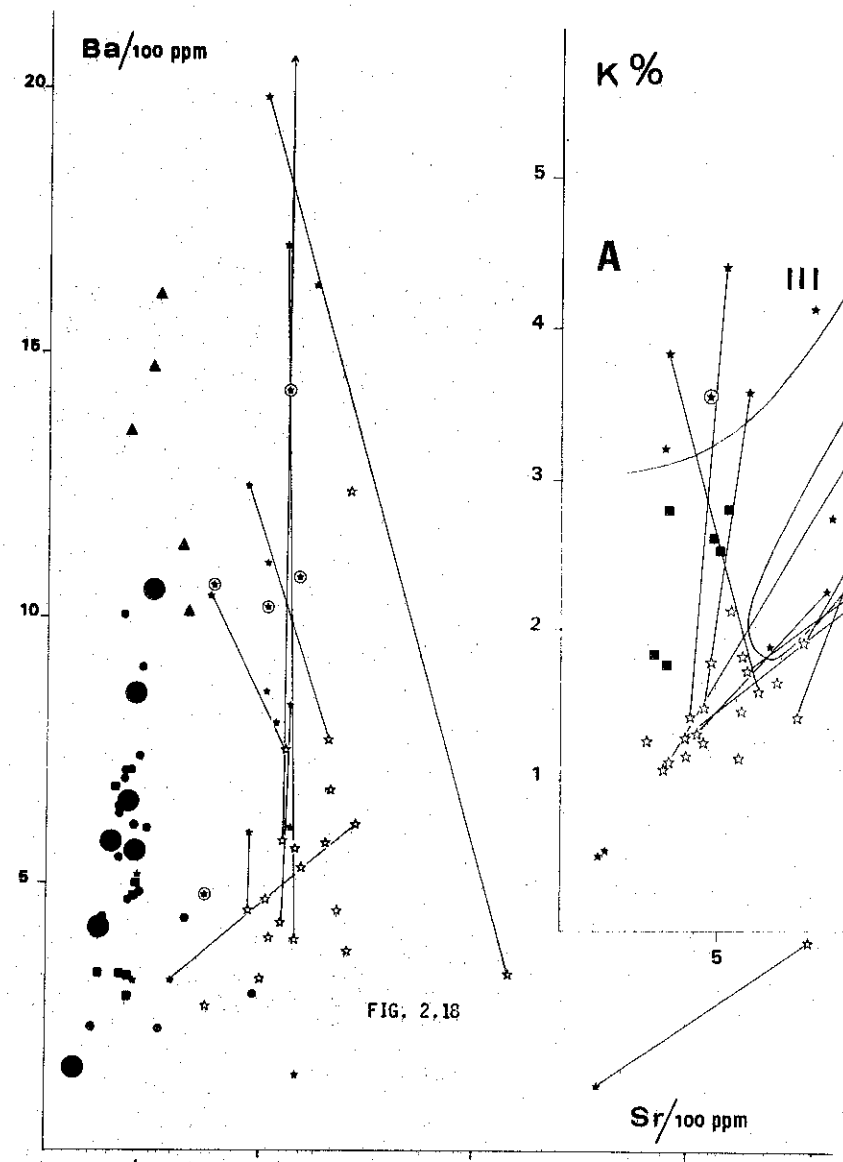


FIG. 2,18

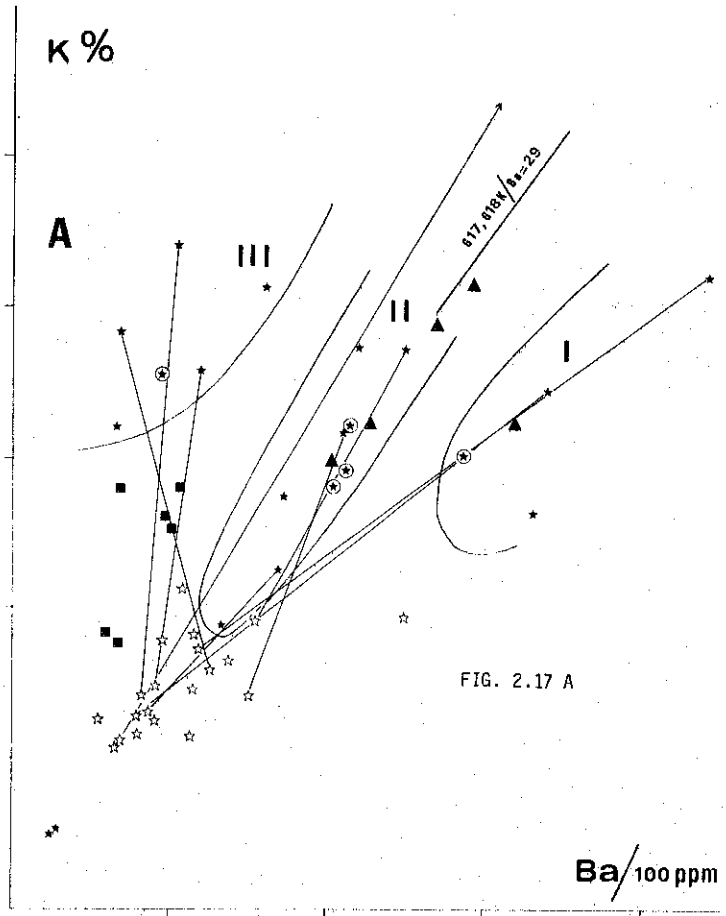


FIG. 2.17 A

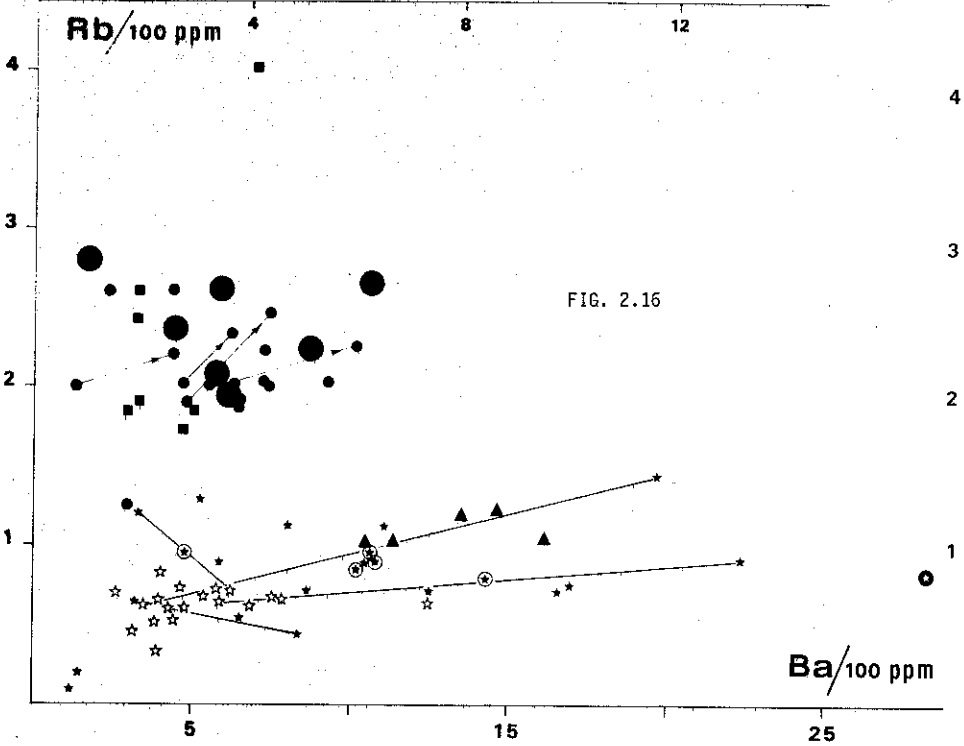


FIG. 2.16

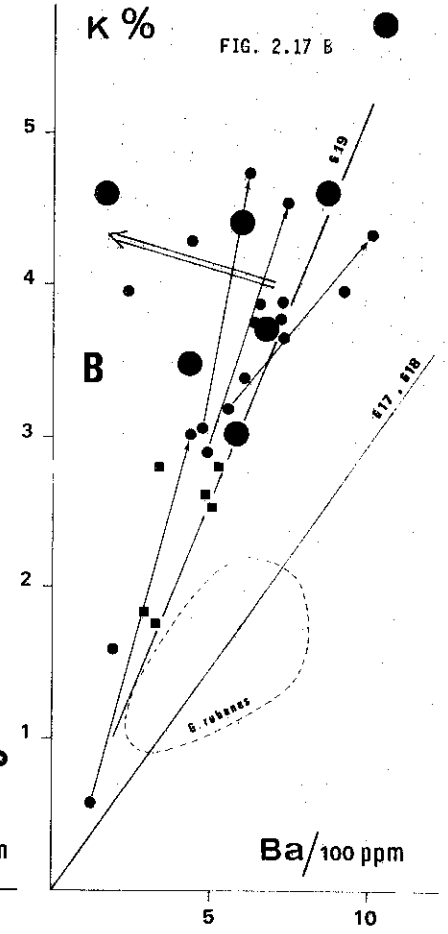


FIG. 2.17 B

OBSERVATIONS	INTERPRETATIONS POSSIBLES
Rb - Ba (fig. 2.16) - très nette séparation des deux classes de gneiss (G18 se plaçant avec les gneiss rubanés, G19 avec les gneiss granitiques)	- la disjonction entre les échantillons G18 et G19 confirme le caractère hybride de ces roches (qui sont, suivant les diagrammes, regroupées ou séparées)
- si on exclut les faciès anormalement enrichis en K, la corrélation est positive - pour chaque affleurement, la teneur en Ba augmente lorsqu'on se rapproche du minimum ternaire (cf. mobilisats et leucosomes)	- cette disposition est inverse de celle que l'on observe dans les séries plutoniques acides - non compatible avec les processus de cristallisation fractionnée et de fusion partielle pour des roches composées de biotite, plagioclase, feldspath potassique, quartz (C.Dupuy, 1970). Les "trends" observés dans les roches magmatiques, confirmés par les valeurs du coefficient de partage et les modèles théoriques qui en découlent indiquent une corrélation négative entre ces deux éléments.
- les mobilisats très riches en K ont des teneurs en Ba voisines de celles des autres roches mais se caractérisent par un net enrichissement en Rb	- voir plus loin
K - Ba (fig. 2.17 A et B) - très belle corrélation positive entre K et Ba (si on excepte les échantillons très riches en K)	- identique à celle que l'on observe dans les séries plutoniques acides
- pour les gneiss rubanés (fig. 2.17 a) quatre groupes de mobilisats peuvent être distingués : (I) mobilisats situés avec les gneiss granitiques ; (II) mobilisats caractérisés par une constance ou par une légère croissance de K/Ba ; (III) mobilisats caractérisés par une décroissance de K/Ba ; (IV) K et Ba très faibles (leptynites interstratifiées)	- voir discussion comparative tableau 2.4
- pour les gneiss granitiques, le rapport K/Ba varie peu, y compris dans les couples leucosome-mélanosome (très différent de la disposition en éventail des gneiss rubanés). Les échantillons situés à gauche (flèche) correspondent aux roches très riches en feldspath potassique : l'enrichissement en K ne s'accompagne pas d'un enrichissement correspondant en Ba	- l'homogénéité de ce type de gneiss est, une nouvelle fois, confirmée. Cette homogénéité peut être envisagée sur le plan de la composition originelle mais aussi sur le plan des processus génétiques (puisque les échantillons granitisés G19 présentent la même évolution). Au cours des phénomènes d'enrichissement en K, Rb est entrainé (K/Rb croît lorsque K croît) mais pas Ba. Opposition entre une évolution en système ouvert (métasomatose) et une évolution en système fermé qui conserve (ou crée) un rapport K/Ba constant
Ba - Sr (fig. 2.18) - aucune corrélation Ba-Sr : les teneurs en Sr restent relativement constantes par rapport aux variations de Ba	dans les granites,il y a toujours une corrélation positive Ba-Sr La variation du Ba n'est pas sous l'influence d'une diffusion car il devrait y avoir une variation corrélative de Sr
- de même que pour le graphique précédent on peut distinguer trois comportements différents des mobilisats (I) lignes mobilisat-encaissant obliques par rapport au "trend" principal (parallèle à l'axe y), mobilisats situés avec les gneiss granitiques (II) lignes mobilisat-encaissant obliques, mobilisats situés en dehors du champ des gneiss granitiques (III) lignes mobilisat-encaissant parallèles au trend principal	- voir discussion tableau 2.4

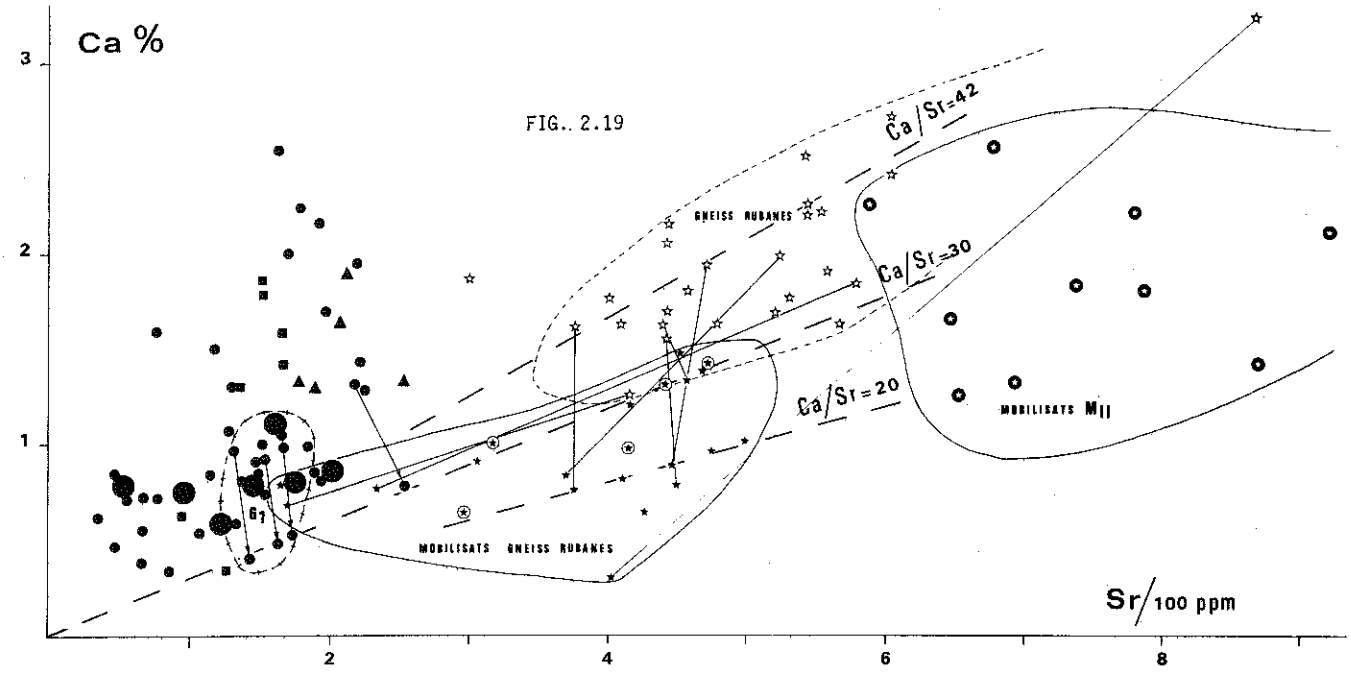


FIG.. 2.19

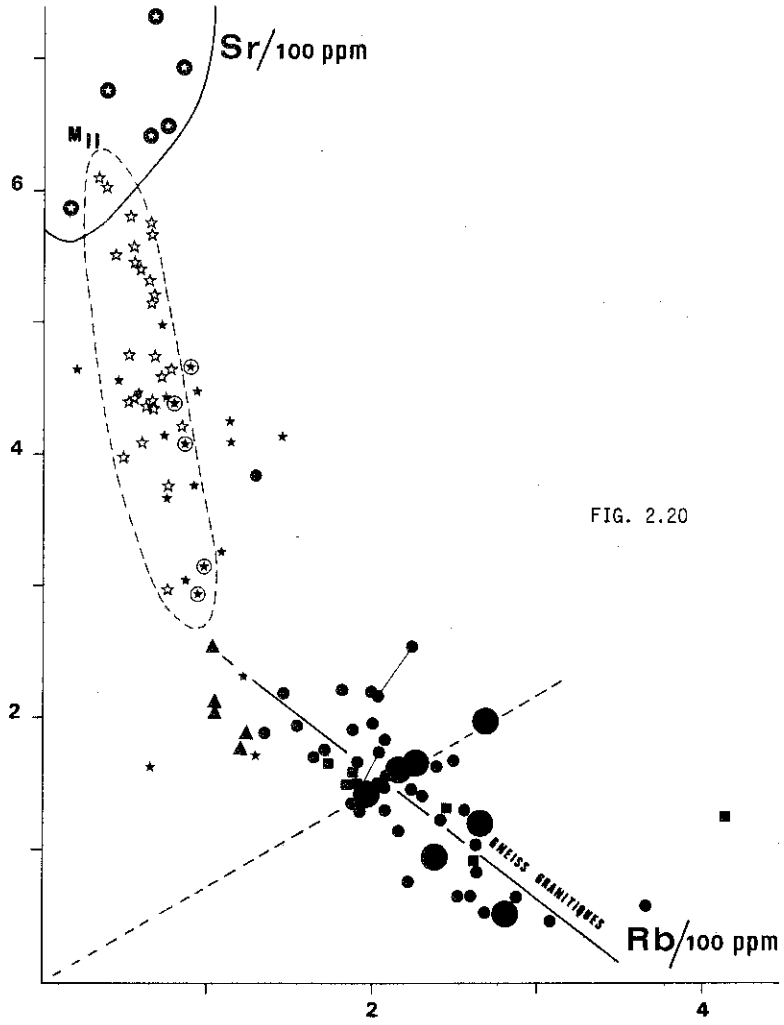


FIG. 2.20

OBSERVATIONS	INTERPRETATIONS POSSIBLES
Ca-Sr (fig. 2.19) - nette séparation des deux classes de gneiss	- la position des gneiss granitiques ressemble à la disposition habituelle des granites
- localisation de faciès rubanés très riches en K dans le domaine des gneiss granitiques - on peut distinguer trois comportements différents des mobilisats des gneiss rubanés (I) avec les gneiss granitiques (II) rapport Ca/Sr = 30 (III) rapport Ca/Sr = 20	- voir discussion tableau n° 2.4 les rapports Ca/Sr différents correspondent à un rapport plagioclase/orthose constant pour chacun de ces cas : voisin de 1,5 lorsque Ca/Sr = 20, de 2;1 lorsque Ca/Sr = 30 ; dans ces deux groupes se situent des mobilisats M_0 et M_1
- disposition sub-parallèle à l'axe y des lignes leucosome-melanosome des gneiss granitiques (correspondant à un léger enrichissement en Sr dans les leucosomes)	- le Sr reste relativement constant au cours de la mobilisation et le rapport Ca/Sr décroît
Rb-Sr (fig. 2.20) - disposition assymptotique des différents faciès qui se succèdent régulièrement depuis le pôle riche en Sr (Mobilisats M_{II}) jusqu'au pôle riche en Rb (gneiss granitiques)	- "trend" hérité de la composition du matériel originel ?
- dans les gneiss rubanés deux types de lignes évolutives encaissant-mobilisat : 1) parallèles au trend principal ; 2) perpendiculaires au trend principal	- voir discussion tableau n° 2.4
- dans les gneiss granitiques lignes évolutives encaissant-mobilisat systématiquement perpendiculaires au trend principal	- ce phénomène de fractionnement est sans aucun doute lié aux processus métamorphiques ou anatectiques
- les échantillons G20 qui sont presque tous nettement plus riches en K que la moyenne des gneiss granitiques, présentent une augmentation simultanée de Rb et Sr et par suite un rapport Rb/Sr à peu près constant	- cette indépendance par rapport au trend principal des gneiss granitiques confirme le fait que l'enrichissement en K est bien un caractère acquis au cours (ou après) du métamorphisme ou de l'anatexie

3 - Caractères généraux du fractionnement des éléments en trace au cours des processus de mobilisation

Les éléments en trace ne fournissent pas d'observations déterminantes pour prouver l'origine anatectique des mobilisats. Ne connaissant pas de roches équivalentes non mobilisées, il ne peut être question de procéder par comparaison de bilans chimiques.

Si on utilise comme critères d'appréciation les fractionnements observées dans les roches plutoniques acides et les modèles théoriques de fusion partielle ou de cristallisation fractionnée, seules les corrélations observées entre le baryum et le potassium ou entre le calcium et le strontium se rapprochent de ces modèles. Il faut rappeler aussi la corrélation entre SiO_2 et Li qui, d'après J.G.Holland et R.St J.Lambert (1972), pourrait être caractéristique d'une anatexie très limitée, n'incluant pas la biotite (l'inertie de la biotite semble confirmée par l'étude du rapport Mg/Li).

Faute de données expérimentales concernant le fractionnement des éléments en trace au cours des processus d'anatexie, il faut chercher, en comparant entre eux les "résultats" que fournit la nature sous la forme de mobilisats de type différent, à expliquer leur origine.

1 - Dans les gneiss rubanés

Le baryum et le strontium, comparés entre eux ou avec K et Ca, nous ont permis dans chaque cas de distinguer des "groupes" de mobilisats pour les gneiss rubanés. Ces observations sont regroupées sur le tableau 2.4.

		K/Ba	Ca/Sr	Ba/Sr
G9.7	Aplite rose parallèle au rubanement	I	I	I
G5.5		I	I	I
G1.5		I	I	I
G15.17	Pegmatoïde sécant tardif (M_1)	I	III	III
G10.17	Mob. blanc / leptynite ?	I	III	II ou III
G16.17*	faciès leucocrate interstratifié rubané clair	I	III	II
G10.5	Mob. interstratifié folié	II	III	II
G7.7	Pegmatite sécante	II	III	II
1.17	Granitoïde blanc	II	II	II
2.17 A*	Rubané clair	II	II	III
G4.17*	Passée claire granitoïde	II	II	II ou III ?
7.17*	Granitoïde	II	II	III
12.17*	Faciès clair	II	III	III
14.17	Mob. pegmatoïde plan axial (M_1)	II	II	II ou III
18.17		II	II	II
9.5 A*	Ruban clair affecté par fleckes (M_1)	III	III	III
12.5 A*	Ruban clair	III	III	III
4.7*	Leptynite interstratifiée	III	III	II ou III ?
1.7	Granitoïde M_{II}	III	III	II ou III ?
7.5		IV	III	II
2.5		IV	II	II ou III ?

Tableau 2.4 - Caractéristiques géochimiques des mobilisats.

K/Ba - I avec les gneiss granitiques
II constance ou légère croissance K/Ba
III décroissance K/Ba
IV K et Ba très faibles

Ba/Sr - I trend oblique, avec les gneiss granitiques
II trend oblique, en dehors des gneiss granitiques
III trends longitudinaux

Ca/Sr - I avec les gneiss granitiques
II rapport Ca/Sr = 30
III rapport Ca/Sr = 20

a) Les faciès leucocrates marqués d'un astéristique (*) correspondent à des gneiss rubanés clairs pour lesquels l'origine anatectique est douteuse (absence de textures pegmatoïdes, stricte interstratification). Ces roches ont des caractéristiques communes sur ces trois diagrammes (on peut y distinguer deux sous-groupes) :

- sous-groupe 1 : constance ou légère croissance de K/Ba
  rapport Ca/Sr = 30
  trends Ba/Sr longitudinaux : Sr reste constant lorsque Ba croît
- sous-groupe 2 : décroissance de K/Ba
  rapport Ca/Sr = 20
  trends Ba/Sr longitudinaux.

Le strontium reste constant lorsque Ba croît ; on sait que Sr est réparti à peu près également entre le plagioclase et le microcline tandis que le baryum est contenu surtout dans le microcline ; on peut vérifier que, dans les faciès plus sombres, la quantité de plagioclase est sensiblement la même que dans les faciès leucocrates et que seules les proportions de feldspath potassique et de biotite sont différentes. Ces observations sont en faveur d'une absence de fractionnement du strontium. L'enrichissement en Ba est donc uniquement dû à l'enrichissement en K obtenu par simple différenciation métamorphique accentuant sans doute de légères différences du chimisme originel (différents rapports Ca/Sr).

b) Les autres mobilisats sont soit franchement aplitiques et leur similitude avec les gneiss granitiques permet de penser qu'ils sont allochtones par rapport aux gneiss rubanés, soit pegmatoïdes et leurs rapports géométriques avec leur encaissant rubané indiquent une grande mobilité. Ce sont ces mobilisats dont la composition cotectique a permis de proposer une origine anatectique.

Pour les mobilisats pegmatoïdes K/Ba croît ou reste constant par rapport à l'encaissant correspondant et, comme pour les couples leucosome-melanosome des gneiss granitiques, les lignes encaissant-mobilisat sont obliques au trend principal sur les diagrammes Ca/Sr et Ba/Sr.

Cette tendance peut être expliquée, de la même façon que pour les autres mobilisats, par les rapports entre le microcline et le plagioclase qui, si on accepte l'hypothèse d'une origine anatectique, doivent être dans un rapport donné.

Le rapport K/Rb

S'il y a dans les leucosomes obtenus par différenciation métamorphique un fractionnement de Rb uniquement controlé par la minéralogie, aboutissant à une croissance du rapport K/Rb (Rb est moins concentré dans le feldspath potassique que dans la biotite), ce n'est pas le cas au cours des processus d'anatexie. D.M.Shaw (1968) considère qu'au cours du processus de fusion partielle (accompagné de transformations de la biotite en feldspaths potassiques), on doit obtenir :

. un K/Rb faible dans la solution aqueuse enrichie en Rb ;

. un K/Rb normal dans les fractions fondues ;

. un K/Rb élevé dans les gneiss résiduels,

les valeurs absolues du rapport K/Rb dépendant des proportions relatives de ces trois types de matériaux.

Or, nous constatons dans tous les mobilisats de gneiss rubanés, une croissance de K/Rb et des rapports normaux (proches de 230) pour les gneiss rubanés encaissants. Mais par ailleurs on peut supposer que la biotite n'a pas participé à la fusion (Mg/Li). Dans ces conditions, les fractions fondues ne contenant que du feldspath potassique et la quantité de biotite ne diminuant pas dans les gneiss résiduels, le rapport K/Rb des premières doit être plus élevé que celui des seconds, puisque le Rb reste concentré préférentiellement dans les fractions non mobilisées riches en biotite.

D'autre part, en admettant que la fraction fondue soit très faible en volume et qu'une partie des minéraux leucocrates a été entrainée dans ce liquide pour former des "veines" à la faveur des déformations, il n'y a aucune raison pour que les variations du rapport K/Rb soient très différentes de celles obtenues lors de la différenciation métamorphique.

En conclusion, une partie des mobilisats des gneiss rubanés a pu être formée par anatexie, mais les considérations précédentes obligent à moduler cette interprétation : il s'agirait en effet d'une anatexie tout à fait débutante où la biotite n'a pas participé et où seule une petite proportion de la fraction quartzo-feldspathique a été affectée.

2 - Les gneiss granitiques et l'enrichissement en potassium

Les gneiss granitiques ont subi une évolution anatectique. Cependant la séparation de la phase fondue ne s'est pas réalisée ; le néosome et le paléosome sont mélangés en toutes proportions. La disjonction des points représentatifs de ces deux fractions sur certains diagrammes (Rb/Sr, Ca/Sr) et les faibles valeurs du rapport K/Rb sont en accord avec une origine particulière de ces roches qui pourraient correspondre à d'anciens granites ou porphyroïdes. Cependant, il est difficile de préciser ce point car, en comparant l'évolution de K/Rb en fonction de K dans les granitoïdes et dans les gneiss, les différences sont très faibles (C.Dupuy et J.M.Bertrand, 1972).

L'enrichissement en potassium par rapport aux compositions cotectiques, observé dans certains faciès s'accompagne d'un enrichissement corrélatif en Rb mais pas en Ba (ni en Sr). Cette constatation met bien en évidence l'absence de diffusion du Ba et du Sr. Il peut sans doute être interprété comme résultant de la circulation de fluides (solutions aqueuses) résiduels (où le Rb est concentré) où les

éléments seraient fractionnés en fonction de leurs caractéristiques ioniques. Ces circulations peuvent n'avoir aucun rapport avec l'anatexie proprement dite, et correspondre à un événement ultérieur.

4 - Le partage du rubidium entre la biotite et le microcline

D'après les travaux expérimentaux, la biotite reste en équilibre avec le liquide leucocrate formé lors d'une fusion partielle (Killing, 1972). Cette observation confirme les résultats obtenus à partir du coefficient de partage entre la biotite et le microcline (A.J.R.White, 1966) ou entre la biotite et l'ensemble de phases leucocrates dans les gneiss (P.R.Whitney, 1969).

Cette étude a été réalisée en collaboration avec C.Dupuy (C.Dupuy et J.M.Bertrand, 1973). Les résultats sont présentés dans le tableau 2.5 et la figure 2.21 (1).

Référence	Nom des roches correspondantes	Biotite	Microcline	$D_{Rb}^{B/M}$
109-7*	gneiss rubané plagioclasique	1360	475	2,86
E48*	"	731	270	2,71
42-15*	"	605	175	3,46
97-1*	gneiss granitique	1200	507	2,39
97-10*	"	851	341	2,49
7-20*	"	1630	657	2,48
3-18*	"	561	220	2,55
7-1*	"	1260	509	2,47
1-7*	"	630	253	2,49
109-15	"	1265	579	2,18
97-11	"	1310	651	2,01
1-21	"	1466	729	2,01
22-21	"	1446	732	1,97
1-1	"	900	420	2,14
3-1	"	1090	540	2,01

Tableau 2.5 - Teneurs en rubidium dans les couples de minéraux (biotite et microcline). Coefficient de partage $D_{Rb}^{B/M}$.
* roches affectées par la mobilisation tardive.

Une partie des points s'aligne le long de deux droites dont les pentes différentes traduisent deux groupes de valeurs $D_{Rb}^{B/M}$. Dans les deux cas, l'alignement des points suggère un équilibre entre la biotite et le microcline ; par suite, une variation des conditions thermodynamiques et en particulier de la température expliquerait la présence de deux groupes de valeurs.

Les caractéristiques structurales des échantillons étudiés sont regroupées sur le tableau 2.6. Les points situés en dehors de deux droites (1) et (2) correspondent soit à des erreurs d'analyses, soit à un déséquilibre entre les deux minéraux potassiques ou à des conditions de température différentes. Les calculs montrent que les légères variations de $D_{Rb}^{B/M}$ pour les points situés le long des droites (1) et (2) peuvent être attribués aux erreurs d'analyses. La position de l'échantillon 109-15 légèrement déplacé par rapport à la droite (2) peut également résulter de ces erreurs. Par contre, l'écart par rapport à la droite (1) présenté par les autres points est trop grand pour être imputé à cette cause. Ces

---

(1) Dans les deux minéraux potassiques (biotite et microcline) le rubidium est déterminé par spectrophotométrie d'absorption atomique. L'erreur d'analyse exprimée par le coefficiant de variation ($C\ \% = \frac{s \times 100}{\bar{x}}$ où s = écart type et $\bar{x}$ moyenne de plusieurs mesures) est de 2 % pour la biotite et de 3 % pour le microcline. L'estimation de cette erreur permet de calculer un intervalle de confiance pour chaque valeur du coefficient de partage $D_{Rb}^{B/M}$.

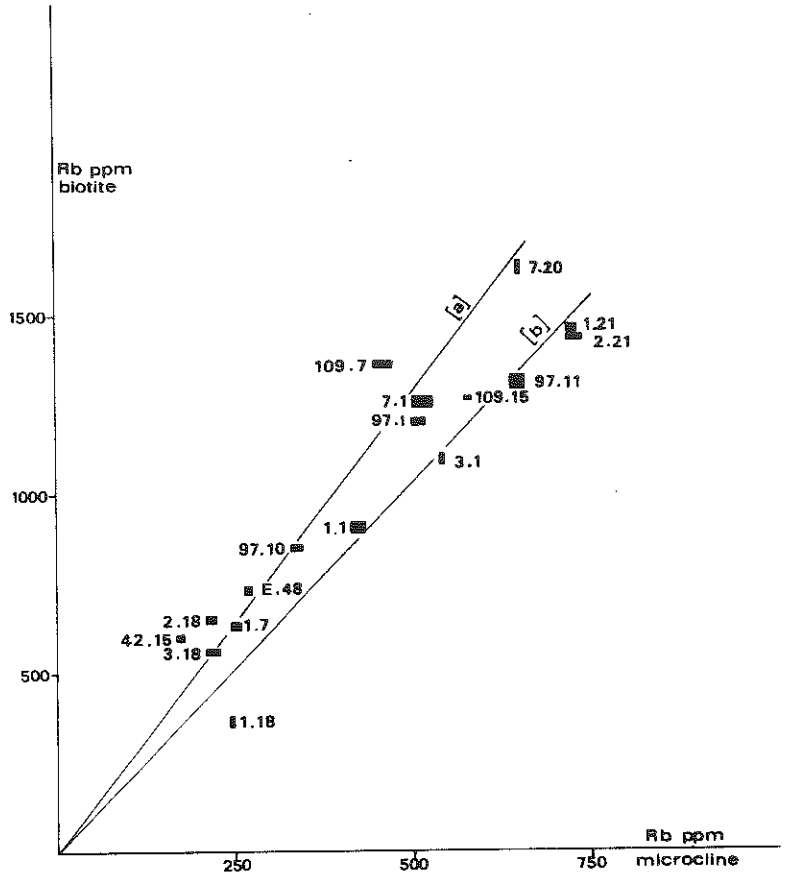


Fig. 2.21 - Expression graphique du coefficient de partage du rubidium entre la biotite et le microcline dans les gneiss étudiés.

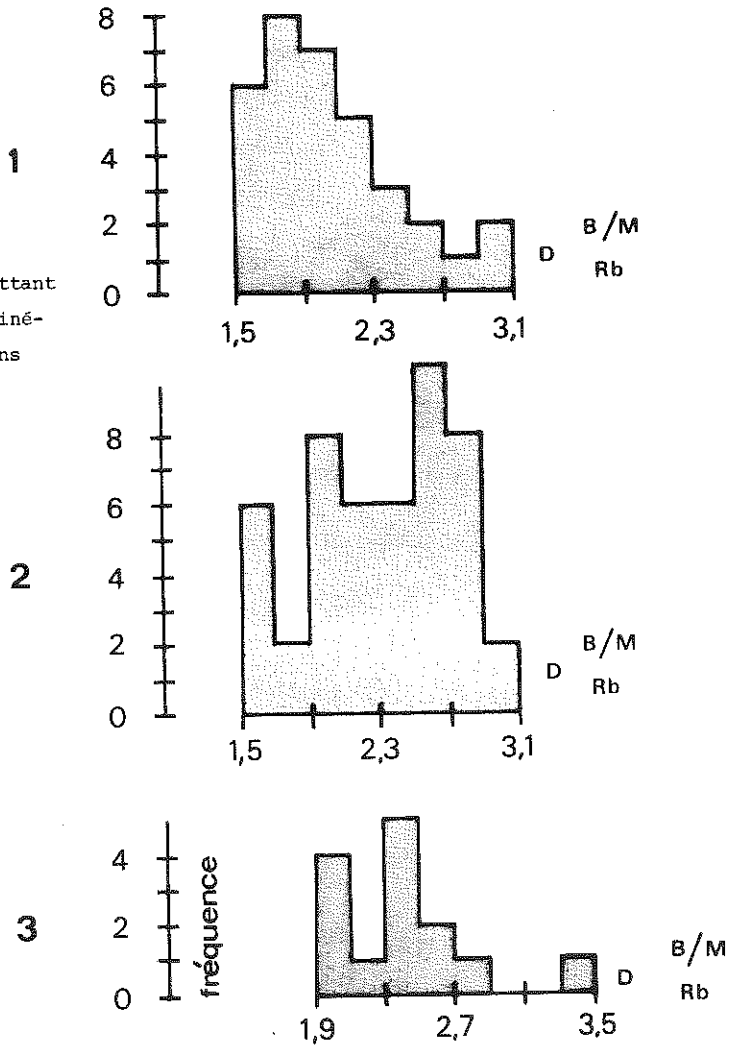


Fig. 2.22 - Histogramme de fréquence permettant de comparer les valeurs de $D_{Rb}^{B/M}$ des deux minéraux potassiques, biotite et microcline dans les roches suivantes :

(1) granodiorites
(2) granites
(3) gneiss étudiés.

	Biotite	FK	Assemblage 0	granulation et myloniti-sation	remplacement	Assemblage I	évolution tardive
G1.18 hornblende	B_0 retrom.	$F_0 = F_1$ (en taille et en abon-dance)	partiel. conservé	γ faible	oui, F_1 su-rimposé	non	
G2.18 grenat	$B_0 + B_1$	$F_0 + F_1$		γ importante	oui, énorme antiperthite	en cours	
G3.18	B_0 retrom.	$F_0 = F_1$	en cours de destruction	γ intense submyloniti-que	remplacement important		
E48	B_1	F_1	non conservé	nulle	important	Assemblage granoblasti-que I typi-que	nulle
E42.15	$B_0 + B_1$	F_1 unique-ment inter-granulaire	détruit	granulation importante	oui, mais surtout cir-culation et mobilisation	non complè-tement réa-lisé	nulle
E109.7 grenat	(B_0) + peti-tes B_1	tout le FK est inter-granulaire	bien conser-vé	moyenne	oui,		nulle
E109.15	(B_0) + peti-tes B_1 pres-que unique-ment B_1	$F_0 + F_1$	mal conservé	γ intense myl.intense	remplacement très impor-tant		
E97.1 foliation I oblique	B_0 tordue + B_1	F_0	détruit par remplacement	γ faible text.submy-lonitique	F_0 remplacé à très gran-de échelle		
E97.10 charnière P_1	B_0 rare B_1 en petits éléments	$F_0 = F_1$	sub-détruit	γ intense	remplacement important	en cours de réalisation	
E97.11	B_0 rétrom.	F_0 + larges F_1	conservé en partie	γ moyenne très locali-sée	remplacement très impor-tant		légère ré-tromorphose
G1.1 hornblende	B_0	F_0 larges blastes + F_1 abondants	assemblage 0 typique	γ nulle	remplacement limité	non	nulle
G3.1 hornblende	B_0	F_0 + petits F_1	assemblage 0 typique	γ nulle	oui, limité	non	
G7.1 hornblende	B_0 retrom.	$F_0 = F_1$	assemblage 0 typique	γ nulle	oui, limité	non	
G7.20 hornblende	B_1 (+ 99 B_0 retrom.	F_1 , quelques F_0 résiduels	assemblage 0 partiel. conservé	γ intense myl.très faible	oui, très avancé	non	
G1.21 grenat	(B_0 résiduel) +B_1 très abondant	F_0 rares larges F_1	non	γ très in-tense, myl. moyenne	oui, impor-tant	sub-réalisé	
G2.21	B_1 (néo-fo-liation)	F_1 dominants	non	γ intense myl.intense	important	sub-réalisé	

Tableau 2.6 - Caractérisitques structurales des échantillons étudiés.

points correspondent aux minéraux issus des gneiss plagioclasiques dont seulement trois couples de minéraux sont disponibles pour cette étude ; deux d'entre eux ont des valeurs de $D_{Rb}^{B/M}$ très voisines (2,86 et 2,71) mais différentes de celle du troisième (3,46). L'équilibre est alors difficile à prouver. Toutefois on peut penser qu'un déséquilibre s'accompagne de valeurs aberrantes de D_{Rb}. Pour le vérifier, les valeurs des coefficients de partage dans les gneiss sont comparées sur la figure 2.22 à celle fournie pour les roches plutoniques (I.M.Lange, R.S.Reynolds et J.B.Lyons, 1966 ; J.P.Carron et M.Lagache, 1971 ; F.C.Dodge et B.P.Fabri, 1970 ; C.Dupuy, 1970). Un seul échantillon s'écarte des valeurs habituellement rencontrées ; pour lui, il est possible d'envisager un déséquilibre entre les deux minéraux potassiques. Dans les deux autres gneiss plagioclasiques, il est possible que la biotite et le microcline soient à l'équilibre ; les valeurs plus élevées des coefficients de partage traduiraient alors des températures légèrement plus basses que dans les gneiss granitiques.

Signification géologique

Dans les gneiss granitiques, la répartition du rubidium entre la biotite et le microcline définit deux groupes de valeurs pour les coefficients de partage. Cette division n'est pas aléatoire car elle correspond à la distinction entre des roches intensément affectées par la remobilisation liée à la phase P_1 et des roches dont l'assemblage minéral ancien est conservé.

Dans les deux cas, l'équilibre est atteint. En particulier la coexistence dans certains faciès de minéraux néoformés et de minéraux reliques (droite 1, fig. 2.21) implique, qu'il y a eu, au cours de la remobilisation, établissement d'un nouvel équilibre faisant intervenir les deux générations de minéraux.

Les deux valeurs du coefficient de partage correspondent à des conditions thermodynamiques différentes. La variation des valeurs de $D_{Rb}^{B/M}$ entre les deux groupes suggère en particulier une diminution de température dans les roches qui ont subi les recristallisations de la phase P_1. Selon les travaux expérimentaux de A.E.Beswick (1973) et compte tenu de toutes les restrictions qu'ils impliquent, la différence serait de 40 à 50° C.

Par ailleurs, on a pu vérifier, d'après les données géochronologiques (IIIe partie), que les échantillons où se manifeste la remobilisation à des températures plus basses, se disposent sur une droite radiogénique distincte de l'isochrone principal (située environ à 2000 Ma).

IV - PRINCIPAUX RESULTATS DE L'ETUDE DES GNEISS QUARTZO-FELDSPATHIQUES

L'étude pétrographique et géochimique comparée des gneiss rubanés plagioclasiques et des gneiss granitiques a conduit aux conclusions suivantes :

a) les deux groupes de roches ont été affectés par les mêmes épisodes de migmatisation. Le premier épisode, le plus important (qualitativement et quantitativement), est lié au cycle ancien (P_0). Des remobilisations ont accompagné le cycle récent ($P_1 + P_2$) selon plusieurs processus (différenciation métamorphique, métasomatose, anatexie).

b) le matériel originel correspond, dans un cas à un complexe volcanique ou volcano-détritique acide, à tendance kératophyrique (gneiss rubanés), dans l'autre à des granites ou porphyroïdes (gneiss granitiques).

Ces conclusions sont différentes de celles auxquelles aboutissent les travaux de N.K.Grant (1970), S.J.Freeth et K.Burke (1973) et M.O.Oyawoye (1970) concernant les roches comparables du "Basement complex" du Nigeria : pour ces auteurs les granites-gneiss (équivalents des gneiss granitiques) proviennent de la fusion partielle des gneiss rubanés au cours du cycle éburnéen. Au Hoggar il semble que les gneiss rubanés et les granites preexistaient à l'épisode de migmatisation éburnéenne.

Sur un plan plus général, l'étude géochimique a permis de formuler quelques hypothèses concernant les processus de mobilisation et de remobilisation en zone profonde :

1) mise en évidence d'une tendance évolutive particulière des éléments alcalins, différente des tendances observées lors des processus sédimentogènes et du magmatisme, qui semble caractéristique de l'évolution métamorphique et migmatitique : étalement des faciès observés entre un pôle sodique et un pôle potassique de composition voisine de celle des granites ;

2) un modèle d'anatexie limitée où les minéraux ferro-magnésiens ne participent pas, est proposé d'après :

. le type de gisement et la composition des mobilisats ;

. leur évolution dans le système Q.Ab.Or ;

. le comportement des éléments en trace (Li, Rb, Sr) ;

. l'état d'oxydation du Fer.

Cette hypothèse semble confirmée+ par la constance du rapport Mg/Li entre encaissant et mobilisat correspondant (ou dans les gneiss granitiques entre leucosome et melanosome)

+ par la comparaison du rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} entre les mobilisats et les encaissants : constant dans les mobilisats, ce rapport est très variable dans les gneiss encaissants.

L'anatexie se manifeste dans les gneiss rubanés par la ségrégation de mobilisats pegmatoïdes (métatexites) tandis que dans les gneiss granitiques il n'y a pas de ségrégation de la phase fondue ;

3) lors de la remobilisation au cours des épisodes P_1 et P_2 (essentiellement P_1) en plus de quelques mobilisats de type anatectique très limités en volume, les roches ont localement évolué en système ouvert :

. différenciation métamorphique à l'échelle de certains rubans de gneiss rubanés → formation des flecky gneiss

. concentrations métasomatiques enrichies en feldspath potassique.

Localement un nouvel équilibre chimique a été réalisé entre la biotite et le feldspath potassique (partage de Rb). L'analyse pétrographique (en partie confirmée par les mesures géochronologiques) permet d'attribuer les deux équilibres ainsi déterminés respectivement à l'épisode P_0 et à l'épisode P_1.

chapitre III

LES FORMATIONS BASIQUES

Les formations basiques occupent une grande place et peuvent être utilisée, surtout dans la série de l'Aleksod, comme horizons repères pour l'établissement de la lithostratigraphie. La figure 2.23 replace schématiquement ces roches dans leur contexte.

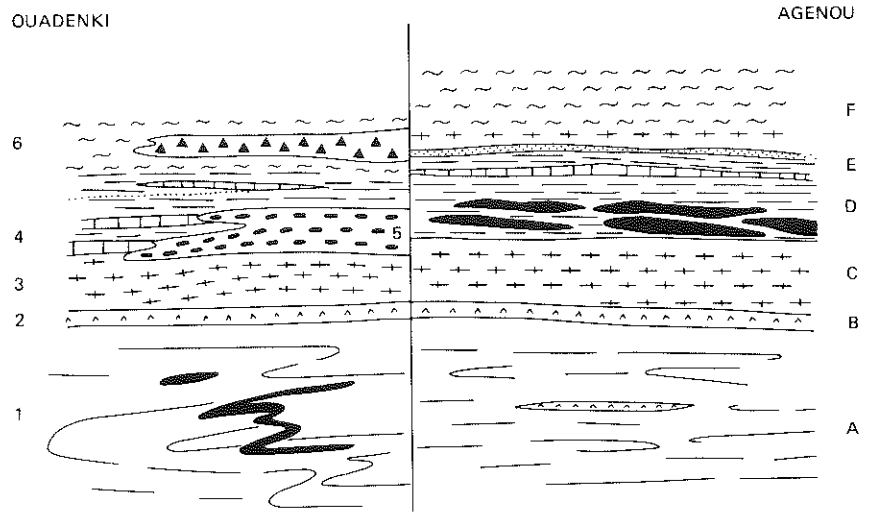


Fig. 2.23 - Contexte lithologique des formations basiques.

Groupe d'Ouadenki

1 - gneiss rubanés plagioclasiques avec filons de métadolérites sécants et plissés
2 - amphibolites de base de la Série de l'Aleksod
3 - gneiss veinés plagioclasiques associés à des gneiss à grenat et disthène
4 - formation métasédimentaire avec marbres et quartzites à magnétite et cummingtonite passant à (5)
5 - formation calco-magnésienne : amphibolo-pyroxénites à grenat
6 - métadiorite emballée dans des gneiss dioritiques à hornblende et grenat

Groupe d'Agenou

A - gneiss rubanés et veinés avec lentilles d'amphibolites à biotite
B - (2)
C - (3)
D - amphibolites migmatisées, boudinées et associées à métasédiments
E - (4)
F - gneiss dioritiques à hornblende, biotite et grenat

a) Dans la série de l'Arechchoum

- amphibolites interstratifiées qui participent au rubanement des gneiss. Ce sont presque toujours des amphibolites feldspathiques, rarement grenatifères ;
- métadolérites sécantes ;
- amphibolites à biotite (Talat Mellet) dont l'origine filonienne, bien qu'aucune structure primaire n'y soit conservée, est certaine car elles recoupent à l'échelle cartographique, la lithologie

des formations gneissiques.

b) Dans la série de l'Aleksod

- la base de la série est toujours soulignée par un niveau d'amphibolites massives, peu feldspathiques, contenant parfois du grenat ;

- la formation calco-magnésienne du groupe d'Ouadenki et son équivalent dans le groupe d'Agenou (formation des amphibolites de Tazrouk) correspond à l'association de roches basiques et de faciès métasédimentaires (marbres, gneiss alumineux) ;

- les métabasites de Tirehatine et de l'oued Tala Mellet (groupe d'Ouadenki) intrusives dans la série sédimentaire sont métamorphisées et déformées en même temps que celles-ci mais conservent des reliques de textures magmatiques (enclaves, par exemple) ;

- la formation des gneiss à biotite et hornblende de l'oued In Assakane (groupe d'Agenou) comprend tous les termes intermédiaires entre un pôle acide (gneiss à biotite-muscovite) et un pôle basique (amphibolites feldspathiques à biotite).

I - ANALYSE PETROGRAPHIQUE

1 - LES METADOLERITES DE LA SERIE DE L'ARECHCHOUM

Elles recoupent toujours le rubanement des gneiss sous forme de filons. Lorsqu'ils sont épais de plusieurs mètres, ces filons sont zonés : la partie centrale est isotrope, à texture doléritique conservée, parfois porphyrique, tandis que la partie corticale est formée d'une amphibolite à biotite nettement foliée. Les faciès orientés sont seuls représentés dans les filons plus minces (quelques décimètres à un mètre). Ces textures orientées ont été acquises au cours du métamorphisme et des déformations de la phase I (voir fig. 1.12). *Ph.1*

Les faciès isotropes à texture doléritique conservée

En fait il existe tous les termes intermédiaires entre les roches microgrenues à texture doléritique et les amphibolites à biotite.

A l'origine il s'agit de dolérites porphyriques contenant de l'augite et du plagioclase (de 70 à 90 % d'An) et de l'apatite aciculaire. Ces minéraux primaires subsistent longtemps au cours du métamorphisme prograde. La biotite - toujours présente en petites plages assemblées en rosettes - surimposée au pyroxène et au plagioclase accompagne la recristallisation progressive de ces minéraux : dans les faciès ouralitisés l'association de la biotite et de la hornblende semble indiquer que ces deux minéraux apparaissent ensemble au cours du métamorphisme.

L'évolution observée est la suivante :

. apparition d'une double couronne de hornblende et de grenat au contact augite-plagioclase. Le grenat borde le plagioclase mais, dans les termes les plus évolués, avant la réalisation du faciès amphibolite, c'est-à-dire lorsque le remplacement du pyroxène primaire par la hornblende ou le diopside n'est pas encore complètement réalisé, le grenat n'est plus localisé en bordure du plagioclase mais croît à l'intérieur des plages plagioclasiques ; *Ph.40.41*

. remplacement de l'augite par un assemblage diopside-hornblende poecilitique ;

. destabilisation du plagioclase qui se manifeste par l'apparition de structures graphiques plagioclase-quartz, et la décroissance de la teneur en anorthite (de 60 à 40 % An) ;

. invasion de la roche par de petites biotites en rosette.

Aucune déformation n'accompagne cette transformation et les phénocristaux de plagioclase, reliques métastables, peuvent subsister longtemps avant d'être remplacés par une association quartz + plagioclase (An 25).

Les amphibolites à biotite de bordure

Vers le bord des filons, les phénocristaux se transforment progressivement en "flammes" poly-

cristallines (quartz + oligoclase An 25) parallèles à la foliation et allongés selon la linéation L_1. Le reste de la roche est alors constitué par un assemblage granoblastique orienté de hornblende et de plagiocalse contenant accessoirement de la biotite.

2 - LA FORMATION CALCO-MAGNESIENNE DU GROUPE D'OUADENKI

Cette formation est caractérisée par le passage latéral, bien mis en évidence dans le synforme de l'oued Tirehatine, entre :

1) un ensemble métasédimentaire contenant d'abondants niveaux de marbres à diopside, des quartzites à magnétite et cummingtonite, des micaschistes alumineux à disthène et grenat. Quelques niveaux d'amphibolites à grenat sont interstratifiés. Cet ensemble affleure dans la partie occidentale du synforme de l'oued Tirehatine ;

2) un complexe beaucoup plus homogène, formé d'amphibolo-pyroxénites à grenat et microcline, où subsistent cependant de rares et peu épaisses intercalations de quartzites à magnétite et cummingtonite et de gneiss leucocrates à grenat (et disthène). Localement, des marbres en gisement lenticulaire sont associés à ce complexe (partie orientale du synforme de l'oued Tirehatine et synclinal (P_1) d' Ouadenki). *Ph.66*

La zone de passage entre ces deux ensembles, qui se relaient, en continuité cartographique, au-dessus des gneiss veinés à biotite et hornblende (avec intercalations de gneiss à grenat et disthène) de la partie inférieure du groupe d'Ouadenki, est visible au centre du synforme de Tirehatine. Elle se marque par la multiplication des intercalations d'amphibolites à grenat et par l'apparition des amphibolo-pyroxénites à grenat et microcline.

A cette imbrication à grande échelle entre deux groupes de faciès répond, à l'intérieur de la formation apparemment homogène d'amphibolo-pyroxénite, une alternance très fine entre des "microlits" (de quelques millimètres) de composition minéralogique différente. La forme d'alternance la plus fréquente est la suivante : *Ph.67.68*

- "microlits" à quartz-andésine (An 40)-biotite-grenat
- "microlits" à (plagioclase)-scapolite-microcline-diopside-hornblence-grenat-sphène-clinozoïsite-calcite ; *Ph.69*

mais de la même manière on rencontre :

- des lits amphiboliques (hornblende-grenat) où le grenat, syntectonique est cerné d'une bordure réactionnelle à biotite, plagioclase, quartz, ilménite
- des pyroxénites à andésine (An 40 à 50)-diopside (microcline-hornblende-calcite).

Toutes ces roches sont remarquables par la grande taille des amphiboles, des pyroxènes et des grenats - le grenat, de quatre à cinq centimètres en moyenne peut atteindre une vingtaine de centimètres - et leur caractère syn à tardi-tectonique (P_1). *Ph.68.70*

La déformation et les recristallisations de la seconde phase ne sont pas discernables : il peut s'agir en conséquence d'une recristallisation sur place, dans les mêmes conditions thermodynamiques que celles de la première phase. Cela peut expliquer les aspects différents du grenat, franchement syntectonique (contemporain de la genèse de la foliation principale datant de P_1) dans certains cas, tardi à post-tectonique dans d'autres cas. Par ailleurs les minéraux réactionnels du type scapolite et épidote remplaçant respectivement le plagioclase et le diopside, datent très certainement de la seconde phase de métamorphisme (P_2). Ce même type de relations entre les structures P_1 et P_2 se retrouve d'ailleurs beaucoup plus nettement dans les gneiss leucocrates situés au-dessus de la formation calco-magnésienne dans le synforme de Tirehatine : la phase P_2 correspond là à une nouvelle mobilisation (migmatite de plan axial, voir fig. 1.17 d) et à une recristallisation de l'ensemble de la roche.

L'interprétation pétrologique du complexe d'amphibolo-pyroxénite doit tenir compte de deux observations :

- la persistance de certains niveaux remarquables (quartzite à magnétite et cummingto-

FORMATION CALCO-MAGNESIENNE D'OUADENKI

66 - Gneiss à grenat, diopside, hornblende, biotite et microcline de la formation calco-magnésienne d'Ouadenki. La surface de ce bloc est sub-parallèle à la foliation (S_1) qui est loin d'être plane à cause de la taille des grenats syntectoniques : c'est ce qui détermine ces auréoles caractéristiques. On devine, le mélange de fins niveaux à hornblende (très noirs) et de niveaux à biotite, plagioclase et à diopside (zones grises). Les plages très blanches correspondent au microcline.

nite) au sein de ce complexe qui atteste de la continuité originelle entre la formation métasédimentaire rubanée et le complexe calco-magnésien ;

- la prédominance des termes "basiques" dans le complexe calco-magnésien.

Deux hypothèses sont proposées :

(1) la variation de faciès est primaire et les différences de pétrographie ne font qu'enregistrer des héritages sédimentaires distincts. Il faut alors imaginer qu'une série stratifiée calcareo-dolomitique (abondance du diopside dans les marbres) et pélitique (à tendance très alumineuse), comprenant accessoirement quelques intermèdes volcaniques ou volcano-sédimentaires basiques (amphibolites) et des grès ferrugineux, passait latéralement à une série essentiellement marneuse et dolomitique.

Il est intéressant de comparer cet ensemble de roches aux formations identiques étudiées par B.Moine (1971) à Madagascar. Cet auteur propose un modèle d'évolution métamorphique de shales et de grauwackes en fonction de proportions croissantes de calcite ou de dolomite. Les paragenèses ainsi calculées sont très proches de celles qui ont été décrites ci-dessus. L'apport de Ca (et de Mg) favorise l'apparition de la hornblence, au détriment de la biotite ; le potassium ainsi libéré permet la formation de microcline. La présence de feldspath potassique est donc un caractère distinctif des métasédiments mésozonaux par rapport aux métabasites. Dans le cas de l'Aleksod, des échantillons en plus grand nombre auraient été nécessaires pour tester quantitativement ce modèle séduisant. Cependant, à l'appui d'une telle origine marno-dolomitique pour les amphibolo-pyroxénites du groupe d'Ouadenki, il faut rappeler le fin rubanement (microlits d'apparence sédimentaire) correspondant à des variations chimico-minéralogiques importantes et rapides, toujours présent dans ces faciès.

(2) il n'y a pas de variation de faciès mais une partie de la série a été envahie, avant le métamorphisme par des intrusions basiques - que l'on connaît par ailleurs à d'autres niveaux de la série (voir Ire partie) - ou bien elle contient les produits de remaniement d'un volcanisme basique (grauwackes). Là encore, le modèle de B.Moine s'applique car des amphibolo-pyroxénites à microcline sont obtenues par transformation de grauwackes enrichies en Ca (et Mg).
Il faut alors envisager qu'une métasomatose réactionnelle (limitée dans l'espace) s'est développée, au cours du métamorphisme, à la faveur de l'imbrication très fine de calcaires, de dolomies et de roches basiques (ou de grauwackes). Les minces niveaux pelitiques correspondraient alors aux termes non calcaires de la série, non atteints par cette métasomatose. Cette hypothèse me semble préférable étant donnée l'abondance d'amphibolites à plagioclase et grenat, difficiles (sinon impossibles ?) à obtenir par transformation métamorphique des sédiments. On ne connaît cependant pas, comme le prévoit D.S.Korjinsky (1968) pour ce type de métasomatose, d'associations minéralogiques simplifiées (roches mono-minérales ou bi-minérales).

3 - LES GNEISS "DIORITIQUES" A BIOTITE ET HORNBLENDE

1 - Les métabasites de l'oued Tirehatine et de l'oued Tala Mellet

Cette formation, intrusive dans les parageniss du groupe d'Ouadenki, a subi les deux phases successives de déformation et de métamorphisme : elle est donc au moins syntectonique par rapport à la première phase. Il a déjà été signalé (Ire partie) que ces roches pouvaient s'installer à différents niveaux de la série (dans l'oued Tala Mellet, elles forment la base de la série, juste au-dessus des amphibolites massives). L'origine magmatique de cette formation est démontrée :

- par l'existence de faciès où subsistent, à l'état de relique, des textures grenues *Ph.77* (à enclaves de type endopolygène) ;

- par les filons déformés à structure doléritique conservée mais dont l'évolution est

AMPHIBOLITES ET METASEDIMENTS

67 - Oued Settefet (Ouadenki) (E61). Amphibolite à grenat. Zone réactionnelle à la périphérie du grenat avec développement de plagioclase, biotite, petites hornblendes et minerai. Le bord du grenat est finement denticulé.

68 - Oued Settefet (Ouadenki) (H9.1). Amphibolo-pyroxénite à grenat. Grenat en double spirale (forme O.O de Cox, 1969). Les minces niveaux de minéral noir (biotite), contenant localement des amas sériciteux (ex disthène ?), correspondent à de fines intercalations pélitiques.

69 - Oued Settefet (Ouadenki) (E62). Amphibolo-pyroxénite. Association à Hornblende, microcline, scapolite.

70 - Oued Settefet (Ouadenki) (E69). Amphibolo-pyroxénite à grenat. Structure interne, en résille, du grenat. Association avec du quartz et de la biotite.

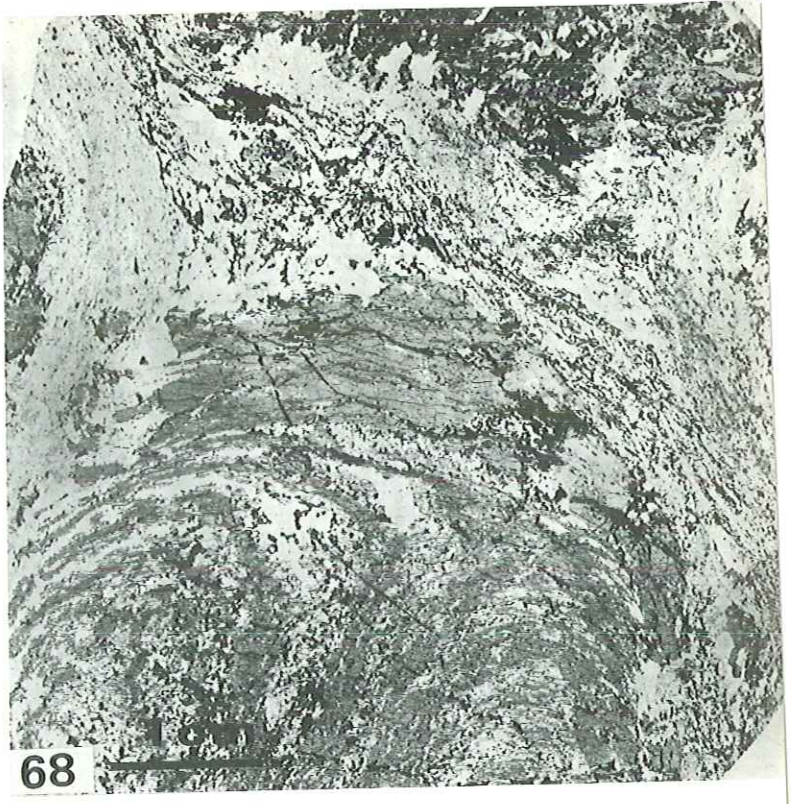
71 - Guelta Agenou (E104.3). Mobilisat plagioclasique à disthène : grands cristaux automorphes de disthène, non déformés.

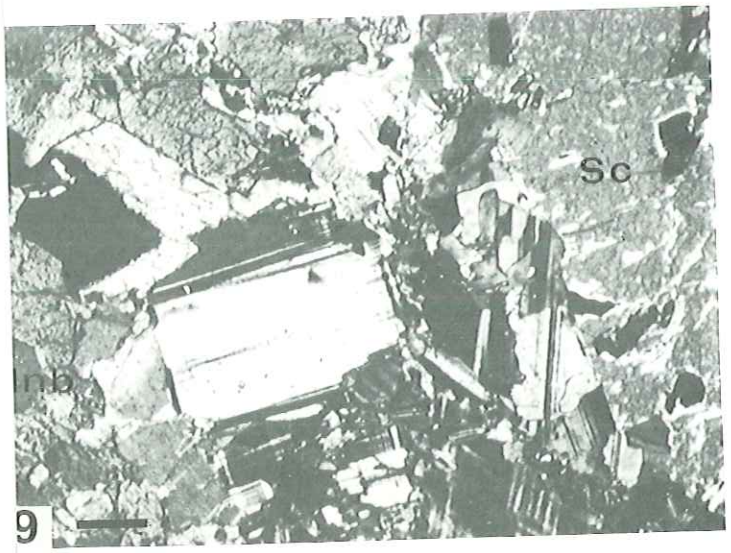
72 - Oued In Guender (H39.3). Disthène poecilitique surimposé à des micas (biotite et muscovite) déformés par la phase P_2.

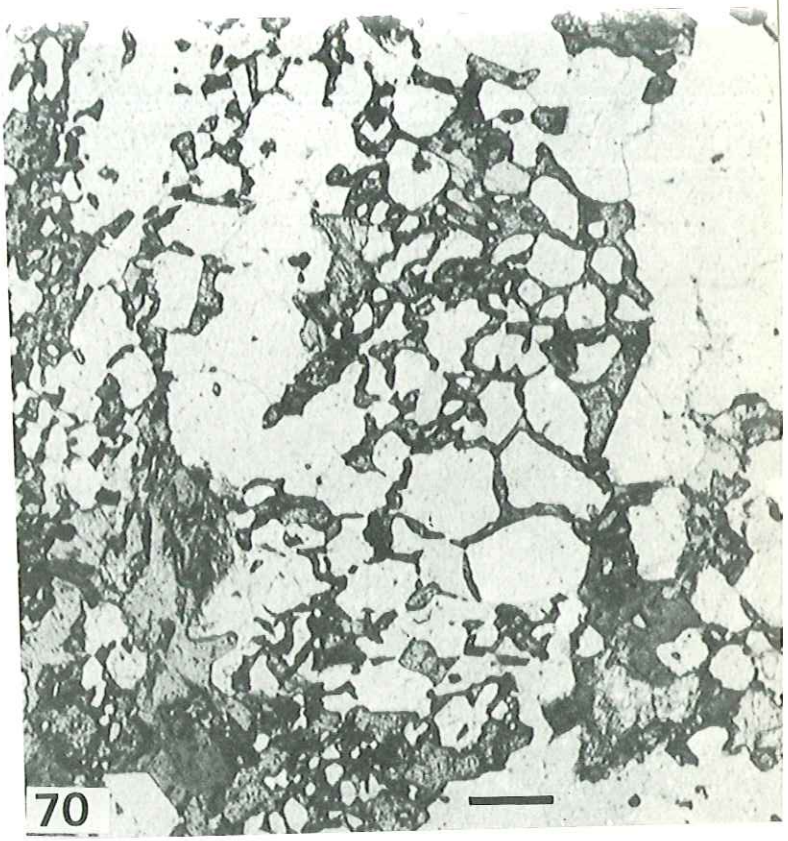
73 - Ehra (H2.1). Elongation par fracturation de grenats dans un quartzite feldspathiques à grenat. Ces grenats, alongés, sont alignés selon la linéation L_2, bien marquée à l'Ehra.

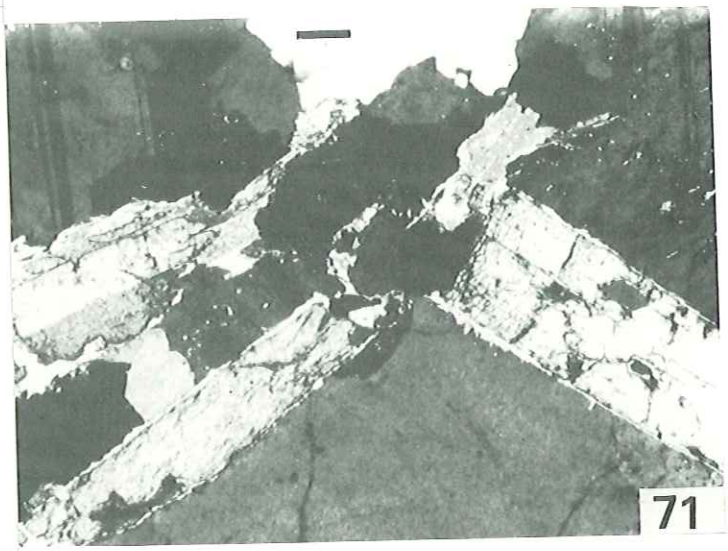
L'index noir correspond à 0,2 mm sauf pour la photo n° 68.

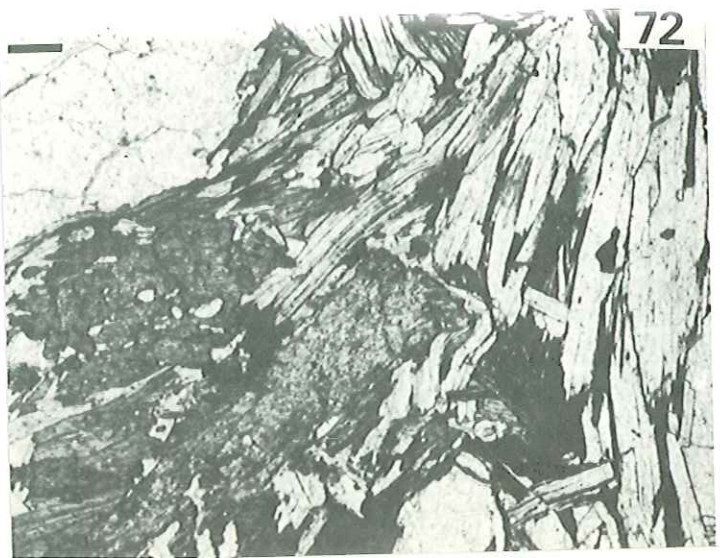
67


68


Sc
nb
9


70


71


72

73

toute différente de celle des filons basiques du socle (la hornblende apparaît en surimposition aux lattes plagioclasiques) ;

- par la présence d'amas lenticulaires de hornblende.

Par contre vers les bordures, l'évolution métamorphique a effacé toutes ces structures et la roche la plus courante est un gneiss plagioclasique à hornblende (et diopside - mais la transformation diopside-hornblende est toujours très avancée) où l'on distingue un leucosome à plagioclase-grenat-hornblende et un mélanosome plus riche en hornblende. Ces roches contiennent accessoirement de la biotite.

La teneur en anorthite varie considérablement dans les plagioclases : de 70 % An dans les faciès dépourvus de quartz on passe à 40 % An dans les faciès très évolués à biotite et hornblende.

2 - Les gneiss "dioritiques" de l'oued In Assakane

Ce sont des gneiss veinés qui font partie d'une série continue allant d'un pôle acide (gneiss à biotite et muscovite de l'Aokassit) à un pôle basique (amphibolite migmatisée). Cependant le terme moyen de cette série est le plus courant : c'est un gneiss de teinte sombre où alternent les filets mélanocrates à biotite et hornblende (parfois grenat) - l'un ou l'autre de ces minéraux étant le plus abondant - et des veines leucocrates à texture pegmatoïde contenant de grandes plages (un à plusieurs centimètres) *Ph.76.78* de hornblende et du grenat ; ces mobilisats correspondent aux mobilisats quartzo-dioritiques décrits par K.R.Mehnert (1968, p. 263).

Dans les mélanosomes, la hornblende en grands blastes hypidiomorphes est associée à la biotite : selon les cas l'un ou l'autre de ces minéraux semble de cristallisation tardive ce qui implique une réaction du type

hornblende (+ FK + sphène) $\rightleftharpoons$ biotite (+ épidote ou grenat)

dont le sens dépend peut-être de la composition chimique globale de la roche. La hornblende est dans certains cas (influence de la déformation discontinue liée aux structures P_3 et aux décrochements) rétromorphosée et remplacée par une biotite verte en petites lamelles disposées en rosette (avec exsolution de calcite et d'épidote). Le plagioclase hypidiomorphe englobe les quartz en inclusions arrondies ; intensément antiperthitiques (antiperthites en lamelles réglées sur les deux clivages principaux et sur une direction diagonale à ces clivages), il est rarement zoné. Il forme, avec les autres minéraux, un assemblage de type granoblastique. Les minéraux accessoires sont très abondants (zircon, apatite, allanite, sphène, ilménite).

Dans les leucosomes apparaît le microcline qui est parfois finement perthitique. La hornblende, en blastes de grande taille, l'emporte ici toujours sur la biotite et le grenat a un aspect résiduel : la réaction invoquée précédemment est ici nettement orientée dans le sens

biotite (+ plagioclase) + grenat $\longrightarrow$ hornblende + microcline + sphène.

D'après K.R.Mehnert, cette réaction est caractéristique des mobilisats dioritiques et peut être utilisée comme un critère pour établir l'internsité de la mobilisation. Dans les cas décrits par cet auteur le calcium nécessaire à la formation de la hornblende est fourni par la transformation

plagioclase An 45 $\longrightarrow$ plagioclase An 35 ;

la teneur en Anorthite est basse et variable dans une même lame mince aussi bien pour les leucosomes que pour les mélanosomes (de An 21 à An 32) ; dans les leucosomes le plagioclase est souvent frangé d'albite au contact du microcline (les structures myrmékitiques sont très rares).

Les leucosomes correspondent à deux phases successives de mobilisation :

M_I : mobilisat en veines fines, assez continues, parallèles à la foliation principale et aux limites lithologiques. Ils ont une structure finement pegmatoïde, contiennent de petits grenats, mais les grandes blastes hypidiomorphes de hornblende y sont rares. *Ph.74.75*

M_{II} : veines pegmatoïdes discontinues à gros grain (1 à 2 cm) discordant sur la foliation principale mais parallèles à une néo-foliation, elle-même en relation avec des plis (de style souple à angle très ouvert) P_2. Cette néo-foliation est soulignée par l'orientation statistique des biotites : la foliation minérale a partout la valeur de néo-foliation. On peut en conclure que l'assemblage minéral actuellement observé est celui qui résulte de la seconde phase de mobilisation.

M_{II}' : filets aplitiques tardifs recoupant toutes les structures.

Ce type de relation, observé dans l'oued In Assakane, n'est qu'un cas idéal (grâce à l'obliqui-

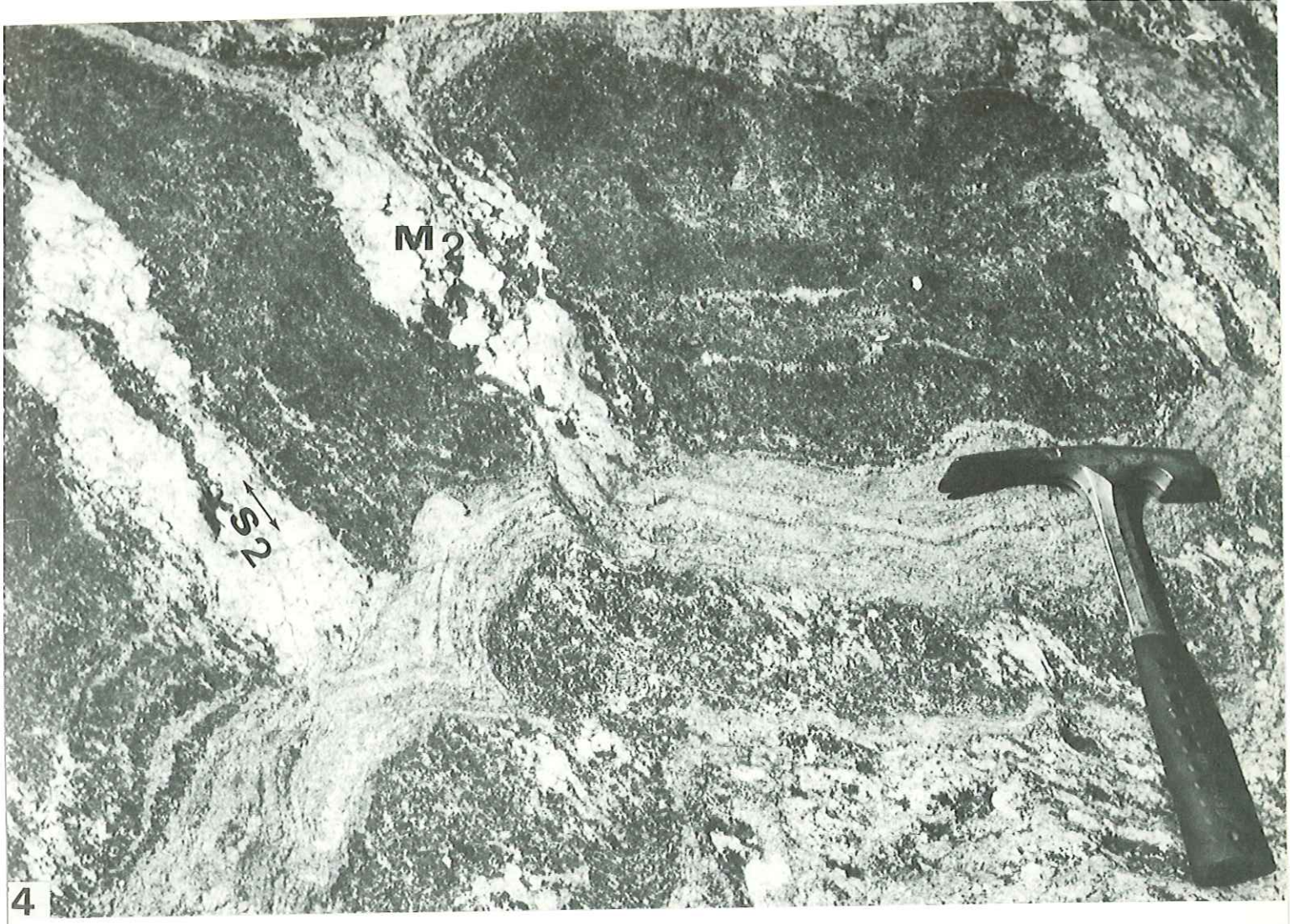
AMPHIBOLITES RUBANEES MIGMATISEES (oued Tirhermine)

Deux aspects de la formation amphibolique de la partie moyenne du groupe d'Agenou. Les amphibolites (passant à des gneiss dioritiques) sont interstratifiées avec des leptynites et des gneiss d'origine métasédimentaire à grenat et disthène et quelques niveaux lenticulaires de marbres (amphibolites de Tazrouk, Ehra).

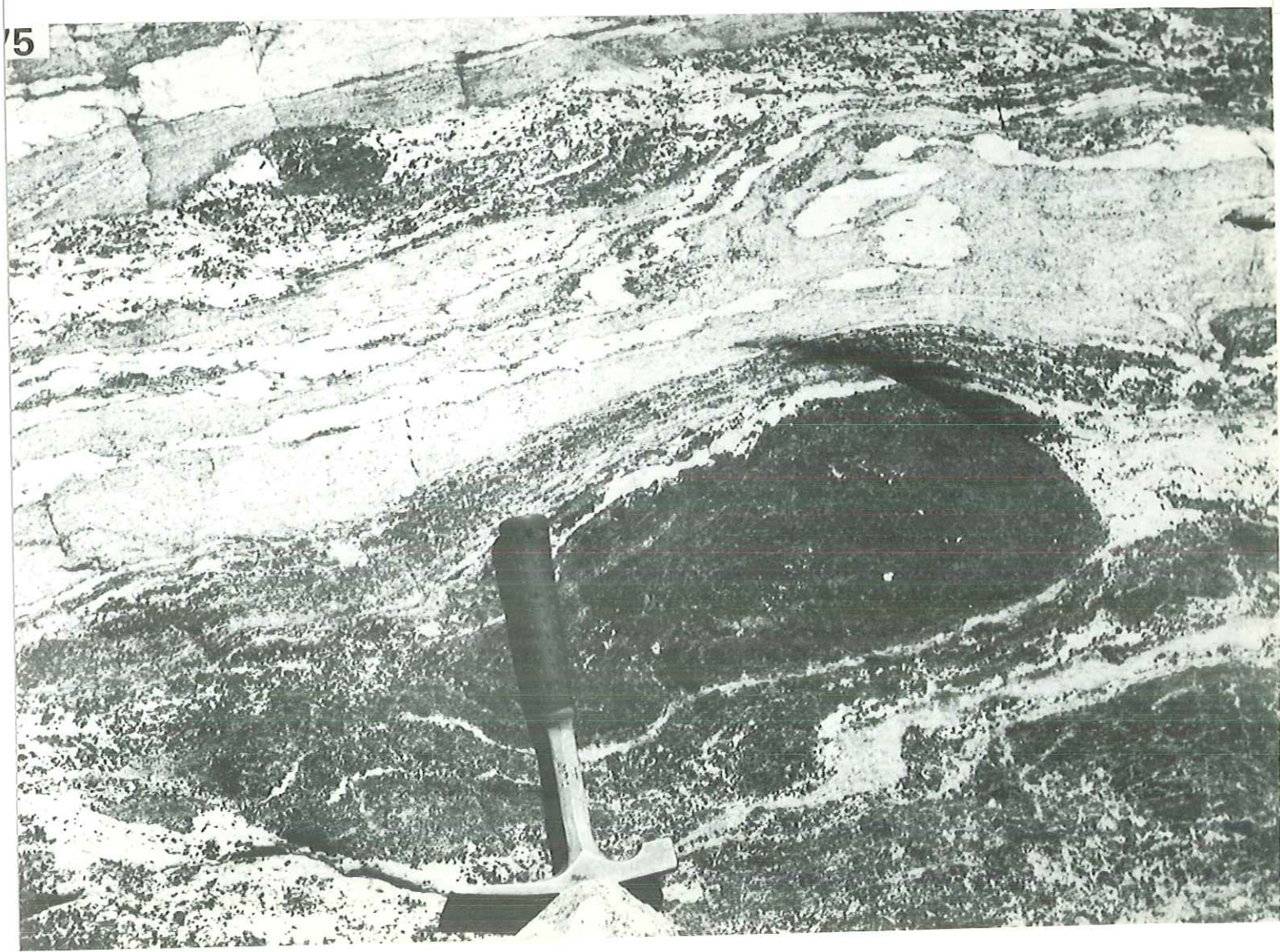
La migmatisation est toujours importante et accompagne les deux phases principales de déformation : M_1 est parallèle au rubanement et à la foliation principale S_1 tandis que M_2, plus largement pegmatoïde, est parallèle aux plans axiaux S_2 de replis peu accentués. La foliation minérale est parallèle à S_2.

74 - S_2 et M_2 obliques par rapport au rubanement et à S_1.

75 - S_2 et M_2 subparallèles au rubanement et à S_1.



4



75

té des structures P_1 et P_2). Dans le cas général, les foliations caractéristiques des deux phases se confondent plus ou moins : il est alors difficile de distinguer (sinon par la texture) les deux types de mobilisats. D'autre part la superposition des deux phases se manifeste par des structures de boudinage des niveaux d'amphibolites et, en lame mince, par l'apparition de structures submylonitiques. *Ph.75*

II - PRINCIPAUX CARACTERES GEOCHIMIQUES DES FORMATIONS BASIQUES

Les roches analysées (voir annexe n° III) proviennent toutes de la série de l'Aleksod et des métadolérites sécantes dans les gneiss de l'Arechchoum (tableau 2.7, page suivante).

1 - DIAGRAMMES (Al + Fe + Ti)/3 - K et (Al + Fe + Ti)/3 - Na
Fig. 2.24

D'après B.Moine et H.de la Roche (1968), il est possible d'établir une discrimination entre les roches basiques d'origine ignée et les sédiments argilo-carbonatés d'après les proportions de K et de Na présentes, les roches sédimentaires étant toujours plus riches en K qu'en Na. Cependant les basaltes sont plus difficiles à distinguer des grauwackes du fait de l'origine même de ce type de sédiment.

Reportées sur le diagramme (Al + Fe + Ti)/3 - K en fonction de (Al + Fe + Ti)/3 - Na (en milliatomes pour 100 g) proposé par ces auteurs, les roches analysées se situent toutes dans le domaine K < Na du diagramme où se regroupent les basaltes et les grauwackes (fig. 2.24).

Les filons basiques, les amphibolites du groupe d'Agenou et certains amphibolites d'Ouadenki sont situés dans le champ des basaltes. Cependant deux roches (amphibolo-pyroxénites) de la formation calco-magnésienne sortent de ce champ et se rapprochent de celui des roches argilo-carbonatées. Les deux échantillons de gneiss leucocrates (à plagioclase, biotite et grenat) associés au complexe calco-magnésien se placent dans la partie gauche du diagramme, à proximité du domaine occupé par les gneiss plagioclasiques rubanés du socle. Ces roches constituent, comme nous l'avons vu, les seules manifestations (avec quelques niveaux lenticulaires de marbres et de quartzites) de la "trame" métasédimentaire au sein de la formation calco-magnésienne d'amphibolo-pyroxénites rubanées. En admettant, comme pour les termes équivalents du socle, que ces roches peuvent provenir du métamorphisme de matériel volcano-détritique acide (à tendance kératophyrique), des roches un peu plus riches en éléments ferro-magnésiens (grauwackes) appartenant à la même série volcano-détritique, associées à des faciès carbonatés, peuvent conduire, par transformation métamorphique, aux amphibolo-pyroxénites (cf. B.Moine, 1971) — le "mélange" pouvant être réalisé au cours de la sédimentation (grauwackes calcareuses ou calcareo-dolomitiques) ou pendant le métamorphisme (métasomatose réactionnelle). Ce type d'évolution n'exclut d'ailleurs pas que la série ait pu contenir des coulées ou des sills de roches basiques comme en témoigne la composition nettement basaltique de certaines amphibolites associées.

Les gneiss dioritiques se répartissent assez également entre le champ des basaltes et celui des grauwackes. Cette répartition correspond bien à l'hétérogénéité de détail de cette formation. Mais ces faciès étant mobilisés - et la mobilisation *in situ* provoquant une basification des restites - les termes les plus basiques peuvent être en partie dûs à l'évolution métamorphique. En conséquence, une origine volcano-détritique de type grauwacke est assez satisfaisante pour ces roches, mais cela n'exclut pas la présence possible de sills de roches basiques d'origine ignée.

FORMATION	N° Ech.	LOCALISATION	COMPOSITION MINERALOGIQUE
Filons de métadolérites et amphibolites d'origine doléritique supposée	G4.5	O. Ouadenki	amphibolite à biotite
	E43		métadolérite à structure conservée (Cpx.Hnb.G2)
	G13.5		amphibolite à biotite
	E3		métadolérite à structure conservée (Cpx.Hnb.G2)
	F25	O. In Kaoukane	amphibolite feldspathique
amphibolites de base du Groupe d'Ouadenki	B134	O. Ouadenki	amphibolite à grenat (très peu de plagioclase)
amphibolites et amphibolo pyroxénites à grenat de la formation calco-magnésienne d'Ouadenki ; faciès leucocrates associés	E62	O. Settefet	amphibolo-pyroxénite rubanée à biotite,microcline, grenat, sphène,clinozoïsite et scapolite
	E63		amphibolite à pyroxène
	E64		amphibolo-pyroxénite rubanée à biotite,microcline, grenat et sphène
	G2.8		amphibolo-pyroxénite à microcline et sphène
	G3.8		amphibolite à grenat et quartz
	G4.8		amphibolite à grenat et quartz
	E66		gneiss plagioclasique leucocrate à gros grenats associés aux amphibolo-pyroxénites
	E67		gneiss plagioclasique leucocrate à gros grenats associés aux amphibolo-pyroxénites
amphibolites associées aux métasédiments du Groupe d'Agenou	E104.6		amphibolite quartzique à pyroxène et scapolite
	E104.9		amphibolite à grenat et biotite
gneiss dioritiques du Groupe d'Agenou	E111.1	O. Akomak	mob. M_I
	E111.2		mob. M_I
	E112		mob. M_I
	C60	O. aux rapides (affluent Sud de l'O.Telohat)	mob. M_I
	E114.1		mob. M_I
	E114.2		mob. M_I
	E114.3		mob. M_I
	E114.4		mob. M_I
	E113	O. Tirhermine	gneiss à quartz-oligoclase-microcline-biotite-hornblende-grenat (épidote-chlorite) et mobilisats pegmatoïdes à quartz-oligoclase-microcline-hornblende-biotite
	G2.13B	O. In Assakane	gneiss à quartz-oligoclase-microcline-biotite-hornblende-grenat (épidote-chlorite) et mobilisats pegmatoïdes à quartz-oligoclase-microcline-hornblende-biotite
	G3.13		gneiss à quartz-oligoclase-microcline-biotite-hornblende-grenat (épidote-chlorite) et mobilisats pegmatoïdes à quartz-oligoclase-microcline-hornblende-biotite
	G5.13		gneiss à quartz-oligoclase-microcline-biotite-hornblende-grenat (épidote-chlorite) et mobilisats pegmatoïdes à quartz-oligoclase-microcline-hornblende-biotite
	G7.13		gneiss à quartz-oligoclase-microcline-biotite-hornblende-grenat (épidote-chlorite) et mobilisats pegmatoïdes à quartz-oligoclase-microcline-hornblende-biotite
	G8.13		gneiss à quartz-oligoclase-microcline-biotite-hornblende-grenat (épidote-chlorite) et mobilisats pegmatoïdes à quartz-oligoclase-microcline-hornblende-biotite
	G9.13		gneiss à quartz-oligoclase-microcline-biotite-hornblende-grenat (épidote-chlorite) et mobilisats pegmatoïdes à quartz-oligoclase-microcline-hornblende-biotite
	G10.13		gneiss à quartz-oligoclase-microcline-biotite-hornblende-grenat (épidote-chlorite) et mobilisats pegmatoïdes à quartz-oligoclase-microcline-hornblende-biotite
	G12.13B		gneiss à quartz-oligoclase-microcline-biotite-hornblende-grenat (épidote-chlorite) et mobilisats pegmatoïdes à quartz-oligoclase-microcline-hornblende-biotite
	G13.13		gneiss à quartz-oligoclase-microcline-biotite-hornblende-grenat (épidote-chlorite) et mobilisats pegmatoïdes à quartz-oligoclase-microcline-hornblende-biotite
	G4.13		mob. M_I
	G6.13		mob. M_I
	G2.13A		mob. M_{II}
	G12.13A		mob. M_{II}
	G1.16	O. affluent Sud de l'Oued Tirhermine	gneiss à quartz-oligoclase-microcline-biotite-hornblende-grenat (épidote-chlorite) et mobilisats pegmatoïdes à quartz-oligoclase-microcline-hornblende-biotite
	G2.16		gneiss à quartz-oligoclase-microcline-biotite-hornblende-grenat (épidote-chlorite) et mobilisats pegmatoïdes à quartz-oligoclase-microcline-hornblende-biotite
	G4.16B		gneiss à quartz-oligoclase-microcline-biotite-hornblende-grenat (épidote-chlorite) et mobilisats pegmatoïdes à quartz-oligoclase-microcline-hornblende-biotite
	G7.16		gneiss à quartz-oligoclase-microcline-biotite-hornblende-grenat (épidote-chlorite) et mobilisats pegmatoïdes à quartz-oligoclase-microcline-hornblende-biotite
	G9.16		gneiss à quartz-oligoclase-microcline-biotite-hornblende-grenat (épidote-chlorite) et mobilisats pegmatoïdes à quartz-oligoclase-microcline-hornblende-biotite
	G4.16A		mob. M_I
	G5.16		mob. M_I
	G3.16		mob. M_{II}
	G6.16		mob. M_{II}
	G8.16		mob. M_{II}

Tableau 2.7 - Provenance et caractéristiques des échantillons analysés.

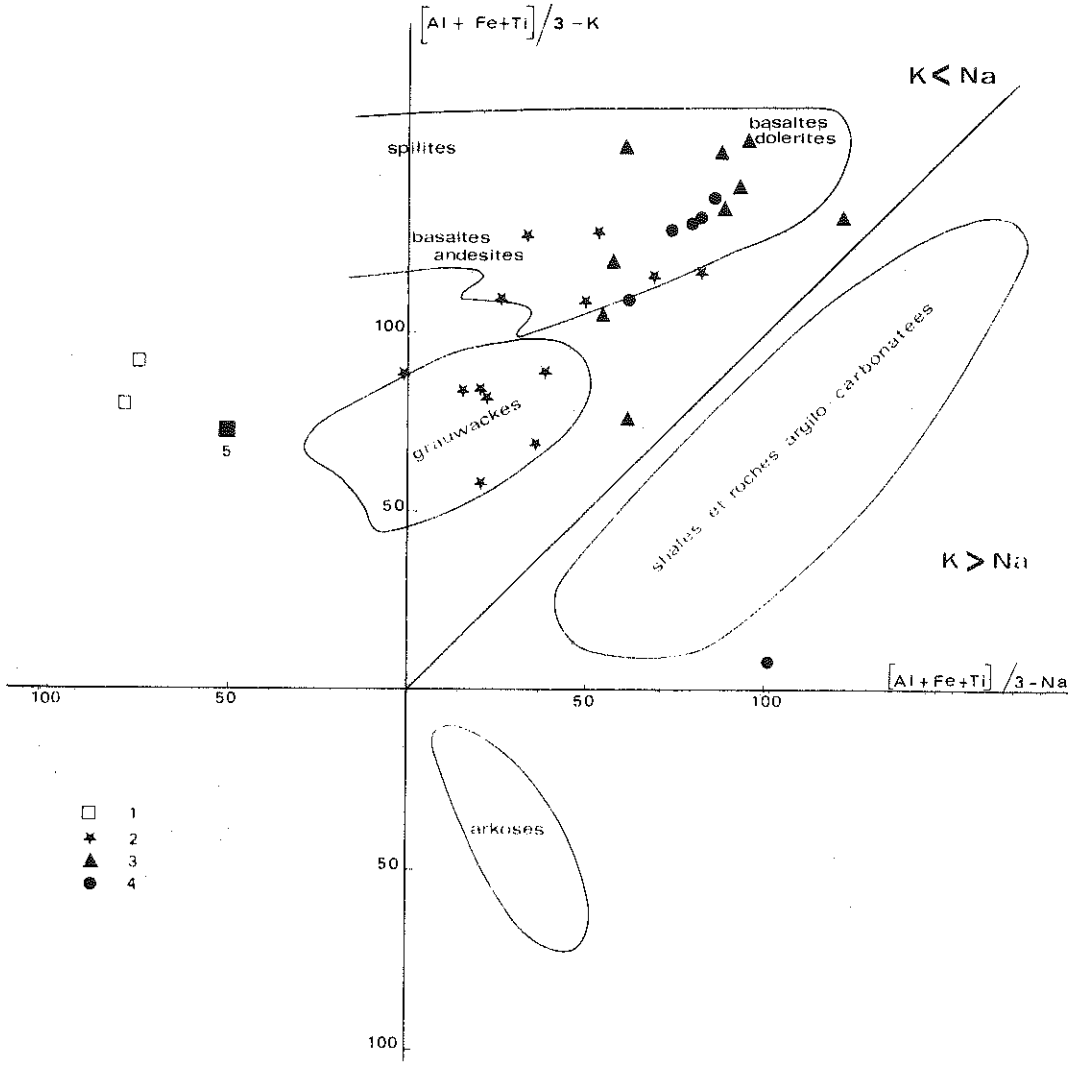


Fig. 2.24 - Diagrammes (Al + Fe + Ti)/3 - K et (Al + Fe + Ti)/3 - Na
1. gneiss leucocrates associés à la formation calco-magnésienne d'Ouadenki
2. gneiss dioritiques (mobilisats exclus)
3. amphibolites et roches calco-magnésiennes d'Ouadenki et d'Agenou
4. métadolérites.
5. Moyenne de 7 gneiss rubanés plagioclasiques du socle (G5).

2 - LES DIAGRAMMES Q-F et F-B DE H. DE LA ROCHE (1962)
Fig. 2.25

Les paramètres utilisés (calculés en milliatomes pour 100 g de roche) sont les suivants :

$Q = Si/3 - (Na + K + 2\,Ca/3)$

$F = K - (Na + Ca)$

$B = Fe + Ti + Mg$

Pour les deux couples de paramètres (Q en fonction de F et B en fonction de F) la corrélation est positive si on excepte les mobilisats et les faciès leucocrates associés aux amphibolites du groupe

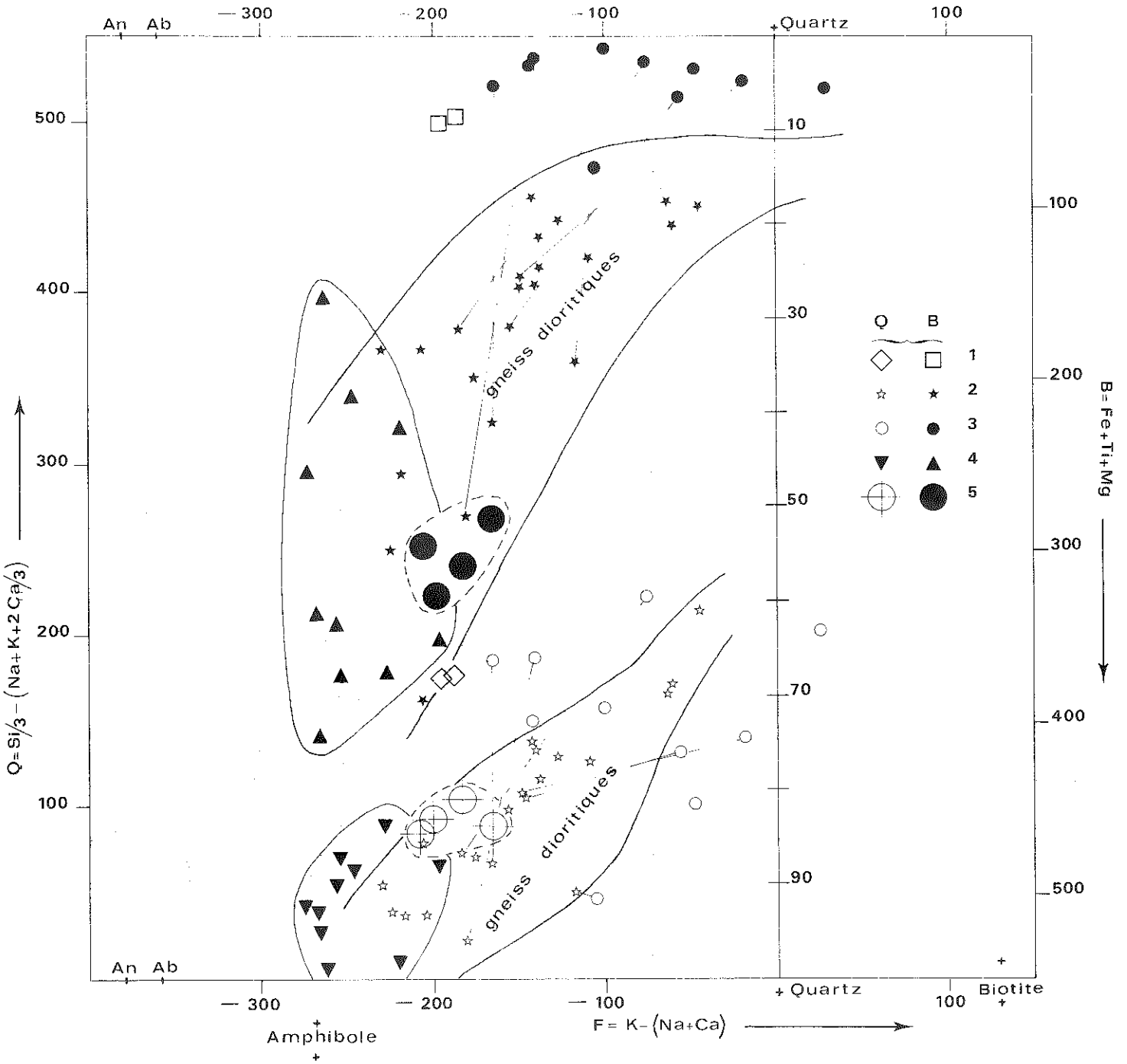

An Ab
— 300
— 200
— 100
+ Quartz
100
500
400
300
200
100
10
30
50
70
90
100
200
300
400
500
Q B
1
2
3
4
5
gneiss dioritiques
gneiss dioritiques
Q=Si/3 − (Na+K+2Ca/3)
B=Fe+Ti+Mg
An Ab
— 300
— 200
— 100
+ Quartz
100
Biotite
+
Amphibole
+
F= K−(Na+Ca)

Fig. 2.25

d'Ouadenki. Cette corrélation peut être interprétée comme l'indice d'une origine voisine pour tous ces faciès qui correspondraient à une même série magmatique plus ou moins remaniée dans les faciès volcano-détritiques (gneiss dioritiques *pro parte*).

Les filons basiques se groupent très bien et leur position n'est pas incompatible avec une origine commune à celle des autres amphibolites : les filons pouvant correspondre à la manifestation dans le socle, de la mise en place, par intrusion ou par coulées, de magma basique anté-tectonique dans les séries de couverture.

D'autre part, si on fait intervenir un paramètre d'"altitude" Na + K dans le diagramme Q-F, les altitudes des points sont conformes aux normes définies par H. de la Roche sauf pour les gneiss dioritiques. Pour ceux-ci, les mobilisats ont une valeur Na + K systématiquement trop forte tandis que les encaissants correspondants sont trop faibles. La mobilisation ne se marque donc pas seulement par un enrichissement en silice et un appauvrissement en ferro-magnésiens, mais la balance des alcalins est elle-même affectée.

3 - COMPARAISON DES ROCHES BASIQUES DE L'ALEKSOD AVEC LES SERIES D'ORIGINE IGNEE

Sachant que les amphibolites et les gneiss amphiboliques de l'Aleksod ont subi une histoire métamorphique complexe, que certaines roches (formation calco-magnésienne du groupe d'Ouadenki) peuvent résulter d'un "mélange" avec une série sédimentogène et que d'autres (gneiss dioritiques) ont subi une mobilisation responsable d'une ségrégation des alcalins et de la silice (1), on peut cependant tenter de comparer ces roches avec les séries magmatiques classiques et vérifier d'après l'étude de diagrammes de variation si les termes d'origine ignée sont comagmatiques ou proviennent de magmas distincts.

En se référant aux diagrammes classiques de S.R.Nockolds et R.Allen (1953, 1954, 1956) (fig. 2.26) on remarque que les métadolérites et, à un moindre degré les roches d'Ouadenki, se rapprochent, du fait de leur rapport Mg/Fe élevé, de la ligne d'évolution des dolérites du Karroo, qui correspondent à une série de tholeïtes continentales. Ce caractère ne se retrouve pas sur les diagrammes SiO_2-K_2O et SiO_2 - (K_2O + Na_2O) (fig. 2.27 et 2.28). Sur ces diagrammes, la plupart des points sont concentrés dans les domaines calco-alcalins et alcalins ; les teneurs élevées en K_2O (fig. 2.27) de certaines amphibolo-pyroxénites d'Ouadenki (et de certains gneiss dioritiques) sont en accord avec l'origine volcano-sédimentaire probable de ces roches.

Les gneiss dioritiques, à tendance calco-alcaline d'après le diagramme de S.R.Nockolds et R.Allen (évolution comparable à celle de la Sierra Nevada centre orientale), montrent sur les autres diagrammes une ligne d'évolution oblique aux domaines calco-alcalins et alcalins. Il est vraisemblable que cette disposition est, elle aussi, dûe en partie au métamorphisme.

Moyennant une approximation statistique, il semble que l'on puisse distinguer parmi les méta-basites de l'Aleksod deux groupes :

a) les filons de métadolérites et les amphibolites interstratifiés (et différents mélan-

Fig. 2.25 - Diagramme Q-F-B
1. gneiss leucocrates associés à la formation calco-magnésienne d'Ouadenki
2. gneiss dioritiques (oued In Assakane et oued Tirhermine)
3. mobilisats pegmatoïdes des gneiss dioritiques
4. amphibolites et pyroxénites de la formation calco-magnésienne d'Ouadenki et de la guelta d'Agenou
5. filons de métadolérites intrusifs dans la série de l'Arechchoum.

---

(1) le métamorphisme des roches basiques n'est généralement pas isochimique (A.Weisbrod, 1970).

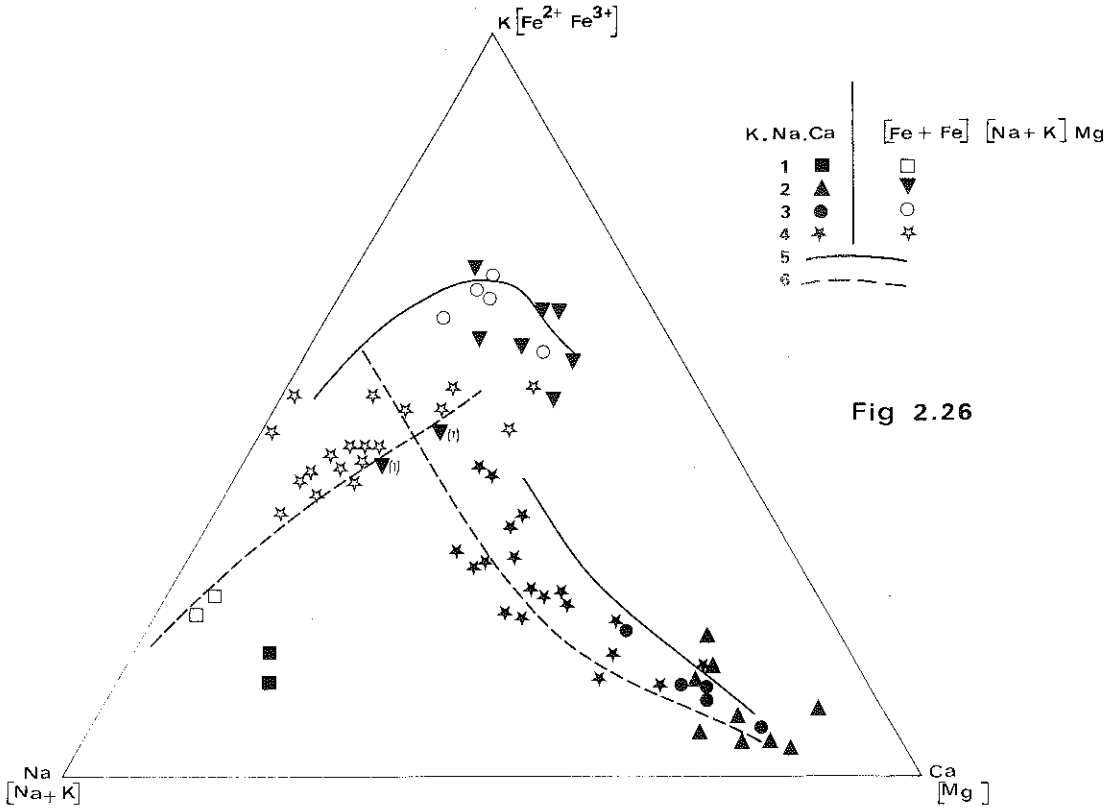


Fig 2.26

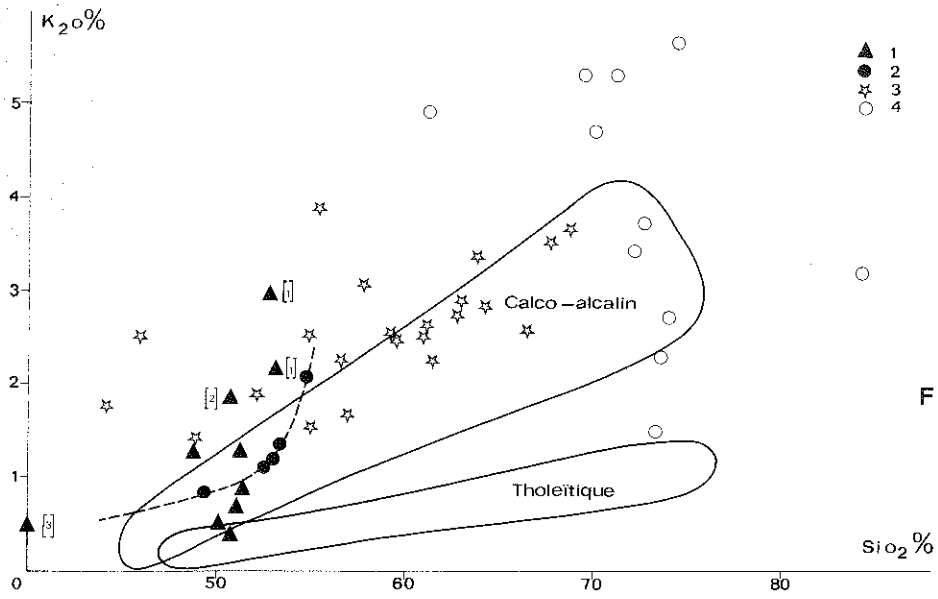


Fig 2.27

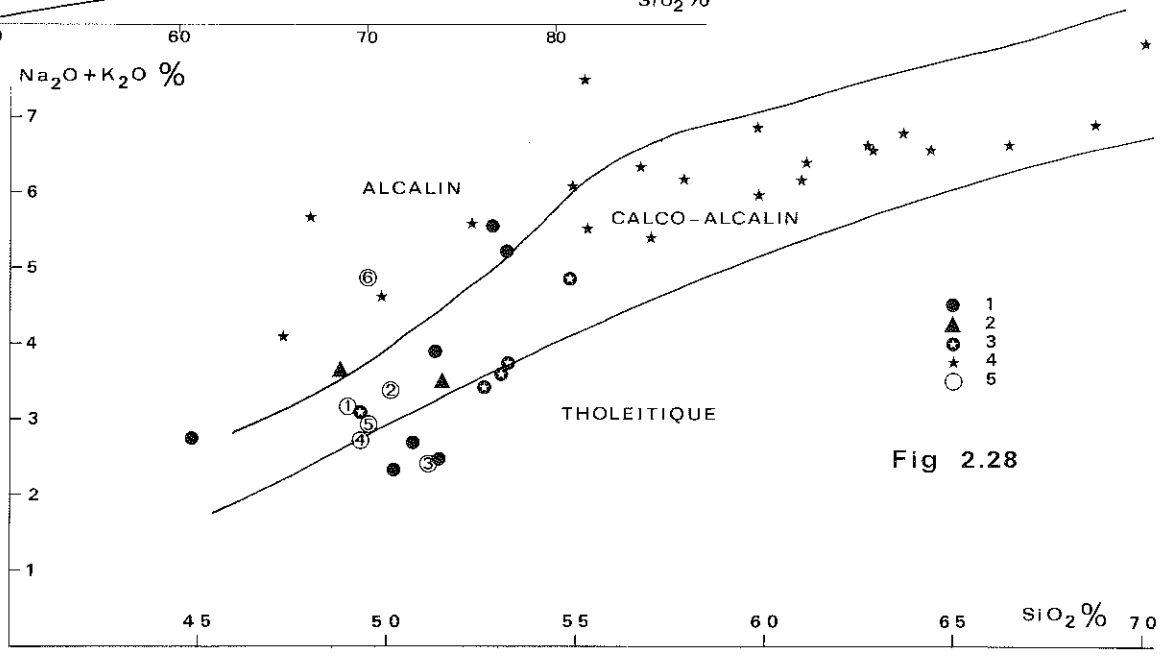


Fig 2.28

ges) dans les paragneiss de base du groupe d'Agenou et d'Ouadenki - les premiers pouvant correspondre à la même venue magmatique que les seconds. Ces roches appartiendraient à une série de type tholéïtique continentale comme les diabases du Wyoming décrites par K.C.Condie, C.K.Barsky et P.A.Mueller (1969) ;

b) les gneiss dioritiques qui correspondent à un matériel volcanique ou volcano-détritique (grauwackes) mis en place ou déposé plus haut dans la série et qui ont un caractère calco-alcalin.

III - LES PROCESSUS DE MOBILISATION DANS LES GNEISS DIORITIQUES

Le but de l'étude de la mobilisation dans ces gneiss de la série de l'Aleksod était de rechercher un modèle simple d'évolution migmatitique monocyclique (ils n'ont été métamorphisés qu'à une seule période, lors du cycle polyphasé $P_1 + P_2$) pouvant servir à expliquer l'évolution polycyclique des gneiss de la série de l'Arechchoum. Les premiers résultats ont été décevants, sans doute à cause du chimisme particulier de cette formation. Je ne donnerai donc ici que quelques éléments de comparaison et de discussion, le problème primordial de l'évolution anatectique des roches intermédiaires et basiques n'ayant pas été abordé en détail.

Fig. 2.26 - Diagrammes de S.R.Nockolds et R.Allen (1953 - 1954 - 1956)
1. gneiss leucocrates associés à la formation calco-magnésienne d'Ouadenki
2. amphibolites et roches calco-magnésiennes de la série de l'Aleksod (Ouadenki, Agenou)
(1) pyroxénites
3. métadolérites intrusives dans la série de l'Arechchoum
4. gneiss dioritiques
5. lignée évolutive des dolérites du Karroo (S.R.Nockolds et R.Allen, 1953)
6. lignée évolutive du volcanisme de la Sierra Nevada centrale (*ibidem*).

Fig. 2.27 - Diagramme SiO_2-K_2O
1. amphibolites et roches calco-magnésiennes de la série de l'Akelsod (sauf (2) amphibolite de la formation de la guelta d'Ouadenki - série de l'Arechchoum)
(1) pyroxénite
(3) amphibolite de base du groupe d'Ouadenki
2. métadolérites
3. gneiss dioritiques et 4. mobilisats pegmatoïdes correspondants.
Les domaines calco-alcalins et tholeïtiques sont tracés d'après M.Girod et C.Lefevre (1973).

Fig. 2.28 - Diagramme $SiO_2/Na_2O + K_2O$
1. amphibolites d'Ouadenki (formation calco-magnésienne et amphibolite de base - située la plus à gauche)
2. amphibolites d'Agenou
3. filons de métadolérites sécants dans les gneiss de la série de l'Arechchoum
4. gneiss dioritiques
5. références (moyennes) (réf. in K.C.Condie, 1969)
(1) diabase précambrienne du Wyoming (K.C.Condie, C.K.Barsky et P.A.Mueller, 1969)
(2) tholéïtes continentales (Cox, 1967 ; Nesterenko, 1967 ; Snavely, 1968 ; Sinha et Karkare, 1964 ; Sukeswala et Polderwaart, 1958)
(3) tholéïtes d'arc insulaire (Byers, 1961 ; Stark, 1964 ; Kuno, 1950-1966 ; Nockolds et Allen, 1956)
(4) tholéïtes insulaires (Bence, 1966 ; Mac Donald et Katsura, 1964 ; Nockolds et Allen; 1956 ; Heier, 1966)
(5) tholéïtes sous-marines (Engel et coll., 1965 ; Bence, 1966 ; Melson et coll., 1968)
(6) basaltes alcalins (Aoki, 1967 ; Best et coll., 1966 ; Heier, 1966 ; Mac Donald et Katsura, 1964 ; Snavely, 1968).
Les domaines respectifs sont tracés d'après H.Kuno (1966).

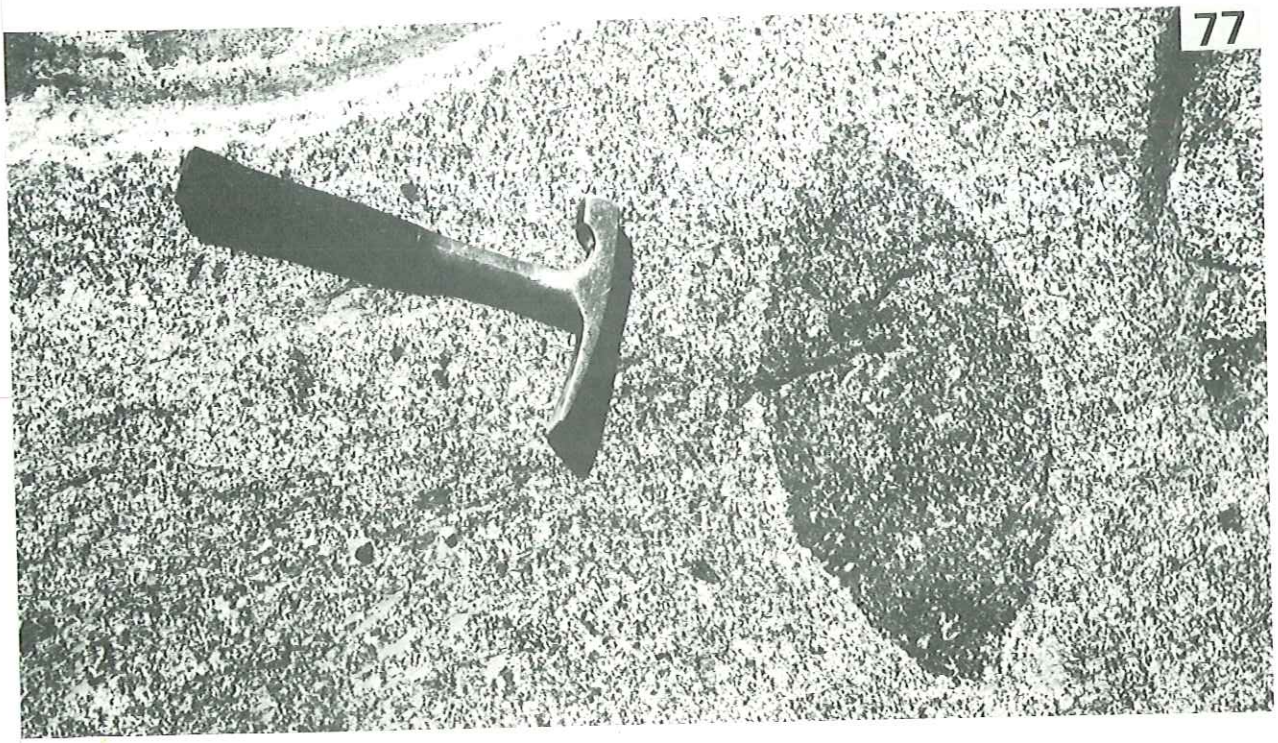
GNEISS DIORITIQUES ET METADIORITES

76 - Oued Tirhermine. Gneiss "dioritiques" à hornblende et biotite. Les mobilisats pegmatoïdes, ici de phase P_1 (M_1), dessinent des structures plissées apparemment anarchiques mais dont l'axe est constant. Le problème de savoir si une seule phase de déformation, en condition de plasticité extrême, peut donner naissance aux "plis replissés" du coin gauche en bas de la photo, est posé.

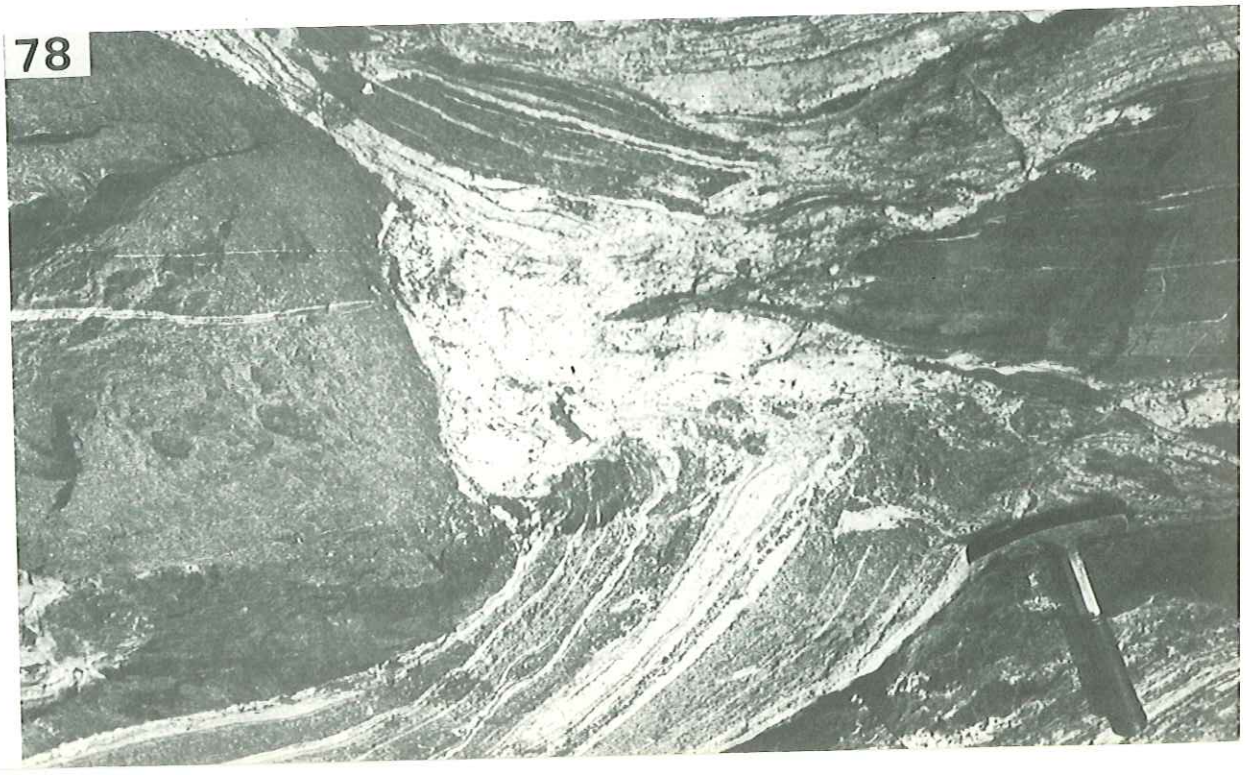
77 - Oued Tirehatine. Métadiorites à enclaves.

78 - Oued Tirhermine. Dans la formation de gneiss dioritiques à hornblende et biotite, boudinage, au cours de la phase P_2, d'un niveau d'amphibolite. Un mobilisat pegmatoïde M_2 s'est mis en place dans la zone de rupture entre les deux boudins d'amphibolite ; il est nettement distinct et surimposé au mobilisat M_1, parallèle au rubanement.

76



77



78

1 - LES ELEMENTS MAJEURS

L'aspect macroscopique de ces gneiss rend hautement probable une origine anatectique :

- généralité des faciès veinés avec nette séparation d'une fraction leucocrate à texture pegmatoïde, composée de quartz, d'oligoclase et de microcline (hornblende et biotite sont accessoires) ;
- caractère sécant des mobilisats M_{II} souvent localisés parallèlement aux plans axiaux des plis P_2.

Pour mettre en évidence cette origine anatectique, il n'est pas possible, comme pour les gneiss essentiellement quartzo-feldspathiques, de raisonner en terme de composition cotectique dans le système Q.Ab.Or. Certains échantillons mélanocrates sont sous-saturés en silice et leur norme contient de l'olivine virtuelle. Le rapport Ab/An normatif des mobilisats est toujours supérieur (entre 2 et 4,5) à celui des fractions sombres (entre 0,75 et 2) ce qui traduit la diminution du pourcentage d'anorthite observée dans les plagioclases des mobilisats.

Pour les roches contenant de la biotite et de la hornblende, la mobilisation sera controlée au premier chef par l'équilibre entre ces minéraux. On a pu voir qu'il était souvent difficile de préciser le sens de la réaction (*in* K.R.Mehnert, 1968)

biotite + plagioclase (An 45) + quartz $\underset{2}{\overset{1}{\rightleftharpoons}}$ hornblende + sphène + plagioclase (An 35) + feldspath potassique

sauf dans le cas des mobilisats où la présence de grandes hornblendes hypidiomorphes et poecilitiques et l'existence de microcline permet de penser que la réaction a eu lieu dans le sens 1. Les modifications géochimiques introduites par cette réaction peuvent être étudiées dans le système Na-Ca-K. Ce diagramme (fig. 2.29) permet de définir un faciès moyen correspondant à peu de chose près à la composition du paléosome, des restites enrichies en Ca et des mobilisats enrichis en K et Na (ou préférentiellement en Na). W.Busch (1966) a décrit une disposition analogue dans les roches plus basiques de la Forêt Noire (cité dans K.R.Mehnert, 1968). La composition des mobilisats - qu'ils soient de phase I (M_I) ou de phase II (M_{II}) - est très variable : elle dépend surtout de la quantité de biotite mise en cause au cours de la mobilisation.

2 - LES ELEMENTS EN TRACE

On pouvait espérer que le fractionnement des éléments en trace par rapport aux éléments majeurs correspondants permettrait des observations enrichissantes pour résoudre le problème des gneiss rubanés et des gneiss granitiques. En effet les gneiss dioritiques sont monocycliques (quoique à évolution polyphasée) et les assemblages minéraux observés sont plus nettement "à l'équilibre" que ceux des gneiss de la série de l'Arechchoum. Les résultats sont aussi décevants, peut-être à cause du petit nombre d'échantillons étudiés qui permettent mal la mise en évidence de tendances ou de rapports constants.

Le rubidium et le lithium (fig. 2.30 a et b) permettent cependant les observations suivantes :

- croissance du rapport K/Rb dans les mobilisats et constance de ce rapport pour les mobilisats M_I. Cette disposition est, rappelons le, interprétée par de nombreux auteurs comme étant caractéristique de la différenciation métamorphique (A.J.R.White, 1960 ; P.R.Whitney, 1969) ; mais on a vu au chapitre précédent que moyennant certaines conditions (faible quantité de produits réellement fondus en particulier), l'augmentation de K/Rb pouvait être compatible avec les phénomènes d'anatexie ;
- les teneurs en Li sont très faibles dans les mobilisats mais cela est directement en relation avec la minéralogie de ces mobilisats, très pauvres en minéraux ferromagnésiens. Par contre, l'absence de corrélation Mg-Li pour les roches à hornblende et biotite indique que contrairement aux processus envisagés pour les gneiss granitiques et les gneiss rubanés, la biotite n'est pas inerte au cours du métamorphisme. Les vagues corrélations négatives observées seraient alors compatibles avec un enrichissement en Li plus important que l'enrichissement en Mg dans les restites.

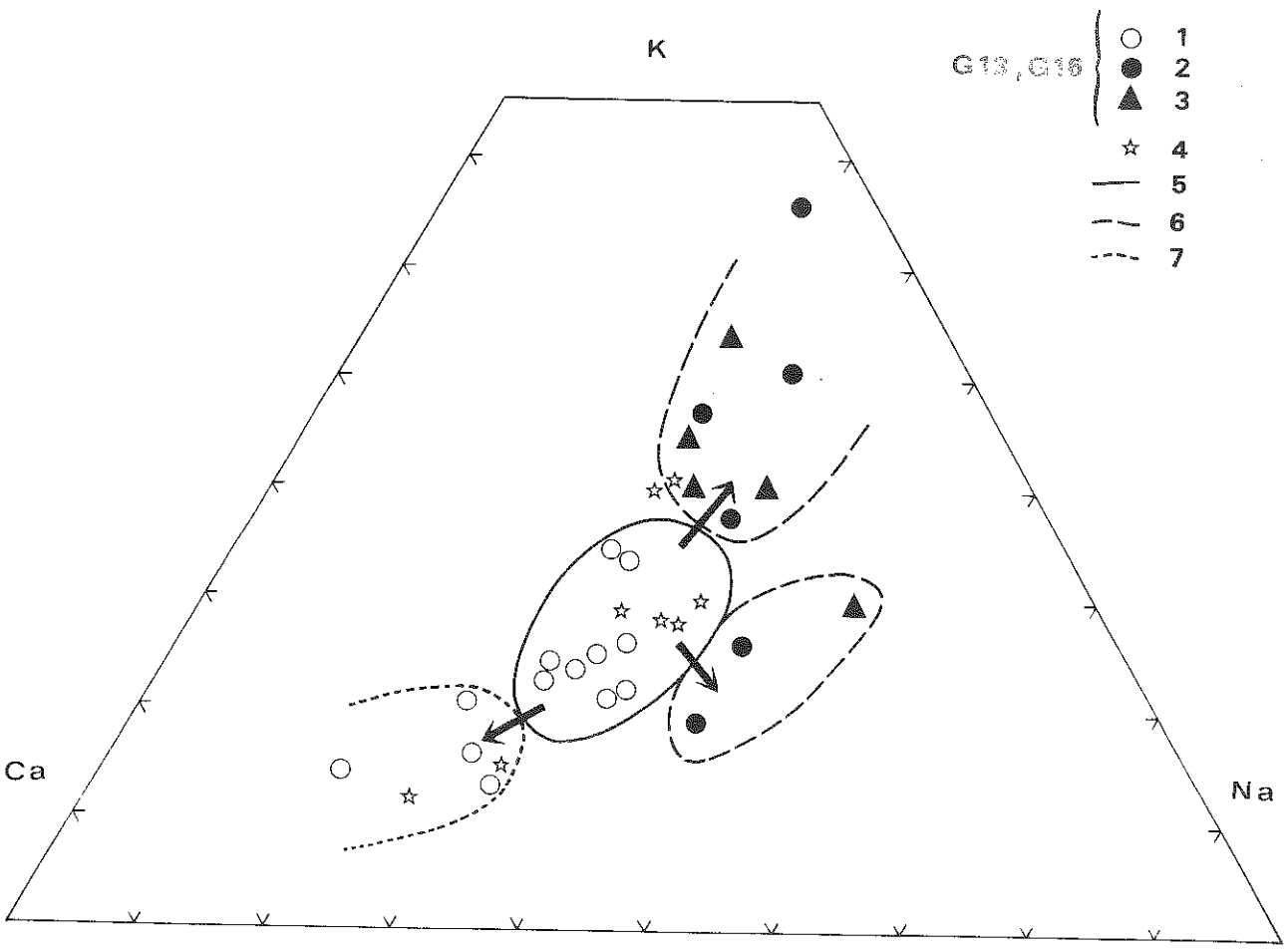


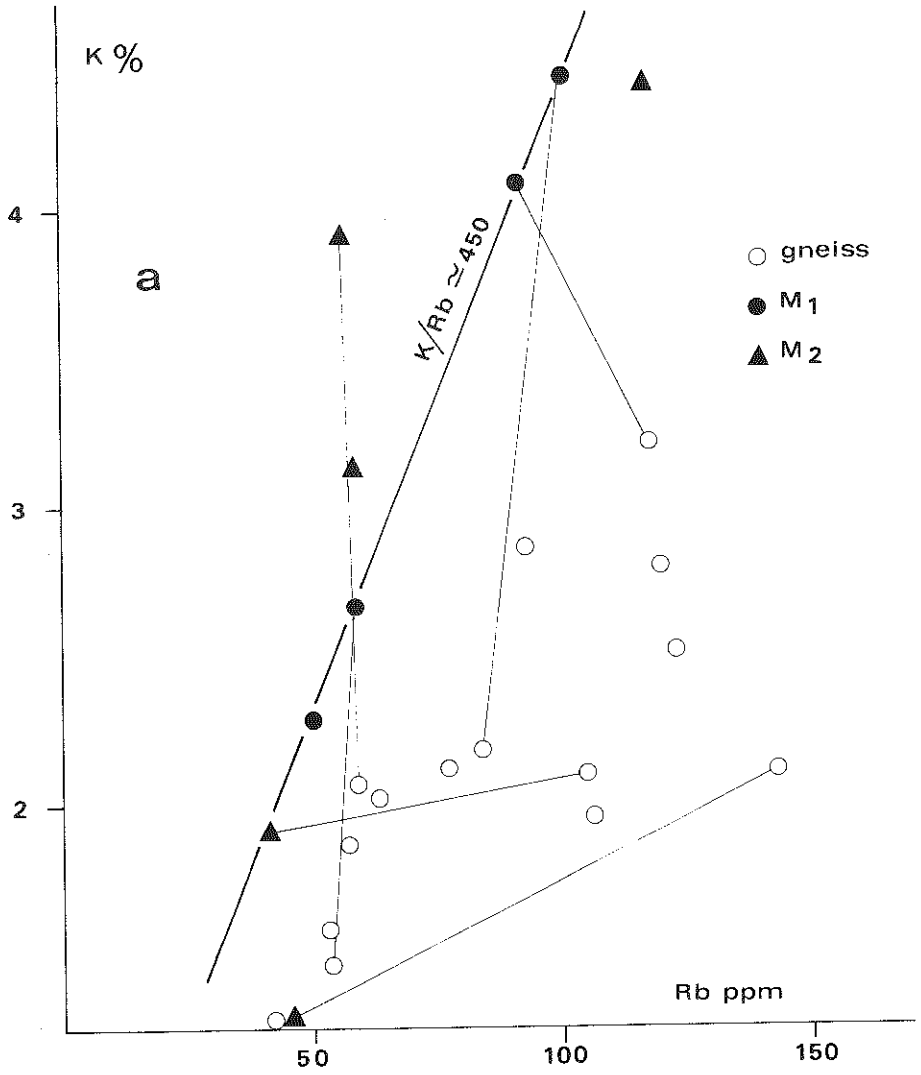
Fig. 2.29 - Diagramme K-Na-Ca
1. 2. 3. Echantillons G13 et G16 (oued In Assakane et oued Tirhermine)
(1) gneiss dioritique veiné
(2) mobilisat M_I
(3) mobilisat M_{II}
4. autres échantillons (oued Akomak, oued aux rapides)
5. faciès moyen (≈ composition originelle)
6. mobilisats
7. restites

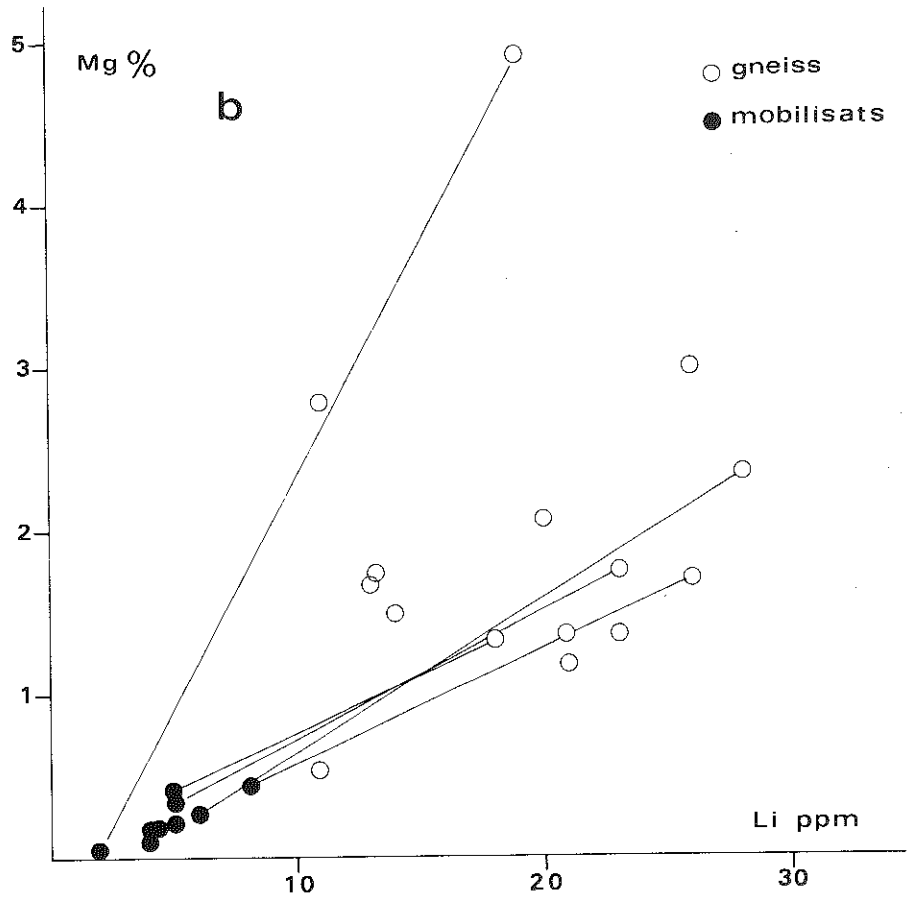
IV - CONCLUSIONS

Le métamorphisme et la mobilisation observés dans ces roches sont uniquement dûs aux épisodes P_1 et P_2. L'analyse des processus de mobilisation a été tentée dans le seul but d'éclairer, par comparaison, la remobilisation des formations du socle. Par rapport à ces motivations, les résultats sont négatifs et aucune comparaison n'a pu être faite entre ces deux types de formation, de composition chimique globale trop différente. L'étude détaillée de la mobilisation dans les formations basiques constitue, en soi, un thème de recherche qui n'a été qu'effleuré ici.

Fig. 2.30 - Diagrammes K/Rb (A) et Mg/Li (B).

Fig. 2.30


K %
a
K/Rb ≃ 450
gneiss
M1
M2
Rb ppm
4
3
2
50
100
150


Mg %
b
gneiss
mobilisats
Li ppm
5
4
3
2
1
10
20
30

chapitre IV

LES FORMATIONS METASEDIMENTAIRES

I - ANALYSE PETROGRAPHIQUE

Toutes ces formations avaient été primitivement attribuées à la série de l'Aleksod (J.M.Bertrand, 1967-1970), mais, par la suite (voir 1re partie) au vu de l'étude microstructurale et des premiers résultats géochronologiques, une disjonction a dû être envisagée entre deux types de formations métasédimentaires appartenant respectivement à la série de l'Aleksod et à la série de l'Arechchoum. L'échantillonnage systématique ne tient malheureusement pas compte de cette disjonction, apparue trop tardivement et les roches de la série de l'Arechchoum plus homogènes prédominent largement, empêchant une comparaison qui pouvait être fructueuse entre les deux séries sédimentaires.

Deux formations ont été plus particulièrement étudiées : celle de la guelta d'Agenou (échantillon E104), attribuée à la série de l'Aleksod (groupe d'Agenou) et celle de la guelta d'Ouadenki, attribuée à la série de l'Arechchoum qui a été échantillonnée en deux points (guelta d'Ouadenki : éch. G6 ; oued Irnezzouf : éch. E37, E38, H22).

1 - LA FORMATION DE LA GUELTA D'OUADENKI

Les gneiss et les micaschistes plagioclasiques, très riches en biotite et en muscovite, dominent dans cette formation. Des leptynites, des gneiss rubanés plagioclasiques, des quartzites, des marbres et des pyroxénites leur sont associés.

Ces roches sont polymétamorphiques : les plis P_1, replissés par P_2, reprennent des surfaces qui correspondent déjà à une foliation de roche métamorphique. Ainsi, pour la même série de surface (S_1) on trouvera : *Ph.31*

- des échantillons où un assemblage plus ancien (biotite-muscovite ou biotite-muscovite-grenat-sillimanite) est partiellement remplacé par des minéraux de plus petite taille (biotite et muscovite) ;
- des échantillons où, au contraire, tous les minéraux, isogranulaires, semblent frais.

Le type d'assemblage "en losange" des phyllites est cependant l'indice d'une origine polymétamorphique.

Il est exceptionnel de pouvoir distinguer, dans ces roches, plusieurs paragenèses successives; on n'y observe, en règle générale, que les résultats de la dernière recristallisation.

Dans les rares intercalations calco-magnésiennes (pyroxénites) très caractéristiques de cette formation, deux paragenèses peuvent être distinguées mais elles correspondent plutôt à un métamorphisme pluriphasé (P_1-P_2) qu'au polymétamorphisme évoqué plus haut.

Ces roches sont formées de diopside incolore, de trémolite, de calcite, d'une biotite de teinte pâle, d'une chlorite magnésienne, de plagioclase (An 50) et accessoirement d'épidote et de sphène. Des passées leucocrates (mobilisats) sont formées de quartz, de plagioclase (An 25) et de microcline. Ces minéraux correspondent nettement à deux paragenèses successives (liées à P_1 et à P_2).

Des plages polycristallines non déformées de diopside témoignent cependant de la recristallisation du diopside lors de P_2. La localisation préférentielle de cette réaction dans les "queues" de boudins formés lors de la phase P_2 permet, sans ambiguité, de relier la seconde paragenèse à cette phase.

A ces roches, de teinte générale très sombre, sont associés localement des gneiss rubanés

plagioclasiques clairs, très semblables aux gneiss de l'Arechchoum. Ce sont des gneiss à oligoclase, biotite (et muscovite hystérogène) ; le microcline, intergranulaire développe des myrmékites au contact du plagioclase.

2 - LES MOBILISATS DE LA FORMATION DE LA GUELTA D'OUADENKI

Les mobilisats échantillonnés à la guelta ont été repérés par rapport aux structures. Rappelons qu'on a pu distinguer, d'après des critères structuraux (voir 1re partie) trois générations de mobilisats dont les caractères principaux sont les suivants : *Ph.32.33*

(m_0) : mobilisats foliés, parallèles à la foliation S_0

(m_1) : mobilisats non foliés, à texture pegmatoïde bréchique, sécants à la foliation S_0, plissés par les plis P_1

(m_2) : mobilisats non foliés, à texture aplitique ou granitoïde, parallèles aux plans axiaux des plis P_1.

Les textures de ces roches sont très variables et dans les mêmes filons on passe rapidement de textures pegmatoïdes à éléments feldspathiques de plusieurs centimètres, à des textures granitoïdes ou aplitiques. Dans les faciès à large grain, les structures graphiques sont absentes.

Il n'est pas possible de distinguer en lame mince ces trois familles de mobilisats d'après des critères minéralogiques. La texture commune quelle que soit la taille des grains est la suivante : des éléments feldspathiques (grains) à contours arrondis (ou à tendance polygonale) sont séparés par une fine matrice intergranulaire constituée de quartz, d'oligoclase et de microcline constituant parfois des xénoblastes plus grands finement quadrillés. Les grains présentent des caractères d'anciens blastes - hypidiomorphes, structures zonées - mais sont nettement corrodés lors de la recristallisation de la matrice intergranulaire. Ils peuvent être déformés - macles tardives, apparition de macles mécaniques, déformation en mosaïque du réseau. De la muscovite poecilitique se surimpose dans certains cas à ce type de structure qui correspond aux structures granulaires définies précédemment (chapitre II, 2e partie).

Seul le degré de granulation peut permettre, d'une façon peu précise, de distinguer les trois phases de mobilisation. Ces textures granulaires peuvent affecter l'ensemble du filon ou bien des "ceintures" séparant des zones où la texture pegmatoïde diablastique (oligoclase et microcline perthitique) est conservée. Le degré ultime d'évolution consiste en une structure beaucoup plus laminaire, à tendance mylonitique (quartz recristallisé en flammes). L'apparition de ces structures granulaires est ici liée à la déformation lors de la phase P_2.

L'évolution des mobilisats granitoïdes et pegmatoïdes peut être reconstituée de la façon suivante : le mobilisat est présent avant la déformation ou mis en place au début ou pendant celle-ci ; la déformation se poursuivant, entraine la granulation (séparation et rotation des grains, recristallisation de la matrice intergranulaire). Ce phénomène est répétitif et un mobilisat déjà granulé lors d'une déformation précédente ne peut - sauf exception dans le cas d'un laminage - évoluer dans une déformation ultérieure qu'en se granulant un peu plus mais cette évolution n'est pas quantifiable. La justification de ce processus est l'organisation des phyllites, lorsqu'elles sont présentes, selon une foliation.

La granulation correspond donc, dans le cas où la déformation n'est pas franchement mylonitique, au devenir normal d'un matériel granitoïde au cours de la déformation. On voit ainsi qu'il est difficile de distinguer les mobilisats anté-tectoniques de mobilisats syntectoniques car dans le premier cas des néoblastèses feldspathiques peuvent équilibrer les processus de granulation.

Du point de vue de la minéralogie, il pouvait sembler intéressant d'opposer les mobilisats pegmatoïdes ou granitoïdes à feldspath potassique à ceux qui contiennent surtout du plagioclase ; il n'en est rien et dans le même filon les proportions de ces deux feldspaths varient beaucoup. Parfois, dans les filons assez larges, une zone de bordure plagioclasique s'individualise par rapport au coeur du filon plus riche en microcline.

Le tableau 2.8 (page suivante) résume ces observations.

chapitre IV

LES FORMATIONS METASEDIMENTAIRES

I - ANALYSE PETROGRAPHIQUE

Toutes ces formations avaient été primitivement attribuées à la série de l'Aleksod (J.M.Bertrand, 1967-1970), mais, par la suite (voir 1re partie) au vu de l'étude microstructurale et des premiers résultats géochronologiques, une disjonction a dû être envisagée entre deux types de formations métasédimentaires appartenant respectivement à la série de l'Aleksod et à la série de l'Arechchoum. L'échantillonnage systématique ne tient malheureusement pas compte de cette disjonction, apparue trop tardivement et les roches de la série de l'Arechchoum plus homogènes prédominent largement, empêchant une comparaison qui pouvait être fructueuse entre les deux séries sédimentaires.

Deux formations ont été plus particulièrement étudiées : celle de la guelta d'Agenou (échantillon E104), attribuée à la série de l'Aleksod (groupe d'Agenou) et celle de la guelta d'Ouadenki, attribuée à la série de l'Arechchoum qui a été échantillonnée en deux points (guelta d'Ouadenki : éch. G6 ; oued Irnezzouf : éch. E37, E38, H22).

1 - LA FORMATION DE LA GUELTA D'OUADENKI

Les gneiss et les micaschistes plagioclasiques, très riches en biotite et en muscovite, dominent dans cette formation. Des leptynites, des gneiss rubanés plagioclasiques, des quartzites, des marbres et des pyroxénites leur sont associés.

Ces roches sont polymétamorphiques : les plis P_1, replissés par P_2, reprennent des surfaces qui correspondent déjà à une foliation de roche métamorphique. Ainsi, pour la même série de surface (S_1) on trouvera : *Ph.31*

- des échantillons où un assemblage plus ancien (biotite-muscovite ou biotite-muscovite-grenat-sillimanite) est partiellement remplacé par des minéraux de plus petite taille (biotite et muscovite) ;
- des échantillons où, au contraire, tous les minéraux, isogranulaires, semblent frais. Le type d'assemblage "en losange" des phyllites est cependant l'indice d'une origine polymétamorphique.

Il est exceptionnel de pouvoir distinguer, dans ces roches, plusieurs paragenèses successives; on n'y observe, en règle générale, que les résultats de la dernière recristallisation.

Dans les rares intercalations calco-magnésiennes (pyroxénites) très caractéristiques de cette formation, deux paragenèses peuvent être distinguées mais elles correspondent plutôt à un métamorphisme pluriphasé (P_1-P_2) qu'au polymétamorphisme évoqué plus haut.

Ces roches sont formées de diopside incolore, de trémolite, de calcite, d'une biotite de teinte pâle, d'une chlorite magnésienne, de plagioclase (An 50) et accessoirement d'épidote et de sphène. Des passées leucocrates (mobilisats) sont formées de quartz, de plagioclase (An 25) et de microcline. Ces minéraux correspondent nettement à deux paragenèses successives (liées à P_1 et à P_2).

Des plages polycristallines non déformées de diopside témoignent cependant de la recristallisation du diopside lors de P_2. La localisation préférentielle de cette réaction dans les "queues" de boudins formés lors de la phase P_2 permet, sans ambiguité, de relier la seconde paragenèse à cette phase.

A ces roches, de teinte générale très sombre, sont associés localement des gneiss rubanés

plagioclasiques clairs, très semblables aux gneiss de l'Arechchoum. Ce sont des gneiss à oligoclase, biotite (et muscovite hystérogène) ; le microcline, intergranulaire développe des myrmékites au contact du plagioclase.

2 - LES MOBILISATS DE LA FORMATION DE LA GUELTA D'OUADENKI

Les mobilisats échantillonnés à la guelta ont été repérés par rapport aux structures. Rappelons qu'on a pu distinguer, d'après des critères structuraux (voir 1re partie) trois générations de mobilisats dont les caractères principaux sont les suivants : *Ph.32.33*

(m_0) : mobilisats foliés, parallèles à la foliation S_0

(m_1) : mobilisats non foliés, à texture pegmatoïde bréchique, sécants à la foliation S_0, plissés par les plis P_1

(m_2) : mobilisats non foliés, à texture aplitique ou granitoïde, parallèles aux plans axiaux des plis P_1.

Les textures de ces roches sont très variables et dans les mêmes filons on passe rapidement de textures pegmatoïdes à éléments feldspathiques de plusieurs centimètres, à des textures granitoïdes ou aplitiques. Dans les faciès à large grain, les structures graphiques sont absentes.

Il n'est pas possible de distinguer en lame mince ces trois familles de mobilisats d'après des critères minéralogiques. La texture commune quelle que soit la taille des grains est la suivante : des éléments feldspathiques (grains) à contours arrondis (ou à tendance polygonale) sont séparés par une fine matrice intergranulaire constituée de quartz, d'oligoclase et de microcline constituant parfois des xénoblastes plus grands finement quadrillés. Les grains présentent des caractères d'anciens blastes - hypidiomorphes, structures zonées - mais sont nettement corrodés lors de la recristallisation de la matrice intergranulaire. Ils peuvent être déformés - macles tardives, apparition de macles mécaniques, déformation en mosaïque du réseau. De la muscovite poecilitique se surimpose dans certains cas à ce type de structure qui correspond aux structures granulaires définies précédemment (chapitre II, 2e partie).

Seul le degré de granulation peut permettre, d'une façon peu précise, de distinguer les trois phases de mobilisation. Ces textures granulaires peuvent affecter l'ensemble du filon ou bien des "ceintures" séparant des zones où la texture pegmatoïde diablastique (oligoclase et microcline perthitique) est conservée. Le degré ultime d'évolution consiste en une structure beaucoup plus laminaire, à tendance mylonitique (quartz recristallisé en flammes). L'apparition de ces structures granulaires est ici liée à la déformation lors de la phase P_2.

L'évolution des mobilisats granitoïdes et pegmatoïdes peut être reconstituée de la façon suivante : le mobilisat est présent avant la déformation ou mis en place au début ou pendant celle-ci ; la déformation se poursuivant, entraine la granulation (séparation et rotation des grains, recristallisation de la matrice intergranulaire). Ce phénomène est répétitif et un mobilisat déjà granulé lors d'une déformation précédente ne peut - sauf exception dans le cas d'un laminage - évoluer dans une déformation ultérieure qu'en se granulant un peu plus mais cette évolution n'est pas quantifiable. La justification de ce processus est l'organisation des phyllites, lorsqu'elles sont présentes, selon une foliation.

La granulation correspond donc, dans le cas où la déformation n'est pas franchement mylonitique, au devenir normal d'un matériel granitoïde au cours de la déformation. On voit ainsi qu'il est difficile de distinguer les mobilisats anté-tectoniques de mobilisats syntectoniques car dans le premier cas des néoblastèses feldspathiques peuvent équilibrer les processus de granulation.

Du point de vue de la minéralogie, il pouvait sembler intéressant d'opposer les mobilisats pegmatoïdes ou granitoïdes à feldspath potassique à ceux qui contiennent surtout du plagioclase ; il n'en est rien et dans le même filon les proportions de ces deux feldspaths varient beaucoup. Parfois, dans les filons assez larges, une zone de bordure plagioclasique s'individualise par rapport au coeur du filon plus riche en microcline.

Le tableau 2.8 (page suivante) résume ces observations.

	granulation	blastes microcline perthitique	microcline tardif	muscovite
M_0 (G19.6)	très importante	+	+	poecilitique orientée surimposée
M_1 G2.6	localisée	déformés	+	
G6.6	localisée en ceinture	+		
M_1 faciès de bordure G7.6	importante			séricite
M_2 G4.6	peu importante, texture presque granitique			+
G11.6	importante	+		
G17.6	importante		+	séricite

Tableau 2.8 - Structure et pétrographie des mobilisats.

Seul le cas des mobilisats bien délimités et bien calés par rapport aux déformations a été envisagé ici. Un cas particulier doit être signalé car il pourrait correspondre à une migmatisation régionale (et non pas limitée à des filons mobilisés) en relation avec la phase P_1. Ce type de mobilisation, fréquent dans la couverture (surtout au Sud de la faille de l'oued Telohat), n'a été rencontré qu'en un seul point dans une formation du socle (oued Tihoun Aorani). Dans l'oued Irnezzouf, la plupart des mobilisats appartiennent au type (m_1). Dans les gneiss veinés qui surmontent la formation de la guelta d'Ouadenki apparaissent des faciès très mobilisés, d'allure nébulitique où l'encaissant apparaît soit en îlots, soit sous la forme de schlieren biotitiques. Par comparaison avec le type de mobilisation de la formation voisine il est logique d'attribuer ces faciès à une exagération de la mobilisation (m_1) (ou éventuellement (m_2)).

3 - LA FORMATION DE LA GUELTA D'AGENOU

Le faciès dominant est celui de gneiss ou de micaschistes feldspathiques (de 10 à 20 % d'oligoclase) à biotite-muscovite-grenat-disthène. Deux phases de plis (P_1 et P_2) conditionnent deux parageneses successives.

La biotite et la muscovite se présentent selon deux habitus :

I - en grandes plages tardives autour des charnières P_1 ;

II- en arcs polygonaux recristallisés pendant la seconde déformation.

Le disthène est parfois déformé, plissé ("knick"), transformé en muscovite (I) ; parfois surimposé aux arcs polygonaux dessinés par les phyllites (II).On observe de la sillimanite (fibrolite) déformée, résiduelle de la phase I, localement recristallisée au cours de la phase II en sillimanite prismatique. Le grenat est syn à post-cinématique par rapport à la phase I mais est fracturé et recristallisé lors de la seconde phase. *Ph.72*

Des mobilisats à quartz-oligoclase-disthène donnent à certaines roches l'aspect de gneiss veinés. Ces mobilisats, formés lors de la phase I ont été déformés ensuite mais la recristallisation des minéraux semble complète lors de la phase II. *Ph.71*

En plus de ce type de roche, particulièrement développé, cette formation contient des marbres à diopside, plagioclase et scapolite, des pyroxénites, des amphibolites à grenat et diopside. Les marbres et pyroxénites forment des horizons très continus atteignant plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur ; les amphibolites, par contre, très réduites sont boudinées (boudins formés lors de la phase P_1).

Deux paragenèses successives peuvent donc être mises en évidence dans ces roches, qui correspondent à des conditions de métamorphisme très voisines. Par contre, les nettes rétromorphoses observées sporadiquement - chloritisation des biotites, apparition d'épidote - correspondent à des événements plus tardifs, en liaison avec les faibles déformations de la phase III.

II - LES DONNEES PETROCHIMIQUES

1 - ORIGINE DU MATERIEL

La présence de roches d'origine sédimentaire certaine, détritiques (quartzites), chimiques ou biochimiques (calcaires) interstratifiées dans ces formations, donne une première indication sur leur origine. Cependant, les deux formations étudiées ont un environnement et des caractères pétrographiques très différents :

- dans la formation récente de la guelta d'Agenou, l'assemblage minéral principal est quartz-oligoclase-muscovite-biotite-grenat-disthène (sillimanite) où le grenat et le disthène sont très abondants. Les autres formations de la série de l'Aleksod sont à dominante basique (formation calco-magnésienne d'Ouadenki, gneiss "dioritiques", amphibolites migmatisées, et les niveaux boudinés d'amphibolite présents dans la formation d'Agenou ne paraissent pas déplacés dans ce contexte) ;
- la formation ancienne de la guelta d'Ouadenki, par contre, est caractérisée par la quasi-absence de silicate d'alumine (et la rareté du grenat). Les niveaux basiques sont rares (quelques pyroxénites à calcite). Les formations encaissantes (série de l'Arechchoum) sont à dominante acide : gneiss rubanés plagioclasiques, gneiss amygdalaires et gneiss veinés potassiques.

Manquant d'analyses complètes de la formation de la guelta d'Agenou, il ne sera pas possible de comparer les complexes métasédimentaires des deux séries. Seule la série la plus ancienne a été étudiée.

Les méthodes graphiques d'analyse des séries sédimentaires sont assez peu nombreuses. Pour les sédiments détritiques, elles sont basées sur l'élimination de l'influence de la silice, considérée comme un diluant (H.de la Roche, 1965). Est ainsi défini, à la suite de T.Vogt (1927), un caractère de maturité caractérisé par "l'absence ou la rareté des éléments réputés solubles dans l'altération de surface(Ca, Na, Mg)", les sédiments "immatures" au contraire ont été épargnés par le lessivage.

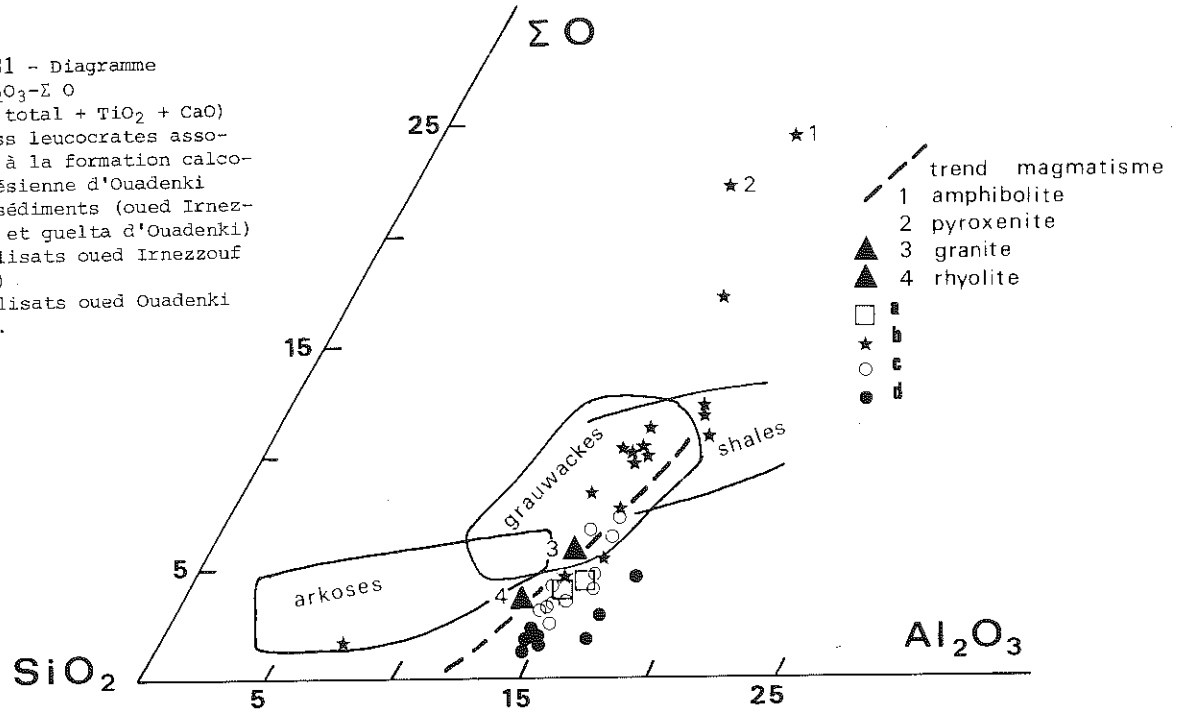
D'après H.de la Roche (1965) on peut répartir les éléments en trois groupes :
. Si partagé entre la silice libre et les silico-aluminates ;
. Al, Na, K, Mg localisés dans les silico-aluminates ;
. Ca, Fe, Ti partagés entre les silico-aluminates et les phases subordonnées.

Les trois paramètres SiO_2, Al_2O_3, et Σ Fe total, TiO_2, CaO, permettent de distinguer les arkoses, les grauwackes et les shales. Dans ce diagramme Na, K et Mg sont considérés comme des satellites de Al dans les silico-aluminates.

Les analyses de roches de la formation de la guelta d'Ouadenki se localisent presque toutes dans la partie commune aux domaines des grauwackes et des shales (fig. 2.31) mais sont proches de l'alignement des roches éruptives. Les mobilisats correspondants sont situés nettement en-dessous, légèrement à droite (plus riche en Al) de la ligne correspondant aux roches éruptives. Une leptynite se place dans le champ des arkoses et les roches riches en pyroxène ou en amphibole sont nettement en dehors des domaines sédimentaires.

Un second diagramme (fig. 2.32) est utilisé pour la comparaison des éléments K_2O, Na_2O, MgO. Les points sont beaucoup plus dispersés et ils sont localisés pour la plupart entre les domaines des shales, des grauwackes et des arkoses. Les roches analysées sont caractérisées par leur richesse en K_2O qui les éloigne du domaine des grauwackes plus riches en soude qu'en potasse. Les mobilisats correspondants sont plutôt sodiques.

Fig. 2.31 - Diagramme SiO_2-Al_2O_3-Σ O
(O = Fe total + TiO_2 + CaO)
a) gneiss leucocrates associés à la formation calco-magnésienne d'Ouadenki
b) métasédiments (oued Irnezzouf et guelta d'Ouadenki)
c) mobilisats oued Irnezzouf (E37)
d) mobilisats oued Ouadenki (G6).



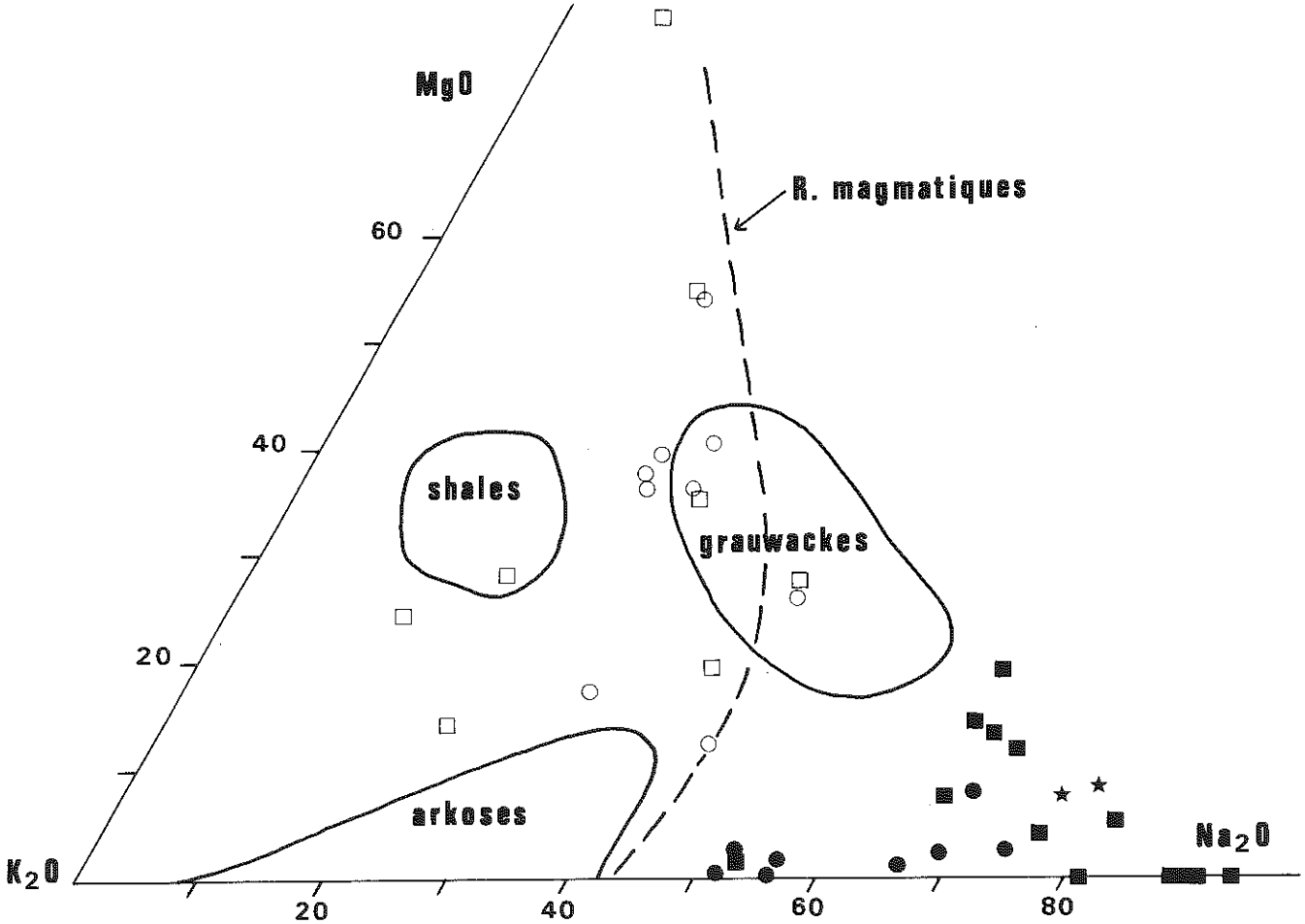


Fig. 2.32 - Diagramme K_2O-Na_2O-MgO
étoiles: gneiss leucocrates associés à la formation calco-magnésienne d'Ouadenki
carrés vides : métasédiments de l'oued Irnezzouf (E38)
carrés pleins : mobilisats correspondants (E37)
ronds vides : métasédiments de la guelta d'Ouadenki (G6)
ronds pleins : mobilisats correspondants
Les domaines des shales et des grauwackes et la localisation des roches magmatiques sont tracés d'après H.de la Roche (1965).

Cette richesse en potassium par rapport aux grauwackes classiques est manifeste lorsqu'on compare ces faciès avec les données de K.C.Condie (1967), de Pettijohn (1963) et de H.G.Macpherson (1958). La comparaison avec les moyennes publiées par K.C.Condie (1967) est satisfaisante (tableau 2.9) sauf pour Na (un peu faible) et K (trop élevé) ; le rapport Na/K qui varie de 1 à 2 dans les grauwackes est ici inférieur à l'unité.

	GRAUWACKES						GNEISS ALEKSOD			SHALES-PELITES	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	64,43	64,67	66,91	69,7	67,5	69,7	64,84	65,51	68,04	58,9	43,36
TiO_2	0,62	0,57	0,83	0,6	0,5	0,5	0,71			0,78	8,41
Al_2O_3	15,48	13,41	13,59	14,3	13,5	14,3	15,02	14,69	14,82	16,70	32,65
Fe_2O_3 total	6,54	6,27	5,29	3,8	4,5	4,6	6,43				
FeO								3,72	2,56	2,80	6,64
Fe_2O_3								1,87	1,39	3,70	0,48
MgO	3,12	3,23	2,09	1,2	2,2	1,8	2,90	3,07	2,13	2,60	3,16
CaO	2,22	3,04	3,69	1,9	2,4	1,3	2,68	2,66	2,29	2,20	1,01
Na_2O	3,74	2,99	2,98	3,5	3,6	3,1	2,85	3,01	3,65	1,60	1,54
K_2O	2,44	2,02	1,99	2,4	1,7	1,4	3,27	3,11	3,07	3,60	6,10
Na/K	1,4	1,3	1,3	1,3	1,9	2,0	0,87	0,96	1,18	0,44	0,25

Tableau 2.9 - Analyses chimiques de grauwackes et de shales.
1. moyenne greywackesprécambrienne du Wyoming (Condie, 1967)
2. greywacke précambrienne (Pettijohn, 1963)
3. greywacke moderne (Whetten, 1966)
4. moyenne greywacke du Mesozoïque inférieur de Nouvelle Zélande (Reed, 1957)
5. moyenne greywacke jurassique du Franciscain (Bailey et coll., 1964)
6. moyenne greywacke paléozoïque du Hartz (Mattiat, 1960)
7. moyenne de 13 gneiss à biotite et muscovite de l'Aleksod (cette étude). N'ont été gardés que les faciès non mobilisés (E38.5 - E38.9 - E38.10 - E38.2 - G3.6 - G5.6 - G8.6 - G9.6 - G12.6 - G14.6 - G15.6 - G18.6 - G20.6)
8. 9 gneiss (G6)
9. 9 gneiss G6 corrigés avec 1/3 moyenne de 9 mobilisats G6
10. shales (Wedepohl, p. 260, 1969)
11. pelitic gneiss de Glen Glova (Chinner, 1960).

Cependant il est justifié de prévoir une correction des données moyennes en fonction de la quantité de mobilisat leucocrate (environ 1/3 en volume) fournis pour la plupart *in situ* (cf. an. 8 et 9 du tableau). Cette correction augmente le pourcentage de silice d'alumine, de Na et de K et diminue le pourcentage des autres oxydes. On voit que la comparaison avec les analyses déjà publiées de greywackes est encore satisfaisante après cette correction et que le rapport Na/K qui dépasse alors l'unité est plus favorable. Par contre les analyses 10 et 11 de shales (Wedepohl, 1969) et de gneiss pélitiques (Chinner, 1960), citées pour comparaison, montrent bien qu'en aucun cas il ne peut s'agir d'un matériel d'origine pélitique. Il s'agit donc de roches intermédiaires entre les shales et les grauwackes pour lesquelles le terme de "semi pélites" s'applique assez bien (1).

---

(1) P.E.Brown (1967) définit comme semi-pélites des roches dont l'analyse chimique est voisine de celle des greywackes cités ci-dessus.

2 - LES PROCESSUS DE MOBILISATION

Dans les roches de la guelta d'Ouadenki et de l'oued Irnezzouf (série de l'Arechchoum), les seules étudiées systématiquement sous cet aspect, les mobilisats se présentent sous la forme de ségrégations à texture pegmatoïde, le plus souvent sécantes au rubanement lithologique, très contrastées par rapport aux gneiss encaissants toujours très sombres.

Il n'est pas possible d'étudier directement les caractéristiques chimiques de ces mobilisats et leurs rapports avec l'encaissant immédiat sur un diagramme Q-Ab-Or en norme CIPW.

On a donc soustrait de l'orthose actuelle, une quantité d'orthose correspondant au K_2O présent dans la biotite (manquant d'analyse chimique de ces biotites on a pris arbitrairement les valeurs de 8 % MgO correspondant à 7,5 % de K_2O). Cette approximation n'est possible que si on admet que tout le Mg est contenu dans la biotite (compatible avec la constance du rapport Fe total/Mg dans toutes les roches).

Cette approximation, comparable à une mésonorme permet de proposer le diagramme Q-Ab-Or corrigé qui montre (fig. 2.33) :

a - la composition proche de l'eutectique quartz-albite de nombreux mobilisats :

b - la composition cotectique Q-Ab-Or (voisine de 3 kb) de mobilisats pegmatoïdes tardifs (mobilisats m_2) et leur voisinage avec des faciès de leptynites mobilisées (comparables aux mobilisats m_0 antérieurs aux plis P_1 du cycle récent).

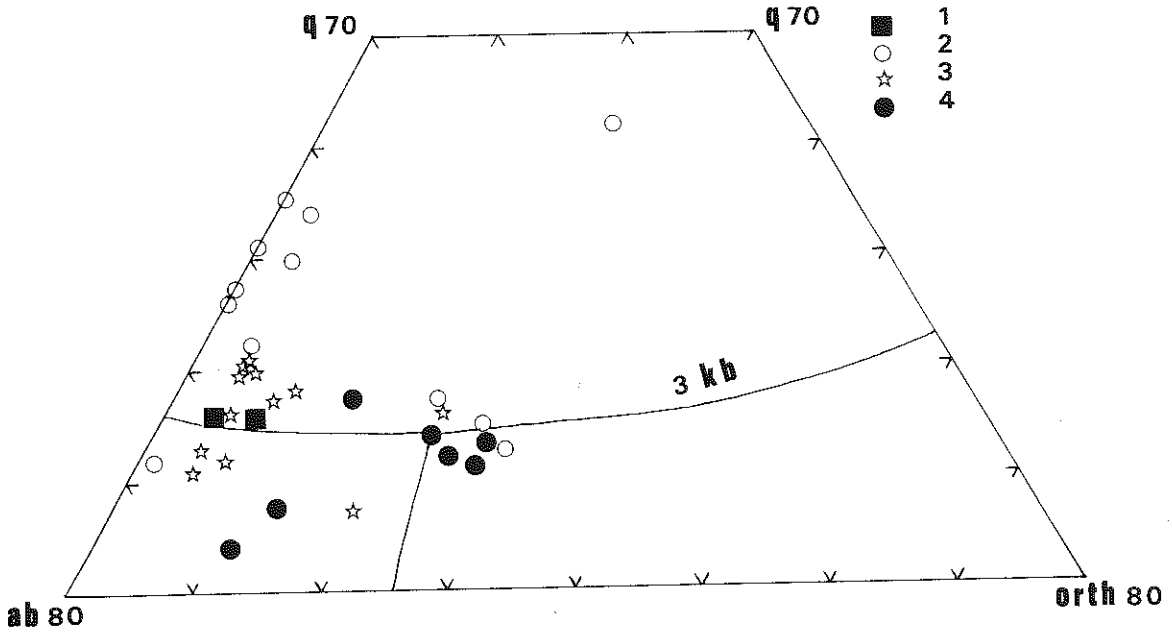


Fig. 2.33 - Diagramme Q-Ab-Or (normes CIPW corrigées pour la biotite)
1. gneiss leucocrates associés à la formation calco-magnésienne d'Ouadenki
2. métasédiments (E38 et G6)
3. mobilisats oued Irnezzouf (E37)
4. mobilisats oued Ouadenki (G6).

D'autres mobilisats sont intermédiaires et peuvent provenir soit d'une contamination (comme le prouve l'échantillon G7.6 qui correspond à un faciès de bordure de mobilisat pegmatoïde) soit de conditions de genèse différentes.

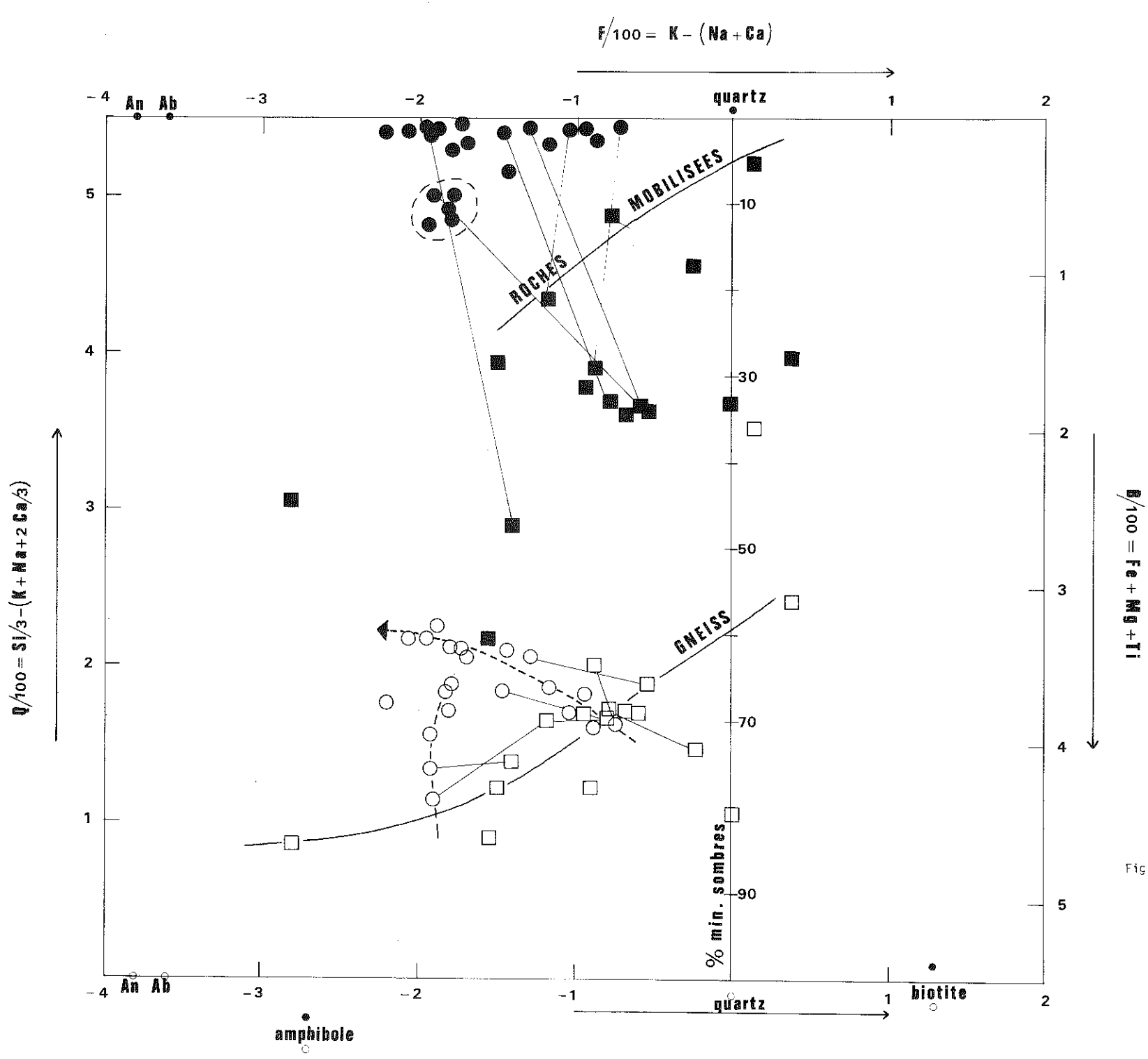

F/100 = K − (Na + Ca)
quartz
An Ab
MOBILISEES
ROCHES
GNEISS
Q/100 = Si/3 − (K + Na + 2 Ca/3)
B/100 = Fe + Mg + Ti
% min. sombres
amphibole
biotite
quartz
An Ab
−4
−3
−2
−1
1
2
10
30
50
70
90

Fig. 2.34

Sur un diagramme de H.de la Roche Q-F-B (fig. 2.34) la distinction entre les faciès mobilisés, les mobilisats et les encaissants (+ ou - restites) est très nette. On peut mettre en évidence :

- la localisation en B-F des mobilisats, pour des valeurs de B minimum et la séparation d'un petit groupe de roches contenant 10 % de minéraux sombres ;
- les deux groupes de mobilisats se retrouvent en Q-F et déterminent deux lignées évolutives à chimisme différent. L'une de ces lignées $(K - (Na + Ca)$ constante, avec $K < Na + Ca)$ correspond à une dérive vers le pôle Ab, An des mobilisats essentiellement plagioclasiques ; pour l'autre lignée par contre, le paramètre F varie considérablement ; les mobilisats correspondants sont comparables aux faciès (b) définis sur le diagramme Q-Ab-Or (fig. 2.33) ;
- il n'existe aucun rapport évident entre ces groupes de mobilisats et la chronologie de mise en place ;
- les roches mobilisées (m_0 ou m_1) où la fraction mobilisée n'a pu être séparée, se trouvent sur le diagramme B-F entre les mobilisats et les encaissants.

L'étude comparée du chimisme des encaissants et des mobilisats ne permet pas une interprétation univoque du processus de mobilisation. Si, moyennant certaines hypothèses, l'utilisation d'un diagramme Q-Ab-Or corrigé permet d'envisager une anatexie, il n'en reste pas moins que les résultats obtenus sont en contradiction avec les données du métamorphisme : les mobilisats qui se localisent à proximité de la composition cotectique 3 kb, sont des pegmatoïdes qui doivent être reliés à la phase P_I pour laquelle nous avons vu que le disthène était le minéral critique dans d'autres unités que celle du Talat Mellet-Irnezzouf. Cette contradiction est peut-être dûe à la non validité des postulats utilisés (évolution anatectique de roches contenant jusqu'à 40 % de biotite), validité de la correction utilisée et des diagrammes Q-Ab-Or pour de telles roches, validité des compositions cotectiques définies par H.G.F.Winkler et H.Von Platen pour des roches contenant moins de 70 % SiO_2 (et donc nettement trop pauvres par rapport aux restrictions normatives de O.F.Tuttle et N.L.Bowen). D'autre part il semble contrairement à ce qui a été décrit pour les gneiss rubanés et granitiques, qu'on ne puisse pas préciser les conditions d'oxydo-réduction qui régnaient lors de la mise en place de ces mobilisats : le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} de ces mobilisats n'est absolument pas constant (fig. 2.35) ; par contre les lignées mobilisat-encaissant, à rapport à peu près constant, semblent en accord avec une dissociation du type mélanosome-leucosome obtenue au cours d'une phase anatectique contrairement aux observations concernant les gneiss rubanés et les gneiss granitiques. L'équilibre des conditions d'oxydo-réduction entre les mobilisats et les encaissants indiquerait que les minéraux ferro-magnésiens participent à l'anatexie (fusion congruente de la biotite libérant le potassium nécessaire à la cristallisation du feldspath potassique des mobilisats).

Fig. 2.34 - Diagramme Q-F-B (échantillons G6 et E37)
Carrés : métasédiments
Ronds : mobilisats
Les figures vides correspondent au paramètre Q, les figures pleines, au paramètre F.

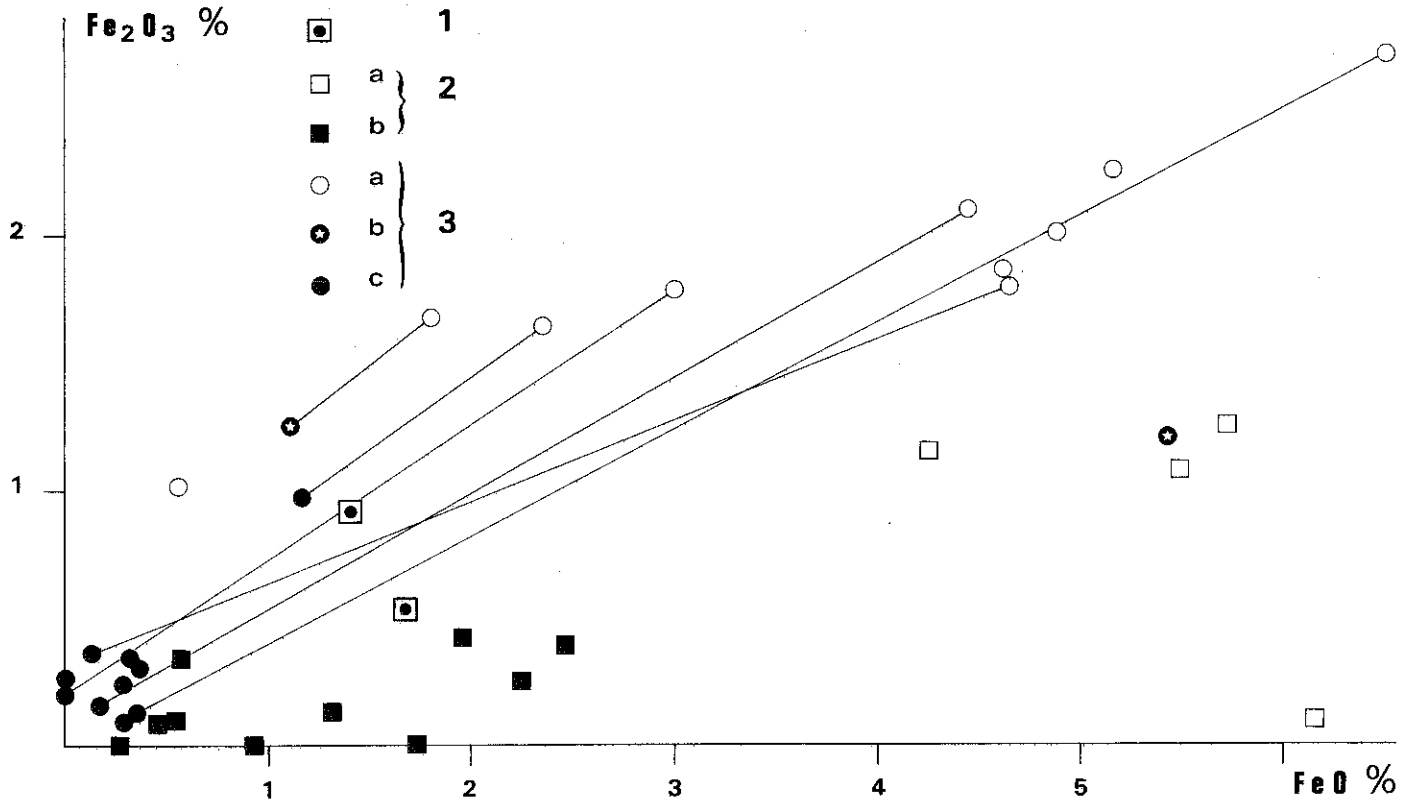


Fig. 2.35 - Diagramme Fe^{2+} / Fe^{3+}
1. gneiss leucocrates associés à la formation calco-magnésienne d'Ouadenki
2. métasédiments de l'oued Irnezzouf (a) et mobilisats correspondants (b)
3. métasédiments de la guelta d'Ouadenki (a) ; faciès mobilisés (b) et mobilisats (c).

3 - LES ELEMENTS EN TRACE

Les tableaux suivants résument les observations que l'on peut faire à propos de ces éléments.

moyenne	paragneiss série de l'Aleksod 11 éch.			paragneiss série de l'Arechchoum 9 éch.			mobilisats série de l'Arechchoum 21 éch.		
	Moy	Max	Min	Moy	Max	Min	Moy	Max	Min
Sr	383	1470	81	234	360	150	673	941	290
Rb	95	183	11	145	212	76	45	136	7
Li	30	48	0	55	80	32	8	38	0
Ba				493	735	375	1157*	1910	430

Tableau 2.10 - Moyenne des teneurs en Sr, Rb, Li, Ba dans les paragneiss.
* 9 éch.

Tableau 2.11 et fig. 2.35 à 2.43 - Fractionnement des éléments en trace dans les formations métasédimentaires.

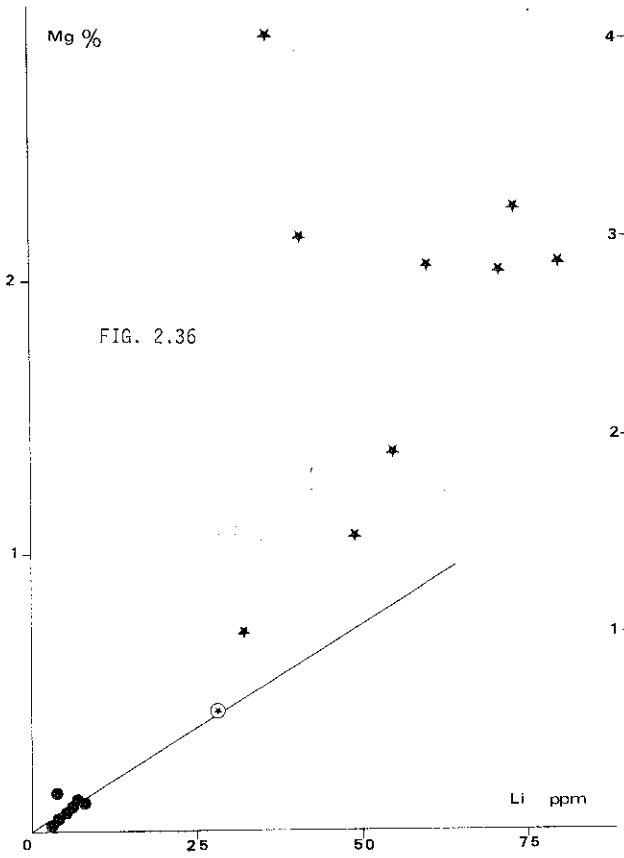


FIG. 2.36

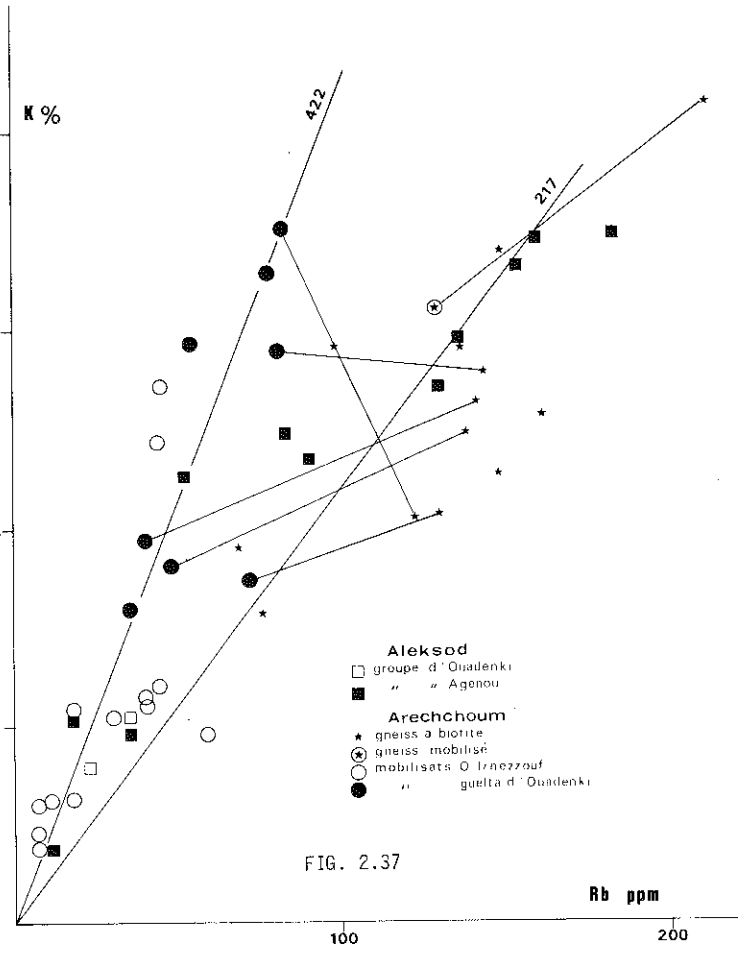


FIG. 2.37

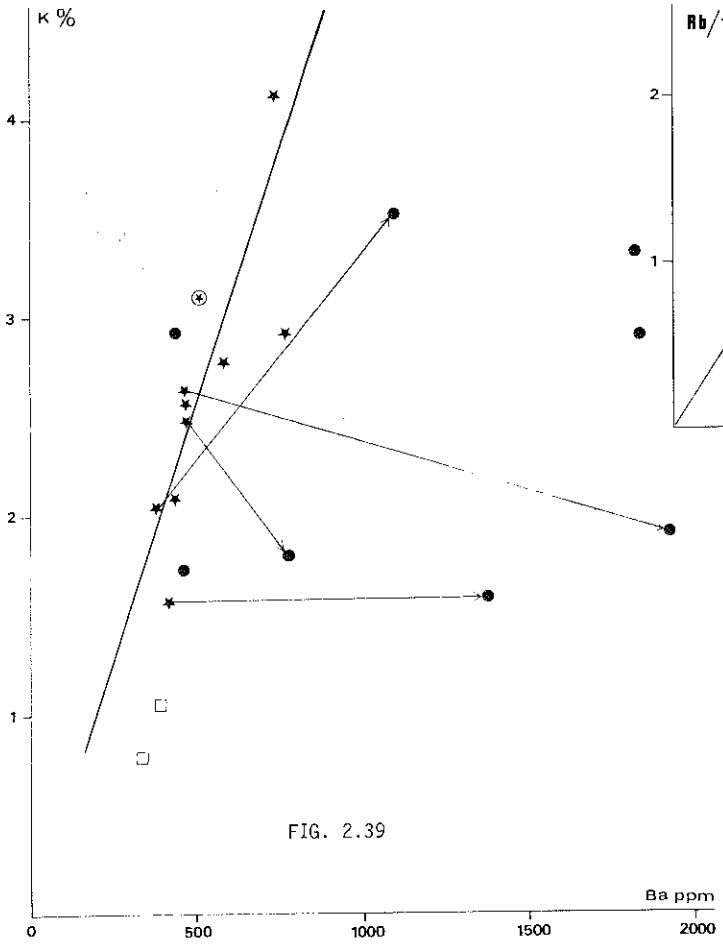


FIG. 2.39

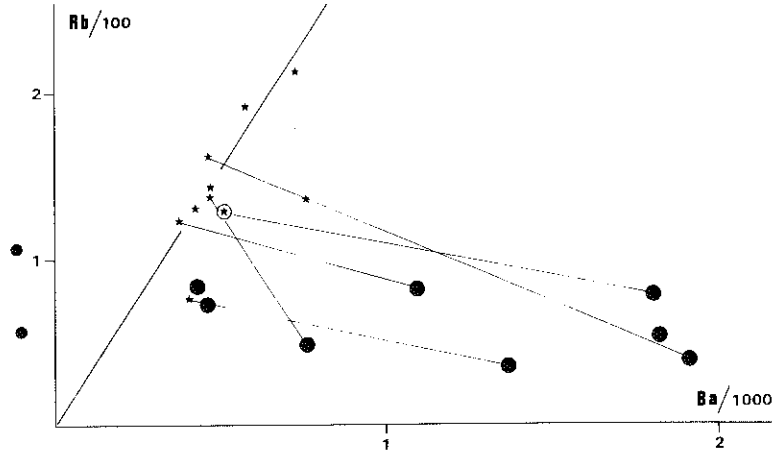


FIG. 2.38

OBSERVATIONS	INTERPRETATION ET COMPARAISON
Mg-Li Fig. 2.36 - Très grande dispersion des encaissants - Alignement des mobilisats	- la dispersion des points représentant les encaissants est sans doute dûe à la présence de muscovite et de hornblende - l'alignement des mobilisats au contraire de ce qui a été observé dans les gneiss rubanés, est l'indice d'une participation de la biotite à la fusion partielle
K-Rb Fig. 2.37 - dispersion importante des encaissants sauf pour les faciès de la série de l'Aleksod (E104) qui ont un rapport K/Rb à peu près constant (environ 217) - vague alignement des points représentatifs des mobilisats (autour d'un rapport K/Rb = 422)	- l'absence de mobilisation pouvant être rapportée à une anatexie dans les paragneiss de la série de l'Aleksod est à opposer avec la mobilisation intense des paragneiss de la guelta d'Ouadenki. Dans ces derniers, comme pour les gneiss rubanés, on retrouve une nette croissance du rapport K/Rb dans les mobilisats. Ce caractère est donc caractéristique des mobilisats de type pegmatoïde ou granitoïde. Les écarts par rapport à un alignement parfait semblent correspondre aux familles successives de mobilisats, mais aucune loi stricte ne peut être définie.
Rb-Ba Fig. 2.38 - rapport Rb/Ba à peu près constant dans les encaissants - large étalement des valeurs de Ba dans les mobilisats	- contrôle minéralogique biotite-feldspath potassique à la faveur d'un processus de différenciation métamorphique - aucune relation Rb/Ba dans les mobilisats qui concentrent préférentiellement le baryum (dans le feldspath potassique)
K-Ba Fig. 2.39 - constance approximative du rapport K/Ba dans les encaissants - dispersion des mobilisats irrégulièrement enrichis en Ba	- étant donné la quasi-absence de feldspath potassique dans ces roches, le baryum ne peut être localisé que dans la biotite qui est le seul minéral potassique - teneur très variable des mobilisats en feldspath potassique

.../...

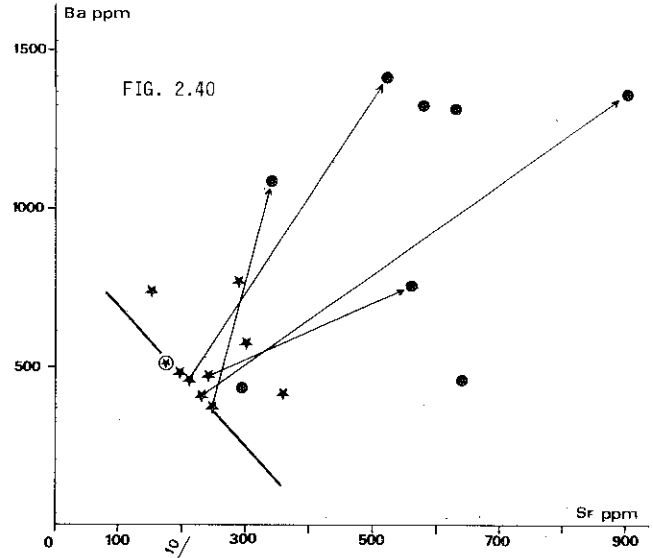


FIG. 2.40

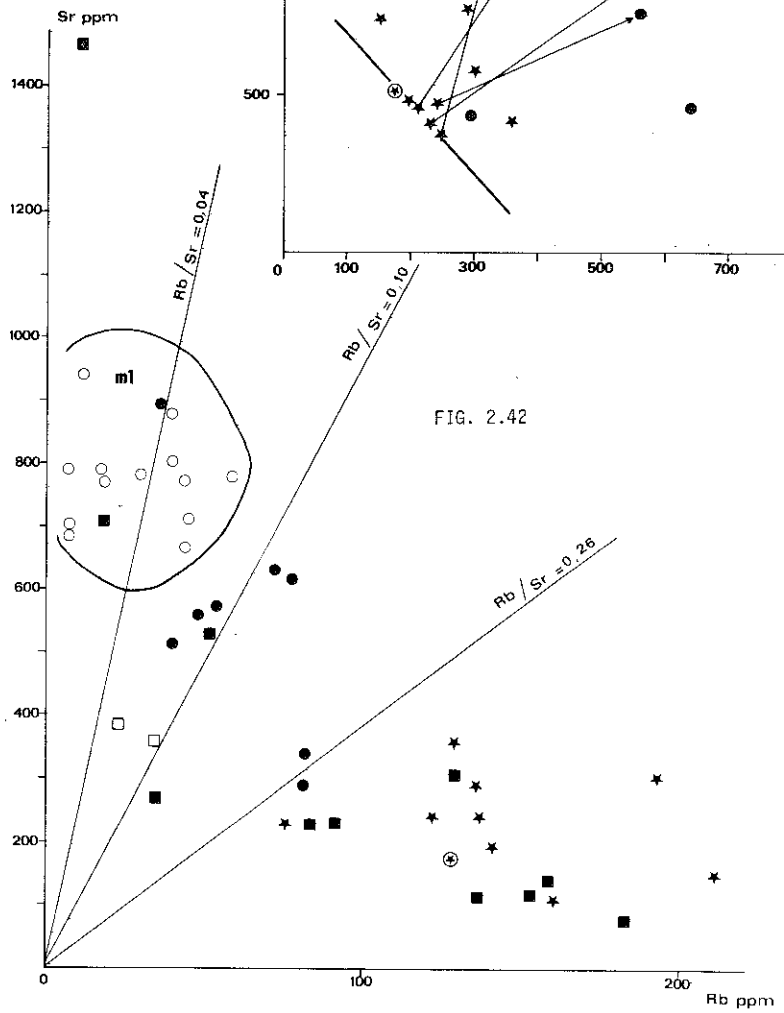


FIG. 2.42

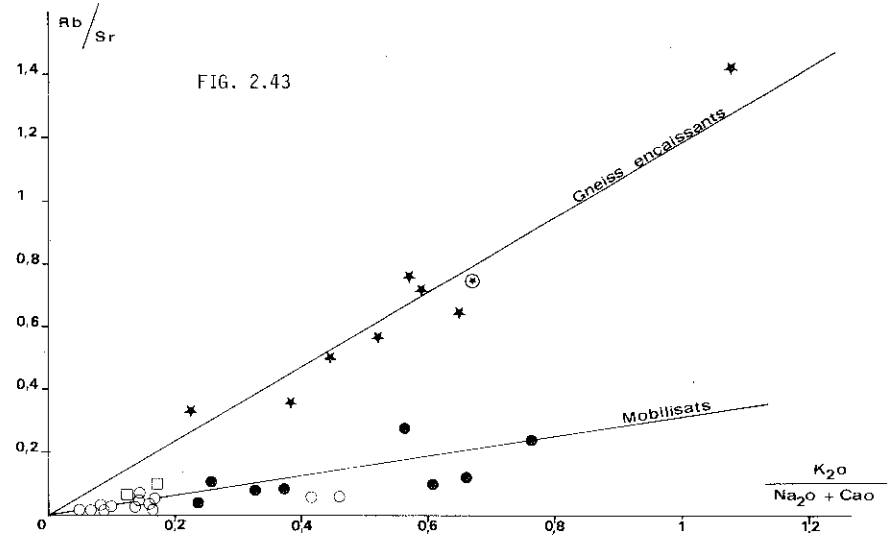


FIG. 2.43

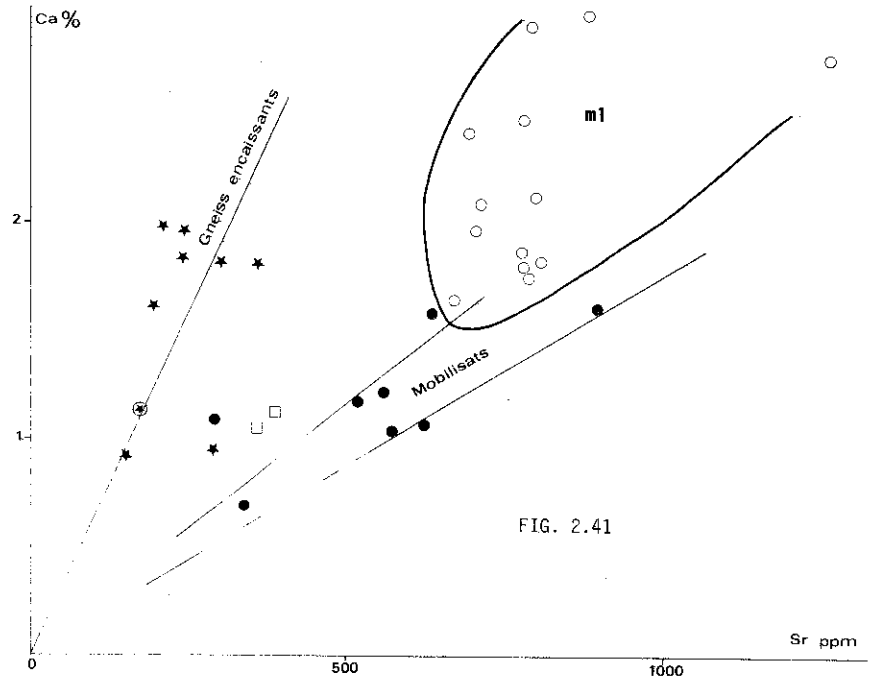


FIG. 2.41

OBSERVATIONS	INTERPRETATION ET COMPARAISON
Ba-Sr Fig. 2.40 - corrélation négative pour les encaissants : Sr croît lorsque Ba décroît - corrélation positive (avec rapport Ba/Sr peu variable) entre les encaissants et les mobilisats correspondants	- fonction de la quantité de plagioclase dans la roche - au cours des processus de mobilisation ces deux éléments ne sont pas fractionnés l'un par rapport à l'autre
Ca-Sr Fig. 2.41 - même type d'organisation que pour les gneiss rubanés (ch. II) à savoir : . encaissants à faible valeur de Sr . mobilisats préférentiellement alignés sur des lignes d'égal rapport Ca/Sr (224 et 178) à l'exception des mobilisats pegmatoïdes les plus tardifs (E37) comparables aux M_{II} des gneiss rubanés qui s'étalent pour les fortes valeurs de Sr - les lignes mobilisat-encaissant correspondent à un enrichissement en Sr	- correspondant au rapport plagio/orthose est ici très différent de celui observé pour les gneiss rubanés - le Sr croît dans les mobilisats en relation avec la nette augmentation de la teneur en plagioclase
Rb-Sr Fig. 2.42 - disposition assymptotique de l'ensemble des points - plusieurs groupes de mobilisats à rapport Rb/Sr constant - sur le diagramme $\frac{Rb}{Sr} / \frac{K_2O}{Na_2O + CaO}$ (Fig. 2.43) où le couple d'éléments trace est comparé au rapport correspondant d'éléments majeurs, mobilisats et encaissants se distinguent très nettement et présentent des corrélations positives	- c'est le seul diagramme où les différents types de mobilisats peuvent être nettement distingués. Ils correspondent à des trends de corrélation positive qui semblent (voir disposition analogue pour les gneiss rubanés et granitiques) caractéristiques des processus de mobilisation - on retrouve ici un contrôle très net chimico-minéralogique entre le Rb, le Sr et leurs éléments hôtes. Ce diagramme permet de voir que dans toute interprétation il faut se méfier des contrôles strictement minéralogiques : la seule affirmation que l'on puisse en tirer est que les encaissants ont tous une origine voisine et que les mobilisats quelque soit leur rapport feldspath potassique/plagioclase, ont été formés au cours d'un même type de processus pétrogénétiques

Tableau 2.11 - Fractionnement des éléments en trace.

Si l'on compare les résultats obtenus pour les gneiss mobilisés de la guelta d'Ouadenki avec ceux des gneiss rubanés et granitiques, on trouve de nombreux points communs. Il ne faut pas oublier que, dans un cas (gneiss rubanés) la plupart des mobilisats sont anciens (P_0), tandis que dans l'autre les mobilisats datent de P_1 et P_2. Il faudrait donc résoudre le problème de la remobilisation préférentielle au cours du cycle récent des faciès de type guelta d'Ouadenki.

Deux observations doivent guider toute interprétation :

1) la grande richesse en biotite de toutes ces roches et corrélativement l'absence complète de feldspath potassique (en dehors des mobilisats) ;

2) l'aspect "pegmatitique" et les rapports géométriques (presque toujours sécants au rubanement et à la foliation) des mobilisats.

On peut déduire des données géochimiques :

a) la biotite a participé au processus de mobilisation car

- il n'y a pas de corrélation systématique entre encaissant et mobilisats dans le diagramme Mg/Li (fig. 2.36) ;

- les mobilisats ont même rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} que les encaissants correspondants (Fig. 2.35): chaque échantillon d'encaissant ayant un rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} particulier (cf. les observations de G.A.Chinner, 1960, concernant les variations de l'état d'oxydation dans les gneiss pelitiques).

La destruction de la biotite - ce minéral est très fragile puisqu'il a recristallisé entièrement lors de la dernière phase P_2 - a fourni l'eau nécessaire à l'anatexie. Cette hypothèse permet d'expliquer la différence de comportement entre les gneiss quartzo-feldspathiques, pauvres en minéraux hydroxylés, et les paragneiss au cours de la remobilisation ;

b) si l'eau a circulé au cours du processus, des éléments et en particulier des éléments en trace ont pu être entrainés, étant donné les conditions de température et de pression. L'étude du partage des éléments (ou des couples d'éléments) entre les mobilisats et les encaissants correspondants n'a pas donné de résultats significatifs pour le petit nombre de couples disponibles (fig. 2.44). Le rapport Rb/Sr, de même que Rb et Sr pris séparément, mériteraient d'être étudiés systématiquement sous cet angle ;

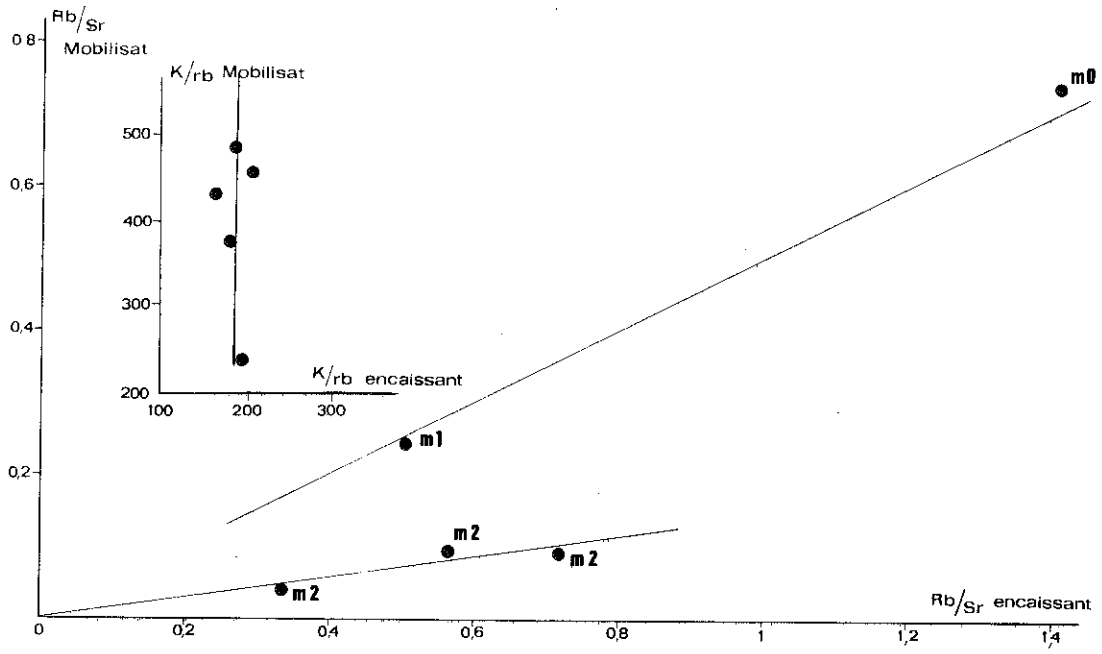


Fig. 2.44 - Relations entre les rapports K/Rb et Rb/Sr des couples mobilisat-encaissant.

c) les éléments en trace ne fournissent aucune certitude quant à l'origine anatectique ou non des mobilisats, car les termes de comparaison manquent. De même que pour les gneiss quartzo-feldspathiques, le rapport K/Rb augmente dans les mobilisats. Cette augmentation va à l'encontre des observations de nombreux auteurs (D.M.Shaw, 1968 ; C.Dupuy, 1970) concernant la diminution de ce rapport dans le produit d'une fusion partielle.

Cependant la généralité de l'augmentation du rapport K/Rb dans les migmatites (A.J.R.White, 1966 ; P.R.Whitney, 1969) ne doit pas, sans données expérimentales supplémentaires, être attribuées systématiquement à un processus autre que l'anatexie (différenciation métamorphique par exemple). En effet, trois phases minérales sont responsables de la répartition du Rb : la biotite où le rubidium est le plus concentré, le feldspath potassique et accessoirement le plagioclase. Si, au cours de la mobilisation, l'équilibre

chimique est réalisé entre la biotite et le feldspath potassique - comme nous l'avons observé dans les gneiss granitiques où il n'y a pas eu de ségrégation de la phase fondue - il n'y a aucune raison pour que le rubidium soit concentré dans les mobilisats pauvres en biotite. Pour vérifier cette hypothèse, la comparaison du coefficient de partage du rubidium entre biotite et feldspath potassique respectivement dans un mobilisat et dans son encaissant, permettrait de savoir si le même équilibre chimique régit les deux fractions. Le matériel étudié ici n'était pas favorable à cette étude, à cause des compositions minéralogiques de ces fractions.

chapitre V

CONCLUSIONS A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE

Les paramètres pétrographiques et géochimiques qui ont servi à l'étude de la mobilisation pour chaque type de gneiss sont comparés sur le tableau 2.12 (page suivante).

I - MORPHOLOGIE ET LOCALISATION DES MOBILISATS

Les différents aspects - rapport avec encaissant, composition minéralogique, type d'assemblage des minéraux - ont été décrits et analysés en détail dans le cas des gneiss quartzo-feldspathiques de la série de l'Arechchoum (cf. tableau 2.1).

Etant données les conditions thermo-dynamiques du métamorphisme, l'anatexie est possible lors de chaque phase (cette proposition doit être inversée pour la phase P_0 où seule la présence de mobilisats sert d'indicateur pour la détermination de ces conditions).

Cependant à chaque épisode de l'histoire tectonique et métamorphique de l'Aleksod correspondent des formes et des localisations particulières de la mobilisation :

à l'épisode P_0 (≈ 2000 Ma) correspond une mobilisation généralisée (limitée bien entendu aux roches de la série de l'Arechchoum)

à l'épisode P_1 (≈ 1000 Ma) correspond :
. une mobilisation très limitée (flecky gneiss, quelques veines pegmatoïdes) dans les gneiss quartzo-feldspathiques du socle (série de l'Arechchoum) remobilisés
. une mobilisation importante, génératrice suivant les cas, de gneiss veinés ou de très nombreux filons pegmatoïdes discordants dans : a) les gneiss dioritiques et les métasédiments de la couverture (série de l'Aleksod) ; b) les métasédiments riches en biotite du socle (série de l'Arechchoum) remobilisés

à l'épisode P_2 (≈ 1000 Ma) correspond une mobilisation limitée localisée aux niveaux structuraux les plus profonds (cf. fig. 1.18) : filons M_{II} en liaison avec des surfaces subhorizontales de cisaillement dans le socle ; migmatites de plan axial dans les gneiss de la couverture

à l'épisode P_3 (≈ 600 Ma) correspond une mobilisation - inconnue en Aleksod mais visible au Serkout - en relation étroite avec le métamorphisme de type basse pression, centré autour des plutons granodioritiques tardifs.

La mobilisation est différencielle du moins pour les épisodes P_1 et P_2. Dans une roche donnée la morphologie des mobilisats et l'"intensité" du phénomène de mobilisation dépendent de trois paramètres :

- le contexte structural : situation de la roche dans l'édifice tectogénique (et conditions thermo-dynamiques correspondantes) ;
- la composition chimique globale avant la mobilisation ;

	gneiss d'origine métasédimentaire à biotite et plagioclase	gneiss dioritiques	gneiss rubanés plagioclasiques	gneiss granitiques
mobilisation prépondérante	P_I (reliques de P_O) et P_{II}	P_I et P_{II}	P_O	P_O
état des mobilisats	pegmatoïdes sécants	veines et pegmatoïdes sécants	rubans-veines parallèles au rubanement (sauf dans les charnières) + mobilisats M_{II} tardifs	"amygdales" et amas quartzo-feldspathiques à bords diffus
assemblage de minéraux	granoblastique $P_{I(II)}$ structure cloisonnée dans les mobilisats	granoblastique $P_{I(II)}$ structure granoblastique des mobilisats	granoblastique P_I structure granulée dans les mobilisats	granoblastique P_O, submylonitique P_I
composition de mobilisats (Q.Ab.Or) et origine des mobilisats	eutectique Q.Ab à cotectique Q.Ab.Or anatectique probable d'après l'aspect sur le terrain	*idem*	cotectique Q.Ab.Or avec faciès enrichi en K (P_I) *idem* sauf certains mobilisats qui peuvent provenir d'une différenciation métamorphique (flecks)	cotectique Q.Ab.Or avec faciès enrichis en K (P_I) anatectique très vraisemblable d'après l'aspect et l'existence de restites localement ségrégées
Fe^{2+}/Fe^{3+}	Fe^{2+}/Fe^{3+} constant entre un mobilisat et l'encaissant correspondant → chaque couple mobilisat-encaissant correspond à des conditions d'oxydation particulières (G.A.Chinner, 1960)	non étudié	Fe^{2+}/Fe^{3+} - constant dans les mobilisats et leucosomes (sauf mobilisats métasomatiques) - quelconque dans les gneiss encaissants et les mélanosomes Fe^{2+}/Fe^{3+} mob. < Fe^{2+}/Fe^{3+} enc. → mêmes conditions d'oxydation pour tous les mobilisats (sauf métasomatiques)	
éléments en trace et relations mobilisats-encaissants 1) évolution par rapport à l'encaissant Li Rb Ba Sr	↘ ↘ ↗ ↗	↘ ↘ ou reste constant ↗ ↗ légèrement	↘ ↗ légèrement ↗ ↗	↘ ↗ légèrement ↗ reste constant dans les leucosomes

2) fractionnement par rapport aux éléments majeurs				
Mg/Li	pas de corrélation nette	rapport Mg/Li constant entre mobilisat et encaissant correspondant pas de corrélation nette entre les encaissants	nette corrélation positive avec Mg/Li constant dans chaque famille de roches	
K/Rb	K/Rb à peu près constant (422) dans les mobilisats > que K/Rb encaissant	K/Rb mobilisat ≈ 450, encaissants dispersés à rapport K/Rb plus bas	K/Rb mobilisats ≈ 357 204 < K/Rb encaissant < 357	K/Rb croît légèrement dans les leucosomes
K/Ba	≈ constant dans les encaissants; très variable dans les mobilisats	pas de corrélation nette	≈ constant pour une famille donnée de gneiss mobilisats divisés en trois groupes	≈ constant pour les encaissants et faciès moyens appauvrissement en Ba dans les faciès enrichis en K
Ca/Sr	vague corrélation à Ca/Sr constant pour les encaissants mobilisats groupés sur des lignes d'égal rapport Ca/Sr à 224 et 178	pas de corrélation	corrélation positive à Ca/Sr constant (= 42) pour les encaissants mobilisats groupés sur des lignes d'égal rapport Ca/Sr à 30 et 20	pas de corrélation leucosome-mélanosome ni pour les différents faciès entre eux
3) fractionnement des éléments en trace entre eux				
Rb/Ba	encaissants à rapport Rb/Ba constant. Mobilisats dispersés (corrélation négative)		pas de corrélation globale enrichissement simultané en Rb et Ba dans les mobilisats	*idem*
Ba/Sr	corrélation négative des encaissants entre eux, positive (à rapport Ba/Sr ≈ constant) entre les mobilisats et l'encaissant correspondant	enrichissement simultané en Ba et Sr dans les mobilisats ou préférentiel en Ba pas de corrélation	pas de corrélation enrichissement en Ba à Sr constant ou avec appauvrissement corrélatif en Sr	pas de corrélation Sr reste très constant entre les leucosomes et les mélanosomes
Rb/Sr	disposition assymptotique de l'ensemble des roches mobilisats divisés en trois groupes à rapport Rb/Sr voisin de 0,26 ; 0,10 ; 0,04	pas de corrélation	disposition assymptotique de l'ensemble des roches. Lignes évolutives transverses joignant mobilisats et encaissant	*idem* l'enrichissement en K de certains faciès semble se faire à Rb/Sr constant

Tableau 2.12 - Tableau comparatif des caractéristiques pétrographiques et géochimiques dans les différents types de gneiss

- le "passé" pétrogénétique de la roche : sédiments vierges métamorphisés pour la première fois (gneiss monocycliques) ou matériel déjà cristallin (gneiss polycycliques).

II - APPORT DE LA GEOCHIMIE

Est-il possible, d'après la composition chimique et en particulier le mode de fractionnement de certains éléments en trace, de distinguer la mobilisation de la remobilisation ? Cette hypothèse de travail n'a pas pu être vérifiée directement par suite d'un échantillonnage déséquilibré : le chimisme de la seule formation monocyclique analysée est trop particulier pour permettre des comparaisons fructueuses avec les formations polycycliques.L'opposition entre le devenir, au cours de la remobilisation (P_1 et P_2), des gneiss quartzo-feldspathiques et celui des métasédiments de la même série polycyclique fournit un élément de réponse mais la comparaison géochimique ne peut être que fragmentaire du fait des différences de chimisme global. On observe rarement mobilisats et remobilisats dans le même contexte lithologique et structural : dans les gneiss quartzo-feldspathiques la mobilisation principale correspond à l'épisode P_0 alors que dans les métasédiments c'est lors des épisodes P_1 et P_2 que se sont formés les mobilisats les plus abondants.

Modalités de la mobilisation

L'intervention de l'anatexie comme processus prépondérant est déduite de la composition minéralogique et chimique des mobilisats et de leurs types de gisement.

Un modèle d'anatexie limitée est proposé dans lequel des cristaux non fondus sont entrainés dans un liquide - qui permet d'expliquer en partie la croissance du rapport K/Rb dans les mobilisats. Le moteur principal de cette anatexie est la présence ou l'absence d'eau mobilisable dont la quantité influe sur le volume de liquide formé (A.Autran et coll., 1970).

En conséquence la mobilisation sera très différente dans les gneiss quartzo-feldspathiques pauvres en eau et dans les gneiss riches en biotite :

- dans le premier cas la biotite n'intervient pas dans la fusion (cf. constance de Mg/Li entre encaissant et mobilisat). Les mobilisats formés ont un rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} constant, caractéristique du degré d'oxydation du milieu ;

- dans le second cas la biotite intervient dans la fusion (fusion congruente de la biotite, H.G.F.Winkler, 1967) comme l'attestent la variation de Mg/Li entre encaissants et mobilisats et la constance de Fe^{2+}/Fe^{3+} entre ces mêmes fractions bien que ce rapport soit très variable d'une roche à l'autre (G.A.Chinner, 1960).

Par ailleurs, pour les gneiss quartzo-feldspathiques, une concentration progressive en potassium a été observée dans les termes mobilisés (fig. 2.8). Cette tendance semble caractéristique des processus de migmatisation par comparaison avec les fractionnements K-Na observés dans les séries magmatiques et lors des processus sédimentogènes.

La remobilisation

Son caractère essentiel est une grande hétérogénéité :

- spatialement des domaines remobilisés voisinent avec des domaines restés inertes (à toutes les échelles) et l'intensité de la remobilisation est très variable ;

- certains faciès sont plus affectés que d'autres(cf. plus haut gneiss riches en biotite) ;

- les processus mis en oeuvre sont nombreux et varient rapidement d'un point à l'autre : anatexie, différenciation métamorphique (flecky gneiss), métasomatose.

Cette hétérogénéité a des implications géochimiques et géochronologiques évidentes. Elle permet, moyennant une analyse pétrographique et microstructurale poussée, de distinguer des domaines d'homogénéisation et des domaines inertes (cf. test d'équilibre fourni par le partage de Rb entre biotite et microcline) où l'absence de mobilité est favorable à la datation des événements antérieurs à la mobilisation (cf. IIIe partie).

Le comportement des éléments en trace au cours de la mobilisation

L'approche de ce problème est délicate du fait de l'absence de modèle applicable dans les conditions thermodynamiques de la mobilisation et du grand nombre de paramètres en jeu :

- différences de chimisme global, effet de matrice ;
- cristallochimie et localisation des éléments dans les minéraux ;
- teneur en fluides des roches et possibilités d'entrainement, comportement lors de la fusion sous différentes conditions de PH_2O ;
- action de la métasomatose et diffusion.

Seul le paramètre cristallo-chimique peut être évalué - mais le comportement des traces est mal connu dans le cas des modification de réseau ou de phénomènes de démixtion (perthites par exemple).

Les modèles établis d'après l'étude des roches magmatiques (en particulier des roches volcaniques acides) ne sont pas appliquables sans réserves à la fusion anatectique (P.T et PH_2O très différentes).

De nombreux problèmes sont soulevés et non résolus, en particulier le comportement de Rb par rapport à K et de Sr par rapport à Ca. L'existence de rapports constants dans les mobilisats, quelles que soient leur morphologie ou la chronologie de leur mise en place,indiquent un type de fractionnement qu'il n'a pas été possible d'interpréter de manière univoque et de relier à un processus de mobilisation : des mobilisats de type très différent (composition minéralogique, type de gisement, chronologie de mise en place) présentent en effet pour ces éléments, des caractères identiques ou voisins. L'augmentation générale du rapport K/Rb, dans tous les types de mobilisat, laisse supposer que la fusion anatectique responsable des migmatites en liaison avec un métamorphisme régional, a des caractéristiques très différentes de la fusion partielle de la croûte génératrice des magmas acides. Certaines de ces caractéristiques particulières ont été décrites précédemment (fractionnement K-Na, anatexie limitée, etc...) ; l'augmentation de K/Rb pourrait, elle aussi, être caractéristique de ce type d'anatexie.

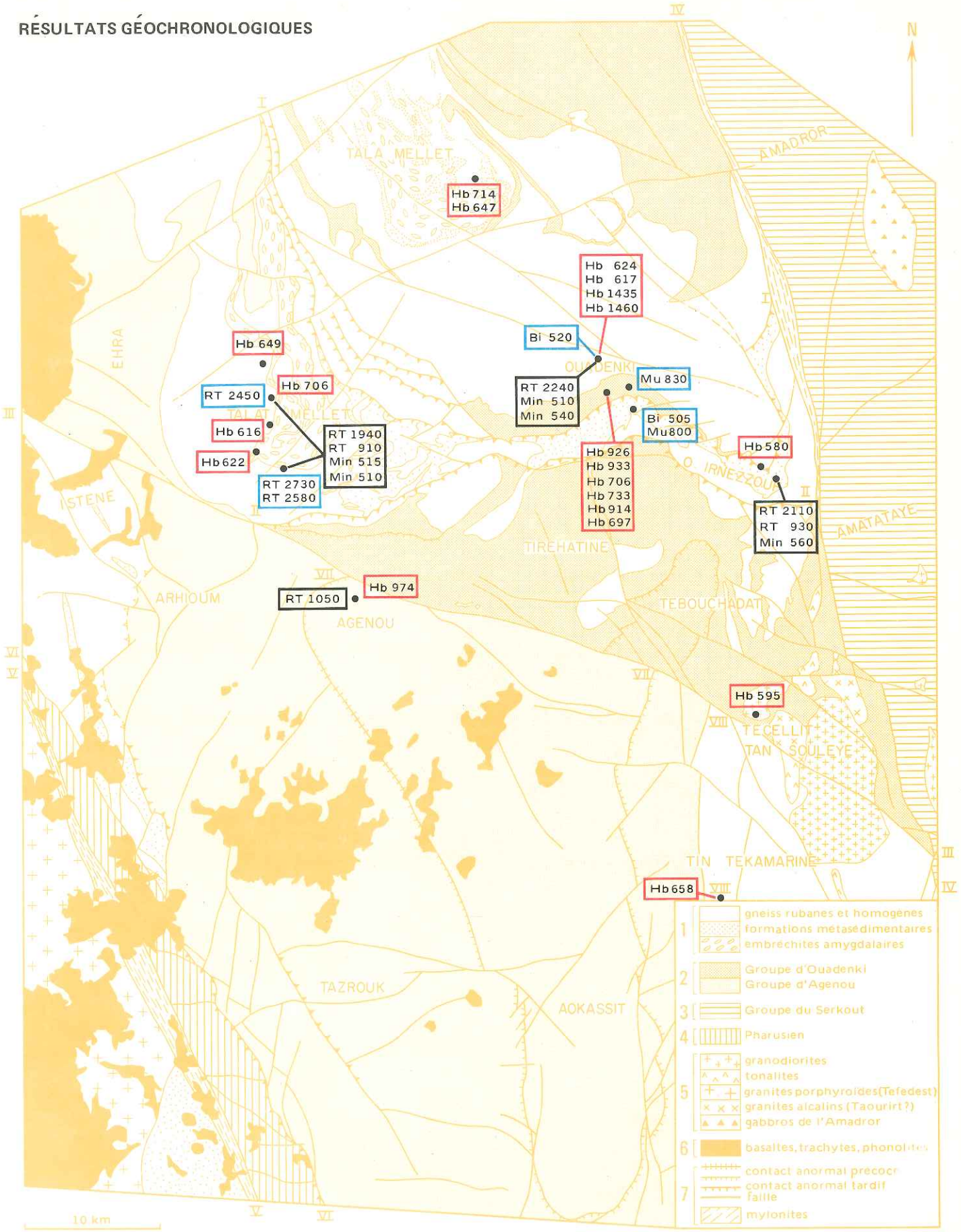
TROISIEME PARTIE

GEOCHRONOLOGIE

Fig. 3.1 - Résultats géochronologiques.
Signification des numéros des caissons, voir fig. 1.3.

L'âge de 2240 Ma, indiqué pour les roches totales des gneiss rubanés de la série de l'Arechchoum provenant de l'oued Ouadenki, correspond à un premier calcul (J.M.Bertrand et M.Lasserre, 1973 et cf. annexe n° IV (Modes de calcul des âges)). L'âge adopté dans la suite du texte est de 2220 Ma (cf. page 233).

RÉSULTATS GÉOCHRONOLOGIQUES



Isochrone Rb-Sr [RT : sur roches totales; Min : sur roche totale et minéraux]

Age conventionnel Rb-Sr [RT : sur roche totale; Bi : sur biotite; Mu : sur Muscovite]

K-Ar [Hb : sur hornblende]

Fig. 3.1

I - CADRE GEOLOGIQUE

L'histoire géologique de l'Aleksod, telle qu'elle peut être reconstituée à partir des données tectoniques et pétrographiques peut être schématisée en trois étapes distinctes qu'il s'agit maintenant de caler dans le temps :

1 - LE VIEUX SOCLE

La série de l'Arechchoum a subi, avant le dépôt de la série de l'Aleksod, une histoire complexe dont seule la dernière phase a été localement (et providentiellement) conservée : il s'agit d'une phase majeure de plissement (plis P_0) accompagnée d'un métamorphisme intense (amphibolite faciès BP ?) et surtout d'une migmatisation régionale. On a montré dans la seconde partie que, du moins pour les gneiss quartzo-feldspathiques, l'essentiel des mobilisations anatectiques date de cette phase P_0 ; par contre les formations métasédimentaires du socle ont pu subir ultérieurement, lors des phases P_1 et P_2, une remobilisation importante. La différence de faciès migmatitique observée entre les gneiss rubanés et les gneiss granitiques a été attribuée aux modalités de la mobilisation pour des roches chimiquement différentes : il semble que les deux types de faciès aient été réalisés au cours d'une même phase de migmatisation.

2 - LES DEFORMATIONS ET LE METAMORPHISME MAJEURS DE LA SERIE DE L'ALEKSOD

La série de l'Aleksod repose en "discordance structurale" sur le socle et n'a subi que les phases de déformation et de métamorphisme plus récentes (P_1 et P_2). D'après leurs caractères géométriques et thermiques, ces deux phases ne peuvent pas être dissociées et appartiennent au même cycle d'évolution.

3 - LES PHASES TARDIVES

D'effets beaucoup plus localisés à des surfaces (décrochements et mylonites) ou à des zones (masses plutoniques), ces phases tardives ne peuvent pas être, dans la région étudiée, rapportées comme les événements précédents à une "série" : le Pharusien de l'Arefsa et les faciès épizonaux du Serkout n'ont pas livré la preuve de leur caractère monométamorphique tardif. Cependant la liaison structurale étroite entre les décrochements, la mise en place des granodiorites et tonalites hétérogènes, le métamorphisme BP tardif et les déformations à grand rayon de l'ensemble du bâti prouvent l'individualité de l'ensemble de ces phases tardives dont les rapports chronologiques avec les deux groupes précédents ne peuvent pas être précisés *a priori* : fin du cycle II ou événements beaucoup plus récents ?

II - PLAN ET METHODE D'ECHANTILLONNAGE

Les figures 3.1 et 3.2 placent les échantillons analysés dans leur cadre structural. Des séries d'échantillons, pétrographiquement et structuralement homogènes, d'un poids de 2 à 3 kg, ont été récoltés. Dans chaque série, un échantillon plus pondéreux (15 à 20 kg) est destiné à l'étude des minéraux (E42.1, E38.1, E109.1, E104.1, E74.1).

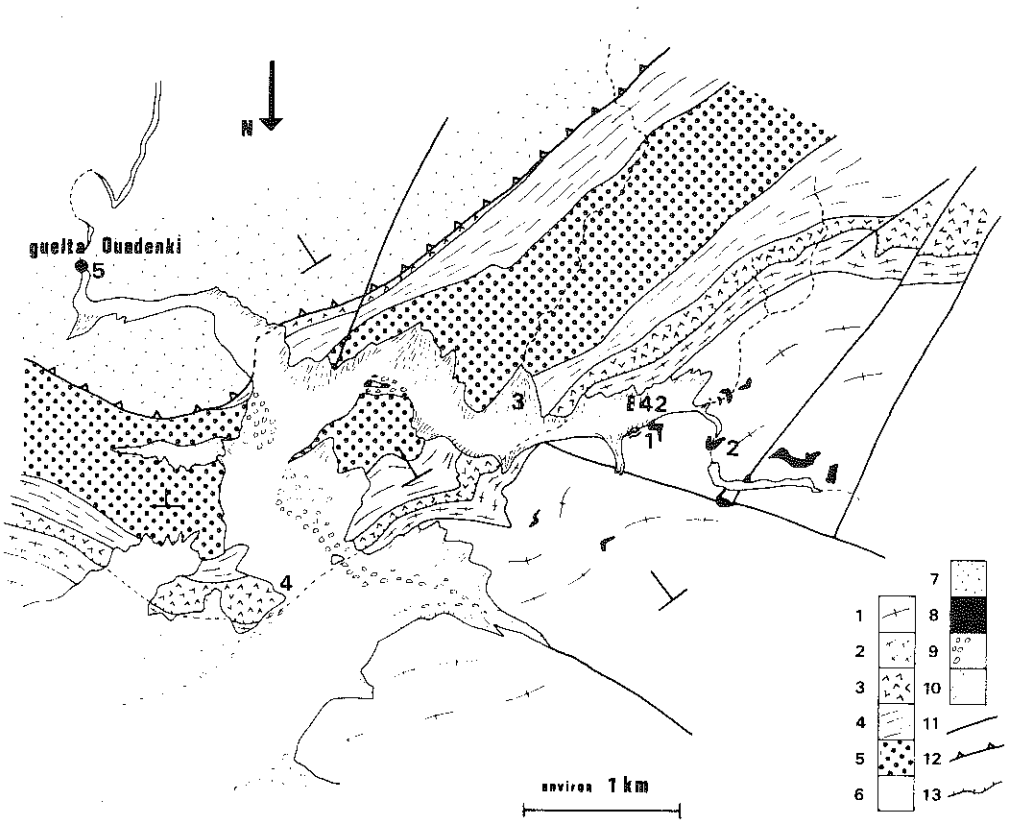


Fig. 3.2

Série de l'Arechchoum

1. gneiss rubanés et homogènes
2. zone d'accordance (intense foliation S_1)
7. formation de la Guelta d'Ouadenki
8. filons basiques

Quaternaire

9. alluvions et terrasses anciennes
10. éboulis de pente

Echantillons

E42 Isochrone Rb-Sr, RT et minéraux
1. amphiboles E43, G13.5
2. amphibole G4.5
3. amphiboles E61, E63, G2.8, G3.8, G4.8
   muscovite E60
4. amphibole B134
5. muscovite E58

Série de l'Aleksod (Groupe d'Ouadenki)

3. amphibolites de base
4. gneiss veinés à biotite et hornblende
5. formation calco-magnésienne
6. métasédiments (quartzites à disthène et sillimanite)

Tectonique

11. faille
12. contact anormal
13. discordance accordée

Pour la série de l'Arechchoum

1 - GNEISS PLAGIOCLASIQUES RUBANES DE L'OUED OUADENKI

(E42, H7 et H8). Ils ont été récoltés dans une zone d'éboulis frais "sur place", n'excédant pas quelques centaines de mètres carrés, dans une zone où les déformations tardives sont quasiment nulles et où les déformations P_1 et P_2 n'ont pas complètement détruit les structures P_0 anciennes.

2 - METASEDIMENTS DE L'OUED IRNEZZOUF

(E38, H22). Il s'agit de gneiss très riches en biotite à intercalations de leptynites, de pyroxénites et d'amphibolites, très mobilisés et déformés lors des phases P_1 et P_2. Les échantillons ont été récoltés en place sur 50 m d'affleurements très frais (bord d'oued). Les déformations tardives sont absentes.

3 - GNEISS GRANITIQUES DU TALAT MELLET

(E97, E109, G20). Dans ce massif, où les déformations tardives sont très faibles, il est souvent délicat de distinguer les structures P_0 et P_1, mais on a pu démontrer par ailleurs (IIe partie) que la structure amygdalaire de la plupart des roches et l'essentiel de la migmatisation correspondent au cycle ancien. Du fait de l'altération importante en surface de ces roches riches en biotite et en feldspath potassique, l'échantillonnage a été effectué au débouché d'oueds qui ne drainent que les gneiss granitiques du Talat Mellet et quelques niveaux, d'extension et de puissance très limitées (*septa* ?) de gneiss rubanés (O.Tarasit tan Amane au SW ; O.Tihoun Aorani au NW). L'échantillonnage représente donc, de manière aléatoire, une zone structuralement et pétrographiquement homogène d'environ 50 km^2.

Pour la série de l'Aleksod

4 - METASEDIMENTS DE LA GUELTA D'AGENOU

(E104). Ce sont des gneiss alumineux riches en disthène et grenat à intercalations de leptynites, de quartzites, de marbres et d'amphibolites. Les assemblages de minéraux et les structures correspondent uniquement aux phases P_1 et P_2. Ils ont été échantillonnés dans un rayon de 50 m autour de la guelta d'Agenou.

Pour le plutonisme tardif

5 - TONALITES ET GRANODIORITES DE L'OUED AHA'N'SOURI

(F74). Les échantillons ont été récoltés, le long de l'O.Aha'n'Souri et de l'O.Ti Souleye, dans plusieurs affleurements distincts de masses intrusives cogénères de tonalites et de granodiorites.

En outre, un échantillonnage complémentaire a été effectué pour les mesures sur minéraux : muscovite (Rb-Sr) et hornblende (K-Ar) (reportés sur les figures 3.1 et 3.2).

III - METHODES ANALYTIQUES

Les échantillons ont été broyés et quartés pour obtenir une prise homogène et représentative de 100 grammes pour la roche totale. Les minéraux ont été séparés, après tamisage, sur la fraction granulométrique la plus favorable (1), au séparateur Frantz et aux liqueurs denses (bromoforme, tétrabromure d'acétylène, liqueur de Rorbach). La pureté des minéraux séparés a été vérifiée par les méthodes de coloration au cobaltinitrite (feldspath potassique) ou à l'amarante (plagioclase) et, dans certains cas, par diffractométrie. Le concentré obtenu ne doit pas renfermer d'associations de minéraux ni de "mixtes" décelables à la loupe binoculaire.

1 - METHODE K-Ar

Les mesures par la méthode à l'argon ont été effectuées sur amphiboles uniquement, par J.M.Cantagrel à Clermont-Ferrand. Le lecteur se reportera à l'annexe I de la thèse de cet auteur (1973) pour la technique de détermination des âges par la méthode à l'argon. Les constantes utilisées sont les suivantes (A.G.Smith, 1964) :

$$\lambda_\beta = 4,72 \times 10^{-10} an^{-1}$$
$$\lambda e = 0,584 \times 10^{-10} an^{-1}$$
$$^{40}K = 0,0119 \text{ atome } \%$$

Le calcul de l'erreur sur l'âge est effectué par la méthode A.Cox et G.B.Dalrymple (1967) et G.B.Dalrymple et M.A.Lanphere (1969). K est dosé par spectrophotométrie d'absorption atomique (Perkin Elmer 303) ; Ar est mesuré au spectromètre de masse M S 10 AEI.

2 - METHODE Rb-Sr

Les mesures par la méthode Rb-Sr ont été effectuées par M.Lasserre à Clermont-Ferrand. Elles concernent des minéraux (apatites, micas, feldspaths) et des roches totales.

Les isotopes du Rb et du Sr ont été analysés à l'aide d'un spectromètre de masse de type AEI (2) par la technique de la dilution isotopique. La constitution isotopique est toujours déterminée sur une aliquote de solution sans étalon. Les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ sont normalisés pour une valeur du rapport $^{86}Sr/^{88}Sr$ égale à 0,1194. A intervalles réguliers on utilise le carbonate de strontium Eimer et Amend pour vérifier le bon fonctionnement du spectromètre de masse : la moyenne des mesures est de 0,7077±0,0005. La précision sur les constitutions isotopiques est de ±0,2 % environ et de ±1 % sur les teneurs en Rb et Sr. La valeur de la constante de désintégration du Rb utilisée dans les calculs est de $1,47.10^{-11} an^{-1}$ (K.F.Flynn et L.E.Glendenin, 1959).

Avant toute attaque chimique, les roches les plus favorables pour obtenir un échelonnement du rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ ont été déterminées à la faveur d'un prédosage du Rb et du Sr par absorption atomique. De plus, lorsque cela a été possible, des prélèvements complémentaires de roches macroscopiquement plus riches en feldspath potassique à rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ élevé, ont été effectués.

Pour chaque échantillon (comportant souvent plusieurs attaques chimiques différentes pour

---

(1) Granulométries utilisées : 48-65 pour les micas et amphiboles
100-115 pour les feldspaths
(en normes Tyler et en meshs).

(2) Les caractéristiques de cet appareil ont été décrites dans M.Lasserre, J.Lameyre, J.M.Buffière, 1970

vérification) on a mesuré sur les enregistrements :

- le rapport $^{87}Rb/^{85}Rb$ sur une solution de Rb dépourvue de Sr avec un spike (étalon interne) de ^{87}Rb (dilution isotopique) ;
- le rapport $^{86}Sr/^{88}Sr$ sur une solution de Sr dépourvue de Rb avec un spike de ^{86}Sr (dilution isotopique) ;
- les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{86}Sr/^{88}Sr$ sur une solution de Sr dépourvue de Rb sans spike (constitution isotopique du Sr).

Ces éléments permettent de connaître la proportion de ^{87}Sr radiogénique et par l'application de la formule

$$t = \frac{1}{\lambda} \text{Log}_e \left(1 + \frac{^{87}Sr/^{86}Sr \text{ actuel} - ^{87}Sr/^{86}Sr \text{ initial}}{^{87}Rb/^{86}Sr}\right) \quad (1)$$

de remonter à l'âge.

L'erreur sur l'âge est donnée pour une probabilité de 65 %, celle sur le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial est l'erreur type. L'erreur sur l'âge tient compte (Vachette, 1969) :

- de l'erreur type absolue sur la mesure des différents rapports
$$E = \sqrt{\frac{\Sigma d^2}{n(n-1)}} \qquad \Sigma d^2 = \text{somme des carrés des écarts à la moyenne} \qquad n = \text{nombre de mesures}$$
- de l'erreur sur la constitution isotopique des étalons calculés selon le même processus ;
- de la normalisation du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ relativement au rapport $^{86}Sr/^{88}Sr$ normalisé à 0,1194. L'écart du rapport de $^{86}Sr/^{88}Sr$ mesuré par rapport à cette valeur est attribuable, d'après Bussière et al. (1967), au fractionnement isotopique du spectromètre. Etant donné cette normalisation, l'erreur sur le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ est systématiquement minimisée, ce qui introduit, pour l'âge au Sr conventionnel et pour le calcul des isochrones une sous-évaluation de l'erreur sur l'âge.

Ages au strontium conventionnel

Le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial n'étant pas directement mesurable, on peut, pour utiliser l'équation de l'âge, lui fixer une valeur conventionnelle qui est celle du Sr commun de l'eau de mer soit 0,712 (P.W.Gast, 1961).

Les âges ainsi calculés ne sont guère utilisables, en général, pour les roches totales, étant donné la faible proportion de strontium radiogénique. Cependant, pour les milieux riches (micas), la valeur élevée du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ actuel permet d'obtenir une bonne approximation de l'âge de la fermeture du système : au-dessus de 15 % de Sr radiogénique, les âges conventionnels fournissent de précieuses indications.

Ages au strontium ajusté par isochrone

La méthode des isochrones (L.O.Nicolaysen, 1961) a été établie à l'origine pour les minéraux d'une même roche. Son principe est le suivant :

l'équation de l'âge (1) peut s'écrire :

$$^{87}Sr/^{86}Sr \text{ actuel} = ^{87}Rb/^{86}Sr \ (e^{\lambda t} - 1) + ^{87}Sr/^{86}Sr \text{ initial} \quad (2).$$

Etant donné plusieurs milieux (roches, minéraux) de rapport Rb/Sr différents, s'ils ont le même âge et le même $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial, ils sont alignés suivant une droite de pente $(e^{\lambda t} - 1)$ et leur rapport isotopique initial correspond à l'ordonnée à l'origine. La pente de cette droite (isochrone) est calculée sur ordinateur (1) par la méthode des moindres carrés suivant le mode de calcul et la discussion exposés

---

(1) Suivant les cas les calculs s'effectuent :

(1) soit au Centre de Géochronologie de Clermont-Ferrand à l'aide d'un "mini-ordinateur" de bureau WANG 700 A.E.R.E.L. dont la capacité maximum correspond aux données de 9 points.

(2) soit au Centre de calcul de l'U.E.R. des Sciences Exactes et Naturelles à l'aide d'un ordinateur IBM 1401 qui peut seul traiter les isochrones sur roches totales de plus de 9 points.

Si les calculs (1) et (2) fournissent des résultats identiques en deçà de 9 points, ils diffèrent sensiblement au-delà car il faut introduire des moyennes entre deux attaques d'un même échantillon pour permettre les calculs. Ceci est une cause de non-conformité des résultats (Voir en annexe n° V les deux types de calcul).

par D.York (1966). A ce calcul s'ajoute celui de l'indice des déviations pondérées (F) défini par G.A.Mc Intyre et coll. (1966). Cet indice fournit des renseignements sur la validité de l'isochrone. Sa valeur doit être la plus faible possible et lorsque $F \lesssim 1$, cela signifie que pour chaque point la distance à l'isochrone est inférieure aux erreurs de mesure (qui sont pratiquement toujours très faibles proportionnellement).

Interprétation des isochrones

D'après ces définitions, il est évident que pour que les points représentatifs de minéraux ou de roches soient alignés, il est nécessaire que ces milieux soient cogénétiques (en particulier qu'ils aient le même rapport isotopique initial), qu'ils soient synchrones et soient restés en système fermé depuis leur première cristallisation ou depuis l'époque de leur réhomogénéisation (à l'échelle de l'échantillon par exemple) c'est-à-dire qu'il y ait eu, à un moment donné, homogénéisation ou réhomogénéisation isotopique.

La datation,par cette méthode, de massifs de roches plutoniques qui n'ont subi aucune perturbation (d'ordre tectonique, métamorphique ou métasomatique) après leur mise en place, ne pose en général pas de problèmes majeurs si on peut obtenir des échantillons à rapport Rb/Sr différents. Mais le cas des roches métamorphiques et en particulier des roches métamorphiques paradérivées est beaucoup plus délicat (surtout dans le cas de complexes polymétamorphiques). En effet les conditions énoncées ci-dessus ne sont pas obligatoirement réalisées : le rapport initial de deux niveaux successifs peut être différent et le système peut avoir été ouvert.Pour qu'il y ait isochrone,il faut donc qu'à un moment donné il y ait eu homogénéisation isotopique du ^{87}Sr à une certaine échelle qui peut varier de l'échelle de l'échantillon (minéraux adjacents) à celle de tout un massif rocheux.

Pour les formations métasédimentaires, s'il y a isochrone, c'est donc plutôt la trace d'un événement thermique suffisant pour avoir réalisé ce type d'homogénéisation à grande échelle, que l'âge de la sédimentation (P.Vidal, 1972).

De toute façon, les bases théoriques concernant ces processus d'homogénéisation sont très faibles - on a vu dans la seconde partie que le problème du devenir des éléments-traces au cours du métamorphisme et de la migmatisation était loin d'être réglé - et seuls des raisonnements analogiques peuvent permettre, par comparaison avec des résultats publiés dans d'autres régions, d'énoncer des hypothèses. Pour cette raison, les différentes interprétations possibles selon les auteurs seront discutées en même temps que les données, pour chaque cas étudié ici.

chapitre I

LES DONNEES SUR MINERAUX ISOLES

I - Rb - Sr

1 - LES BIOTITES

Pour chaque point d'échantillonnage, une ou plusieurs biotites ont été systématiquement séparées. Les résultats calculés au Sr conventionnel donné à titre indicatif ici (voir annexe VI) concernent des échantillons isolés. Ils sont comparables aux résultats obtenus dans chaque série par la méthode des isochrones roche totale + minéraux, et seront discutés en même temps que ceux-ci.

2 - LES MUSCOVITES

Ce minéral est réputé moins sensible à la diffusion du ^{87}Sr lors d'événements thermiques ultérieurs. D'autre part il était intéressant de comparer quelques muscovites de l'Aleksod à celles qui ont déjà été analysées dans l'Egéré et à Serouenout (J.Boissonnas et alt., 1964 ; E.Picciotto et coll., 1965 ; B.Guérangé et M.Lasserre, 1971). Les âges obtenus (≈ 800 Ma) sont plus jeunes que ces résultats anciens (de 949 Ma à 1210 Ma), mais il faut remarquer, comme l'a déjà fait M.Gravelle pour la muscovite de Serouenout, la pauvreté relative en Sr radiogénique (de 5 à 17 %) de ces minéraux : de ce fait, l'interprétation des âges au Sr conventionnel est aléatoire sauf lorsqu'ils s'appuient sur des résultats obtenus par la méthode des isochrones à l'échelle de l'échantillon.

II - K-Ar

Les résultats des mesures effectuées sur hornblende ont déjà été publiés (J.M.Bertrand, J.M.Cantagrel, M.Lasserre, 1972 ; J.M.Cantagrel, 1973). Je ne reprendrai donc ici que les données analytiques (tableaux 3.1 et 3.2) et les principaux points de la discussion des résultats. Les mesures se répartissent en trois groupes distincts : 600 à 700 Ma, 900 à 1000 Ma et 1450 Ma.

1 - LES AGES VOISINS DE 600-700 Ma

Ces âges ont été mesurés indifféremment sur des hornblendes provenant du socle, de la couverture ou de roches plutoniques tardives.

L'âge de 595±17 Ma mesuré sur la hornblende de la granodiorite de l'oued Aha'n'Souri correspond à l'époque de refroidissement de ce massif. S'il était voisin de l'âge de la mise en place de ces roches plutoniques, il confirmerait l'existence en Aleksod de granitisations d'âge pan-africain comme le laissent prévoir les nombreuses mesures effectuées au Hoggar central et oriental sur les granites

	Echantillon	Localisation	Age	Amphibolites	Gneiss à amphiboles	2 V X	Couleur	Extinction Z/C	Habitus	Associations minérales						Molécules théoriques SHIDO base 23 oxygènes							Réactions observées	Observations
										Pyr	Ep	Gr	Bi	Chl	Mic	Tiam	Cum	Strem	Ed	Tsch	Trem	Glauc		
SERIE DE L'ARECHCHOUM	F25	O.In Ekran (Tala Mellet)	714	X			vert			X	X												Di → Hnb	intense déformation tardive (P_3)
	G1.8	O.Ouadenki	624		X	74°	vert bouteille		trapu	X	X				X	0,18	0,38	0,04	0,52	1,21	5,72		Di → Trem + Ep	gneiss amphibolique en "rubans" très minces
	G6.7	O.Tioussalatine	580		X	40°	vert bleuté			X	X		X	X	X								Hnb → Bi + Chl Di → Trem + Ep	
	F66	O.Ihanlelène	658	X		81°	vert brun pâle	13°	aiguilles épaisses				X	X									Hnb → Bi	zone Sud (Ti Sourar) socle présumé
	E117	O.Abès Abès (Talat Mellet)	649	X		70°	vert pâle	16°	longues fibres				X	X	X								fentes à actinote	riche en microcline
	G8.20	O.Tihoun Aorani (Talat Mellet)	706	X		70°	vert pâle	20°	larges plages	X	X													développement d'actinote tardive
	G3.11	O.aux vaches (Talat Mellet)	616	X		86°	vert pâle	12°	petits grains				X	X		0,22	0,24		0,42	1,44	5,46	0,24	importante	
	G1.10	O.Tarasit Tan Taremt (Tallat Mellet)	622	X		74°	vert pâle		granoblastique		X		X	X	X	0,18	0,20	0,12	0,44	1,43	5,64		chlorite	
METADOLERITES	E43	O.Ouadenki	1435	X			vert intense			X	X	X		X									filets Ep+Chl	zone intermédiaire de filons épais
	G13.5	O.Ouadenki	1460	X		60°	vert intense	20°				X	X										Bi et Chl	zone corticale du filon E43
	G4.5	O.Ouadenki	617	X		26°	vert intense			X	X		X		X	0,36		0,36	0,55	1,59	5,20		Hnb → Bi	filon mince discordant entièrement amphibolitisé
	F27	O.In Ekran (Tala Mellot)	647	X		52°	vert	19°	texture granoblastique				X	X	X								fentes à Chl	amphibolite discordante
SERIE DE L'ALEKSOD	E61	O.Setteffet (Ouadenki)	926	X		71°	vert brun	10°	grandes lames poecil.			X	X										Hnb → Bi	
	E63	O.Setteffet (Ouadenki)	933	X		68°	vert brun	11°	poeciloblastes	X	X	X											Di → Ep	
	G2.8	O.Setteffet (Ouadenki)	706 733	X		35°	vert bleu	16°	gros poecioblastes	X	X	X	X		X								Hnb → Bi	pyroxénite à Hnb riche en microcline
	G3.8	O.Setteffet (Ouadenki)	697	X		55°	vert	18°	granoblastiques			X	X	X		0,22	0,28	0,32	0,38	1,49	5,27			
	G4.8	O.Setteffet (Ouadenki)	914	X		61°	vert	16°	blastes composites			X	X	X										
	E104.6	Agenou	974	X		64°		20°		X	X		X	X		0,22	0,24	0,28	0,47	1,39	5,36		plagio → scapolite	scapolite abondante
(1)	F74.1	O.Aha'n'Souri	595				vert foncé		porphyroblastes				X		(X)									minéraux d'origine magmatique

(1) PLUTONISME TARDIF

Tableau 3.1 : Provenance et caractéristiques principales des amphiboles analysées.

	N° Ech	N° DA Clermont	Localisation	K %	$^{40}Ar^{*}$ ng/g	At %	$\frac{^{40}K}{^{36}Ar} \times 10^5$	$\frac{^{40}Ar}{^{36}Ar}$	T.Ma
SERIE DE L'ARECHCHOUM	F25	227	O. In Ekran (Tala Mellet)	0,807	49,7	42	0,082±0,004	709±22	714±25
	G1.8	211	O.Ouadenki	0,926	48,7	5	1,43±0,07	6500±270	624±17
	G6.7	215	O.Tioussalatine	1,20	57,9	4	1,61±0,09	6670±310	580±16
	F66	221	O.Ihanlèlène (Anahef)	0,325	18,2	10	0,57±0,03	2920±130	658±18
	E117	219	O.Abès Abès (Talat Mellet)	0,746	41,0	15	0,38±0,02	2020±70	649±18
	G8.20	228	O.Tihoun Aorani (Talat Mellet)	0,981	59,6	5	1,15±0,06	6060±280	706±20
	G3.11	216	O.aux vaches (Talat Mellet)	0,628	32,5	8	0,75±0,05	3500±190	616±17
	G1.10	213	O.Tarasit Tan Taremt (Talat Mellet)	0,942	49,2	7	0,91±0,04	4200±160	622±17
METADOLERITES	E43	223	O.Ouadenki	1,19	181,8	4	0,53±0,02	6900±240	1435±39
	G13.5	212	O.Ouadenki	1,18	185	3	0,64±0,03	8600±330	1460±40
	G4.5	217	O.Ouadenki	1,28	66,3	12	0,50±0,02	2400±80	617±17
	F27	222	O. In Ekran (Tala Mellet)	1,16	63,6	1,5	4,28±0,30	19600±1300	647±18
SERIE DE L'ALEKSOD	E61	214	O.Setteffet (Ouadenki)	0,396	33,6	8	0,51±0,03	3870±180	926±26
	E63	220	O.Setteffet (Ouadenki)	0,491	42,1	14	0,26±0,01	2160±80	933±26
	G2.8	209	O.Setteffet	1,41	85,8	3	1,94±0,10	10000±450	706±19
		210	(Ouadenki)	1,42	90,4	5	1,17±0,05	6400±230	733±20
	G3.8	224	O.Setteffet (Ouadenki)	0,523	31,3	8	0,70±0,03	3700±140	697±19
	G4.8	225	O.Setteffet (Ouadenki)	0,630	52,6	6	0,70±0,03	5080±200	914±25
	E104.6	218	Guelta Agenou	0,822	74,4	5	0,71±0,04	5600±240	974±27
(1)	F74.1	226	O.Aha'n'Souri	0,915	45,5	13	0,48±0,02	2250±90	595±17

(1) PLUTONISME TARDIF

Tableau 3.2 : Résultats analytiques des mesures K-Ar sur les amphiboles.

syntectoniques et post-tectoniques liés aux déformations tardives d'axe N-S (J.Boissonnas et al., 1964 ; E.Picciotto et al., 1965 ; B.Guérangé et M.Lasserre, 1971).

Les âges de 600-700 Ma obtenus sur des amphiboles de la série de l'Arechchoum et de la série de l'Aleksod peuvent dans ces conditions correspondre :

- soit à l'âge de l'orogenèse majeure, si, comme le pense R.Caby (1969), les "faciès suggariens" ne correspondent qu'à l'infrastructure du tectogène pan-africain ;
- soit à une surimpression (*overprinting*) : les événements thermiques d'âge pan-africain ayant été suffisamment intenses pour produire, comme nous l'avons supposé, des granites et un métamorphisme BP tardif, il est très possible que les minéraux de formations d'âge quelconque aient pu "s'ouvrir" pour l'argon et être complètement ou partiellement (âge à 700 Ma) remis à zéro à cette époque ;
- soit à l'âge de la fermeture du système "amphibole" pour l'argon (R.L.Armstrong, 1966 ; C.T.Harper, 1967 ; S.Moorbath, 1967). Ce qui sous-entend que jusqu'à cette époque le bâti dans son ensemble est resté en zone profonde, à une température supérieure à 450°, dans des conditions où la diffusion de l'argon dans le milieu ambiant pouvait se produire. Cette hypothèse est développée par Harper et coll. (1973) pour l'interprétation des âges pan-africains du Nigéria.

Le choix entre ces trois hypothèses est prématuré, ce n'est qu'en comparant les résultats avec les données Rb-Sr que l'on pourra trancher. Il faut toutefois souligner que les deux dernières hypothèses, qui impliquent toutes deux une diffusion facile de l'argon à (ou jusqu'à) une époque donnée, sont appuyées par le type de gisement des roches d'où proviennent les amphiboles analysées : il s'agit presque toujours d'intercalations, parfois lenticulaires, peu épaisses (quelques centimètres à quelques mètres) d'amphibolites interstratifiées dans des formations gneissiques et les phénomènes de diffusion ont sans doute été facilités par le déséquilibre géochimique de ces niveaux par rapport aux roches encaissantes.

2 - LES AGES VOISINS DE 900-1000 Ma

Ces âges ont été mesurés sur des hornblendes provenant de la Série de l'Aleksod, c'est-à-dire de formations apparemment mono-métamorphiques quoique polyphasées. Du fait des grandes facultés de rétention de l'argon par les hornblendes (S.Moorbath, 1967), des âges "reliques" proches de l'âge de la cristallisation de ces minéraux sont possibles. Mais un excès d'argon à l'origine, ou acquis postérieurement n'est pas à exclure. Les observations de M.R.Wilson (1972) d'âges aberrants obtenus en Norvège sur des biotites et des amphiboles de formations par ailleurs bien datées, conduisent cet auteur à envisager l'hypothèse d'un excès d'argon acquis lors du dégazage d'un vieux socle voisin repris dans la chaîne calédonienne ; ce dispositif structural n'est pas sans rappeler celui de l'oued Ouadenki (fig. 3.3). Mais sur les diagrammes $^{40}Ar^{\star}$ - K % et $^{40}Ar/^{36}Ar$ - $^{40}K/^{36}Ar$ (fig. 3.4 et 3.5) proposés par J.C.Roddick et E.Farrar (1971) et A.Hayatsu et C.M.Carmichael (1970), les points représentatifs de chaque groupe d'âge s'alignent entre eux sur des droites distinctes passant soit par l'origine (fig. 3.4), soit par une ordonnée à l'origine voisine de 300 (fig. 3.5) ; d'après les auteurs ces observations ne militent pas en faveur de l'hypothèse d'un excès d'argon dans les amphiboles.

L'influence de la composition chimique des amphiboles sur la rétention de l'argon a été étudiée par R.K.O'Nions et coll. (1969). Ces auteurs mettent en évidence une relation linéaire entre l'âge apparent et la richesse en Mg des amphiboles ; les amphiboles magnésiennes, proches du pôle pargasitique donnent des âges plus proches de l'âge réel du métamorphisme que les amphiboles ferrifères. Sur la fig. 3.6 (voir données chimiques en annexe n° III) cette relation n'existe pas mais on remarque que l'amphibole (E104.6) qui donne l'âge apparent le plus vieux est effectivement la plus magnésienne. Par contre les amphiboles dont l'âge apparent est compris entre 610 et 620 Ma ont des compositions chimiques quelconques : cet indice confirmerait plutôt la seconde hypothèse énoncée plus haut pour l'interprétation des âges à 600 Ma.

Les âges voisins de 900-1000 Ma sont donc peut-être des reliques d'un événement ancien par-

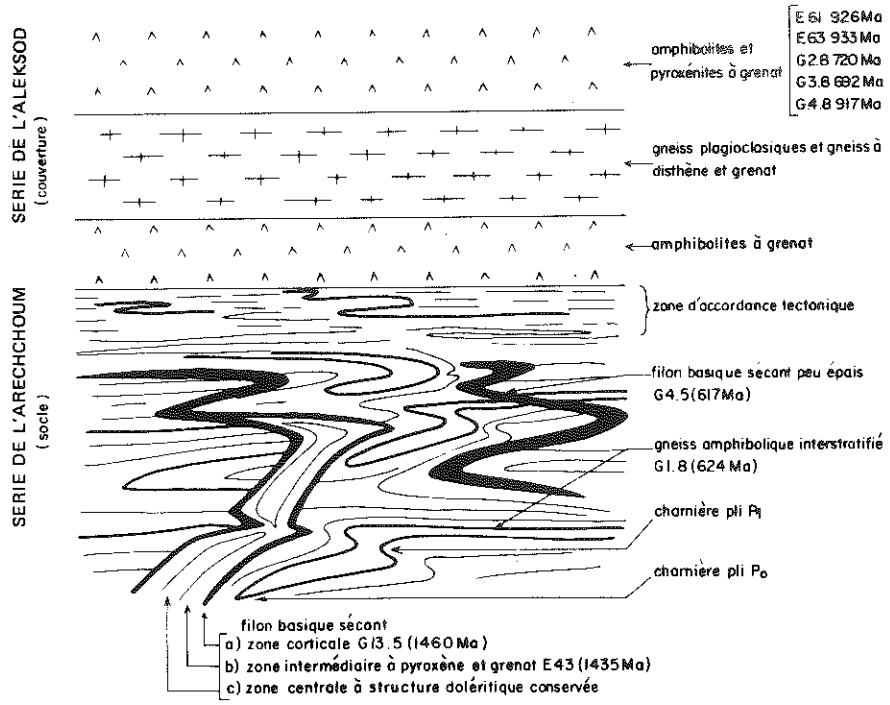


Fig. 3.3 - Dispositif structural de l'oued Ouadenki et localisation schématique des amphiboles analysées.

tiellement épargné par l'épisode pan-africain. L'ouverture des minéraux n'est pas nécessairement uniforme en réponse à un événement thermique et varie en fonction de la composition chimique du minéral (R.K.O'Nions et coll., 1969) ou de l'environnement lithologique (J.M.Cantagrel, 1973). La diffusion de l'argon peut être plus importante lorsque le milieu minéralogique et géochimique est hétérogène ou lorsque des circulations des fluides ont lieu : dans ce cas le départ de l'$^{40}Ar^{*}$ déjà formé est plus facilement réalisé lors d'un événement thermo-tectonique ultérieur ; par contre, lorsque le milieu est homogène - ce qui est le cas dans les épaisses formations basiques de la série de l'Aleksod - ou a subi une évolution anhydre, la perte d'argon radiogénique sera moindre et l'âge mesuré sera plus proche de celui d'un événement antérieur (J.M.Bertrand, J.M.Cantagrel, M.Lasserre, 1972).

3 - LES AGES DE 1400 Ma DES HORNBLENDES DES FILONS BASIQUES

La datation de filons basiques intrusifs est souvent délicate. Les résultats obtenus fournissent, dans beaucoup de cas, que ce soit pour des minéraux ou pour des roches totales, soit des âges variables dans le même filon (M.Leblanc, 1973), soit des âges intermédiaires échelonnés dans le temps entre deux événements thermo-tectoniques majeurs : c'est le cas des filons basiques post-Scourien d'Ecosse dont les âges apparents varient de 2700 Ma à 1400 Ma (C.R.Evans et J.Tarney, 1964). Un excès d'argon est fréquemment démontré (E.H.Hebeda et coll., 1972).

La discordance d'âge observée entre les amphiboles d'un filon épais (5 à 6 mètres) dont l'évo-

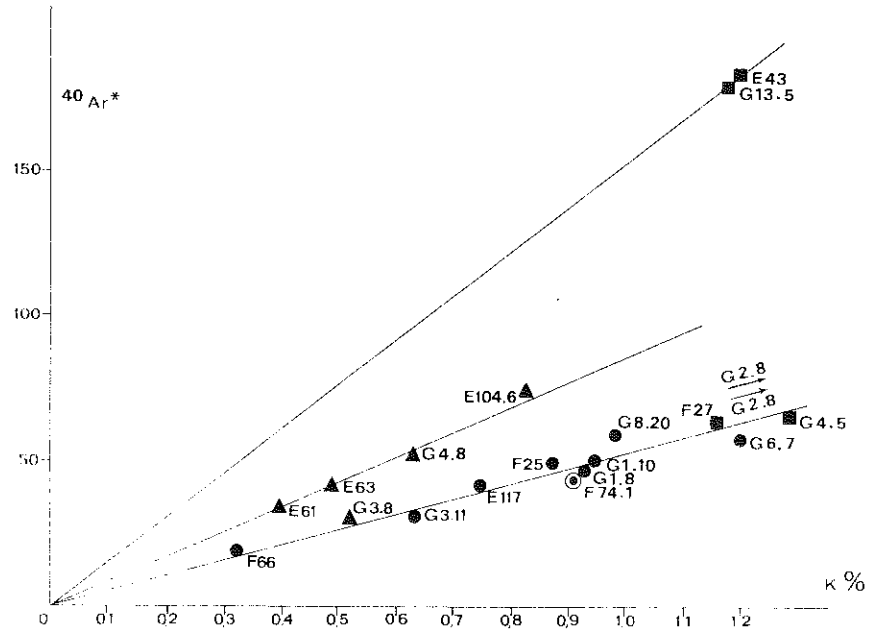


Fig. 3.4 - Diagramme ^{40}Ar - K %. Hornblendes des amphibolites de l'Aleksod.

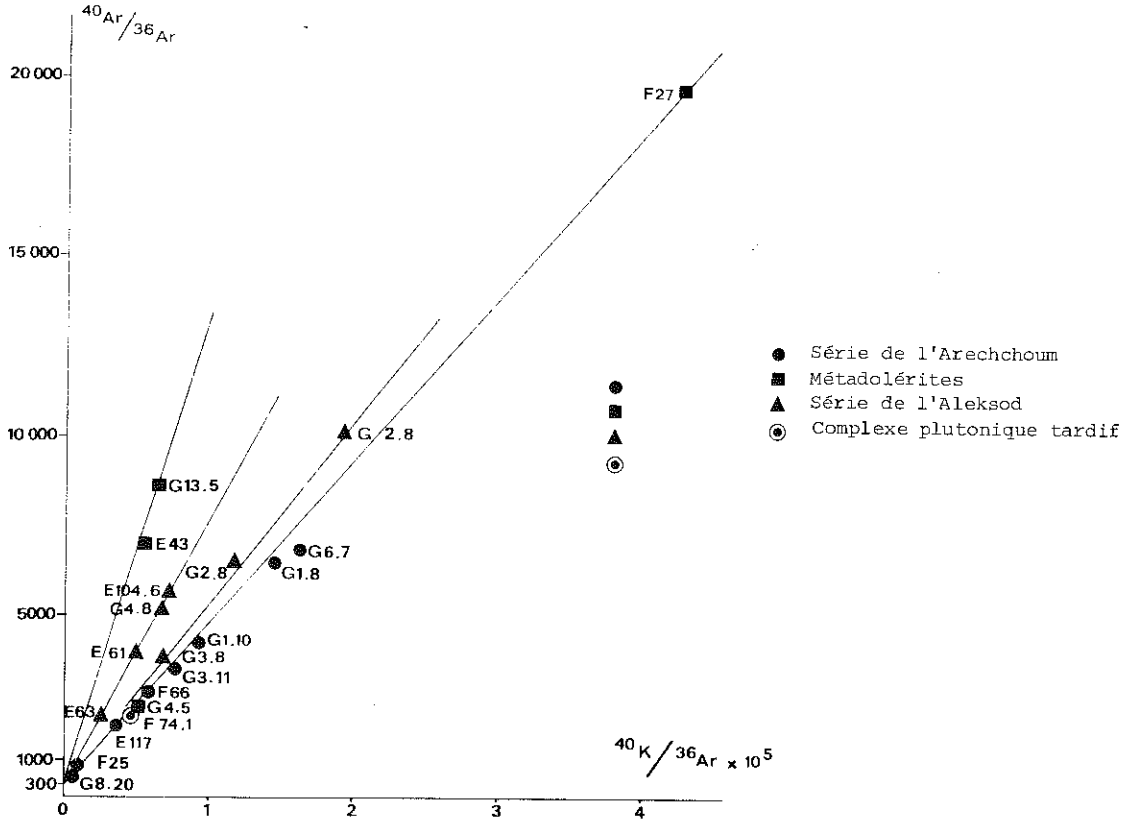


Fig. 3.5 - Diagramme $^{40}Ar/^{36}Ar$ - $^{40}K/^{36}Ar$. Hornblendes des amphibolites de l'Aleksod.

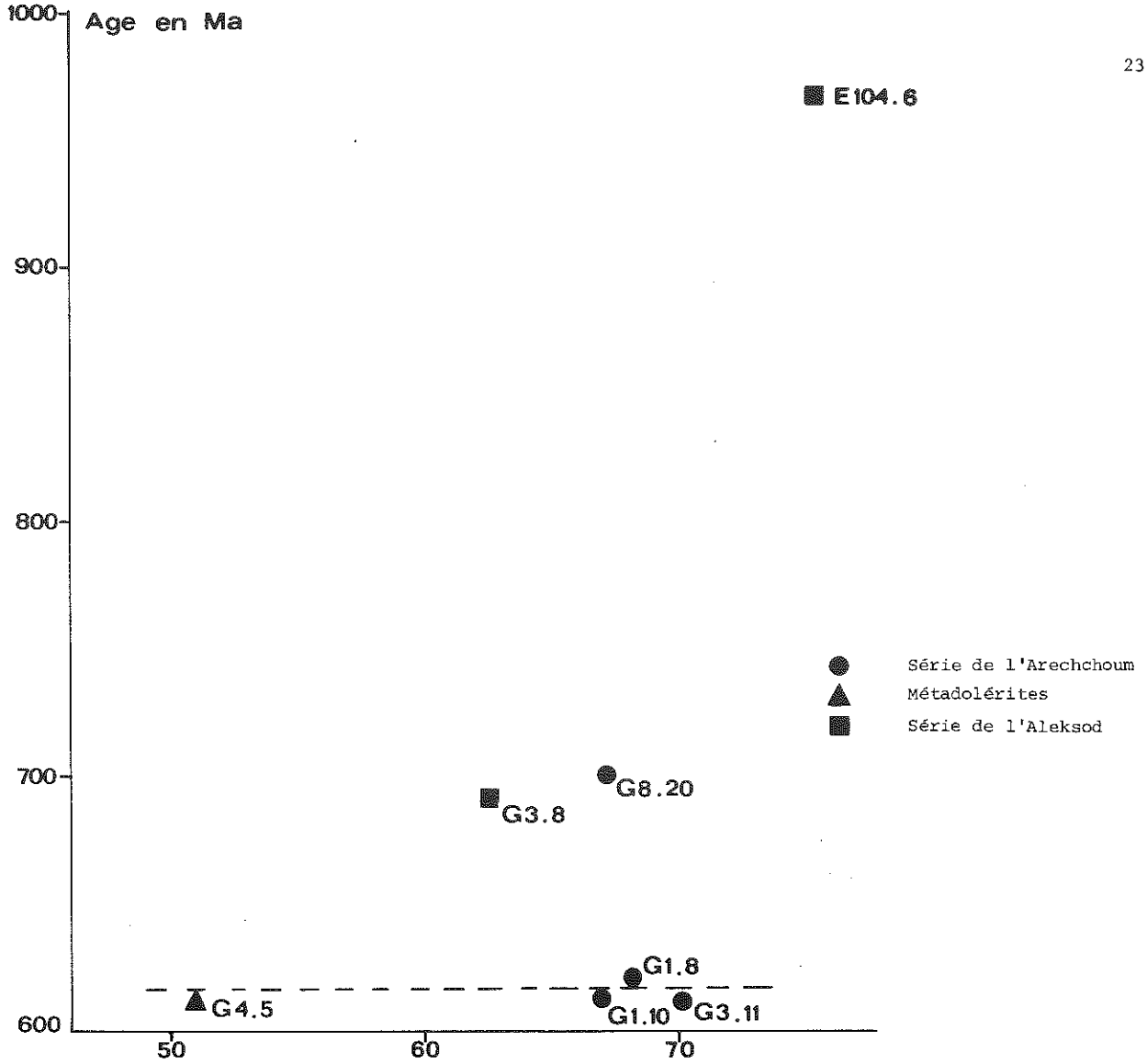


Fig. 3.6 - Age apparent des amphiboles en fonction de
$100\ (Mg^{2+} + Fe^{3+} + Al^{VI})/(Mg^{2+} + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Al^{VI})$ d'après O'Nions et al. (1969).

lution au cours des phases de métamorphisme postérieur à sa mise en place. a été essentiellement anhydre (sauf dans la zone de contact), qui donnent des âges de 1435 et 1460 Ma, et celle d'un filon de même génération, mince (quelques centimètres), entièrement amphibolitisé, qui donne un âge de 617 Ma, doit être comparée aux différences de gisement déjà signalées pour les autres hornblendes analysées (influence de l'environnement géochimique).

Dans ces conditions la signification de l'âge 1450 Ma est très discutable (1). Il est cependant satisfaisant, étant donné le contexte géologique, qu'il soit compris entre l'âge du socle où les filons sont intrusifs (≃ 2000 Ma, J.M.Bertrand et M.Lasserre, 1973) et celui du dernier évènement thermique.

---

(1) Il faut signaler que des âges de cet ordre ont été mesurés sur des filons de dolérite post-éburnéens en Côte d'Ivoire (B.Tagini, 1971).

chapitre II

AGES OBTENUS PAR LA METHODE DES ISOCHRONES Rb-Sr

I - PRINCIPAUX RESULTATS ET DISCUSSION DES MESURES

Les résultats et la discussion présentée ici ont été élaborés en commun avec M.Lasserre (Laboratoire associé de géochronologie, Clermont-Ferrand). Ils sont résumés dans le tableau ci-dessous (3.3).

Tableau 3.3 - Principaux résultats. Méthode Rb-Sr.

	Roches totales : Sr conventionnel et isochrones	Minéraux : Sr conventionnel et isochrones (avec roche totale)
FORMATIONS DE LA SERIE DE L'ARECHCHOUM	E42. Formation de gneiss rubanés plagioclasiques de l'oued Ouadenki (1) Isochrone sur 9 roches totales T = 2220±60 Ma $^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,707_1 \pm 0,000_1$ Indice de déviation < 2 $0,406 < {}^{87}Rb/^{86}Sr < 2,090$	(2) *Droite 5 feldspaths potassiques* (1) *T = 1420±100 Ma* *$^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,706_4 \pm 0,002_7$* *Indice de déviation 6* *$0,932 < {}^{87}Rb/^{86}Sr < 4,096$* (3) Echantillon 2854 (E42.1). Isochrone B.FK.RT T = 540±20 Ma $^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,720_9 \pm 0,000_7$ Indice de déviation 4 $0,470 < {}^{87}Rb/^{86}Sr < 90,624$ (4) Echantillon 2854 (E42.1). Isochrone B.FK.FPl RT T = 545±30 Ma $^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,720_4 \pm 0,000_8$ Indice de déviation 6 $0,082 < {}^{87}Rb/^{86}Sr < 90,624$ (5) Echantillon 3433 (E42.15). Isochrone B.FK.RT T = 510±5 Ma $^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,717_1 \pm 0,000_3$ Indice de déviation 0,13 $0,406 < {}^{87}Rb/^{86}Sr < 58,212$

.../...

(1) Les données en italique correspondent à des résultats sans signification chronologique (voir plus loin).

	Roches totales : Sr conventionnel et isochrones	Minéraux : Sr conventionnel et isochrones (avec roche totale)
FORMATIONS DE LA SERIE DE L'ARECHCHOUM	Formation de gneiss granitiques du Talat Mellet E97-E109 (6) Ages au Sr conventionnel sur RT (6a) Echantillon 3435 (E109.7) T = 2450±100 Ma Sr rad. 42 % (6b) Echantillon 4046 (E97.2) T = 2730±100 Ma T = 2580±100 Ma Sr rad. 32 % (7) Isochrone sur 14 roches totales T = 1940±50 Ma $^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,718_7 \pm 0,001_6$ Indice de déviation 5 0,565 < $^{87}Rb/^{86}Sr$ < 20,500 (8) Isochrone sur 3 roches totales (faciès blastomylonitiques) T = 910±35 Ma $^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,730_6 \pm 0,006_6$ Indice de déviation < 5 6,792 < $^{87}Rb/^{86}Sr$ < 73,639	(9) *Droite 5 feldspaths potassiques* (1) *T = 1120±70 Ma* *$^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,741_7 \pm 0,006_1$* *Indice de déviation < 6* *3,434 < $^{87}Rb/^{86}Sr$ < 25,017* (10) *Droite 6 feldspaths potassiques* *(Idem (9) + FK 3435)* Supprimée après nouvelle attaque FK 3435 (11) Echantillon 3518 (E97.1).Isochrone B.FK.RT T = 515±2 Ma $^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,782_6 \pm 0,000_3$ Indice de déviation 0,08 3,324 < $^{87}Rb/^{86}Sr$ < 285,464 (12) Echantillon 4737 (G7.20).Isochrone B.FK.RT T = 510±3 Ma $^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,844_2 \pm 0,00_1$ Indice de déviation 0,36 7,753 < $^{87}Rb/^{86}Sr$ < 714,921
	E116 Gneiss granitique du Talat Mellet	Muscovite 3907. Age non retenu. Sr rad. ≃ 5 %
	Formation métasédimentaire de l'Oued Irnezzouf et de la guelta d'Ouadenki (interstratifiés dans les gneiss rubanés et granitiques de la Série de l'Arechchoum) E38 (13) Isochrone sur 3 roches totales (gneiss et leptynites) T = 2110±40 Ma $^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,701_6 \pm 0,000_6$ Indice de déviation 0,26 0,687 < $^{87}Rb/^{86}Sr$ < 1,536 (14) Isochrone sur 7 roches totales (micaschistes feldspathiques) T = 930±15 Ma $^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,702_7 \pm 0,000_3$ Indice de déviation 1,7 0,259 < $^{87}Rb/^{86}Sr$ < 5,762	(15) Echantillon 2855 (E38.1).Isochrone B.Ms.RT T = 560±10 Ma $^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,705_6 \pm 0,000_6$ Indice de déviation 0,57 0,770 < $^{87}Rb/^{86}Sr$ < 40,364
	E58 Micaschiste feldspathique à biotite et muscovite	Biotite (3660) T = 505±20 Ma Sr rad. ≃ 62 % Muscovite (3660) T = 800±30 Ma Sr rad. = 17 %

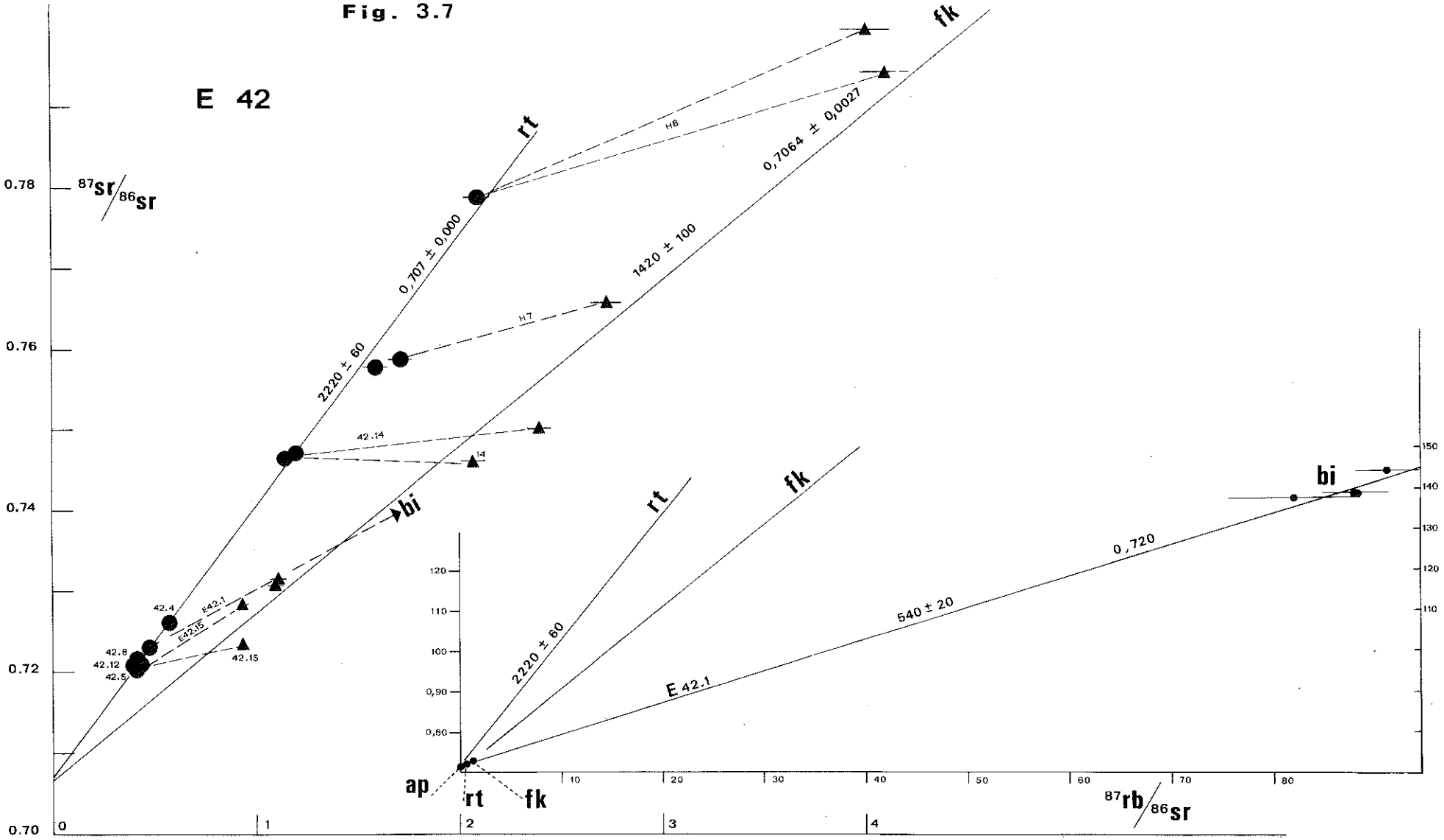
(1) Les données en italiques correspondent à des résultats sans signification chronologique (voir plus loin).

	Roches totales : Sr conventionnel et isochrones	Minéraux : Sr conventionnel et isochrones (avec roche totale)
FORMATIONS DE LA SERIE DE L'ALEKSOD	E104. Formation métasédimentaire du Groupe d'Agenou (micaschistes feldspathiques à disthène et grenat) (16) Isochrone sur 8 roches totales T = 1050±35 Ma $^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,702_5 \pm 0,000_5$ Indice de déviation 5 $0,121 < {}^{87}Rb/{}^{86}Sr < 4,329$	(17) Echantillon 4453 (E104.3). Isochrone B.FPl. RT. T = 555±17 Ma $^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,711_6 \pm 0,000_5$ Indice de déviation 1 $0,047 < {}^{87}Rb/{}^{86}Sr < 52,295$
	E60 Quartzite à muscovite et grenat du Groupe d'Ouadenki	Muscovite (3906) T = 830±30 Ma Sr rad. = 16 %
	G4.5 Métadolérite sécante dans les gneiss rubanés de l'Arechchoum	Biotite (3975) T = 520±25 Ma (1) Sr rad. = 25 % (1) à comparer avec l'âge K-Ar obtenu sur la Hnb de la même roche

Les figures 3.7 à 3.11 et les légendes correspondantes explicitent ces résultats. Tous les points représentatifs ont été reportés sur ces graphiques (sauf impossibilité graphiques lorsque deux points sont trop rapprochés). Certains points représentatifs ont été éliminés pour le calcul des isochrones : ils sont signalés et les raisons en sont fournies. Ces résultats seront discutés au paragraphe II selon les groupes d'âges.

Nota : Les résultats concernant le complexe plutonique de l'oued Aha'n'Souri, obtenus tardivement, n'ont pas pu être intégrés à ce tableau. Ils sont donnés et discutés en annexe n° VII.

Fig. 3.7


E 42
$^{87}Sr/^{86}Sr$
0.78
0.76
0.74
0.72
0.70
0
1
2
3
4
rt
fk
bi
0,707 ± 0,000
2220 ± 60
1420 ± 100
0,7064 ± 0,0027
H8
H7
14
42.14
42.4
42.8
42.12
42.5
42.15
E42.1
E42.15
ap
$^{87}Rb/^{86}Sr$
0,720
540 ± 20
120
110
100
0,90
0,80
10
20
30
40
50
60
70
80
150
140
130

1 - LES GNEISS RUBANES DE L'OUED OUADENKI (E42)
(fig. 3.7)

Les résultats concernant ce groupe d'échantillons ont déjà été publiés (J.M.Bertrand et M.Lasserre, 1973).

a) Les points représentatifs de 9 Roches totales (13 points si on inclut les attaques chimiques d'un même échantillon) s'alignent sur un isochrone dont les caractéristiques sont

(1) $T = 2220 \pm 60$ Ma

$^{87}Sr/^{86}Sr$ i. $= 0,707_1 \pm 0,000_1$

Indice de déviation pondérée = 1,70

La très faible valeur de cet indice et l'amplitude des variations du rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ (de 0,406 à 2,090) permettent de définir cet isochrone sans ambiguité. Soulignons que tous les points ont été utilisés pour le calcul de l'isochrone.

b) De plus, 8 mesures effectuées sur cinq feldspaths potassiques (provenant des RT analysées) se situent de part et d'autre d'une droite dont la pente correspond à un âge de

(2) $T = 1420 \pm 100$ Ma

$^{87}Sr/^{86}Sr$ i. $= 0,706_4 \pm 0,002_7$

Indice de déviation pondérée = 6.

Cet alignement sera discuté plus loin.

c) Les minéraux de l'échantillon E42.1 (2854) (biotite, feldspath potassique, plagioclase et apatite) définissent avec la roche totale une isochrone.
Les difficultés de l'attaque chimique de l'apatite ont été telles que les résultats concernant ce minéral sont sujets à caution (1). On a donc calculé une isochrone sans apatite (RT.FK.Bi) :

(3) $T = 540 \pm 20$ Ma

$^{87}Sr/^{86}Sr$ i. $= 0,720_9 \pm 0,000_7$

Indice de déviation pondérée = 4.

Le plagioclase se situe un peu en-dessous de l'isochrone (3). Si on inclut ce minéral dans le calcul on obtient :

(4) $T = 545 \pm 30$ Ma

$^{87}Sr/^{86}Sr$ i. $= 0,720_4 \pm 0,000_8$

Indice de déviation pondérée = 6.

A titre de comparaison, le calcul avec l'apatite donne :

$T = 562 \pm 36$ Ma

$^{87}Sr/^{86}Sr$ i. $= 0,719 \pm 0,000_9$

Indice de déviation pondérée = 10,78.

Les minéraux de l'échantillon E42.15 (3433) - biotite et feldspath potassique - définissent avec la Roche totale un isochrone :

(5) $T = 510 \pm 5$ Ma

$^{87}Sr/^{86}Sr$ i. $= 0,717_1 \pm 0,000_3$

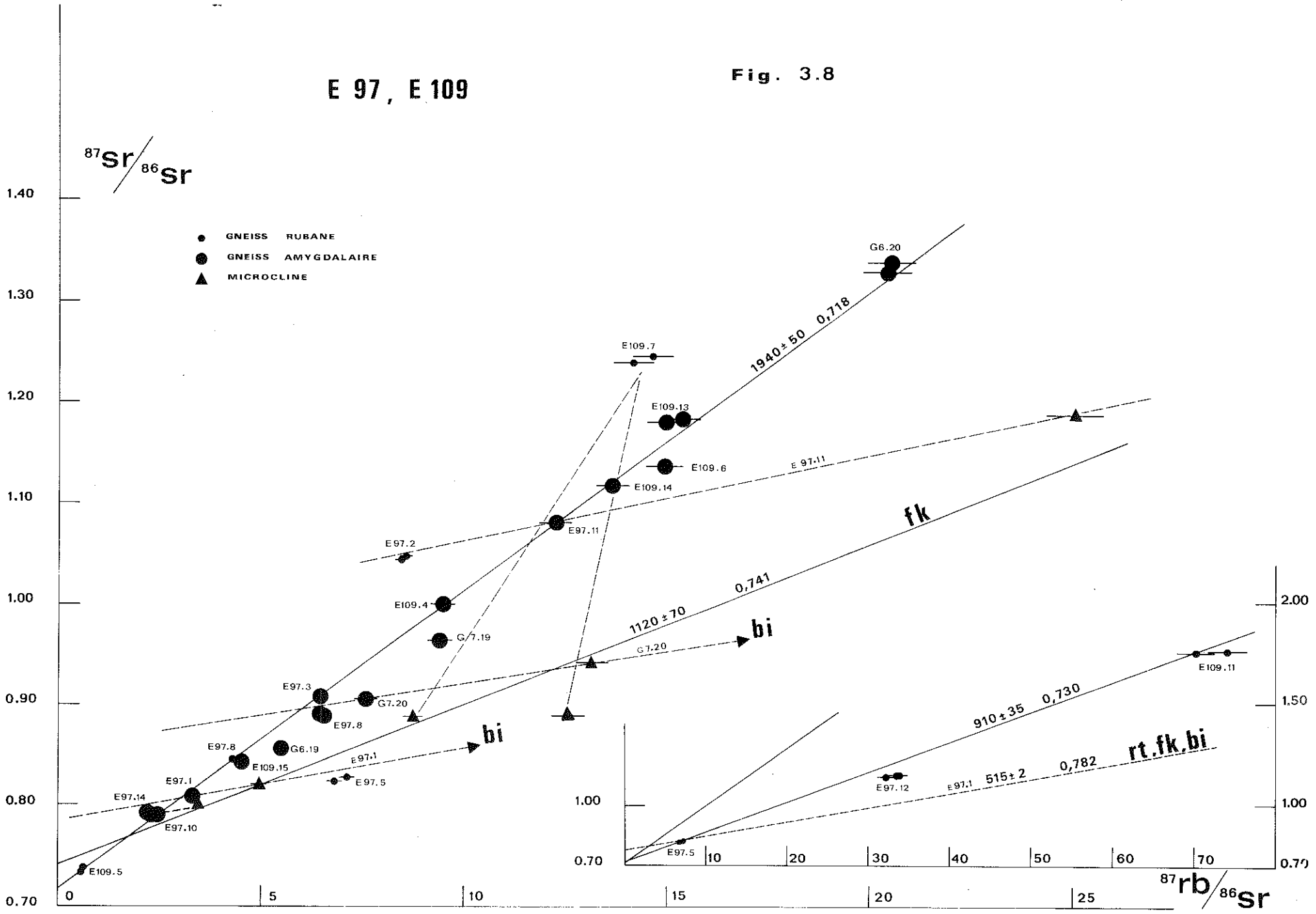
Indice de déviation pondérée = 0,13.

Nota : voir page suivante.

---

(1) Attaque de l'apatite :
Première attaque. Attaque perchlorique - fluorhydrique en bombe ordinaire : résultat négatif même au bout d'une semaine ; attaque perchlorique fluorhydrique en bombe vissée : attaque partielle au bout de 2 jours, semble complète au bout d'une semaine.
Deuxième attaque : acide nitrique concentré en bombe ordinaire : résultat nul même au bout de 15 jours ; acide nitrique concentré en bombe vissée : résultat nul au bout de 2 jours.

Fig. 3.8


E 97, E 109
$^{87}Sr/^{86}Sr$
GNEISS RUBANE
GNEISS AMYGDALAIRE
MICROCLINE
1.40
1.30
1.20
1.10
1.00
0.90
0.80
0.70
0
5
10
15
20
25
$^{87}rb/^{86}sr$
1940 ± 50 0,718
1120 ± 70 0,741
910 ± 35 0,730
515 ± 2 0,782
fk
bi
rt.fk.bi
E97.1
E97.2
E97.3
E97.5
E97.8
E97.10
E97.11
E97.12
E97.14
E109.4
E109.5
E109.6
E109.7
E109.11
E109.13
E109.14
E109.15
G6.19
G6.20
G7.19
G7.20
2.00
1.50
1.00
0.70
10
20
30
40
50
60
70

2 - LES GNEISS GRANITIQUES DU TALAT MELLET (E97-109)
(fig. 3.8 et 3.9)

a) 19 points représentatifs de 14 roches totales s'alignent sur une isochrone définie par les données suivantes :

(7) T = 1940±50 Ma

$^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,718_7 \pm 0,001_6$

Indice de déviation pondérée = 5.

Ce calcul ne tient pas compte d'un certain nombre de points. Ce sont :

(a) deux roches (E97.2 et 109.7) situées nettement au-dessus de l'isochrone qui fournissent au Sr conventionnel des âges compris entre 2450 et 2730 Ma (6) ;

(b) 7 mesures effectuées sur trois roches (E97.5, E97.12 et E109.11) à faciès blasto-mylonitique (foliation S_1) (1) qui s'alignent sur une isochrone

(8) T = 910±35 Ma

$^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,730_6 \pm 0,006_6$

Indice de déviation pondérée < 5.

(c) 4 mesures sur 3 roches (E97.8, G6.19 et G7.19) qui présentent à un moindre degré l'évolution mylonitique de (b) et se situent en-dessous de l'isochrone principale. Cependant la modification entrainée par la suppression de ces quatre mesures est minime puisque les 23 points des 17 roches s'alignent sur l'isochrone :

(7') T = 1900±40 Ma

$^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,719_1 \pm 0,001_6$

Indice de déviation pondérée = 7.

Cette suppression est justifiée par les ressemblances pétrographiques entre les échantillons (b) et (c).

b) 5 feldspaths potassiques des roches appartenant à l'isochrone (7) définissent une droite dont la pente correspond à un âge de

(9) T = 1120±70 Ma

$^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,741_7 \pm 0,005_1$

Indice de déviation pondérée < 6.

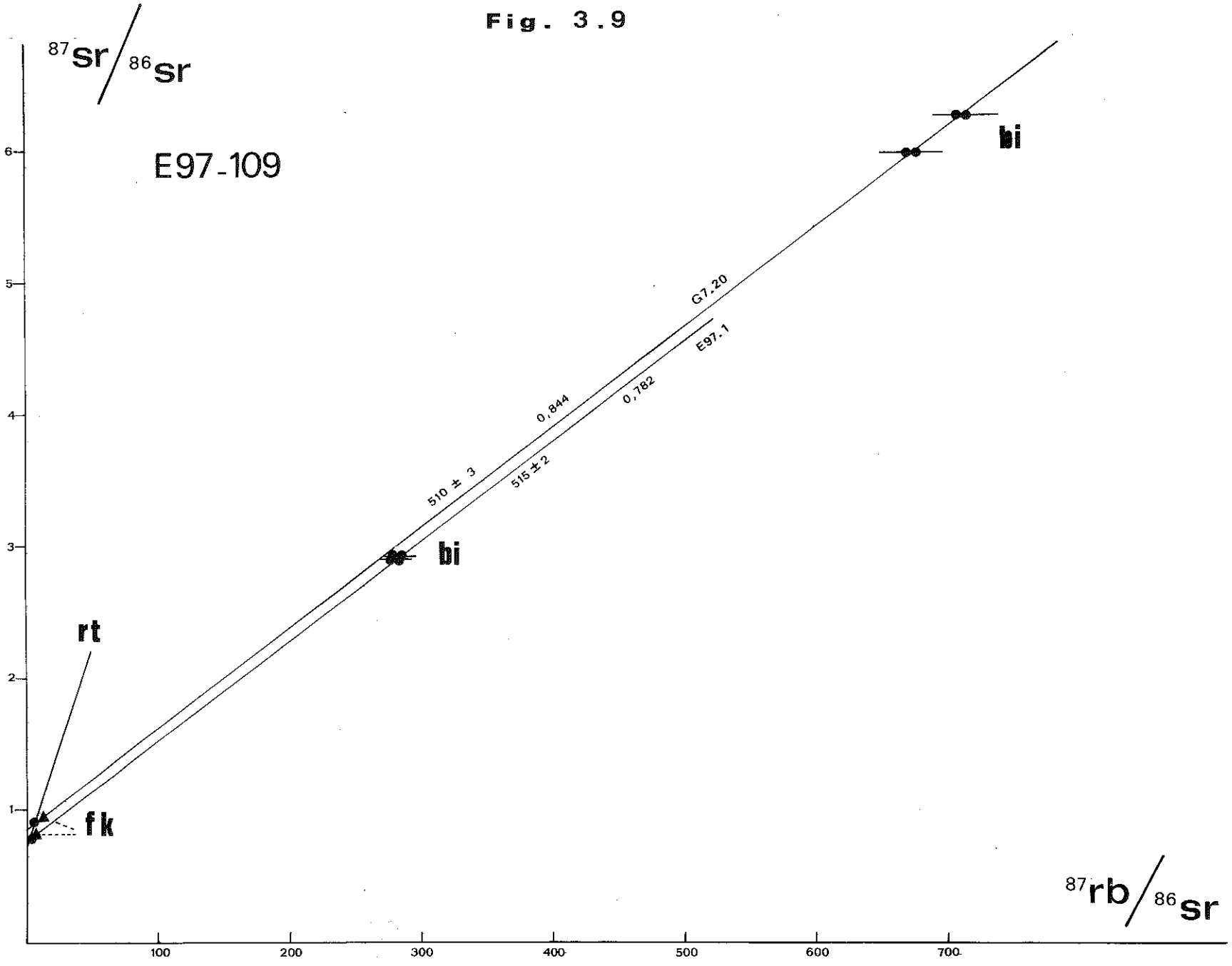
Ces minéraux et en particulier le microcline de l'échantillon E109.7 seront discutés page 250 et 251.

Nota : Les lignes pointillées joignant les roches totales aux feldspaths correspondants ne sont qu'indicatives sauf lorsqu'elles correspondent aussi à un alignement avec la biotite (bi).

---

(1) Ces échantillons ont fait l'objet d'au moins deux attaques chimiques (trois pour le point extrême 4051). Les faibles valeurs des erreurs et de l'indice de déviation pondérée pour des points très éloignés les uns des autres ($^{87}Rb/^{86}Sr$ varie de 6,79 à 73,64) permettent d'accorder à ces résultats une bonne confiance.

Fig. 3.9


$^{87}Sr/^{86}Sr$
E97-109
bi
G7.20
E97.1
0,844
0,782
510 ± 3
515 ± 2
bi
rt
fk
$^{87}rb/^{86}sr$
1
2
3
4
5
6
100
200
300
400
500
600
700

c) 2 échantillons ont été utilisés pour une étude de l'isochrone : biotite, feldspaths potassiques, roche totale. Les résultats sont les suivants : (fig. 3.9)

E97.1 (3518)

(11) T = 515±2 Ma

$^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,782_6 \pm 0,000_3$

Indice de déviation pondérée = 0,08.

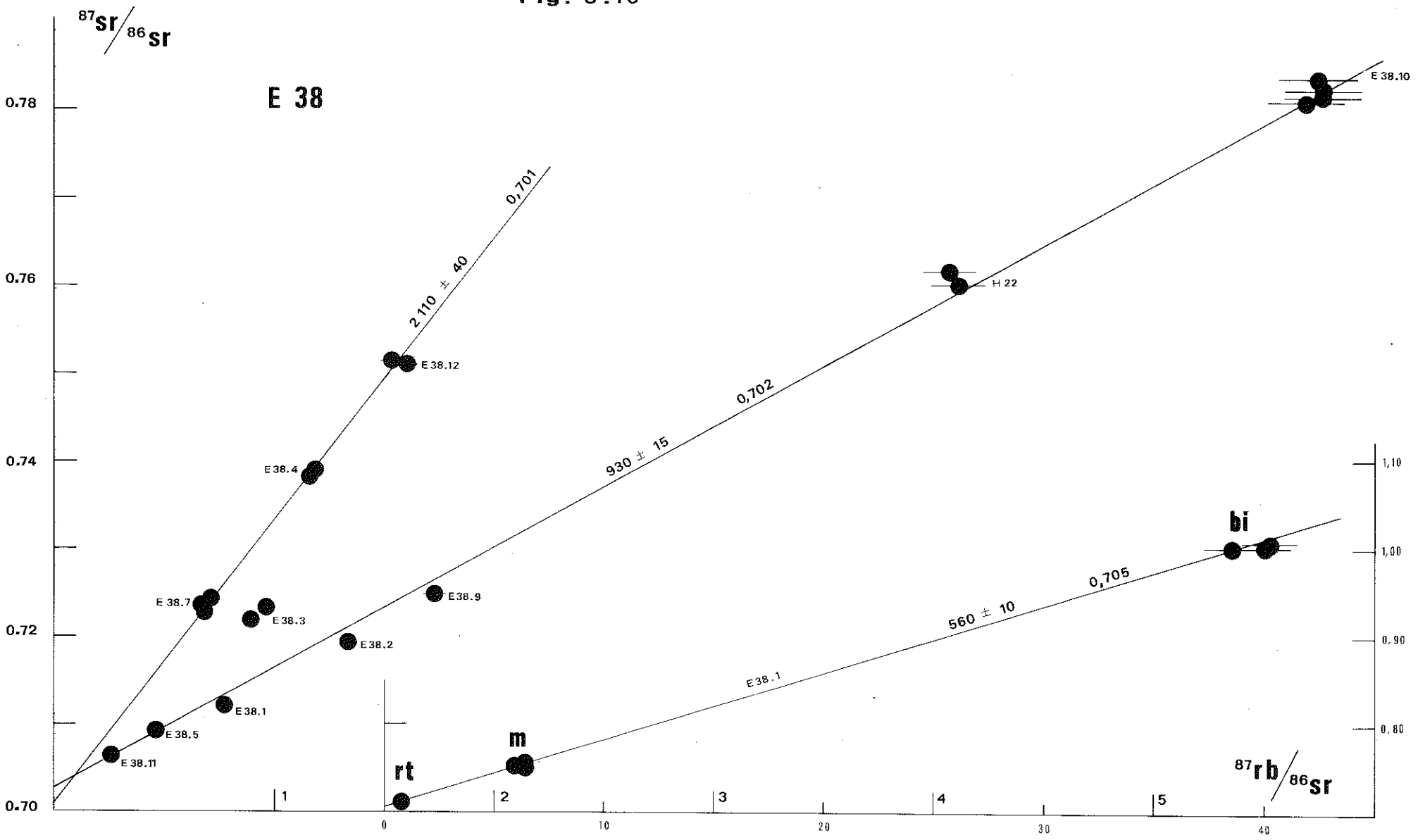
G7.20 (4737)

(12) T = 510±3 Ma

$^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,844_2 \pm 0,00_1$

Indice de déviation pondérée = 0,36.

Fig. 3.10


87sr/86sr
E 38
0.78
0.76
0.74
0.72
0.70
2110 ± 40
0,701
930 ± 15
0,702
560 ± 10
0,705
E 38.10
H 22
E 38.12
E 38.4
E 38.7
E 38.3
E 38.9
E 38.2
E 38.1
E 38.5
E 38.11
bi
m
rt
1,10
1,00
0,90
0,80
87rb/86sr
1
2
3
4
5
0
10
20
30
40

3 - LES METASEDIMENTS DE L'OUED IRNEZZOUF (E38)
(fig. 3.10)

Deux isochrones ont pu être définies. L'échantillon E38.3 (4300) est situé entre ces deux alignements et n'a pas été utilisé pour les calculs : il s'agit d'une amphibolite à biotite très mylonitisée et chloritisée .

a) 8 points représentatifs de 3 roches totales (E38.7, E38.4 et E38.12) s'alignent selon une isochrone dont les caractéristiques sont :

(13) T = 2110±40 Ma

$^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,701_6 \pm 0,000_6$

Indice de déviation pondérée = 0,26.

Ces échantillons correspondent à des faciès gneissiques et leptynitiques qui ont conservé des structures reliques de la phase P_0 (cf. IIe partie).

b) 12 points représentatifs de 7 roches totales (E38.11, E38.5, E38.1, E38.2, E38.9, H22, E38.10) définissent une isochrone :

(14) T = 930±15 Ma

$^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,702_7 \pm 0,000_3$

Indice de déviation pondérée = 1,7.

Ces échantillons sont, à l'exception de l'amphibolite à biotite (E38.11), des gneiss plagioclasiques très riches en micas.

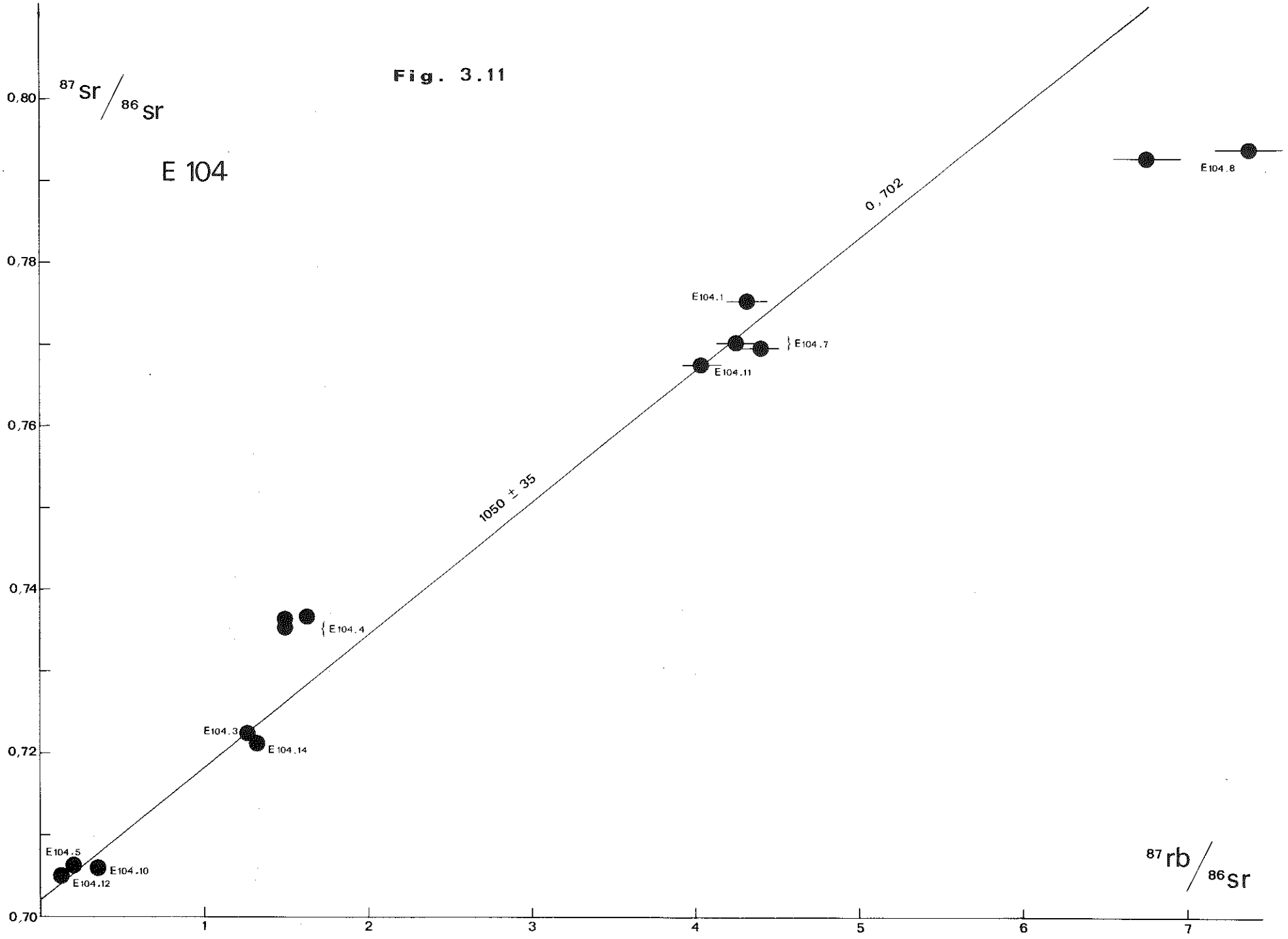
c) La biotite, la muscovite et la roche totale de l'échantillon E38.1 définissent une isochrone :

(15) T = 560±10 Ma

$^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,705_6 \pm 0,000_6$

Indice de déviation pondérée = 0,57.

Fig. 3.11


$^{87}Sr/^{86}Sr$
E 104
0,80
0,78
0,76
0,74
0,72
0,70
1
2
3
4
5
6
7
$^{87}rb/^{86}Sr$
0,702
1050 ± 35
E104.1
E104.7
E104.11
E104.8
E104.4
E104.3
E104.14
E104.5
E104.10
E104.12

4 - LES METASEDIMENTS DE LA GUELTA D'AGENOU (SERIE DE L'ALEKSOD) (E104) (fig. 3.11)

a) Les roches totales s'alignent selon une isochrone dont les caractéristiques suivent :

(16) T = 1050±35 Ma

$^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,702_5 \pm 0,000_5$

Indice de déviation pondérée = 5.

Deux groupes de points ont été exclus du calcul de cette isochrone : ils correspondent à plusieurs attaques chimiques différentes de deux roches (E104.6 et E104.8) donnant dans chaque cas des résultats concordants. Ces roches ont été éliminées du fait de leurs caractéristiques pétrographiques et structurales :

- E104.6 est un gneiss plagioclasique à biotite, muscovite et grenat, intensément chloritisé et parcouru par des filonnets de calcite transverses à la foliation ;
- E 104.8 est un gneiss à biotite, muscovite, disthène et grenat, très altéré et chloritisé.

b) La roche totale, le plagioclase et la biotite de l'échantillon 4453 (E104.3) (1)

(17) T = 555±17 Ma

$^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,711_6 \pm 0,000_5$

Indice de déviation pondérée = 1.

---

(1) non reportés sur la figure.

II - DISCUSSION DES RESULTATS

1 - LES POINTS CORRESPONDANT A DES AGES ≃ 2500 Ma (6)

Parmi les gneiss du Talat Mellet (échantillons E97-109), deux groupes de points (6) sont situés au-dessus de l'isochrone (7) ; ils correspondent aux roches totales des échantillons 4046 (E97.2) et 3435 (E109.7). Les âges calculés au strontium conventionnel s'étagent entre 2450±100 Ma et 2730±100 Ma avec un pourcentage de Sr radiogénique respectivement égal à 42 % et 32 % , ce qui permet une grande fiabilité.

Compte-tenu de la constante de désintégration du Rb utilisé ($\lambda = 1{,}47 \times 10^{-11} an^{-1}$) ces âges appartiennent nettement au cycle libérien.

Les deux roches correspondantes sont des gneiss rubanés très différents quant à leur minéralogie du reste de la série : E97.2 gneiss rubané riche en microcline, E109.7 gneiss rubané à plagioclase et microcline. Aucune considération structurale ou pétrographique ne permet d'expliquer leur position en dehors de l'isochrone ; sous ces points de vue, ils ne diffèrent absolument pas des autres échantillons.

La découverte par P.Vidal et L.Latouche (1974) d'un complexe métamorphique ante 2000 (Série rouge) au NE de la région étudiée ici, étaye cette hypothèse - un tel événement ne pouvant pas être mis en évidence par la géologie structurale du fait de la complexité et du nombre des déformations ultérieures. Ces deux résultats ne nous permettent pas d'être affirmatif mais, néanmoins, l'existence au Hoggar central d'un cycle orogénique antérieur à 2000 Ma doit, dès maintenant, être envisagée.

2 - LES ISOCHRONES DE 2000 Ma ENVIRON (1)(7)(13)

Pour les deux groupes de gneiss quartzo-feldspathiques (E42 et E97-109), c'est l'événement le mieux marqué. Pour chaque série d'échantillons, il correspond à l'isochrone principale. Pour les métasédiments de l'oued Irnezzouf (E38), par contre, cet événement s'observe uniquement dans les gneiss et les leptynites mais pas dans les micaschistes feldspathiques (le type de roche le plus répandu) étudiés plus loin (isochrone (14)).

Si on se réfère aux observations décrites dans la seconde partie, on note :

- pour E42 (Ouadenki) et E97-E109 (Talat Mellet) la mobilisation principale correspond à la phase P_0. Les déformations et mobilisations liées à P_1 sont en général faibles (E42) ou variables selon les roches (E97-E109) ;
- pour E38 (O.Irnezzouf) par contre, malgré la proximité géographique de E42, c'est à la phase P_1 que l'on doit l'essentiel de la structure et la majorité des mobilisats. La phase P_0 ne se manifeste que par une foliation relique que l'on observe uniquement dans les rares faciès gneissiques ou leptynitiques, ceux-là justement qui se placent sur l'isochrone à 2000.

Signification des isochrones à 2000 Ma

Si on excepte les gneiss (E38) pour lesquels nous estimons assez aléatoire une interprétation basée sur trois échantillons seulement, les deux isochrones E42 et E97-109 fournissent l'âge de la migmatisation principale. En effet :

- trois points de l'isochrone E42 correspondent à des mobilisats interstratifiés à texture pegmatoïde ;
- parmi les points de l'isochrone E97-109 dont le rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ est élevé, certains correspondent à des ségrégations feldspathiques.

On a vu, dans la seconde partie de ce travail, que ces types de mobilisation caractérisaient la phase P_0, dans la série de l'Arechchoum. Les rapports initiaux (0,707 pour E42 et surtout 0,718 pour E97-109)

confirment cette interprétation : leur valeur est trop élevée pour correspondre à un âge de mise en place ou de sédimentation.

Reste à expliquer la différence de plus de 250 Ma entre les âges de ces deux formations. Au Nigeria, dans un contexte structural et pétrographique semblable, N.K.Grant (1970) et K.C.Burke et coll. (1970) interprètent les granites-gneiss (l'équivalent des gneiss granitiques E97-109) comme étant intrusifs dans les gneiss rubanés qui seraient plus anciens et pourraient représenter un cycle anté-éburnéen. Les conclusions présentées ici (IIe partie) sont un peu différentes : les gneiss granitiques et les gneiss rubanés ont subi les mêmes processus de déformation et de migmatisation. Dans le premier cas, le phénomène a été beaucoup plus intense grâce à la composition chimique et minéralogique (anciennes arkoses, anciens porphyroïdes ou anciens granites ?) et peut avoir donné naissance à des faciès anatectiques (gneiss ou granites d'anatexie). Etant donné l'importance de cette migmatisation, les processus de mobilité géochimique et la diffusion d'éléments, qui l'ont accompagné, laissent peu de chance aux gneiss rubanés d'avoir conservé un âge ancien. Seule la présence d'âges au strontium conventionnel (6) supérieurs à 2500 Ma constitue un indice en faveur d'une telle éventualité. Dans ces conditions, la différence d'âge observée peut résulter :

- de l'échelle des prélèvements : quelques centaines de mètres carrés pour E42, plusieurs dizaines de kilomètres carrés pour E97-109 ;
- de l'homogénéisation isotopique incomplète de matériel ancien pour les gneiss rubanés (indices d'âges libériens (6)) ;
- des caractéristiques techniques des isochrones : le rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ varie de 1 à 5 pour E42, de 1 à 40 pour E97-109.

Dans l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible d'expliquer cette différence d'âge mais l'âge plus vieux des gneiss rubanés est peut-être dû à la reprise d'un matériel ancien (P.Vidal et L.Latouche, 1974).

3 - LES ISOCHRONES DE 1000 Ma ENVIRON OBTENUES SUR DES ROCHES TOTALES DE LA SERIE DE L'ARECHCHOUM (8)(14)

Deux alignements de points correspondent à des âges voisins de 1000 Ma :

- les micaschistes (1) de l'oued Irnezzouf (E38) (14) : 930±15 Ma ;
- trois faciès blastomylonitiques appartenant à la formation des gneiss granitiques du Talat Mellet (E97-109) (8) s'alignent sur une isochrone à 910±35 Ma.

1) dans le premier cas (E38), ce sont les faciès les plus courants de cette formation qui déterminent l'isochrone, c'est-à-dire des gneiss-micaschistes très riches en biotite qui ont subi, contrairement aux roches du Talat Mellet et du dôme d'Ouadenki, une intense mobilisation lors des phases P_1 et P_2. L'assemblage minéral a été complètement reconstruit au cours de ces phases et il y a eu séparation de la partie claire, sous forme de veines pegmatoïdes discordantes, et de la partie sombre. Ce type de comportement, très différent de celui des gneiss quartzo-feldspathiques, a été interprété (IIe partie) comme résultant de la composition chimique et minéralogique particulière des roches de cette formation. Une remobilisation anatectique partielle, lors du métamorphisme P_1, a été favorisée par l'abondance de biotite et de muscovite (destruction de ces minéraux et libération d'eau concomitante).

---

(1) Les études préliminaires (prédosages du Rb et du Sr par absorption atomique) nous obligent à éliminer au moins provisoirement, les échantillons de mobilisats (E37) de cette formation. Ces roches ont des teneurs en Rb très faibles (comprises entre 7 et 44 ppm) pour des teneurs en Sr très élevées (692 à 941 ppm), ce qui complique des rapports $^{87}Rb/^{86}Sr$ pratiquement tous groupés près de l'origine (entre 0,034 et 0,19).

On peut concevoir qu'une telle évolution et surtout la présence de l'eau comme moteur (de l'anatexie) et comme vecteur (pour la diffusion d'éléments à grande échelle) a permis la réhomogénéisation isotopique du ^{87}Sr à l'échelle de la formation. L'horloge radiométrique doit donc dater le phénomène de remobilisation, sauf pour certaines roches réfractaires (anhydres). Le rapport initial mesuré (0,703) est cependant un peu faible pour une telle évolution polycyclique.

2) quelques échantillons du Talat Mellet correspondant à des roches (E97.5, E97.12, E109.11) où la transposition de foliation $S_0 \rightarrow S_1$ est complète et où la reconstruction minérale correspondante a été totale, s'alignent sur une isochrone (8) dont le rapport initial ($0,730_6 \pm 0,006_6$) est nettement plus élevé que celui des gneiss amygdalaires de l'isochrone principale ($0,718_7 \pm 0,001_6$) , il s'agit le plus souvent de roches à structure blastomylonitique en lame mince, à grandes biotites (et parfois muscovites) et à blastes d'oligoclase et de microcline néoformés, à l'exclusion de minéraux résiduels des assemblages plus anciens (voir tableau 2.1 IIe partie).

Les conditions thermodynamiques de la genèse de ces blastomylonites sont telles qu'on peut envisager la possibilité pour ces roches d'une homogénéisation isotopique. Les travaux de J.T.Abbot (1972) sur des mylonites profondes (développement de cordiérite et de sillimanite) démontrent une telle possibilité : un simple "mélange mécanique" à froid ne peut pas, au contraire, permettre la réalisation d'un nouvel isochrone (L.E. Long, 1964). T.E. Krogh et G.L. Davis, (1971) ont mis en évidence la possibilité d'homogénéisation isotopique, au cours d'un second métamorphisme à l'échelle des microlits (2 à 3 mm) d'une formation de gneiss rubanés : à cette échelle l'influence de la recristallisation est donc sensible et les roches se comportent en système ouvert. Par contre dans la même formation, des lits de 2 à 3 cm d'épaisseur ne sont pas affectés par le second métamorphisme. La modification d'une isochrone primaire au cours d'un événement ultérieur est donc liée à 2 paramètres : (1) l'intensité de la recristallisation et des déplacements favorisant les diffusions (cas des mylonites) ; (2) l'échelle de la diffusion (définition de domaines d'homogénéisation).

L'âge déterminé par cet alignement peut donc correspondre à la formation de la foliation S_1. Par ailleurs, quelques échantillons du Talat Mellet (E97.8, G6.19, G7.19) se placent entre l'isochrone principale (environ 2000 Ma) et cette isochrone basse représentative des roches écrasées à faciès blastomylonitique. L'analyse microstructurale montre qu'il s'agit de roches qui ont subi une granulation (voir IIe partie) et une recristallisation très avancée au cours de l'épisode P_1, accompagnée d'une néofoliation submylonitique. Si on les compare aux trois échantillons qui définissent l'isochrone basse, ils en diffèrent par la présence de minéraux résiduels de la paragenèse plus ancienne.

L'étude du coefficient de partage de Rb entre le microcline et la biotite des roches qui ont subi ce type d'évolution permet de mettre en évidence un équilibre distinct de celui des roches où l'assemblage minéralogique ancien est bien conservé (voir IIe partie, ch. II). Parmi les échantillons analysés, la bonne corrélation entre l'état d'équilibre défini par le partage du Rb et la position sur ou à l'écart de l'isochrone principal permet d'envisager cette méthode d'investigation comme un bon complément de l'étude géochronologique pour les socles polycycliques. Cette hypothèse de travail devra être vérifiée systématiquement sur les gneiss de l'Aleksod ou sur une autre série gneissique.

4 - L'ISOCHRONE A 1000 Ma ENVIRON OBTENUE SUR LES ROCHES TOTALES DE LA SERIE DE L'ALEKSOD

Une seule formation, appartenant au groupe d'Agenou, a été étudiée. Les données analytiques et les caractéristiques des échantillons sont fournies dans le tableau annexe VI. Onze points, correspondant à huit échantillons, permettent de définir une isochrone (16) d'âge 1050±35 Ma. S'agissant d'une formation métasédimentaire très diversifiée au point de vue des types lithologiques, cet âge ne peut corres-

pondre qu'à une homogénéisation isotopique (presque) complète à la faveur d'une phase de métamorphisme de haut degré (disthène-sillimanite) accompagné d'une migmatisation importante (cf. T.E. Krogh et P.M. Hurley,1968). On a démontré par ailleurs que cette formation était monométamorphique (métamorphisme polyphasé) et correspondait aux phases P_1 et P_2 de l'évolution tectonique et métamorphique de l'Aleksod. Le rapport initial très faible (0,702) suggère que ces roches ont eu une histoire sialique très limitée avant cet événement.

Cet âge de 1050 Ma obtenu sur une formation monocyclique confirme donc l'existence d'une orogenèse kibarienne au Hoggar central comme le laissaient supposer les réhomogénéisations isotopiques partielles observées à cette époque dans les gneiss de la série de l'Arechchoum (isochrones 8 et 14). Cette orogenèse et son extension dans la partie Nord de l'Afrique seront discutées au chapitre suivant.

5 - LES ISOCHRONES SUR MINERAUX ET ROCHES TOTALES

Nous disposons de six isochrones sur les minéraux et la roche totale d'un même échantillon; Elles concernent les quatre formations étudiées (E42, E97-109, E38, E104). Les quatre premières (3), (5); (11), (12) correspondent à la biotite, au feldspath potassique et à la roche totale d'un même échantillon ; la cinquième (15), aux micas (biotite et muscovite) et à la roche totale d'un micaschiste feldspathique de l'oued Irnezzouf (E38) ; la sixième (17) à la biotite, au plagioclase et à la roche totale d'un micaschiste mobilisé de la série de l'Aleksod.

Ces isochrones ont des origines différentes (comprises entre $0,705_6$ et $0,844_2$) mais des pentes sensiblement parallèles correspondant à des âges de l'ordre de 510 à 560±10 Ma.

Ces résultats sont très voisins des âges au Sr conventionnel obtenus sur biotite pour des échantillons isolés (les âges apparents varient de 505 à 520±25 Ma). L'étude des isochrones sur minéraux et roches totales semble indiquer une réhomogénéisation à l'échelle de l'échantillon. Depuis les travaux H.W. Fairbairn et coll. (1961) et de M.A. Lamphere et coll. (1963) on considère que les isochrones de minéraux correspondent à l'âge d'une phase de métamorphisme : pour le strontium, avant même qu'une trace de recristallisation apparaisse, les minéraux se réhomogénéisent à l'échelle d'un échantillon. Pour C.J.Allègre (1967), la tendance de comportement des isotopes fils est orientée vers l'homogénéisation isotopique dès qu'un apport d'énergie permet cette évolution, d'autant plus que cet isotope est le plus mobile car il occupe des positions cristallographiques anormales (celles de l'isotope père). Ces migrations se produisent à l'échelle millimétrique, d'un minéral au minéral voisin mais l'ensemble de la roche peut, mais cela n'est pas obligatoire, se comporter en système fermé. Les isochrones sur minéraux et roches totales traduisent une réhomogénéisation poussée à l'échelle de l'échantillon.

Cependant les possibilités de diffusion de Sr permettent d'envisager une autre hypothèse : de même que la biotite peut facilement perdre son Sr radiogénique au-dessus de 300°, l'âge apparent obtenu par la méthode des isochrones sur une roche peut correspondre à l'époque où, au cours du refroidissement la roche a franchi le seuil de stockage des isotopes radiogéniques (P.Vidal, 1972).

Le choix entre ces deux hypothèses est délicat et la solution n'est en général pas univoque. Le plus souvent, seuls l'utilisation d'autres méthodes de datation et le contexte régional permettent de trancher. D'après les données concernant le môle suggarien central et l'Est du Hoggar, la grande période de granitisation syntectonique liée à l'orogenèse pan-africaine se situe entre 600 et 650 Ma (âges zircons sur les granites de Nazoubir et de Tamanrasset déterminés par C. Lay et D.Ledent, 1963 et E. Picciotto et al., 1965). On sait d'autre part que les granites circonscrits post-tectoniques (granites taourirt) se sont mis en place beaucoup plus tard, entre 560 et 530 Ma (M.Gravelle, 1972 ; J.Boissonnas, 1973).

Or les âges obtenus par isochrones de minéraux (et les âges biotites) dans l'Aleksod sont systématiquement plus jeunes et compris entre 510 et 560 Ma. Ils sont comparables en cela à la majorité des âges biotites obtenus à Clermont-Ferrand (J.Boissonnas et al., 1964) et à Bruxelles (C. Lay, D.Ledent,

1963 ; E.Picciotto et al., 1965) et aux isochrones de minéraux et de la roche totale correspondante obtenus par B. Guérangé et M. Lasserre (1971) sur un orthogneiss (561±56 Ma) et sur un granite (553±15 Ma) du bassin pharusien de Temassint. De même, des âges de minéraux très jeunes (jusqu'à 480 Ma) ont été mesurés au Nigeria (N.K. Grant, 1971).

En conséquence, à moins qu'une activité thermique importante ait accompagné la mise en place des granites taourirt - ce qui ne semble pas le cas étant donné leurs caractéristiques - mise en place dans un environnement figé avec production de métamorphisme de contact localisé - ou un rejeu éventuel à chaud à cette époque des grands décrochements, il faut interpréter les âges Rb-Sr obtenus sur les minéraux comme des âges de refroidissement : le refroidissement correspondrait aux mouvements épirogéniques post-pan-africains de toute la partie centrale du Hoggar contemporains du dépôt à l'Ouest du Massif de la série pourprée, molasse de la chaîne pan-africaine (et peut-être à l'Est ? Série de Tiririne ?). S'il en est ainsi, les âges voisins de 600 Ma obtenus en K-Ar sur amphibole doivent avoir la même signification. Etant donné que la température de fermeture des amphiboles pour l'argon est estimée, suivant les auteurs aux environs de 450 à 500°, que la température de fermeture des biotites pour le strontium est estimée à 300°, on peut calculer la vitesse de cette épirogenèse ; pour 200° de différence entre les fermetures de ces deux systèmes, 30°/km degré géothermique moyen et environ 100 Ma de différence d'âge apparent, on obtient un vitesse de 0,6 cm par siècle, si on suppose que le régime thermique reste stationnaire (1).

6 - LE PROBLEME DES FELDSPATHS

Pour les deux formations E42 et E97-109, les feldspaths potassiques de roches différentes sont alignés sur le diagramme $^{87}Rb/^{86}Sr$ - $^{87}Sr/^{86}Sr$. L'âge calculé de ces alignements (environ 1100 et 1400 Ma) n'est pas aberrant dans le contexte géologique puisque un événement d'âge kibarien est, comme nous l'avons vu, très probable. Faut-il donc attacher une signification géochronologique à ce type d'alignement ?

D'après C.J. Allègre (1967) un alignement peut correspondre à une isochrone ou à une droite de mélange. Mais si on tient compte du fait que les minéraux d'une même roche tendent systématiquement à un équilibre isotopique pour l'isotope fils (^{87}Sr) dès qu'intervient un apport d'énergie (données expérimentales de H. Baadsgaard et O. Van Breemen 1970), une fraction d'un stock minéral donné peut difficilement se comporter de façon métastable et, à l'échelle de cette phase minérale, le modèle de mélange décrit par C.J. Allègre (1967) n'est pas utilisable.

Dans le cas des feldspaths de la série de l'Arechchoum on a constaté, au point de vue minéralogique, une recristallisation importante du stock ancien lors des phases P_1 et P_2 qui se manifeste :

- par le développement de microcline intergranulaire et le remplacement du vieux microcline perthitique et du plagioclase ;
- par l'homogénéisation du réseau cristallin de tous les feldspaths potassiques qui ont, actuellement, quelque soit leur habitus, une même triclinicité.

D'après ces observations, on pourrait penser que, au cours de cette recristallisation généralisée, les feldspaths de différentes roches ont acquis un $^{87}Sr/^{86}Sr$ commun.

Sur le diagramme (fig. 3.8) les positions des points représentatifs du feldspath 3435 (éch. E109-7) appellent les remarques suivantes : (1) la roche correspondante est pauvre en microcline et la granulométrie de ce minéral est très fine. Sa séparation a été très délicate et les différentes attaques correspondent à des fractions différentes ; (2) sa position basse, au-dessous de la droite radiogénique des microclines (isochrone 9) est cependant confirmée : il se comporte donc très différemment des autres feldspaths potassiques qui semblent avoir tendance à s'aligner avec la biotite et la roche totale correspondante. ; (3) cette disposition pourrait être utilisée comme un argument en faveur de l'homogénéisation

---

(1) Cette vitesse est faible si on la compare aux chiffres proposés : de 5 cm/siècle pour le Massif Central après le métamorphisme rutène (J.M.Cantagrel, 1973) ; de 4 à 10 cm/siècle pour les Alpes (S.P.Clark et E.Jaeger, 1969).

isotopique de tous les feldspaths entre eux. Mais (a) le parallélisme des droites correspondant aux autres couples avec les isochrones minéraux-roches totales et (b) le caractère "anormal" de la roche E109-7 (au-dessus de l'isochrone), permettent de mettre en doute cette interprétation (cf. Fig. 3.14 et 3.15). En effet, si l'on en croit sa position, la roche E109.7 a été particulièrement allergique à toutes les réhomogénéisations ultérieures. Mais on peut aussi penser que sa position particulière, au-dessus de l'isochrone principale, correspond à un gain de ^{86}Sr radiogénique (système ouvert) non suivi par un gain analogue pour le feldspath potassique correspondant.

Si on raisonne d'après les propriétés du diagramme $^{87}Rb/^{86}Sr$ - $^{87}Sr/^{86}Sr$, on aboutit dans ce cas à une absurdité. En effet, si on suppose qu'une phase minérale (FK par exemple) est homogénéisée à l'échelle de la formation, dans le cadre d'une évolution en système ouvert, à une période T_1, les feldspaths de différentes roches détermineront à ce moment une droite parallèle à l'axe (x), d'ordonnée égale ou supérieure au rapport initial de la formation. Cette disposition contredit l'observation concernant l'homogénéisation isotopique des minéraux à l'échelle d'une roche sauf si tous les minéraux et toutes les roches sont homogénéisées de la même manière : si l'équilibre Bi, FK, RT est réalisé et s'il y a homogénéisation à l'échelle de tous les feldspaths, Bi et RT doivent suivre le même processus d'homogénéisation et on obtiendra alors un nouvel isochrone complet (roches et minéraux). Le second métamorphisme efface alors toute l'histoire antérieure (fig. 3.12).

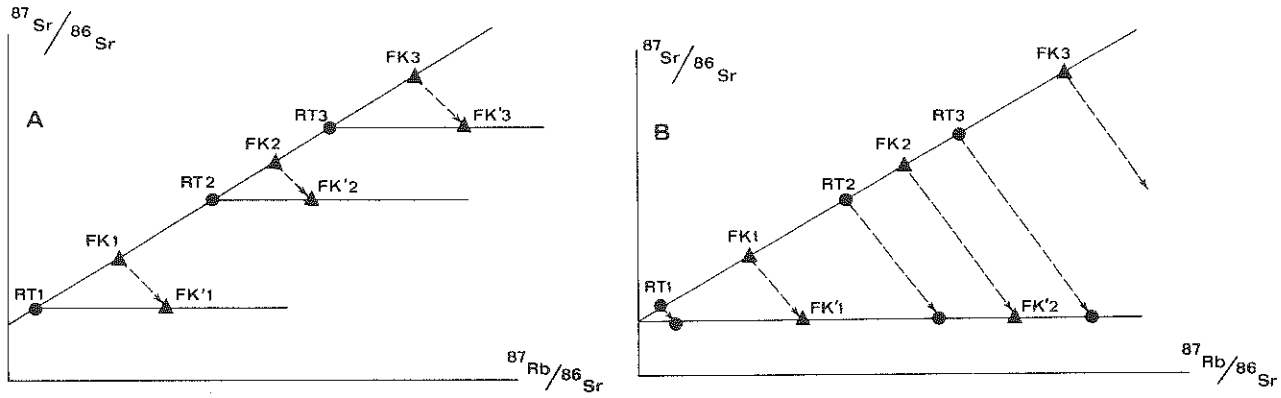


Fig. 3.12 : a) cas général : réhomogénéisation isotopique à l'échelle de l'échantillon, sans effet sur les roches totales. Il n'y a aucune raison pour que les FK' soient alignés.
b) si les FK' sont homogénéisés, les roches doivent l'être aussi.

Dans le cas général, on observe soit des isochrones minéraux et un isochrone RT distincts, soit des isochrones minéraux et une dispersion des RT car les roches totales peuvent rester en système fermé jusque dans des conditions très sévères (1025° pour H. Baadsgaard et O. Van Breemen) ou, au pire, ne perdre qu'une partie seulement de leur Sr radiogénique (d'où la dispersion des points). Il ne semble donc pas possible d'obtenir une homogénéisation à l'échelle d'une seule phase minérale au cours d'un événement ultérieur sans que l'isochrone des RT soit elle-même détruite. L'alignement des feldspaths seuls n'a donc aucune signification géochronologique. Comment s'explique, dans ces conditions, ce type d'alignement ?

- L'homogénéisation isotopique, à l'échelle des minéraux d'une même roche, aux environs de 520 Ma est démontrée (existence d'isochrones minéraux-roche totale).

- Quelque soit le nombre d'homogénéisations isotopiques à l'échelle de l'échantillon, qui a pu sur-

venir entre 2000 Ma et 500 Ma, les propriétés du diagramme d'évolution isotopique sont telles que, puisque les points sont actuellement alignés, cet alignement - caractérisé par des longueurs a, b et c proportionnelles - correspond, lors de la première homogénéisation (celle des roches) à des longueurs a', b' et c' proportionnelles. La fig. 3.13 correspond à l'époque de la dernière homogénéisation (500 Ma).

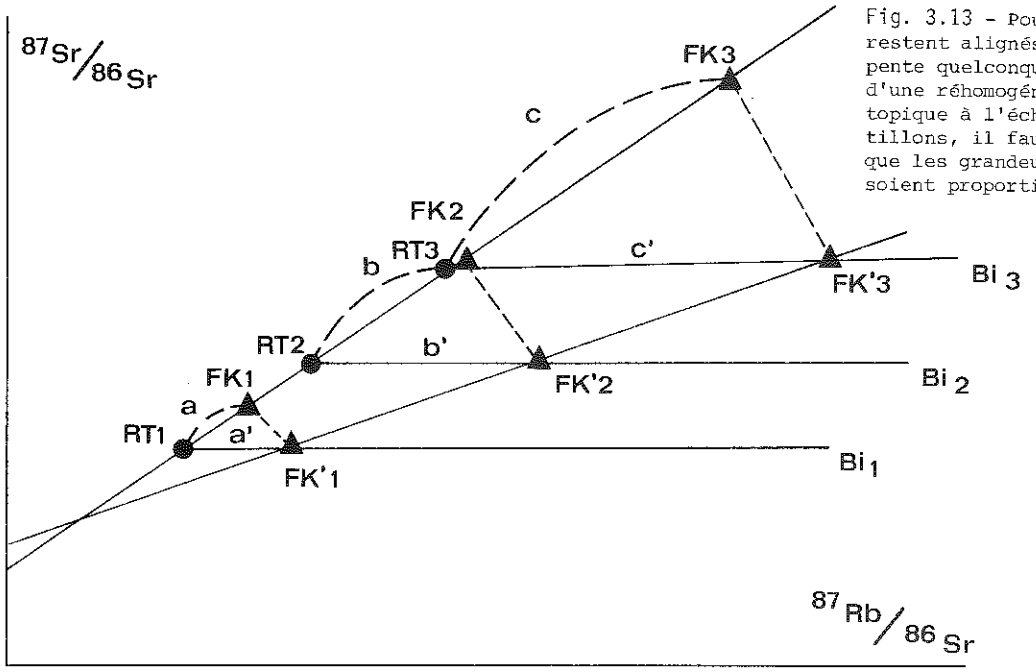


Fig. 3.13 - Pour que les FK' restent alignés - droite de pente quelconque - au cours d'une réhomogénéisation isotopique à l'échelle des échantillons, il faut et il suffit que les grandeurs a, b, c soient proportionnelles.

Cela correspond à une caractéristique géochimique précise des roches analysées : la répartition du rubidium et du strontium entre un feldspath potassique et la roche correspondante. Cette relation est vérifiée sur les diagrammes $^{87}Rb/^{86}Sr$ Roche - $^{87}Rb/^{86}Sr$ feldspath potassique et Rb/Sr Roche - Rb/Sr feldspath potassique (fig. 3.14 et 3.15). L'équilibre du rubidium entre le feldspath potassique et la biotite a été mis en évidence dans la seconde partie mais le strontium n'avait pas fourni de relations significatives. Une telle distribution des éléments en trace entre les minéraux et les roches correspondantes peut être attendue, à l'échelle d'une formation entière, pour les phénomènes magmatiques et le métamorphisme de haut degré.

Paradoxalement, la disposition troublante des feldspaths potassiques (pseudo-isochrone dûe à une relation géochimique de proportionalité entre les roches et certains minéraux) fournit un argument supplémentaire pour l'interprétation de l'isochrone des roches totales. La distribution particulière du $^{87}Rb/^{86}Sr$ entre feldspath potassique et roche prouve le caractère cogénétique des échantillons étudiés et assure donc la validité de l'interprétation géochronologique de l'alignement des roches totales : âge d'un événement magmatique ou métamorphique suffisamment intense pour avoir réalisé un équilibre géochimique à l'échelle de toute une formation rocheuse.

7 - L'AGE DU COMPLEXE PLUTONIQUE RECENT

(Les données concernant ce complexe ont été ajoutées en cours d'impression. On les trouvera en annexe n° VII).

Une étude par la méthode des isochrones a été tentée sur le complexe plutonique (granodiorites et tonalites) de l'oued Aha'n'Souri. Malheureusement les investigations menées sur ces roches se sont

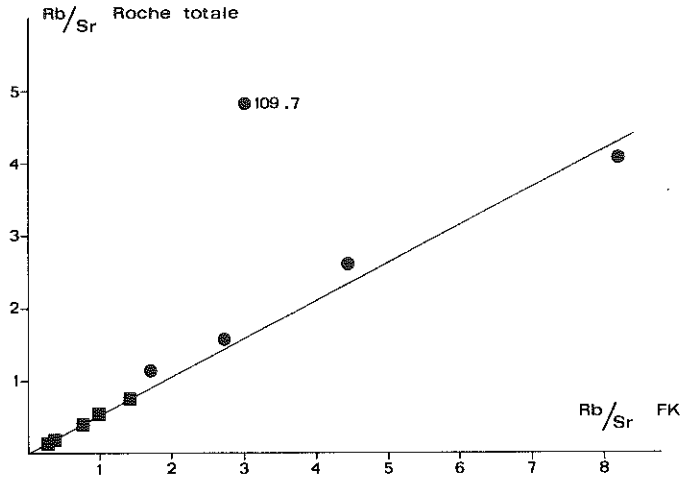


Fig. 3.14 - Comparaison du rapport Rb/Sr entre les roches totales et les feldspaths potassiques correspondants.
ronds : gneiss granitiques du Talat Mellet
carrés : gneiss rubanés d'Ouadenki.

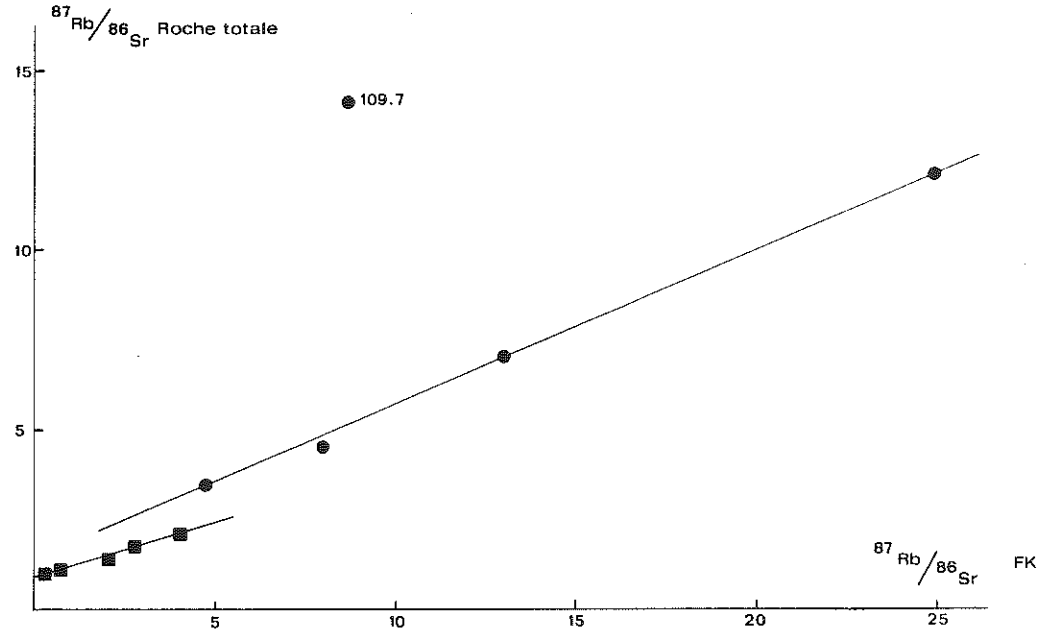


Fig. 3.15 - Comparaison du rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ entre les roches totales et les feldspaths potassiques correspondants.
ronds : gneiss granitiques du Talat Mellet
carrés : gneiss rubanés d'Ouadenki.

soldées pour l'instant par un échec relatif car les rapports $^{87}Rb/^{86}Sr$ varient de 0,2 à 0,8 environ, fourchette nettement insuffisante compte tenu du contexte technique. Il faut espérer que de nouvelles mesures sur d'autres échantillons combleront cette lacune très dommageable pour l'interprétation structurale du Hoggar central. En effet :

- ce complexe plutonique est "calé" très précisément par rapport aux déformations tardives qui ont affecté tout le bâti et aux événements thermiques correspondants : il permettrait donc de dater l'événement pan-africain dans cette partie du Hoggar ;

- l'interprétation des âges de 510 à 560 Ma obtenus par isochrone - roche totale et minéraux - sur des roches de formations diverses semble confirmée par le résultat obtenu sur la roche totale, le feldspath potassique et la biotite de l'écchantillon 3659 (F74.1) : 495±16 Ma (voir annexe VII). Cet âge doit être attribué au refroidissement lié au soulèvement épirogénique, par comparaison avec l'âge, peu significatif il est vrai, de 597±65 Ma obtenu sur l'ensemble des roches totales. Ce dernier pourrait être voisin de l'âge de la mise en place du complexe plutonique (à rapprocher de l'âge de 595 Ma obtenu sur une amphibole de même provenance par la méthode K-Ar).

Fig. 3.16 - Cette carte a été établie d'après les références suivantes :
J.Boissonnas, 1973 ; J.Boissonnas et coll., 1964 ; E.Picciotto et coll., 1965 ;
M.Gravelle, 1972 ; B.Guérangé et M.Lasserre, 1971 ; P.Vidal et L.Latouche, 1974 ;
J.Boissonnas et coll., 1970 ; C.Lay et coll., 1965 ; C.Lay et D.Ledent, 1963.

Abréviations employées : RT roche totale
Bi biotite
Ms muscovite
FK feldspath potassique
Z zircon
Zw zinnwaldite
505 âge en Ma

Erratum : le point situé au SE du cadre de la figure 3.1 (Adrar Agemamaye) correspond à un granite et devrait être cerné par un trait double.

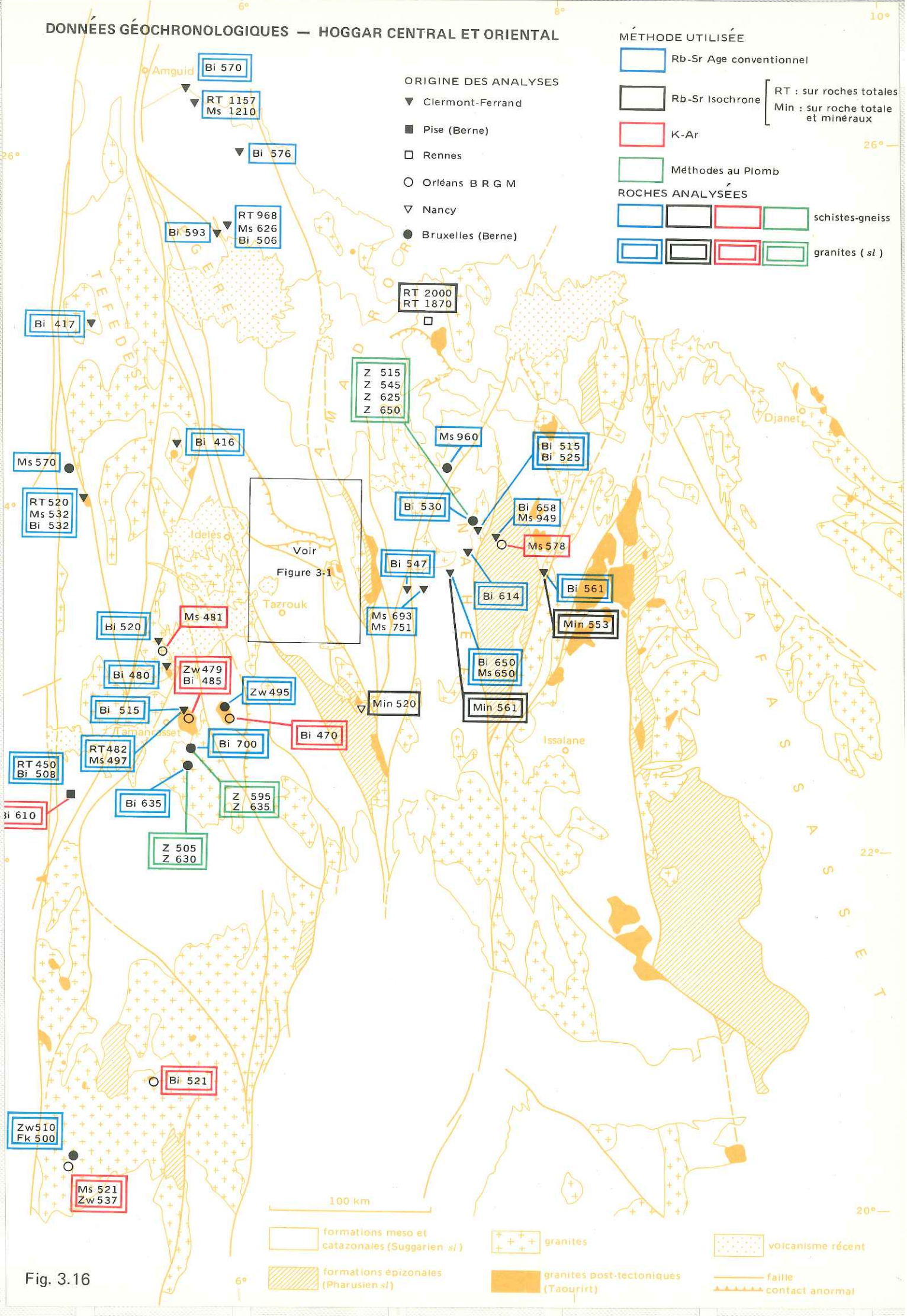

DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES — HOGGAR CENTRAL ET ORIENTAL
MÉTHODE UTILISÉE
Rb-Sr Age conventionnel
Rb-Sr Isochrone
RT : sur roches totales
Min : sur roche totale et minéraux
K-Ar
Méthodes au Plomb
ROCHES ANALYSÉES
schistes-gneiss
granites (sl)
ORIGINE DES ANALYSES
Clermont-Ferrand
Pise (Berne)
Rennes
Orléans B R G M
Nancy
Bruxelles (Berne)
Amguid
Bi 570
RT 1157
Ms 1210
Bi 576
Bi 593
RT 968
Ms 626
Bi 506
Bi 417
RT 2000
RT 1870
Z 515
Z 545
Z 625
Z 650
Ms 960
Bi 515
Bi 525
Djanet
Ms 570
Bi 416
RT 520
Ms 532
Bi 532
Bi 530
Bi 658
Ms 949
Ms 578
Idelès
Voir
Figure 3-1
Tazrouk
Bi 547
Bi 614
Bi 561
Min 553
Ms 693
Ms 751
Bi 520
Ms 481
Bi 480
Zw 479
Bi 485
Zw 495
Bi 515
Min 520
Bi 650
Ms 650
Min 561
Bi 470
Bi 700
RT 482
Ms 497
Issalane
RT 450
Bi 508
Bi 635
Z 595
Z 635
Z 505
Z 630
Bi 521
Zw 510
Fk 500
Ms 521
Zw 537
100 km
formations meso et catazonales (Suggarien sl)
formations épizonales (Pharusien sl)
granites
granites post-tectoniques (Taourirt)
volcanisme récent
faille
contact anormal

Fig. 3.16

chapitre III

LES DONNEES CHRONOLOGIQUES ET L'INTERPRETATION STRUCTURALE DU HOGGAR CENTRAL ET ORIENTAL

Depuis la synthèse des données géochronologiques concernant le Hoggar de M.Gravelle (1968-1970), de nouvelles mesures ont été effectuées à Paris (C.J.Allègre), à Rennes (P.Vidal), à Strasbourg (N.Clauer) et à Clermont-Ferrand (M.Lasserre, J.M.Cantagrel). R.Caby a pu proposer une chronologie précise (1) pour la partie occidentale du bouclier touareg. Mais ce schéma est difficile à extrapoler à l'ensemble du Hoggar par suite de la structure compartimentée et des corrélations stratigraphiques douteuses.

Les figures 3.1 et 3.16 regroupent l'ensemble des données disponibles actuellement pour le Hoggar central et oriental.

Les âges, mesurés par différentes méthodes, se répartissent en quatre groupes (2) :

- les âges supérieurs à 2300 Ma ;
- les âges voisins de 2000 Ma ;
- les âges voisins de 1000 Ma ;
- les âges de 650 à 500 Ma.

Ces groupes d'âge correspondent à des événements orogéniques déjà connus dans d'autres parties de l'Afrique (et du bouclier brésilien) (L.Cahen et N.J. Snelling, 1966 ; T.N.Clifford, 1970 ; P.M.Hurley et coll., 1967).

I - LES TRACES DE L'OROGENESE LIBERIENNE

La province libérienne a été définie par P.M.Hurley et J.R.Rand (1968) et P.M.Hurley et coll. (1970) au Liberia et en Sierra Leone ; elle correspond à des âges de 2700 Ma (avec la constante 1,39) que l'on retrouve dans l'Amsaga et au Hoggar (môle In Ouzzal). Les âges libériens du môle In Ouzzal sont maintenant établis (G.Ferrara et M.Gravelle, 1966 : isochrone RT 2860±100 Ma avec 1,47 ; C.J.Allègre et R.Caby, 1972 : 3300 Ma avec 1,39). Comparativement, les âges de cet ordre obtenus en Aleksod et dans les gour Oumelalen au strontium conventionnel indiquent la possibilité d'existence d'un vieux socle libérien, encore mal établi stratigraphiquement (série rouge des gour Oumelalen) (L.Latouche, 1972, 1973).

Par ailleurs l'âge de 2220 Ma des gneiss rubanés d'Ouadenki devient voisin de 2350 Ma si on le calcule avec la constante 1,39 ; il est donc possible que ces gneiss correspondent à du matériel anté-éburnéen, comme le suppose d'ailleurs N.K.Grant (1970) pour des faciès équivalents du Nigéria.

II - L'OROGENESE EBURNEENNE

En Côte d'Ivoire, M.Bonhomme (1962) a défini l'Eburnéen comme étant l'intervalle de temps utilisé pour la granitisation de la chaîne birrimienne (de 2000 Ma à 1830 Ma) (M.Vachette, 1964). L'âge de

---

(1) qui sera discutée plus loin.
(2) Tous les âges utilisés ici sont calculés avec la constante $\lambda = 1,47 \times 10^{-11} an^{-1}$. Seuls seront signalés dans la suite du texte les âges calculés avec la constante 1,39 (chiffre entre parenthèses).

la série birrimienne elle-même serait compris entre 2400 et 2000 Ma. Dans la partie orientale du Hoggar, quatre isochrones établissent l'existence d'un événement majeur à cette époque mais les différences dans les chiffres obtenus - 2220 Ma pour les gneiss rubanés d'Ouadenki, 1940 Ma pour les gneiss granitiques du Talat Mellet, environ 2000 Ma pour les charnockites et 1870 Ma pour les mobilisats à hypersthène des gours Oumelalen (P.Vidal et L.Latouche, 1974) - montrent bien que des études plus poussées sont nécessaires pour préciser :

- si cet intervalle de temps correspond à une marge d'erreur normale dûe à la diversité des faciès utilisés ou à l'influence de matériel plus ancien (cas des gneiss rubanés) ;
- si on doit distinguer plusieurs épisodes dans le cycle "éburnéen".

Ces résultats sont à rapprocher de l'âge de 2205±70 Ma obtenu par N.K. Grant (1970) sur des gneiss granitiques du Nigéria (cf. aussi isochrone à 2220±30 Ma, P.M.Hurley et al., 1966) dans un contexte structural et lithologique très semblable à celui de l'Aleksod. N.K.Grant met en évidence le caractère intrusif des "granite-gneiss" dans les gneiss rubanés (les mobilisats aplitiques de ces derniers sont plus anciens que les granite-gneiss). En Aleksod - malgré les similitudes structurales et géochimiques qui m'ont conduit à interpréter ces deux faciès comme résultant de la même phase de migmatisation - l'âge plus ancien obtenu pour les gneiss rubanés pourrait résulter d'une relation de ce type.

Au Hoggar, l'extension géographique du matériel éburnéen paraît être considérable : en première approximation il correspond à la majeure partie des séries gneissiques homogènes attribuées à la série de l'Arechchoum. L'"Esquisse structurale de l'Algérie et des régions voisines" (C.R.Z.A., 1973) a été dessinée d'après cette hypothèse. R.Caby (1970) a décrit des noyaux gneissiques de cet âge (série de Tassendjanet) au Nord-Ouest du Hoggar et au Nord de l'Adrar des Iforas et on peut supposer qu'il en existe aussi dans le fossé pharusien central (Horst de Timgaouine, gneiss d'In Tamerouelt ?). Les orogenèses ultérieures ont donc repris une large proportion de matériel sialique, surtout à l'Est du grand accident de 4°50'. Si on compare les roches de cet âge du craton Ouest-africain et celles du Hoggar (et du Nigéria), on est frappé par leurs dissemblances aux points de vue du métamorphisme et de la tectonique. Le Birrimien est classiquement caractérisé par un métamorphisme épizonal (B.Tagini, 1971) et le cycle éburnéen a été clôturé, en Côte d'Ivoire et dans le bouclier reguibat, par la mise en place de masses considérables de granites (en plusieurs épisodes : G.Rocci, 1965 ; M.Vachette et coll., 1973). Par contre au Hoggar et au Nigéria il s'agit de roches très métamorphiques et migmatisées (gneiss rubanés, métamorphisme catazonal d'In Ouzzal et des gour Oumelalen. C.J.Allègre et R.Caby, 1972 ; P.Vidal et L.Latouche, 1974) et très tectonisées (importante tectonique tangentielle (L.Latouche, 1972).

Deux hypothèses sont proposées :

a) le craton ouest africain et l'ensemble Dahomeyen-Hoggar ont appartenu au Protérozoïque inférieur à deux blocs cratoniques distincts rapprochés et soudés à la faveur d'orogenèse ultérieures (1). L'interprétation dynamique de l'orogenèse pan-africaine plus facile *a priori* que celle des événements kibariens - l'anatomie de la chaîne correspondante commence en effet à être connue - devrait permettre à terme de vérifier cette hypothèse que les différences sensibles d'âge rend plausible (environ 100 Ma de plus au Nigéria, interprétés par J.M.Legrand, 1971, comme résultant d'un déplacement d'Est vers l'Ouest du bassin géosynclinal birrimien) ;

b) l'ensemble Dahomeyen-Hoggar est resté mobile jusqu'à l'aube du Phanérozoïque. Au cours de reprises successives dans les édifices orogéniques ultérieurs, l'infrastructure des chaines anciennes a plus de

---

(1) Les données paléomagnétiques concernant l'ensemble de l'Afrique avant la période 1400-1000 Ma suggère au contraire l'existence d'un "supra-continent" (J.D.A.Piper et coll., 1973 ; K.Lomax et J.D.A.Piper, 1973). Le bloc africain a été ensuite morcelé et au cours des orogenèses ultérieures n'a subi que des translations relatives.

chances d'être conservée que la superstructure - qui dominera au contraire dans le craton resté stable. Cette hypothèse (N.K.Grant, à paraître) s'appuie sur :

- la présence des roches les plus métamorphiques du Dahomeyen (éclogites et granulites) en bordure immédiate du craton ouest-africain ;
- les données géophysiques (Y.Crenn et R.Rechenmann, 1963 ; P.Louis et al., 1973) qui suggèrent une moindre profondeur de la discontinuité de Mohorovicic dans la zone mobile en bordure du craton.

III - L'OROGENESE KIBARIENNE

L'hypothèse d'une orogenèse kibarienne (1) au Hoggar n'est pas neuve (G.Choubert et A.Faure-Muret, 1971 ; J.M.Bertrand, 1972) mais elle était basée sur des mesures radiométriques isolées (2), peu significatives, effectuées sur des roches dont le contexte structural était mal connu. G.Choubert et A.Faure-Muret (1971) distinguent au Hoggar :

- un Pharusien ancien (couverture de plate-forme) plissé et métamorphisé (âge présumé 1500-1400 Ma par comparaison avec l'Anti-Atlas) ;
- un Pharusien récent volcano-détritique plissé et métamorphisé aux environs de 1200-950 Ma.

Cette interprétation est essentiellement basée sur des corrélations lithostratigraphiques contestables qui ne tiennent pas compte des données récentes concernant le parallélisme, établi par J.Bertrand-Sarfati (1969), R.Caby (1970) et R.Reichelt (1972) entre les séries épicontinentales impliquées dans la chaîne pharusienne et la série de plate-forme (Série d'Atar-Hank) d'âge protérozoïque supérieur de la synéclise de Taoudenni (N.Clauer, 1973 ; J.P.Bassot, 1963).

1 - PREUVES DE L'EXISTENCE D'UN CYCLE KIBARIEN EN ALEKSOD

La série de l'Aleksod est discordante sur le vieux socle éburnéen (J.M.Bertrand, 1968). Elle a été d'autre part plissée et métamorphisée, en même temps que son socle, à plusieurs reprises. Les âges obtenus ici par la méthode des isochrones ont été mesurés :

- sur des roches de la série de l'Aleksod dont le métamorphisme et la migmatisation sont attribués aux phases P_1 et P_2 ;
- sur des faciès particuliers de la série de l'Arechchoum : blastomylonites liées aux déformations P_1 (E97-109), migmatites des phases P_1 et P_2 (E38).

Les résultats obtenus sur ces trois types de roches convergent ; ils découlent d'un épisode (correspondant aux phases tectoniques P_1 et P_2) de rehomogénéisation isotopique complète (à l'échelle de toute une formation comme pour la série de l'Aleksod et certaines polymigmatites du socle) ou localisée (faciès blastomylonitiques) à la faveur d'un événement métamorphique (accompagné de migmatisation). Il est peu vraisemblable, sur des formations aussi différentes, qu'un "rajeunissement" incomplet puisse donner de tels âges convergents. Nous pensons donc que les âges voisins de 1000 Ma (3) - que l'on retrouve aussi sur certains minéraux (Hornblende K/Ar) - correspondent à l'âge d'une phase majeure de métamorphisme (T.E.Krogh et P.M.Hurley, 1968 ; T.E.Krogh et G.L.Davis, 1971).

---

(1) En Afrique centrale, l'orogenèse kibarienne se déroule entre 1300 et 900 Ma (L.Cahen et N.J.Snelling, 1966 ; L.Cahen, 1970 ; L.Cahen et coll., 1971 ; W.R.Fitches, 1971).

(2) Absence d'isochrones.

(3) assez différents des âges attribués par L.Cahen et coll. (1971) au métamorphisme et aux granitisations syntectoniques des Kibara (1300±127 Ma) ; ils se rapprochent plus des âges obtenus dans la chaîne du Namaqualand (L.O.Nicolaysen et A.J.Burger, 1966).

Mais un cycle orogénique ne peut pas être défini uniquement par des âges radiométriques et il faut pouvoir décrire son évolution dans le temps et dans l'espace. Etant donné la structure "en mosaïque" du Hoggar central et oriental dûe au comportement hétérogène du bâti au cours de l'orogenèse pan-africaine (voir plus loin), les zones favorables à la mise en évidence des événements antérieures à 600 Ma sont très restreintes : l'Aleksod est bordé à l'Est (Serkout) et à l'Ouest ("Horst suggarien central") par des domaines largement granitisés et métamorphisés (métamorphisme de type basse pression) lors de l'événement pan-africain (cette étude; M.Deschamps, 1973 ; G.Vitel, renseignement oral). On peut cependant définir :

- une série sédimentaire (groupes d'Ouadenki et d'Agenou) et un magmatisme basique associé ;
- des intrusions magmatiques anté à syntectoniques (métadiorites de Tirehatine) ;
- deux phases de plissement accompagnées d'un métamorphisme polyphasé de type barrovien.

Par contre les phénomènes de clôture du cycle sont moins bien connus : aucune évidence de plutonisme syncinématique ou postcinématique.

La discordance "pharusienne" décrite par C.Kilian (1932) et M.Lelubre (1952), qui a servi à définir les deux systèmes pharusien et suggarien doit être réétudiée d'après ces nouvelles bases : le Pharusien recouvre-t-il en discordance le complexe plissé et métamorphisé aux environs de 1000 Ma ? Repose-t-il au contraire uniquement sur la Série de l'Arechchoum ?

Il subsiste donc des incertitudes qui constituent un objectif prioritaire pour les recherches à venir.

2 - PROBLEMES DE TERMINOLOGIE : PHARUSIEN ET SUGGARIEN

En fonction de ces nouvelles données, il est indispensable de clarifier la terminologie utilisée jusqu'à maintenant dans l'Antécambrien du Hoggar.

a) Définitions originales

D'après la définition de C.Kilian, le Suggarien, équivalent de l'Archéen, représentait tout ce qui était plus ancien que la discordance de base du Pharusien. Ces termes qui définissaient des "systèmes" ont été repris par M.Lelubre dans le sens de "cycles orogéniques". Puisqu'il s'avère possible qu'une partie de ce qui est ante-pharusien soit déjà polycyclique (introduction d'un cycle orogénique supplémentaire d'âge kibarien), ces termes doivent être redéfinis.

b) Définitions récentes (redéfinitions)

Les apports de la géochronologie ont permis de préciser ces définitions mais ont aussi, pour une part importante, restreint leur sens à celui d'"événement orogénique" - l'essentiel des datations fournissant l'âge du métamorphisme ou l'âge de granites synorogéniques.

Aussi on parlera plutôt d'orogenèse pharusienne (ou de chaîne pharusienne) et d'orogenèse suggarienne (R.Caby et C.J.Allègre, 1972) correspondant respectivement aux âges de 640 Ma et 2090 Ma (avec 1,39). En utilisant les premiers résultats géochronologiques, M.Lelubre avait, dès 1969, proposé une remise à jour des définitions du Pharusien et du Suggarien. Cet auteur proposait d'utiliser les termes suivants :

- Ouzzalien : séries à faciès granulite qui ont donné un âge de 2850 Ma (G.Ferrara et M.Gravelle, 1966) ;
- Suggarien : formations principalement métamorphisées dans le faciès amphibolite dont l'âge serait de l'ordre de 1800 Ma ;
- Pharusien : plusieurs ensembles séparés par des discordances , les termes supérieurs contiennent des granites synorogéniques datés à 650 Ma environ.

Lorsqu'en 1972, les premières datations sur amphiboles ont fourni des âges voisins de 1000 Ma (J.M.Bertrand et coll., 1972), j'avais proposé l'hypothèse d'une orogenèse intermédiaire, déjà prévisible d'après le contexte structural (J.M.Bertrand, 1970-1972). Comme ces âges semblaient s'appliquer au métamorphisme d'une série jusqu'alors corrélée avec la série de l'Egéré, elle-même considérée comme suggarienne, j'avais pensé que le terme de Suggarien pouvait être utilisé pour le dernier événement affectant l'ensemble des "faciès suggariens" des auteurs c'est-à-dire pour l'orogenèse d'âge kibarien. Mais cette "redéfinition" qui crée une source de confusion supplémentaire n'est finalement pas acceptable compte tenu du consensus quasi-général pour l'utilisation du terme de Suggarien pour l'orogenèse à 2000 Ma environ.

c) Le problème de la "Série de l'Egéré"

Définie par M.Lelubre (1952), cette série constituait la partie supérieure du Suggarien. L.Duplan en a donné (1959-1967) une description lithologique précise mais les éléments pour une comparaison structurale manquent dans son étude.

Cette série ne peut plus être utilisée comme un "stratotype" car jusqu'à maintenant tous les complexes métasédimentaires observés en pays suggarien lui ont été attribués. Les conséquences sont les suivantes :

- venant du Sud, j'ai eu tendance à la corréler à la série de l'Aleksod, définie dans l'oued Ouadenki, déposée en discordance sur un vieux socle à 2000 Ma, plissée et métamorphisée aux environs de 1000 Ma ;

- venant de l'Est, L.Latouche la compare pour son compte à la série de l'Ounane-Gour Oumelalen, lithologiquement très voisine, qui a fourni récemment un âge de 2000 Ma environ (P.Vidal et L.Latouche, 1974) ;

- de plus, en extrapolant à l'Est du Hoggar, ses conclusions concernant la partie occidentale, R.Caby (1969) y verrait plutôt l'équivalent de la série à stromatolites, plissée et métamorphisée dans l'infrastructure de la chaîne pharusienne aux environs de 600 Ma.

	TEFEDEST AMSINASSENE (Vitel)	ALEKSOD (Bertrand)	OUMELALEN (Latouche, 1973)	TEMASINT (Guérangé)	TAZAT-ISSALANE TIRIRINE (Blaise-Guérangé Vialon)
3000	?	?	Série rouge	?	?
	Série de l'Amsinassène (Série de l'Arechchoum)	Formation d'In Kaoukane (Série de l'Arechchoum)	Série de l'Ounane	Suggarien (Adrar Serkassa)	Gneiss d'Issalane
2000					
	Dehine ?	Série de l'Aleksod (ex série de l'Egéré)	Série de Toukmatine	Série de Tit n'Afara	Série quartzitique du Tazat ?
1000		? Pharusien de l'Arefsa		Série d'Amadit	Série(s) de Tiririne ?
600					

Tableau 3.4 : Corrélations envisagées

Le tableau 3.4 indique les corrélations probables, dans l'état actuel des connaissances, entre les formations métasédimentaires répertoriées dans la partie centrale et orientale du Hoggar (travaux de J.Blaise, B.Guérangé, P.Vialon, L.Latouche, G.Vitel et J.M.Bertrand). L'Egéré, pour les raisons qui précèdent, a été volontairement négligé.

d) Conclusion : définitions proposées

La définition de "systèmes" est, à mon avis, prématurée, car il faudrait pour cela être capable de proposer des corrélations précises entre des formations plissées et métamorphiques lors d'un cycle orogénique et les formations de plate-forme correspondantes (qui ont pu cependant être reprises dans une orogenèse ultérieure : cas probable de la base de la série à stromatolites du Nord-Ouest du Hoggar (1) qui se serait déposée en même temps que se déroulait plus à l'Est l'orogenèse à 1000 Ma).

Toutefois deux événements majeurs sont corrélables dans l'ensemble du Hoggar, pour lesquels, selon les suggestions de M.Lelubre (1969), seront conservés les termes de Suggarien et Pharusien :

- l'orogenèse à 2000 Ma environ ;
- l'événement (pan-africain) à 600 Ma environ qui correspond à une orogenèse complexe dans l'Ouest du Hoggar (R.Caby, 1971) et à un ensemble de déformations, granitisations, métamorphisme et surrections au centre et à l'Est, dont la dynamique reste encore à préciser.

Quant à l'événement intermédiaire d'âge 1000 Ma, il est difficile, étant données sa définition encore très locale et les incertitudes concernant son extension (cf. paragraphe suivant),de le baptiser définitivement. Etant donné que les âges obtenus s'intègrent dans l'intervalle de temps (1300 Ma - 900 Ma) classiquement dévolu à l'orogenèse kibarienne en Afrique centrale (L.Cahen et N.J.Snelling, 1966), ce terme sera utilisé dans un sens très général jusqu'à ce qu'une connaissance plus complète de l'anatomie de la "chaîne" correspondante permette une définition régionale. La seule série actuellement connue (tableau 3.4) correspondant au cycle orogénique kibarien est la Série de l'Aleksod (Aleksodien ?) déposée en discordance sur le vieux socle suggarien (= éburnéen),plissée et métamorphisée au cours de l'orogenèse kibarienne.

3 - EXTENSION DE L'OROGENESE KIBARIENNE AU HOGGAR

La comparaison et les essais de corrélations avec les séries (et les datations) de l'Ouest du Hoggar permettent de placer, moyennant une certaine zone d'imprécision, la limite occidentale de la "chaîne" kibarienne. Par contre, vers l'Est, l'absence de données radiométriques et la rareté des observations utilisables, ne permet encore aucune hypothèse.

Au Nord-Ouest du Hoggar aucun événement orogénique n'a eu lieu entre 2000 Ma et 600 Ma (R.Caby, 1970-1973) ; en fait les dernières mises en place de granite du bouclier reguibat semblent dater de 1700 Ma (M.Vachette et coll., 1973). D'après R.Caby, on peut schématiser ainsi la succession des dépôts et des phases orogéniques après la stabilisation du craton :

a) formation détritique de base, complexe, possibilité de discordances intraformationnelles :

- métarhyolites interstratifiées : 1140 Ma (avec 1,39, R.Caby, 1973) ;
- orthogneiss : environ 1300 Ma (avec 1,39, renseignement oral R.Caby).

Ces âges doivent être rapprochés de l'âge de 964±32 Ma (avec 1,47) obtenu par N.Clauer (1973) sur des fractions fines d'argiles du niveau C_2 d'Atar (sommet de la formation détritique de base). Au Gourma, la diorite quartzique de Bourré s'est mise en place pendant la sédimentation (d'après R.Reichelt, 1972) : une hornblende a fourni, en K-Ar, un âge de 1160 Ma.

Ces données permettent de fixer l'âge du début de la sédimentation de plate-forme sur le craton ouest-africain aux environs de 1200-1300 Ma (2) - en ne tenant pas compte des formations volcano-sédi-

---

(1) Plus précisément les "équivalents subsidents présumés de la série à stromatolites" de la région d'In Zize qui pourraient s'être déposés, au cours du même cycle sédimentaire, mais bien avant les premiers niveaux à stromatolites (renseignement oral R.Caby).
(2) âge minimum.

mentaires (Guelb el Hadid par exemple) postérieures à la granitisation des Eglab (granites Aftout) dont la chronologie n'est pas encore connue avec précision. (1).

b) formation calcaire et dolomitique à stromatolites. La comparaison des formes stromatolitiques avec celles de l'Oural permet de placer cette formation dans la partie supérieure du Riphéen 3 (950-600 Ma) (J.Bertrand-Sarfati et M.E.Raaben, 1970).

c) formation pélitique et détritique où se sont mises en place, sous forme de coulées de sills et de complexes stratoïdes rubanés, des roches basiques et ultrabasiques.

L'âge de la mise en place de ces roches basiques peut être estimée aux environs de 800 Ma (constante 1,47, renseignement oral de N.Clauer et R.Caby).

d) la série verte, exclusivement formée de greywackes volcaniques, repose en discordance sur l'ensemble précédent (J.M.Bertrand et R.Caby, 1965) mais elle est impliquée dans les mêmes phases de déformation et de métamorphisme que celui-ci (R.Caby, 1972).

e) tectonique et métamorphisme polyphasé aux environs de 600 Ma (R.Caby, 1970).

f) dépôt en discordance de la série pourprée de l'Ahnet, molasse de la chaîne pan-africaine. Les rhyolites d'In Zize, mises en place dans cette série, ont fourni un âge de 540 Ma sur RT (1,47, E.Picciotto et al., 1965).

D'après cette succession chronologique, on constate - puisque la tectogenèse kibarienne s'est déroulée entre 1100 et 900 Ma - que certaines des séries sédimentaires de l'Est et de l'Ouest du Hoggar sont synchrones : la fin de la sédimentation de la Série de l'Aleksod à l'Est peut être estimée aux environs de 1100 Ma ; le début de la sédimentation de plate-forme de l'Ouest commence à 1300 Ma.

Ce décalage dans le temps implique que la sédimentation se poursuivait à l'Ouest sur le craton, pendant qu'à l'Est se déroulaient les premières phases de l'orogenèse kibarienne.

La série de plate-forme de l'Ouest du Hoggar, plissée et métamorphisée pour la première fois à 600 Ma, peut donc servir de guide pour fixer la limite occidentale de la chaîne kibarienne, puisqu'il semble exister à l'Est des sédiments du même âge plissés et métamorphisés à 1000 Ma. Lorsqu'on se déplace vers l'Est en partant du craton le dernier affleurement où l'on reconnaisse avec certitude la série de plate-forme est l'Ahnet : J.Arène (1968) considère que les quartzites et les calcaires de l'Ahnet reposent en discordance sur le môle In Ouzzal (cette discordance est controversée par R.Caby). Plus à l'Est les formations quartzitiques et carbonatées du Pharusien inférieur ne sont pas corrélables avec certitude avec la série à stromatolites. Le seul affleurement reconnu de marbres à stromatolites (M.Gravelle, 1968) à Timgaouine, contient des formes très recristallisées, indéterminables (J.Bertrand-Sarfati, renseignement oral) (2).

Par ailleurs, dans le fossé pharusien central, deux séries distinctes sont séparées par une discordance (J.M.Bertrand et al., 1966 ; M.Gravelle, 1969 ; J.M.Bertrand et J.Boissonnas, 1970) : la série inférieure (qui contient des calcaires et des dolomies, des jaspes, des quartzites, des formations volcaniques et des serpentinites) est recoupée par des granodiorites et des diorites quartziques - recouvertes en discordance par la série supérieure - rétromorphosées et déformées lors de l'orogenèse panafricaine. Ces plutonites pourraient correspondre à la même période de distension qui, à l'Ouest du

---

(1) et dont on ne connaît, pour l'instant, aucun équivalent au Hoggar.

(2) Les formes sont attribuables au genre *Conophyton* (M.Gravelle et M.Lelubre, 1957 ; M.Gravelle, 1960) lequel n'est absolument pas caractéristique du Riphéen supérieur d'après les auteurs russes.

Hoggar, accompagne la fin du cycle kibarien et le début du cycle pharusien.

En conclusion, la structure observée au niveau du môle In Ouzzal - dépôt d'une série épicontinentale d'âge protérozoïque supérieur, plissée et métamorphisée une seule fois au cours de l'orogenèse pan-africaine, sur un socle cratonisé à 2000 Ma - fournit une limite possible (bord Est du môle In Ouzzal) entre le craton et la zone mobile au cours du cycle kibarien. Cependant une zone d'indétermination subsiste, le fossé pharusien central, où la série inférieure pourrait représenter la superstructure de l'orogenèse kibarienne.

4 - EXTENSION DE L'OROGENESE KIBARIENNE DANS LE BLOC AFRO-BRESILIEN

Le schéma de la fig. 3.17, inspiré de L.Cahen et N.J.Snelling (1966), U.G.Cordani et al.(1968), P.M.Hurley et al. (1967), R.Caby (1972) et T.N.Clifford (1970), montre l'extension hypothétique de l'orogenèse kibarienne, en dehors des chaînes connues de cet âge (Namaqualand, Kibarien, Irumide belt, Karagwe-Ankoleen). Situé en zone mobile pan-africaine, ce domaine d'extension est établi d'après les constatations suivantes :

1) la convergence possible au niveau de l'Angola de deux chaînes de cet âge, à évolution très différente. Les chaînes d'Afrique centrale (Kibarien *sensu stricto*) correspondraient à des segments orogéniques épizonaux selon la définition de P.Michot (1963) tandis que le Namaqualand, où on ne connaît pas de sédiments correspondant au cycle kibarien est formé uniquement de vieux socle réactivé dans des conditions de métamorphisme intense (L.O.Nicolaysen, A.J.Burger, 1966).(1). A condition d'admettre l'existence, dans la chaîne pan-africaine, de reliques de l'orogenèse kibarienne actuellement occultées par les événements pan-africains (cf. R.Dearnley, 1965), on peut considérer que cette orogenèse a affecté une large portion du bloc afro-brésilien et se poursuit, au travers du Brésil (Barbacena orogeny - F.M.Dirac et H.Ebert, 1967 ; Paraguay Belt - U.G.Cordani et al., 1968), en Afrique de l'Ouest (Nigéria et Hoggar). Cette hypothèse est en partie confirmée par l'existence, dans le craton guyannais stable depuis 2000 Ma de zones de mylonites de grande extension datées à 1200 Ma (H.N.A.Priem et al., 1971 , N.J.Snelling et R.G. Mc Connel, 1969 : Nickerie metamorphic episode).

2) les âges radiométriques obtenus au Hoggar et au Nigeria (N.K.Grant et al., 1972) sur isochrones de roches totales et au Brésil les âges K-Ar et Rb-Sr obtenus sur micas et amphiboles par N.Hertz et al. (1961) et par G.Tavora et al. (1967). D'après U.G.Cordani et al. (1968), ces âges pourraient correspondre au métamorphisme du "Minas Group" près de Belo Horizonte (et donc marquer l'existence d'un vrai cycle orogénique) ou à un rajeunissement partiel de roches du craton de Sao Francisco lors d'un événement géologique plus récent.

3) les âges radiométriques obtenus dans le craton guyannais ou en zone pan-africaine à la bordure des cratons guyannais et ouest-africain sur des roches plutoniques anté-orogéniques (pan-africain) ou anorogéniques (dans les cratons) :

- âges de granites anorogéniques (craton guyannais, zone de Rondonia) entre 900 et 1200 Ma (H.N.A. Priem et al., 1966) ;
- âge de 1160±60 Ma (amphibole K-Ar) obtenu sur la diorite quartzique de Bourré (R.Reichelt, 1972). Cet auteur signale aussi des âges compris entre 825 et 1060 Ma obtenus sur RT par la méthode K-Ar, obtenus sur des roches éclogitiques de la formation de Takamba qui pourrait être antérieure au groupe d'Ydouban et un âge de 1340±60 (RT - K-Ar) obtenu sur un filon de dolérite recoupant le socle birrimien (âge à rapprocher de celui des métadolérites de l'oued Ouadenki) ;
- âge du magmatisme (diorites quartziques et granites peralcalins) antéorogéniques pha-

---

(1) Ces deux rameaux ont fourni d'ailleurs des âges assez différents : ≃ 1300 Ma aux Kibara, ≃ 1000 Ma au Namaqualand.

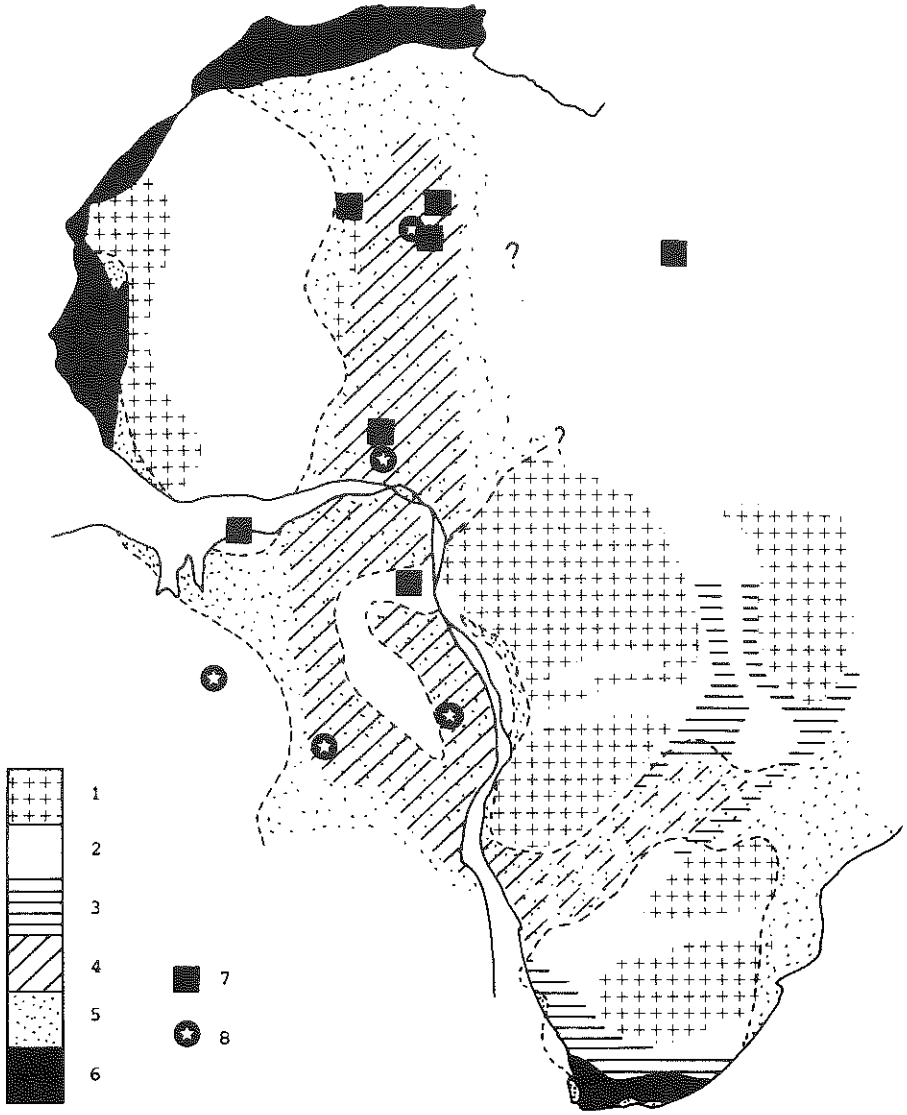


Fig. 3.17 - Extension présumée de l'orogenèse kibarienne en Afrique et au Brésil.

Légende
1 - Archéen > 2700 Ma.
2 - Orogenèse du Protérozoïque inférieur ≈ 2000 Ma.
3 - Orogenèse kibarienne ≈ 1000 Ma.
4 - Extension présumée de l'orogenèse kibarienne.
5 - Zones affectées par l'événement thermo-tectonique pan-africain (≈ 600 à 500 Ma).
6 - Hercynien et alpin.
7 - Ages ≈ 2000 Ma en zone pan-africaine, en bordure de craton ou position douteuse.
8 - Ages ≈ 1000 Ma en zone pan-africaine ou dans les cratons stables depuis 2000 Ma.

rusiens au NW du Hoggar (environ 1300 sur un orthogneiss peralcalin, renseignement oral R.Caby).

Un magmatisme calcoalcalin (et peralcalin ?) caractérise donc la bordure actuelle (post 600 Ma) du craton ouest africain entre 1000 et 1200 Ma. En l'absence d'événements orogéniques à cette époque au NW du Hoggar et dans le Gourma on peut supposer que ce magmatisme - interprété comme étant synsédimentaire par R.Reichelt (1972), antétectonique par R.Caby (1970) - correspond à l'existence, plus à l'Est, d'une zone mobile kibarienne.

IV - LES MANIFESTATIONS DE L'OROGENESE PHARUSIENNE (PAN-AFRICAINE) EN ALEKSOD

Le hiatus qui a été mis en évidence dans la première partie entre deux groupes de phénomènes - les déformations souples P_1 et P_2 accompagnées d'un métamorphisme barrovien affectant la série de l'Aleksod et son socle d'une part, les déformations tardives (plis P_3 et décrochements et contacts anormaux) accompagnées de la mise en place de plutons hétérogènes de granodiorites et d'un métamorphisme BP surtout localisé dans le compartiment du Serkout d'autre part - est confirmé par les résultats géochronologiques. En effet, le métamorphisme de type barrovien semble avoir entraîné une réhomogénéisation isotopique datée entre 1100 et 900 Ma, tandis que le plutonisme tardif - et par conséquent les déformations et le métamorphisme qui l'accompagne - donnent un âge pan-africain (≈ 600 Ma) comme la majorité des granites syntectoniques (par rapport à la phase NS) du Hoggar central. Si pour ces granites les âges obtenus sur biotite sont discutables (1) et pourraient à la rigueur correspondre à un "rajeunissement" (hypothèse de G.Choubert), les zircons, en particulier par la méthode $^{207}Pb/^{206}Pb$ (C.Lay et D.Ledent, 1963 ; C.Lay et al., 1965 , E.Picciotto et al., 1965), fournissent l'âge de la mise en place de ces plutons (environ 650 Ma).

Puisque des âges plus anciens peuvent être conservés sur de larges domaines, il faut admettre qu'une partie du bâti s'est comporté de manière relativement inerte du point de vue dynamique et du point de vue thermique lors de l'orogenèse pharusienne. La structure du Hoggar central et oriental peut se résumer par une juxtaposition de trois types de compartiments :

- des compartiments où l'activité thermique accompagnant le plutonisme a été intense (Tefedest et Serkout par exemple) : prépondérance du métamorphisme lié à la phase P_3 ;
- des domaines à comportement semi-rigide où les structures, les associations minérales et les âges radiométriques plus anciens ont été conservés ;
- des zones étroites de distension où ont pu s'accumuler les dépôts pharusiens (fossé de l'Arefsa, bassin de Temassint *pro parte*, Tiririne). L'âge du dépôt de ces formations reste à vérifier.

Ce type de structure est très différent de celle qui résulte de l'évolution orogénique complexe décrite par R.Caby (1970) au NW du Hoggar ; elle serait plutôt comparable à une évolution hercynotype (H.J.Zwart, 1967) où l'omniprésence d'une croûte sialique déjà cratonisée influe directement sur le comportement orogénique. Les zones granitisées qui coïncident avec le maximum de l'activité thermique (métamorphisme du plus haut degré) sont organisées en "chaînes" parallèles orientées selon l'axe des déformations P_3. Ces "chaînes" granitiques sont localisées indifféremment dans les compartiments pharusiens, où les massifs sont presque toujours allongés selon les structures majeures (environ NS) et dans les compartiments suggariens où l'allongement des massifs est moins évidente mais où la mise en place est toujours étroitement contrôlée par les déformations tardives N S.

Il n'a malheureusement pas été possible, en Aleksod, de dater précisément ces granites syn-

---

(1) Citons aussi pour l'intérêt de la méthode utilisée une détermination d'âge par la méthode des traces de fission de l'allanite (P.Pellas, 1963).

orogéniques, les résultats obtenus étant peu significatifs (1).

Par contre,on doit attacher une attention particulière aux âges compris entre 500 et 550 Ma qui ont été obtenus tant au strontium conventionnel sur minéraux isolés (biotite) que par la méthode des isochrones sur les minéraux d'une même roche. Ces résultats ont été discutés au chapitre précédent. Les formations molassiques d'âge cambrien (série pourprée de l'Ahnet, R.Caby, 1967) manquent au Hoggar central et les grès ordoviciens (J.M.Legrand, 1964 ; S.Beuf et al., 1971) reposent directement sur une pénéplaine érodée jusqu'à la catazone. Une considérable remontée épirogénique a donc dû se produire entre la fin de l'orogenèse pan-africaine et le dépôt des grès inférieurs des Tassili, au moment où, à l'Ouest de la chaîne (et peut-être à l'Est : série de Tiririne, série du Proche Ténéré) se déposaient des molasses d'âge cambrien (*pro parte*). On peut raisonnablement supposer que les âges cambriens obtenus sur les minéraux du Hoggar central sont des "âges de refroidissement lent" (slow cooling) correspondant à cette épirogenèse. Au Nigéria, N.K.Grant (1969) formule une hypothèse analogue : les âges Rb-Sr sur biotite de plus en plus jeunes lorsqu'on s'éloigne du craton - disposition qui n'est guère sensible au Hoggar - sont des âges de refroidissement ou de soulèvement.

Ces nouvelles données concernant la partie centrale du Hoggar amènent-elles des éléments de réponse supplémentaires au problème des ménanismes orogéniques responsables de la chaîne pan-africaine ? Trois hypothèses sont actuellement avancées pour expliquer les "provinces d'âges pan-africains" :

- rajeunissement (réactivation) d'un bâti orogénique (polyorogénique plus ancien) (A.Holmes, 1951) ;
- accrétion continentale et cratonisation autour de vieux nuclei d'âge archéen (T.N.Clifford, 1968 ; R.M.Shackleton, 1969) ;
- collision de plaques continentales, fermeture de paléo-océans, zones de subduction (K.C.Burke et J.F.Dewey, 1970 ; R.Caby, 1970 ; P.M.Hurley, 1972). L'existence d'un môle ancien, comparable au craton ouest africain, est en effet prévisible dans la partie Nord Est de l'Afrique, encore peu étudiée (W.W.Mahrholz, 1968 ; J.Klerkx, 1971).

Il s'agit d'une question ouverte que la discussion de P.M.Hurley (1972) introduit parfaitement : une réponse univoque n'est pas possible pour l'instant. Les ceintures orogéniques d'âge pan-africain peuvent aussi bien s'être édifiées par suite de la remontée *in situ* de matériel chaud en provenance du manteau, que par l'action de processus de subduction et de mouvements de plaques.

Sans prétendre résoudre ce problème - les éléments manquent à l'échelle de ce travail - il est intéressant de se pencher sur l'un des aspects particuliers de la structure du Hoggar central : la prédominance du matériel sialique d'âge anté pan-africain. Dans l'hypothèse de R.Caby (1970), la chaîne pharusienne de l'Ouest du Hoggar résulte de la création, aux environs de 1000-800 Ma (période de distension) d'une croûte océanique entre deux plaques continentales puis de la consumption de cette croûte océanique dans un édifice orogénique. Le comportement des masses, essentiellement sialiques situées à l'Est de cette zone orogénique - granitisation et effets thermiques du même âge sur de très larges surfaces, déformations relativement faibles (compression limitée et jeu cisaillant entre blocs) - pourrait être expliqué dans ce cas par l'hypothèse de K.C.Burke et J.F.Dewey (1970) concernant la zone dahomeyenne : le socle cristallin situé à l'Est de la chaîne Togo-Dahomey est comparé - à un niveau d'érosion bien plus bas - au plateau Thibétain actuel correspondant à un épaississement de la croûte, résultant d'une collision continentale ; les gradients thermiques normaux, dans du matériel continental de cette épaisseur ont réactivé la croûte suffisamment pour remettre à zéro les horloges radiométriques et pour produire des granites par fusion partielle. Cette hypothèse est séduisante car elle constitue un habile compromis entre la tectonique des plaques et le rajeunissement. Elle explique en outre la longue activité magmatique qui a pu persister, jusqu'à une époque récente, dans ces zones mobiles (des granites Taourirt aux Younger granites) (R.Black et M.Girod, 1970).

---

(1) La discussion des résultats obtenus sur le complexe plutonique tardif est développée en annexe VII.

CONCLUSION

RESULTATS ET LIMITES DE CETTE ETUDE

RESULTS AND LIMITATIONS OF THE STUDY

I - PRINCIPAUX RESULTATS D'ORDRE REGIONAL

1 - Deux cycles orogéniques successifs ont été distingués parmi les terrains correspondant à l'ancienne définition du Suggarien.

a) le cycle d'âge éburnéen (environ 2000 Ma). Il correspond à la plus grande partie des terrains qui étaient traditionnellement attribués à la série de l'Arechchoum. Le terme de Suggarien peut être conservé comme nom local pour ce cycle (M.Lelubre, 1969).

Il est connu sous la forme d'un vieux socle remobilisé en partie et intensément déformé au cours des orogenèses ultérieures.

En Aleksod, la série de l'Arechchoum est formée de gneiss plagioclasiques rubanés (d'origine volcano-détritique acide), de métasédiments (pélites, marbres, quartzites) et de gneiss granitiques provenant de la déformation et de la migmatisation, au cours du cycle suggarien, d'anciens granites (ou porphyroïdes). L'évolution tectonique et métamorphique de ces formations,propre au cycle suggarien, est complexe ; elle n'est connue qu'à la faveur de quelques caractères "reliques" incomplètement effacés par les phénomènes de remobilisation. La phase P_0 qui regroupe ces manifestations est un "sac" contenant vraisemblablement des structures d'âges différents toutes antérieures à la mise en place de filons basiques post-tectoniques (1). De même les conditions du métamorphisme ne sont connues qu'indirectement, grâce à la présence d'une migmatisation régionale de cet âge. L'impossibilité d'établir, parmi ces reliques, une chronologie relative ne facilite pas l'interprétation des résultats géochronologiques : la différence d'âge entre les gneiss rubanés (2220 Ma) et les gneiss granitiques (1940 Ma) est encore une énigme et des "noyaux" plus anciens sont probables (âges conventionnels > 2400 Ma en Aleksod, série rouge du NE de l'Amadror : P.Vidal et L.Latouche, 1974).

b) le cycle d'âge kibarien (environ 1000 Ma) (sans nom local pour l'instant). La discordance structurale de la série de l'Aleksod sur les gneiss de la série de l'Arechchoum avait permis, dans un premier temps (J.M.Bertrand, 1970) de prévoir l'existence d'un cycle intermédiaire compris entre 2000 Ma et 600 Ma.

La série de l'Aleksod correspond *pro parte* à la série de l'Egéré (M,Lelubre, 1952) ; elle a été ainsi nommée par prudence car l'absence d'analyse structurale précise du massif de l'Egéré ne permet plus de considérer celui-ci comme une région-type pour la définition de cette série. Elle débute par un niveau très constant d'amphibolites, discordant sur les gneiss rubanés du socle, suivi de gneiss quartzo-feldspathiques riches en intercalations alumineuses (gneiss à disthène et grenat). Une épaisse formation métasédimentaire (avec nombreux sills basiques interstratifiés) débute par des termes calco-magnésiens (amphibolo-pyroxénites associés à des marbres et des métapélites) et se poursuit par des quartzites, des gneiss alumineux et des marbres. Elle est surmontée par une formation de gneiss veinés d'origine volcano-détritique (grauwackes). Un complexe intrusif ante-tectonique (métadiorite) s'est mis en place à différents niveaux de la série.

Au cours du cycle kibarien, deux phases successives de plissement (P_1 et P_2) ont eu lieu. La première phase (P_1) correspond à des plis couchés isoclinaux de grande ampleur, de type pennique ; la seconde (P_2) à des plis déversés d'amplitude moindre que celle des plis précédents. Pendant ces deux phases, les conditions du faciès amphibolite du type barrovien étaient réalisées. Dans le cas particulier des roches du socle ancien remodelées au cours des déformations et du métamorphisme kibariens, une remo-

---

(1) Les âges de 1450 Ma obtenus par la méthode K-Ar sur les hornblendes de ces filons ne donnent qu'un ordre de grandeur compte tenu des problèmes posés par le comportement de l'argon dans les roches basiques.

bilisation anatectique limitée (pas de palingenèse à grande échelle) s'accompagne de l'apparition locale de paragenèses du faciès éclogite ou du faciès granulite (métadolérites coronitiques, paragenèses à cordiérite-grenat-disthène).

L'existence du cycle orogénique kibarien a été confirmée par les résultats géochronologiques. La convergence des âges obtenus par deux méthodes de datation sur des roches provenant de contextes structuraux divers est un argument majeur pour la validité de ces résultats. Compris entre 910 Ma et 1050 Ma, ils ont été obtenus :

- par isochrones Rb-Sr sur une formation métasédimentaire (groupe d'Agenou, série de l'Aleksod), sur des micaschistes feldspathiques remobilisés de la série de l'Arechchoum, et sur des faciès blastomylonitiques formés aux dépens des gneiss granitiques de la même série ;
- par la méthode K-Ar sur des amphiboles de la série de l'Aleksod.

Ces âges s'inscrivent bien dans la fourchette correspondant à l'orogenèse kibarienne en Afrique centrale (L.Cahen et N.J.Snelling, 1966).

2 - Les formations pharusiennes semblent discordantes sur les deux séries de l'Arechchoum et de l'Aleksod. Cependant, elles n'ont été étudiées que de manière succinte car elles affleurent peu dans le périmètre étudié ; les relations entre les formations épizonales pharusiennes et les gneiss des deux séries définies en Aleksod devront être vérifiées dans la région de Tin Tarabine.

Par analogie avec les structures du même type décrites à l'Ouest et au centre du Hoggar (R.Caby, 1970 ; M.Gravelle, 1969), les déformations tardives (plis P_3, décrochements, contacts anormaux), les effets thermiques et le plutonisme qui les accompagnent ont été attribués à l'orogenèse pharusienne, d'âge pan-africain. Au Hoggar central et oriental, le contexte tectonique est favorable à cette interprétation, malgré quelques difficultés (axes de plis et linéations transverses dans les formations pharusiennes) qu'une étude structurale détaillée du "bassin pharusien de l'Arefsa" devrait pouvoir résoudre.

Lors de la "reprise tectonique" d'âge pharusien, l'ensemble du bâti (c'est-à-dire série de l'Arechchoum + série de l'Aleksod) s'est comporté de manière hétérogène :

- couloirs intensément déformés souvent localisés à proximité des grands décrochements (et parallèles à ceux-ci) laissant subsister des panneaux plus ou moins étendus où la déformation est plus discrète ;
- le métamorphisme pharusien (de type basse pression) est localisé dans certaines zones. Il est en relation avec la mise en place de complexes plutoniques.

L'Aleksod correspond en presque totalité à un domaine peu affecté par les effets thermiques et les déformations (excepté les déformations cassantes) d'âge pharusien.

Les nouveaux résultats géochronologiques, ainsi que les âges publiés au Hoggar central et oriental, confirment cependant l'importance d'une réhomogénéisation isotopique partielle du bâti plus ancien pendant le cycle pharusien. Mais aucune chronologie précise des évènements d'âge pan-africain ne peut être proposée pour l'instant.

Par suite des difficultés de datation du complexe plutonique de l'oued Aha'n'Souri, l'âge de la phase majeure d'activité plutonique et thermique de l'orogenèse pharusienne est encore inconnu dans cette partie du Hoggar, mais il correspond vraisemblablement aux phases ultimes de cette orogenèse (cf. annexe n° VII). Si l'on compare les âges compris entre 500 Ma et 560 Ma, obtenus en Aleksod sur les biotites et par les isochrones minéraux + roche totale, avec les âges attribués par M.Gravelle (1972) à l'orogenèse pharusienne dans le "fossé pharusien central" (phases immezzaréennes à 650±30 Ma et iskélienne à 560±40 Ma qui peuvent être rapprochées des événements Katangien et Damarien définis en Afrique centrale et australe (T.Clifford, 1968 ; L.Cahen et N.J.Snelling, 1966)), les premiers, nettement plus

jeunes, indiqueraient :

- soit une migration dans le temps de l'orogenèse (ou de ses phases tardives), plus récente à l'Est qu'à l'Ouest ;

- soit plutôt que ces âges jeunes sont en relation avec la remontée épirogénique du Hoggar central lors de la formation de la pénéplaine antetassilienne (pendant que se déposaient à l'Ouest les molasses cambriennes - R.Caby, 1967 - de la série pourprée de l'Ahnet) (1).

Seule l'étude structurale et géochronologique détaillée des formations "pharusiennes" de l'Est et de la région de Tiririne, pourront permettre de choisir entre ces deux hypothèses et de préciser la chronologie et la dynamique des événements d'âge pharusien au centre et à l'Est du Hoggar.

D'après ce qui précède, il est évident qu'un essai de synthèse de l'orogenèse pan-africaine au Hoggar est encore prématuré et les hypothèses de R.Black (1966, 1967) puis de R.Caby (1969, 1970, 1972) doivent être revues en fonction de ces nouvelles données. Pour R.Caby, le Pharusien et le Suggarien ne correspondent qu'à deux niveaux structuraux d'une même chaîne (pharusienne) qui peut cependant contenir des noyaux d'ancien socle remobilisé (R.Caby, 1969). Ainsi la série de l'Egéré serait l'équivalent, en infrastructure, de la série à stromatolites du NW du Hoggar.

Ces hypothèses sont maintenant en partie caduques car :

- les domaines suggariens (au sens ancien du terme) sont polymétamorphiques et les assemblages métamorphiques observés ne sont pas partout d'âge pharusien ;

- le vieux socle d'âge 2000 Ma et plus ancien, plusieurs fois remobilisé, occupe certainement un volume très important au Hoggar central et oriental ;

- on ne peut pas tirer argument des quelques ressemblances de faciès (2) entre la série à stromatolites du NW du Hoggar et la série de l'Egéré (ou la série de l'Aleksod) ;

- les granites "syntectoniques suggariens" qui ont fourni des âges voisins de 600 Ma (E.Picciotto et coll. 1965) sont en fait en relation avec la seule phase de déformation tardive, subméridienne, dont on a vu qu'elle représentait la seule déformation souple d'âge pharusien observé en Aleksod ;

- l'essai de synthèse présenté par R.Caby (1971) ne tient pas compte de l'existence d'événements d'âge kibarien attestée par les résultats de la géochronologie.

D'autre part une inconnue de taille subsiste pour toute interprétation structurale d'ensemble : si la bordure du craton ouest-africain et les phénomènes magmatiques qui l'accompagnent (distension, "dyke-swarms") sont maintenant bien connus (R.Caby, 1970 ; R.Caby, P.Louis et J.Rechenmann, 1973), qu'en est-il à l'Est du Hoggar ? Existe-t-il un autre bloc cratonique à l'Est (3) ou bien le domaine pan-africain se poursuit-il jusqu'en Arabie ?

L'évolution de type océanique, proposée par R.Caby pour le NW du Hoggar s'applique dans cette région et vraisemblablement dans le fossé pharusien central (M.Gravelle, 1969) : cette hypothèse repose sur l'importance relative, dans ce rameau occidental de la chaîne pharusienne, des roches basiques et ultrabasiques et des grauwackes en relation avec de possibles arcs insulaires instables. En est-il de même pour les "fossés" spatialement plus limités et apparemment plus pauvres en roches basiques du Hoggar oriental ? La méconnaissance de la signification des formations peu métamorphiques de la région de Tiririne et de leurs relations avec la série du Proche Ténéré considérée par R.Black et coll. (1967) comme

---

(1) Les âges de 600 Ma environ obtenus au K-Ar sur les hornblendes sont compatibles avec cette hypothèse.

(2) En fait, uniquement la présence dans les deux formations de quartzites et de marbres.

(3) Comme le suggèrent G.Rocci (1965) et l'âge isolé du djebel Ouenat : W.Mahrholz, 1968 ; J.Klerkx, 1971.

représentant la molasse de la chaîne pan-africaine empêche actuellement toute synthèse.

La même ambiguité se retrouve au Nigéria. D'après les travaux récents (N.K.Grant, 1969-1970 ; K.C.Burke et coll., 1970 ; S.J.Freeth et K.C.Burke, 1973 ; M.O.Oyawoye, 1970 ; P.Mc Curry, 1971 ; P.Mc Curry et J.B.Wright, 1971), le problème du rôle structural de l'orogenèse pan-africaine n'y est pas beaucoup plus clair. Dans un contexte lithologique et structural qui ressemble, dans la partie centrale du Nigéria, au "domaine suggarien" du Hoggar (c'est-à-dire Hoggar central et oriental), deux écoles s'affrontent. Pour les uns (N.K.Grant par exemple), l'événement d'âge pan-africain est essentiellement thermique et se surimpose à un bâti nettement plus ancien (d'âge éburnéen et *pro parte* kibarien), tandis que pour les autres (P.Mc Curry), l'essentiel des déformations, du métamorphisme et de la granitisation est dû à l'orogenèse pan-africaine. Les hypothèses présentées ici sont plutôt en accord avec la première interprétation.

II - LES PROCESSUS DE MOBILISATION

Aux deux cycles orogéniques éburnéen et kibarien correspondent différents aspects de la mobilisation ou de la remobilisation. En premier lieu l'opposition entre le socle et la couverture (l'un polycyclique et remobilisé en partie, l'autre monocyclique quoique polyphasée P_1 et P_2) a été soulignée. Si les migmatites, au sens large du terme, sont présentes dans les deux types de formation elles ont été attribuées, d'après leurs relations avec les structures et les résultats géochronologiques à deux phénomènes d'âge distincts : dans les roches du socle, la migmatisation principale est d'âge éburnéen tandis que dans les formations de la couverture, elle est d'âge kibarien. Le dernier événement orogénique qui a affecté le Hoggar central (orogenèse pan-africaine) n'est pour son compte, responsable d'aucune mobilisation en Aleksod proprement dit (1).

Ce sont surtout les roches du socle éburnéen qui ont été étudiées sous cet angle, les quelques résultats obtenus sur les roches de la série de l'Aleksod étant peu significatifs. L'étude pétrographique et géochimique des mobilisats pegmatoïdes d'origine anatectique probable, comme le suggèrent la composition chimique et minéralogique et le type de gisement de ces mobilisats, n'a pas permis de distinguer les différentes phases de mobilisation (2). Aucune différence de composition ni de fractionnement des éléments en trace n'existe entre les mobilisats et les remobilisats et, en dernière analyse, seules leurs caractéristiques structurales permettent de les attribuer à l'un ou à l'autre cycle orogénique.

L'hypothèse d'une origine anatectique de ces mobilisats étant posée, l'analyse des assemblages minéraux et des caractéristiques géochimiques m'ont amené à proposer un modèle d'anatexie limitée, au cours de laquelle des cristaux non fondus sont entraînés dans une faible quantité de liquide (mobilisats sécants) ou bien, s'il n'y a pas ségrégation de la phase fondue (gneiss granitiques), coexistent des minéraux préexistants et ceux qui proviennent de la recristallisation de celle-ci (J.M.Bertrand et C. Dupuy, 1973). Ce modèle permet de tenir compte des observations suivantes :

- généralité des structures cloisonnées dans les mobilisats pegmatoïdes (et, à la limite, structures bréchiques des mobilisats M_{II}) ;
- type de fractionnement des éléments en trace et en particulier du rubidium par rapport au potassium : valeur du rapport K/Rb des mobilisats, constante et plus élevée que celle des encaissants correspondants ; elle ne peut être expliquée que par un contrôle minéralogique prépondérant du fractionnement du rubidium.

---

(1) Mais cela n'est pas le cas au Serkout ni, vraisemblablement, dans le "bloc suggarien central" (Tefedest et Atakor).

(2) Sauf dans le cas particulier des mobilisats tardifs M_{II} mis en place dans les plans de cisaillement peu inclinés.

L'étude des processus de re-mobilisation dans les roches du socle a montré le type d'évolution opposé des gneiss quartzo-feldspathiques et des gneiss-micaschistes riches en biotite (formation métasédimentaire). Cette opposition se reflète dans les caractéristiques des rapports Fe^{2+}/Fe^{3+} et de Mg/Li :

- dans le cas des gneiss quartzo-feldspathiques Mg/Li est constant entre encaissant et mobilisat correspondant tandis que le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} est constant dans tous les mobilisats (les encaissants ayant des valeurs quelconques de ce rapport) ; la biotite n'est donc pas intervenue au cours de la fusion partielle ;

- dans le cas des gneiss et micaschistes riches en biotite, la biotite intervient au contraire dans la fusion, comme l'attestent les variations de Mg/Li entre encaissant et mobilisat correspondant et la constance de Fe^{2+}/Fe^{3+} entre ces deux fractions.

Ces observations permettent d'expliquer pourquoi les roches du socle - en majeure partie constituées de gneiss quartzo-feldspathiques - n'ont subi qu'une remobilisation limitée au cours du cycle kibarien : l'absence d'eau mobilisable a inhibé les processus d'anatexie.

III - L'EVOLUTION D'UN DOMAINE SIALIQUE AU COURS D'EPISODES SUCCESSIFS DE REMOBILISATION

Même dans les chaînes incluant un domaine océanique, la plus grande partie, en volume, du matériel affecté par les phénomènes dynamiques et thermiques d'une orogenèse, est d'origine sialique. En conséquence, l'analyse de l'évolution du socle d'une chaîne au cours de l'orogenèse doit permettre de comprendre l'évolution de la croûte sialique elle-même au cours du temps (J.Watson, 1973).

Dans les zones profondes des chaînes de montagne, le trait principal du comportement d'un vieux socle est pour la plupart des auteurs sa "mobilité" et même sa "mobilité préférentielle" par rapport à la couverture.

Ainsi les principaux modèles établis d'après l'étude de structures régionales insistent sur la localisation des migmatites et des granitisations dans les socles - "Mantled gneiss domes" (P.Eskola, 1949) ; Nappes penniques ; Infrastructure-superstructure (C.E.Wegmann, 1939 ; J.Haller, 1971) - le "front des migmatites" ne dépassant qu'exceptionnellement la limite socle-couverture et les effets thermiques étant centrés autour des noyaux de socle (M.Fonteilles et G.Guitard, 1968).

J.Watson (1967) développe ce point de vue sous l'angle de la traduction structurale de la mobilité : comportement de surfaces de références (limite socle-couverture, filons basiques), phénomènes d'accordance tectonique entre le socle et sa couverture, développement de zones de cisaillement au cours des stades précoces de la réactivation du socle (1). Ce dernier point implique que les "séquences structurales" ne peuvent pas être systématiquement comparées et que le socle ne réagit pas obligatoirement par les mêmes types de déformation que la couverture en réponse aux mêmes contraintes. Toute corrélation basée sur des "séquences structurales" est donc douteuse.

L'étude du comportement du socle d'âge éburnéen (série de l'Arechchoum) au cours de l'orogenèse kibarienne en Aleksod fournit des résultats peu conformes avec ces modèles. Schématiquement les caractères principaux de cette réactivation sont les suivants :

- le socle est redevenu tectoniquement actif : il a subi plus ou moins atténuées, toutes les phases de déformation enregistrées par la couverture et a donné naissance, lors de la phase P_1, à de grandes nappes de style pennique ;

- l'acquisition d'une nouvelle foliation s'est effectuée par recristallisation d'un nouvel

---

(1) Observées par exemple lors de la reprise de l'ensemble - série de l'Arechchoum + série de l'Aleksod - au cours de l'orogenèse pan-africaine.

assemblage minéral. Mais les structures anciennes sont souvent conservées (1) ;

- il n'y a pas eu de fusion extensive dans le socle au cours de la reprise sauf, exception qui confirme la règle et fournit une ébauche d'explication, dans le cas de certaines formations métasédimentaires riches en phyllites où la présence d'eau mobilisable a permis une telle fusion. Par contre, on peut définir, *mutatis mutandis*, un front de migmatisation inverse : la couverture est abondamment migmatisée (y compris les roches basiques) et la migmatisation de phase P_1 déborde légèrement vers le bas, dans la zone d'accordance du socle, que l'on peut supposer hydratée *per descensum* à la faveur des déformations tectoniques responsables de l'accordance. Cette évolution, observée sur une même verticale, est comparable à celle qui a été observée latéralement au contact d'un craton (ou d'un noyau de socle) et d'une zone mobile où les migmatites récentes se développent largement (J.Sutton, J.Watson, 1962) ;

- en contrepartie apparaissent dans le socle des paragenèses de type relativement anhydre - kinzigites, éclogites, évolution coronitique des métadolérites - jamais réalisées dans la couverture où abondent la muscovite et les mobilisats pegmatoïdes.

A la lumière de ce qui précède, la structure et la composition initiale d'un socle influe considérablement sur sa réponse aux phénomènes de remobilisation :

- dans le cas d'un socle relativement anhydre (gneiss gris, pauvres en phyllites, granulites,...) où l'eau a été fixée ou expulsée lors de granitisations et de migmatisations anciennes, le modèle de l'Aleksod s'applique, caractérisé par une certaine inertie géochimique, malgré l'existence de déformations localement importantes ;

- dans le cas d'un socle largement constitué de roches où l'eau est mobilisable, la migmatisation sera préférentiellement localisée dans ce socle (mantled gneiss domes, etc...).

L'inertie géochimique observée dans le premier cas (modèle de l'Aleksod) a des conséquences pratiques importantes car elle permet la conservation des rapports isotopiques et la datation des événements anciens.

---

(1) Cf. J.Watson, 1969 : *"An important feature of tectonic reactivation is the evidence that portions of the basement have been able to change their shape without... decomposing into a structureless porridge..."*

I - REGIONAL SETTING

1 - Two distinct orogenic cycles have been recognised in terrains formerly attributed to the Suggarian (*sensu lato*).

a) The eburnean cycle (ca. 2000 My). It has affected most of the formations traditionally included in the Arechchoum series. The term Suggarian may be retained as a local name for this cycle (M.Lelubre, 1969).

The cycle has been recognised in partly remobilised basement which has been intensely deformed during subsequent orogenies.

In the Aleksod region, the Arechchoum series comprises banded plagioclase gneisses of acid volcano-detritic origin , metasediments (pelites, marbles, quartzites) and granitic gneisses produced by deformation and migmatisation, during the suggarian cycle, of ancient granites and porphyroïds. The tectonic and metamorphic evolution of these formations during the suggarian cycle is complex : the suggarian imprint is only recognisable in relict fabrics which have escaped complete obliteration. The P_0 phase probably groups several events but all of these are earlier than the intrusion of post-tectonic basic dykes (1). Similarly the reigning metamorphic conditions are only known indirectly through the presence of regional migmatisation of this age. The failure to distinguish a chronological order in these relict structures hampers interpretation of geochronological results. The difference in age between the banded gneisses (2220 My) and the granitic gneisses (1940 My) is an enigma and the presence of cores of older rocks is probable (model ages > 2400 My in Aleksod, red series of NE Amadror described by P.Vidal et L.Latouche, 1974).

b) The kibaran cycle (ca. 1000 My). No local name so far has been given to this cycle. The unconformity of the Aleksod series on the gneisses of the Arechchoum series first drew attention to the possible existence of a cycle between 2000 and 600 My (J.M.Bertrand, 1970).

The Aleksod series is partly equivalent to the Egéré series as defined by M.Lelubre (1952) ; the new term has been introduced for the sake of prudence, as in the absence of detailed structural studies, the Egéré area can no longer be considered as a type locality.

Overlying unconformably basement banded gneisses, the sequence starts with a very constant amphibolite horizon, followed by quartzo-feldspathic gneisses with numerous intercalated aluminous bands (kyanite-garnet gneisses). Then, a thick metasedimentary formation (injected by many basic sills) with Ca-Mg rocks (calk-silicates gneisses associated with marbles and metapelites) at the base, passes upwards into quartzites, aluminous gneisses and marbles. It is overlain by veined gneisses of volcano-detritic origin (greywackes). A pretectonic intrusive complex (metadiorite) intruded the series at various horizons. Two phases of folding have been distinguished, belonging to the kibaran cycle. The first phase (P_1) produced large scale recumbent isoclinal folds of Pennine type ; the second (P_2), various folds of smaller amplitude. During these two phases, amphibolite facies metamorphism of barrovian type prevailed. In the particular case of the ancient basement reworked by kibaran deformation and metamorphism, local anatectic remobilisation may be accompanied by the appearance of eclogite or granulite facies parageneses (metadolerites displaying corona structures, cordierite-garnet-kyanite paragenesis).

The existence of a kibaran orogenic cycle has been confirmed by radiometric dating. The agreement between ages obtained by two dating methods on rocks belonging to different structural environments is convincing. Ages between 910 and 1050 My have been obtained :

---

(1) The 1450 My ages obtained by K/Ar on hornblendes from these dykes only give a general indication in view of the problem set by Ar behaviour in basic rocks.

- by Rb/Sr isochrons on a metasedimentary formation (Aleksod series) on remobilised feldspathic micaschists belonging to the Aleksod series and on blastomylonites derived from granite-gneisses of suggarian age ;

- by K/Ar on amphiboles of the Aleksod series.

2 - The pharusian formations appear to overlie unconformably the Arechchoum and Aleksod series.

The Pharusian, however, has not been studied in detail and relationships should be verified by examining the Tin Tarabine area.

By analogy with similar structures described in western and central Hoggar (R.Caby, 1970 ; M.Gravelle, 1969), the late deformation (P_3 folds, transcurrent faults and abnormal contacts), the thermal effects (low-pressure type metamorphism) and associated plutonism have been attributed to the pharusian orogeny of pan-african age. In central and eastern Hoggar, the tectonic framework fits this interpretation despite some difficulties (fold axes and lineations oblique to the pharusian formations) which detailed structural study of the "Arefsa pharusian basin" should resolve.

During the pharusian tectonic overprinting, the basement (Arechchoum and Aleksod series) behaved in an heterogeneous manner : Thus, intensely deformed zones are often located close and parallel to the transcurrent faults, and the pharusian metamorphism (of low-pressure type) is restricted to the vicinity of plutonic complexes.

The Aleksod region on the whole has been little affected by thermal and tectonic effect of pharusian age.

The new geochronological data, taken together with earlier published results from central and eastern Hoggar, however, confirm the importance of partial isotopic homogeneisation of the older basement. So far, no precise chronology of pan-african events has been established. Following the difficulties encountered in dating the oued Aha'n'Souri plutonic complex, the age of the major plutonic and thermal activity of the pharusian is still unknown in this part of the Hoggar. If one compares the Rb/Sr ages falling between 500 and 560 My, obtained in the Aleksod region on biotite and by minerals and whole rock isochrons, with the ages proposed by M.Gravelle (1972) for the pharusian orogeny in the "central pharusian basin" consisting of an Immezzarian phase (≡ Katangan) at 650±30 My, and an Iskelian phase (≡ Damaran) at 560±40 My, our Aleksod ages belong to the later event. These younger ages may be explained either by a migration in time of orogenesis (or of its late phases) from West to East, or by uplift and cooling of central Hoggar prior to the levelling of the antetassilian (ante-ordovician) peneplain whilst cambrian molasses were being deposited in the West (R.Caby, 1967 : série pourprée de l'Ahnet). The 600 My ages obtained by K/Ar on hornblendes favour the latter hypothesis. A detailed structural and geochronological study of the "Pharusian" formations of eastern Hoggar and of the Tiririne area however is essential before making a choice between the two alternatives.

In what has been outlined above, it is clear that an attempt at synthetising the pan-african orogeny in the Hoggar is premature and the hypotheses put forward by R.Black (1966, 1967) and R.Caby (1969, 1970, 1972) should be reexamined in the light of the new data. R.Caby believed that the Pharusian and the Suggarian corresponded to two structural levels within a single chain (Pharusian) containing however cores of ancient basement (R.Caby, 1969). Thus, the Egéré series would be the equivalent, in the infrastructure, of the stromatolite series of North Western Hoggar. These assumptions are now shown to be partly erroneous :

- the suggarian domains (in the old sense) are polymetamorphic and the observed metamorphic assemblages are not everywhere of pharusian age. Old basement (2000 My and older) several times remobilised certainly occupies a very important volume of central and eastern Hoggar ;

- one cannot rely on lithological correlations between the stromatolite series of North-Western Hoggar and the Egéré series (or Aleksod series) based only on the common presence of quartzites and limestones ;

- the "syntectonic suggarian granites" which gave ages around 600 My (E.Picciotto and al., 1960) are related to late deformation, N-S trending. This is the only phase of supple deformation of pharusian age observed in Aleksod ;

- R.Caby's synthesis does not take into account the existence of a kibaran cycle which has been proven by geochronological results.

Furthermore, although the nature of the border of the West-african craton and associated magmatic phenomena are now well understood (R.Caby, 1970 , R.Caby, P.Louis and J.Rechenmann, 1973), any attempt at general structural interpretation must take into account eastern Hoggar which has only been mapped on the reconnaissance scale. It is still unknown whether a craton exist to the East (as suggested by G.Rocci, 1965 and by a recent isolated age obtained from djebel Ouenat by W.Mahrholz, 1968 and discussed by J.Klerkx, 1971) , or that the pan-african domain extends to Arabia...

The oceanic type of evolution proposed by R.Caby for North-Western Hoggar probably also applies to the "Central pharusian trough". The idea is based on the relative importance of basic and ultrabasic rocks and greywackes in the Western branch of the pharusian chain suggesting the existence of unstable island arcs. It is not clear if a similar picture applies to the smaller pharusian troughs of eastern Hoggar which apparently are much poorer in basic rocks. Lack of knowledge on the low-grade metamorphic formation of the Tiririne area and their relationships to Proche Ténéré series considered by R.Black and al. (1967) to be a molasse to the pan-african chain hampers all synthesis.

The same ambiguity is found in Nigeria. In recent work (N.K.Grant, 1969, 1970 ; K.C.Burke and al., 1970 ; S.J.Freeth and K.C.Burke, 1973 ; M.O.Oyawoye, 1970 ; P.McCurry, 1971 ; P.McCurry and J.B.Wright, 1971) the structural role of the pan-african orogeny is not any clearer. In a lithological and structural context which resembles that of the suggarian domain (central and eastern Hoggar), there are two schools of thought. N.K.Grant,for example,(working in SW Nigeria), considers the pan-african event to be essentially thermal which has left an imprint on much older rocks (affected by eburnean and kibaran metamorphism), whilst P.McCurry (working in NW Nigeria) believes that most of the deformation, metamorphism and granitisation is of pan-african age. Our data are more in agreement with the first interpretation.

II - MOBILISATION PROCESSES

Different aspects of mobilisation or remobilisation can be assigned to the eburnean and kibaran cycles. We have already stressed the contrast in behaviour between the basement and the cover : the former polycyclic and partly remobilised, the latter monocyclic with two phases $P_1 + P_2$. Migmatites occur in both units but structural and geochronological studies allow one to distinguish two events : in the basement the main migmatisation is of eburnean age whereas in the cover it is of kibaran age. The last orogenic event which has affected central Hoggar (pan-african orogeny) has not produced any mobilisation in the Aleksod region (1).

Particular attention was paid to rocks of the eburnean basement, the few results obtained on the Aleksod series having little significance. The petrographical and geochemical study of pegmatitic mobilisates of probable anatectic origin did not allow us to distinguish various phases of mobilisation.

---

(1) This does not apply either to the Serkout area or probably to the central suggarian block (Tefedest, Atakor).

No difference in composition or fractionation of trace elements could be detected between mobilisates and re-mobilisates (1) which are only distinguishable on structural grounds. In the light of an anatectic origin for these mobilisates, the analysis of the mineral assemblages and geochemical characteristics leads one to propose a model of limited anatexis during which unmelted crystals have been transported by a small quantity of liquid (cross-cutting mobilisates) or, if there has not been segregation of the melted phase (granitic gneisses) both preexisting minerals and recrystallised ones coexists (J.M.Bertrand and C.Dupuy,1973).This model explains the following observations :

- general presence in pegmatitic mobilisates of a "structure cloisonnée" in which large anhedral crystals are set in a finer grained matrix (and brecciated structures in M_{II} mobilisates) ;
- type of trace element fractionation and particularly the K/Rb ratio. The fact that this ratio is constant and always higher than that of the country rock can only be explained by mineralogical control of the fractionation of rubidium.

Study of remobilisation processes in basement rocks has shown a difference in the evolution of quartzo-felspathic gneisses and gneisses and schists rich in biotite (metasedimentary formations). This difference is reflected by characteristics of the Fe^{2+}/Fe^{3+} and Mg/Li ratios. In the case of quartzo-feldspathic gneisses, the Mg/Li ratio is constant in the mobilisate and the country rocks whereas the Fe^{2+}/Fe^{3+} ratio is constant in all mobilisates, the country rocks having various values. Biotite was therefore not involved in partial melting. In the case of the gneisses and schists rich in biotite, biotite was partly melted as shown by variations in Mg/Li ratio, between country rock and mobilisate and by the constant value of Fe^{2+}/Fe^{3+} in both fractions.

These observations explain why basement rocks, consisting largely of quartzo-feldspathic gneisses, have only undergone partial remobilisation during the kibaran cycle : the absence of water inhibited the process of anatexis.

III - THE EVOLUTION OF A SIALIC DOMAIN DURING SUCCESSIVE EPISODES OF REMOBILISATION

Even in chains including an oceanic domain, in volume, the greater part of the material affected by dynamic and thermal phenomena in an orogeny, is of sialic origin. Therefore the analysis of the basement of a chain which has undergone orogenesis should allow one to understand the evolution of sialic crust in time (J.Watson, 1973). In the deep zones of mountain chains, for most authors, the main character of behaviour of the old basement is its "mobility" even its "preferential mobility" with respect to the cover.

Thus most models proposed, based on regional structural studies insist on the localisation of migmatites and granitisation in the basement "mantled gneiss domes" (P.Eskola, 1949), pennine nappes, infrastructure-superstructure (C.E.Wegmann, 1939 ; J.Haller, 1971). The migmatite front rarely extends beyond the basement cover boundary, thermal events being centred around cores of basement (M.Fonteilles, G.Guitard, 1968 ; J.Watson, 1967) in an analysis of structural mobility paid particular attention to behaviour of reference surfaces (basement-cover boundary, basic dykes), tectonic accordance between basement and cover and development, at least in the early stages of reactivation, of transcurrent shear zones in the basement. The latter implies that structural sequences cannot be systematically compared as the basement does not necessarely behave in the same way as the cover in reply to the same stress field. All correlations based on structural sequences are therefore hazardous.

The study of the behaviour of the eburnean basement (Arechchoum series) during the kibaran

---

(1) Except the case of late mobilisates (M_{II}) injected along structural discontinuities belonging P_2.

orogeny in Aleksod provides data which does not fit well earlier proposed models. Schematically the principal characteristics of this reactivation are the following :

- the basement becomes once more tectonically active : it undergoes in more or less attenuated form all the phases of deformation recorded in the overlying cover giving rise, during P_1, to large nappes of pennine type ;

- the appearance of a new foliation accompagnied by recrystallisation of a new mineral assemblage. Older structures are however preserved - cf. J.Watson, 1969 *"An important feature of tectonic reactivation is the evidence that portions of the basement have been able to change their shape without.. decomposing into a structureless porridge..."* ;

- extensive fusion of the basement did not occur during the new mobilisation except along some metasedimentary horizons rich in phyllitic minerals yielding water which allowed fusion. On the other hand one can define an inverse front of migmatisation : the cover is intensely migmatised (including basic rocks) and the migmatisation accompanying phase P_1 extends slighly downwards into the zone of accordance with the underlying basement. This can be interpreted as due to hydration of this zone produced by tectonic deformation. This evolution seen in vertical sections, is comparable to that observed laterally at the contact between a craton, or old core of basement, and a mobile zone, where the migmatites related to the new cycle are abondant (J.Sutton and J.Watson, 1962) ;

- on the other hand, relatively anhydrous parageneses appear in the basement - kinzigites, eclogites, development of corona structures in metadolerites - these never occur in the cover where muscovite and pegmatitic mobilisates are abundant.

In the light of what has been said, the structure and composition of the basement has a profound influence on mobilisation phenomena :

- in the case of a relativelly anhydrous basement (grey gneisses poor in phyllitic minerals, granulite facies rocks) the Aleksod model applies and is characterised by relative geochemical inertia despite the existence of locally important deformation ;

- in the case of a basement composed of rocks containing hydrous minerals, the migmatisation will be preferentially located in the basement (mantled gneiss domes, etc...).

The geochemical inertia observed in the first case (Aleksod model) has important practical consequences, as isotopic ratios are preserved thus allowing the dating of ancient events.

BIBLIOGRAPHIE

ABBOTT J.T.,1972 - Rb-Sr study of isotopic redistribution in a Precambrian mylonite bearing shear zone, Northern front range, Colorado. Geol. Soc. Am. Bull., 83, 487-494.

ALBEE A.L., 1965 - Phase equilibria in three assemblages of kyanite zone pelitic shist, Lincoln Mountain Quadrangle, Central Vermont. Journ. of Petrol., 6, 2, 246-301.

ALLEGRE C.J., 1967 - Introduction à la géochronologie des systèmes ouverts. Thèse Doct.Etat, Fac. Sci., Univ. Paris, 335 p.

ALLEGRE C.J. et CABY R., 1968 - Geochronologie $^{87}Rb/^{87}Sr$ du Précambrien de l'Ahaggar occidental. C.R. Somm. Soc. Geol. Fr., 8, 259-260.

ALLEGRE C.J. et CABY R., 1971 - Ahaggar Precambrian geochronology. (Abstracts European Coll. Geochronology, Bruxelles) Ann. Soc. Geol. Belg., 94, p. 101.

ALLEGRE C.J. et CABY R., 1972 - Chronologie absolue du Précambrien de l'Ahaggar occidental. C.R. Acad. Sci. Paris, D, 275, 2095-2098.

ALTHAUS E., 1967 - The triple point andalusite, sillimanite, kyanite. Contr.Mineral. and Petrol., 16, 29-44.

ARENE J., 1968 - Stratigraphie et évolution structurale du Précambrien dans la région de l'Adrar Ahnet (Sahara central). C.R.Acad. Sci. Paris, D, 266, 868-870.

ARMSTRONG R.L., 1966 - K-Ar dating of plutonic rocks and volcanic rocks in orogenic belts. *in* K-Ar Dating. Eds O.A.Schaeffer and J.Zähringer (Springer Verlag).

ARTHAUD F., 1970 - Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens. Les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglésiente (Sardaigne). Publ.U.S.T.L. Série Géologie structurale. Thèse Doct.Etat, Fac. Sci. Montpellier, 175 p.

AUTRAN A., FONTEILLES M. et GUITARD G., 1970 - Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérés principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. Bull. Soc. Geol. Fr., (7), XII, 673-731.

BAADSGAARD H. et VAN BREEMEN O., 1970 - Thermally induced migration of Rb and Sr in an Adamellite. Eclogae geol.Helvitiae 63, 1, 31-44.

BAILEY R.W., IRVING W.P. and JONES D.L., 1964 - Franciscan and related rocks and their significance in the geology of Western California. Calif. Div. Mines and Geol. Bull. n° 183.

BARKER F., PETERMAN Z.E. and HILDRETH R.A., 1969 - A Rb/Sr study of the Twilight gneiss, West Needle Mountains, Colorado. Contr. Mineral. and Petrol., 23, 271-282.

BASSOT J.P., 1963 - Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens. Thèse Doct. Etat, Univ. Clermont-Ferrand. *in* Mem. B.R.G.M., 1966, n° 40, 332 p.

BEACH A., 1973 - The mineralogy of High Temperature shear zones at Scourie,NW Scotland. Journ. of Petrol.? 14, 2, 231-248.

BEACH A. and FYEE W.S., 1972 - Fluid transport and shear zones at Scourie,Sutherland : evidence of overthrusting. Contr. Mineral. and Petrol., 36, 175-180.

BELLIERE J., 1971 - Mylonites, blastomylonites et domaines polymétamorphiques. Ann. Soc. Geol. Belg., 94, 249-263.

BENJAMIN R.E.K., 1968 - The quartz-plagioclase gneisses of Western Connemara, Ireland. Geol. Mag., 105, n° 5, 246-470.

BERTHELSEN A., 1957 - The structural evolution of an ultra and polymetamorphic gneiss complex, West Greenland. Geol. Rundschau, 46, 173-185.

BERTHELSEN A., 1959 - An example of a structural approach to the migmatite problem. Intern.Geol. Congr. XXI, Copenhagen, 14, 149-157.

BERTHELSEN A., 1960 - Structural classification of gneisses - as used in Team Work in SW Greenland. Intern. Geol. Congress Copenhagen XXI sess., 26, 69-71.

BERTRAND J.M.L., 1967 - Existence de plissements superposés dans le Précambrien de l'Aleksod (Ahaggar central). Bull. Soc. Geol. Fr. (7), IX, 741-749.

BERTRAND J.M.L., 1968 - Un socle remobilisé en Ahaggar oriental : les gneiss de l'Arechchoum. Bull. Soc. Geol. Fr. (7), X, 566-568.

BERTRAND J.M.L., 1970 - Remarques et hypothèses à propos de l'Ahaggar central et oriental. Coll. Intern. C.N.R.S. Agadir 1970. *in* Notes et Mem.Serv. geol. Maroc, 1972, n° 236, 87-89.

BERTRAND J.M.L., 1971 - Caractères structuraux, pétrographiques et géochimiques de la mobilisation syntectonique dans les gneiss du Précambrien de l'Aleksod (Ahaggar oriental, Sahara central). Bull. Soc. Geol. Fr. (7), XIII, 118-132.

BERTRAND J.M.L., 1971 - Esquisse structurale du Précambrien de la feuille Tazrouk (1/200 000 e) (Ahaggar centre oriental). A paraître Publ. Serv. Geol. Algérie.

BERTRAND J.M.L. et CABY R. - Nouvelles observations sur le Précambrien du Nord Ouest de l'Ahaggar (Sahara algérien). C.R.Acad. Sci. Paris, D, 261, 3845-3848.

BERTRAND J.M.L., BOISSONNAS J., CABY R., GRAVELLE M. et LELUBRE M., 1966 - Existence d'une discordance dans l'Antecambrien du "Fossé pharusien" de l'Ahaggar occidental (Sahara central). C.R.Acad. Sci. Paris, D, 262, 2197-2200.

BERTRAND J.M.L., CABY R., FABRIES J. et VITEL G., 1968 - Sur la structure et l'évolution orogénique du Précambrien du Tazat (Ahaggar oriental). C.R.Somm. Soc. Geol. Fr. 8, p. 257.

BERTRAND J.M.L. et BOISSONNAS J., 1970 - Schéma stratigraphique et structural du Pharusien aux environs d'Im Meseknane et de Tinnirt (Sahara central, Algérie). C.R. Somm. Soc. Geol. Fr., 1, 13-14.

BERTRAND J.M.L., CABY R., LATOUCHE L. et VITEL G., 1971 - An outline of the structure and pre-silurian history of the Hoggar (Central Sahara, Algeria). VI Coll. Geol. Afr., Leicester.

BERTRAND J.M.L. et DUPUY C., 1971 - Les éléments en trace au cours de la mobilisation d'un socle et d'une couverture : exemple de deux ensembles gneissiques précambriens de l'Ahaggar (Sahara central). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 272, 1590-1593.

BERTRAND J.M.L., CANTAGREL J.M. et LASSERRE M., 1972 - Age K/Ar mesuré sur des amphiboles dans le Précambrien de l'Aleksod (Ahaggar centre-oriental, Sahara algérien). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 274, 1881-1884.

BERTRAND J.M.L. et LASSERRE M., 1973 - Sequence structurale et géochronologie du Précambrien de l'Aleksod. VII Coll. Geol. Afr., Florence.

BERTRAND J.M.L. et LASSERRE M., 1973 - Age éburnéen de la série de l'Arechchoum (Hoggar central, Sahara algérien). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 276, 1657-1660.

BERTRAND J.M.L. et DUPUY C., 1973 - Partage du Rubidium entre la biotite et le microcline dans les gneiss polycycliques de l'Aleksod (Hoggar central). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 277, 905-908.

BERTRAND-SARFATI J., 1969 - Etude comparative des édifices stromatolitiques de plusieurs horizons calcaires du Précambrien supérieur de l'Ahaggar occidental (Tanezrouft et Ahnet). Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. du Nord, 60, 21-37.

BERTRAND-SARFATI J. et RAABEN M.E., 1970 - Comparaison des ensembles stromatolitiques du Précambrien supérieur du Sahara occidental et de l'Oural. Bull. Soc. Geol. Fr., XII, n°2, 364-371.

BESWICK A.E., 1973 - An experimental study of alkali metal distribution in feldspars and micas. Geoch. Cosmoch.Acta, 37, 2, 183-208.

BEUF S., BIJU-DUVAL B., de CHARPAL O., ROGNON P., GARIEL O., BENNACEF A., 1971 - Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Evolution structurale d'un craton. Publ. Inst. Fr. Pétrole, Sci. et Tech. du Pétrole n° 18, Edit. Technip, 464 p.

BLACK R., 1966 - Sur l'existence d'une orogenèse riphéenne en Afrique occidentale. C.R.Acad. Sci. Paris, D, 262, 1046-1049.

BLACK R., 1967 - Sur l'ordonnance des chaînes métamorphiques en Afrique. Chr.Mines et Rech.Min., 364, 225-238.

BLACK R., JAUJOU M. et PELLATON C., 1967 - Carte géologique du Massif de l'Aïr (1/500 000 e). Notice explicative. B.R.G.M., 57 p.

BLACK R. et GIROD M., 1970 - Late Palaeozoic to Recent igneous activity in W.Africa and its relationship to basement structure. *in* African Magmatism and Tectonics (Clifford and Gass), Oliver and Boyd, p. 185-210.

BLAISE J., 1954 - Sur la géologie de l'Anahef (Ahaggar oriental). C.R.Acad. Sci. Paris, D, 239, 435-437.

BLAISE J., 1955 - La discordance pharusienne dans l'Ahaggar oriental (Sahara central). C.R. somm. Soc. Geol. Fr., 13, 271-272.

BLAISE J., 1956 - Sur la présence d'une série de type nigritien dans l'Antecambrien de l'Ahaggar oriental (Sahara central) : la série de Tiririne. C.R. Acad. Sci. Paris, D, 243, 1225-1227.

BLAISE J., 1958 - *In* Les Relations entre Précambrien et Cambrien. Problème des séries intermédiaires. Coll. Intern. C.N.R.S. n° LXXVI, 217-222.

BLAISE J., 1966 - Sur la géologie du socle ante-tassilien dans le Hoggar oriental (Sahara central). C.R. Acad. Sci.Paris, D, 262, 2125-2128.

BLAISE J., 1966 b - Sur l'histoire des formations ante-tassiliennes du Tazat (Hoggar oriental, Sahara central). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 263, 468-471.

BLAISE J., 1967 - Le Précambrien du Tazat. Sa place dans les structures du Hoggar oriental. Publ. C.R.Z.A. (C.N.R.S.), série geol. n° 7, 197 p., 12 Pl.

BOETTCHER A.L., 1970 - The system $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ at high pressures and temperature. Journ.Petrol., 11, 2, 337-379.

BOISSONNAS J., 1963 - Les structures annulaires des granites des Taourirts en Ahaggar occidental (Sahara). Bull. Soc. Geol. Fr., (7), V, 695-700.

BOISSONNAS J., 1969 - Nouvelles précisions sur les granites post-tectoniques de la région de Tamanrasset (Sahara central, Algérie). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 268, 1909-1911.

BOISSONNAS J., DUPLAN L., MAISONNEUVE J., VACHETTE M. et VIALETTE Y., 1964 - Etude géologique et géochronologique de roches du compartiment suggarien du Hoggar central (Algérie). Ann. Fac. Sci. Clermont, 25, 8, 73-90.

BOISSONNAS J., BORSI S., FERRARA G., FABRE J., FABRIES J. et GRAVELLE M., 1969 - On the early cambrian age of two late orogenic granites from West-central Ahaggar (Algerian Sahara). Can. Journ. Earth. Sci., 6, 25-37.

BOISSONNAS J., LEUTWEIN F. et SONET J., 1970 - Age du granite hyperalcalin de la Gara Adjemamaye. C.R. somm. Soc. Geol. Fr., 7, 251-253.

BOISSONNAS J., 1973 - Les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne pan-africaine en Ahaggar (Sahara central, Algérie). Ed. B.R.G.M. et Mem. C.R.Z.A. (C.N.R.S.) sér. geol. n° 16, 662 p.

BONHOMME M., 1962 - Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest africain. Thèse Doct. Etat, Fac. Sci., Univ. Clermont Ferrand, 62 p.

BROWN P.E., 1967 - Major element composition of the Loch Coire migmatite complex, Sutherland, Scotland. Contr. Mineral. and Petrol., 14, 1-26.

BRYHNI I., GREEN D.H. and HEIER K.S., 1970 - On the occurence of Eclogite in Western Norway. Contr. Mineral. and Petrol., 26, 12-19.

BURKE K.C. and DEWEY J.F., 1970 - Orogeny in Africa. *In* African geology - Ibadan, Ed. T.F.J.Dessauvagie et A.J.Whiteman , p. 583-608.

BURKE K.C., FREETH S.J. and GRANT N.K., 1970 - Granite gneiss from partial fusion of banded gneiss in the Ibadan Area, Nigeria. *In* African geology Ibadan, Ed. T.F.J.Dessauvagie et A.J.Whiteman, 103-104.

BUSSIERE P., ROQUES M., VACHETTE M. et VIALETTE Y., 1967 - Nouvelle procédure pour la méthode au strontium. Tran. Dep. Geol. Min. Fac. Sci. Clermont Ferrand, n° 18, 38 p.

BUSCH W., 1966 - Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. Neues. Jahrb. Mineral. Abhandl 104, 190-258.

CABY R., 1967 - Existence du Cambrien à faciès continental ("Série pourprée" "Nigritien") et importance du volcanisme et du magmatisme de cet âge au Sahara central (Algérie). C.R. Acad. Sci. Paris, 264, 1386-1389.

CABY R., 1967 - Un nouveau fragment du craton de l'Ouest africain dans le Nord Ouest de l'Ahaggar (Sahara algérien) : ses relations avec la série à stromatolites, sa place dans l'orogenèse du Précambrien supérieur. C.R. Acad. Sci. Paris, 265, 1452-1455.

CABY R., 1968 - Une zone de décrochements à l'échelle de l'Afrique dans le Précambrien de l'Ahaggar occidental. Bull. Soc. Geol. Fr., X, 577-587.

CABY R., 1969 - Une nouvelle interprétation structurale et chronologique des séries à "faciès suggarien" et à "faciès pharusien" dans l'Ahaggar. C.R. Acad. Sci. Paris, D, 268, 1248-1251.

CABY R., 1970 - La chaine pharusienne dans le NW de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie) ; sa place dans l'orogenèse du Précambrien supérieur en Afrique. Thèse Doct. Etat, Fac. Sci. Univ. Montpellier.

CABY R., 1971 - Niveaux et imprégnations cuprifères du Précambrien supérieur et de la série pourprée au Tanezrouft oriental. Pub. Serv. Geol. Algérie, 41, 129-137.

CABY R., 1972 - Evolution préorogénique, site et agencement de la chaine pharusienne dans le NW de l'Ahaggar (Sahara algérien) : sa place dans l'orogenèse pan-africaine en Afrique occidentale. Notes et Mem. Serv. Geol. Maroc n° 236, 65-80.

CABY R., 1973 - Alkaline and peralkaline rocks in Western Hoggar. VII Coll. Geol. Afr. Florence.

CABY R. et LEBLANC M., 1973 - L'orogenèse pan-africaine en bordure Est (Hoggar occidental) et Nord (Anti-Atlas) du craton Ouest Africain. VII Coll. Geol. Afr. Florence.

CABY R. et LEBLANC M., 1973 - Les ophiolites précambriennes sur les bords E et N du craton Ouest Africain. Réunion Ann. Sci. Terre Paris, mars 1973, Soc. Geol. Fr., p. 112.

CABY R., LOUIS P. et RECHENMANN J., 1973 - Première interprétation des anomalies gravimétriques du bord W du Hoggar. C.R. Acad. Sci. Paris, D, 276, 1401-1403.

CABY R. et MOUSSU H., 1967 - Une grande série détritique du Sahara : stratigraphie, paléogéographie et évolution structurale de la "série pourprée" dans l'Aseg'rad et le Tanezrouft oriental (Sahara algérien). Bull. Soc. Geol. Fr. (7), IX, 876-882.

CAHEN L., 1970 - Igneous activity and mineralisation episodes in the evolution of the Kibaride and Katangide orogenic belts of Central Africa. *in* African Magmatism and Tectonics. Oliver and Boyd, Edinburgh, 97-117.

CAHEN L. and SNELLING N.J., 1966 - The geochronology of Equatorial Africa. Edit. North Holland Publ. Com. 195 p.

CAHEN L., DELHAL J. et DEUTSCH S., 1971 - Nouvelles données sur l'âge et la pétrogenèse des granites post-tectoniques de la chaîne kibarienne, République démocratique du Congo. Ann. Soc. Geol. Belgique, 94, 179-183.

CANTAGREL J.M., 1973 - Signification des âges à l'argon déterminés sur amphiboles dans les socles métamorphiques anciens. Application au Massif central français et à l'Aleksod, Sahara algérien. Ann. Scient. Univ. Clermont Ferrand, Géologie et Minéralogie, n° 50, fasc. 24, 282 p.

CARRON J.P. et LAGACHE M., 1971 - La distribution des éléments alcalins Li, Na, K, Rb dans les minéraux essentiels des granites et granodiorites du Sud de la Corse. Bull. Soc. Fr. Miner., 94, 70-80.

CARRON J.P. et LAGACHE M., 1972 - Etude du partage des éléments alcalins Na, K, Li, Rb et Cs entre les minéraux de quelques roches granitiques de France. Intern. Geol. Congr. XXIV Sess. Montreal, Sect. 10, 60-66.

CHINNER G.A., 1960 - Pelitic gneisses with varying ferrous/ferric ratios from Glen Clova,Angus, Scotland. Journ. Petrol., 1, 2, 178-217.

CHOUBERT G. et FAURE-MURET A., 1971 - Zone orientale "mobile" à socle rajeuni : Ahaggar (Sahara central). Tectonique de l'Afrique, Unesco (Sci. de la Terre n° 6), 216-238.

CLARK S.P. and JAGER E., 1969 - Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data. Amer. Journ. Sci. 267, 1143-1160.

CLAUER N., 1973 - Utilisation de la méthode rubidium-strontium pour la datation de niveaux sédimentaires du Précambrien de l'Adrar Mauritanien (Sahara occidental) et la mise en évidence de transformations précoces de minéraux argileux. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 2243-2255.

CLIFFORD T.N., 1968 - Radiometric dating and the pre-silurian geology of Africa. *in* Radiometric dating for geologist. Ed. E.I.Hamilton, Interscience publishers.

CLIFFORD T.N., 1970 - The structural framework of Africa. *in* African Magmatism and Tectonics, Oliver and Boyd, Edingurgh, 1-26.

COLLOMB P., 1960 - La linéation dans les roches. Bull. Trimestriel Serv. Inf. Geol. B.R.G.M. n° 48, 1-11.

CONDIE K.C., 1967 - Geochemistry of early precambrian graywackes from Wyoming. Geoch.Cosmochim. Acta, 31, 2135-2149.

CONDIE K.C., BARSKY C.K. and MUELLER P.A., 1969 - Geochemistry of Precambrian diabase dikes from Wyoming. Geoch. Cosmoch. Acta, 33, 1371-1388.

CORDANI U.G., MELCHIOR G.C. and de ALMEIDA F.F.M., 1968 - Outline of the Precambrian geochronology of South America. Canad.Journ. Earth Sci., 5, 629-632.

COWARD M.P., 1973 - Heterogeneous deformation in the development of the Laxfordian complex of South Vist, Outer Hebrides. Journ. Geol. Soc. London, 129, 137-158.

COX F.C., 1969 - Inclusions in garnet : discussion and suggested mecanism of growth for syntectonic garnets. Geol. Mag. 106, 1, 57-62.

COX A. and DALRYMPLE G.B., 1967 - Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating. Journ. Geophys. Res., 72, 2603-2614.

CRENN Y. et RECHENMANN J., 1963 - Mesures gravimétriques et magnétiques en Afrique occidentale (1956-1958). Centre géophysique de M'Bour (Sénégal). Publ. ORSTOM, série géophysique 3.

DALRYMPLE G.B. and LANPHERE M.A., 1969 - Potassium-argon dating. Principles, techniques and applications to geochronology. Edit. W.H.Freeman and Comp., 258 p.

DEARNLEY R., 1965 - Orogenic fold belts and a hypothesis of earth evolution. *in* Phys.Chem. of the earth, vol. 7, (Pergamon Press), 1-114.

DEARNLEY R. and DUNNING G.W., 1968 - Metamorphosed and deformed pegmatites and basic dyke on the Lewisian complex of the Outer Hebrids and their geological significance. Quat. Journ. Geol. Soc. London, 123, 353-378.

DENAEYER M.E., 1923 - Compléments à la lithologie du Sahara central. Bull. Soc. Geol. Fr. (4), XXIII, 295-303.

DENAEYER M.E., 1927 - Les caractères chimiques des roches éruptives de l'Ahaggar (Sahara central). Bull. Soc. Belge Geol., 37, 117-118.

DEN TEX E., ENGELS J.P. and VOGEL D.E., 1972 - A high-pressure intermediate temperature facies series in the Precambrian at Cabo Ortegal (Northwest Spain). XXIV Intern. Geol. Congress, Montreal, Sect. 2, 64-74.

DESCHAMPS M.T., 1973 - Etude géologique de la série de l'Arechchoum dans la région de Tamanrasset (Hoggar Sahara central). Thèse 3e cycle, Fac. Sci., Univ. Nancy, 139 p.

DIETRICH R.V., 1960 - Banded gneisses. Journ. of Petrol., I, 1, 99-120.

DIETRICH R.V. and MEHNERT K.R., 1960 - Proposal for the nomenclature of migmatites and associated rocks. Intern. Geol. Congress, XXI Sess. Copenhague, 1960, 26, 56-67.

DIRAC F.M. and EBERT H., 1967 - Isotopic ages from the pegmatite province of Eastern Brazil. Nature, 215, 948-949.

DODGE F.C. and FABRI B.P., 1970 - K and Rb in granitic rocks of central California. Geol. Surv. Prof. Paper U.S.A., 700 D, 108-115.

DUPLAN L., 1957 - Les granites de l'Egéré (Hoggar). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 245, 98-101.

DUPLAN L., 1959 - Les conditions de sédimentation de la série de l'Egéré dans l'Antécambrien du Hoggar. C.R. Acad. Sci. Paris, 249, 2359-2361.

DUPLAN L., 1967 - La chaîne de l'Egéré. Thèse Fac. Sci. Univ. Toulouse. Inédit.

DUPUY C., 1968 - Le Rb dans la biotite et le feldspath potassique de la granodiorite du Monte Capanne (Italie) et du granite de Neira (Espagne). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 266, 2223-2226.

DUPUY C., 1970 - Contribution à l'étude des fractionnements géochimiques des alcalins, des alcalino-terreux et du gallium au cours des processus magmatiques. Thèse Doct. Etat, Fac. Sci. Univ. Montpellier.

DUPUY C. et SAVOYANT L., 1971 - Application de la spectrophotométrie d'absorption atomique aux problèmes géochimiques : dosage de sept éléments majeurs et de cinq éléments à l'état de trace. 3rd Intern. Congress Atomic Absorption and Atomic Fluorescence spectrometry, Paris 1971, Ed. Adam Hilger, London, 381-388.

DUPUY C. et ALLEGRE C., 1972 - Fractionnement K/Rb dans les suites ignimbritiques de Toscane. Un exemple de réjuvénation crustale. Geoch. Cosmoch. Acta, 36, 437-458.

DUPUY C. et BERTRAND J.M.L., 1973 - Partage du rubidium entre la biotite et le microcline dans les gneiss polycycliques de l'Aleksod (Hoggar central). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 277, 905-908.

EBERHARDT P., FERRARA G., GLANGEAUD L., GRAVELLE M. et TONGIORGI E., 1963 - Sur l'âge absolu des séries métamorphiques de l'Ahaggar occidental dans la région de Silet-Tibehaouine (Sahara central). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 256, 1126-1128.

ENGEL A.E. and ENGEL C.G., 1958 - Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss. NW Adirondack mountains, New York. Part I Total rock. Min. Bull. Geol. Soc. Am. 71, 1-58.

ENGEL A.E. and ENGEL C.G., 1960 - Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss. NW Adirondack mountains, New York. Part II Mineralogy. Geol. Soc. Am. Bull. 69, 1369-1414.

ESKOLA P., 1932 - On the principle of metamorphic differentiation. Bull. Comm. Geol. Finlande, 97, 68-77.

ESKOLA P., 1933 - On the differential anatexis of rocks. Bull. Comm. Geol. Finlande, 103, 12-25.

ESKOLA P.E., 1949 - The problem of mantled gneiss domes. Quat. Journ. Geol. Soc. 104, 461-476.

EUGSTER H.P., 1972 - Reduction and oxidation in Metamorphism. Intern. Geol. Congress, XXIV Sess. Montreal, Sect. 10, 3-11.

EVANS C.R. and TARNEY J., 1964 - Isotopic ages of assynt dyke. Nature, 204, 638-641.

FABRE J., 1968 - Presentation d'une maquette tectonique du Nord Sahara. C.R. somm. Soc. Geol. Fr., 8, 254-256.

FABRE J., 1969 - Remarques sur la structure du Sahara occidental et central. Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord, 60, fasc. 1-2, 43-73.

FABRE J. et FREULON J.M., 1962 - Le Pharusien à stromatolites du Nord Ouest de l'Ahaggar. C.R. Acad. Sci. Paris, D, 254, 4487-4490.

FABRIES J. et LATOUCHE L., 1973 - Présence de Fuchsite dans les quartzites de la série charnockitique des gour Oumelalen (NE de l'Ahaggar, Algérie). Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., 96, 148-149.

FAIRBAIRN H.W., HURLEY P.M. and PINSON W.H., 1961 - The relation of discordant Rb-Sr mineral and whole rock ages in an igneous rock to its time of crystallization and to the time of subsequent Sr^{87}/Sr^{86} metamorphism. Geoch. Cosmoch. Acta, 23, 135-144.

FAURE G. and POWELL J.L., 1972 - Strontium isotope geology. Springer Verlag., Berlin, 188 p.

FAURÉ J., 1967 - Structure des schistes cristallins d'In Eker (Hoggar, Sahara central). Rapports entre la schistosité et la stratification. C.R. Acad. Sci. Paris, D, 264, 1137-1140.

FAURÉ J., 1970 - Recherches sur les effets géologiques d'explosions nucléaires souterraines dans un massif de granite saharien. Thèse Doct. Etat. Fac. Sci. Univ. Nancy, 433 p.

FERRAGNE M., 1964 - La série de l'Arechchoum dans la région d'Amsel (Ahaggar central). Trav. Inst. Rech. Sahariennes, XXIII, 24 p.

FERRAGNE M., 1964 - Caractères pétrographiques de la série charnockitique des gour Oumelalen (Ahaggar septentrional). Trav. Inst. Rech. Sahariennes, XXIII, 14 p.

FERRARA G. and GRAVELLE M., 1966 - Radiometric ages from Western Ahaggar (Sahara) suggesting an Eastern limit for the West African craton. Earth. Plan. Sci. Letters, 1, 319-324.

FISHER G.W., 1970 - The application of ionic equilibria to metamorphic differentiation : an example. Contr. Min. Petrol., 29, 91-103.

FITCHES W.R., 1971 - Sedimentation and tectonics at the northeast end of the Irumide orogenic belt, N Malawi and Zambia. Geol. Rondschau, 60, 2, 589-619.

FLYNN K.F. and GLENDENIN L.E., 1959 - Half life and beta spectrum of Rb^{87}. Phys. Rev. 116, 744-748.

FONTEILLES M., 1972 - Le métamorphisme. *in* Geologie. Ed. J.Goguel Encyclopédie de la Pleiade 1, 386-475.

FONTEILLES M. et GUITARD G., 1968 - L'effet de socle dans les terrains métamorphiques autour des noyaux précambriens. XXIII Intern. Geol. Congress Prague , 4, 9-25.

FREETH S.J., 1969 - Chemical analyses of Nigerian igneous and metamorphic rocks and minerals up to 1968. Journ of Min. and Geol. (Nigeria), 4, 83-110.

FREETH S.H. and BURKE K., 1973 - The origin of the Western Nigerian basement in the light of geochemical studies. VII Coll. Geol. Africaine, Florence.

GANGULY J., 1972 - Staurolite stability and related parageneses : theory, experiments and applications. Journ. Petrol., 13, 62, 335-365.

GAST P.W., 1961 - The rubidium-strontium method. Ann. N. Y. Acad. Sci., 91, 181-184.

GIRAUD P., 1961 - Les charnockites et les roches associées du Suggarien à faciès In Ouzzal. Bull. Soc. Geol. Fr. (7), III, 165-170.

GIROD M., 1971 - Le massif volcanique de l'Atakor (Hoggar, Sahara algérien). Etude pétrographique, structurale et volcanologique. Publ. C.R.Z.A. (C.N.R.S.) sér. geol. n° 12, 158 p.

GIROD M. et LEFEVRE C., 1973 - Nature et origine des andésites et trachyandésites cenozoïques du Massif central français. Contr. Mineral. Petrol., 36, 315-328.

GRANT N.K., 1969 - The late precambrian to Early paleozoic pan-african orogeny in Ghana-Togo-Dahomey and Nigeria. Geol. Soc. Amer. Bull., 80, 45-56.

GRANT N.K., 1970 - Geochronology of Precambrian basement rocks from Ibadan, Southwestern Nigeria. Earth Planet. Sci. Lett., 10, 29-38.

GRANT N.K., 1971 - A compilation of radiometric ages. Nigerian Journ. Mining and Geol., 6, (1 et 2), 37-54.

GRANT N.K., 1972 - On place and time in orogenic plutonism. Discussion. Geol. Soc. Amer. Bull., 83, 1209-1212.

GRANT N.K., à paraître - Orogeny and reactivation to the West and Southeast of the West African craton. The ocean Basin and Margins. Ed. A.E.M.Nairn and F.G.Stehli. Plenum Publishing corporation.

GRANT N.K., REX D.C., BURKE K.C. and FREETH S.J., 1969 - The geological sequence and geochronology of old basement rocks from Ibadan, Nigeria. Ann. Fac. Sci. Clermont Ferrand n° 41, Géol. et Min. fasc. 19, p. 84.

GRANT N.K., HICKMAN M.H., BURKHOLDER F.R. and POWELL J.L., 1972 - Kibaran metamorphic belt in pan-african domain of West Africa ? Nature Phys. Sci. 238, 90-91.

GRAVELLE M., 1960 - Données complémentaires sur les *Conophyton* précambriens de Timg'aouine (Sahara central). Intern. Geol. Congress. XXI Sess., Copenhague, Part. XXVII, p. 244.

GRAVELLE M., 1969 - Les âges radiométriques au Rb/Sr et au K/Ar et leur signification géologique. Application des méthodes géochronologiques à l'étude structurale du socle cristallin de l'Ahaggar central et occidental. Publ. Serv. Geol. Algerie, 39, 217-242.

GRAVELLE M., 1969 - Recherches sur la géologie du socle précambrien de l'Ahaggar centro-occidental dans la région de Silet-Tibehaouine. Thèse Doct. Etat. Fac. Sci. Univ. Paris. Inédit.

GRAVELLE M., 1972 - Les grandes étapes de l'histoire précambrienne en Ahaggar central et centro-occidental (Sahara algérien). Notes et Mem. Serv. Geol. Maroc n° 236, 41-63.

GRAVELLE M. et LELUBRE M., 1957 - Découverte de stromatolites du groupe des *Conophyton* dans le Pharusien de l'Ahaggar occidental (Sahara central). Bull. Soc. Geol. Fr., VII, 435-442.

GRAVELLE M. et LETOLLE R., 1963 - Sur l'âge apparent de deux galènes du Précambrien de la région de Silet (Ahaggar occidental, Sahara central). C.R. somm. Soc. Geol. Fr., 2, 45-46.

GREEN D.H. and LAMBERT I.B., 1965 - Experimental crystallisation of anhydrous granites at high pressures and temperatures. Journ. Geophys. Res., 70, 20, 5259-5268.

GREEN D.H. and RINGWOOD A.E., 1967 - An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. Geochim. Cosmochim. Acta 31, 767-833.

GUERANGE B., 1966 - L'antecambrien de Temasint. Rapport B.R.G.M., Alg. 66 A1 14. Inédit.

GUERANGE B. et VIALON P., 1960 - Le Pharusien du bassin de Djanet dans la région du Tafassasset moyen (Ahaggar oriental, Sahara central). C.R. somm. Soc. Geol. Fr. 3, 57-59.

GUERANGE B. et VIALON P., 1962 - Le Pharusien du Tafassasset moyen. Ses relations avec le Suggarien de la zone d'Issalane. Trav. Inst. Rech. Sahar. Algérie, 21, 7-56.

GUERANGE B. et LASSERRE M., 1971 - Etude géochronologique de roches du Hoggar oriental par la méthode au strontium. C.R. somm. Soc. Geol. Fr. , 4, 213-215.

GURICH G., 1905 - Granit und gneiss. Himmel Erde, 17, 241-251.

HALLER J., 1971 - Geology of the East Greenland Caledonides. Interscience Pub. J.Wiley and Sons, 413 p.

HARPER C.T., 1967 - The geological interpretation of K-Ar ages from the Scottish caledonides. Scott. Journ. Geol., 3, 46-66.

HARPER C.T., SHERRER G., McCURRY P. and WRIGHT J.B., 1973 - K-Ar retention ages from the Pan-african of Northern Nigeria. Geol. Soc. Am. Bull., 84, 919-926.

HAYATSU A. and CARMICHAEL C.M., 1970 - K/Ar isochron method and initial Ar ratios. Earth. Plant. Sci. Letters 8, 71-76.

HEBEDA E.H., BOELRISK N.A.I.M., PRIEM H.N.A., VERDURMEN E.A., VERSCHURE R.H. and WILSON M.R., 1973 - Excess radiogenic argon in a Precambrian gabbroic-doleritic mass in Western Surinam. Fortschr. der Miner., 50, 3, 82-84.

HEDGE C.E., 1966 - Variations in radiogenic strontium found in volcanic rocks. Journ. Geophys. Res., 71, 6119-6126.

HEIER K.S., 1970 - Rubidium. Handbook of Geochemistry. Ed. K.H.Wedepohl, Springer Verlag, section 37 E.

HEIER K.S. and ADAMS J.A.S., 1964 - The geochemistry of the alkali metals. Phys. Chem. Earth 5, 255-380.

HEIER K.S. and BILLING G.K., 1970 - Lithium. Handbook of geochemistry. Ed. K.H.Wedepohl, Springer Verlag. section 3 E.

HENSEN B.J. and GREEN D.H., 1973 - Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. Cont. Min. and Petrol., 38, 151-166.

HEPWORTH J.V., 1967 - The photogeological recognition of ancient orogenic belt in Africa. Quat. Journ. Geol. Soc. London 123, 253-292.

HERTZ N., HURLEY P.M., PINSON W.H.Jr. and FAIRBAIRN H.W., 1961 - Age measurements from a part of the Brazilian shield. Bull. Geol. Soc. Am., 72, 1111-1120.

HOLDAWAY M.J., 1971 - Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. Amer. Journ. of Sci., 271, 97-131.

HOLLAND J.G. and LAMBERT R.St J., 1969 - Structural regimes and metamorphic facies. Tectonophysics 7 (3), 197-217.

HOLLAND J.G. and LAMBERT R.St J., 1972 - Geochemistry of lithium in the Mainland lewisian of Scotland. Intern. Geol. Congress XXIV Sess. Montreal, Sect. 10, 169-178.

HOLMQUIST P.J., 1921 - Typen und nomenklatur der Adergesteine. Geol. Fören Stockholm Förh 43, 612-631.

HURLEY P.M., 1966 - Continental drift investigation. M.I.T. 14th Ann. Rep.

HURLEY P., 1972 - Can the subduction process of mountain building be extended to pan-african and similar orogenic belts ? Earth Planet. Sci. Letters, 15, 305-314.

HURLEY P.M., HUGHES H., FAURE G., FAIRBAIRN H.W., and PINSON W.H., 1962 - Radiogenic Sr^{87} model of continent formation. Journ. Geophys. Res. 67, 13, 5315-5334.

HURLEY P.M., de ALMEIDA F.F.M., MELCHER G.C., CORDANI U.G., RAND J.R., KAWASHITA K., VANDOROS P., PINSON W.H. and FAIRBAIRN H.W., A pre-drift reconstruction shows matching geologic age provinces in West Africa and Northern Brazil. Science, 157, 495-500.

HURLEY P.M. and RAND J.R., 1968 - Review of age data in West Africa relative to a test of continental drift. *in* The history of the earth's crust. Phinney R.A. Edit. Princeton University Press, 153-160.

HURLEY P.M., LEO G.W., WHITE R.W. and FAIRBAIRN H.W., 1970 - The Liberian age province (ca. 2700 My) and adjacent provinces in Liberia and Sierra Leone. M.I.T. 8th annual progress report, 17-35.

KALSBEEK F., 1970 - The petrography and origin of gneisses, amphibolites and migmatites in the Quasigialik area, South-West Greenland. Medd. Grønland, 189, 1, 70 p.

KARPOFF R., 1958 - La géologie de l'Adrar des Iforas. Thèse doct. Etat, Fac. Sci. Univ. Paris, 273 p.

KENNEDY W.Q., 1964 - The structural differenciation of Africa in the pan-african (± 500 My)tectonic episode. 8th Rep. Res. Inst. Afric. Geol. Leeds, 48-49.

KILIAN C., 1932 - Sur des conglomérats précambriens du Sahara central. C.R. somm. Soc. Geol. Fr., 4, p.87.

KILLING I.A., 1972 - Experimental study of partial melting of cristal rocks and formation of migmatites. 24e Intern. Geol. Congress, sect. 2, 109-113.

KLERKX J., 1971 - Caractères métamorphiques et structuraux du socle precambrien de la région d'Uweinat (Libye). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 272, 3246-3248.

KORJINSKY D.S., 1968 - The theory of metasomatic zoning. Mineral deposita, 3, 222-231.

KROGH T.E. and HURLEY P.M., 1968 - Strontium isotope variation and whole-rock isochron studies, Grenville Province of Ontario. Journ. Geophys. Res., 73, 7107-7125.

KROGH T.E. and DAVIS G.L., 1970 - Paragneiss studies in the Georgian Bay area 90 km South-East of the Grenville front. Annual report Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst. 1969-1970, 339-341.

KROGH T.E. and DAVIS G.L., 1971 - The Grenville front interpreted as an ancient plate boundary. Annual report Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst. 1970-1971, 239-240.

KRONER A., 1971 - The origin of the Southern Namaqualand gneiss complex, South Africa in the light of geochemical data. Lithos 4, 325-344.

KUNO H., 1950 - Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas. Geol. Soc. Am. Bull., 61, 957-1020.

KUSHIRO I., 1965 - Clinopyroxene solid solution at high pressures. Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., 64, 112-115.

KUSHIRO I., 1972 - Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. Journ. Petrol. 13, 2, 311-334.

LAGRULA J., CLAVE DE OTAOLA B., DELATTRE J.N., SCHUSTER J.M. et WALCH J.J., 1973 - Etude de quelques anomalies gravimétriques du Sahara algérien, promontoire d'Amguid et Tafassasset. C.R. Acad. Sci. Paris, D, 276, 1261-1265.

LANGE I.M., REYNOLDS R.S. and LYONS J.B., 1966 - K/Rb ratios in coexisting K-feldspars and biotites from some New England granites and metasediments. Chem. Geol., 1, 317-322.

LANPHERE M.A., WASSERBURG G.J.F. and ALBEE A.L., 1963 - Redistribution of Sr and Rb isotopes during metamorphism, World Beater complex, Panamint range, California. *in* Isotope and Cosmic Chemistry. Ed. by Craig. Miller, Wassesburg, North Holland 269-320.

LA ROCHE H. (de), 1962 - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Sci. Terre Nancy, IX, n° 3, 293-337.

LA ROCHE H. (de), 1965 - Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonnaises. Geol. Rundschau, 55, 274-301.

LA ROCHE H. (de), 1967 - Caractères généraux et classification des roches charnockitiques plutoniques. Sci. Terre Nancy, XII, n° 3, 207-223.

LA ROCHE H. (de), 1973 - Gneiss, migmatites et granites dans les systèmes Q, Or, Ab et QFM : une comparaison statistique. Réun. Ann. Sci. Terre Paris, mars 1973, p. 252.

LASNIER B., 1970 - Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Etude préliminaire des gabbros coronitiques du massif armoricain et du massif des Maures (France). Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Univ. Nantes, 297 p.

LASSERRE M., LAMEYRE J. et BUFFIERE J.M., 1970 - Données géochronologiques sur l'axe précambrien Yetti-Eglab en Algérie et en Mauritanie du Nord. Bull. B.R.G.M. IV n° 2, 5-13.

LATOUCHE L., 1972 - Nouvelles données sur le Précambrien de la région des Gour Oumelalen (NE de l'Ahaggar, Algérie). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 275, 811-814.

LATOUCHE L., 1972 - Les tectoniques superposées dans la région des Gour Oumelalen (NE de l'Ahaggar, Algérie). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 275, 899-902.

LATOUCHE L., 1973 - Le Précambrien des Gour Oumelalen : un exemple de l'influence des structures anciennes d'un socle sur la localisation des zones de plissement pharusiens. Réun. Ann. Sci. Terre Paris, mars 1973, p. 257.

LAY C. et LEDENT D., 1963 - Mesures d'âge absolu de minéraux et de roches du Hoggar (Sahara central). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 257, 3189-3192.

LAY C., LEDENT D. et GROGLER N., 1965 - Mesures d'âges absolus de zircons du Hoggar (Sahara central) par la méthode uranium-plomb. C.R. Acad. Sci. Paris, D, 260, 3113-3116.

LEAKE B.E., 1970 - The origin of the Connemara migmatites of the Cashel district, Connemara, Ireland. Quater. Journ. Soc. London, 125, 219-276.

LEBLANC M., 1973 - Le grand dyke de dolérite de l'Anti-Atlas et le magmatisme jurassique du Sud Marocain. C.R. Acad. Sci. Paris, D, 276, 2943-2946.

LEGRAND J.M., 1971 - Précisions sur l'évolution du cycle birrimien obtenues par de nouvelles mesures d'âges par la méthode U/Pb sur des zircons de granites éburnéens de Haute-Volta. Ann. Soc. Geol. Belgique, 94, 237-248.

LEGRAND Ph., 1964 - Découverte de nouveaux gisements fossilifères dans les grès inférieurs du Tassili n'Ajjer. C.R. somm. Soc. Geol. Fr., 1, 14-15.

LELUBRE M., 1952 - Recherches sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental (Sahara central). Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 2e série, n° 22.

LELUBRE M., 1961 - Problèmes de la géologie de l'Antecambrien en Ahaggar (Sahara central). Bull. Soc. Geol. Fr. (7), III, 133-142.

LELUBRE M., 1969 - Chronologie du Précambrien au Sahara central. The geol. Ass. of Canada, Sp. Pap. n°5, 27-32.

LETERRIER J., 1972 - Etude pétrographique et géochimique du Massif granitique de Querigut (Ariège). Sci. de la Terre, Nancy, n° 23, 292 p.

LEYRELOUP A., 1973 - Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes. Son thermométamorphisme et sa lithologie : granites et série charnockitique (Massif Central français). Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Univ. Nantes, 356 p.

LOBERG B., 1963 - The formation of a flecky gneiss and similar phenomena in relation to migmatite and vein gneiss problem. Geol. Fören. Stockholm Förh., 85, 3-109.

LOMAX K. and PIPER J.D.A., 1973 - Paleomagnetic results from the West african Precambrian. VIIe coll. Geol. Africaine Florence.

LONG L.E., 1964 - Rb-Sr chronology of the Carn Chuinneag intrusion, Ross-shire, Scotland. Journ. Geophysic Res., 69, 1589-1597.

LOUIS P., 1970 - Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad. Mem. O.R.S.T.O.M. n° 42, 311 p.

LUTH W.C., JAHNS R.H. and TUTTLE O.F., 1964 - The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. Journ. of Geophys. Res., 69, 4, 759-773.

McCURRY P.1971 - Pan-african orogeny in Northern Nigeria. Geol. Soc. Amer. Bull. 82, 3251-3262.

McCURRY P. and WRIGHT J.B., 1971 - On place and time in orogenic granite plutonism. Geol. Soc. Amer. Bull., 82, 1713-1716.

McCURRY P. and WRIGHT J.B., 1972 - On place and time in orogenic plutonism. Reply. Geol. Soc. Amer. Bull. 83, 1213-1214.

McINTYRE G.A., BROOK C., COMPSTON W. and TUREK A., 1966 - The statistical assessment of Rb-Sr isochrons. Journ. Geophys. Res., 71, 5459-5468.

MACKENZIE D.H., 1957 - On the relationship between migmatisation and structure in Mid-Strathspey. Geol. Mag. 94, 3, 177-186.

MACPHERSON H.G., 1958 - A chimical and petrographic study of precambrian sediments. Geoch. Cosmoch. Act. 14, 73-92.

MAHRHOLZ W.W., 1968 - Geological exploration of the Kufra region. Libya Ministry of Industry, Geol. Sect. n° 8, 76 p.

MAISONNEUVE J., 1970 - Description de faciès granitiques de la Tefedest méridionale (Hoggar, Algérie). Bull. B.R.G.M., 2e ser. Sect. IV n° 1.

MATTAUER M., 1973 - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Paris. Ed. Hermann. 493 p.

MATTIAT B., 1960 - Beitrag zur petrographie der oberharrer kulmgrauwacke. Contr. Mineral. Petrol., 7, 242-280.

MEHNERT K.R., 1968 - Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Pub. Comp. 393 p.

MICHOT P., 1963 - La structure continentale. Bull. Acad. Roy. Belg., 49, 5, 1337-1373.

MILNES A.G., 1965 - Structure and history of the Antigorio Nappe (Simplon Group, North Italy). Bull. Suis. Mineral. Petrol., 45/1, 167-178.

MILNES A.G., 1968 - Strain Analysis of the basement Nappes in the Simplon region, Northern Italy. XXIII Intern. Geol. Congress, Prague, 3, 61-76.

MILNES A.G., 1969 - On the orogenic history of the central Alps. Journ. of Geol., 77, 108-112.

MISCH P., 1968 - Plagioclase compositions and non anatectic origin of migmatitic gneisses in Northern Cascade Mountains of Washington State. Contr. Mineral. and Petrol. 17, 1-70.

MOINE B., 1971 - Caractères de sédimentation et de métamorphisme des séries précambriennes épizonales à catazonales du centre de Madagascar. Thèse Doct. Etat, Fac. Sci. Univ. Nancy, 264 p.

MOINE B. et LA ROCHE H. (de), 1968 - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique.C.R. Acad. Sci. Paris, D, 267, 2084-2087.

MOORBATH S., 1967 - Recent advances in the application and interpretation of radiometric age data. Earth Sci. Rev. 3, p. 111.

MYERS J.S., 1970 - Gneiss types and their significance in the repeatedly deformed and metamorphosed Lewisian complex of Western Harris, Outer Hebrides. Scot. Journ. Geol. 6, 186-199.

NICOLAYSEN L.O., 1961 - Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. Annals of N.York Acad. Sci, 91, 2, 198-206.

NICOLAYSEN L.O. and BURGER A.J., 1965 - Note on an extensive zone of 1000 million year old metamorphic and igneous rocks in Southern Africa. Actes 151e coll. Intern. C.N.R.S. Geochronologie absolue, Nancy 293-312.

NOCKOLDS S.R. and ALLEN R., 1953, 1954, 1956 - The geochemistry of some igneous rocks series. Geoch. Cosmoch. Acta.1, 4 (1953) : 105-142 ; 2, 5 (1954) : 245-285 ; 3, 9 (1956) : 34-77.

O NIONS R.K., SMITH D.G.W., BAADSGAARD H. and MORTON R.D., 1969 - Influence of chemical composition on argon retentivity in metamorphic calcic amphiboles from South Norway. Earth. Planet. Sci. Letters, 5, 330-345.

OSBERG P.H., 1971 - An equilibrium model for Buchan type metamorphic rocks, South central Maine. The Amer. Miner. 56, 570-586.

OYAWOYE M.O., 1970 - The basement complex of Nigeria. *in* African geol. Ibadan 1970. Ed. T.F.J.Dessauvagie et A.J.Whiteman, 67-98.

PELLAS P., 1963 - Détermination de l'âge apparent d'une diorite quartzique de l'Ahaggar N-E à partir de ses inclusions d'allanite. 88e Congrès Soc. Savantes, 291-294.

PETTIJOHN F.J., 1963 - Chemical composition of sandstone excluding carbonate and volcanics sands. *in* Data of Geochemistry (ed. M.Fleischer). U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 440 S, chap. 5.

PICCIOTTO E., LEDENT D. et LAY C., 1965 - Etude géochronologique de quelques roches du socle cristallophyllien du Hoggar. Actes du 151e Coll. Intern. C.N.R.S. Géochronologie absolue Nancy, 277-289.

PIPER J.D.A., BRIDEN J.C. and LOMAX K., 1973 - Precambrian Africa and South America as a single continent. Nature 245, 244-248.

PLATEN H. Von, 1965 - Experimental anatexis and genesis of migmatites. *in* Controls of Metamorphism. Ed. W.S.Pitcher, G.W.Flinn, Oliver Boyd, 203-218.

PRIEM H.N.A., BOELRISK N.A.I.M., HEBEDA E.H., VERDURMEN E.A.Th. and VERSCHURE R.H., 1971 - Isotopic ages of the Trans-Amazonian acidic magmatism and the Nickerie metamorphic episode in the Precambrian basement of Suriname, South America. Geol. Soc. Amer. Bull., 82, 1667-1680.

RAMBERG H., 1952 - The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Univ. Chicago Press. 317 p.

RAMSAY J.G., 1967 - Folding and fracturing of rocks. McGraw Hill Book Co. New York 568 p.

RECHENMANN J., 1973 - Mesures gravimétriques dans le Tanezrouft oriental (Algérie). Notice explicative de la carte gravimétrique du Tanezrouft oriental (1/500 000 e). C.R.Z.A. (C.N.R.S.), sér. Geol. n° 17, 69 p.

REED J.J., 1957 - Petrology of the lower Mesozoic rocks of the Wellington district. New Zealand Geol. Surv. Bull. 5, p. 57.

REICHELT R., 1972 - Géologie du Gourma (Afrique occidentale). Mem. B.R.G.M. n° 53, 213 p.

REMY J.M., 1967 - Etude géologique et volcanologique du Sud Est de l'Amadror en Ahaggar (Sahara central). Thèse Doct. Etat. Fac. Sci. Univ. Nancy. Sci. Terre Nancy, 10, 189 p.

RICHARDSON S.W., 1968 - Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. Journ. Petrol. 9, 3, 467-488.

RICHARDSON S.W., GILBERT M.C. and BELL P.M., 1969 - Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria ; the aluminium silicate triple point. Amer. Journ. of Sci. 267, 259-272.

ROBERTSON J.K. and WYLLIE P.J., 1971 - Rock-water systems, with special reference to the water-deficient region. Amer. Journ. Sci., 271, 252-277.

ROBERTSON J.K. and WYLLIE P.J., 1971 - Experimental studies on rocks from the Deboullie stock, Northern Maine, including melting relations in the water-deficient environment. Journ. of Geol. 79, 549-571.

ROCCI G., 1965 - Essai d'interprétation des mesures géochronologiques. La structure de l'Ouest africain. *in* Géochronologie absolue. 151e Coll. Intern. C.N.R.S. Nancy 257-273.

ROCCI G., 1969 - Les chaînes du Proterozoïque supérieur dans l'Ouest africain. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont Ferrand 41. Geol. Min. fasc. 19, 56-61.

RODDICK J.C. and FARRAR E., 1971 - High initial Ar ratio in hornblendes. Earth Planet. Sci. Letters, 12, 208-214.

ROGNON P., 1967 - Le massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central). Etude géomorphologique. Publ. C.R.Z.A. (C.N.R.S.), sér. Geol. n° 9, 559 p.

RUSSEL R.V., 1969 - Porphyroblastic differentiation in fleck gneiss from Västervik, Sweden. Geol. För Stockholm Förh. 91, 217-282.

SCHEUMANN K.H., 1937 - Metatexis und Metablastesis. Tschermaks Mineral. Petrog. Mitt. 48, 402-412.

SEDERHOLM J.J., 1907 - On granite and gneiss. Bull. Comm. Geol. Finlande, 23, 1-110.

SEDERHOLM J.J., 1923, 1926, 1934 - On migmatites and associated pre-cambrian rocks of Southwestern Finland. Bull. Comm. Geol. Finlande. 1, 58 (1923) : 1-153 ; 2, 77 (1926) : 1-143 ; 3, 107 (1934) : 1-68.

SHACKLETON R.M., 1969 - Displacement within continents. *in* Time and Place in Orogeny. Ed. P.E.Kent, G.E.Satterthwaite, A.M.Spencer. Geol. Soc. London Sp. Publ. 3, 1-7.

SHAW D.M., 1968 - A review of K/Rb fractionation trend by covariance analysis. Geoch. Cosmoch. Acta, 32, 573-601.

SHERATON J.W., 1970 - The origin of the Lewisian gneisses of Northwest Scotland, with particular reference to the Drumbeg area, Sutherland. Earth Planet. Sci. Letters, 8, 301-310.

SHIDO F., 1958 - Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono district on the central Abukuma plateau. Tokyo Univ. Journ. 11, 131-217.

SMITH A.G., 1964 - Potassium-argon decay constants and age tables. *In* The Phanerozoic time scale. Quater. Journ. Geol. Soc. London, 120, 129-141.

SNELLING N.J. and McCONNEL R.B., 1969 - The geochronology of Guyana. Geol. en Mijnbouw, 48 (2), 201-213.

SPRY A., 1969 - Metamorphic textures. Pergamon Press, 350 p.

SUTTON J. and WATSON J., 1950 - The pre-torridonian metamorphic history of the Loch Torridon and Scourie areas in the NW Highland and its bearing on the chronological classification of the Lewisian. Quater. Journ. Soc. London, CVI, 3, 241-307.

SUTTON J. and WATSON J., 1962 - Further observations on the margin of the Laxfordian complex of the Lewisian near Loch Laxford, Sutherland. Trans. Roy. Soc. Edingburgh, LXV, 5, 89-106.

SWARD A.M.J. (de), GARRARD P. and SIMPSON E.S.W., 1969 - Major zones of transcurrent dislocations and superposition of orogenic belts in part of central Africa. Geol. Soc. Amer. Bull., 76, 89-102.

TAGINI B., 1971 - Esquisse structurale de la côte d'Ivoire. Essai de géotectonique régionale. Sodemi, Abidjan, 302 p.

TAVORA F.J., CORDANI U.G. et KAWASHITA K., 1967 - Determinaçoes geochronologicas na região central da Bahia pelo metodo Potassio-Argônio. Ann. Meeting Curitiba Brazil. Abstr. *in* Bol. Paran. Geoc. 26 p. 59.

TAYLOR S.R., 1964 - Abondance of Chemical elements in the continental crust. Geochim. Cosmochim. Acta 29, 1273-1285.

TAYLOR S.R., 1965 - The application of trace element data to problems in petrology. Phys. Chem. Earth. Pergamon Press n° 6, 133-214.

TEALL J.J.H., 1885 - The metamorphism of a dolerite dyke into hornblende schist. Quater. Journ. Geol. Soc., 41, 133-145.

TUREKIAN K.K. and WEDEPOHL K.H., 1961 - Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Bull. Geol. Soc. Amer. 72, 175-192.

TUTTLE O.F. and BOWEN N.L., 1958 - Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - SiO_2 - H_2O. Geol. Soc. Amer. Mem. 74, 1-153.

VACHETTE M., 1964 - Essai de synthèse des déterminations d'âges radiométriques de formations cristallines de l'Ouest africain (Côte d'Ivoire - Mauritanie - Niger). Ann. Fac. Sci. Clermont Ferrand n° 25 fasc. 8, 7-29.

VACHETTE M., 1969 - Technique de la méthode au strontium pour la détermination des âges absolus. Trav. du Lab. associé de géochronologie (Clermont Ferrand) n° 16, 154 p.

VACHETTE M., ROCCI G., SOUGY J., CARON J.P.H., MARCHAND J., SIMON B. et TEMPIER C., 1973 - Ages radiométriques de 2000 et 1700 Ma, de séries métamorphiques et granites intrusifs précambriens dans la partie N et NE de la dorsale Reguibat (Mauritanie septentrionale). VIIe coll. Geol. Afr. Florence.

VIDAL P., 1972 - La signification des données radiométriques dans les domaines polyorogéniques. Coll. Liblice (Tchécoslovaquie). Corrélation des événements géologiques dans le socle ancien de la zone varisque de l'Europe.

VIDAL P. et LATOUCHE L., 1974 - Géochronologie du Précambrien de la région des Gour Oumelalen (N E de l'Ahaggar, Algérie). A paraître au Bull. Soc. Geol. Fr.

VITEL G., 1969 - Déformations superposées de la série de l'Arechchoum dans la région de l'Amsinassène (Hoggar, Sahara central). Publ. Serv. Geol. Algérie (Nelle Série) 39, 245-254.

VITEL G., 1969 - Signification pétrologique de la schistosité de fracture horizontale de Dehine (Hoggar central, Sahara algérien). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 269, 2500-2502.

VITEL G., 1970 - Distinction d'un socle et d'une couverture dans la région de l'Arechchoum en Ahaggar central. C.R. Acad. Sci. Paris, D, 270, 2142-2144.

VITRAC A., LANCELOT J. et ALLEGRE C.J., 1973 - Discordances d'âges ^{238}U-^{206}Pb, ^{235}U-^{207}Pb, ^{232}Th-^{208}Pb dans les minéraux riches en uranium de la région de l'In Ouzzal. Réun. Ann. Sci. Terre, Paris, mars 1973, p. 415.

VOGT T., 1927 - Sulitelmafeltets geologi of petrografi. Norges Geol Undersökelse, 121, 230-232 et 486-492.

VRANA S., 1973 - A model of aluminium silicate accretion in metamorphic rocks. Contr. Mineral. and Petrol. 41, 73-82.

WACRENIER P.H., 1959 - Aperçu sur l'Antecambrien du Tibesti (Afrique Equatoriale Française). Intern. Geol. Congress Mexico 1956, XXe sess. Actas Assoc. Serv. Geol. Afr. 281-288.

WATSON J., 1967 - Evidence of mobility in reactivated basement complex. Proc. Geol. Ass. 78, 211-235.

WATSON J., 1973 - Effect of reworking on high-grade gneiss complexes. Phil. Trans. Royal Soc. Lond. A 273, 443-455.

WATSON J., 1973 - Discussion : communications Coward, Francis and Simony. Journ. Geol. Soc. London, 129, 158-160.

WATTERSON J., 1965 - Plutonic development of the Ilordleq area, South Greenland. Part I - Chronology and recognition of metamorphosed basic dyke. Medd. on Grønland 172, n° 7, 147 p.

WEDEPOHL K.H., 1969 - Composition and abondance of common igneous rocks. *in* Handbook of geochemistry. Ed. K.H.Wedepohl, 227-249.

WEGMANN C.E., 1935 - Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rdsch., 26, 305-350.

WEGMANN C.E., SHAER J.P., 1962 - Chronologie et déformation des filons basiques dans les formations précambriennes du Sud de la Norvège. Norsk. Geol. Tidsskr. 42, 371-387.

WEILL D.F. and KUDO A.H., 1968 - Initial melting in alkali feldspar-plagioclase-quartz systems. Geol. Mag., 105, N°4, 325-337.

WEISBROD A., 1970 - Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes médianes (Massif central français). Reconstitution sédimentologique et approche thermodynamique du métamorphisme. Thèse Doct. Etat. Fac. Sci. Univ. Nancy.

WHETTEN J.T., 1966 - Sédiments of the lower Columbia River and origin of graywacke. Science, 152, 1057-1058.

WHITE A.J.R., 1966 - Genesis of migmatites from the Palmer region of South Australia. Chem. Geol. 1, 165-200.

WHITNEY P.R., 1969 - Variation of K/Rb ratios in migmatitic paragneiss of the North West Adirondacks. Geoch. Cosmoch. Act. 33, 1203-1211.

WIKSTROM A., 1970 - Hydrothermal experiments in the system jadéite-diopside. Norsk. Geol. Tidsskr.,50, 1-14.

WILSON M.R., 1972 - Excess radiogenic argon in metamorphic amphiboles and biotites from the Sulitjelma region, Central Norvegian Caledonides. Earth. Planet. Sci. Letters, 14, 403-412.

WINKLER H.G.F., 1967 - Petrogenesis of metamorphic rocks. Second edition. Springer Verlag, 237 p.

WINKLER H.G.F., 1970 - Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage, and of a classification based on isograds in common rocks. Neues Jahrbuch. Für Mineral. n° 5, 189-248.

WORL R.G., 1972 - Layered paratectonic migmatites of the Three Waters area, Wind River range, Wyoming, U.S.A. Intern. Geol. Congress XXIVe Sess. Montreal, Sect. 2, 135-143.

WYNNE EDWARDS H.R., 1965 - Flow folding. Am. Journ. Sci. 261, 793-814.

WYNNE EDWARDS H.R. and HASAN ZIA U.L., 1972 - Grey gneiss complexes and the evolution of the continental crust. Intern. Geol. Congres. XXIVe Sess. Montreal, Sect. 1, p. 175.

YORK D., 1966 - Least square fitting of a straight line. Canad. Journ. Phys. 44, 1079-1086.

ZWART H.J., 1967 - The duality of orogenic belts. Geol. en Mijnbouw 46, 8, 283-309.

RAPPORTS INEDITS DU B.R.M.A. et DU B.R.G.M.

BOISSONNAS J., 1965 - Granites tarditectoniques et granites post-tectoniques dans le Hoggar central et occidental. Etude géologique, relations avec la structure et l'évolution du socle saharien. B.R.G.M.

BOURGEOIS M., BOUVET M. et ILLY P., 1956 - Rapport de fin de mission (Hoggar 1955-56). B.R.M.A.

BYRAMJEE R., 1957 - Les granites post-tectoniques de l'axe Tanaout Taessa. Annexe au fascicule Généralités du rapport : Guérangé et Al., Mission hélicoptère, Hoggar 1956-1957. B.R.M.A.

GUERANGE B., 1966 - L'Antécambrien de Temasint. B.R.G.M.

GUERANGE B., BYRAMJEE R. et REBOUL C., 1957 - Mission hélicoptère (Hoggar 1956-1957). Rapport de fin de mission. B.R.M.A.

ILLY P., LE CAIGNEC J., DIDIER J. et HAREL M., 1957 - Rapport de fin de mission (Hoggar, 1956-1957). B.R.M.A.

ILLY P., DIDIER J. et HAREL M., 1958 - Etude complémentaire des indices de wolfram et d'étain de la région de Djanet ; *in* Mission de prospection générale n° 1 (Hoggar 1957-1958) ; rapport de fin de mission. B.R.M.A.

MEINDRE M., 1959 - Rapport sur les minéralisations du Hoggar. B.R.M.A. Secteur de Tamanrasset.

RANOUX J. et GUERANGE B., 1956 - Rapport de mission (Hoggar 1955-1956). B.R.M.A.

ROYER C. et THEBAULT J.Y., 1955 - Rapport sur la mission Hoggar, 1954-1955. B.R.M.A.

ROYER C. et ZUNDEL J., 1957 - Rapport de fin de mission (Hoggar, 1956-1957) B.R.M.A.

CARTES

Carte géologique du Hoggar. 1/500 000 e. Publ. B.R.G.M.-B.R.M.A., 1960.

Carte géologique du Nord Ouest de l'Afrique. Sahara central. 1/2 000 000 e. C.N.R.S., 1962.

Esquisse structurale de l'Algérie et des régions voisines (feuille Sud). 1/2 000 000 e. C.R.Z.A. et Département des Sciences de la Terre d'Alger, 1973.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION

Historique sommaire des recherches géologiques au Hoggar central et oriental 1
Histoire géologique récente - Cadre géographique et conditions de travail 4

Première partie : LITHOSTRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE

Chapitre I - APERCU SUR LA STRUCTURE DU PRECAMBRIEN DE L'ALEKSOD 9
I - Place de l'Aleksod dans la structure du Hoggar 9
II - Structure de l'Aleksod. Définitions des unités structurales 12

Chapitre II - ENSEMBLES LITHOLOGIQUES 15
I - Critères de distinction de la série de l'Arechchoum et de la série de l'Aleksod 15
II - La série de l'Arechchoum 17
1 - Dans le dome d'Ouadenki et dans l'unité du Talat Mellet 17
1 - Au Nord de la dépression des oueds Taguieret et In Kaoukane n'Aher 17
2 - Coupe de l'oued Ouadenki 18
3 - Coupe à l'Est de l'Adrar Talat Mellet 18
2 - Dans l'unité de Tirehatine 19
3 - Les formations attribuables à la série de l'Arechchoum 19
1 - Au Nord de la faille de l'oued Telohat 19
2 - Au Sud de la faille de l'oued Telohat 19
III - La série de l'Aleksod 20
1 - Le groupe d'Ouadenki 20
1 - Ce groupe a été initialement défini dans l'oued Ouadenki 20
2 - Dans l'unité de Tirehatine 21
3 - Au Nord du dôme d'Ouadenki 22
4 - Origine des roches de la série de l'Aleksod 22
2 - Le groupe d'Agenou 23
1 - Le socle 23
2 - Formation des amphibolites de l'Aokassit 23
3 - Formation des amphibolites de Tazrouk 23
4 - Formation métasédimentaire de la Tazoulet 24
5 - Formation gneissique de l'oued In Assakane 24
6 - Formation métasédimentaire de l'oued In Guender 24
7 - Cas particulier de l'Ehra 24
8 - Caractères généraux du groupe d'Agenou 25
IV - Le Pharusien de l'Arefsa 25
1 - Oued Telazit et oued Tazzait 25
2 - Belumet 27
3 - Oued Sersouf 27
4 - Problèmes posés par le Pharusien de l'Arefsa 28
V - Le Groupe du Serkout 30
1 - Les zones lithologiques 30
1 - La zone de l'oued Imereri et le bord sud de l'Amadror 30

2 - La zone centrale, de l'oued Aha Ouin Aka à l'oued An Emerhou 30
3 - La bande épizonale de l'oued Takalous 30
4 - La zone du Sud du Serkout 32
2 - Problèmes posés par le compartiment du Serkout 32
VI - Corrélations lithostratigraphiques. Comparaisons avec les régions voisines 32
1 - Corrélations lithostratigraphiques en Aleksod et en Tazoulet 32
2 - Comparaisons avec les régions voisines 32

Chapitre III - LES PHASES SUCCESSIVES DE PLISSEMENT 37
I - La phase P_0 37
II - Les plis couchés de la phase P_1 39
III - La phase P_2 47
IV - La phase P_3 51

Chapitre IV - LES DEFORMATIONS DISCONTINUES POSTERIEURES AUX PLISSEMENTS : leurs relations avec les déformations souples de la phase P_3 et avec le plutonisme 59
I - Failles et contacts anormaux 59
1 - Les accidents verticaux 59
1 - La faille de l'oued Irharhar - Arefsa 59
2 - La faille Ouest Serkout 61
3 - La faille Est Serkout 61
4 - La faille de l'oued Telohat 61
2 - Les contacts anormaux à pendage faible 63
1 - Le rejeu des surfaces de laminage précoces 63
2 - Les contacts anormaux tangentiels tardifs 63
II - Dynamique et chronologie des déformations discontinues 65
1 - Le plutonisme 65
1 - Conditions de gisement et lithologie 65
2 - Les contacts avec l'encaissant 66
3 - Chronologie de mise en place et relations avec les déformations tardives 67
2 - Les relations géométriques entre les différents types d'accidents. Relations avec les déformations souples de la phase P_3 67
3 - Chronologie des phases tardives 70

Chapitre V - ANALYSE STRUCTURALE DES UNITES TECTONIQUES DE L'ALEKSOD ET DE LA TAZOULET COMPARAISONS AVEC LE COMPARTIMENT DU SERKOUT ET LE PHARUSIEN DE L'AREFSA 71
I - Le dôme d'Ouadenki 71
1 - Définition géométrique des grandes structures penniques. Les déformations ultérieures 71
1 - Les synclinaux de couverture 71
2 - Les domaines anticlinaux 75
2 - Le problème des foliations et de l'accordance. Existe-t-il une relation avec la forme "en dôme" ? 75
1 - Dans les gneiss de la série de l'Arechchoum 76
2 - La foliation S_1 76
3 - La foliation S_2 77
4 - Les relations entre les mobilisats et les phases de déformation 77
5 - En conclusion 77

II - L'unité du Talat Mellet 78
1 - Analyse des structures plissées 80
A - La zone occidentale 80
B - La zone centrale 81
C - La zone orientale 82
2 - Les relations entre les mobilisations et les déformations 83
A - Dans les gneiss rubanés de l'oued Tarasit tan Taremt 83
B - Etude de l'affleurement de la guelta d'Ouadenki 84
3 - Résumé des caractéristiques principales de la structure de l'unité du Talat Mellet 86
III - L'unité de l'oued Tirehatine 87
1 - Géométrie d'ensemble 87
2 - Quelques exemples de tectoniques superposées 89
1 - Tarasitin et Allous ouan ouf Ahakit 89
2 - Le grand synforme de Tirehatine 89
3 - L'adrar Tebouchadat 91
3 - Résumé des caractéristiques principales de la structure de l'unité de Tirehatine 94
IV - L'unité de la Tazoulet
1 - Le synforme d'Agenou 94
2 - Les plis de l'oued Taguierafet 98
3 - Essai de reconstitution des mégastructures de la Tazoulet 101
4 - Conclusion 103
V - Le compartiment du Serkout 103
VI - Le Pharusien de l'Arefsa 104

Chapitre VI - CONCLUSIONS A L'ETUDE REGIONALE DE L'ALEKSOD ET DE LA TAZOULET 105
La phase P_1 107
La phase P_2 108
La phase P_3 108

Deuxième partie : ETUDE PETROLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DE QUELQUES FORMATIONS GNEISSIQUES
LE METAMORPHISME ET LES PROCESSUS DE MIGMATISATION

Introduction 111 bis
Gneiss et migmatites : définitions et nomenclature 111 bis
Echantillonnage et analyses 115

Chapitre I - LES CONDITIONS DU METAMORPHISME 117
I - Rappel des observations microtectoniques ; leurs conséquences 118
1 - En dehors du "couloir pharusien" 118
2 - Les deux phases de métamorphisme 118
3 - Les deux phases P_1 et P_2 118
4 - Les déformations tardives 118
II - Les conditions de température et de pression d'après l'analyse de quelques paragenèses 119
I - Les phases P_1 et P_2 119
1 - Paragenèse à staurotide-disthène 119
2 - Les gneiss à cordiérite 121
3 - Les éclogites associées aux gneiss rubanés 121

4 - L'évolution coronitique des métadolérites d'Ouadenki 123
5 - Les conditions de température et de pression du métamorphisme barrovien de l'Aleksod 124
2 - Le métamorphisme de la phase P_3 124
3 - Le faciès granulite de l'oued Imeroka (Serkout) 127
III - L'évolution polymétamorphique du Précambrien de l'Aleksod 130

Chapitre II - LES GNEISS RUBANES, GRANITOIDES ET AMYGDALAIRES DE LA SERIE DE L'ARECHCHOUM 131
I - Descriptions pétrographiques 131
1 - Les gneiss rubanés et homogènes 131
2 - Les gneiss amygdalaires, oeillés et granitoïdes (gneiss granitiques) 133
3 - Les faciès leucocrates associés aux gneiss rubanés plagioclasiques et aux gneiss granitiques. Aspects macroscopiques de la migmatisation 135
II - Evolution comparée des assemblages minéraux 139
1 - Les assemblages minéraux 139
2 - Polymétamorphisme et polymigmatisation des gneiss quartzo-feldspathiques de la série de l'Arechchoum 145
III - Origine du matériel et évolution métamorphique et migmatitique d'après les données géochimiques 146
1 - Localisation des échantillons et rapports des groupes d'échantillons entre eux 146
2 - Les éléments majeurs 147
1 - L'origine du matériel 147
2 - Tendance évolutive 149
3 - L'enrichissement en potassium 151
3 - Les processus de mobilisation 152
1 - Origine anatectique des gneiss granitiques et des mobilisats pegmatoïdes des gneiss rubanés 152
2 - Les autres formes de mobilisation dans les gneiss rubanés 155
3 - Cas particuliers des mobilisats tardifs M_{II} 155
4 - L'état d'oxydation du Fer et les conditions de la mobilisation 155
4 - Les éléments en trace au cours de la mobilisation 157
1 - Distribution des éléments et variations en fonction de SiO_2 159
2 - Etude du fractionnement des éléments 161
3 - Caractères généraux du fractionnement des éléments en trace au cours des processus de mobilisation 167
4 - Le partage du rubidium entre la biotite et le microcline 170
IV - Principaux résultats de l'étude des gneiss quartzo-feldspathiques 173

Chapitre III - LES FORMATIONS BASIQUES 175
I - Analyse pétrographique 176
1 - Les métadolérites de la série de l'Arechchoum 176
2 - La formation calco-magnésienne du groupe d'Ouadenki 177
3 - Les gneiss "dioritiques" à biotite et hornblende 179
1 - Les métabasites de l'oued Tirehatine et de l'oued Tala Mellet 179
2 - Les gneiss "dioritiques" de l'oued In Assakane 181
II - Principaux caractères géochimiques des formations basiques 183
1 - Diagrammes (Al + Fe + Ti)/3 - K et (Al + Fe + Ti)/3 - Na 183
2 - Les diagrammes Q-F et F-B de H. de la Roche (1962) 185

3 - Comparaison des roches basiques de l'Aleksod avec les séries d'origine ignée 187
III - Les processus de mobilisation dans les gneiss dioritiques 189
1 - Les éléments majeurs 191
2 - Les éléments en trace 191
IV - Conclusions 192

Chapitre IV - LES FORMATIONS METASEDIMENTAIRES 195
I - Analyse pétrographique 195
1 - La formation de la guelta d'Ouadenki 195
2 - Les mobilisats de la formation de la guelta d'Ouadenki 196
3 - La formation de la guelta d'Agenou 197
II - Les données pétrochimiques 198
1 - Origine du matériel 198
2 - Les processus de mobilisation 201
3 - Les éléments en trace 205

Chapitre V - CONCLUSIONS A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE 213
I - Morphologie et localisation des mobilisats 213
II - Apport de la géochimie 216

Troisième partie : GEOCHRONOLOGIE

Introduction 219
I - Cadre géologique 219
1 - Le vieux socle 219
2 - Les déformations et le métamorphisme majeurs de la série de l'Aleksod 219
3 - Les phases tardives 219
II - Plan et méthode d'échantillonnage 220
1 - Gneiss plagioclasiques rubanés de l'oued Ouadenki 221
2 - Metasédiments de l'oued Irnezzouf 221
3 - Gneiss granitiques du Talat Mellet 221
4 - Métasédiments de la guelta d'Agenou 221
5 - Tonalites et granodiorites de l'oued Aha'n'Souri 221
III - Méthodes analytiques
1 - Méthode K-Ar 222
2 - Méthode Rb-Sr 222

Chapitre I - LES DONNEES SUR MINERAUX ISOLES 225
I - Rb - Sr 225
1 - Les biotites 225
2 - Les muscovites 225
II - K - Ar 225
1 - Les âges voisins de 600-700 Ma 225
2 - Les âges voisins de 900-1000 Ma 228
3 - Les âges de 1400 Ma des hornblendes des filons basiques 229

Chapitre II - AGES OBTENUS PAR LA METHODE DES ISOCHRONES Rb-Sr 233
I - Principaux résultats et discussion des mesures 233
1 - Les gneiss rubanés de l'oued Ouadenki (E42) 237
2 - Les gneiss granitiques du Talat Mellet (E97-109) 239
3 - Les métasédiments de l'oued Irnezzouf (E38) 243
4 - Les métasédiments de la guelta d'Agenou (Série de l'Aleksod) (E104) 245
II - Discussion des résultats 246
1 - Les points correspondant à des âges ≃ 2500 Ma 246
2 - Les isochrones de 2000 Ma environ 246
3 - Les isochrones de 1000 Ma environ obtenues sur des roches totales de la série de l'Arechchoum 247
4 - L'isochrone à 1000 Ma environ obtenue sur les roches totales de la série de l'Aleksod 248
5 - Les isochrones sur minéraux et roches totales 249
6 - Le problème des feldspaths 250
7 - L'âge du complexe plutonique récent 252

Chapitre III - LES DONNEES CHRONOLOGIQUES ET L'INTERPRETATION STRUCTURALE DU HOGGAR CENTRAL ET ORIENTAL 255
I - Les traces de l'orogenèse libérienne 255
II - L'orogenèse éburnéenne 255
III - L'orogenèse kibarienne 257
1 - Preuves de l'existence d'un cycle kibarien en Aleksod 257
2 - Problèmes de terminologie : Pharusien et Suggarien 258
3 - Extension de l'orogenèse kibarienne au Hoggar 260
4 - Extension de l'orogenèse kibarienne dans le bloc afro-brésilien 262
IV - Les manifestations de l'orogenèse pharusienne (pan-africaine) en Aleksod 264

Conclusion : RESULTATS ET LIMITES DE CETTE ETUDE
RESULTS AND LIMITATIONS OF THE STUDY
I - Principaux résultats d'ordre régional 267
1 - Deux cycles orogéniques successifs 267
2 - Les formations pharusiennes 268
II - Les processus de mobilisation 270
III - L'évolution d'un domaine sialique au cours d'épisodes successifs de remobilisation 271

I - Regional setting 273
1 - Two distinct orogenic cycles 273
2 - The pharusian formations 274
II - Mobilisation processes 275
III - The evolution of a sialic domain during successive episodes of remobilisation 276

Bibliographie 279
Table des matières 293
Table des figures 301

Liste des tableaux 305

Liste des planches photographiques 307

Annexes

Annexe I Définitions

Annexe II Analyses chimiques de roches

Annexe III Analyses chimiques de minéraux

Annexe IV Analyses modales

Annexe V Géochronologie : calcul des isochrones

Annexe VI Géochronologie : données analytiques

Annexe VII Géochronologie : plutonisme pan-africain. Données et discussion

FIGURES

1.1 - Schéma structural du Hoggar central et oriental 2
1.2 - Esquisse géomorphologique de l'Aleksod, de la Tazoulet et des régions voisines 6
1.3 - Lithostratigraphie de l'Aleksod et de la Tazoulet 11
1.4 - Carte géologique simplifiée de la région de l'oued Ouadenki 16
1.5 - Coupe schématique de la discordance dans l'oued Ouadenki 16
1.6 - Quelques coupes caractéristiques de la série de l'Arechchoum 17
1.7 - Coupes du groupe d'Ouadenki 21
1.8 a - Coupe du "couloir" pharusien au niveau d'Idéles 26
1.8 b - Coupe du "couloir" pharusien en amont de l'oued Tazzait 26
1.9 - Coupe schématique du "couloir" pharusien aux environs de Belumet 26
1.10 - Carte géologique schématique du compartiment du Serkout 29
1.11 - Coupes interprétatives du compartiment du Serkout 31
1.12 - Relations entre filons basiques plissés et plis P_0 38
1.13 - Transposition de foliation dans les gneiss rubanés de l'oued Ouadenki 41
1.14 - Pli de détail P_1 (oued Ihetsane) 43
1.15 - Oued Ouadenki. Surface de laminage. a) ensemble de l'affleurement ; b) détail 45
1.16 - Oued In Kaoukane. Disposition en éventail, avec disharmonie, de replis P_2 d'échelle métrique 49
1.17 - Mobilisation au cours de la phase P_2 53
1.18 - Niveau structural de la phase P_2 54
1.19 - Déformation des structures plus anciennes au cours de la phase P_3 56
1.20 - Essai de classification des accidents cassants de l'Aleksod, de la Tazoulet et du Serkout 60
1.21 - Coupe d'un contact anormal tardif (oued Tihilelette) 64
1.22 - Schéma structural du dôme d'Ouadenki 72
1.23 - Interprétation tectonique du dôme d'Ouadenki 73
1.24 - Stéréogramme des éléments structuraux du dôme d'Ouadenki 74
1.25 - Schéma structural de l'unité du Talat Mellet 78
1.26 - Coupes au travers de l'unité du Talat Mellet 79
1.27 - Plis P_1 dans les amphibolites de l'oued Tihoun Aorani 81
1.28 - Stéréogramme des éléments structuraux de la partie orientale de l'unité du Talat Mellet 83
1.29 - Relations entre mobilisats et déformations. Oued Tarasit tan Taremt 84
1.30 - Relations entre mobilisats et déformations à la guelta d'Ouadenki 85
1.31 - Schéma structural de l'unité de l'oued Tirehatine 87
1.32 - Tectoniques superposées de l'oued Akomak (Tarasitin) 90
1.33 - Interprétation tectonique du grand synforme de Tirehatine 92 et 93
1.34 - Schéma structural de l'unité de la Tazoulet 95
1.35 - Structure du synforme d'Agenou. a) schéma structural ; b) diagramme de Schmidt 97
1.36 - Structure du synforme de l'oued Taguierafet 99
1.37 - Stéréogramme des éléments structuraux des synformes de l'oued Taguierafet 100
1.38 - Coupes en série de l'unité de la Tazoulet 102

2.1 - Quelques types de gneiss et leur évolution tectonique 114
2.2 - Localisation des échantillons 114
2.3 - Conditions de température et de pression du métamorphisme (P_1+P_2) et du métamorphisme P_3 125
2.4 - Zonéographie de la phase P_3 126
2.5 - Evolution des teneurs (modales) en minéraux en fonction du feldspath potassique 132

2.6 - Schéma montrant la succession des mobilisats dans les gneiss rubanés 137
2.7 - Echantillonnage et séquence lithologique au Talat Mellet 147
2.8 - Diagrammes Al/3-K - Al/3-Na. a) gneiss rubanés ; b) gneiss granitiques 148
2.9 - Diagramme Q.F.B. 150
2.10 - Diagramme Q.Ab.Orth pour les roches du Tala Mellet et du Talat Mellet 153
2.11 - A) gneiss rubanés - B) gneiss granitiques 156
2.12 - Histogrammes de fréquence des valeurs de Li, Rb, Sr, Ba dans les gneiss rubanés et dans gneiss granitiques 158
2.13 - Diagrammes SiO_2/traces 160
2.14 - Mg-Li 162
2.15 A - K-Rb 162
2.15 B - K-K/Rb 162
2.16 - Rb-Ba 164
2.17 - K-Ba 164
2.18 - Ba-Sr 164
2.19 - Ca-Sr 166
2.20 - Rb-Sr 166
(gneiss rubanés et gneiss granitiques)
2.21 - Expression graphique du coefficient de partage du rubidium entre la biotite et le microcline dans les gneiss étudiés 171
2.22 - Histogramme de fréquence permettant de comparer les valeurs de $D_{Rb}^{B/M}$ des deux minéraux potassiques, biotite et microcline dans les roches suivantes : 1) granodiorites ; 2) granites ; 3) gneiss étudiés 171
2.23 - Contexte lithologique des formations basiques 175
2.24 - Diagrammes (Al + Fe + Ti)/3 - K et (Al + Fe + Ti)/3 - Na 185
2.25 - Diagramme Q-F-B 186
2.26 - Diagrammes de S.R.Nockolds et R.Allen 188
2.27 - Diagramme SiO_2-K_2O 188
2.28 - Diagramme $SiO_2/Na_2O + K_2O$ 188
2.29 - Diagramme K-Na-Ca 192
2.30 - Diagrammes K/Rb (A) et Mg/Li (B) 193
(formations basiques)
2.31 - Diagramme SiO_2-Al_2O_3-Σ O 199
2.32 - Diagramme K_2O-Na_2O-MgO 199
2.33 - Diagramme Q-Ab-Or 201
2.34 - Diagramme Q-F-B (échantillons G6 et E37) 202
2.35 - Diagramme Fe^{2+} / Fe^{3+} 204
2.36 - Mg-Li 206
2.37 - K-Rb 206
2.38 - Rb-Ba 206
2.39 - K-Ba 206
2.40 - Ba-Sr 208
2.41 - Ca-Sr 208
2.42 - Rb-Sr 208
2.43 - $\frac{Rb}{Sr} / \frac{K_2O}{Na_2O + CaO}$ 208
(métasédiments)
2.44 - Relations entre les rapports K/Rb et Rb/Sr des couples mobilisat-encaissant 210

3.1 - Résultats géochronologiques 219
3.2 - Localisation des mesures géochronologiques dans la région de l'oued Ouadenki 220

3.3 - Dispositif structural de l'oued Ouadenki et localisation schématique des amphiboles analysées 229
3.4 - Diagramme ^{40}Ar - K %. Hornblendes des amphibolites de l'Aleksod 230
3.5 - Diagramme $^{40}Ar/^{36}Ar$ - $^{40}K/^{36}Ar$. Hornblendes des amphibolites de l'Aleksod 230
3.6 - Age apparent des amphiboles en fonction de 100 $(Mg^{2+} + Fe^{2+} + Al^{VI})/(Mg^{2+} + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Al^{VI})$ d'après O'Nions et al. (1969) 231
3.7 - Les gneiss rubanés de l'oued Ouadenki (E42) 236
3.8 - Les gneiss granitiques du Talat Mellet (E97-109) 238
3.9 - Les gneiss granitiques du Talat Mellet (E97-109) - minéraux 240
3.10 - Les métasédiments de l'oued Irnezzouf (E38) 242
3.11 - Les métasédiments de la guelta d'Agenou (série de l'Aleksod) (E104) 244
3.12 - Réhomogénéisation isotopique à l'échelle de l'échantillon 251
3.13 - Alignement des feldspaths potassiques 252
3.14 - Comparaison du rapport Rb/Sr entre les roches totales et les feldspaths potassiques correspondants 253
3.15 - Comparaison du rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ entre les roches totales et les feldspaths potassiques correspondants 253
3.16 - Données géochronologiques - Hoggar central et oriental 254
3.17 - Extension présumée de l'orogenèse kibarienne en Afrique et au Brésil 263

TABLEAUX

1.1 - Corrélations lithologiques entre les différentes unités de l'Aleksod, de la Tazoulet et du Serkout 33
1.2 - Essai de chronologie relative des événements tardifs 70

2.1 - Evolution comparée des assemblages minéraux 142 et 143
2.2 - Origine des échantillons analysés 146
2.3 - Etude du fractionnement des éléments 163, 165 et 167
2.4 - Caractéristiques géochimiques des mobilisats 168
2.5 - Teneurs en rubidium dans les couples de minéraux (biotite et microcline) 170
2.6 - Caractéristiques structurales des échantillons étudiés 172
2.7 - Provenance et caractéristiques des échantillons analysés 184
2.8 - Structure et pétrographie des mobilisats 197
2.9 - Analyses chimiques de grauwackes et de shales 200
2.10 - Moyenne des teneurs en Sr, Rb, Li, Ba dans les paragneiss 205
2.11 - Fractionnement des éléments en trace 207 et 209
2.12 - Tableau comparatif des caractéristiques pétrographiques et géochimiques dans les différents types de gneiss 214 et 215

3.1 - Provenance et caractéristiques principales des amphiboles analysées 226
3.2 - Résultats analytiques des mesures K-Ar sur les amphiboles 227
3.3 - Principaux résultats. Méthode Rb-Sr 233, 234 et 235
3.4 - Corrélations envisagées 259

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

1, 2, 3 - Métadolérites de l'oued Ouadenki (branche Ouest) : filons épais 40

4, 5 - Métadolérites de l'oued Ouadenki (branche Ouest) : filons minces 42

6, 7, 8 - Structures plissées de la phase P_1 dans les gneiss de la série de l'Arechchoum 44

9, 10, 11 - Rubanement et transposition de foliation dans les gneiss de la série de l'Arechchoum (oued Ouadenki, branche Ouest) 46

12, 13, 14, 15 - Plis P_2 48

16, 17, 18, 19, 20 - Plis P_2 50

21, 22, 23 - Plis P_2 54

24, 25, 26 - Contacts anormaux tardifs 62

27, 28, 29, 30 - Contact du complexe intrusif tardif de l'oued Aha'n'Souri 68

31, 32, 33 - Guelta d'Ouadenki (oued Ouadenki, branche Est) 70

34, 35, 36, 37 - Paragenèse à disthène-staurotide-grenat de l'oued Adarou 120

38, 39 - Paragenèse à cordiérite-disthène-sillimanite du Tala Mellet (oued In Kaoukane) 120

40, 41 - Métadolérites coronitiques 122

42, 43, 44 - Eclogites de l'oued Imereri (E80.2) 128

45, 46 - Gabbros orientés à orthopyroxène de l'oued Imeroka (E32.4) 128

47, 48, 49 - Paragenèses superposées au Serkout (oued Aha Ouin Aka) 128

50, 51, 52, 53, 54, 55,56,57-Gneiss rubanés plagioclasiques et leurs mobilisats 136

58, 59, 60, 61, 62, 63 - Gneiss granitiques 140

64,65 - Gneiss granitiques du Talat Mellet (oued Tarasit Tan Amane) 144

66 - Formation calco-magnésienne d'Ouadenki 178

67, 68, 69, 70, 71, 72, 73 - Amphibolites et métasédiments 180

74, 75 - Amphibolites rubanées migmatisées (oued Tirhermine) 182

76, 77, 78 - Gneiss dioritiques et métadiorites 180

ANNEXES

ANNEXE I

DEFINITIONS

Un certain nombre de termes qui seront utilisés dans ce mémoire sont précisés ici. Ils concernent essentiellement la classification des différentes masses rocheuses en un système logique.

Lithologie

La nomenclature des roches métamorphiques est inspirée des termes couramment utilisés dans la littérature de langue française. Des adjectifs, ou des périphases, précisent l'aspect des roches, leur origine (lorsqu'elle est connue) ou leur composition minéralogique globale.

Les gneiss sont les roches les plus courantes. Pour les roches de mélange où une trame gneissique est associée à des filons, veines ou amas de matériel de composition et de texture granitique ou pegmatitique, le terme général de migmatite est utilisé (cf. IIe partie) ; les "mobilisats" au sens défini par K.R.Mehnert (1968) correspondent aux fractions leucocrates (granitoïdes et pegmatoïdes).

Les gneiss quartzo-feldspathiques (quartz + feldspaths 80 %) sont opposés aux gneiss riches en biotite et/ou en hornblende. La composition minéralogique globale est précisée par un adjectif - gneiss granitiques, gneiss dioritiques - qui ne préjuge pas de l'origine magmatique (on utilisera dans ce cas les termes d'orthogneiss et de métadiorites).

Les termes définis par A.Berthelsen (1960) précisent la morphologie des gneiss quartzo-feldspathiques :

- gneiss rubanés ("banded gneiss") : alternance millimétrique à métrique de gneiss de composition minéralogique ou chimique différente ; des amphibolites et des leptynites peuvent participer à ce rubanement ;
- gneiss veinés ("veined gneiss") : veines d'épaisseur et de continuité variable, de matériel leucocrate à structure granitoïde ou pegmatoïde séparées par du matériel plus sombre, riche en biotite et/ou hornblende ;
- gneiss homogènes ("homogeneous gneiss) : la composition chimique et minéralogique varie peu dans les trois dimensions (gneiss granitoïdes, gneiss oeillés). Une roche particulière contient des lentilles polycristallines de plusieurs centimètres, formées de quartz et de feldspath (essentiellement microcline),allongées parallèlement à la foliation d'un gneiss homogène pour laquelle le terme de gneiss amygdalaire est utilisé.

Formation

Il s'agit d'un ensemble lithologique, défini localement, caractérisé par un type de roche prépondérant. Lorsqu'une certaine hétérogénéité existe dans une formation, du moins les conditions de genèse (sédimentation, plutonisme, volcanisme) sont-elles communes. Ainsi, une formation métasédimentaire comportera des métasédiments de composition variée.

Groupe

Les groupes correspondent à des entités d'ordre plus élevé, regroupant plusieurs formations d'origine diverse dont on s'efforcera de déterminer l'ordre de superposition. Un groupe constitue donc une suite lithostratigraphique, définie régionalement : les formations d'un même groupe ont subi le même type d'évolution structurale et métamorphique ou polymétamorphique et ne sont pas séparées par des discontinuités majeures (discordance, etc...).

Série

Aux deux termes précédant, dont la définition est locale ou régionale, se superpose le terme de "série" qui regroupe des formations et des groupes en fonction de leurs relations chronologiques démontrées (ou supposées). Une série correspondra donc à l'ensemble des roches déposées pendant un "cycle orogénique" qui sera caractérisé par sa sédimentation, son évolution tectonique, métamorphique et magmatique, son (ses) âge(s) radiométrique(s). Au sein d'un édifice tectonique donné, les reliques de plusieurs séries correspondant à des cycles orogéniques antérieurs peuvent subsister ; dans le Précambrien métamorphique, les critères utilisables pour distinguer de telles "séries" sont rares : l'étude des structures et du métamorphisme permet une bonne approche du problème, qui doit être confirmée par des données plus précises (géochronologie).

ANNEXE II

ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES

Les normes C.I.P.W. n'ont pas été calculées lorsque le total des pourcentages d'oxyde n'atteint pas 98.

Les accolades indiquent des fractions séparées sur un même échantillon ou sur un même affleurement.

Les valeurs concernant les éléments en trace sont données en p.p.m.

N° échantil.	B134	E62	E63	E64	G2.8	G3.8	G4.8	E3	E43	G4.5	G13.5	F25	E104.5	E104.6	E104.9	E38.3
N°anal. CRPG Montpellier	29075 1643	28923 1646	28924 1647	28925 1648	28927 1637	28959 1638	29628 1639	29076 1644	28960 1645	28961 1640	28928 1641	29054 1642	1061	29077 1651	28929 1652	24176
Localisation	Oued Ouadenki											In K	Agenou (Guelta)			Irn
Faciès	af	o	ap	p	p	a	ag	fb	fb	fb	fb	am	a	a	abg	ag
SiO_2	44,80	51,40	50,20	53,10	52,80	50,70	51,20	52,50	53,00	54,90	53,10	49,20		51,40	48,80	50,70
Al_2O_3	15,75	16,90	12,40	10,70	15,85	14,30	17,80	13,70	13,90	13,45	14,35	14,15		13,75	16,20	14,60
FeO	10,08	7,33	11,54	3,99	5,74	10,80	8,24	10,60	10,60	9,20	10,30	9,14		6,61	10,08	11,74
Fe_2O	2,51	2,30	1,29	1,33	2,20	2,63	1,74	3,93	2,54	3,46	3,04	1,96		3,45	2,16	2,03
MnO	0,22	0,16	0,23	0,12	0,18	0,21	0,18	0,22	0,20	0,18	0,20	0,19		0,18	0,22	0,21
MgO	8,93	2,46	7,00	2,58	4,39	6,76	4,21	4,47	4,47	3,47	3,96	6,89		7,92	6,53	4,72
CaO	11,60	13,10	11,52	11,92	11,36	9,25	10,19	8,29	7,40	6,74	8,77	11,81		10,88	8,40	7,28
Na_2O	2,13	1,18	1,84	3,03	2,54	2,24	3,27	2,33	2,38	2,82	2,43	2,31	1,85	2,52	2,37	2,62
K_2O	0,55	1,28	0,50	2,19	2,99	0,45	0,64	1,09	1,19	2,08	1,29	0,84	0,81	0,89	1,33	1,37
TiO_2	1,26	1,53	1,77	1,31	0,81	1,55	1,14	1,55	1,57	2,02	1,37	1,13		0,96	1,50	2,16
P_2O_5	0,10	0,24	0,15	0,09	0,14	0,15	0,18	0,22	0,21	0,50	0,19	0,10		0,22	0,19	0,32
H_2O^+	0,80	0,60	0,78	0,87	0,60	0,42	0,91	0,40	0,40	0,80	0,71	1,30		0,93	1,44	2,15
H_2O^-	0,08	0,10	0,10	0,02	0,04	0,10	0,07	0,08	0,10	0,10	0,09	0,03		0,13	0,10	0,05
Total	98,86	99,76	99,33	99,75	99,64	99,56	99,77	98,48	97,96	99,72	99,80	99,05		99,84	99,72	99,25
Sr	168	309	188	491	308	149	292	188	198	316	237	142	260	351	430	
Rb	13	42	13	59	81	13	12	34	40	63	44		17	16	39	
Li	15	14	7	20	22	25	18	14	14	41	8		35	13	25	
Cs													3	8	10	
Ba	59	285	54	750	318	24	89	317	347	871	411	127		128	296	
Co	55	34	44	25	34	50	22	45	50	20	50	41		40	55	
Cr	380	194	587	188	139	204	150	135	206	213	162	495		478	302	
Ni	733	700	595	425	77	445	330	333	623	542	471	120		617	675	
Cu	88	48	63	15	10	114	67	178	177	114	148	78		20	13	
V	281	186	285	129	165	306	214	303	309	292	289	283		233	270	
Orth	3,32	7,71	3,00	13,08	17,85	2,68	3,83	0,50		12,43	7,70	5,08		5,32	8,00	11,38
Ab	14,54	10,18	15,81	25,92	21,71	19,13	28,00	19,91		24,13	20,76	20,00		21,59	20,42	17,60
Neph	2,27															
An	32,22	37,75	24,47	31,29	23,24	27,90	32,38	23,93		18,10	24,67	26,36		23,87	30,18	24,31
Magn	3,73	3,41	1,90	1,95	3,23	3,86	2,56	5,77		5,09	4,46	2,92		5,08	3,20	3,04
Q		10,14	1,76	2,56		3,13	0,31	8,13		9,94	7,12			1,39		4,76
Diopside	21,17	23,10	27,11	20,57	26,89	14,50	14,78	13,67		10,79	15,26	27,10		23,76	9,20	9,26
Hypersthène		4,00	22,18	0,78	3,95	25,46	15,56	18,64		14,52	16,96	10,38		16,63	21,04	24,67
Olivine	19,99				1,25							5,72			3,03	
K/Rb	351	253	319	308	306	287	442	265	246	274	243		395	461	283	
Rb/Sr	0,07	0,13	0,06	0,12	0,26	0,09	0,04	0,18	0,20	0,20	0,18		0,06	0,04	0,08	

Faciès

af : amphibolite feldspathique
o : gneiss calcomagnésien à Cpx, Hnb, gr
ap : amphibolite à pyroxène
p : pyroxénite
gg : gneiss à grenat
a : amphibolite banale
ag : amphibolite à grenat
fb : filon basique
am : amphibolite massive
abg : amphibolite à biotite et grenat

Localisation

In K : oued In Kaokane
Irn : oued Irnezzouf

GNEISS DIORITIQUES

N° échantil.	E111.1	E111.2	E112	C60	E114.1	E114.2	E114.3	E114.4	G2.13A	G2.13B	G3.13	G4.13	G5.13	G6.13	G7.13	G8.13
N°anal.CRPG Montpellier	24205	24206	24236	24204	24208	24209	24210	24211	28912 1377	28913 1378	28914 1379	28915 1380	28916 1381	1382	28918 1383	29919 1384
Localisation	oued In Asil			Sud Agenou					oued In Assakane							
Faciès	vhb	vhb	g emb	vhb	vhb	vhb	vhb	vhb	mob	vhb	vhb	mob fol	vhb	mob	ab	vh
SiO_2	68,80	67,70	74,50	64,40	66,50	62,80	57,00	62,90	70,08	59,87	52,20	61,20	55,30	77,19	47,30	59,50
Al_2O_3	12,25	12,25	12,50	15,75	15,30	16,10	17,95	15,75	15,75	16,40	18,80	19,20	17,05	13,20	15,00	16,50
FeO	4,84	5,44	1,69	4,47	3,54	4,85	5,60	4,77	1,44	4,63	5,19	1,13	4,73	0,06	7,33	3,61
Fe_2O_3	1,40	1,82	0,38	0,78	0,78	0,60	1,97	1,50	0,13	1,82	4,33	2,91	3,47	0,47	5,08	3,26
MnO	0,09	0,13	0,02	0,09	0,07	0,11	0,15	0,12	0,03	0,12	0,18	0,08	0,15	0,02	0,23	0,12
MgO	0,20	0,25		1,24	1,19	1,38	2,92	1,68	0,60	2,90	4,60	0,74	2,77	0,10	8,13	2,79
CaO	2,79	3,08	0,65	3,37	3,82	3,96	6,89	4,41	2,72	5,32	7,79	3,91	4,66	1,90	9,46	5,17
Na_2O	3,19	2,88	2,55	3,96	4,06	3,91	3,72	3,71	3,24	3,48	3,70	4,36	3,62	3,17	2,32	4,43
K_2O	3,68	3,53	5,65	2,82	2,58	2,72	1,68	2,87	4,70	2,49	1,90	4,90	3,86	3,20	1,77	2,44
TiO_2	0,44	0,49	0,16	0,49	0,47	0,59	0,73	0,66	0,19	0,73	1,15	0,43	1,02	0,34	0,99	0,77
P_2O_5	0,18	0,21	0,03	0,25	0,35	0,27	0,34	0,27	0,05	0,31	0,32	0,06	0,41	0,09	0,14	0,24
H_2O^+	0,27	0,57	0,37	0,77	0,53	0,70	0,75	0,94	0,36	0,92	0,50	1,05	0,78	0,43	1,22	0,60
H_2O^-	0,07	0,09	0,07	0,03	0,13	0,06	0,11	0,06	0,05	0,07	0,33	0,12	0,22	0,02	0,03	<0,02
Total	98,20	98,44	98,57	98,42	99,32	98,05	99,81	99,64	99,34	99,06	100,27	100,09	98,04	100,19	99,00	99,45
Sr									842	689	574	753	544	847	231	591
Rb									56	59	53	91	118	57	54	63
Li									5	23	11	8	26	2	19	13
Ba									2400	1635	629	1585	1575	1027	354	1482
Co									9	18	25	9	18	4	33	18
Cr									216	183	153	202	126	169	380	153
Ni									784	658	543	745	420	638	512	525
Cu									75	34	35	57	54	18	51	19
V									25	102	153	17	81	9	138	97
Orth	22,21	21,33	34,03	17,06	15,45	16,52	10,03	17,19	28,07	15,00	11,29	29,27	23,49	18,96	10,70	14,58
Ab	27,58	24,91	21,99	34,31	34,81	33,99	31,80	31,81	27,71	30,02	31,47	37,29	31,55	26,90	20,08	37,92
An	8,41	10,29	3,12	15,72	16,11	18,66	27,59	18,08	13,36	22,19	29,30	18,54	19,43	8,96	25,86	18,13
Cor			1,09	0,57		0,07			0,49					1,25		
Q	28,63	28,85	36,21	19,39	22,03	16,70	8,26	16,75	25,87	13,24		7,98	4,88	42,59		9,90
Diopside	4,16	3,66			0,96		4,18	2,17		2,44	6,35	0,57	1,68		17,17	5,21
Hypersthène	5,66	6,82	2,62	10,26	7,80	11,39	13,08	9,90	3,81	12,29	13,16	1,59	10,83	0,25	5,31	7,43
Olivine											0,63				11,07	
K/Rb									696	350	297	446	271	466	272	321
Rb/Sr									0,07	0,08	0,09	0,12	0,21	0,07	0,23	0,10

Faciès

vhb : gneiss veiné à hornblende et biotite
vh : gneiss veiné à hornblende
gemb : gneiss embréchitique
g a : gneiss amphibolique

mob : mobilisat
mob fol : mobilisat folié
mob peg : mobilisat pegmatoïde
a b : amphibolite à biotite

G9.13	G10.13	G11.13	G12.13A	G12.13B	G13.13	E113	G1.16	G2.16	G3.16	G4.16A	G4.16B	G5.16	G6.16	G7.16	G8.16	G9.16
28920 1385	28956 1386	28921 1387	28957 1388	28922 1389	1390	24207	28902 1367	28903 1368	28904 1369	28905 1370	28906 1371	28907 1372	28908 1373	28909 1374	28910 1375	28911 1376
oued In Assakane						oued Tirhermine										
vhb	g a	mob fol	mob	vhb	vh	vh	vh	vh	mob peg	mob fol	vh	mob fol	mob peg	vhb	mob peg	vh
56,70	55,30	71,10	73,24	54,96	57,94	49,00	63,80	61,60	69,34	71,03	61,16	72,00	73,60	48,00	72,30	61,00
16,90	18,85	11,70	15,70	18,10	16,75	16,40	15,75	16,55	16,12	14,78	16,00	16,40	15,50	18,10	16,20	17,10
6,04	4,22	2,04	0,10	5,41	4,40	6,94	3,81	3,19	0,12	0,26	3,03	0,20	0,05	6,38	0,08	3,18
3,04	3,45	3,18	0,95	3,11	3,24	1,71	1,28	2,64	0,92	1,20	3,05	0,48	0,05	4,28	0,01	2,24
0,13	0,11	0,07	0,01	0,13	0,12	0,18	0,09	0,10	0,02	0,02	0,12	0,02	0,01	0,17	0,01	0,09
2,24	2,53	0,90	0,37	3,89	3,40	6,79	1,97	2,25	0,33	0,70	2,18	0,30	0,45	4,94	0,20	2,49
5,22	7,58	2,20	3,68	5,51	5,52	8,54	3,99	5,10	1,92	2,31	4,26	1,99	3,03	7,51	2,89	4,67
4,08	3,97	2,50	3,94	3,57	3,10	3,20	3,40	3,09	4,10	2,95	3,62	5,17	4,23	3,16	3,98	3,63
2,24	1,54	3,44	1,52	2,53	3,02	1,40	3,35	2,25	5,30	5,34	2,61	2,73	2,29	2,52	3,73	2,54
1,71	0,96	0,67	0,19	1,00	0,90	0,93	0,80	0,85	0,05	0,18	0,71	0,12	0,05	1,18	0,06	0,69
0,54	0,31	0,12	0,02	0,28	0,21	0,16	0,19	0,20	0,08	0,03	0,21	0,02	0,01	0,24	0,01	0,20
0,85	1,02	0,30	0,41	0,80	0,72	1,91	1,51	2,08	1,42	1,25	1,84	0,53	0,49	1,39	0,48	0,56
0,02	<0,02	<0,02	0,02	0,02	0,06	0,05	0,05	<0,02	0,10	0,10	0,10	0,04	<0,02	0,04	<0,02	0,14
99,71	100,16	98,24	100,15	99,31	99,46	97,21	99,99	99,92	99,82	100,15	99,09	100,00	99,78	97,91	99,97	98,73
387	793	274	439	330	340		364	377	1033	668	544	1790	795	429	975	566
57	42	93	45	143	123		120	106	117	101	84	50	41	105	58	76
21	13	11	5	28	20		21	23	4	5	18	4	6	26	4	14
600	530	1198	499	335	840		1062	700	2087	2892	1128	1541	1372	750	1971	1551
223	25	9	<5				20	20	15	<10	15	<10	9	35	<10	20
180	214	189	235				206	168	240	233	196	244	184	173	193	210
588	709	662	<800				669	564	>700	>700	651	>700	644	596	696	731
21	65	18	9				15	31	9	10	27	19	<10	47	<10	24
79	126	29	27				68	92	19	13	78	<10	17	163	15	89
13,38	9,18	20,76	9,01	15,17	18,08	8,68	20,11	13,59	31,86	31,94	15,87	16,23	13,63		22,16	15,31
34,90	33,88	21,60	33,44	30,66	27,26	28,43	29,22	26,72	35,29	25,27	33,26	44,00	36,06		33,86	31,33
21,41	29,31	10,47	18,20	26,18	22,80	27,56	18,10	24,74	9,24	11,43	19,35	9,82	15,09		14,36	23,32
		0,11	0,92	0,03				0,16	0,31	0,01		1,37	0,58		0,38	
6,89	6,51	38,33	36,20	4,92	10,53		18,46	20,52	21,14	27,83	16,84	26,96	33,32		28,52	15,45
1,47	5,58				3,05	13,01	0,79				0,98					0,17
10,98	7,95	2,43	0,92	15,87	11,29	5,33	9,45	8,23	0,83	1,76	7,26	0,75	1,13		0,56	9,31
						12,15										
326	304	307	280	147	203		231	176	376	439	258	453	463	199	534	270
0,15	0,05	0,34	0,10	0,43	0,36		0,33	0,28	0,11	0,15	0,15	0,03	0,05	0,24	0,06	0,13

GNEISS AMYGDALAIRES ET GNEISS GRANITOIDES

N° échan.	G1.1	G2.1A	G2.1B	G2.1C	G3.1	G4.1	G5.1	G6.1	G7.1	G8.1A	G8.1B	G1.9	G2.9	G3.9	G4.9A	G4.9B
N°anal.CRPG Montpellier	1403	1404	1405	1406	1407	1408	1409	1410	1411	1412	1413	1350	1351	1352	1353	1354
Localisation	Oued Ouan Aouiarh (Tala Mellet)											Oued Tarasit Tan Amane				
Faciès	am	mob	am	mob+am	am	am	am	am	am	mob	am	gr	mob	rc	mob	am
SiO_2	72,47	75,82	72,32	74,45	73,60	74,42	73,22	73,59	72,46	75,23	73,78	75,34	76,57	74,90	77,25	70,86
Al_2O_3	13,30	13,35	13,54	13,25	13,37	14,02	13,22	13,40	13,45	13,71	12,98	13,12	13,41	14,61	13,13	15,27
FeO	1,44	0,10	1,82	0,54	1,10	0,14	1,15	0,95	0,71	0,07	1,18	0,65	0,08	0,08	0,16	1,35
Fe_2O_3	1,62	0,79	1,79	1,53	1,46	1,16	1,53	1,55	1,81	0,60	1,31	1,10	0,70	0,70	0,56	1,15
MnO	0,04	0,01	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,02	0,02	0,03	< 0,01	0,04
MgO	0,46	0,09	0,62	0,32	0,41	0,23	0,52	0,37	0,40	0,02	0,46	0,11	0,02	0,42	0,12	0,37
CaO	1,39	0,56	1,32	0,80	1,25	1,10	1,20	1,06	1,38	0,69	1,27	0,75	0,49	1,86	1,10	1,86
Na_2O	3,23	2,98	3,82	3,39	3,38	3,81	3,57	3,60	3,90	3,50	4,06	3,52	3,54	5,00	3,51	5,39
K_2O	4,73	5,21	3,91	4,67	4,67	4,51	4,81	4,37	4,07	5,70	3,67	5,16	4,74	1,92	3,62	1,70
TiO_2	0,41	0,07	0,36	0,20	0,33	0,17	0,37	0,04	0,40	0,06	0,35	0,16	< 0,05	0,22	0,16	0,32
P_2O_5	0,09	0,02	0,13	0,08	0,01	0,04	0,09	0,07	0,10	0,06	0,13	0,13	0,16	0,09	0,03	0,13
H_2O^+	0,46	0,30	0,38	0,33	0,49	0,40	0,50	0,42	0,60	0,08	0,35	0,37	0,16	0,18	0,24	0,53
H_2O^-	0,07	0,02	0,08	0,04	< 0,02	0,08	0,13	0,08	< 0,02	0,04	< 0,02	0,06	0,10	0,11	0,16	0,11
Total	99,65	99,32	100,13	99,63	100,13	100,11	100,15	99,85	99,34	99,78	99,48	99,81	99,98	100,12	99,99	99,03
Sr	175	142	130	130	146	136	149	153	182	163	150	106	83	387	254	215
Rb	203	229	206	191	224	187	201	208	204	239	204	261	261	129	221	202
Li	43	12	55	37	41	31	46	44	58	6	68	28	12	66	27	159
Cs																
Ba	920	1010	550	645	720	640	710	730	606	615	468	434	234	297	436	124
Orth	28,18	31,10	23,18	27,80	27,70	26,75	26,78	25,99	24,36	33,80	21,88	30,68	28,09	11,36	21,48	10,21
Ab	27,56	25,47	32,43	28,90	28,71	32,36	30,55	30,66	33,43	29,72	34,15	29,97	30,04	42,38	29,83	46,35
An	6,45	2,70	5,85	3,55	6,17	5,26	5,48	4,91	6,38	3,10	5,64	2,92	1,89	8,75	5,31	8,35
Cor	0,52	1,85	0,89	1,33	0,50	0,95	0,47	0,97	0,32	0,65	0,38	0,68	1,77	0,50	1,50	1,58
Q	32,05	37,62	31,16	35,10	32,75	32,50	32,16	33,47	31,27	31,78	33,47	33,89	37,68	33,95	40,67	28,35
Diopside																
Hypersthène	1,86	0,22	2,89	0,80	1,37	0,57	1,61	0,92	1,00	0,05	1,59	0,27	0,05	1,40	0,30	2,04
K/Rb	177	188	157	202	173	200	186	174	165	197	148	163	150	123	134	70
Rb/Sr	1,16	1,61	1,58	1,47	1,53	1,37	1,35	1,36	1,12	1,46	1,36	2,46	3,14	0,33	0,87	0,94

Faciès

am : gneiss amygdalaire
mob : mobilisat feldspathique
gr : gneiss granitoïde
myl : gneiss mylonitique
gm : gneiss à muscovite
rc : gneiss rubané clair
encl : enclave
oeil : gneiss oeillé
amh : gneiss amygdalaire à hornblende
v : gneiss veiné

G5.9	G6.9	E97.1	E97.1A	E97.1B	E97.2	E97.3	E97.6	E97.7	E97.8	E97.9	E97.10	E97.11	E97.12	E97.14	E97.15	B1.62
1355	1356	23967 1071	23968 1086	23969 1087	23970 1072	23971 1073	23974 1076	23975 1077	23980 1078	23981 1079	23982 1080	23983 1081	23984 1082	23986 1084	23987 1085	24402
Oued Tarasit Tan Amane																
am	gr	am	am	am	mob	am	am	gr	amh	gr	am	am	myl	am	am	am
76,34	74,25	71,30	70,70	72,30	72,80	72,80	70,30	70,70	74,30	74,20	74,70	75,70	78,40	75,30	72,70	74,30
13,04	13,86	14,00	13,95	14,00	13,90	13,90	14,35	14,25	13,65	14,35	14,15	12,75	8,90	13,10	14,25	14,55
0,08	0,50	1,92	2,26	0,77	0,71	1,42	2,78	1,68	1,64	1,65	1,73	1,12	4,35	1,00	2,43	1,18
0,64	1,36	1,01	0,87	0,64	0,35	0,52	1,00	0,83	0,23				0,98	0,03		
0,01	0,03	0,05	0,06	0,02	0,02	0,02	0,06	0,04	0,03	0,03	0,03	0,01	0,05	0,01	0,05	0,02
0,18	0,41	0,55	0,69	0,05	0,05	0,10	0,69	0,45	0,10	0,45	0,50		0,99	0,15	0,69	0,20
0,74	1,41	2,99	2,34	2,69	2,19	1,69	2,74	3,09	1,49	1,14	1,19	0,99	0,69	0,99	1,74	1,64
2,67	3,80	3,86	3,85	3,41	3,89	3,71	4,03	3,72	3,55	3,85	3,89	3,70	0,96	3,26	3,41	4,58
5,48	3,47	3,66	3,52	5,31	4,93	5,60	3,41	3,95	4,85	3,94	3,90	5,15	3,58	5,13	3,56	2,24
0,10	0,24	0,42	0,46	0,20	0,14	0,20	0,46	0,34	0,22	0,22	0,24	0,12	0,65	0,14	0,40	0,10
0,04	0,10	0,14	0,17	0,05	0,01	0,06	0,18	0,09	0,06	0,09	0,10	0,02	0,23	0,05	0,16	0,07
0,22	0,21	0,50	0,36	0,38	0,25	0,42	0,23	0,33	0,25	0,36	0,31	0,16	0,08	0,19	0,38	0,36
< 0,02	0,02	0,14	0,08	0,07	0,03	traces	0,11	0,07	0,07	0,04	0,11	0,06	0,04	0,03	0,08	0,04
99,56	99,66	100,54	99,31	99,89	99,27	100,44	100,34	99,54	100,43	100,32	100,85	99,78	99,90	99,38	99,85	100,08
170	164	190	195	218	72	130	169	175	125	194	108	65	45	77	220	
249	190	188	200	200	183	255	166	170	240	153	136	251	367	221	143	
15	42	46	50	15	12	36	50	35	51	31	27	38	136	24	34	
		5	5	8	5	< 5	10	8	8	4	< 5	5	10	5	12	
740	484															
32,61	20,62	21,65	21,04	31,56	29,43	33,09	20,15	23,54	28,63	23,30	22,95	30,57	21,20	30,57	21,16	13,28
22,75	32,34	32,69	32,95	29,02	33,26	31,39	34,09	31,75	30,01	32,60	32,77	31,45	8,14	27,82	29,03	42,27
3,47	6,48	10,07	10,50	7,25	5,96	4,73	10,99	10,60	6,97	5,17	5,33	2,98	2,16	4,68	7,80	7,78
1,46	1,50									1,86	1,56		2,66	0,49	1,96	1,50
38,32	35,66	27,87	28,29	27,56	27,51	26,00	26,01	27,15	30,72	32,59	32,64	32,04	53,96	34,02	33,27	32,27
		3,36	0,25	1,39	1,33	2,91	1,37	3,67	0,07			1,64				
0,45	1,02	1,77	4,43			0,61	4,66	1,21	2,71	3,85	4,07	1,01	8,69	1,99	5,65	2,55
183	151	161	149	202	223	182	170	192	168	213	237	170	80	192	206	
1,46	1,16	0,99	1,02	0,92	2,54	1,96	0,98	0,97	1,92	0,79	0,72	3,86	8,15	2,87	0,65	

GNEISS AMYGDALAIRES ET GNEISS GRANITOIDES

N° échant.	G1.19	G2.19	G3.19	G4.19	G6.19	G7.19	G8.19	G1.20	G2.20	G3.20	G4.20	G5.20	G6.20	G7.20	E109.3	E109.8
N°anal.CRPG Montpellier	1343	1344	1345	1346	1347	1348	1349	1396	1397	1398	1399	1400	1401	1402	23988 1120	23990 1122
Localisation	Oued Tihoun Aorani															
Faciès	r	r	r	mob	gr	mob	r	am	mob	mob	mob	am	am	am	am	gm
SiO_2	70,83	71,13	74,02	75,63	71,60	72,49	72,20	73,34	73,05	73,97	69,15	72,13	72,90	75,92	75,80	76,40
Al_2O_3	14,44	14,36	14,17	12,96	15,09	15,31	14,25	13,32	14,90	13,33	16,93	13,28	14,14	12,56	12,90	13,10
FeO	1,69	1,49	0,24	0,05	0,90	0,13	0,89	1,10	0,10	0,41	0,10	1,35	0,34	0,54	1,37	0,63
Fe_2O	1,88	1,65	1,54	0,56	1,77	0,15	1,79	1,58	0,71	1,49	0,77	1,15	1,19	1,54		
MnO	0,06	0,04	0,02	0,06	< 0,01	< 0,01	0,05	0,04	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,03	0,03	0,01
MgO	0,71	0,58	0,36	0,09	0,55	< 0,01	0,55	0,66	0,23	0,44	0,21	1,37	0,07	0,15		1,15
CaO	2,44	2,54	1,96	0,85	1,78	0,47	2,18	1,51	1,09	1,07	1,15	0,80	1,08	1,06	1,09	0,84
Na_2O	4,48	4,45	4,12	2,78	4,11	2,33	3,92	3,70	3,40	3,62	3,78	3,32	4,00	3,52	3,36	1,12
K_2O	2,11	2,20	3,12	5,30	3,33	8,39	3,05	3,65	5,54	4,53	5,50	5,29	5,52	4,22	4,52	7,23
TiO_2	0,43	0,42	0,20	< 0,05	0,32	< 0,05	0,32	0,35	0,10	0,21	0,07	0,36	0,10	0,19	0,14	0,08
P_2O_5	0,13	0,15	0,11	0,13	0,13	0,16	0,18	0,11	0,04	0,08	0,03	0,10	0,03	0,06	0,05	0,02
H_2O^+	0,61	0,59	0,27	0,28	0,44	0,36	0,53	0,30	0,15	0,10	< 0,05	0,12	0,40	< 0,05	0,15	0,71
H_2O^-	0,02	0,08	0,11	0,15	0,05	0,02	0,05	0,27	0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,05	0,06
Total	99,83	100,52	100,24	99,90	100,63	99,88	100,01	100,01	99,39	99,37	99,25	99,35	99,83	99,89	99,46	101,39
Sr	150	150	165	91	133	125	162	157	167	142	194	120	91	94	52	32
Rb	190	185	172	261	243	415	188	208	226	198	269	264	280	239	269	418
Li	217	166	94	36	103	12	144	87	29	58	20	96	21	140	77	245
Cs															10	20
Ba	385	295	480	335	337	580	500	562	960	654	1050	588	158	424		
Orth	12,56	13,03	18,46	31,49	22,89	49,33	18,13	21,69	33,01	26,93	41,13	31,52	32,83	24,99	26,91	42,47
Ab	38,19	37,74	34,91	23,65	34,73	19,81	33,37	31,48	29,01	30,87	32,26	28,33	34,06	29,85	28,65	9,42
An	11,20	11,58	9,13	3,52	8,10	1,46	9,89	6,92	5,23	4,91	5,59	3,45	4,34	4,94	5,17	4,03
Cor	0,72	0,42	0,67	1,37	1,15	1,87	0,90	0,76	1,42	0,74	1,22	0,84		0,39	0,60	1,93
Q	36,61	31,14	33,67	38,72	28,46	26,28	32,85	33,90	29,72	33,06	18,19	28,82	26,50	37,00	35,92	37,96
Diopside													0,38			
Hypersthène	2,74	2,45	0,90	0,22	1,36	0,07	1,37	2,01	0,57	1,10	0,52	4,43		0,37	2,36	3,56
K/Rb	92	99	150	168	115	168	134	145	203	189	212	166	153	146	139	144
Rb/Sr	1,26	1,23	1,04	2,87	1,83	3,32	1,16	1,32	1,35	1,39	1,38	2,20	5,49	2,54	5,17	13,05

E109.10	E109.13	E109.15	G1.18	G2.18	G3.18	G4.18	G5.18	B0.60	E103.1	E103.2	E116	B1.32	B1.29	E11	E124	C2.89
23991 1123	23992 1124	24195 1126	1391	1392	1393	1394	1395	24203	24196	24197	24198	24200	24201	23943	24199	24235
Oued Tihoun Aorani			Oued Tarasit Tan Taremt						Adrar Abès-Abès		Tis	TMO		Ikn	Oued Taguieret	
am	mob	am	v	v	v	mob	v	am	encl	gr	gr	gr	gr	am	oeil	oeil
75,70	76,80	75,70	73,11	73,15	71,82	72,49	69,78	71,20	71,10	75,60	74,20	76,10	74,00	71,80	68,60	71,00
13,65	14,15	12,45	13,42	13,37	13,08	15,57	14,34	13,60	14,10	13,30	13,05	13,10	13,80	13,95	14,10	14,10
0,71	0,38	1,55	0,91	0,89	1,76	0,15	1,66	2,25	2,27	1,01	1,10	1,14	1,24	2,11	4,05	2,32
			1,37	1,43	1,41	1,42	2,34	1,18	0,56	0,12	0,22	0,18	0,02	0,20		0,68
	0,01	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,05	0,06	0,05	0,02	0,03	0,03	0,02	0,09	0,09	0,04
		0,30	0,33	0,43	0,45	0,32	0,80	0,45	0,69				0,34	0,55	0,99	0,85
1,14	0,50	1,39	1,80	1,78	2,24	1,82	2,61	2,29	2,43	0,69	1,29	1,09	0,89	2,59	1,99	1,90
3,31	3,65	3,64	2,98	2,93	3,20	3,94	3,67	3,28	3,93	4,07	3,53	3,88	3,67	3,44	3,28	4,05
5,37	5,68	4,00	4,68	4,98	3,85	3,89	3,61	3,98	3,08	3,73	4,63	4,08	3,97	3,94	3,83	3,05
0,12	0,02	0,13	0,35	0,37	0,60	0,28	0,60	0,34	0,34	0,08	0,13	0,10	0,12	0,40	0,59	0,38
0,03	0,01	0,07	0,09	0,08	0,15	0,05	0,20	0,21	0,10	0,07	0,07	0,05	0,14	0,14	0,25	0,13
0,28	0,32	0,30	0,60	0,11	< 0,05	0,15	0,31	0,17	0,47	0,57	0,42	0,40	0,51	0,32	0,67	0,36
0,14	0,10	0,04	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,07	0,03	0,07	0,05	0,16	0,13	0,06	0,07	0,02	0,07	0,08
100,45	101,62	99,60	99,72	99,60	99,50	100,17	100,00	99,08	99,17	99,42	98,80	100,21	98,79	99,55	98,52	98,94
46	63	150	175	189	206	252	210									
308	288	205	120	123	105	105	105									
16	20	106	21	28	29	17	44									
10	9	5														
			1350	1465	1605	1130	1010									
31,73	33,17	23,81	27,92	29,60	22,89	23,00	21,40	23,79	18,45	22,33	27,85	24,17	23,89	23,47	23,14	18,30
28,00	30,52	31,03	25,45	24,93	27,24	33,36	31,15	28,07	33,71	34,90	30,40	32,92	31,62	29,34	28,38	34,79
5,49	2,98	5,86	8,52	8,44	10,35	8,76	11,09	10,32	11,66	3,08	6,12	5,15	3,71	11,07	8,63	8,84
0,38	1,09		0,36	0,08	0,68	1,67	0,05	0,15	0,08	1,47	0,02	0,42	2,17		1,50	0,96
32,99	32,07	35,13	34,02	32,95	33,01	30,43	27,46	30,91	29,36	36,04	33,15	34,94	35,03	29,66	27,30	29,73
		0,60												0,94		
1,11	0,68	3,15	0,85	1,07	2,88	0,79	4,03	3,88	5,03	1,68	1,71	1,84	3,00	4,15	9,31	5,34
144	163	162	324	336	304	307	285									
0,69	4,57	1,36	0,68	0,65	0,51	0,41	0,50									

Localisation

Tis : oued Tissalatine

TMO : Ouest Talat Mellet

Ikn : oued Iknikodëne

GNEISS RUBANES

N° échant.	G1.5	G2.5	G5.5	G6.5	G7.5	G8.5	G9.5A	G9.5B	G9.5C	G10.5	G11.5	G12.5A	G12.5B	G14.5	G15.5
N°anal.CRPG Montpellier	1414	1415	1416	1417	1418	1419	1420	1421	1422	1423	1424	1425	1426	1427	1428
Localisation	Oued Ouadenki														
Faciès	mob	mob fol	mob	r	mob	r	mob	r	r + mob	mob	rh	mob	r	mob	r
SiO_2	75,85	76,90	75,12	69,71	76,06	60,57	76,07	71,46	74,29	75,79	67,93	76,66	69,89	73,45	63,01
Al_2O_3	12,84	13,40	13,60	14,94	14,25	15,91	12,80	14,90	13,80	13,68	14,46	12,78	15,14	14,42	16,34
FeO	0,07	0,13	0,09	1,42	0,05	2,71	0,12	1,07	0,12	0,10	2,21	0,03	1,39	0,21	2,63
Fe_2O	0,53	0,72	0,68	1,41	0,53	3,45	0,75	1,43	1,43	0,45	2,21	0,35	1,70	0,24	2,51
MnO	< 0,01	0,01	0,02	0,04	< 0,01	0,08	0,01	0,03	0,02	0,01	0,05	0,01	0,05	< 0,01	0,08
MgO	0,01	0,09	0,06	0,92	0,06	1,93	0,14	0,64	0,37	0,09	1,99	0,08	0,89	0,02	1,80
CaO	1,09	1,92	0,94	1,74	1,99	4,91	1,10	2,33	1,83	1,16	2,77	1,25	2,68	0,41	4,45
Na_2O	4,25	5,34	3,61	5,32	6,35	5,67	3,11	5,00	4,17	3,83	4,50	3,47	5,30	2,91	5,40
K_2O	3,84	0,64	5,30	1,99	0,66	1,41	5,06	2,08	3,62	4,45	2,27	4,12	1,59	8,00	1,33
TiO_2	0,02	0,05	0,05	0,40	0,02	1,11	0,08	0,29	0,18	0,07	0,59	0,05	0,25	0,04	0,71
P_2O_5	0,02	0,02	0,04	0,04	0,02	0,56	0,03	0,11	0,06	0,03	0,19	0,02	0,14	0,01	0,23
H_2O^+	0,29	0,29	0,45	0,94	0,03	0,74	0,20	0,27	0,17	0,13	0,47	0,32	0,20	0,12	0,69
H_2O^-	0,09	0,02	0,02	0,09	0,09	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Total	100,01	99,53	99,98	99,26	100,12	99,06	99,49	99,53	100,08	99,85	99,66	99,16	99,24	99,86	99,26
Sr	163	465	170	416	1035	1430	448	440	438	368	522	444	464	410	805
Rb	97	20	130	84	10	34	94	65	80	73	68	75	68	145	62
Li	2	5	6	36	3	26	11	31	19	7	24	7	38	4	45
Cs															
Ba	320	142	520	400	125	390	2240	680	1425	1250	770	1700	390	1980	330
Co															
Cr															
Ni															
Cu															
V															
Orth	22,78	3,81	31,48	10,17	3,90	8,47	30,13	12,37	21,42	26,39	13,52	24,64	9,49	47,42	7,97
Ab	36,10	45,55	30,70	50,13	53,74	48,77	26,51	42,59	35,33	32,52	38,39	29,72	45,29	24,70	46,87
An	4,90	9,49	4,47	8,00	8,43	14,02	5,33	11,03	8,25	5,61	12,65	6,17	12,65	1,98	16,38
Cor		0,48	0,29	0,66			0,27	0,41		0,51		0,38	0,11	0,25	
Q	35,34	39,48	31,97	24,65	32,57	11,74	36,37	28,74	31,98	34,04	24,22	38,40	26,10	25,01	14,91
Diopside	0,05					5,98			0,33		0,11				3,81
Hypersthène		0,22	0,15	3,20	0,32	2,50	0,35	1,96	0,77	0,22	6,29	0,20	3,07	0,19	4,47
K/Rb	475	266	338	167	548	344	446	266	375	505	277	456	194	458	178
Rb/Sr	0,41	0,04	0,76	0,20	0,01	0,02	0,21	0,15	0,18	0,20	0,13	0,17	0,14	0,35	0,07

Faciès

r : gneiss rubané
rf : flecky gneiss
rh : gneiss rubané amphibolique
mob : mobilisat
mob fol : mobilisat folié
rc : gneiss rubané leucocrate

E42.1	E42.2	E42.3	E42.6	E42.8	E42.10	E42.11	E42.13	E42.14	E42.15	B2.122	E1	E44.1	E44.2	E45	E46	E47
24051 1110	24052 1111	24053 1112	24054 1113	24155 1114	24156 1115	24157 1116	24158 1117	24159 1118	24160 1119	23944	24169	24161	24162	24163	24164	24165
Oued Ouadenki												Oued Ihetsane				
r	rf	r	rh	r	r	r	r	mob fol	rf	rh	r	r	mob	r	rc	r
69,20	72,30	69,80	68,60	70,90	68,20	71,20	68,70	75,30	72,30	72,80	71,30	65,30	71,30	73,30	75,40	72,30
14,90	14,50	15,60	14,50	16,00	15,50	16,30	15,70	13,70	14,95	15,45	15,55	16,70	15,95	14,50	14,20	15,20
2,63	1,89	2,32	2,91	2,39	2,68	2,03	2,49	0,83	1,96	1,76	2,03	3,44	2,44	1,65	0,93	1,67
0,51	0,29	0,27	0,64	0,14	0,76	0,04	0,23					0,96	0,13	0,26		0,09
0,05	0,03	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	0,03	0,08	0,04	0,04	0,01	0,04
0,79	0,60	0,08	1,39	0,80	0,89	0,74	0,84		0,69	0,79	0,70	1,04	0,79	0,60	0,15	0,65
3,48	3,04	3,34	3,77	2,99	3,38	2,84	3,08	1,59	2,24	2,39	2,64	4,18	2,49	2,19	1,74	2,39
5,10	5,26	5,30	4,91	5,10	5,45	5,60	4,97	3,90	4,94	4,78	4,78	1,79	3,59	4,59	3,64	4,59
1,44	1,84	1,48	1,79	1,72	1,38	1,53	1,72	4,48	2,14	1,59	2,24	4,78	1,49	2,34	4,09	2,49
0,42	0,28	0,36	0,51	0,36	0,40	0,32	0,36	0,04	0,24	0,28	0,24	0,37	0,34	0,26	0,06	0,30
0,16	0,13	0,17	0,21	0,14	0,15	0,12	0,14	0,05	0,14	0,09	0,12	0,24	0,15	0,14	0,05	0,15
0,62	0,31	0,31	0,47	0,49	0,47	0,30	0,45	0,10	0,58	0,33	0,15	0,32	0,87	0,31	0,16	0,26
0,08	0,07	0,05	0,05	0,05	0,11	0,14	0,07	0,04	0,04	0,05	0,07	0,08	0,07	0,05	0,04	0,06
99,38	100,54	99,12	99,80	101,12	99,42	101,20	98,79	100,05	100,25	100,33	99,85	99,28	99,65	100,23	100,47	100,19
540	541	610	602	442	580	440	551	325	477							
65	53	33	38	51	51	51	44	109	51							
38	31	21	15	26	35	22	22	12	29							
10	5	5	5	5	10	5	5	8	5							
8,62	10,05	8,85	10,65	10,10	8,25	8,97	10,34	26,50	12,69	9,40	13,29	28,56	8,92	13,84	24,11	14,73
43,73	44,43	45,40	41,84	42,90	46,65	47,02	42,79	33,03	41,95	40,47	40,59	15,31	30,77	38,89	30,72	38,89
13,99	10,50	14,58	12,32	13,98	13,91	13,33	14,77	6,65	10,38	11,37	12,48	19,64	11,68	10,11	8,34	11,65
				0,59		0,50	0,35		0,72	1,70	0,71	1,48	4,26	0,72	0,72	0,91
24,97	27,05	25,40	22,98	25,51	22,02	24,19	24,34	31,72	28,48	31,55	27,05	24,60	37,25	31,29	33,89	29,19
2,46	3,25	1,10	4,45		1,87			0,87								
4,60	2,67	3,19	5,36	5,72	5,08	5,04	6,06	1,04	5,00	4,77	5,15	7,74	5,94	3,96	2,00	4,20
183	263	372	391	280	224	249	324	341	348							
0,12	0,11	0,05	0,06	0,11	0,09	0,11	0,08	0,33	0,10							

GNEISS RUBANES

N° échant.	E48	E49	E50	B0.77	B1.76	B1.82	E123.1	E123.2	E123.3	E123.4	E97.4	E97.5	E97.13	E109.7	E109.14
N°anal.CRPG Montpellier	24166	24167	24168	24170	24171	24172	24173	24174	23942	24455	23972 1074	23973 1075	23985 1083	23989 1121	24194 1125
Localisation	Oued Ihetsane			In Ou		Oued Taguieret					Oued Tarasit Tan Amane			TAo	
Faciès	rc	rc	r	r	r	r	r	r	r	r	r	rh	vr	r	vh
SiO_2	72,80	74,90	75,30	68,20	70,60	68,70	73,30	70,20	69,20	72,50	68,80	69,70	71,30	76,80	77,30
Al_2O_3	14,55	14,20	13,00	16,10	14,40	16,10	13,95	15,40	15,45	14,00	14,45	14,20	14,65	14,75	11,80
FeO	1,25	0,64	0,76	2,99	1,69	2,07	1,00	2,12	1,78	1,73	3,11	2,23	2,56	1,15	1,35
Fe_2O	0,20			0,12	0,37	0,68	0,08	0,53	1,12	0,33	0,78	0,51	0,70		0,29
MnO	0,03	0,01	0,01	0,04	0,04	0,05	0,02	0,04	0,04	0,02	0,05	0,02	0,06	0,05	0,09
MgO	0,50			0,84	0,74	0,69	0,20	0,79	0,89	0,60	0,94	1,69	0,84	0,05	
CaO	1,84	1,74	1,64	3,48	2,78	3,53	2,39	3,18	3,58	2,50	3,49	2,04	1,99	1,19	0,74
Na_2O	4,63	3,89	3,54	4,77	4,52	5,03	4,38	4,83	4,48	4,35	4,60	2,93	3,35	5,36	3,00
K_2O	3,39	4,09	5,44	1,54	2,58	1,49	2,94	1,94	1,69	2,15	2,50	6,02	3,76	1,68	5,12
TiO_2	0,20	0,04	0,06	0,40	0,26	0,36	0,14	0,32	0,42	0,32	0,63	0,38	0,56	0,10	0,08
P_2O_5	0,12	0,05	0,06	0,22	0,13	0,16	0,07	0,16	0,15	0,11	0,21	0,11	0,19	0,05	0,02
H_2O^+	0,17	1,79	0,15	0,51	0,20	0,11	0,25	0,30	0,48	0,22	0,50	0,53	0,30	0,39	0,08
H_2O^-	0,05	0,02	0,07	0,15	0,08	0,07	0,07	0,12	0,07	0,10	0,08	0,07	0,04	0,10	0,10
Total	99,73	101,37	100,03	99,36	98,39	99,04	98,79	99,93	99,35	98,93	100,22	100,43	100,30	101,67	100,47
Sr											160	115	220	113	64
Rb											206	217	181	98	260
Li											87	52	39	66	50
Cs											8	14	12	8	5
Ba															
Co															
Cr															
Ni															
Cu															
V															
Orth	20,13	24,28	32,21	9,22	15,54	8,90	17,64	11,52	10,11	12,88	14,82	35,64	22,22	9,81	30,17
Ab	35,37	33,06	30,01	40,88	38,90	43,05	37,64	41,07	38,36	37,33	39,74	24,84	28,35	44,83	25,31
An	8,51	8,40	3,51	16,26	15,60	16,82	9,87	14,68	17,14	11,96	11,07	7,82	8,83	5,56	3,55
Cor	0,16	0,31		0,71		0,12			0,04	0,19			1,83	2,03	0,01
Q	27,77	32,63	30,89	24,49	27,44	24,54	31,45	25,88	27,56	32,31	22,92	21,97	30,84	35,33	38,05
Diopside			2,48		1,44		1,53	0,24			4,34	1,39			
Hypersthène	3,12	1,14		6,99	3,64	4,51	1,33	4,87	3,99	3,96	4,29	6,62	5,41	2,14	2,27
K/Rb											100	229	172	142	163
Rb/Sr											1,28	1,88	0,82	0,86	4,06

Faciès

rc : gneiss rubané leucocrate

r : gneiss rubané

rf : flecky gneiss

vr : gneiss veiné-rubané

vh : gneiss veiné à hornblende

mob : mobilisat

M_{II} : mobilisats granitoïdes sécants

Localisation

In Ou : oued In Ouhaouène

Tao : oued Tihoun Aorani

G1.7	G2.7	G3.7	G4.7	G7.7	G8.7	G9.7	G10.7	G11.7	G12.7	E53.1	E53.2	E54.1	E54.2	E55	E56.1	E56.2
1357	1358	1359	1360	1361	1362	1363	1364	1365	1366	23945	23946	23947	23948	23949	23950 1101	24456 1102
Oued Tioussalatine																
mob	r	r	mob	mob	r	mob	r	rf	r	M_{II}	M_{II}	M_{II}	M_{II}	M_{II}	M_{II}	M_{II}
71,95	72,16	71,99	77,38	74,70	70,37	76,54	71,47	71,36	71,52	71,60	70,10	72,30	73,20	70,70	71,30	71,00
15,97	14,65	14,61	13,60	14,80	15,25	13,15	14,85	15,70	15,18	16,60	15,90	15,05	15,05	16,00	15,15	15,80
0,16	0,61	0,80	0,09	0,07	0,84	0,04	0,92	1,55	0,40	1,18	1,67	0,55	0,92	1,02	1,02	1,24
0,86	1,51	1,45	0,20	0,18	1,38	0,85	1,70	0,45	1,75	0,03	0,23	0,13	0,07	0,11	0,06	0,18
0,01	0,04	0,03	< 0,01	< 0,01	0,05	< 0,01	0,04	0,03	0,03	0,01	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02
0,33	0,59	0,63	0,03	0,05	0,30	0,07	0,80	0,57	0,60	0,59	0,79		0,40	0,49	0,40	0,30
1,84	2,25	2,28	1,40	1,15	2,58	1,09	2,50	2,65	2,47	2,33	2,88	1,89	1,99	2,59	3,09	2,50
4,46	5,27	4,64	3,84	4,03	5,06	3,18	4,73	5,56	4,95	5,12	4,92	4,24	4,33	5,13	5,10	5,55
3,56	2,15	2,31	3,13	4,48	1,89	4,60	2,21	1,40	1,98	1,34	1,09	4,04	3,98	1,84	3,34	2,60
0,20	0,26	0,29	0,07	0,08	0,35	0,15	0,34	0,33	0,28	0,20	0,22	0,08	0,16	0,28	0,24	0,24
0,04	0,10	0,09	0,01	0,03	0,15	0,02	0,13	0,10	0,07	0,07	0,08	0,02	0,04	0,10	0,05	0,05
0,74	0,21	0,21	0,14	0,11	0,43	0,06	0,28	0,28	0,14	0,48	0,47	0,26	0,41	0,36	0,23	0,16
< 0,02	0,05	0,07	0,10	0,02	0,02	< 0,02	< 0,02	0,05	0,02	0,17	0,01	0,05	0,14	0,10	0,04	0,04
100,14	99,05	99,40	99,99	99,71	99,67	99,78	99,99	100,03	99,39	99,72	98,39	98,55	100,71	98,74	100,04	99,68
551	408	566	498	403	577	232	458	557	530						778	795
84	51	65	72	114	66	121	72	54	64						73	46
14	18	20	6	3	19	5	26	18	18						15	8
															5	5
2820	470	1240	1650	1100	615	322	570	375	675							
21,17	12,76	13,77	18,55	26,59	11,25	27,27	13,10	8,30	11,79	7,99	6,58	24,28	23,48	11,06	19,78	15,44
37,98	44,78	39,61	32,49	34,25	43,15	26,99	40,15	47,19	42,21	43,73	42,52	36,49	36,58	44,17	43,26	47,21
8,96	10,01	10,91	6,91	5,56	12,07	5,31	11,72	12,64	11,96	11,28	14,14	9,42	9,64	12,52	8,60	10,57
1,52		0,52	1,39	1,30	0,49	1,00	0,39	0,42	0,55	2,66	1,58	0,31	0,08	1,08		
28,21	28,06	30,81	40,19	31,77	27,54	38,15	29,33	27,44	29,34	30,42	29,59	28,25	27,32	27,62	22,53	22,73
	0,50														4,92	1,38
0,82	1,24	1,58	0,07	0,12	2,00	0,17	1,99	1,42	1,50	3,33	4,63	0,86	2,40	2,62		1,83
352	292	295	361	326	237	315	255	215	256						379	469
0,12	0,15	0,11	0,14	0,28	0,11	0,52	0,16	0,09	0,12						0,09	0,06

GNEISS RUBANES

N° échant.	E56.3	E56.4	E56.5	E56.6	E56.7	E56.8	E56.9	G1.17	G2.17A	G2.17B	G4.17	G5.17	G6.17	G7.17	G8.17
N°anal.CRPG Montpellier	24457 1103	23951 1104	23952 1105	24458 1106	24459 1107	23953 1108	23954 1109	28885 1429	28886 1430	28887 1431	28888 1432	28889 1433	28890 1434	28967 1435	28891 1436
Localisation	Oued Tioussalatine							Oued Tarasit tan Taremt							
Faciès	M_{II}	M_{II}	M_{II}	M_{II}	M_{II}	M_{II}	M_{II}	rc	mob	r	gr	r	r	mob	r
SiO_2	72,50	71,30	68,90	70,00	72,50	72,80	72,80	75,10	75,28	72,38	75,60	70,30	71,10	72,30	66,70
Al_2O_3	16,00	15,65	17,05	17,20	14,40	15,60	16,35	14,40	13,80	14,52	13,70	16,45	15,95	15,95	16,45
FeO	0,88	1,64	0,91	1,50	1,28	0,39	0,52	0,42	0,11	0,93	0,21	0,70	0,74	0,34	1,42
Fe_2O		0,16	0,18	0,04		0,07		0,43	0,72	1,65	0,96	1,22	0,77	0,53	1,92
MnO	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,04		0,02	< 0,01	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03	0,05
MgO		0,64	0,34	0,55	0,30			0,25	0,13	0,80	0,25	0,70	0,60	0,25	1,00
CaO	2,55	3,56	3,12	2,95	2,30	1,74	1,99	1,39	1,04	2,23	1,69	2,59	2,44	2,09	3,19
Na_2O	5,40	5,73	6,76	6,05	4,76	5,38	5,50	4,62	5,06	5,14	4,43	5,28	5,43	4,69	5,03
K_2O	2,87	1,46	1,04	1,36	2,90	3,45	3,44	3,48	2,70	1,60	3,28	1,54	1,30	2,24	1,49
TiO_2	0,20	0,31	0,22	0,26	0,18	0,14	0,12	0,05	0,05	0,39	0,09	0,32	0,27	0,14	0,55
P_2O_5	0,05	0,08	0,04	0,11	0,05	0,02	0,07	0,03	0,01	0,09	0,04	0,09	0,06	0,03	0,17
H_2O^+	0,35	0,51	0,55	0,19	0,52	0,07	0,15	0,58	0,13	0,38	0,51	0,27	0,31	0,25	0,26
H_2O^-	0,05	0,05	0,08	0,05	0,17	0,09	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Total	100,86	101,12	99,21	100,28	99,37	99,79	100,99	100,79	99,86	100,16	100,80	99,52	99,02	98,86	98,25
Sr	735	675	585	952	641	650	866	313	453	438	412	298	398	448	542
Rb	65	38	17	33	63	74	68	99	46	63	72	70	47	56	56
Li	7	13	7	16	10	5	5	19	12	50	12	39	32	17	28
Cs	5	10	8	5	< 5	5	5								
La								1063	838	428	860	269	318	653	448
Co								< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	9
Cr								278	203	235	210	270	187	255	205
Ni								>400	686	749	716	>700	709	>700	725
Cu								< 10	< 10	< 10	< 10	15	13	16	11
V								13	13	39	11	17	< 10	< 10	41
Orth	16,88	8,58	6,23	8,03	17,37	20,46	20,17	20,53	16,00	9,48	19,33	9,17	7,78	13,43	8,99
Ab	45,49	48,21	58,02	51,17	40,82	45,70	46,18	39,02	42,95	43,60	37,39	45,02	46,56	40,26	43,44
An	10,89	12,60	13,29	14,02	9,48	8,25	9,41	6,72	6,98	10,59	7,85	12,45	11,93	10,35	15,20
Cor				0,63			0,10	0,56		0,46		1,58	1,31	2,10	1,13
C	24,35	23,73	18,68	21,64	28,26	24,54	23,01	31,39	31,94	30,66	33,35	27,51	28,77	32,10	24,20
Diopside	1,28	3,80	1,83		1,54	0,27			0,70		0,28				
Hypersthène	0,62	2,09	1,16	3,70	2,07	0,36	0,75	0,99		1,99	0,49	1,75	1,85	0,64	2,75
K/Rb	366	319	508	342	382	387	420	291	487	211	378	183	229	332	221
Rb/Sr	0,09	0,05	0,03	0,03	0,10	0,11	0,08	0,31	0,10	0,14	0,17	0,23	0,12	0,12	0,10

Faciès

r : gneiss rubané
rc : gneiss rubané leucocrate
rm : gneiss rubané à filets de mobilisat
gr : gneiss granitoïde
mob : mobilisat
M_{II} : mobilisats granitoïdes sécants

G9.17	G10.17	G11.17	G12.17	G13.17	G14.17	G15.17	G16.17	G17.17	G18.17
28892 1437	28893 1438	28894 1439	28895 1440	28896 1441	28897 1442	28898 1443	28899 1444	28900 1445	28901 1446
Oued Tarasit tan Taremt									
r	mob	r	rc	r	rm	mob	rc	r	mob
73,60	74,90	70,60	75,10	69,70	71,50	74,60	75,10	71,50	74,40
15,45	15,25	15,95	13,45	15,70	15,75	14,05	14,45	15,30	14,75
0,74	0,12	0,91	0,27	0,91	0,40	0,15	0,12	0,75	0,10
0,17	0,07	1,06	0,60	1,28	0,56	0,04	0,07	1,14	0,29
0,02	0,01	0,03	0,02	0,04	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02
0,55	0,05	0,80	0,30	0,60	0,35	0,05	0,05	0,35	0,06
1,35	0,90	2,34	1,39	2,24	1,99	1,05	0,90	2,17	1,25
5,19	4,29	5,28	3,98	5,20	4,43	4,29	4,24	5,38	4,34
2,59	4,94	1,74	3,39	1,79	3,84	4,29	4,24	1,68	3,79
0,15	0,02	0,36	0,12	0,42	0,19	0,02	0,03	0,35	0,06
0,02	0,02	0,07	0,04	0,06	0,04	0,01	0,02	0,07	0,15
0,14	0,20	0,46	0,40	0,58	0,39	0,26	0,12	0,56	0,32
0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
99,99	100,79	99,64	99,08	98,62	99,49	98,84	99,38	99,30	99,55
473	423	513	408	373	468	374	294	439	304
69	114	67	85	74	90	92	96	67	86
17	8	33	18	38	21	11	8	33	11
533	802	578	1016	452	1076	593	479	750	1047
< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
247	163	197	258	236	201	211	179	236	207
>700	710	725	>700	>700	745	774	750	>700	718
23	35	11	< 10	10	< 10	9	21	10	23
< 10	< 10	11	< 10	17	< 10	< 10	< 10	23	< 10
15,33	29,03	10,37	20,31	10,79	22,90	25,73	25,25	10,06	22,57
44,00	36,10	45,06	34,14	45,58	37,84	36,84	36,16	46,11	37,02
6,60	4,33	11,32	6,77	11,00	9,74	5,23	4,39	10,52	5,42
1,70	1,24	1,28	0,80	1,15	0,77	0,46	1,30	0,84	1,55
29,41	28,84	27,30	36,12	27,11	26,57	31,26	32,42	29,13	32,48
2,38	0,27	2,24	0,76	1,52	0,89	0,36	0,27	0,88	0,15
311	359	216	331	201	353	387	366	207	365
0,14	0,27	0,13	0,21	0,20	0,19	0,24	0,32	0,15	0,28

PARAGNEISS

N° échantil.	E38.2	E37.1	E37.1A	E37.1B	E37.2	E37.3	E37.4	E37.5	E37.6	E37.7	E37.8	E37.9	E37.10	E37.11	G2.6	G3.6
N°anal.CRPG Montpellier	24468	23955 1088	23956 1089	23957 1090	23958 1091	23959 1092	23960 1093	23961 1094	23962 1095	23963 1096	23964 1097	24467 1098	23965 1099	23966 1100	1447	1448
Localisation	Oued Irnezzouf														Guelta Ouadenki	
Faciès	ga	gr	gr	gr	gr	gr	gr	g r	gr	gr	gr	gr	gr	gr	peg	gb
SiO_2	59,00	75,40	72,90	74,80	73,80	69,80	75,30	76,30	68,70	75,30	70,80	73,50	74,80	72,20	74,24	67,82
Al_2O_3	17,15	15,00	15,80	14,30	14,70	15,45	14,65	14,25	15,60	14,75	14,55	15,20	14,45	15,90	14,52	13,70
FeO	5,72	0,28	1,73	0,58	1,32	2,23	0,45	0,30	2,46	0,30	1,99	0,93	0,56	0,36		3,00
Fe_2O_3	1,25			0,11	0,13	0,27	0,10	0,12	0,40	0,27	0,43		0,37	0,30	0,20	1,78
MnO	0,11		0,02	0,01	0,02	0,04			0,03		0,03	0,01	0,01		<0,01	0,08
MgO	3,10		0,85	0,25	0,50	1,09			1,04		0,84	0,30	0,10		0,08	3,58
CaO	2,42	2,44	2,49	2,39	2,24	3,39	2,74	2,89	4,08	3,29	3,98	2,55	2,84	3,63	0,96	2,71
Na_2O	2,30	5,51	5,46	5,53	4,84	5,36	5,45	5,63	5,36	5,59	4,75	5,42	4,30	6,10	4,56	2,83
K_2O	5,55	1,15	1,33	1,30	2,92	1,44	0,55	0,72	1,38	0,46	1,25	0,75	3,27	0,75	4,21	2,45
TiO_2	0,80	0,10	0,30	0,06	0,14	0,34	0,06	0,05	0,28	0,05	0,34	0,16	0,20	0,08	0,06	0,57
P_2O_5	0,25	0,02	0,11	0,03	0,14	0,09	0,01	0,01	0,13	0,02	0,08	0,03	0,01	0,01	0,08	0,20
H_2O^+	2,47	0,34	0,06	0,10	0,40	0,34	0,21	0,11	0,69	0,33	0,43	0,43	0,39	0,35	0,34	0,56
H_2O^-	0,04	0,16	0,04	0,06	0,12	0,06	0,01	0,02	0,13	0,08	0,13	0,05	0,13	0,08	0,02	0,10
Total	100,16	100,40	101,09	99,52	101,27	99,90	99,53	100,40	100,28	100,44	99,60	99,33	101,43	99,76	99,28	99,38
Sr		780	805	788	670	780	703	792	882	692	785	772	714	941	340	244
Rb		59	40	17	44	44	7	7	40	7	30	18	45	11	82	123
Li			11		11	18			17		15	6			4	41
Cs		8	<5	5	8	5	5	5	<5	5	10	8	5	8		
Ba															1090	375
Co																
Cr																
Ni																
Cu																
V																
Orth	33,57	6,80	7,78	7,73	17,13	8,55	3,27	4,24	8,20	2,72	7,46	4,48	19,15	4,46	25,15	14,66
Ab	19,92	46,67	45,75	47,10	40,65	45,58	46,44	47,52	45,60	47,29	40,58	46,40	36,06	51,97	39,00	24,26
An	10,89	12,01	11,63	10,42	9,68	13,91	13,63	11,45	14,51	13,79	14,83	12,63	10,37	13,88	4,73	12,51
Cor	3,55	0,29	1,06				0,13					0,91			0,89	1,89
Q	11,62	33,63	28,18	32,31	28,19	23,54	35,59	34,96	21,74	34,41	28,78	32,96	31,35	27,04	29,93	30,20
Diopside				1,12	0,48	2,08		0,69	4,29	0,47	3,90		1,30	0,53		
Hypersthène	16,45	0,35	4,79	0,96	3,09	5,09	0,65		4,25		2,98	2,23			0,20	12,31
K/Rb		161	275	634	550	271	651	853	286	545	345	345	602	565	426	163
Rb/Sr		0,07	0,05	0,02	0,06	0,05	0,01	0,01	0,05	0,01	0,04	0,02	0,06	0,01	0,24	0,50

Faciès

gdg : gneiss à disthène grenat
gb : gneiss à biotite
gd : gneiss à disthène
gb mob : gneiss à biotite mobilisé
gbm : gneiss à biotite muscovite
gbh : gneiss à biotite-hornblende
ga : gneiss amphibolique
gg : gneiss à grenats
gl : gneiss leptynitique
gr : mobilisat granitoïde
peg : mobilisat pegmatoïde
lm : leptynite à muscovite
pd : pegmatoïde à disthène
p : pyroxénite

G4.6	G5.6	G6.6	G7.6	G8.6	G9.6	G11.6	G12.6	G13.6	G14.6	G15.6	G17.6	G18.6	G19.6	G20.6	G16.6	E66	E67
1449	1450	1451	1452	1453	1454	1455	1456	1457	1458	1459	1461	1462	1463	1464	1460	28926 1649	28958 1650
Guelta Ouadenki																Oued Ouadenki	
peg	gbh	peg	gr	gb	gb	gr	gb	peg	gbm	gb	gr	gb	gr	gb	gl	gg	gg
70,96	57,84	74,49	68,28	67,58	64,15	74,56	64,37	73,76	71,64	67,81	74,96	63,86	76,13	65,55	73,20	73,80	72,10
16,82	14,82	14,85	17,42	15,37	14,51	14,78	14,80	14,70	14,55	15,63	14,51	14,87	14,30	14,00	14,51	14,75	15,50
0,12	6,70	0,13	1,14	2,35	4,44	0,10	4,64	0,30	1,12	1,78		4,63		4,88	0,55	1,68	1,43
0,35	2,70	0,17	0,99	1,64	2,10	0,37	1,80	0,35	1,26	1,68	0,25	1,87	0,26	2,01	1,02	0,53	0,92
0,02	0,16	0,03	0,04	0,08	0,11	0,01	0,12	0,01	0,04	0,05	0,01	0,14	0,01	0,12	0,03	0,05	0,04
0,19	4,90	0,16	0,72	2,28	3,42	0,16	3,38	0,25	1,10	1,79	0,06	3,75	0,11	3,41	0,59	0,60	0,65
2,19	6,14	1,48	2,16	2,43	2,48	1,65	2,52	1,45	1,55	1,23	1,40	2,71	1,60	2,21	1,28	1,45	1,55
6,00	2,18	4,70	6,05	3,97	2,66	5,08	3,00	4,56	3,98	3,36	4,44	2,66	4,61	2,52	4,62	5,84	5,84
1,90	1,88	3,49	2,08	2,47	3,34	2,18	2,98	3,96	3,71	4,93	3,51	3,07	2,31	3,17	3,50	1,25	0,95
0,10	0,94	0,04	0,26	0,52	0,85	0,07	0,83	0,07	0,33	0,41	0,07	0,80	0,12	0,83	0,21	0,26	0,28
0,05	0,21	0,03	0,11	0,11	0,20	0,02	0,22	0,02	0,16	0,30	0,06	0,21	0,09	0,18	0,07	0,08	0,12
0,37	1,08	0,59	0,50	0,70	0,98	0,33	0,48	0,26	0,46	0,79	0,48	0,76	0,26	0,66	0,48	0,27	0,23
0,06	0,02	0,02	0,22	0,02	0,08	0,02	0,04	0,02	0,02	0,05	0,02	0,13	0,05	0,08	0,06	0,10	0,07
99,13	99,57	100,18	99,77	99,52	99,32	99,33	99,18	99,71	99,92	99,81	99,77	99,46	99,85	99,62	100,12	100,66	99,68
895	230	292	635	360	302	558	242	622	174	150	575	210	515	198	290	354	384
35	76	81	72	130	154	48	138	78	129	212	54	161	40	142	136	35	23
7	36	6	28	55	80	8	71	4	32	48	4	73	5	60	38	28	17
1360	405	430	460	425	580	760	470	1815	510	735	1830	465	1910	480	760	389	329
																6	9
																175	175
																>700	647
																89	31
																11	21
11,38	11,28	20,71	12,38	14,77	20,08	13,02	17,85	23,54	22,05	29,43	20,90	18,40	13,71	19,94	20,77	7,35	5,65
51,44	18,73	39,95	51,58	34,00	22,90	43,43	25,72	38,81	33,87	28,72	37,85	22,83	39,19	21,56	39,26	49,27	49,72
10,73	25,48	7,21	10,19	11,59	11,40	8,16	11,44	7,13	6,85	4,50	6,66	12,47	7,48	10,09	5,99	6,75	7,07
1,02		0,71	1,52	1,99	2,46	1,11	2,53	0,32	1,50	3,17	0,99	2,71	1,49	2,80	0,94	1,31	2,30
24,24	15,11	30,54	19,40	25,93	23,98	33,27	23,21	28,73	29,61	24,45	32,98	23,37	37,25	26,84	29,59	30,08	29,99
	3,49																
0,48	19,63	0,49	2,73	8,01	13,98	0,40	14,49	0,79	3,29	5,80	0,15	15,45	0,27	14,81	1,47	3,80	3,11
450	205	357	239	158	143	377	178	421	238	192	539	158	479	186	213	296	343
0,04	0,33	0,28	0,11	0,36	0,64	0,08	0,57	0,12	0,74	1,41	0,09	0,76	0,08	0,72	0,71	0,10	0,06

PARAGNEISS

N° échantil.	E104.1	E104.2	E104.3	E104.4	E104.7	E104.8	E104.10	E104.11	E104.12	E104.13	E104.14	E38.1	E38.5	E38.6	E38.9	E38.10
N°anal.CRPG Montpellier	1057	1058	1059	1060	1063	1064	1066	1067	1068	1069	1070	24175	24177	24178	24179	24180
Localisation	Agenou											Oued Irnezzouf				
Faciès	gdg	lm	pd	gdg	gdg	gdg	gb	gd	gg	p	gdg	gb mob	gb	p	gb	gbm
SiO_2												62,80	61,70	56,30	64,90	66,80
Al_2O_3												16,40	16,30	12,50	14,85	14,75
FeO												5,43	5,49	4,25	6,15	5,15
Fe_2O_3												1,20	1,07	1,16	0,11	2,25
MnO												0,09	0,15	0,14	0,14	0,09
MgO												1,84	2,33	6,46	3,07	1,67
CaO												2,27	4,27	15,59	3,31	0,98
Na_2O	1,03	1,46	1,57	2,74	0,64	0,60	4,52	1,07	3,80	0,43	2,14	3,86	3,78	0,64	2,87	0,98
K_2O	3,97	1,15	2,93	3,24	3,54	4,17	2,73	4,17	1,24	0,45	2,81	3,51	2,28	0,93	2,72	4,08
TiO_2												0,69	0,67	0,85	0,77	0,96
P_2O_5												0,21	0,28	0,21	0,23	0,13
H_2O^+												1,02	0,56	1,02	1,06	1,85
H_2O^-												0,06	0,08	0,06	0,10	0,03
Total												99,38	99,96	100,11	100,28	99,72
Sr	122	273	230	307	114	81	533	144	712	1470	228					
Rb	154	35	84	130	136	183	52	160	18	11	91					
Li	38	13	48	46	29	40	39	39	17		27					
Cs	8	5	<5	5	10	10	5	8	5	<5	8					
Ba																
Co																
Cr																
Ni																
Cu																
V																
Orth												21,09	13,70	5,55	16,21	24,64
Ab												33,22	32,52	5,47	24,50	8,47
An												10,28	19,97	28,77	12,29	4,24
Cor												2,59	0,42		1,64	7,36
Q												16,42	15,46	14,31	22,20	39,20
Diopside														38,61		
Hypersthène												12,81	14,41	3,47	17,99	10,57
K/Rb	213	272	289	206	216	188	436	216	571	339	256					
Rb/Sr	1,26	0,13	0,36	0,42	1,19	2,26	0,10	1,11	0,02	0,01	0,40					

ANNEXE III

ANALYSES CHIMIQUES DE MINERAUX

	BIOTITE																	MICROCLINE						
N° éch.	(1)	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	H_2O^-	H_2O^+	total	Li	Rb	Sr	Ba	(1)	Na_2O	K_2O	Li	Rb	Sr	Ba
gneiss rubanés plagioclasiques																									
G1.7°	1337	35,50	15,50	3,05	20,32	0,41	9,45	0,75	0,16	7,19	1,88	0,20	4,71	99,12	348	624	25	1678	1468	1,47	13,51		254	724	9520
E48°	1619						9,30	0,63	0,20	8,79					800	720		709	1490	1,91	12,82		270	420	2260
E42.14°																			1491	2,95	10,62				
E42.15°	1620						8,18	0,82	0,19	8,92					376	595		1072	1477	2,40	11,80		170	523	4700
G2.17°																			1504	2,50	12,13	4	160	583	3920
G14.17°																			1506	1,27	14,34	3	265	555	4040
G19.17																			1505	0,96	13,98	2	357	444	2460
E109.7°	1607						4,47	0,33	0,13	8,27					1576	1351		348	1486	2,02	12,75		455	160	1200
E97.13°	1341	37,50	14,56	4,26	19,32	0,48	7,85	1,40	0,32	7,98	1,73	< 0,05	3,81	99,21											
gneiss granitiques																									
G1.1°	1615						5,52	0,72	0,68	8,04					486	880		772	1465	1,01	14,92		420	255	2500
G3.1°	1616						5,77	0,93	0,47	7,81					516	1079		692	1466	1,04	14,80		540	226	2235
G7.1°	1617						5,92	0,35	0,36	8,68					830	1248	17	1192	1467	1,50	14,50		510	268	2100
E97.1°	1608						6,57	0,16	0,36	8,97					574	1190		640	1474	1,28	14,32		509	296	2140
E97.6°	1340	35,80	15,66	4,63	22,00	0,40	5,20	0,40	0,18	8,66	3,01	< 0,05	3,50	99,44											
E97.10°	1609						7,40	0,32	0,09	8,65					370	845		540	1475	1,60	13,79		340	283	2600
E97.11°	1610						2,54	0,25	0,09	7,86					1280	1290		380	1476	1,10	14,71		652	87	585
E97.15°	1335	36,15	16,81	2,28	20,42	0,38	6,85	0,25	0,26	9,00	3,06	< 0,05	2,92	99,38											
E109.15°	1606						5,62	0,47	0,14	8,46					1757	1259		560	1489	1,38	13,98		580	221	1795
E109.8°																			1487	1,12	14,58				
E109.10°																			1488	1,09	14,36				
G1.18°	1613						4,96	2,00	0,33	4,83					297	365	21	3440	1469	2,00	12,72		250	220	3560
G2.18°	1614						4,99	0,37	0,34	8,63					340	646	18		1470	1,69	12,90	2	215	260	3825
G3.18°	1339	35,12	15,78	29,55	FeTot	0,22	3,89	0,60	0,25	7,58	2,19	1,09	2,18	98,33	284	560	40	8450	1471	1,54	13,14		215	270	6330
G7.20°	1611						3,17	0,10	0,18	8,46					2012	1604		1368	1510	1,12	15,00		650	162	1490
G1.21	1612						4,48	0,22	0,48	7,65					1600	1456		1520	1473	1,21	14,40		730	144	1750
G2.21	1338	35,60	17,37	4,62	20,88	0,64	4,48	0,50	0,18	7,85	2,43	< 0,05	5,03	99,58	1582	1446	15	2665	1509	0,84	14,53		730	162	2015
gneiss dioritiques																									
G1.16°	1336	36,20	15,98	3,65	18,38	0,30	9,65	0,50	0,22	8,35	2,24	< 0,05	3,87	99,34											
G7.16°																			1472	1,69	12,20				
G2.13°	1618						10,24	≈5,0	0,66	2,20					76	60		648	1503	1,43	13,50		145	902	6850

G1.7° la roche correspondante a été analysée (voir annexe II)
(1) analyse C.Dupuy et L.Savoyant, Laboratoire de Pétrologie, Montpellier.

Annexe III - 2

(Compléments au tableau de données : Biotite et Microcline)

ORIGINE ET NATURE DES ECHANTILLONS

1 - Gneiss rubanés plagioclasiques de la Série de l'Arechchoum

G1.9 - Oued Tioussalatine. Mobilisat pegmatoïde sécant localisé dans des surfaces de cisaillement (M_{II}).

Formule structurale de la biotite :

$$\left[(Al_{0,17}Ti_{0,11}Fe^{3+}_{0,17}Fe^{2+}_{1,32}Mg_{1,10}Mn_{0,02})(Si_{2,76}Al^{IV}_{1,23})O_{10}(OH)_2\right]^{-0,84}(Ca_{0,06}Na_{0,02}K_{0,71})^{+0,79}$$

E48 - Oued Ihetsane. Gneiss homogène à tendance granitoïde (riche en feldspath potassique).

E42.14 - Oued Ouadenki. Mobilisat pegmatoïde folié, interstratifié dans le rubanement des gneiss.

E42.15 - Oued Ouadenki. Gneiss moucheté (flecky gneiss).

G2.17 - Oued Tarasit Tan Taremt. Gneiss rubané à biotite et hornblende (rare grenat).

G14.17 - Oued Tarasit Tan Taremt. Gneiss rubané à filets de mobilisat interstratifiés.

G19.17 - Oued Tarasit Tan Taremt. Mobilisat interstratifié à foliation transverse.

E109.7 - Oued Tihoun Aorani. Gneiss rubané plagioclasique à biotite et petits grenats interstratifié dans les gneiss amygdalaires.

E97.13 - Oued Tarasit tan Amane. Gneiss veiné-rubané à biotite, hornblende et grenat.

Formule structurale de la biotite :

$$\left[(Al_{0,21}Ti_{0,10}Fe^{3+}_{0,24}Fe^{2+}_{1,24}Mg_{0,90}Mn_{0,03})(Si_{2,89}Al^{IV}_{1,11})O_{10}(OH)_2\right]^{-1,00}(Ca_{0,11}Na_{0,05}K_{0,78})^{+0,94}$$

2 - Gneiss granitiques de la série de l'Arechchoum

G1.1 - Oued Ouan Aouiarh (Tala Mellet). Gneiss granitique homogène à tendance oeillée (à biotite, hornblende).

G3.1 - Oued Ouan Aouiarh (Tala Mellet). Gneiss amygdalaire à biotite et hornblende.

G7.1 - Oued Ouan Aouiarh (Tala Mellet). Gneiss amygdalaire à biotite et hornblende.

E97.1 - Oued Tarasit tan Amane. Gneiss amygdalaire.

E97.6 - Oued Tarasit tan Amane. Gneiss amygdalaire à tendance oeillée.

Formule structurale de la biotite :

$$\left[(Al_{0,22}Ti_{0,17}Fe^{3+}_{0,26}Fe^{2+}_{1,43}Mg_{0,60}Mn_{0,02})(Si_{2,78}Al^{IV}_{1,21})O_{10}(OH)_2\right]^{-0,93}(Ca_{0,03}Na_{0,02}K_{0,85})^{+0,90}$$

E97.10 - Oued Tarasit tan Amane. Gneiss amygdalaire.

E97.11 - Oued Tarasit tan Amane. Gneiss amygdalaire.

E97.15 - Oued Tarasit tan Amane. Gneiss amygdalaire (tendance veinée) à biotite et rares grenats.

Formule structurale de la biotite :

$$\left[(Al_{0,31}Ti_{0,17}Fe^{3+}_{0,13}Fe^{2+}_{1,30}Mg_{0,78}Mn_{0,02})(Si_{2,79}Al^{IV}_{1,20})O_{10}(OH)_2\right]^{-0,96}(Ca_{0,02}Na_{0,04}K_{0,87})^{+0,93}$$

E109.15 - Oued Tihoun Aorani. Gneiss amygdalaire.

E109.8 - Oued Tihoun Aorani. Gneiss à biotite et muscovite.

E109.10 - Oued Tihoun Aorani. Gneiss amygdalaire (tendance veinée).

G1.18 - Oued Tarasit tan Taremt. Gneiss veiné à biotite, hornblende, grenat (tendance amygdalaire).

G2.18 - Oued Tarasit tan Taremt. Gneiss veiné à biotite.

G3.18 - Oued Tarasit tan Taremt. Gneiss veiné à biotite, hornblende, grenat (tendance amygdalaire).

(Formule structurale de la biotite impossible à équilibrer).

G7.20 - Oued Tihoun Aorani. Gneiss amygdalaire à biotite, hornblende et rares grenats.

G1.21 - Oued Tihoun Aorani. Gneiss granitoïde.

G2.21 - Oued Tihoun Aorani. Gneiss granitoïde.

Formule structurale de la biotite :

$$\left[(Al_{0,40}Ti_{0,14}Fe^{3+}_{0,26}Fe^{2+}_{1,37}Mg_{0,51}Mn_{0,04})(Si_{2,79}Al^{IV}_{1,20})O_{10}(OH)_2\right]^{-0,76}(Ca_{0,02}Na_{0,02}K_{0,78})^{+0,82}$$

3 - Gneiss veinés de la série de l'Aleksod

G1.16 - Oued Tirhermine. Gneiss veiné à hornblende et biotite (chloritisée)

(Formule structurale de la biotite impossible à équilibrer).

G7.16 - Oued Tirhermine. Gneiss veiné à hornblende et biotite.

G2.13 - Oued In Assakane. Gneiss veiné à hornblende et biotite.

AMPHIBOLES								
	Série de l'Arechchoum				filon basique	Série de l'Aleksod		
	G1.8	G8.20	G3.11	G1.10	G4.5°	G3.8°	E104.6°	G7.16°
SiO_2	43,55	42,95	43,90	43,80	39,30	42,70	43,50	39,85
Al_2O_3	10,20	12,47	12,33	11,90	11,62	11,91	11,00	13,35
Fe_2O	3,89	2,13	2,75	2,60	5,80	3,50	4,80	5,26
FeO	12,62	13,98	11,76	13,16	17,65	14,78	10,02	14,72
MgO	11,71	10,45	11,75	11,08	6,23	9,48	12,72	8,59
MnO	0,27	0,22	0,27	0,29	0,37	0,28	0,26	0,40
CaO	11,90	11,85	11,95	12,10	11,40	11,50	11,81	11,20
Na_2O	1,16	1,23	1,14	1,03	1,36	1,44	1,45	1,28
K_2O	1,09	1,17	0,81	1,12	1,58	0,70	0,99	1,84
TiO_2	0,78	0,82	1,04	0,78	1,49	0,96	0,95	0,96
H_2O-	0,20	0,20	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
H_2O+	1,87	2,01	2,14	2,52	4,28	1,90	1,69	2,22
Total	99,24	99,48	99,79	99,78	101,09	100,42	99,19	99,67
Formule structurale (Base de 23 Oxygènes)								
Z Si	6,53	6,69	6,46	6,49	6,16	6,43	6,43	6,08
Z Al^{IV}	1,47	1,31	1,54	1,51	1,84	1,57	1,57	1,92
Y Al^{VI}	0,33	0,97	0,59	0,56	0,30	0,53	0,34	0,48
Y Fe^{3+}	0,43	0,25	0,30	0,28	0,69	0,40	0,53	0,60
Y TiO_2	0,09	0,09	0,11	0,09	0,18	0,11	0,11	0,11
X Fe^{2+}, Mg, Mn	4,15	3,69	4,00	4,07	3,82	3,96	4,02	3,81
W Fe^{2+}, Mg, Mn	0,09	0,59	0,06	0,05	0	0,07	0,06	0,08
W Ca	1,90	1,41	1,88	1,92	1,91	1,85	1,87	1,83
W Na, K	0,01		0,06	0,03	0,09	0,08	0,07	0,09
A Ca		0,57						
A Na, K	0,53	0,60	0,42	0,47	0,64	0,46	0,57	0,64
Molécules théoriques d'après SHIDO (1958)								
Tiam	0,18		0,22	0,18	0,36	0,22	0,22	0,22
Cum	0,36		0,24	0,20		0,28	0,24	0,32
Ced								
Strem	0,04			0,12	0,36	0,32	0,28	0,36
Ed	0,52		0,42	0,44	0,55	0,38	0,47	0,55
Glauc			0,24					
Tsch	1,21		1,44	1,43	1,59	1,49	1,39	1,72
Trem	5,72		5,46	5,64	5,20	5,27	5,36	4,76

G4.5° La roche correspondante a été analysée (voir Annexe II).

(Compléments au tableau de données : Amphiboles)

ORIGINE ET NATURE DES ECHANTILLONS

1 - Série de l'Arechchoum

G1.8 - Oued Ouadenki. Gneiss amphibolique interstratifié dans les gneiss rubanés plagioclasiques.

G8.20 - Oued Tihoun Aorani. Amphibolite associée aux gneiss amygdalaires du Talat Mellet.

G3.11 - Oued aux vaches (bord Ouest du Talat Mellet). Amphibolite à biotite en lentilles discontinues.

G1.10 - Oued Tarasit tan Amane. Amphibolite à biotite, niveau très continu discordant par rapport à la lithologie des gneiss.

2 - Métadolérite sécante par rapport aux gneiss rubanés plagioclasiques.

G4.5 - Oued Ouadenki.

3 - Série de l'Aleksod

G3.8 - Oued Settefet (affluent Sud de l'oued Ouadenki). Amphibolite feldspathique à grenat et biotite.

E104.6 - Guelta d'Agenou (oued Telohat). Amphibolite feldspathique à scapolite, en boudins discontinus au sein des gneiss à grenat et disthène.

G7.16 - Oued Tirhermine. Gneiss veiné à hornblende et biotite.

ANNEXE IV

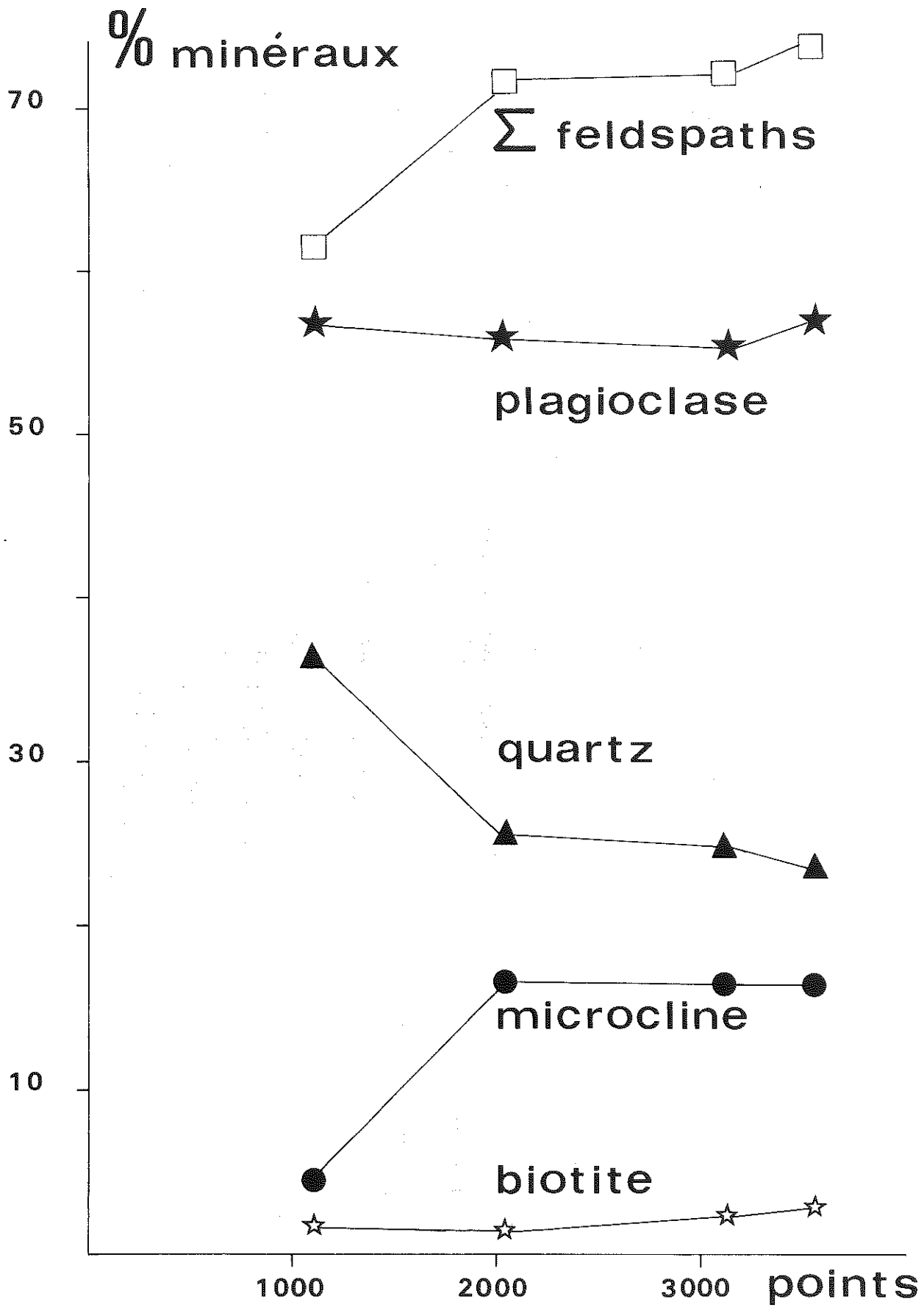
ANALYSES MODALES

La composition modale a été déterminée par comptage de points effectué sur des lames minces colorées au cobaltinitrite de sodium (méthode de Bailey et Stevens, 1960). La précision du comptage a été testée sur une lame mince avec un nombre de points croissant. On voit d'après la figure (échantillon E56.6, mobilisat M_{II}) que, au delà de 2000 points, les variations sont peu significatives. Des contrôles ont été effectués en analysant plusieurs lames minces du même échantillon.

Pour que les modes soient comparables, les conditions opératoires ont été définies ainsi :

- lame mince perpendiculaire à la foliation principale ;
- trace de la foliation disposée en diagonale par rapport au réseau de la platine intégratrice ;
- nombre de points par lame mince : 2500.

La surface analysée étant petite (≃ 3 cm^2), le mode obtenu correspond à une composition relativement ponctuelle et, dans le cas de roches gneissiques - peu homogènes quant à la composition minéralogique (gneiss rubanés par exemple) et à la taille des grains -, seule la variation du mode mesuré sur de nombreux échantillons d'une même formation lithologique sera significative.


% minéraux
70
50
30
10
Σ feldspaths
plagioclase
quartz
microcline
biotite
1000
2000
3000
points

N° éch.	provenance	roche	Q	Mic	Pl	Bi	Mu	Chl	Hnb	Ep	Sp	Zirc	Ap	Gr	Min	Total
I - GNEISS RUBANES PLAGIOCLASIQUES																
a) échantillons ayant fait l'objet d'une analyse chimique																
E42.1	O.Ouadenki	gneiss rubané plagio	19,95	3,18	65,88	7,64		0,78	0,73	0,93	0,19		0,34		0,34	99,96
E42.2	"	gneiss "moucheté"	31,98	20,43	42,95	4,58				0,05						99,99
E42.3	"	gneiss rubané plagio	26,97	4,63	55,80	11,65				0,63	0,04		0,14		0,09	99,95
E42.6	"	gneiss rubané (leuc.	29,04	10,36	57,78	1,52			0,35	0,40	0,20		0,20		0,05	99,96
E42.6	"	à hornblende (mela.	25,66	8,24	48,72	9,42			6,18	1,07	0,39		0,29			99,97
E42.8	"	gneiss rubané plagio	27,32	3,41	56,89	11,83				0,25		0,05	0,05		0,20	100,00
E42.10	"	"	21,32	4,04	59,10	13,47			0,83	0,69	0,04		0,18		0,27	99,94
E42.11	"	"	18,90	4,29	63,13	11,80			0,10	1,53	trace		0,15		0,10	100,00
E42.13	"	"	25,84	5,80	54,27	10,96			1,64	0,89	0,30		0,15		0,15	100,00
E42.14	"	mobilisat folié (M_Q)	24,99	35,78	36,58	1,80			0,30	0,25	0,05		0,05	trace	0,20	100,00
E42.15	"	gneiss rubané plagio	26,81	9,18	54,81	5,33			2,76	0,54	0,39	0,04	0,09	trace		99,95
E44.1	O.Ihetsane	"	24,96	4,71	58,96	10,41				0,44	0,29		0,04		0,14	99,95
E1	O.Ouadenki	"	30,24	5,09	56,53	7,38		0,09		0,32	0,18	0,09			0,04	99,96
B0.77	O.In Ouhaouène	gneiss homogène	29,85	5,55	48,37	12,46	0,04	0,44	1,49	0,14	0,52	0,30	0,22		0,57	99,95
B1.76	"	"	32,28	12,40	45,80	6,39	0,04	0,58	0,66	0,70	0,91	0,12	0,08			99,96
B1.82	O.Taguieret	gneiss moucheté	20,25	8,82	57,21	7,30		0,61	3,30	1,03	0,57	0,24	0,08		0,53	99,94
E56.6	O.Tioussalatine	mobilisat M_{II}	25,56	16,55	56,07	1,46	0,04	0,19		0,04	0,04					99,95
E97.4	O.Tarasit tan	gneiss rubané plagio	28,73	2,32	49,53	14,05			1,08	0,34	2,37	trace	0,49	0,05	1,03	99,99
E97.13	Amane	gneiss veiné rubané	17,55	9,46	61,91	6,42			3,07	0,18	0,86		0,26	trace	0,29	100,00
b) autres échantillons																
E42.4	O.Ouadenki	gneiss moucheté	24,97	15,93	50,54	7,10				0,44	0,59	0,04	0,09		0,24	99,94
E42.5	"	gneiss rubané plagio	30,44	4,13	57,79	5,23			1,69	0,24	0,14		0,09		0,34	100,06
E42.9	"	" (ruban sombre)	12,59	2,33	59,08	24,48		0,09		0,54			0,44		0,39	99,94
E42.12	"	gneiss homogène	27,48	14,89	47,57	9,24				0,44	0,24		0,09			99,95
B3.76	O.In Ouhaouène	"	21,92	29,40	37,47	8,81		0,33	1,27	0,16	0,58	trace	0,05			99,99
B4.76	"	"	24,09	8,55	54,99	1,94		7,69	2,02	0,19	0,27	0,07	0,03		0,11	99,95
B7.76	"	"	26,51	24,93	39,65	6,16		0,70	0,90	0,23	0,33	0,06	0,06		0,40	99,93
B3.82	O.Taguieret	mobilisat folié	32,90	28,98	36,25	1,23		0,22			0,08				0,30	99,96
B0.88	"	gneiss rubané plagio (ruban sombre)	21,71	8,83	49,39	18,23		1,47			0,04	0,08	0,13		0,08	99,96
B0.15	O.Tarasit tan Taremt	mobilisat	30,90	12,05	54,07	2,32		0,07							0,56	99,97
B1.75	O.Taguieret	mobilisat folié	27,57	19,53	50,34	1,81	0,19	0,44		0,04					0,04	99,96
B0.7	O.Telohat	gneiss rubané plagio	29,22	19,47	46,98	3,51		0,51			0,19		0,07			99,95

N° éch.	provenance	roche	Q	Mic	Pl	Bi	Mu	Chl	Hnb	Ep	Sp	Zirc	Ap	Gr	Min	Total
II - GNEISS GRANITIQUES (gneiss amygdalaires, granitoïdes, oeillés)																
a) échantillons ayant fait l'objet d'une analyse chimique																
E97.1	O.Tarasit tan	gneiss amygdalaire	33,00	9,26	47,48	9,55				0,05	0,15		0,15	trace	0,35	99,99
E97.2	Amane	gneiss granitoïde	33,45	30,90	34,38	1,07				0,05			trace	0,05	0,10	100,00
E97.6	"	gneiss amygdalaire	38,67	8,37	43,45	9,01				0,05	0,10		0,20	trace	0,15	100,00
E97.7	"	gneiss granitoïde	31,10	25,56	35,80	7,14	0,15			trace	trace	trace	trace	0,05	0,20	100,00
E97.8	"	gneiss amygdalaire	44,51	28,24	21,22	4,75				0,35	0,59		0,05		0,30	100,01
E97.9	"	gneiss granitoïde	30,35	21,55	37,00	10,75				0,15	trace		0,20			100,00
E97.10	"	gneiss amygdalaire	31,38	23,10	32,16	12,62		0,42	0,16				0,10		0,05	99,99
E97.11	"	"	44,72	27,94	25,20	2,14										100,00
E97.12	"	gneiss blastomyloni.	61,20	15,83	6,46	15,61	0,44			0,16		0,11	0,22			100,03
E97.14	"	gneiss amygdalaire	28,25	32,25	34,91	4,49				0,05			0,05			100,00
E97.15	"	"	37,04	28,66	29,16	5,03							0,05	0,05		99,99
E109.3	O.Tihoun Aorani	"	33,97	27,13	33,25	5,55				0,05	0,05					100,00
E109.8	"	gneiss à muscovite	66,77	23,54	4,03	5,27	0,32				0,06					99,99
E109.15	"	gneiss amyg- (mélano.	29,71	7,80	45,47	16,16	0,20			0,15			0,15		0,35	99,99
E109.15	"	dalaire (leuco.	22,75	23,42	46,12	7,08				0,17					0,45	99,99
B1.32	O. aux vaches	gneiss granitoïde	30,86	25,97	35,72	6,53	0,80	0,03				0,03	0,03		trace	99,97
B1.29	Adrar Abès Abès	"	26,26	22,59	43,43	5,24	1,29	0,58				0,04	0,04		0,08	99,95
B0.60	O. Tarasit tan Taremt	gneiss amygdalaire	27,51	39,63	26,47	4,20	0,08	0,99		0,08	0,45	0,04	0,12	0,37	trace	99,94
C2.89	Reg.Nord Abès Abès	gneiss oeillé	30,92	12,08	44,39	12,13				0,25	0,08		0,04		0,08	99,97
b) autres échantillons																
E109.9	O.Tihoun Aorani	gneiss amygdalaire	6,79	29,14	55,54	4,47		2,09		0,32	0,70		0,23		0,70	99,98
B1.62	O.Tarasit tan Amane	"	23,22	28,38	37,70	8,62		0,28	0,64	0,04	0,84	0,04	0,12	trace	0,08	99,96
B0.31	O.aux vaches	gneiss granitoïde	35,17	28,67	30,78	3,61	0,44	1,26			0,04				trace	99,97
C81	O.Tihoun Aorani	"	23,92	34,65	36,98	2,37	2,05									99,97
C1.79	O.Taguieret	gneiss oeillé	30,62	14,81	49,61	3,48		0,18			0,49		0,04		0,72	99,95
C2.79	(aval)	"	23,96	13,82	55,65	5,61		0,31		0,13			0,08		0,40	99,96
C118	O.Afarfar	gneiss amphibolique	4,47	24,86	32,08	0,74		0,97	30,03	2,09	2,84	0,74	0,09		1,02	99,93
C119	"	gneiss granitoïde	32,65	38,05	25,26	2,65		0,48		0,04	0,17				0,66	99,96
III - GNEISS VEINES DE LA SERIE DE L'ALEKSOD																
B1.23	O.In Asil	gneiss "dioritique"	34,15	20,91	24,53	2,85		0,28	11,71		0,90		0,14	4,47		99,94
B0.53	"	gneiss veiné à gre.	33,60	31,70	27,95	5,35		0,82		0,21	0,07	0,02	0,14	0,07		99,93
C1.8	O.Taguierafet	gneiss veiné à mus. (gneiss de l'Aokas-	25,12	11,55	55,72	5,06	2,11	0,36				0,04				99,96
C2.8	"	sit)	29,80	6,64	46,70	1,25	13,52	1,68							0,38	99,97

ANNEXE V

GEOCHRONOLOGIE

calcul des isochrones

Résultats comparatifs entre les calculs par I.B.M. 7044 et les calculs par mini-ordinateur Wang

Calculs I.B.M.

Isochrone N° 42,1
n = 13

0,47046	0,01521	0,72303	0,00046
0,57306	0,01797	0,72663	0,00080
0,42750	0,01368	0,72010	0,00048
0,42645	0,01356	0,72078	0,00057
0,38887	0,01269	0,72080	0,00062
0,37949	0,01213	0,72025	0,00065
1,20249	0,03850	0,74704	0,00064
1,14544	0,03648	0,74637	0,00062
0,40624	0,01298	0,72038	0,00100
1,71743	0,05269	0,75881	0,00050
1,59043	0,04876	0,75801	0,00045
2,08938	0,06400	0,77882	0,00047
2,09005	0,06405	0,77873	0,00038

$A = 0,707_0$ erreur en $A = 0,000_6$

Age = 2217,70 erreur Age = 57

$F = 1,691_8$

Calculs Wang

Isochrone N° 42,2
n = 9

0,47046	0,01521	0,72303	0,00046
0,57306	0,01797	0,72663	0,00080
0,42750	0,01368	0,72010	0,00048
0,38420	0,01241	0,72053	0,00062
1,17347	0,03749	0,74671	0,00058
0,40624	0,01298	0,72038	0,00100
1,65393	0,05073	0,75841	0,00048
2,08972	0,06402	0,77881	0,00043
0,42645	0,01356	0,72078	0,00060

$A = 0,706_9$ erreur en $A = 0,000_7$

Age = 2227,74 erreur Age = 73

$F = 1,474_0$

.../...

Annexe V - 2

Résultats comparatifs des calculs par I.B.M. 7044 et des calculs Wang avec un nombre de points $\leqslant 9$

Calculs I.B.M.

Isochrone N° 2854,1
n = 9

81,84712	6,69705	1,37401	0,01322
85,56981	2,72659	1,38510	0,01344
85,74589	2,73318	1,38510	0,01344
90,62401	2,88806	1,44273	0,01367
1,11016	0,03629	0,73146	0,00070
1,09067	0,03566	0,73046	0,00034
0,47046	0,01521	0,72303	0,00045
0,08186	0,00257	0,71807	0,00087
0,03171	0,00098	0,71626	0,00063

$A = 0,719_5$ erreur en $A = 0,000_9$

Age = 563 erreur Age = 37

Calculs Wang

Isochrone N° 2854,2
n = 9

81,84712	6,69705	1,37401	0,01322
85,56981	2,72659	1,38510	0,01344
85,74589	2,73318	1,38510	0,01344
90,62401	2,88806	1,44273	0,01367
1,11016	0,03629	0,73146	0,00070
1,09067	0,03566	0,73046	0,00034
0,47046	0,01521	0,72303	0,00045
0,08186	0,00257	0,71807	0,00087
0,03171	0,00098	0,71626	0,00063

$A = 0,719_5$ erreur en $A = 0,000_9$

Age = 563 erreur Age = 37

ANNEXE VI

GEOCHRONOLOGIE

données analytiques

N° éch	N° registre Clermont		Pétrographie sommaire	Observations structurales	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
E42.15	3433	RT	gneiss rubané à Mic.Olig.Hnb.gr	assemblage minéral I	64,05	456,45	0,40624±0,01298	0,72038±0,00100
		FK			171,12	532,12	0,93217±0,02908	0,72820±0,00041 0,72298±0,00052
		Bi			563,20	29,24	58,21235±1,78133	1,15990±0,01138
					562,64	29,24	58,14425±1,77879	1,15990±0,01138
					562,57	29,31	57,91537±1,77189	1,15192±0,01133
					563,20	29,31	57,98047±1,77464	1,14921±0,01133
E42.8	3430	RT	gneiss plagio. homogène	assemblage minéral I	64,95	441,01	0,42645±0,01356	0,72078±0,00057
E42.5	3565	RT	gneiss rubané à tendance veinée (Bi, Hnb)	deux foliations Bi en arcs polygonaux	75,33	510,20	0,42750±0,01368	0,72010±0,00048
E42.12	3429	RT	gneiss plagio. homogène	assemblage minéral I	69,92	520,74	0,38887±0,01269	0,72080±0,00060
					68,22	520,45	0,37949±0,01213	0,72025±0,00066
E42.1	2854	RT	gneiss plagio. homogène	assemblage minéral I	75,62	465,46	0,47046±0,01521	0,72303±0,00046
		FK	(Bi, Hnb, Gr)		171,90	448,36	1,11016±0,03629	0,73146±0,00070
					166,92	442,52	1,09107±0,03389	0,37036±0,00034
		Pl			13,27	469,51	0,08186±0,0257	0,71807±0,00087
		Ap			3,87	353,31	0,03171±0,00098	0,71626±0,00063
		Bi			613,55	21,71	81,84712±6,69705	1,37401±0,01322
					673,84	22,80	85,56981±2,72659	1,38511±0,01345
					675,23	22,80	85,74589±2,73319	1,38510±0,01345
					680,30	21,74	90,62401±2,88806	1,44273±0,01368
E42.4	3564	RT	gneiss moucheté (Bi, Hnb)	taches mobilisées (M_I) à coeur d'Olig. et Hnb	82,01	428,88	0,57306±0,17973	0,27663±0,00080
E42.14	3432	RT	mobilisat pegmatoïde (M_0) interstratifié (Bi, Gr)	structure cloisonnée.remplacement partiel des K primaires	121,00	291,36	1,20249±0,03850	0,74704±0,00064
					114,11	288,72	1,14543±0,03647	0,74637±0,00062
		FK			257,88	361,24	2,07399±0,06409	0,74599±0,00042
					288,90	350,47	2,39586±0,07420	0,75000±0,00030
H7	4583	RT	*idem* E42.14	*idem* E42.14	115,69	195,06	1,71743±0,05269	0,75881±0,00050
					112,67	205,87	1,59041±0,04875	0,74761±0,00054
		FK			236,15	251,73	2,73067±0,08402	0,76582±0,00040
H8	4584	RT	*idem* E42.14	*idem* E42.14	121,29	168,09	2,08938±0,06399	0,77882±0,00047
					120,59	167,07	2,09005±0,06405	0,77873±0,00038
		FK			313,86	223,65	4,09561±0,12567	0,79377±0,00050
					306,86	224,25	3,99508±0,12367	0,79628±0,00040

E42 : gneiss rubanés plagioclasiques. Oued Ouadenki (fig. 3.7)

Annexe VI - 2

N° éch.	N° registre Clermont		Pétrographie sommaire	Observations structurales	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
POINTS SITUES AU-DESSUS DE L'ISOCHRONE PRINCIPALE								
E97.2	4046	RT	gneiss granitoïde à grain fin	structure granoblastique.faciès riche en Micr. d'allure tardive (métasomatose ?) antiperthite abondante	193,89 187,67	65,22 70,12	8,60749±0,26273 7,99703±0,24428	1,04487±0,00036 1,03942±0,00092
		FK			521,63 507,35	106,89 103,45	14,68772±0,44993 14,76095±0,45171	1,11503±0,00058 (1) 1,11464±0,00045
E109.7	3435	RT	gneiss rubané plagioclasique	gneiss très finement granulé avec développement de très fins Micr. intergranulaires et de Myrm. antiperthite abondante	262,82 274,63 268,73(3)	54,30 54,26 54,28 (3)	14,01646±0,47216 14,65577±0,48828 14,33612±0,48022	1,23734±0,00109 (2) 1,24276±0,00063 (2) 1,24010±0,00086 (3)
		FK			508,53 515,24	170,60 121,84	8,77994±0,26907 12,45546±0,38154	0,88786±0,00032 (4) 0,88753±0,00049 (5)
ISOCHRONE PRINCIPALE								
E109.5	3514	RT	gneiss amphibolique rubané		35,73 36,52	183,34 172,07	0,56546±0,01797 0,61608±0,01893	0,73372±0,00064 0,73784±0,00065
E97.14	4052	RT	gneiss amygdalaire	2 générations de FK et de Bi assemblage O dominant	152,34 164,62	199,32 209,11	2,18603±0,07116 2,29656±0,07045	0,79103±0,00061 0,78846±0,00074
E97.10	4734	RT	gneiss amygdalaire	zone de charnière de pli P_1	135,73	162,79	2,43228±0,07508	0,78803±0,00050
		FK		Bi et FK partiellement recristallisés	329,92	280,61	3,43411±0,10595	0,80082±0,00023
E97.1	3518	RT	gneiss amygdalaire	foliation submylonitique S_1	201,80	177,44	3,32398±0,10185	0,80776±0,00036
		FK		abondantes reliques anciennes	494,37	289,73	4,94096±0,18551	0,82018±0,00034
		Bi			1182,15 1203,99 1203,99 1182,15	14,86 14,86 12,33 12,33	280,28767±8,56196 285,46429±8,71982 282,83009±8,63942 277,70124±8,48301	2,92967±0,02584 2,92967±0,02584 2,90193±0,02562 2,90193±0,02562
E109.8	3436	RT	gneiss rubané à muscovite	2 générations de microcline	209,24	140,92	4,29948±0,14085	0,84426±0,00053
E109.15	3439	RT	gneiss amygdalaire	foliation mylonitique S_1. Bi en partie recristallisée	210,61	134,71	4,52721±0,13854	0,84397±0,00050
		FK			644,06	236,70	8,00421±0,24567	0,87465±0,00276
E97.3	4047	RT	gneiss amygdalaire	assemblage granoblastique O conservé	259,45	116,30	6,45998±0,21526	0,90714±0,00048

E97-109 : gneiss granitiques (fig. 3.8 et 3.9)

(1) environ 3 % de Pl estimé (diffraction X)
(2) même attaque enregistrée deux fois
(3) valeurs retenues
(4) plus de 5 % de Pl estimé
(5) moins de 5 % de Pl estimé (diffraction X)

N° éch.	N° registre Clermont		Pétrographie sommaire	Observations structurales	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
ISOCHRONE PRINCIPALE (suite)								
E109.4	3513	RT	gneiss amygdalaire à grain fin	foliation S_1 submylonitique avec reliques de minéraux anciens	273,21	83,52	9,47238±0,31664	0,99707±0,00076
E97.11	4050	RT	gneiss amygdalaire	2 foliations S_0:amygdales S_1:submylonitique	247,07	60,47	12,25705±0,37476	1,07989±0,00090
		FK			679,68	83,32	25,01755±0,76483	1,18658±0,00064
E109.14	3438	RT	gneiss amygdalaire	assemblage O largement conservé	281,40	36,15	13,64756±0,41702	1,11514±0,00034
E109.6	3515	RT	gneiss amygdalaire	foliation S_1 oblique sur la foliation S_0 (principale)	331,82	65,82	14,92547±0,48740	1,13437±0,00082 (6)
E109.13	3420	RT	gneiss à texture pegmatoïde	lanières submylonitiques localisées.Assemblage ancien conservé	286,65	57,35	15,32315±0,46899	1,18135±0,00042
					285,62	57,92	14,93399±0,45606	1,17998±0,00065
G6.20	4916	RT	gneiss granitoïde	Bi de phase P_1 granulation de l'assemblage ancien	315,32	47,26	20,50030±0,62545	1,33682±0,00046
					327,42	49,32	20,38137±0,62224	1,32901±0,00146
POINTS SITUES SOUS L'ISOCHRONE PRINCIPALE								
G6.19	4779	RT	gneiss granitoïde	foliation submylonitique Bi et Micr. de phase P_1	242,48	128,99	5,51954±0,16873	0,85640±0,00080
E97.8	4049	RT	gneiss amygdalaire	*idem* G6.19	241,00	109,07	6,50821±0,19893	0,88752±0,00040
					244,15	111,41	6,45609±0,19735	0,89037±0,00041
G7.20	4737	RT	mobilisat à bords diffus riche en Micr.	granulation intense et remplacement	273,18	105,85	7,56370±0,23140	0,90275±0,00043
					275,71	104,88	7,75348±0,23702	0,90177±0,00092
		FK			722,96	162,66	13,15779±0,40314	0,94061±0,00042
		Bi			1706,10	10,67	714,92191±21,82210	6,27763±0,05292
					1696,79	11,02	675,15945±20,60310	5,97090±0,04978
					1706,10	11,02	678,86668±20,71521	5,97090±0,04978
					1696,79	10,67	711,01778±21,70400	6,27763±0,05292
G7.19	4780	RT	gneiss à texture pegmatoïde	structure cloisonnée mylonitique localisée	418,29	132,25	9,38315±0,28697	0,96283±0,00066

E97-109 : gneiss granitiques (fig. 3.8 et 3.9)

(6) moyenne de deux mesures

N° éch.	N° registre Clermont	Pétrographie sommaire	Observations structurales	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
ISOCHRONE BASSE							
E97.5	4048 RT	gneiss rubané	roche polyplissée à 2 foliations. Recristallisation totale	220,30 224,18	93,92 91,65	6,79194±0,23223 7,08295±0,21635	0,82414±0,00042 0,82622±0,00030
E97.12	4051 RT	gneiss granitoïde riche en Bi	blastomylonite à foliation S_1	362,91 375,26 374,08	32,82 33,91 33,98	31,98310±1,10626 33,39967±1,02950 33,22985±1,01420	1,14419±0,00065 1,14508±0,00065 1,14512±0,00048
E109.11	3517 RT	gneiss à muscovite et grenat	Mu, Bi et Micr. de phase P_1	410,71 510,00	17,00 22,12	69,93971±2,14053 73,63915±2,24838	1,75820±0,00313 1,75882±0,00092
E109.1	3566 Bi	gneiss granitoïde		1456,15 1457,36 1457,37 1478,69 1550,85 1550,85 1478,69	18,28 21,36 21,48 22,95 19,06 22,95 19,06	230,72±7,74153 230,91835±7,05483 230,93314±7,05528 186,57±6,28628 235,58±7,96820 195,67±6,62532 224,61±7,56037	2,50426±0,00281 2,43749±0,02188 (7) 2,50646±0,02807 (8) 2,21302±0,02009 2,42828±0,02120 2,22302±0,02009 2,40828±0,02120

E97-109 : gneiss granitiques (fig. 3.8 et 3.9)

(7) Rb-Sr dilution
(8) Rb-Sr Ci

N° éch	N° registre Clermont		Pétrographie sommaire	Observations structurales	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
ISOCHRONE HAUTE								
E38.7	3980	RT	amphibolite feldspathique		57,01	230,60	0,71580±0,02357	0,72417±0,00053
					57,99	249,53	0,67368±0,02072	0,72328±0,00050
					58,55	246,94	0,68719±0,02112	0,72270±0,00081
					58,55	247,98	0,68719±0,02112	0,72306±0,00042
E38.4	3979	RT	gneiss à Bi et Hnb	2 générations de Bi	93,74	235,53	1,15244±0,03656	0,73802±0,00071
					94,70	231,23	1,18898±0,03661	0,73895±0,00051
E38.12	3983	RT	gneiss leptynitique à Bi, Mu, Micr.		69,87	131,65	1,53668±0,04824	0,75125±0,00086
					71,97	130,74	1,60007±0,04987	0,75090±0,00048
POINT ISOLE								
E38.3	4300	RT	amphibolite à Bi	très chloritisé et cataclasé	60,40	181,66	0,96385±0,03956	0,72320±0,00144 (1)
					60,53	194,35	0,89811±0,02771	0,72181±0,00256 (1)
ISOCHRONE BASSE								
E38.11	4302	RT	amphibolite à Bi	assemblage granoblastique foliation S_1	36,79	412,02	0,25859±0,00804	0,70656±0,00138
E38.5	4301	RT	gneiss plagioclasique à Bi et Gr	Bi assemblées en losange selon S_1	69,02	433,57	0,46098±0,01434	0,70940±0,00025
E38.1	2855	RT	gneiss veiné à Bi, Mu	faciès mobilisé (M_I)	99,72	374,89	0,77022±0,02384	0,71205±0,00079
		Mu			143,39	65,15	6,37276±0,19719	0,75027±0,00821
					143,39	69,69	5,95798±0,18486	0,75235±0,00824
					142,32	65,17	6,32374±0,19561	0,75027±0,00821
					142,32	69,71	5,91215±0,18338	0,75235±0,00824
					142,23	63,04	6,53288±0,20273	0,75389±0,00831
					141,37	63,04	6,49316±0,20067	0,75389±0,00831
					142,23	63,39	6,49745±0,20128	0,76569±0,00828
					141,37	63,39	6,45794±0,19922	0,76569±0,00828
		Bi			294,16	22,10	38,54135±1,22014	1,02609±0,01032
					302,86	21,91	40,02561±1,25443	1,02431±0,01038
					303,38	21,76	40,36352±1,26298	1,05055±0,01156
					302,86	21,76	40,29433±1,26304	1,05355±0,01156
					303,38	21,91	40,09433±1,25436	1,02431±0,01038
E38.2	3978	RT	gneiss fin plagioclasique	Bi chloritisée	195,23	425,00	1,33108±0,04133	0,71922±0,00078
E38.9	3981	RT	gneiss plagioclasique à Bi, Gr		148,86	248,77	1,73275±0,05585	0,72475±0,00038
H22	4704	RT	gneiss à Bi et Mu	"fantomes" de grands micas entièrement pseudomorphosés en Bi et Mu	151,06	106,98	4,11182±0,12589	0,76011±0,00040
					152,11	108,72	4,07087±0,12440	0,76178±0,00052
E38.10	3982	RT	gneiss à Bi, Mu Gr	fantomes de sillimanite	149,40	75,27	5,74723±0,18379	0,78323±0,00057
					152,20	77,99	5,68927±0,17404	0,78092±0,00046
					148,60	75,20	5,76159±0,17593	0,78202±0,00049
					148,60	75,19	5,76159±0,17593	0,78155±0,00042 (2)

E38 : formation métasédimentaire de la guelta d'Ouadenki (fig. 3.10)

(1) point à éliminer : rétromorphose tardive
(2) Ci refaite pour vérification

N° éch.	N° registre Clermont	Pétrographie sommaire	Observations structurales	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
E104.12	4458 RT	gneiss amphibolique à Bi	Bi très fraiche Gr postcinématique	12,92	308,07	0,12134±0,00372	0,70512±0,00042 0,70536±0,00049 (1)
E104.5	4733 RT	amphibolite feldspathique à Gr et scapolite		17,98	254,05	0,20483±0,00631	0,70607±0,00027
E104.10	4732 RT	gneiss plagioclasique à Bi et Mu		68,83	558,82	0,35643±0,01213	0,70580±0,00051
E104.3	4453 RT	gneiss à Mu, Bi Disth., Gr	veines mobilisées à Q, Olig. Disth.	92,05	211,53	1,26006±0,03875	0,72233±0,00056
	Pl			6,60	406,11	0,04703±0,00151	0,71192±0,00041
	Bi			270,82	15,90	51,64510±1,57867	1,13610±0,01138
				274,03	15,90	52,29527±1,64539	1,12782±0,01138
E104.14	4459 RT	gneiss à Bi, Disth., Gr	2 générations de Disth. Chloritisation locale Bi	92,32	202,97	1,31820±0,04048	0,72051±0,00060 0,72108±0,00046 (1)
E104.4	4454 RT	gneiss à Bi, Mu Gr	chloritisation intense.fentes à calcite transverses	148,85	266,79	1,61554±0,04969	0,73672±0,00023 (2)
				143,99	281,56	1,48425±0,04565	0,73601±0,00046 (2)
				143,99	281,56	1,48425±0,04600	0,73545±0,00059 (2)
E104.11	4457 RT	micaschiste feldspathique à Mu, Bi, Dist., Gr	légèrement chloritisé	178,02	128,81	4,02363±0,12309	0,76756±0,00045
E104.1	4452 RT	gneiss à Mu, Bi Dist., Gr	zones chloritisées	166,45	112,03	4,32882±0,13228	0,77517±0,00025
E104.7	4455 RT	gneiss à Mu, Bi Disth., Gr		147,62	96,98	4,40739±0,13467	0,76957±0,00029
				142,34	97,10	4,26909±0,13055	0,77006±0,00040
E104.8	4456 RT	gneiss à Bi, Mu Disth., Gr	faciès altéré et chloritisé	165,88	71,05	6,76061±0,20845	0,79265±0,00025
				185,73	73,65	7,36101±0,22473	0,79346±0,00045 0,79284±0,00027 (1)

E104 : formation métasédimentaire d'Agenou (fig. 3.11)

(1) réenregistrement de la Ci pour vérification
(2) éliminé pour sa minéralogie (calcite et chlorite)

N° échantillon	N° registre Clermont	Pétrographie sommaire	Observations	Rb	Sr	Sr*	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Age Sr conventionnel
E58 Ouadenki	3660 Bi	gneiss fin mesocrate riche en muscovite	formation de la guelta d'Ouadenki (série de l'Arechchoum)	582,63 561,64 561,64	10,15 10,13 10,15	62 %	166,21006±5,25852 160,49629±5,07706 160,22207±5,06672	1,93836±0,01772 1,88934±0,01753 1,93836±0,01771	505±20 Ma (moyenne)
Mu				273,37 272,97 272,97 273,37	65,40 67,15 65,40 67,14	17 %	12,10388±0,38182 11,77180±0,37227 12,08629±0,38116 11,78861±0,37279	0,85801±0,00888 0,84904±0,00899 0,85801±0,00888 0,84904±0,00897	800±30 Ma (moyenne)
E60 O. Settefet	3906 Mu	quartzite à Mu et Gr	groupe d'Ouadenki (série de l'Aleksod)	345,63 345,96 345,27 345,96	92,71 93,27 93,27 92,71	16 %	10,79517±0,34492 10,74099±0,34236 10,73067±0,34185 10,80555±0,34563	0,83974±0,00913 0,84911±0,00888 0,84931±0,00889 0,83974±0,00916	830±30 Ma (moyenne)
E116	3907 Mu			146,13 146,69	276,49 248,70	5 %	1,53035±0,05201 1,70097±0,07229	0,74634±0,00803 0,76000±0,01167	age non retenu Sr* trop faible
G4.5 O. Ouadenki	3975 Bi	amphibolite à biotite	age K-Ar Horn 617± 17 Ma	341,92 337,88 337,88 341,92	32,64 32,46 32,64 32,46	25 %	30,33670±0,95255 30,14195±0,94838 29,97806±0,94302 30,50255±0,95797	0,93583±0,00960 0,95279±0,00974 0,93583±0,00960 0,95279±0,00974	520±25 Ma (moyenne)
E109.7 O. Tihoun Aorani	3435 RT	Voir tableau E97-109 Annexe VI - 2				42 %	annexe VI - 2		2450±100 Ma
E97.2 O. Tarasit tan Amane	4046 RT	Voir tableau E97-109 Annexe VI - 2				32 % 32 %	annexe VI - 2		2730 100 Ma 2580 90 Ma

Ages au Sr conventionnel sur minéraux isolés et roches totales

ANNEXE VII

GEOCHRONOLOGIE

plutonisme pan-africain

données et discussion (1)

(1) Ajoutées au cours de l'impression.

1 - Mesures de hornblende par la méthode K-Ar (J.M.Cantagrel)

En complément des mesures déjà discutées (cf. IIIe partie, ch. II), deux nouvelles amphiboles ont été analysées ; elles proviennent de la série de l'Aleksod (groupe d'Agenou). Les résultats sont les suivants :

E104.5 (H 3908 (1)). Guelta d'Agenou. Amphibolite associée à la formation métasédimentaire d'Agenou, affleurant en "boudins" au sein des gneiss à disthène et grenat :

K % = 0,827
$^{40}Ar^{*}$ 38,1 ng/g
At % = 11 %
t = 557±18 Ma

G3.14 (H 4961 (1)). Oued Adarou. Amphibolite à grenat interstratifiée et boudinée au sein de gneiss à disthène et grenat (linéation ancienne L_1 conservée)

K % = 0,623
$^{40}Ar^{*}$ 3,2 ng/g
At % = 9 %
t = 591±18 Ma

Discussion

Compte tenu du contexte structural des points d'échantillonnage (Phase P_2 largement développée et dominante au niveau des assemblages minéraux) on pouvait s'attendre à une confirmation des âges compris entre 900 Ma et 1000 Ma (2). Les résultats obtenus sont très différents et se classent parmi les plus "jeunes" obtenus par la méthode K-Ar sur amphibole. Comme on l'a vu au cours de la IIIe partie, l'interprétation de ces âges - de même que celle des âges obtenus sur biotites et sur minéraux et roche totale - n'est pas univoque. Ils peuvent correspondre :

- soit à l'âge de la cristallisation de l'amphibole et souligneraient dans ce cas l'importance des événements thermiques d'âge pan-africain ;
- soit à l'âge du refroidissement des minéraux au-dessous du seuil critique où l'argon cesse de diffuser. On a vu précédemment que la différence d'âge mesurée sur les biotites et sur les amphiboles, permettait d'obtenir une estimation de la vitesse de surrection du centre du Hoggar à la fin de l'orogenèse pan-africaine. Selon cette hypothèse, l'âge de 557 Ma (E104.5) serait toutefois trop jeune par rapport à l'âge moyen des biotites.

Par ailleurs, si on admet que les âges voisins de 600 Ma, obtenus sur les hornblendes correspondent à des âges "rajeunis" à la faveur d'une perte d'argon radiogénique, celle-ci se serait produite lors d'une recristallisation totale d'amphiboles plus anciennes avec ouverture concomitante du système pour l'argon. Cette hypothèse peut être soutenue car les âges s'échelonnent très bien entre 720 Ma et 557 Ma. Dans ce cas les âges les plus jeunes sont ceux qui se rapprochent le plus de l'âge de cette ouverture, c'est-à-dire de l'événement tectono-thermique qui en est responsable - les âges plus anciens correspondraient alors à une ouverture partielle accompagnée d'une parte d'argon radiogénique plus faible. Si cette hypothèse est valable, l'influence de l'orogenèse pan-africaine,quant à la recristallisation des minéraux, est plus importante que ce qui a été admis au chapitre III de la troisième partie ; les âges encore plus jeunes (jusqu'à 500 Ma) obtenus sur les biotites et par la méthode des isochrones minéraux + roche totale - mais il ne faut pas oublier que dans ce cas la valeur du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ de la biotite commande en premier chef la pente des ces isochrones - correspondent au décalage dû au fait que les biotites se ferment vis-à-vis du Sr à plus faible température que les amphiboles pour l'argon.

En conclusion, ces nouvelles données ne résolvent pas le problème déjà posé de l'influence des événements thermiques d'âge pan-africain. Tant qu'une chronologie précise n'aura pas été établie pour des formations "pharusiennes" monométamorphiques au centre ou à l'Est du Hoggar, la signification des âges voisins de 600 Ma obtenus sur des roches ou des formations reconnues plus anciennes sera discutable.

2 - Le complexe granodioritique et dioritique de l'oued Aha'n'Souri

A - Données analytiques

Voir tableau page suivante.

B - Ages obtenus par la méthode des isochrones

Roches totales : Sr conventionnel et isochrones	Minéraux : Sr conventionnel et isochrones (avec roche totale)
Isochrone (18) (3) 10 mesures sur 6 roches totales T = 581±50 Ma $^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,706_7 \pm 0,000_5$ $0,189 < {}^{87}Rb/^{86}Sr < 0,892$ Indice de déviation pondérée = 2,11	Isochrone (19) Roches totales et feldspaths potassiques T = 548±27 Ma $^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,707_0 \pm 0,000_3$ $0,189 < {}^{87}Rb/^{86}Sr < 2,422$ Indice de déviation pondérée = 1,8

---

(1) Numéros enregistrement Clermont Ferrand.
(2) L'un de ces âges (974±27 pour l'échantillon E104.6) provient d'un échantillon récolté à proximité de E104.5.
(3) Ces numéros font suite aux données des pages 233 à 235.

Roches totales : Sr conventionnel et isochrones	Minéraux : Sr conventionnel et isochrones (avec roche totale)
	Isochrone (20) Roches totales, biotites et feldspaths potassiques T = 516±14 Ma $^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,707_2$ $0,189 < {}^{87}Rb/^{86}Sr < 36,012$ Indice de déviation pondérée = 2,3 Isochrone (21) Roche totale, biotite, feldspath potassique de l'échantillon 4044 T = 500±20 Ma $^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,707_2 \pm 0,000_4$ $0,46 < {}^{87}Rb/^{86}Sr < 32,47$ Indice de déviation pondérée = 1,73 Isochrone (22) Roche totale, biotite et feldspath potassique de l'échantillon 3659 T = 520±25 Ma $^{87}Sr/^{86}Sr$ i. = $0,707_2 \pm 0,000_6$ $0,43 < {}^{87}Rb/^{86}Sr < 36,01$ Indice de déviation pondérée = 3,5

C - Discussion

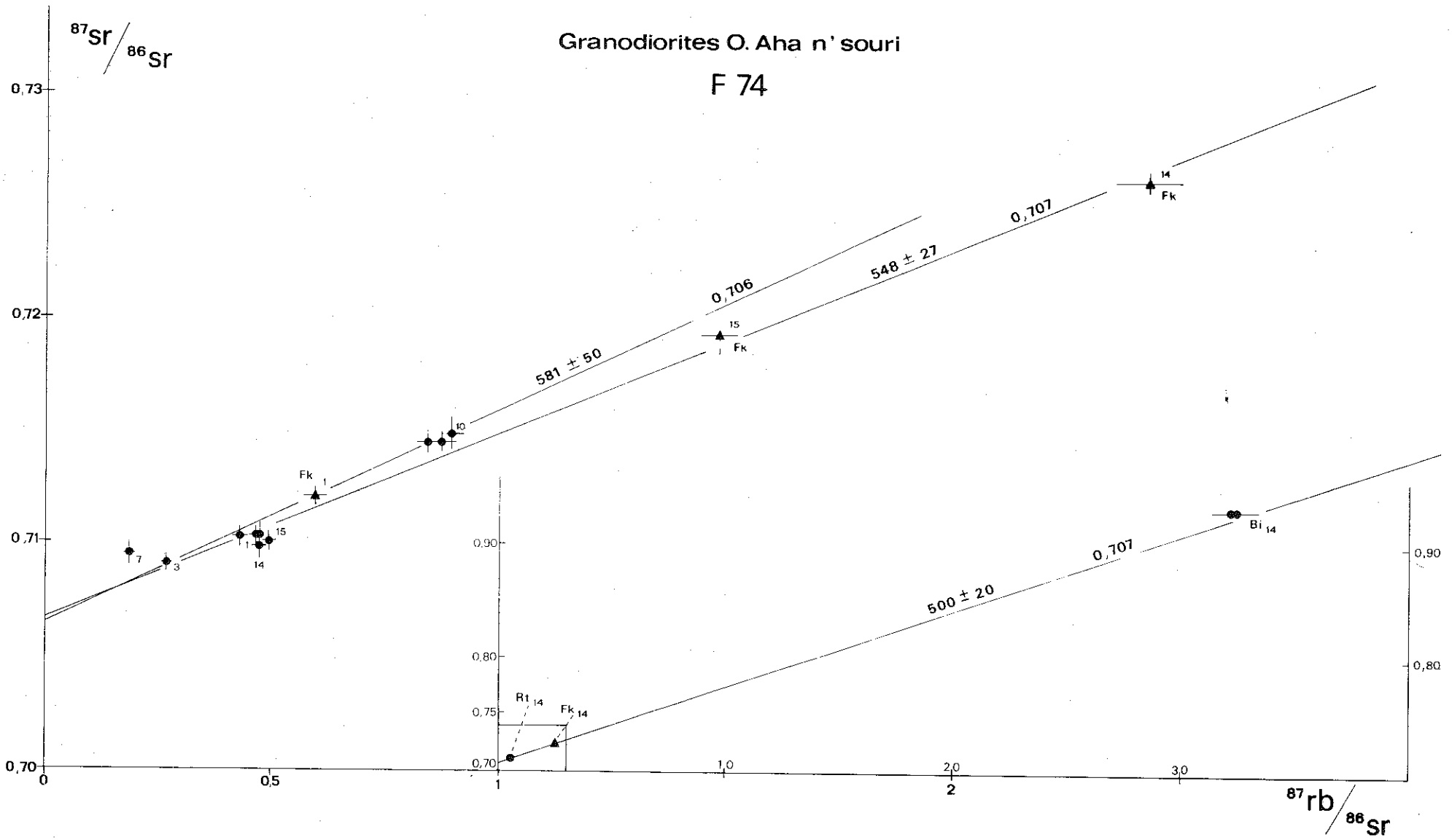
Au vu du faible écart entre les valeurs extrêmes du rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ de l'isochrone (18) qui regroupe les mesures effectuées sur les roches totales, l'âge correspondant doit être noté avec réserves. Les échantillons analysés correspondent aux termes granodioritiques du complexe intrusif dont on a vu (1re partie) qu'ils s'étaient mis en place tardivement et n'avaient subi aucune déformation (présence de filons de granodiorite non déformés intrusifs dans les mylonites de l'oued Imereri). Etant donné le caractère nettement intursif de ces roches, les faibles variations du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ i. (de $0,706_7$ à $0,707_2$) observées entre les isochrones (18), (19), (20), (21) et (22) permettent d'envisager un strontium initial homogène pour tout le massif et l'absence de rajeunissement. Les âges relativement jeunes (500 Ma et 520 Ma) obtenus lorsqu'on fait intervenir les biotites ((21) et (22)) concordent avec les résultats des isochrones du même type obtenus pour toutes les formations gneissiques de l'Aleksod ((3), (4), (5), (11), (12)) et avec les âges au strontium conventionnel sur biotites isolées. La même interprétation semble donc s'appliquer dans tous les cas, à savoir que la fermeture du "système biotite" n'est obtenu que lors du refroidissement au-dessous du seuil thermique critique de diffusion du strontium (de 200 à 300° selon les auteurs) : l'âge correspondant est alors en relation directe avec la remontée épirogénique post-pharusienne. Selon cette hypothèse, il est difficile, faute de données statistiques sur chaque "compartiment" du Hoggar, de comparer entre eux les âges obtenus par la méthode des isochrones sur minéraux et roche totale, ou sur biotite seule (au Sr conventionnel), car les valeurs absolues et les vitesses de remontée épirogénique peuvent varier considérablement d'un compartiement à l'autre, de même que le moment de cette remontée. Ainsi les âges sur biotite du môle suggarien central (J.Boissonnas et coll. 1964 - on ne dispose pas d'isochrones minéraux-roches totales) sont souvent plus jeunes que 500 Ma (surtout en bordure de l'accident de 4°50) : elles correspondraient, sinon à la mise en place des granites taourirt d'où proviennent la plupart de ces biotites, à une remontée épirogénique plus récente qu'en Aleksod. Par contre, dans le bassin de Temasint (à l'Est de l'Aleksod), les âges correspondants (isochrones roches totales et minéraux) sont de 553±15 Ma sur un granite (oued Honag) et de 561±56 Ma sur un "orthogneiss" suggarien (B.Guérangé, M.Lasserre, 1971) : les relations sont ici inverses et ce compartiment serait remonté plus tôt.

Par contre on peut admettre que les âges fournis par les isochrones (18) et (19), compte tenu de la faible différence entre les valeurs de $^{87}Sr/^{86}Sr$ i., définissent une "fourchette" assez étroite (entre 580 et 550 Ma) pour l'âge de la mise en place des granodiorites. Celles-ci se sont donc vraisemblablement mises en place-comme le laissait supposer l'étude structurale (mise en place en relation avec les dernières déformations observées dans l'Aleksod) - à la fin de l'orogenèse pharusienne (pan-africaine). D'après M.Gravelle (1972) la phase ultime de l'orogenèse pharusienne (phase iskélienne) serait datée à 560±40 Ma, dans le "fossé pharusien central" (isochrones des roches totales des granites de l'Iskel et du Tioueine : J.Boissonnas et coll., 1969).

N° éch	N° registre Clermont		Pétrographie sommaire	Observations structurales	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
F74.7	4042	RT	tonalite à Bi et Hnb	-plagio. à zonation complexe -petites Bi cernant les plagioclases	56,86	870,72	0,18905±0,00604	0,70954±0,00050
F74.3	4041	RT	*idem*	*idem* faciès orienté	55,86	596,02	0,27130±0,00850	0,70910±0,00045
F74.1	3659	RT	granodiorite à Bi et Hnb rares blastes de microcline	non orienté plagio. à zonation oscillatoire	64,57	433,21	0,43151±0,01340	0,71028±0,00042
		FK			91,24	444,11	0,59492±0,01846	0,71208±0,00040
		Bi			358,27	29,57	35,72695±1,12343	0,94422±0,01003
					370,07	29,04	36,23392±1,13805	0,95152±0,00969
					370,45	30,50	36,01193±1,10228	0,95605±0,00973
					358,64	30,50	34,86421±1,06753	0,95605±0,00974
					370,45	27,68	33,55920±1,02882	0,98445±0,01074
					358,64	32,82	32,48964±0,99638	0,98445±0,01074
F74.14	4044	RT	*idem* 74.1	- non orienté tendance porphyroïde - inclusions de plagio. et Hnb dans les blastes (porphyroblastes) de microcline	68,60	425,50	0,46630±0,02000	0,71031±0,00053
					67,71	414,77	0,47257±0,01467	0,70981±0,00056
								0,71056±0,00045 (1)
		FK			155,01	185,56	2,42195±0,07432	0,72608±0,00038
		Bi			387,56	35,31	32,47113±0,91587	0,93446±0,01056
					384,24	35,31	32,19290±0,98716	0,93446±0,01056
F74.15	4045	RT	granodiorite à Bi et rares Hnb	-non orienté -grands poecilloblastes de microcline	73,24	445,69	0,48871±0,01521	0,71008±0,00051
					73,55	442,91	0,48071±0,01496	0,70969±0,00430
		FK			149,25	291,55	1,48345±0,04574	0,71935±0,00070
F74.10	4043	RT	*idem* 74.15		86,76	284,91	0,86882±0,02675	0,71454±0,00035
					88,93	288,73	0,89210±0,02746	0,71498±0,00074
					84,59	289,77	0,84554±0,02604	0,71457±0,00047

F74 : complexe plutonique de l'oued Aha'n'Souri.

(1) Ci refaite sur une nouvelle attaque.


Granodiorites O. Aha n' souri
F 74
87Sr/86Sr
87rb/86sr
0,73
0,72
0,71
0,70
0
0,5
1
2
3
0,90
0,80
0,75
0,70
1,0
2,0
3,0
581 ± 50
0,706
548 ± 27
0,707
500 ± 20
0,707
Fk 1
10
7
3
15
14
Fk 15
14
Fk
Bi 14
Rt 14
Fk 14

ERRATA

p. 1, titre - Lire "Historique sommaire des recherches géologiques au Hoggar..." au lieu de "Historique sommaire des recherches géologiques du Hoggar..."

p. 3, § La période actuelle, 2e ligne - Lire "quitter" au lieu de "quiter".

p. 4, 29e ligne - Lire "Il est certain.." au lieu de "Il est certains...".

p. 19, § 3, 4e ligne - Lire "en volume par rapport" au lieu de "par apport".

p. 20, § III, 9e ligne - Lire "s'est mis en place" au lieu de "s'est mis en parce".

p. 22, 24e ligne - Lire "cette formation à la.." au lieu de "cette formations...".

p. 30, av.dern. ligne - Lire "(schistes tachetés.." au lieu de "(schistestachetés..".

p. 32, § VI, 1, 2e ligne - Lire "de l'oued Telohat" au lieu de "de l'oued Teholat".

p. 38, fig. 1.12 a - en haut à gauche, lire "mobilisat 0" au lieu de "mobilisat I".

p. 39, § II, 9e ligne - Lire "d'échelle hectométrique" au lieu de "d'échelle hectométriques".

p. 47, § III, 18e ligne - Lire "sont mieux développées" au lieu de "sont mieux développés".

p. 48, 13, 2e ligne - Lire "à hornblende" au lieu de "à hornblence".

p. 55, 5e ligne - Lire "des plis P_2, elle aboutit," au lieu de "des plis P_2. Elle aboutit,".

p. 62, 24, 3e ligne - Lire "fait chevaucher" au lieu de "font chevaucher".

p. 65, § 1, 17e ligne - Lire "l'oued Imereri" au lieu de "l'oued Emereri".

p. 66, 15e ligne - Lire "de quartz, de biotite.." au lieu de "de quartz de biotite".

p. 73 - Légende Fig. 1.23 (manque) - Interprétation tectonique du dôme d'Ouadenki.

p. 82, 36e ligne - Lire "que celle qui.." au lieu de "que celles qui...".

p. 102, légende fig. 1.38 - Supprimer (1) cf.fig. ; (2) cf. fig.

p. 105, 34e ligne - Lire "semble la plus.." au lieu de "semble le plus...".

p. 121, 24e ligne - Lire "oued Tazzaït" au lieu de "oued Tazzout".
41e ligne - Lire "ne se développe pas" au lieu de "ne se développe par".

p. 131, 9e ligne - Lire "constitués de quartz" au lieu de "constitué de quartz".

p. 135, § 3,2e ligne - Lire "matériel-trame" au lieu de "matériel tramé".

p. 138, 24e ligne - Lire "M_{Id} "n'ont pas..." au lieu de "M_{Id} et"n'ont pas...".

p. 141, 12e ligne - Lire "d'évolution accompagne" au lieu de "d'évolution accompagné".

p. 145, 5e ligne - Lire "s'accompagne de.." au lieu de "d'accompagne de.."

p. 151, 5e ligne - Lire "ne correspondent à rien" au lieu de "ne correspond à rien".

p. 155, 2e ligne - Lire "intergranulaires" au lieu de "intergranulaire".
12e ligne - Lire "des taches) disposées" au lieu de "des taches disposées".

p. 157, 13e ligne - Lire "Loch Coire" au lieu de "Loch Loire".

p. 167, tableau, colonne droite, 7e ligne - Lire "2,1" au lieu de "2;1".

p. 172, légende tableau 2.6 - Lire "caractéristiques" au lieu de "Caractérisitques".

p. 179, § 3, 2e ligne - Lire "paragneiss" au lieu de "parageniss".

p. 181, 36e ligne - Lire "l'intensité" au lieu de l'internsité".

p. 183, § II, 1, 8e ligne - Lire "certaines amphibolites" au lieu de "certains.."

p. 184, tableau, colonne droite, 2e et 4e ligne - Lire"(Cpx.Hnb.Gr)" au lieu de "(Cpx.Hnb.G2)".

p. 196, § 2, 13e ligne - Lire "La structure commune" au lieu de "La texture commune".
22e ligne - Lire "Ces structures" au lieu de "Ces textures".

p. 217, 17e ligne - Lire "des modifications" au lieu de "des modification".

p. 296, chapitre III, § I, 2 - Lire "calco-magnésienne" au lieu de "calco-magénsienne".

p. Annexe VII-1, 37e ligne - Lire "d'une part" au lieu de "d'une parte".

p. Annexe VII-2, 7e ligne - Lire "intrusif" au lieu de "intursif".

OD et TAZOULET

NTRAL - SAHARA ALGÉRIEN

CARTE GÉOLOGIQUE DE RECONNAISSANCE

DRÉSSÉE SOUS L'ÉGIDE DU SERVICE GÉOLOGIQUE DE L'ALGÉRIE

par J.M.L.BERTRAND

Centre de Recherches sur les Zones Arides. C.N.R.S. Montpellier, 1973.

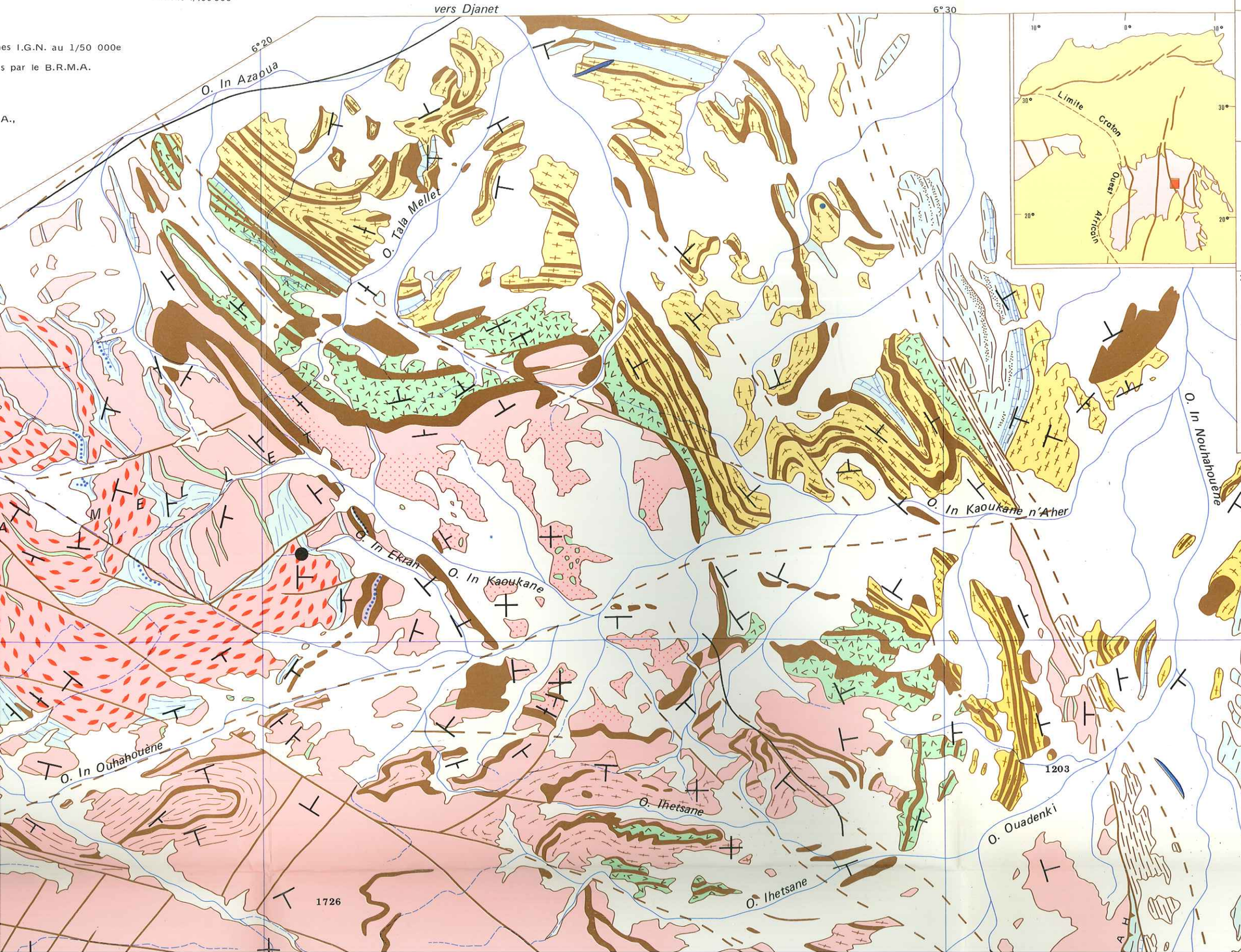
0 1 2 3 4 5 km

Echelle 1/100 000e

es I.G.N. au 1/50 000e

s par le B.R.M.A.

A.,



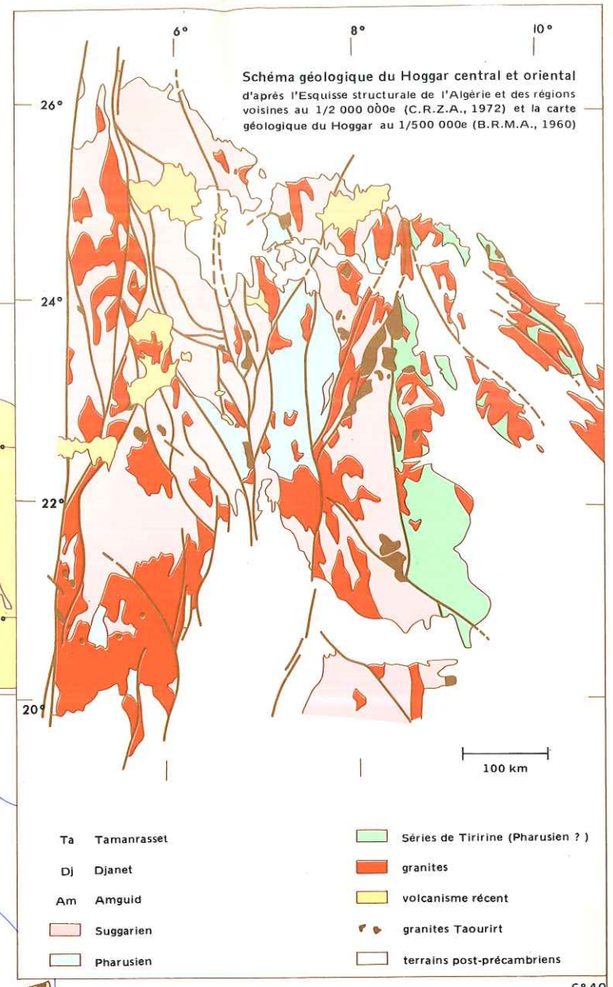


Schéma géologique du Hoggar central et oriental

d'aprés l'Esquisse structurale de l'Algérie et des régions voisines au 1/2 000 000e (C.R.Z.A., 1972) et la carte géologique du Hoggar au 1/500 000e (B.R.M.A., 1960)

ALEKSOD et TAZOUL

HOGGAR CENTRAL - SAHARA ALG

Carte structurale de l'Aleksod et de la Tazoulet

10 km

- Série de l'Arechchoum
- Groupe d'Ouadenki — Série de l'Aleksod
- Groupe d'Agenou — Série de l'Aleksod
- Formations d'attribution douteuse
- Pharusien
- Granites, granodiorites et tonalites
- Gabbros
- Basaltes récents
- Plis P_1 trace cartographique des plans axiaux : *synclinal* / *anticlinal* / *indéterminé*
- Axes P_1
- Plis P_2 trajectoire linéations L_2
- Plis P_3 : synforme / antiforme
- zone à schistosité verticale (S_3)
- faille
- contact anormal tardif
- mylonites

0 1 2 3 4 5 km

Echelle 1/100 000e

Levés de terrains de 1966 à 1971

Planimétrie réalisée à l'aide des photographies aériennes I.G.N. au 1/50 000e et des cartes photogéologiques au 1/50 000e dressées par le B.R.M.A.

Documents consultés

- Reconnaissance géologique au 1/200 000e (B.R.M.A., mission hélicoptère, B.Guérangé et C.Reboul)
- Carte géologique du Hoggar au 1/500 000e, feuille Tazrouk, (B.R.M.A., 1960)
- Esquisse morphologique de l'Atakor septentrional (Hoggar central), P.Rognon, 1964.

vers Djanet

6°10

6°20

6°00

24°0

O. In Azaoua

O. Tala Mellet

O. Ouan Aouiarh

O. In Ekrah

O. In Kaoukan

O. In Ouhahouène

O. Telohat

1223

1726

O. Ihetsane
1726
O. Taguieret
O. Ouadenki
1286
Aguelmam Ouadenki
1754
1810
O. Tihilelette
O. Tioussalatine
O. Tmeteri
1286
O. Serkout
1794
23°50
O. Irnezzouf
O. In Assenguiel
O. Imeroka
O. Amamarh
O. Aha Ouin Aka
O. Aha n'Souri
Tilemsine
O. Knikodene
O. Tirhermaine
Agenout
O. In Gulender
O. In Tabekat
OUARAYOUSSENETE
O. Tirenatine
O. Issakapost
1828
O. In Asil
O. Assenguiel
TEQUCHADAT
1997
Tim Sreg Erene
TARASITIN
TABELOUAH

vers Idelès

23°50

ISTENE

Ih Ekran

O. Taguieret

O. Tihoun Aoharı

O. Tarasit tan Ammjan

O. Tarasit tan Taremt

O. Telohat

O. Akomak

O. Tabar Mellet

O. Taguieret

O. Istene

O. Téghert

O. Tahaghert

O. Tidehatine

O. Adarou

O. In Asil

O. Tirhemaine

O. In Assakane

O. In Guender

O. In Tabekat

Aguelmam Agenou

OUARA NOUSSENETTE

1223

1764

1318

1726

1816

1810

1278

1372

1751

1439

1771

1795

1953

ABES ABES

TALAT MELLET

TARAT EMDET

TARASITTE

ALOUTS OUNNOUF

TIN AGUESSI

Teintes et figurés correspondent à des formations lithologiques. Les "séries" correspondent à des cycles orogéniques. L'attribution de certaines formations métasédimentaires à l'un ou l'autre des deux "cycles" anciens est délicate ; l'identité des teintes et de certains figurés reflète cette incertitude.

I - SÉRIE DE L'ARÉCHCHOUM (environ 2000 Ma)

1) formations de gneiss quartzo-feldspathiques

- gneiss plagioclasiques rubanés et gneiss homogènes
- gneiss plagioclasiques rubanés avec niveaux d'amphibolites
- gneiss veinés à biotite (et hornblende)
- gneiss veinés à biotite et hornblende à porphyroblastes de microcline
- gneiss amygdalaires à microcline
- gneiss granitoïdes homogènes
- gneiss granitoïdes leucocrates
- amphibolites interstratifiées
- métadolérites

2) formations métasédimentaires

- gneiss mésocrates à biotite, muscovite et grenat (disthène, sillimanite)
- gneiss plagioclasiques rubanés associés à des amphibolites, des gneiss à diopside, des gneiss mésocrates à biotite, grenat et silicates d'alumines
- quartzites à diopside

23°40

23°30

vers Idelès

O. Tahagnet

O. In As

O. Timedouine

O. Tahentene

O. Tan Emerhou

O. Seremaye

O. Ikenbar

O. Tirehitine

O. Tazoulet

O. Ahaguit

O. In Assaguel

O. Tahadarkrit

O. Aha n'Souri

Tagueroufet

2051

2251

2226

2080

2012

2006

2161

1893

2058

IN BAZEN

ALEKSOD SETTEFET

AIHED

IN TOUKFISSINE

FELAOUINE

OUARAOUSSENETE

ADRIG

N. AMANEIL

TAKARAMRAM

IZZORH

SENAYE

IN TEZZOUL

IN TIFAR

TIHILAFINE

AZZAO

Taguenout Tsamedate

Tehe n'Sita

Belumet

O. In Ourarène

2006
O. Tirehitine
Belumet
O. Tazoulet
TIN FELFELENE
1322
2161
AZZAO
O. Ahaguit
O. Tagueratet
2058
AOKA
TAZROUK
O. Etérezi
TADAHOUET
O. Adadiène
2010
O. Tamegiérurt
ELAKIF
1689
Tin Teyné
O. Tazoulet
23°20
6°00
vers Tahifet
6°10
6°20

COUPES INTERPRETATIVES

Unité du Talat Mellet

W

E

23°54' - 6°01'

23°52' - 6°15'

Dôme d'Ouadenki

NW

SE

NNW

SSE

WNW

24°05' - 6°15'

23°55'

6°25'

23°52' - 6°27'

23°49' - 6°18'

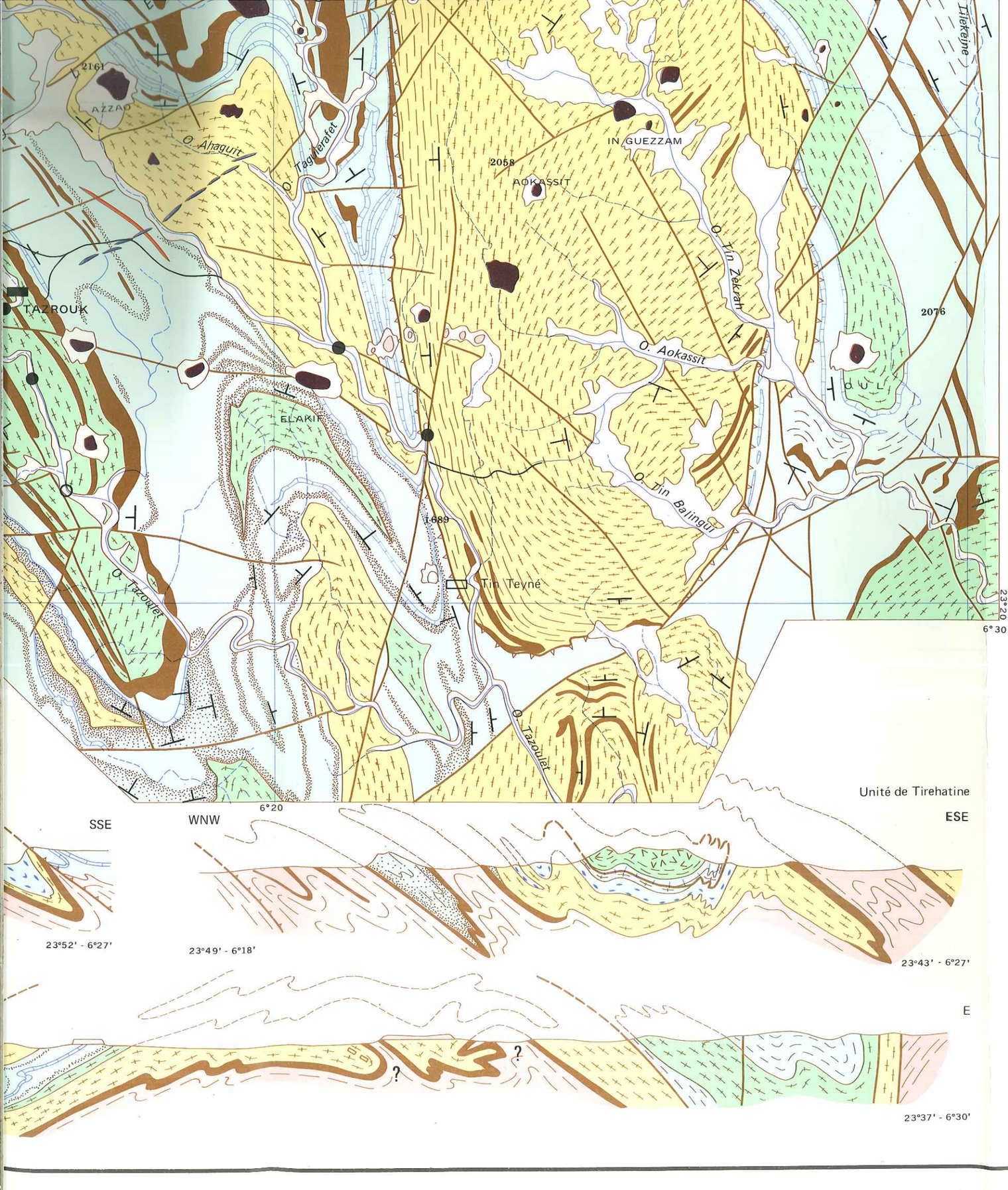
Unité de la Tazoulet

W

?

?

23°38' - 6°01'



gneiss veinés à biotite (et hornblende)
gneiss veinés à biotite et hornblende à porphyroblastes de microcline
gneiss amygdalaires à microcline
gneiss granitoïdes homogènes
gneiss granitoïdes leucocrates
amphibolites interstratifiées
métadolérites

2) formations métasédimentaires

gneiss mésocrates à biotite, muscovite et grenat (disthène, sillimanite)
gneiss plagioclasiques rubanés associés à des amphibolites, des gneiss à diopside, des gneiss mésocrates à biotite, grenat et silicates d'alumines
quartzites à diopside
quartzites (disthène, sillimanite)
marbres

II - SÉRIE DE L'ALEKSOD (environ 1000 Ma)

1) formations de gneiss quartzo-feldspathiques

gneiss veinés à biotite et muscovite
gneiss veinés à biotite, hornblende et grenat
gneiss veinés à hornblende, biotite et grenat (gneiss "dioritiques")
leptynites
gneiss veinés à muscovite, biotite, disthène et sillimanite

2) formations métasédimentaires

gneiss et micaschistes à disthène (et sillimanite)
gneiss mésocrates à biotite, muscovite et grenat (disthène, sillimanite)
gneiss leucocrates à muscovite
quartzites (disthène, sillimanite)
quartzites à cummingtonite et magnétite (grenat)
gneiss plagioclasiques à disthène et gros grenats (plusieurs cm)
amphibolites et pyroxénites à amphiboles et grenats
marbres
gneiss à grenat, sillimanite prismatique et cordiérite, associés à des faciès basiques à hypersthène (Oued Emereri)

3) amphibolites

amphibolites
amphibolites et gneiss "dioritiques" migmatisés associés à des gneiss à biotite, grenat et disthène et à des lentilles de talc et serpentine
gneiss "dioritiques" à grenat
métadiorites (et metaultrabasites)

III - PHARUSIEN

1) formations volcano-sédimentaires

métarhyolites et métagreywackes acides
métaandésites, métadacites et métagreywackes basiques
"gneiss rouges" de Tazrouk (porphyroïdes)

2) complexes intrusifs

granites porphyroïdes calco-alcalins (Tefedest)
granodiorites
granites alcalins à calco-alcalins (Taourirt)
diorites et tonalites

migmatites hétérogènes d'injection (granodiorites et tonalites) et métamorphisme de basse pression à andalousite, cordiérite, sillimanite
vaugnérites
microgranites
microdiorites (et filons non reconnus)
gabbros (lopolite d'âge inconnu)

IV - TERRAINS RÉCENTS (Mésozoïques à Actuels)

alluvions
formation arkosique de Tehe n'Sita
basaltes
protusions trachytiques et phonolitiques

V - DONNÉES STRUCTURALES

failles
mylonites
pendages a: horizontal b: vertical
0° ⟨⟨ 45°
45°
45° ⟩⟩ 90°
contact anormal tardif (thrust)
laminage syntectonique (P_1)

VI - PLANIMÉTRIE

oued carossable en véhicule tout-terrain
oued non carossable en véhicule tout-terrain
piste ou passage balisé
point d'eau permanent
point d'eau temporaire
centre de culture permanent
centre de culture temporaire
1318 altitude en mètres

Dessin de Joséphine MONTESINOS, Centre de Recherches sur les Zones Arides (C.N.R.S.) Montpellier, 1973 IMPRIMERIE LOUIS-JEAN — 05002 GAP

Service Duplication CNRS-CRZA
Montpellier
Dépot légal - 1er trim. 1975
ISBN 2-222-01685-1