



HAL
open science

GÉOCHRONOLOGIE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le massif Armoricain et en Grande Kabylie.

Jean-Jacques Peucat

► **To cite this version:**

Jean-Jacques Peucat. GÉOCHRONOLOGIE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le massif Armoricain et en Grande Kabylie.. Géochimie. Université de Rennes 1 [UR1], 1982. Français. NNT: . tel-01759233

HAL Id: tel-01759233

<https://insu.hal.science/tel-01759233>

Submitted on 5 Apr 2018

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.

GÉOCHRONOLOGIE DES ROCHES
MÉTAMORPHIQUES (Rb-Sr et U-Pb).

Exemples choisis au Groënland, en Laponie,
dans le massif Armoricaïn et en Grande Kabylie.





INSTITUT de GÉOLOGIE de RENNES	
Numero d'inventaire Bibliothèque	3026

SERIE : C
N°d'ordre : 354
N° de série : 104



THESE
présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES I	
INSTITUT de GÉOLOGIE de RENNES	
Numero d'inventaire Bibliothèque	3026
pour obtenir	

le titre de Docteur es-Sciences

par

Jean-Jacques PEUCAT
Attaché de Recherches au CNRS

Sujet de la thèse : Géochronologie des roches métamorphiques par les méthodes Rb-Sr et U-Pb. Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif armoricain et en Kabylie.

Soutenue le 4 mai 1982 devant la commission d'examen :

Prof. J. COGNÉ	Université de Rennes I	} Rapporteurs
Prof. F. ALBAREDE,	Université de Nancy	
M. Ph. VIDAL,	Maître de Recherches au CNRS, Rennes	
Prof. B.M. JAHN,	Université de Rennes I	} Examineurs
Prof. J. KORNPBST,	Université de Clermont-Ferrand	
Prof. T.E. KROGH,	Université de Toronto	

Table des matières

Introduction.....	1
1ère partie : GEOCHRONOLOGIE DES ROCHES METAMORPHIQUES.....	
Le système Rb-Sr dans le métamorphisme.....	2
- la méthode.....	2
- les isochrones.....	3
. définition d'une homogénéisation isotopique.....	3
. quand observe-t-on une homogénéisation isotopique.....	5
. un mécanisme d'homogénéisation, la diffusion.....	7
. ouverture des systèmes Rb-Sr, réhomogénéisations isotopiques.....	9
. les fausses isochrones Rb-Sr.....	13
Le système U-Pb dans le métamorphisme.....	18
- la méthode.....	18
- le diagramme concordia.....	19
- interprétation des âges discordants.....	21
. perte de plomb par diffusion continue.....	21
. perte épisodique et mélanges.....	22
. modèles multistades.....	24
. modèle où seul l'intercept bas possède une signification géologique.....	25
Les minéraux : signification des âges mesurés.....	27
- méthode U-Pb.....	27
. les zircons.....	27
. la monazite.....	28
. sphène, apatite, épidote.....	28
- méthodes Rb-Sr et K-Ar.....	29
. les amphiboles.....	29
. la tourmaline.....	29
. les micas blancs.....	29
. la biotite.....	29
- méthode des traces de fissions.....	29
. grenat, épidote, zircon, apatite.....	29
- quelques anomalies à ce tableau.....	30
2ème partie : LE METAMORPHISME DE HAUTE TEMPERATURE - BASSE PRESSION, LA MIGMATISATION.	
Les migmatites de St Malo.....	34
- étude Rb-Sr : l'homogénéisation isotopique dans la migmatisation, l'âge de l'anatexie.....	34
. les métatexites et les diatexites (R.T.).....	34
. les granites d'anatexie..... (R.T.).....	35
. les micas.....	35
. les tranches de gneiss mobilisés.....	37
. un filon leucocrate symmétamorphe.....	39
- étude U-Pb : zircons et monazite dans la migmatisation.....	39
. âge de l'anatexie, filon granitique symmétamorphe.....	39
. zircons à la limite de l'isograde chlorite-cordiérite.....	40
. zircons dans un paragneiss à sillimanite.....	41
. zircons et monazite dans l'anatexie.....	42
- conclusions.....	43
Les migmatites du Sud de la Bretagne.....	47
- étude Rb-Sr : l'homogénéisation isotopique dans la migmatisation.....	47
. les gneiss, métatexites et diatexites.....	47
. les métatexites (R.T.) à l'échelle métrique.....	49
. les tranches de gneiss mobilisés.....	49
. les granites d'anatexie.....	50
+ Ste Anne d'Auray.....	50
+ Polvern.....	51
+ Guidel.....	51
+ Carnac.....	52
. origine de ces granites - relations avec les migmatites.....	52
. les micas.....	52
- étude U-Pb : zircons et monazite dans la migmatisation.....	53
. zircons d'un paragneiss non mobilisé.....	53
. zircons d'une métatexite.....	54
. zircons d'une diatexite.....	55
. zircons du granite d'anatexie.....	55
. les monazites dans une métatexite et un granite d'anatexie.....	56

- influence de la migmatisation sur les systèmes Rb-Sr et U-Pb des granites, l'orthogneissification.....	58
. gneiss de Quimperlé.....	58
. leptynites de Roguedas.....	59
. leptynites et gneiss d'Arzal.....	59
. leptynites de l'île Dumet.....	60
. gneiss de Tréauray.....	60
. l'orthogneiss de Moëlan I.....	61
- conclusions.....	62
. les chronomètres réfractaires.....	62
. les chronomètres sensibles.....	62
. l'orthogneissification.....	63
3ème partie : LES METAMORPHISMES DE HAUTE PRESSION, BASSE ET HAUTE TEMPERATURE DANS LES COMPLEXES BASIQUES ET ULTRABASIQUES.....	
Les schistes bleus de l'île de Groix.....	64
- contexte géologique.....	64
- âges Rb-Sr et K-Ar.....	66
. les phengites.....	66
. le glaucophane (K-Ar).....	69
. les micaschistes (R.t.).....	70
. les roches basiques.....	72
. épidote, glaucophane, apatite etc. en Rb-Sr.....	74
- résultats U-Pb sur zircons.....	74
- conclusions.....	76
. les âges obtenus.....	76
. l'île de Groix dans la chaîne hercynienne.....	76
Le complexe basique et ultrabasique de la Baie d'Audierne et roches associées - les éclogites de Vendée.....	78
- contexte géologique de la Baie d'Audierne.....	78
- étude Rb-Sr.....	79
. micaschistes de Trunvel.....	79
. prasinites et schistes verts de Tréogat.....	81
. métagabbros et amphibolites de Peumerit.....	82
. les éclogites et pyroxénites à grenat.....	82
- étude U-Pb sur zircons.....	83
. micaschiste de Trunvel.....	83
. leptynite à disthène et grenat Ty-Lan.....	84
. gneiss oeilé de Languidou.....	84
. pyroxénites à grenat de Méot.....	85
. serpentinite de Ty-Lan.....	86
- comparaison avec les éclogites de Vendée.....	87
. les éclogites de Vendée.....	87
. interprétations.....	88
. histoire des protolithes entre 1300 et 400 M.A.....	90
- données Rb-Sr des éclogites de Vendée (R.t.) et des phengites associées.....	91
. annexe - les éclogites du Cellier (Champtoceaux).....	92
- remarque sur les âges micas obtenus en Bretagne méridionale.....	93
- conclusions.....	93
. principaux thèmes développés.....	93
. implications de ces résultats dans les modèles d'évolution de la chaîne hercynienne.....	94
Granulite et anorthosite de Laponie.....	95
- contexte géologique.....	95
- résultats U-Pb sur zircons.....	95
- interprétation.....	96
- conclusions.....	97
4ème partie : COMPLEXES POLYMETAMORPHIQUES OU LES EVNEMENTS SONT D'AGES TRES DIFFERENTS.....	
Le complexe cristallophyllien de Grande Kabylie dans le contexte alpin.....	99
- contexte géologique.....	
- le socle gneissique.....	100
. étude Rb-Sr de l'orthogneiss d'Oued-Ksari.....	100
. les zircons de cet orthogneiss.....	101
- la série "schisteuse" de couverture.....	103
. les micas d'un micaschiste.....	103
. les zircons d'une métarhyolite.....	103
- les pegmatites (Rb-Sr).....	104
- le granite de Sidi Ali bou Nab.....	105
. Rb-Sr sur le granite non cisailé.....	105
. Rb-Sr sur le granite cisailé.....	105
- étude Rb-Sr des micas.....	108
- conclusions.....	110

Zircons du "Greenville" dans un métamorphisme prograde de la chaîne calédonienne du Groenland (Eleonore Bay group).....	111
- contexte géologique.....	111
- étude U-Pb sur zircons.....	113
. zone de la chlorite.....	113
. zone de la sillimanite.....	114
. domaine de l'anatexie.....	115
- interprétation des résultats U-Pb, apport des âges K-Ar et Rb-Sr sur micas....	115
- étude Rb-Sr des gneiss à disthène de la base de la série.....	119
- conclusions.....	119
CONCLUSIONS GENERALES.....	
Sommaire des principaux thèmes développés et des résultats obtenus.....	121
- les migmatites de St Malo.....	121
- les migmatites de Bretagne méridionale.....	122
- les schistes bleus de l'île de Groix.....	124
- granulite et anorthosite de Laponie.....	125
- séries de Grande Kabylie et l'orogénèse alpine.....	125
- zircons dans le Greenville puis le calédonien de l'est du Groenland.....	126
La géochronologie des roches métamorphiques - Conclusions.....	126
- datation du métamorphisme par la méthode Rb-Sr.....	126
. sur métasédiments.....	126
. sur tranches de gneiss.....	127
. sur micas.....	128
. les orthogneiss.....	128
- datation du métamorphisme par la méthode U-Pb.....	128
. les zircons détritiques.....	128
. les zircons des orthogneiss et des granites d'anatexie.....	129
. zircons dans les roches basiques et ultrabasiques.....	130
- tableau récapitulatif.....	130
ANNEXES ET RESULTATS ANALYTIQUES.....	
A ₁ - la méthode Rb-Sr.....	131
A ₂ - la méthode U-Pb.....	132
A ₃ - les résultats analytiques.....	134
BIBLIOGRAPHIE.....	147

Avant-propos

Ce travail a été réalisé à Rennes, au laboratoire de géochronologie du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles. Je remercie Monsieur le Professeur J. Cogné, directeur du Centre, pour la confiance qu'il m'a accordée tout au long de ces années.

Au terme de ce mémoire, je suis heureux d'exprimer ici ma reconnaissance à tous ceux qui ont participé à son élaboration.

Ph. Vidal, à qui je dois l'initiative de ce sujet de thèse, m'apporta un soutien attentif, des conseils constants et des encouragements qui me furent précieux.

J. Cornichet, animateur de notre laboratoire de chimie m'a toujours épaulé et sa collaboration est pour beaucoup dans la réalisation de ce travail. J'ai aussi pu apprécier l'appui efficace de N. Morin qui s'est jointe récemment à notre équipe.

J. Macé, responsable du bon fonctionnement et du perfectionnement des spectromètres de masse, s'est toujours acquitté avec efficacité de sa tâche et je lui dois d'avoir toujours pu travailler dans les meilleures conditions.

R. Charlot a mis au point l'acquisition automatique des données et les programmes de traitement et de calculs géochronologiques.

J'ai aussi bénéficié de l'expérience et des critiques de l'ensemble de mes collègues du C.A.E.S.S. et en particulier de celles du groupe de géologie isotopique, B.M. Jahn, J. Bernard-Griffiths, C. Chauvel, G. Gruau et B. Postaire.

Le choix d'exemples en divers contrées m'a conduit à travailler avec de nombreux géologues qui sont aussi pour beaucoup dans la réalisation d'un tel travail ; je pense en particulier à J. P. Brun, H. Martin pour l'étude sur le complexe de St Malo, C. Audren et J. Le Métour pour le Sud de la Bretagne, M.S.N. Carpenter, H. Quinquis et C. Triboulet pour l'île de Groix, G. Godard, B. Lasnier et J. Marchand pour la Vendée, B. Moreau pour la Laponie, G. Bossière pour la Kabylie, R. Caby, N. Clauer et D. Tisserand pour le Groenland.

Un tel ouvrage traduit aussi la collaboration de beaucoup :

R. Aubry et J. Bertrand ont effectué le broyage des échantillons,

D. Hermitte s'est chargé de la séparation des minéraux. Il a dû, en particulier pour séparer les zircons des roches basiques et ultrabasiques, structurer et mettre au point la chaîne nécessaire au traitement d'échantillons volumineux,

F. Paris m'a permis de réaliser les études au microscope électronique à balayage,

F. Vidal et M. Lemoine ont réalisé les prédosages Rb-Sr en fluorescence X.

La réalisation matérielle de ce volume est due à M. Lautram qui a réalisé les dessins et diagrammes, J. Bertrand qui en a assuré la réduction et A. Briot qui s'est chargé de la reliure.

M.H. Fichet-Delavault en a effectué la frappe et a aussi assuré la présentation finale. Elle a fait siennes mes échéances dont les délais ont souvent été très courts et je lui en suis particulièrement reconnaissant.

Enfin, je remercie F. Albarède, J. Kornprobst et T.E. Krogh qui ont accepté de venir à Rennes juger ce travail.

Avertissement :

. les âges contenus dans ce mémoire sont calculés avec les constantes proposées par Steiger et Jäger (1977), ils sont à 2σ .

. les isochrones Rb-Sr sont suivies de sigles renseignant sur la qualité des résultats obtenus :

- M.S.W.D. : mean square weight deviation
- I.S.V. : isochrone statistiquement vraie
- E.P. : erreurchrone probable.

Une définition plus précise de ces termes est fournie en fin de volume dans le chapitre sur les méthodes et résultats analytiques.

INTRODUCTION

Les contraintes apportées dans les Sciences de la Terre par les méthodes géochronologiques sont importantes. Dans les socles azoïques, ces données sont les seules qui permettent un calage précis de l'âge d'un événement géologique.

Cependant, l'absolu du chiffre obtenu par ces méthodes, n'exclue pas une part importante d'interprétation et donc une certaine subjectivité dans la compréhension d'un résultat.

La fiabilité des âges Rb-Sr obtenus a particulièrement augmentée avec l'introduction du diagramme isochrone (Nicolaysen 1961) qui supprime les hypothèses sur le choix d'un rapport initial. De même, l'apparition du diagramme concordia (Wetherill 1956) a permis la compréhension de l'évolution des systèmes U-Pb en particulier sur les zircons, où trois âges, le plus souvent différents, sont obtenus.

Si grâce à ces méthodes, les âges retenus sont fiables, une question reste souvent posée : quel événement géologique date-t-on ? Ceci est particulièrement vrai lorsque l'on s'adresse à des roches métamorphiques. Si l'on a maintenant une confiance raisonnable quant à l'interprétation d'une isochrone Rb-Sr de roches totales sur un granite, que signifient les résultats lorsque ce granite aura subi un ou plusieurs métamorphismes ? La convection dans une chambre magmatique illustre bien le mécanisme d'homogénéisation qui permettra de définir une isochrone, mais pourtant des corrélations linéaires sont obtenues sur des métasédiments et parfois même des sédiments ; domaines où la fusion ne peut être mise en cause, que signifient-elles ? Que signifient les âges U-Pb de zircons de gabbros transformés en éclogites ? L'utilisation conjointe de plusieurs méthodes appliquées sur les roches totales et sur des minéraux variés peut être un atout important pour répondre à de tels problèmes. C'est ce qui a été entrepris dans ce travail où divers exemples de complexes métamorphiques ont été étudiés par les méthodes Rb-Sr et U-Pb. Les effets de la *migmatisation*, *métamorphisme de haute température et basse pression*, sur les formations paradérivées et orthodérivées sont développées avec des exemples étudiés dans le Sud du Massif armoricain et dans la région de St Malo. La géochronologie des *roches basiques et ultrabasiques* a ensuite été abordée dans des contextes de *haute pression et basse ou haute température*. Il s'agit du métamorphisme à schistes bleus de l'île de Groix, du métamorphisme granulitique de la baie d'Audierne et de Laponie et du métamorphisme éclogitique de Vendée.

Ces premiers exemples se révéleront s'être tous produits pendant une période relativement brève et si, des histoires polymétamorphiques sont probables, il s'agit le plus souvent de phénomènes relativement rapprochés dans le temps et parfois difficilement séparables.

Deux modèles de séries polymétamorphiques, où les événements sont d'âges très différents ont donc été étudiés, l'un sur une formation migmatisée de Groënland (Eléonore Baye) et l'autre sur le socle métamorphique de Grande Kabylie en Algérie.

On remarquera que l'histoire métamorphique principale des exemples choisis se déroule toujours au Paléozoïque. Ce choix a été déterminé par les relations qui existent entre l'âge d'un matériau et la gamme des erreurs mesurées. Un âge de $2\ 000 \pm 100$ M.A. est en effet considéré comme acceptable, mais il est évident qu'une telle marge d'erreur masquera nombre d'événements survenus en ± 100 M.A.. Dans les gammes d'âges récents, l'enrichissement radiogénique des éléments permettant la datation sera très faible, sauf cas exceptionnels, et cela entraînera des incertitudes analytiques. Il apparaît donc que les événements survenus lors du Paléozoïque permettent d'établir le meilleur compromis entre ces deux extrêmes, et c'est là que sera obtenu le meilleur degré de résolution dans la séparation des événements géologiques.

1^e partie

Géochronologie des roches métamorphiques

Le système Rb-Sr dans le métamorphisme

LA METHODE

La méthode Rb-Sr comme toutes les méthodes radiométriques, est basée sur les lois d'émission radioactive : c'est-à-dire qu'un isotope radioactif (N) se désintègre en un isotope radiogénique stable (F). Etant donné une quantité de substance radioactive contenant N_0 atomes à l'instant t , le nombre dN d'atomes désintégrés pendant le temps dt est :

$$dN = \lambda N dt$$

où λ est la constante radioactive de l'élément considéré.

Par intégration :

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (1)$$

où N_0 est le nombre d'atomes radioactifs à l'instant $t = 0$.

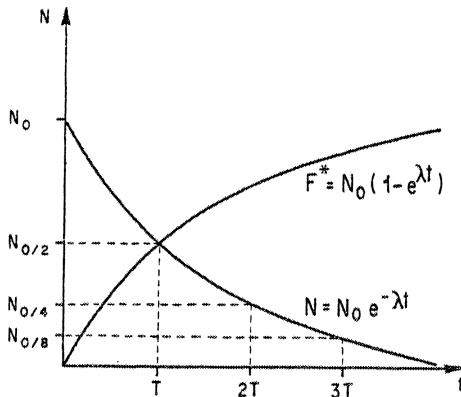


Fig. 1 : Décroissance exponentielle d'un isotope radioactif N en fonction du temps (t). Symétriquement, croissance de l'isotope radiogénique stable F^* (T correspond à la période de l'isotope radioactif).

L'équation (1) et la figure 1 expriment la décroissance exponentielle de N en fonction du temps.

La moitié du nombre initial N_0 d'atomes se sera désintégrée au bout d'un intervalle de temps T , appelé période de l'élément radioactif.

$$N = \frac{N_0}{2} = e^{-\lambda T}$$

d'où la valeur de la période

$$T = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0,6931}{\lambda}$$

Le nombre d'atomes fils radiogéniques (F^*) produits est donc :

$$F^* = N_0 - N \quad (2)$$

d'où :

$$F^* = N_0 - N_0 e^{-\lambda t}$$

soit

$$F^* = N_0 (1 - e^{-\lambda t})$$

Dans la pratique, le nombre d'atomes radiogéniques produits F^* est introduit comme fonction de N plutôt que de N_0 .

soit d'après (1) et (2) :

$$F^* = N_0 - N = N_0 (1 - e^{-\lambda t}) \quad (3)$$

Le nombre total d'atomes fils F présent dans le système est en fait :

$$F = F_0 + F^* \quad (4) \text{ où } F_0 \text{ correspond au nombre d'atomes présents}$$

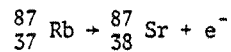
dans le système au temps $t = 0$, d'où d'après (3) et (4)

$$F = F_0 + N_0 (1 - e^{-\lambda t}) \quad (5)$$

Cette équation est l'équation générale de toutes les méthodes radiométriques basées sur la désintégration d'un isotope radioactif en un isotope stable. F et N sont des valeurs mesurables, Fo peut être calculé ou estimé ; on peut donc déduire t de l'équation (5)

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{F - F_0}{N} + 1 \right) \quad (6)$$

La méthode Rb-Sr est basée sur la désintégration β^- du ^{87}Rb en ^{87}Sr :



d'où d'après l'équation (5)

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1)$$

le ^{86}Sr qui est un isotope stable est utilisé comme référence et l'équation s'écrit :

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \frac{^{87}\text{Sr}_0}{^{86}\text{Sr}_0} + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}_0} (e^{\lambda t} - 1) \quad (7)$$

la constante de désintégration

$$\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1} \text{ est maintenant utilisée (Steiger et Jäger, 1977).}$$

LES ISOCHRONES, DEFINITION D'UNE HOMOGENEISATION ISOTOPIQUE

Définition d'une isochrone et d'une homogénéisation isotopique (fig. 2)

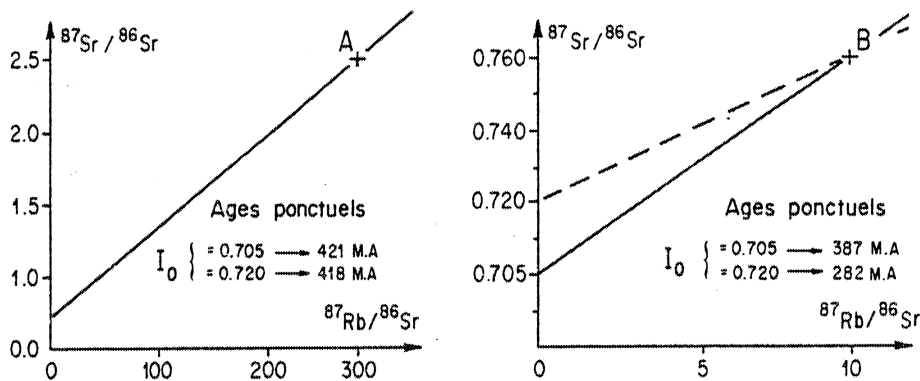


Fig. 2 : Calcul d'un âge ponctuel.

Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ sont mesurés pour un échantillon, l'âge

est calculé en choisissant le rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ (I_0)

- les erreurs ne sont pas déterminantes pour des matériaux très radiogéniques comme les micas. Par exemple, l'âge calculé pour le point A pour un I_0 de 0,705 est de 421 M.A. et de 418 M.A. avec 0,720.

- si par contre, le système mesuré n'est pas radiogénique, les erreurs deviennent très importantes. L'âge calculé pour le point B varie de 387 à 282 M.A. mais cette gamme d'âges peut être fautive. Si I_0 est en fait, égal à 0,740, l'âge vrai est en fait de 141 M.A.

Il est possible de calculer, d'après l'équation (7), un âge ponctuel puisque les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ sont mesurables par spectrométrie de masse. On peut dans ce cas, déterminer t en choisissant $(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}})_0$ (rapport initial). Cette méthode n'est utilisée que pour calculer l'âge de minéraux très radiogéniques, tels que les micas, où le choix du rapport initial n'est

pas déterminant. La méthode utilisée plus généralement est celle des isochrones (Nicolaysen, 1961) ; si l'on considère que plusieurs systèmes sont :

- *cogénétiques* et ont subi une *homogénéisation isotopique* c'est-à-dire qu'à un instant $t = 0$, tous les systèmes auront le même rapport isotopique initial $(\frac{87}{86} \frac{Sr}{Sr})_0$ (fig. 3),
- de même âge,
- et ont évolué en *système clos*, c'est-à-dire que les teneurs en Rb et Sr n'auront pas été perturbées ainsi que les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Les points représentatifs seront alignés, dans un diagramme $\frac{87Sr}{86Sr}$ f $(\frac{87Rb}{86Sr})$, selon une droite de pente $(e^{\lambda t} - 1)$ puisque l'équation (7) est de la forme $y = b + ax$. Le rapport isotopique initial est alors déterminé graphiquement, c'est l'ordonnée à l'origine (fig. 3).

Cette méthode peut s'appliquer aussi bien à diverses roches totales d'un même massif plutonique qu'aux minéraux d'une même roche, à condition de satisfaire aux trois règles nécessaires énoncées précédemment.

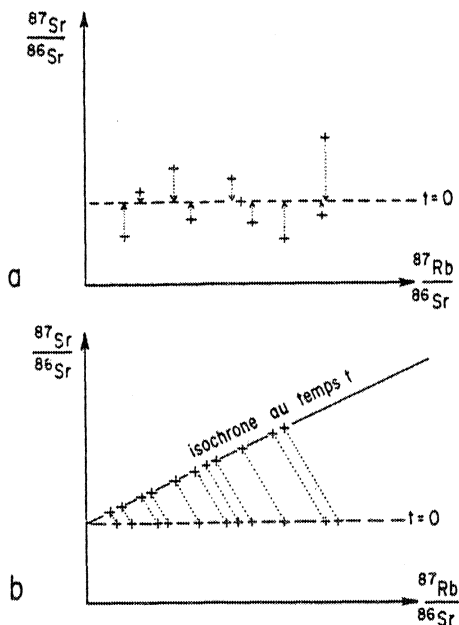


Fig. 3 : méthode isochrone, homogénéisation isotopique.

Avant l'homogénéisation (fig. 3a), les points représentatifs sont dispersés dans le diagramme isochrone. Au temps t (fig. 3b), survient un *phénomène d'homogénéisation isotopique*, c'est-à-dire que tous les points, pour des rapports Rb/Sr variés, auront un même rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ (appelé rapport initial), et s'aligneront donc sur une droite de pente nulle et d'âge $t = 0$.

Chaque point évoluera ensuite, s'il se comporte en système clos, selon une droite de pente -1 due au fait que le rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ diminue lors de la désintégration du ^{87}Rb et à l'inverse le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ augmente. Au temps t_1 , les points seront alignés selon une droite appelée isochrone dont la pente $(e^{\lambda t_1} - 1)$ donne cet âge t_1 et l'ordonnée à l'origine le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial.

Le terme "*d'erreur isochrone*" a été introduit dans la littérature par Brooks et al (1972). Il s'agit d'une isochrone de médiocre qualité dont au moins un des points se situe hors de l'isochrone, compte-tenu des erreurs analytiques. Cela ne signifie donc pas obligatoirement que l'âge obtenu soit faux, mais qu'un ou plusieurs points ne respectent pas une ou plusieurs des trois conditions énoncées dans ce chapitre. Il faut donc constater qu'avec l'augmentation de la précision analytique due aux progrès techniques actuels, les véritables isochrones sont de plus en plus rares ! Nous définirons la limite isochrone - erreur isochrone dans le chapitre des techniques analytiques à propos des calculs d'erreurs. Une valeur correspondant au "degré de dispersion" sera donnée pour chaque isochrone, c'est le M S W D (mean square weight deviation) dont la valeur est d'autant plus élevée que l'isochrone est de mauvaise qualité.

Quand observe-t-on une homogénéisation isotopique ?

- L'homogénéisation isotopique correspond au départ de "l'horloge radiométrique" ; elle en est donc la condition primordiale. Sa réalisation s'observe le plus fréquemment dans les *roches magmatiques* où l'état fondu a dû faciliter sa réalisation.

- Dans les *roches sédimentaires*, la datation de minéraux argileux permet de remonter à un âge proche de celui de la sédimentation ou tout au moins de la diagenèse précoce (Hofmann 1970 ; Clauer 1973-1974-1979), l'ouverture des réseaux argileux pouvant survenir à basse température (250°C) (Clauer 1976).

Mais sur roches totales, l'héritage en Sr^x de minéraux détritiques peut avoir été très important ; il est alors normal de s'attendre à ne pas observer d'homogénéisation isotopique. En effet, de nombreuses tentatives de datation sur des formations sédimentaires se sont soldées par une dispersion des résultats analytiques dans le diagramme isochrone. Cependant, des isochrones ont pu être définies sur des roches à grain fin, non métamorphique comme des shales. Ces roches ont pourtant un héritage de Sr^x dû à leur histoire antérieure à la sédimentation, il y a donc eu une homogénéisation isotopique dont l'interprétation n'est pas toujours évidente.

Nous verrons que l'homogénéisation isotopique est certainement pour partie liée à la diffusion du Sr et cette diffusion est d'autant plus importante que la température est élevée. Donc, il est en fait peu probable qu'elle survienne lors de la sédimentation, Dasch (1969) pense qu'elle ne survient que dans les conditions du métamorphisme. Pourtant, l'âge isochrone sur sédiments est souvent proche de celui du dépôt (quant il est connu stratigraphiquement). Parfois, cet âge est intermédiaire entre celui du dépôt et celui de la (ou des) roche mère (Chaudhuri et Brookins, 1967), ceci est dû à l'augmentation du rapport Rb/Sr dans l'altération (Dasch 1969, Brass 1973), et donc à la diminution de l'âge apparent de l'échantillon. Moorbath (1969) interprète des isochrones obtenues sur des sédiments Torridoniens d'Ecosse comme l'âge de la diagenèse des sédiments. Perry et Turékian (1974) montrent que l'homogénéisation isotopique de sédiments n'est pas encore totale à une grande profondeur d'enfouissement. Ce qui les conduit à supposer qu'un important délai peut exister entre l'homogénéisation isotopique et le dépôt des sédiments (30 à 40 M.A.). Ainsi donc, si des isochrones sont obtenues sur des sédiments, elles ne datent probablement pas la sédimentation mais plutôt la diagenèse.

- C'est en fait dans les *domaines métamorphiques* que les homogénéisations isotopiques deviennent les plus fréquentes :

Clauer et Bonhomme (1970) obtiennent deux isochrones à 360 M.A. sur une formation ordovico-silurienne datée paléontologiquement et sur une formation épimétamorphique plus ancienne. Ils interprètent cet âge comme le début de l'orogénèse hercynienne et donc comme une homogénéisation des isotopes du Sr ; entre les deux séries, leurs rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ étant comparables.

De même Bath (1974) étudie des lutites d'âge silurien inférieur. Dans les zones non métamorphiques, l'héritage détritique de Sr^x ne permet pas le tracé d'une isochrone. Par contre, dès que ces roches se plissent et qu'apparaît la schistosité, les roches totales permettent de définir un alignement dont l'âge à 370 M.A., identique à celui obtenu sur les fractions argileuses, est interprété comme celui de l'événement tectonique.

Un dernier exemple montre particulièrement bien l'existence d'homogénéisations isotopiques sur sédiments dans des conditions de métamorphisme faible.

Des sédiments de la Montagne Noire sont affectés par un métamorphisme croissant. L'ordovicien, plissé, mais non schistosé, donne des résultats analytiques dispersés dans le diagramme isochrone (Gebauer et Grunfelder 1974) ; il n'a pas subi d'homogénéisation isotopique,

l'héritage détritique est alors prépondérant. Par contre, des pélites du Cambrien moyen, schistosées, donnent une isochrone à 333 ± 16 M.A. De même, des pélites et des psammites schisteuses de l'Ordovicien inférieur donnent un âge isochrone de 326 ± 17 M.A. Cet âge est celui du métamorphisme anchizonal et du plissement qui l'accompagne.

En conclusion, les isochrones obtenues sur des métasédiments semblent bien pouvoir parfois correspondre à l'âge d'un métamorphisme, mais quel mécanisme peut aboutir à cette homogénéisation ? C'est un problème qui sera discuté au cours de ce travail.

- Si l'homogénéisation isotopique paraît se réaliser à l'échelle d'une formation, elle doit être encore plus fréquente à l'échelle de l'échantillon. La datation Rb-Sr sur tranches coupées dans des gneiss selon le *litage métamorphique* (thin slabs dating method) doit donc être une autre façon d'aborder la datation d'un métamorphisme.

Cette méthode repose sur la constatation que les événements tectonométamorphiques conduisent à l'apparition d'un litage métamorphique. Chaque lit est une roche totale de taille réduite. On peut ainsi espérer dater le métamorphisme qui a créé le litage. De nombreux auteurs ont obtenu des résultats par cette méthode (Pidgeon et Compston, 1965 ; Krogh et al. 1968 ; Krogh et Davis 1969, 1973 ; Hofmann 1972 ; Hofmann et Grauert 1973 ; Grauert 1974 ; Grauert et Hall 1974 ; Steiger et al. 1976 ; Montgomery et Hurley 1978 ; Aftalion et Van Breemen 1980). Elle semble particulièrement intéressante a priori dans les formations migmatitiques (Hofmann 1979).

L'étude de Pidgeon et Compston (1965), bien qu'ancienne, reste très démonstrative : un dôme migmatitique (granite de Cooma) s'est mis en place à 415 ± 12 M.A. comme l'indique l'isochrone obtenue sur les R.T. et les minéraux du granite d'anatexie. L'étude du litage dans les migmatites associées permet l'obtention sur les lits de mélanosome - leucosome de deux isochrones parallèles à 411 et 402 M.A. en accord avec l'âge du métamorphisme.

Cependant, les résultats ne semblent pas toujours correspondre à l'âge du métamorphisme qui a créé le litage. Par exemple, dans l'étude des schistes de Manhattan par Grauert et Hall (1974), l'âge du métamorphisme doit être situé vers 460-480 M.A. ou bien peut être plus ancien (940 M.A.). Deux isochrones parallèles sont obtenues sur un échantillon de gneiss lité à 325 M.A., âges manifestement plus jeunes que l'âge du métamorphisme. Les âges obtenus sur les biotites des mêmes échantillons sont encore sensiblement plus jeunes : 300 à 309 M.A.. Les auteurs concluent que les âges à 325 M.A. correspondent à la fin de la diffusion du Sr à cette échelle sans pouvoir y attribuer de signification géologique.

L'interprétation de tels résultats n'est donc pas toujours évidente et le titre de l'article d'Hofmann (1979) "Rb-Sr dating of thin slabs : an imperfect method to determine the age of metamorphism" le montre bien.

Les exemples se compliquent encore dans l'exemple étudié par Krogh et Davis (1973) qui obtiennent, sur les lits de deux échantillons d'un même affleurement, deux âges différents. L'un est l'âge préservé d'un orthogneiss à 1845 M.A. et l'autre, à 1035 M.A., qui est obtenu sur un paragneiss, est considéré comme celui du métamorphisme. Ce qui montre que dans le cas de l'orthogneiss, le litage ne témoigne pas des effets du métamorphisme à 1000 M.A., même à petite échelle, alors qu'il y a mobilité du Sr dans le paragneiss.

L'interprétation des âges sur le litage de gneiss n'est donc pas univoque ; nous verrons deux nouveaux exemples dans ce travail dans lesquels pour un, les âges n'ont pas de signification géologique (Migmatites de St Malo) alors que dans le second exemple (Migmatites du Morbihan), les âges obtenus correspondent au refroidissement final de la chaîne.

Un mécanisme d'homogénéisation isotopique : la diffusion

Nous réalisons chaque jour, au laboratoire, des homogénéisations isotopiques. La mise en solution d'une roche totale lors d'une attaque acide d'HF et d'HClO₄ consiste à dissoudre des minéraux de rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr différents. Nous en mesurerons une valeur unique qui sera la moyenne pondérée des rapports des différents minéraux. Il s'agit donc d'une *homogénéisation isotopique par mélange* lors d'une mise en solution. Dans la nature, les homogénéisations de ce type supposent un milieu liquide d'autant plus brassé que le volume est important. C'est dans les chambres magmatiques animées de mouvements de convection que ces conditions seront les plus approchées.

L'homogénéisation isotopique peut aussi être réalisée lors des mouvements d'éléments liés à la diffusion. La diffusion est un processus qui tend à réduire les différences de concentration à l'intérieur d'un système.

Trois types de diffusion peuvent être distingués (Manning 1974) :

- 1) la diffusion de surface, par exemple le long d'un plan de schistosité
- 2) la diffusion en limite de grains
- 3) la diffusion volumique affecte le réseau cristallin du minéral.

A basse température, les types 1) et 2) seront prépondérants. Lorsque la température augmente, les instabilités augmentent dans les réseaux cristallins et la diffusion volumique devient alors la plus importante. C'est cette dernière qui est intéressante car elle pourra aboutir à des homogénéisations sur l'ensemble de la roche.

La diffusion des éléments est liée à la loi d'Arrhénius :

$$D = D_0 e^{-\frac{E}{RT}}$$

où D est le coefficient de diffusion, c'est-à-dire l'aptitude que possède un élément à migrer. D₀ est une constante propre au réseau cristallin et qui dépend du nombre de trajets possibles de l'élément dans le réseau.

E est l'énergie d'activation, c'est l'énergie que l'on doit rassembler localement pour permettre à un atome d'entrer en mouvement en franchissant la barrière de potentiel qui le retient.

T est la température absolue.

R la constante des gaz parfaits.

- les lois de Fick décrivent la diffusion

1ère loi : $\vec{J} = -D \vec{\nabla} C$

\vec{J} est le flux de diffusion, c'est un vecteur dont l'intensité représente le nombre de particules traversant une unité de surface en une unité de temps

D est le coefficient de diffusion

C la concentration de l'élément.

2ème loi : $\frac{dc}{dt} = \vec{\nabla} (D \vec{\nabla} C)$ D ΔC

la seconde loi exprime la variation de la concentration de l'élément dc en fonction du temps.

La solution de ces systèmes est donnée par Reichenberg 1951 et Carslow et Jeager 1959.

Si un élément est distribué d'une façon homogène dans une sphère de rayon R, la concentration à l'extérieur de la sphère est considérée comme restant nulle.

au temps t = 0, C = C₀ à l'intérieur de la sphère et C = 0 à l'extérieur

au temps t, C = C(r,t) à l'intérieur et toujours C = 0 à l'extérieur

La fraction d'élément perdu $F = \frac{C_0 - C}{C_0}$ est alors de $F = 1 - \frac{6}{\pi^2} \sum_{u=1}^{\infty} \frac{1}{n^2} e^{-n^2 Bt}$

$$\text{(où } B = \frac{\eta^2}{R} D \text{)}$$

F augmente avec l'inverse du carré de la taille du grain (c'est-à-dire que la perte est d'autant plus grande que le grain est fin), proportionnelle au temps et proportionnelle à D (donc fonction de la température et de l'énergie d'activation).

Il faut noter que dans le cas des isotopes radioactifs, la concentration d'un élément varie avec les transferts dus à la diffusion mais aussi avec la désintégration de ces isotopes.

Des études en laboratoire ont été réalisées sur les phénomènes de diffusion. Les résultats obtenus sur le contrôle de la cinétique de la diffusion (Fechtig et Kalbitzer 1966) par chauffage isotherme, montrent qu'une perte d'Ar peut être provoquée par une augmentation brève mais brutale de la température, mais aussi par une augmentation plus faible de cette dernière si elle se déroule sur une période plus longue.

Des expériences sur la diffusion du Sr ont été réalisées par Hofmann (1973) ; Hofmann et Margartiz 1977 et Margaritz et Hofmann 1978 : - deux échantillons chimiquement identiques, de tholéite à olivine, après avoir été broyés puis refondus, sont mis en contact l'un avec l'autre. L'un est dopé en ^{85}Sr , ils sont portés à des températures de 1400°C (sous forme liquide). Le ^{85}Sr diffuse de quelques millimètres pendant le temps de l'expérience (une soixantaine d'heures). L'extrapolation de ces résultats permet de calculer que la diffusion serait de 560 m par milliard d'années. Hofmann pense donc que la diffusion ne permet pas aux isotopes du Sr de s'homogénéiser dans le manteau sur une grande échelle, même à l'état liquide. Des phénomènes de convection apparaissent indispensables. Les résultats obtenus sur les magmas granitiques sont de même ordre de grandeur. Cependant, de nouvelles expériences (Watson 1981), montrent que la diffusion augmente d'un facteur de 30 en phase hydratée. C'est ainsi qu'elle peut se réaliser non plus sur quelques centimètres mais sur quelques mètres par million d'années. Ce résultat est important car il montre l'intérêt d'étudier le système Rb-Sr sur un échantillonnage réalisé sur des affleurements métriques.

Il apparaît donc que de nombreux paramètres entrent en jeu lors de la diffusion, ce sont principalement :

- l'aptitude de l'élément à diffuser, qui est variable pour chaque élément (D_0),
- la "stabilité" de l'élément dans le réseau cristallin, caractérisée par l'énergie d'activation (E),
- la température dont l'augmentation provoque l'accélération de la diffusion,
- la pression partielle dont dépend le gradient de concentration (dans le cas des gaz),
- le temps pendant lequel le milieu est soumis aux conditions P et T
- la diffusion augmente quand la taille du grain diminue.

Mais il semble que la diffusion reste limitée dans l'espace, et que même à l'état fondu, elle ne se réalise pas à grande échelle. Donc, si dans les magmas, l'homogénéisation se réalise plus facilement grâce aux phénomènes de convection, comment peut-on expliquer les homogénéisations parfois observées dans les sédiments atteints par un métamorphisme de faible intensité.

Ceci est peut être dû à la nature même des sédiments, qui, à l'opposé des basaltes expérimentés par Hofmann, sont :

- des milieux riches en phases fluides
- des matériaux affectés par la schistosité (existence de pression anisotrope).

On est donc conduit à supposer que l'homogénéisation de ce type de sédiments (à grain fin) se réalise par des phénomènes de diffusion mais dont la cinétique est particulièrement augmentée par la présence de phases fluides en quantité importante. La mise en mouvement serait facilitée par l'apparition des pressions orientées se traduisant dans la roche par la schistosité. La diffusion n'est alors plus le seul processus d'homogénéisation isotopique, les circulations de fluide provoquant des réactions comme la convection en milieu poreux.

Ouverture des systèmes Rb-Sr et réhomogénéisation isotopique : les phénomènes de rajeunissement

- sur minéraux

Il est fréquent d'observer des discordances d'âges entre ceux des isochrones obtenues sur roches totales et ceux des minéraux de ces mêmes roches. Les micas par exemple donnent des âges plus récents que l'âge de mise en place de leur granite. Ce type de rajeunissement est dû à des phénomènes de diffusion du Sr à l'échelle minérale.

L'exemple du métamorphisme de contact, provoqué par une intrusion âgée de 54 M.A. sur un socle gneissique de 1600 M.A. (Hart et al. 1968) illustre bien ces phénomènes de rajeunissements aussi bien en Rb-Sr que K-Ar.

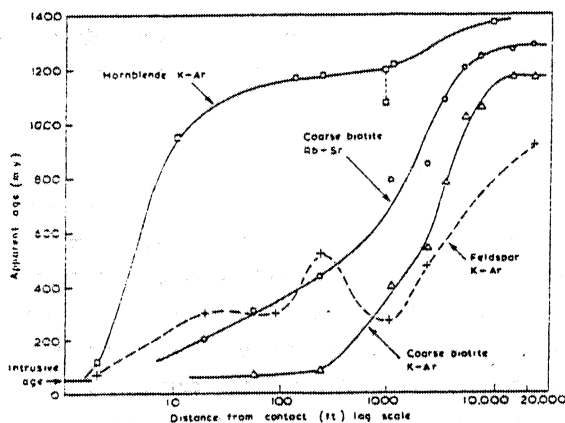


Fig. 4 : Variations des âges sur minéraux de gneiss du Colorado, (1600 M.A.) en fonction de la distance à un pluton récent (Eldora Stock). (extrait de Hart et al. 1968)

de l'intrusion (54 M.A.) en K-Ar pour ce même minéral.

La cause principale de rajeunissement des minéraux correspond à une perte, dans le cas du système Rb-Sr du Sr^x produit dans le minéral depuis sa cristallisation (fig. 5).

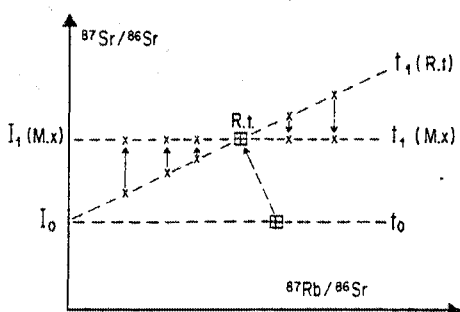


Fig. 5 : rajeunissement des minéraux.

Au temps $t = 0$, cristallise un massif dont les échantillons de roches totales définissent un alignement de pente nulle.

Au temps $t = 1$, l'isochrone de roches totales possède une pente d'âge t_1 . Les minéraux de la roche totale sont aussi sur cette isochrone.

A ce moment, survient un événement qui fait que le Sr^x des minéraux les plus radiogéniques est libéré et capté par des minéraux accepteurs de Sr. Les minéraux s'alignent alors sur une droite de pente nulle $t_1(m)$ avec un nouveau rapport initial $I_1(m)$, c'est cet âge qui sera mesuré sur les minéraux. La roche totale reste sur l'isochrone t_1 .

Le Sr^* quitte les minéraux où il est en position instable par faute de site accepteur. Par exemple, dans les micas, il occupe une position interfeuille instable et peut être capté par des minéraux accepteurs de Sr comme l'apatite ou l'épidote où les feldspaths potassiques et les plagioclases : il y a baculement de l'isochrone des minéraux (réhomogénéisation isotopique). Ce concept de donneur - accepteur (Nicolaysen 1961, Compston et al. 1961, Riley et al. 1962, Wasserburg et al. 1964, Allègre 1967) explique le fait que les micas sont rajeunis alors que la roche totale conserve sa position sur l'isochrone initiale. S'il y a diffusion du Sr à l'échelle du minéral ; à l'échelle de la roche totale, le système reste clos.

Nous avons vu sur la fig. 4, que des minéraux situés à une distance équivalente du contact pouvaient donner des âges différents selon la nature du minéral et aussi selon la méthode de datation employée. Cela signifie donc que l' Ar^* et le Sr^* ne sont pas retenus de la même manière dans tous les minéraux. On s'aperçoit donc que pour un isotope radiogénique (Sr ou Ar) donné, il correspond une température de blocage de la diffusion, caractéristique d'un minéral. Ce n'est que passé sous cette température que le minéral commencera à conserver son isotope radiogénique et c'est ce refroidissement qui sera daté.

Ainsi, la hornblende a un pouvoir de rétention de l' Ar^* proche de celui du Sr dans les micas blancs. On obtiendra par ces deux méthodes, des âges peu différents qui correspondent au passage de la température vers 500°C.

Par contre, en datant une biotite en Rb-Sr, c'est le passage de la température vers 300°C que l'on enregistrera. Un tableau plus complet d'un ensemble de minéraux étudiés selon différentes méthodes est donné avec les conclusions de la thèse.

- roches totales

Que date-t-on lorsque l'on obtient une isochrone sur des roches orthodérivées métamorphisées, l'âge de la mise en place du massif ou l'âge du métamorphisme ? S'il s'agit de l'âge du métamorphisme, cela signifie qu'il s'est produit une réhomogénéisation isotopique du Sr à l'échelle du massif. Nous aurions alors un schéma identique à celui présenté sur la figure 5 pour les minéraux, les points déterminant l'isochrone initiale se redistribuant sur une droite de pente nulle au temps t du métamorphisme avec un rapport initial plus élevé que le rapport du massif.

Il est difficile d'imaginer une telle réhomogénéisation à l'échelle régionale d'un massif où la diffusion du Sr est très réduite même à l'état liquide (Hofmann, 1973), en particulier sur des roches orthodérivées et donc à caractère beaucoup plus anhydre que des sédiments ; cependant, il existe des cas manifestes où l'âge Rb-Sr isochrone obtenu ne peut correspondre à l'âge de mise en place de ces roches.

Ce cas est fréquent avec les *rhyolites* où le Rb se concentre particulièrement dans la mésotase microcristalline (Philpotts et Schentzler 1972 ; Dupuy et Allègre 1972) ; le Sr^* y possède donc un coefficient de diffusion augmenté par la faible taille des grains. Des phénomènes tels que la dévitrification pourront encore accentuer la diffusion et donner des alignements d'âge postérieur à celui de la mise en place (Bernard-Griffiths 1975), ou bien le système pourra s'ouvrir totalement et aboutir à une dispersion (Charlot 1975). Bell et Blenkinsop (1978) montrent que le rajeunissement est contrôlé par la composition chimique de la roche (fig. 6) : l'âge de la mise en place (520 M.A.) est donné par les roches totales à faible rapport Rb/Sr, les points à rapport plus élevé donnent un âge probable de métamorphisme à 385 M.A.. Le chimisme de la roche semble jouer aussi de la même façon dans le cas des granites hyperalcalins où le fort rapport Rb/Sr et le faible rapport accepteur/donneur qui en résulte favorisent la diffusion à grande échelle ce qui aboutit soit à une réhomogénéisation, soit à une ouverture de système Rb-Sr (Zartman et Marvin 1970 ; Delhal et al. 1971).

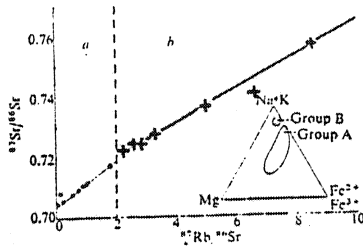


Fig. 5 : Plot of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ against $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ data for the Cape St John samples. a, Group A samples (\bullet) ; b, Group B (+). Inset shows a plot of mole per cent Na + K against Mg against total Fe (Bell et Blenkinsop 1978).

D'autres cas de discordances entre âge Rb-Sr et celui de mise en place ont été signalés dans la littérature ces dernières années (Roddick et Compston 1977 ; Page 1978 ; Black et al. 1979 ; Field et Rameim 1979a, b, 1980 ; Kalsbeek et Pidgeon 1980) sur des roches ignées et métamorphiques.

Roddick et Compston (1977) obtiennent des âges isochrones en Rb-Sr à 490 M.A. sur le batholithe granitique de Murrumbidgee en Australie dont l'âge de mise en place est de 426 M.A.

Constatant qu'un massif granitique avait peu de chance de réhomogénéiser du fait de l'accroissement continu des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ lorsque le rapport Rb/Sr du massif est très variable sur toute son étendue, ils proposent que cette homogénéisation pourrait résulter d'une *équilibration isotopique*.

Un large volume de roche possède un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ homogène (pente nulle au temps t_1) avec une gamme de rapport Rb/Sr distribué d'une façon homogène. C'est-à-dire que le volume de roche à l'échelle du massif est divisible en sousvolumes dont chacun aura le même rapport Rb/Sr moyen que le massif. Si l'on suppose que le massif subit un événement métamorphique (T_2), ou est partiellement refondu, l'homogénéisation isotopique pourra se réaliser à l'échelle de chaque sous-volume. L'effet sera le même que si tout le massif subissait une homogénéisation isotopique dans tout son ensemble. Il se crée donc dans ce cas une apparence d'homogénéisation isotopique à grande échelle (kilométrique) alors que celle-ci n'a eu lieu qu'à l'échelle de petits volumes.

Ainsi, différentes échelles d'homogénéisation isotopique et différents modèles de distribution des rapports Rb/Sr peuvent changer la signification des isochrones Rb/Sr (fig. 7).

- si la réhomogénéisation (T_2) se réalise à l'échelle du minéral, l'échantillon de roche totale analysé (quelques kilogrammes) sera plus large que l'échelle de la réhomogénéisation isotopique. Nous revenons au cas de la figure 5 où les minéraux se comportent en système ouvert (T_2) et les roches totales restent en système clos, les roches totales donnent l'âge initial de la roche (T_1),
- si la réhomogénéisation est réalisée à l'échelle du mètre, l'âge original T_1 de la roche pourra être obtenu si la variation des rapports Rb/Sr est faible à l'échelle métrique mais importante d'un affleurement à l'autre (fig. 7.2),
- mais si à cette échelle métrique, les variations des rapports Rb/Sr sont plus importantes, l'âge original ne sera qu'approximatif (fig. 7.3) et l'on pourra même obtenir selon les hasards de l'échantillonnage des âges compris entre T_1 et T_2 ou supérieurs à T_1 . A la limite, on obtiendra une dispersion et en calculant un point moyen pour chaque affleurement, il peut être possible de remonter à l'événement T_1 . Une telle approche a été effectuée par Kohler et Muller-Sohnius (1979 ; 1981) : des gneiss moldanubiens de Bavière échantillonnés à petite échelle définissent des âges de 450 M.A. Un point moyen est calculé pour chaque affleurement, l'ensemble de ces points s'aligne à 540 M.A. ; âge pouvant être le témoin d'un événement antérieur.

Fig. 7 : Modèle d'équilibration isotopique (Roddick et Compston, 1977)



Fig. 7(1)

a- le massif A possède un rapport moyen Rb/Sr (A) réparti de façon homogène tel que :
 b- chaque sous-volume 1, 2, 3 (à petite échelle) possède un rapport Rb/Sr moyen équivalent du rapport moyen Rb/Sr (A).
 Une homogénéisation isotopique à petite échelle de chaque subvolume créera l'illusion d'une homogénéisation isotopique à l'échelle du massif A.

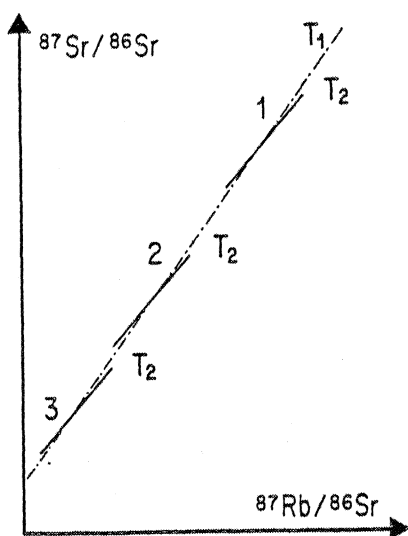


Fig. 7(2)

Si à l'échelle du mètre (1, 2 ou 3), les variations des rapports Rb/Sr sont faibles, un événement T_2 pourra se marquer. Alors qu'au niveau de la formation, si $\text{Rb}/\text{S}(2) = \text{Rb}/\text{S}(3)$, l'âge de l'événement T_1 pourra cependant être relativement bien défini.

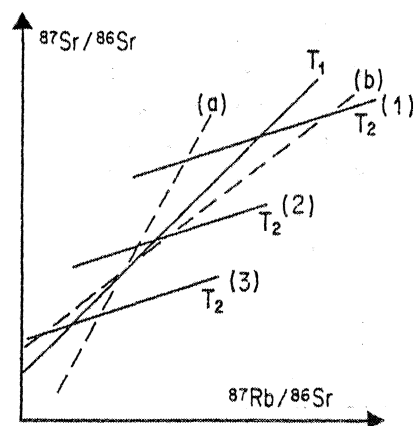


Fig. 7(3)

Si à l'échelle du mètre (1, 2 ou 3), les variations des rapports Rb/Sr sont plus importantes, les hasards de l'échantillonnage à grande échelle pourront amener à obtenir des âges compris entre T_1 et T_2 (droite b) ou à des âges supérieurs à T_1 (droite a) et par conséquent sans signification géologique. A la limite, si les variations deviennent plus importantes, on aboutira à une dispersion des points.

En conclusion, avec certains types particuliers de distribution des rapports Rb/Sr énoncés ci-dessus, 1) des réhomogénéisations du Sr à petite échelle peuvent donner l'impression de réhomogénéisation à grande échelle, 2) un échantillonnage effectué à grande échelle peut conduire à des âges "isochrones hérités", plus anciens que l'âge de mise en place alors qu'à petite échelle, on obtiendra l'âge de la dernière homogénéisation isotopique, 3) ces âges hérités peuvent ne pas avoir de signification géologique.

Ce modèle a été repris par Field et Raheim (1979 a-b, 1980) pour expliquer des âges Rb-Sr apparemment sans signification géologique ; ils font intervenir en plus des variations des rapports Rb/Sr et plus probablement de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. C'est aussi de cette façon que Kalsbeek et Pidgeon (1980) expliquent les différences entre les âges U-Pb de zircons (2900 M.A.) obtenus sur des gneiss du Groënland avec les âges Rb-Sr qui ne sont que de 2600 M.A.

Ce modèle d'équilibration isotopique s'adresse jusqu'à présent à des cas très particuliers, et bien souvent les âges Rb-Sr obtenus sur roches ignées métamorphisées correspondent à l'âge de la mise en place du granite. Ceci peut être confirmé par la concordance des âges U-Pb sur zircons et en Pb commun sur roches totales avec les données Rb-Sr. Cependant, dans ce travail, nous verrons le cas d'orthogneiss dont les âges Rb-Sr ne datent manifestement pas la mise en place à cause probablement de la modification des rapports Rb-Sr et (ou) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Des alignements de qualité moyenne sont conservés mais la valeur des rapports initiaux, anormalement faible, démontre l'invalidité des âges obtenus.

Les fausses isochrones Rb-Sr

Une fausse isochrone correspond à un alignement qui ne satisfait manifestement pas à la condition première de l'établissement de l'isochrone qu'est l'homogénéisation isotopique.

Deux cas seront principalement envisagés, celui des moyennes d'âges et celui des droites de mélange.

Les moyennes d'âges

- les isochrones sur micas

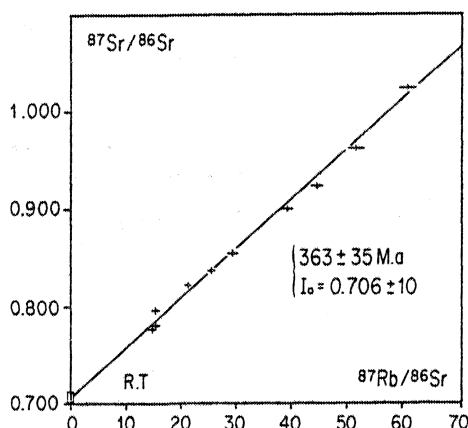


Fig. 8 : Isochrone Rb-Sr obtenue à partir des phengites de l'île de Groix : les phengites sont beaucoup radiogéniques que leurs roches totales. Elles ont un âge de refroidissement assez proche et sont donc alignées dans le diagramme isochrone. Il n'y a pas eu homogénéisation isotopique, la droite obtenue définit la moyenne des âges micas. L'erreur élevée montre que les âges micas sont en fait dispersés entre 396 et 340 M.A. et l'âge de 365 M.A. n'a pas de signification géologique précise.

Lorsque des micas sont rajeunis, chaque point, dans le diagramme isochrone, bascule autour de sa roche totale. Mais si les micas se refroidissent tous à la même époque, ils pourront être alignés dans le diagramme bien qu'il n'y ait pas eu d'homogénéisation isotopique entre eux (fig. 8). Ceci est dû au fait qu'ils sont très radiogéniques par rapport à leur roche totale.

L'âge obtenu est la moyenne des âges de refroidissement de chaque mica, il peut avoir une signification géologique si le refroidissement a été rapide.

- isochrones obtenues sur des formations anciennes

Des erreurs de plus ou moins 100 millions d'années sur des âges de 2 ou 3 milliards d'années, nous l'avons dit, sont le plus souvent considérées comme acceptables et un tel alignement est assimilé à une isochrone vraie.

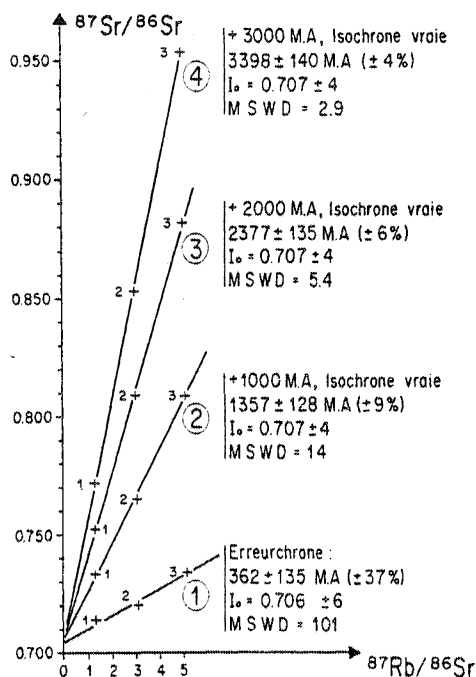


Fig. 9 : fausses isochrones - âges vrais, le cas des formations anciennes : trois points 1, 2, 3 dispersent dans le diagramme isochrone (errechronone 1) à 362 ± 135 M.A., avec un fort indice de déviation pondérée (101).

Si l'on calcule la position de chaque point 1, 2, 3 milliards d'années plus tard, on s'aperçoit que l'erreur sur l'âge obtenu diminue de 37 à 4 %, et le MSWD passe de 101 à 2,9. L'alignement obtenu pour les âges les plus anciens ne signifie pas qu'il y ait eu homogénéisation isotopique et encore moins cogénéisme. L'âge obtenu est un âge moyen et le rapport initial correspond à la moyenne des rapports initiaux de chaque roche à cet âge.

Le modèle de la figure 9 a été calculé à partir de trois points provenant de trois massifs granitiques différents mis en place à des âges différents sur une période de 50 M.A. entre 380 et 330 M.A.

. les trois points ne définissent pas actuellement d'isochrone (fig. 9(1)), il est cependant possible de déterminer une errechronone qui correspond à la moyenne des âges des granites, c'est-à-dire 360 M.A. mais avec une erreur de 135 millions d'années soit 37 % d'erreur. Les trois points sont très dispersés, leur MSWD (indice de dispersion) est élevé et égal à 101.

. il est possible de calculer la position qu'auront ces points dans le diagramme isochrone dans un milliard d'années (fig. 9(2)).

Au temps T (par exemple 1 milliard d'années), le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aura augmenté tel que :

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}(T) = \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}(\text{mesuré}) + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}(\text{mesuré}) (e^{\lambda T} - 1)$$

et le rapport Rb/Sr diminué tel que :

$$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}(T) = \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}(\text{mesuré}) e^{-\lambda T}$$

L'âge devient donc de 1360 ± 128 mais avec cette fois, un MSWD de 14, l'erreur sur l'âge est de 9 % et l'isochrone devient statistiquement vraie.

Après deux milliards d'années (fig. 9(3)), on obtient : 2380 ± 135 , MSWD = 5,4. L'erreur sur l'âge devient de 6 % et l'isochrone est statistiquement vraie.

Après trois milliards d'années, l'âge passe alors à 3398 ± 140 M.A. avec un MSWD de 2,9, soit une erreur sur l'âge de 4 %.

On s'aperçoit donc que pour trois points dispersés, l'erreur passe de 37 % à 4 % pour un vieillissement de trois milliards d'années. Donc une dispersion réelle bien marquée à 360 M.A. sera masquée avec le temps. C'est-à-dire que pour des périodes très anciennes, l'obtention d'une isochrone ne signifie pas que les roches analysées ont le même âge, ni la même origine. Il y aura donc fausse isochrone (pas d'homogénéisation isotopique) mais cependant un âge moyen correct, le rapport initial étant une moyenne des rapports initiaux des différentes roches. Il faut noter que c'est pendant le premier milliard d'années que l'erreur décroît le plus rapidement (37 à 9 %).

Les modèles de mélange

A la différence des deux exemples précédents où l'on obtient de fausses isochrones, mais des âges moyens qui, dans la limite des erreurs, correspondent à un âge ayant une signification géologique, les droites de mélange peuvent dans certains cas être des fausses isochrones donnant des âges faux.

Cette notion de mélange a principalement été discutée par Riley et Compston (1962), Lanphère et al (1964), Allègre et Dars (1965), Allègre (1967), Bell et Powell (1969), Lancelot et Allègre (1974), Bernard-Griffiths (1975).

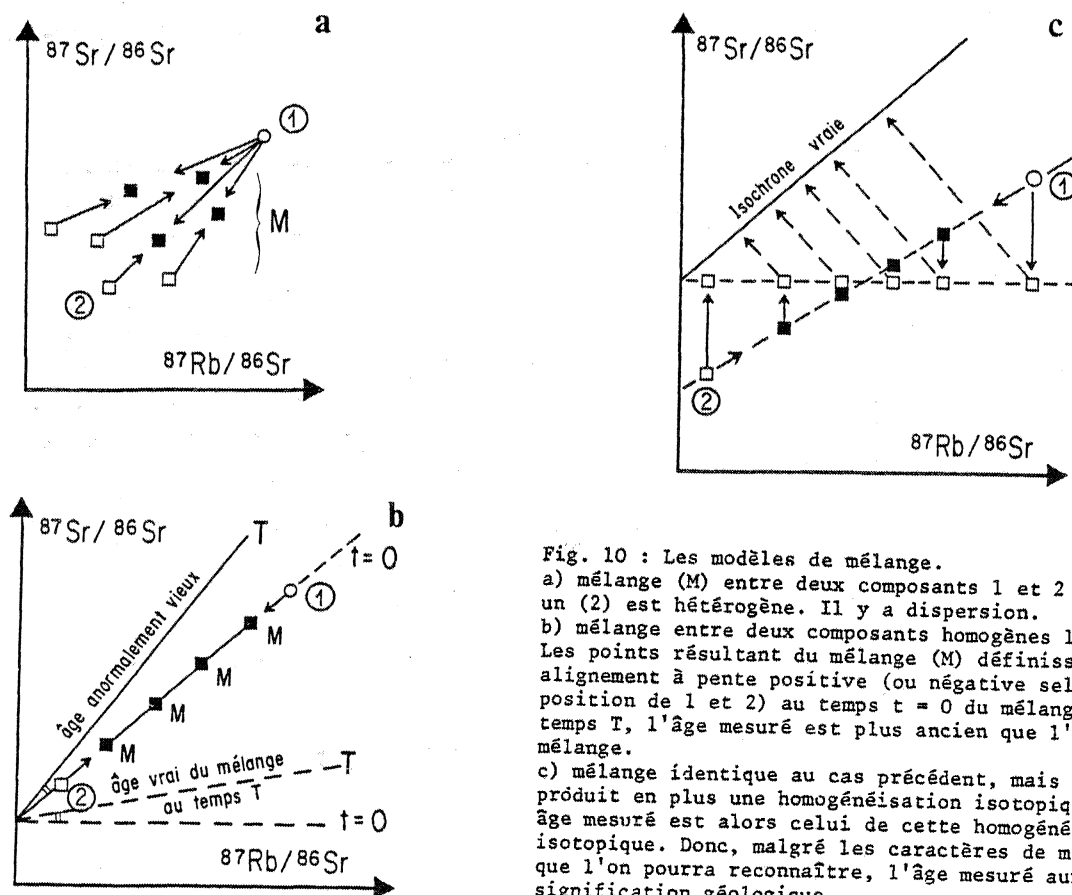


Fig. 10 : Les modèles de mélange.
 a) mélange (M) entre deux composants 1 et 2 dont 1' un (2) est hétérogène. Il y a dispersion.
 b) mélange entre deux composants homogènes 1 et 2. Les points résultant du mélange (M) définissent un alignement à pente positive (ou négative selon la position de 1 et 2) au temps $t = 0$ du mélange. Au temps T, l'âge mesuré est plus ancien que l'âge du mélange.
 c) mélange identique au cas précédent, mais il se produit en plus une homogénéisation isotopique. L'âge mesuré est alors celui de cette homogénéisation isotopique. Donc, malgré les caractères de mélange que l'on pourra reconnaître, l'âge mesuré aura une signification géologique.

Nous examinerons trois possibilités de mélange :

- le mélange est réalisé en proportions variables entre (1) un composant homogène c'est-à-dire que tous les échantillons possèdent un même rapport Rb/Sr et un même rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et (2) un autre composant au contraire hétérogène (fig. 10a).

Les points représentatifs du mélange sont alors dispersés, il n'y aura pas isochrone.

- le mélange est réalisé entre deux composants (1) et (2) homogènes, donc ponctuels dans diagramme isochrone (fig. 10b). Différents échantillons correspondant aux proportions variables du mélange définiront une droite entre les termes du mélange, la pente de cette droite ne sera pas nulle et donc l'âge mesuré sera faux. Cette pente pourra être positive ou négative et l'âge obtenu plus vieux ou plus jeune que le mélange. Pour tester une hypothèse de mélange, il suffit de corrélérer deux éléments dont la variation de concentration est due à la différence de proportion dans le mélange. Ces éléments pour différents échantillons définiront une ligne droite. Ceci est vrai dans le cas où la composition chimique n'est plus modifiée après le mélange. Dans le cas d'un isotope radiogénique comme le strontium, il faut tenir compte non seulement de la différence de concentration en Sr des composants mais aussi de la variation de composition isotopique, c'est-à-dire connaître l'âge du mélange.

Pour un mélange de deux composants A et B, le rapport $\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}_M$ sera donné par l'équation :

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}_M = \frac{\text{Sr}_A \text{Sr}_B}{\text{Sr}_M (\text{Sr}_A - \text{Sr}_B)} \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}_B - \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}_A \right) + \frac{\text{Sr}_A}{\text{Sr}_A - \text{Sr}_B} \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}_A - \frac{\text{Sr}_B}{\text{Sr}_A - \text{Sr}_B} \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}_B$$

Cette équation est une hyperbole.

$$\text{De forme : } \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}_M = \frac{a}{\text{Sr}_M} + b$$

où a et b sont des constantes déterminées par les concentrations et les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du strontium dans les composants A et B du mélange. Cette hyperbole peut être transformée en une droite en portant :

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}_M = f(1/\text{Sr}_M)$$

on a alors une équation d'une droite, droite qui se conserve dans le temps puisque les coefficients de l'équation ci-dessus varient en fonction de $(e^{\lambda t} - 1)$ qui est une constante pour un instant t donné. Les droites de mélange sont donc préservées avec le temps.

-le mélange se réalise comme dans le cas précédent mais il se produit ensuite une homogénéisation isotopique sans pour autant homogénéiser les éléments majeurs et traces (fig. 10c). Les corrélations linéaires des tests de mélanges resteront vérifiées et l'isochrone n'en sera pas moins significative. Ce qui revient à dire que si un mélange peut être prouvé, cela n'en exclue pas pour autant la valeur de l'âge obtenu par isochrone. C'est toute l'ambiguïté des modèles de mélanges ; ils sont très difficiles à prouver sur les formations anciennes.

D'autre part, une corrélation linéaire dans le diagramme $\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = f\left(\frac{1}{\text{Sr}}\right)$ ne signifie pas obligatoirement l'existence d'un mélange. En effet,

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}_{\text{actuel}} = \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}_{\text{initial}} + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$

Si pour tous les échantillons, la teneur en Rb est constante, on a à un instant t :

$$y = b + \frac{a}{^{86}\text{Sr}}$$

qui est l'équation d'une droite dans un diagramme $\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = f\left(\frac{1}{^{86}\text{Sr}}\right)$

En conclusion, il apparaît que la probabilité d'obtenir des droites de mélange dont l'âge n'ait pas de signification géologique est faible car il faut que chaque composant du mélange soit de composition très homogène.

A cette condition, s'ajoute le fait que les tests de mélanges ne prouvent pas l'absence d'homogénéisation isotopique et par là même, l'absence de signification géologique de l'âge obtenu.

Le système U-Pb dans le métamorphisme

LA METHODE

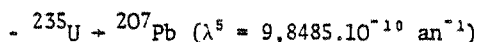
Principes

Deux chronomètres sont utilisés dans cette méthode. Il s'agit de la transformation des isotopes radioactifs de l'uranium en isotopes stables du Pb par l'intermédiaire d'une chaîne radioactive.

Les deux isotopes de l'U entrent en jeu :



$$T = 4468 \text{ m.a.}$$



$$T = 704 \text{ m.a.}$$

d'où les équations chronométriques : U - Pb :

$$- {}^{207}\text{Pb}^* = {}^{235}\text{U} (e^{\lambda^5 t} - 1)$$

$$- \text{et } {}^{206}\text{Pb}^* = {}^{238}\text{U} (e^{\lambda^8 t} - 1)$$

Le rapport $\frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{235}\text{U}}$ est une constante pour une époque donnée et est actuellement égal à 137,88, il est donc possible de s'affranchir des teneurs en uranium et de calculer un âge Pb-Pb appelé âge ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ qui est obtenu en combinant les deux équations précédentes :

$$- {}^{207}\text{Pb}^*/{}^{206}\text{Pb}^* = \frac{(e^{\lambda^5 t} - 1)}{137,88 (e^{\lambda^8 t} - 1)}$$

Cette méthode permet donc de calculer trois âges (dont les deux premiers sont indépendants) basés sur les isotopes de mêmes éléments chimiques. Cependant, les trois âges obtenus sur les systèmes U-Pb sont le plus souvent différents, on dit alors qu'ils sont discordants. On observe (Ahrens 1955) :

$$\text{Age } {}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb} > \text{Age } {}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U} > \text{Age } {}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$$

Systèmes U-Pb utilisés

Dans cette méthode, tous les minéraux contenant suffisamment d'uranium et très peu de plomb lors de leur cristallisation (plomb primaire) sont utilisables.

Le zircon est le plus étudié car présent dans pratiquement toutes les roches. Le zircon est un silicate de zirconium (ZrSiO_4) où l' U^{4+} , de rayon ionique de 1,05 Å, entre en substitution avec le zirconium (0,87 Å). Le Pb^{2+} , du fait de son rayon ionique plus important (1,32 Å) et de sa faible charge est le plus souvent exclu du réseau cristallin du zircon. Le plomb que l'on y trouve actuellement est donc pour sa plus grande part du Pb radiogénique, la correction que l'on effectue pour retrancher le Pb primaire y est donc faible, d'où une meilleure précision sur l'âge calculé.

En second lieu, vient la monazite. Le sphène, l'apatite, l'allanite peuvent parfois être utilisés, ainsi que les minerais d'uranium.

Nous avons vu, lors de la présentation de la méthode Rb-Sr, que l'une des conditions d'utilisation de la méthode isochrone était le comportement en système clos des roches où minéraux étudiés. Or, le plus souvent, les zircons perdent du plomb, c'est une des raisons pour laquelle les trois âges obtenus sont différents. Mais la méthode U-Pb du fait de l'existence de deux nucléides radioactifs permet de s'affranchir cette règle du système clos, en particulier avec l'utilisation du diagramme concordia.

LE DIAGRAMME CONCORDIA

Les premières datations mirent rapidement en évidence le problème des discordances d'âges (Nier 1939-1941) aussi bien sur minerais d'uranium, que sur zircons. Ahrens (1955) remarque la distribution particulière des âges U-Pb qu'il attribue à une perte de plomb radiogénique.

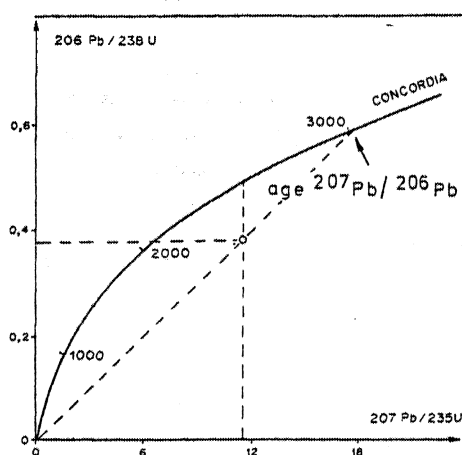


Fig. 11 : La courbe Concordia visualise l'enrichissement en Pb^* de zircons ayant évolué en système clos. Si le zircon perd du Pb, il devient discordant et son point représentatif est situé sous la concordia.

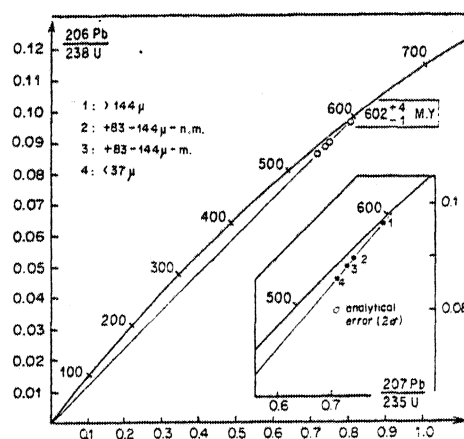


Fig. 12 : Un modèle simple : les zircons du métagabbro de Belle-Isle en Terre (Peucat et al. 1981) les zircons les plus petits et les plus magnétiques sont en général les plus riches en U et les plus discordants (Silver et Deutsch 1963).

C'est Wetherill (1956) qui définit la "courbe concordia" (fig. 11). Cette représentation reporte les rapports $^{206}Pb^*/^{238}U$ en fonction des rapports $^{207}Pb^*/^{235}U$ qui sont fonctions du temps et de leurs constantes de désintégration respectives (c.f. équations 1) et 2)). La courbe concordia visualise la trajectoire de la composition isotopique du plomb radiogénique (provenant de l'uranium) formé depuis la cristallisation du zircon. C'est sur cette courbe, graduée en âges, que devraient se situer tous les points représentatifs des zircons si ceux-ci s'étaient comportés en système clos. C'est-à-dire que la courbe concordia est le lieu géométrique où les âges $^{206}Pb/^{238}U$ et $^{207}Pb/^{235}U$ (et donc $^{207}Pb/^{206}Pb$) sont égaux, d'où le nom de concordia.

La forme de cette courbe est due à la différence des périodes (T) de ^{235}U et ^{238}U . La période de ^{235}U étant la plus faible (~ 700 M.A.) le rapport $^{207}Pb^*/^{235}U$ augmente le plus rapidement au départ.

Lorsque l'on analyse les zircons d'un échantillon, la fraction totale est divisée en populations de granulométrie et de susceptibilité magnétique différentes. On analyse donc plusieurs systèmes cogénétiques, qui vont définir un alignement dans le diagramme concordia (fig. 12), cette droite est appelée "la droite discordia" (Tilton 1960). Les points qui définissent la discordia sont

situés (fig. 13a) sauf exception, sous la courbe concordia. Ce qui signifie que pour chaque population de zircon analysée, les rapports $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ont diminué par rapport à leur valeur initiale lors de la concordance des âges. Ceci est dû soit à une augmentation de l'uranium soit à une perte de Pb.

Mais l'uranium étant en substitution isomorphique dans le réseau du zircon, est assez bien retenu dans le minéral alors que le Pb s'y trouve en position instable, c'est la perte de Pb qui est en général évoquée pour expliquer la discordance des données analytiques. Ce mécanisme de perte préférentielle de plomb a pu être reproduit en laboratoire (Pidgeon et al. 1966)

- dans les modèles simples où l'on obtient qu'un seul âge, l'âge de cristallisation des zircons est défini par l'intersection haute de la discordia avec la concordia. La perte de plomb, dans l'exemple de la figure 12 peut être considérée comme actuelle ou liée à une diffusion continue.

- les modèles obtenus peuvent être complexes et il est fréquent que la discordia recoupe la concordia en deux endroits et définisse ainsi deux âges (fig. 13 A). Wetherill (1956) montre que ces modèles sont interprétables en terme de perte épisodique de plomb radiogénique lors d'un événement qui provoque l'ouverture du système. Dans ce modèle, les deux âges obtenus ont une signification géologique. Mais si le Pb peut facilement être "délogé" des réseaux cristallins lors d'un événement particulier, il est possible qu'il s'échappe en permanence du minéral. Ce sont les modèles de perte continue envisagés par Nicolaysen 1957, Tilton 1960 et Wasserburg 1963. Dans ce type de modèle, les âges définis en intersection basse n'ont alors plus de signification géologique (fig. 13 B).

La discussion qui va suivre porte sur les interprétations possibles des âges selon ces différents modèles.

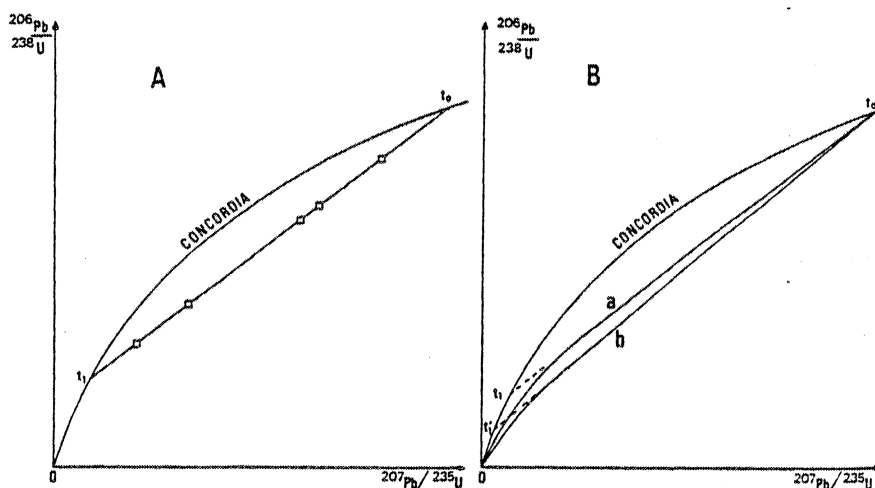


Fig. 13 : A : Droite Discordia correspondant à une perte épisodique au temps t_1
 B : Courbes Discordia correspondant à une perte continue de plomb, à coefficient constant (a) (Tilton 1960) et à coefficient fonction du temps (b) (Wasserburg 1963)

MODELES D'INTERPRETATION DES AGES DISCORDANTS DANS LE DIAGRAMME CONCORDIA

Ces modèles sont nombreux et nous les regrouperons sous quatre rubriques :

- les modèles à intercept haut significatif et à intercept bas égal à zéro M.A. (diffusion continue)
- les modèles à intercepts bas et hauts significatifs (perte épisodique et mélange)
- les modèles multiphasés où les intercepts bas et hauts sont sans signification
- un quatrième modèle où seul l'intercept bas possède une signification géologique.

Les modèles de perte de plomb par diffusion continue

Le modèle de perte par diffusion volumique à coefficient de diffusion constant (Tilton 1960)

Tilton constate que des zircons âgés d'environ 2800 M.A. et collectés sur différents continents présentaient toujours un intercept bas vers 600 M.A. même dans des socles où aucun événement de cet âge n'était notoirement connu. Il propose que la perte de Pb ne soit pas un phénomène instantané survenu lors d'un événement géologique mais un phénomène continu. Selon ce modèle, les courbes de diffusion sont des droites dans leur partie supérieure, équivalentes des droites de pertes épisodiques, mais elles s'incurvent dans leur partie basse (fig. 13 B) et ainsi l'intercept bas est sans signification géologique. En effet, étant donné la période plus courte de ^{235}U , le ^{207}Pb est plus affecté par la diffusion.

Les conditions de ce modèle de diffusion sont les suivantes :

- . les cristaux sont assimilés à des sphères
- . l'uranium y est distribué de façon uniforme
- . la diffusion de l'uranium est négligeable devant celle du plomb
- . le coefficient de diffusion du plomb est une constante indépendante du temps et gouvernée par la loi de Fick.

D'après ces postulats, Tilton trace une série de courbes dont l'équation montre que le rapport $\frac{\text{Pb}}{\text{U}}$ ne dépend que de $\frac{D}{a^2}$ (D coefficient de diffusion, a rayon de la sphère) et de l'âge du système (intercept supérieur).

Ce modèle présente un certain nombre d'avantages :

- il explique l'existence d'intercepts inférieurs dont l'âge ne correspond à aucun événement géologique connu,
- il explique que les zircons concordants sont en fait extrêmement rares même dans les régions n'ayant subi aucun événement géologique tardif,
- il explique les relations qui semblent le plus souvent exister (Silver et Deutch, 1963) entre la taille des zircons et le degré de discordance. Les zircons les plus fins étant les plus discordants.

Cependant, il présente les difficultés suivantes :

- 1) il n'est pas certain que le coefficient de diffusion D puisse rester constant pendant plusieurs millions d'années puisqu'il est fonction de la température
- 2) l'uranium n'est pas réparti de façon uniforme dans les zircons. Krogh (1975) Ludwig et Stuckless (1978), Tugarinov et Bibikova (1978) montrent qu'il se concentre souvent dans les fractures et à la périphérie du zircon
- 3) il existe de nombreux cas où le degré de discordance des zircons est tel qu'il est impossible de définir une courbe de diffusion
- 4) sur le plan expérimental, cette diffusion qui s'effectue donc à basse température, suppose tout de même des coefficients de diffusion très élevés ($10^{-23}\text{cm}^2.\text{s}^{-1}$ à $10^{-21}\text{cm}^2.\text{s}^{-1}$)

(Nicolaysen, 1957) et une énergie d'activation de moins de 10 K cal/mole (Tilton, 1960). Les données de Shestakov (1972) donnent des ordres de grandeur du coefficient de diffusion très inférieur (8 à 10 fois moins) et des énergies d'activation trop fortes (50 kcal/mole).

Il apparaît donc que ce modèle ne répondra pas à une interprétation universelle des données expérimentales.

Le modèle de perte de Pb par diffusion volumique à coefficient de diffusion croissant en fonction du temps (Wasserburg, 1963)

Silver (1962) montre que le degré de discordance des zircons est fonction de leur teneur en uranium. Wasserburg propose alors que le coefficient de diffusion ne soit plus une constante comme dans le modèle de Tilton, mais augmente proportionnellement avec les dommages radioactifs provoqués sur le réseau cristallin par la radioactivité de l'uranium. Ces destructions faciliteraient la diffusion du plomb. Les courbes établies pour ce modèle sont proches de celles de Tilton (fig. 13 B). Les limites et les problèmes posés par ce modèle sont identiques à ceux du modèle de Tilton.

Le modèle de perte continue constante (Ulrych, 1963).

Ce modèle propose, contrairement aux deux précédents, que la perte de plomb n'est pas due à la diffusion volumique, mais correspond à un taux de perte de plomb et d'uranium constant par unité de temps. Cette perte est alors fonction des concentrations en plomb et non pas du gradient comme dans la diffusion.

Les courbes tracées dans ce cas diffèrent peu de celles obtenues par Tilton et Wasserburg.

Quelque soit le mécanisme de perte de Pb choisi, la "fuite" permanente de Pb est un phénomène dont il faut tenir compte vu l'existence de zircons discordants dans des formations où aucun événement géologique n'est survenu depuis leur formation.

Modèles de perte épisodique de plomb et modèle de mélange : intercepts haut et bas significatifs

Un événement quelconque peut provoquer une perte de Pb à un instant t donné (c.f. modèle de Whetherill, fig. 13 A), l'âge mesuré par l'intercept bas est alors l'âge de cet événement. C'est sur la nature de cet événement que va maintenant porter la discussion.

Expérimentation de la perte épisodique

Pidgeon et al (1966) prouvent que des pertes épisodiques peuvent être provoquées par voie chimique. Sous l'influence de solutions de NaCl à 500°C, des zircons concordants subissent jusqu'à 63 % de perte de Pb (les points analytiques se déplacent de la concordia vers l'origine). Ces pertes s'amortissent rapidement au cours de l'expérience laissant supposer que la recristallisation des zircons restructure alors les réseaux altérés par ma métamictisation et rendent les zircons plus résistants au lessivage. Silver (1962) propose que le mécanisme de perte est relié à trois processus :

- les dommages radioactifs qui sont fonction de la concentration en uranium et en thorium et de l'âge des minéraux. Ce qui détermine un seuil de sensibilité à un événement géologique
- la recristallisation des réseaux cristallins, phénomène important lors des événements hydrothermaux et métamorphiques réduit les possibilités de perte
- la diffusion dont la vitesse dépend des conditions géologiques.

Nous retiendrons principalement que la perte de Pb se ferait par les imperfections du réseau cristallin telles que les sites vacants, les fractures et microcanaux observés par Krogh et

Davis (1975). Ces imperfections qui sont en partie dues aux dommages radioactifs, sont donc liées à la teneur en éléments radioactifs du zircon. Les zircons qui répondent à ces conditions seront particulièrement sensibles aux effets de perte lors des lessivages chimiques provoqués par la circulation de phases fluides.

Pertes épisodiques par décompression lors d'une surrection régionale (dilatancy model) et altération superficielle

Goldich et Mudrey (1972) suggèrent que le plomb radiogénique s'échappe des zircons par les microcanaux des cristaux endommagés à l'aide de circulations d'eau. La surrection du socle, produisant une chute de la pression lithostatique, favoriserait le départ des solutions aqueuses contenues dans les anomalies du zircon en entraînant le plomb. Catanzaro et Kulp (1964) envisagent que les pertes de Pb pourraient se produire lors de phénomènes d'altération par la circulation des eaux météoriques. Cette altération serait actuelle ou ancienne selon l'histoire des roches, elle pourrait aussi conduire à une dispersion des points dans le diagramme U-Pb si les zircons ont déjà subi une perte épisodique (Stern et al. 1966).

Perte épisodique lors d'un événement métamorphique

Cette interprétation est très souvent évoquée pour expliquer les intercepts bas obtenus sur les zircons. Les effets d'un métamorphisme d'intensité variable sur des zircons détritiques provenant de métasédiments ont été étudiés en particulier par Gebauer et Grunenfelder (1976).

Ces auteurs constatent que les zircons perdent du plomb dans les zones de métamorphisme les plus faibles et que leur répartition n'est plus modifiée dans les zones où le métamorphisme est le plus intense (fig. 14).

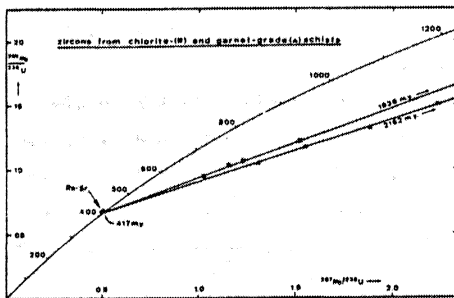


Fig. 14 : Des zircons détritiques enregistrent un événement métamorphique dès l'épizone vers 400 M.A. (d'après Gebauer et Grunenfelder, 1976).

Il apparaît donc que les pertes de plomb peuvent se produire à des températures de 300°C ou peut-être moins (Gebauer et Grunenfelder 1977) (les expériences de Pidgeon et al. (1973) indiquaient des températures de 350°C). Les zircons ayant subi d'importants dommages radioactifs recristalliseraient et perdraient alors à cette occasion du plomb radiogénique (low-temperature annealing model). L'absence de corrélation entre le degré de discordance des zircons et l'intensité du métamorphisme montre que la perte de plomb n'est pas une fonction de la température de l'événement géologique subi. La "crise" dépendrait surtout de l'importance de la phase fluide du milieu environnant et de la teneur en

eau et aussi en éléments traces des zircons (Koppel et Sommerauer 1974). L'événement daté est alors le début du métamorphisme. Les zircons ayant recristallisé, les dommages radioactifs y sont faibles, le couple U-Pb se comporte alors en système clos dans la suite de l'évolution métamorphique. Il apparaît donc que l'étude de zircons métamictes permet de dater des phénomènes épimétamorphiques.

D'autres modèles, comme celui de Krogh et Davis (1975) expliquent que la discordance des zircons peut être due à une hétérogénéité au niveau du grain de zircon entre une phase métamicté, altérée et discordante avec une phase stable mais peu discordante. Les deux phases sont séparées

par "leaching" chimique puis analysées. Les fractions altérées discordantes conduisent les intercepts bas vers l'âge du métamorphisme provoquant cette altération, les autres points sub-concordants conduisent l'âge de cristallisation des zircons (intercept haut). Des hypothèses similaires avaient déjà été émises par Steiger et Wasserburg (1966). Les modèles élaborés par Grunenfelder (1963) et Sommerauer (1974) proposent qu'il existe une hétérogénéité des zircons à l'intérieur même d'une population cogénétique. En particulier, les zircons riches en éléments traces peuvent constituer deux phases : l'une avec une structure thermiquement stable et de faibles concentrations en éléments traces, et une seconde, plus instable, contenant de fortes concentrations en éléments traces comme l'U, Th et en eau. Cette seconde phase pourra perdre plus aisément du Pb^x que la première et possèdera un degré de discordance plus important. De plus, cette phase instable recristallisera plus facilement à faible température en augmentant encore son degré de discordance".

Les modèles de mélange

- la formation d'une roche sédimentaire peut être polygénique et son nourrissage en zircons d'origine variée. On risque dans ce cas, d'aboutir à un nombre important de phases de mélange de zircons, qui pourra conduire à une dispersion des données dans le diagramme concordia. Seule une analyse sur de petites quantités ou même sur monozircon permettra de distinguer ces différentes origines (Lancelot et al. 1976, Gaudette et al., 1981).

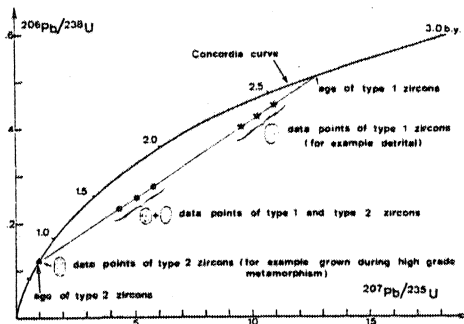


Fig. 15 : mélange entre deux populations de zircons d'âges différents. L'intercept haut pourra indiquer l'âge des zircons les plus anciens et l'intercept bas l'âge de la seconde population d'après Gebauer 1979)

Les modèles multistades

Deux grands types de modélisation d'interprétation des données U-Pb ont été jusqu'ici invoqués, le premier fait appel à un processus de perte continue de Pb^x hors du zircon, et le second à une perte ou un mélange, liés à un événement géologique.

- Wetherill (1963) combine les deux modèles. L'âge secondaire déterminé par la perte épisodique est alors diminué par des phénomènes de perte continue et donc inférieur à sa valeur vraie (l'alignement peut être conservé si la perte continue du Pb se fait dans les différentes fractions avec un facteur de proportionnalité).

- Wetherill (1956), Allègre (1967), Albarède (1971), Allègre et al. (1974), discutent des effets de la surimpression de plusieurs crises épisodiques et de diffusion continue sur un système de

- mais il est aussi possible que ce mélange se limite à deux phases (Steiger - Wasserburg, 1966, Allègre, 1967). Par exemple, un magma peut être contaminé lors de son ascension par les zircons d'un socle constitué de roches variées mais de même âge. On obtiendra alors une droite de mélange dont l'intercept bas indiquera l'âge des zircons du magma et l'intercept haut, l'âge des zircons de socle (fig. 15)

- de même, ce modèle s'appliquera aux surcroissances formées sur des coeurs de zircons anciens lors d'un métamorphisme. - Ce qui n'exclue d'ailleurs pas une perte épisodique du Pb^x des zircons anciens lors de l'épisode métamorphique. Les deux âges obtenus sont alors significatifs.

zircons. Deux cas sont à considérer :

. les zircons alignés selon t_0-t_1 après un premier événement t_1 (fig. 16) subissent une perte de plomb non proportionnelle au temps t_2 . Les données dispersent selon un triangle $t_0-t_1-t_2$, aucun âge ne peut être déterminé,

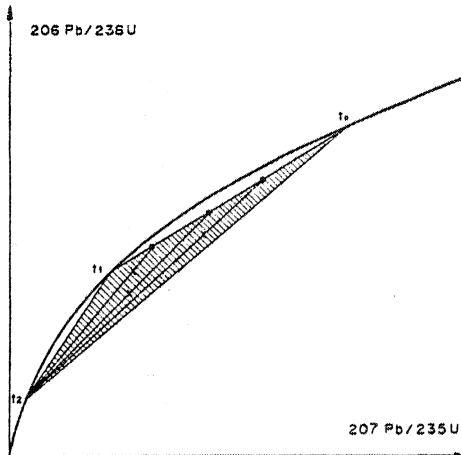


Fig. 16 : Pertes épisodiques multiples : des zircons subissent une première perte de Pb lors d'un événement t_1 puis une seconde à t_2 . Il en résulte alors une dispersion des points dans le diagramme U-Pb selon la zone triangulaire hachurée

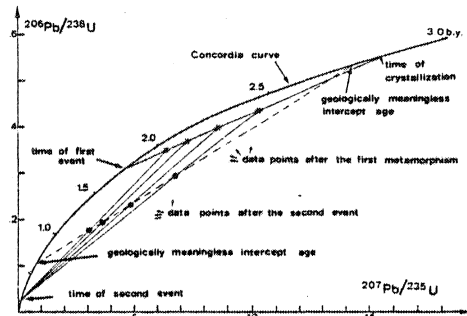


Fig. 17 : Pertes épisodiques multiples : si contrairement au cas présenté sur la figure 16, les zircons conservent, après l'événement t_2 , dans le diagramme U-Pb, une distribution linéaire, les intercepts haut et bas n'ont pas de signification géologique (d'après Gebauer 1979).

. la succession des pertes conserve un facteur de proportionnalité et un alignement peut alors être préservé (fig. 17). L'intercept haut dans un tel modèle déterminera un âge inférieur à l'âge de cristallisation des zircons. L'âge secondaire n'aura pas non plus de signification géologique.

Albarède 71 et Allègre et al. 1974, proposent que des intercepts bas indiquant des âges calédoniens soient sans signification et résultent de la superposition de pertes de Pb survenues au Cadomien (560 M.A.), à l'Hercynien (300 M.A.) puis à l'Alpin (20 M.A.). Le modèle d'Albarède (1971) fait intervenir divers paramètres pondérant l'intensité des trois pertes épisodiques et montre qu'il est possible d'obtenir un système cohérent de trois pertes, aboutissant à un alignement dont l'intercept bas n'a plus valeur géologique. L'âge de l'intercept supérieur peut aussi être sans valeur (fig. 17). La difficulté d'une telle approche réside dans cette pondération de la perte de Pb ; celle-ci est d'autant plus difficile à établir que le degré de discordance n'est pas obligatoirement proportionnel à l'intensité du métamorphisme (c.f. paragraphes précédents). Ce modèle n'en est pas moins théoriquement possible, cependant, plusieurs exemples dans ce travail montrent qu'il n'est certainement pas généralisable, car les zircons n'enregistrent pas obligatoirement tous les événements qu'ils subissent.

Modèle où seul l'intercept bas possède une signification géologique

Dans le cas des roches paradérivées, le mélange de diverses populations de zircons est probable et même prouvé par les analyses sur monozircons. On obtient pourtant fréquemment lors de l'étude de telles formations des alignements dans le diagramme concordia. Ainsi, dans ce travail, nous verrons que les formations métamorphiques du Sud de la Bretagne, à quelques kilomètres de dis-

tance, l'âge des zircons passe de 2300 M.A. à 1700 M.A., les âges secondaires se regroupant autour de 400 M.A. Il est donc probable qu'il s'agit là de mélanges dont les proportions varient plutôt que d'apports monogéniques bien séparés ; ils ont cependant tous subi l'événement à 400 M.A.

En conclusion à ce chapitre sur la méthode U-Pb; il apparaît que la multiplicité des modèles traduit les difficultés d'interprétation inhérentes à cette méthode et la spécificité de chaque cas. Les interprétations, pour être fiables, seront argumentées dans ce travail par la comparaison avec les résultats obtenus par d'autres méthodes géochronologiques mais aussi d'ordre géologique. Dans le chapitre suivant, l'on va discuter la signification des âges des minéraux obtenus selon différentes méthodes ; il sera ainsi montré que ces âges sont le plus souvent différents, mais que ce qui peut paraître contradictoire est en fait source supplémentaire d'informations.

Les minéraux : signification des âges mesurés

En Rb-Sr (ou K-Ar), on interprète le plus souvent les âges obtenus sur minéraux comme scellant la période où le Sr radiogénique cesse de diffuser hors du système, lors d'un refroidissement. On "fossilise" ainsi une température de blocage de la diffusion ; cette température est variable selon les minéraux. Dans une histoire thermique complexe, un minéral ne conservera donc pas toujours la trace de son histoire ancienne.

En U-Pb par contre, un minéral tel que le zircon, s'il peut dater un rajeunissement conservera cependant du plomb radiogénique ancien, marque de son histoire antérieure.

L'étude d'une série de minéraux par un ensemble de méthodes permettra alors d'obtenir des indications multiples sur l'histoire géologique d'une région. La compilation qui va suivre indiquera la ou les interprétations les plus fréquemment admises des âges mesurés sur les minéraux. Cette liste, non exhaustive, a été établie pour fixer l'apport d'une telle démarche et non pas dans un but de référence car chaque terrain reste souvent un cas particulier et rend hasardeuse l'application de règles trop étroites.

METHODE U-Pb

les zircons

Le zircon se trouve en quantité variable dans de nombreux types de roches depuis les sédiments (origine détritique), les roches métamorphiques où il peut recristalliser, les roches plutoniques acides à basiques et même dans des roches ultrabasiques comme des kimberlites (Kresten 1975, Davis 1978, Nixon 1980).

Dans les *roches sédimentaires*, les données U-Pb fourniront une indication sur l'âge des roches ayant participé au nourrissage des sédiments. Ce nourrissage risquant fort d'être polygénique, l'âge obtenu correspond probablement à la moyenne pondérée de l'âge des différentes générations de zircons. Les études sur monocristaux ont bien confirmé l'existence de mélanges de phases (Gaudette et al. 1981). Mais à moins d'une étude statistique permettant d'établir de réelles corrélations entre les différents grains, seul l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est utilisable avec certitude pour un monocristal et ce résultat est un âge minimum de la cristallisation du zircon.

Les zircons détritiques peuvent enregistrer des *événements métamorphiques* même de faible degré (fig. 15) ; dans ce cas, l'âge moyen des zircons détritiques est conservé (âge primaire) et c'est l'âge secondaire qui témoigne du métamorphisme (recristallisation et, ou, perte épisodique. Ces modèles sont souvent compliqués par l'existence présumée de phénomènes de diffusion continue et de pertes multiples pouvant se surimposer au premier événement.

Dans les *roches plutoniques acides et basiques*, les zircons peuvent présenter, 1) des modèles simples où les zircons ont tous cristallisé dans le magma. Un âge primaire est le plus souvent bien défini (fig. 12), ces zircons sont peu ou pas discordants (diffusion récente de Pb). Ce type sera le plus fréquent dans les granites de type I de Chappell et White (1974) et dans les magmas basiques. Les zircons peuvent correspondre 2) à un mélange de zircons du magma et de zircons hérités lors d'une anatexie crustale ou par contamination lors de l'ascension du magma. Les zircons seront souvent regroupés près de l'intersection basse de la concordia

("reverse discordia" de Gulson - Rutishauser, 1976) et cet âge secondaire est fréquemment interprété comme celui du magma. L'âge primaire ancien montre que les zircons n'ont pas été totalement rajeunis dans l'anatexie. (Pasteels 1970, Grauert et Hofmann 1973, Gulson et Krogh 1974, Pidgeon et Johnson 1974, Pankurst et Pidgeon 1976, Higgins et al. 1977, Pidgeon et Aftalion 1978, Williams 1979, Vidal et al. 1980, ce travail etc...).

La monazite est aussi un minéral précieux de datation en U-Pb. Phosphate de terres rares, il est très riche en uranium (parfois plusieurs milliers de ppm) et en thorium, il contient peu de Pb primaire et est donc utilisable sur des matériaux jeunes. D'autre part, et contrairement aux zircons, la monazite n'est pas sensible à la métamictisation et est le plus souvent concordante dans le diagramme U-Pb. Il existe cependant quelques cas de monazites discordantes (Gebauer et al. 1981) dont les mesures déterminent un intercept supérieur (âge du granite) et un intercept inférieur (âge du métamorphisme).

Nous retiendrons que dans les roches plutoniques, en règle générale, les monazites datent l'âge de la mise en place du massif. Elles sont particulièrement précieuses dans les granites de type S où les zircons peuvent présenter des modèles complexes, rares dans les roches basiques, elles donnent jusqu'à présent des résultats identiques à ceux obtenus sur zircons (Gebauer - Grunefelder 1974).

Pour les roches métamorphiques, l'interprétation est discutée :

- les monazites datent le refroidissement à 530°C (Purdy et Jäger 1976, Wagner et al. 1977)
 - les monazites résistent à des températures de 600°C et plus (Köppel et Grunefelder 1975, 1978) correspondant au maximum des températures atteintes dans le faciès amphibolite.
- Quoiqu'il en soit, les monazites datent des événements de relativement haute température.

Sphène, apatite (épidote). Contrairement aux zircons et aux monazites, ces minéraux contiennent le plus souvent une quantité de plomb primaire assez importante et relativement peu d'uranium. Les corrections importantes de plomb entraîneront une certaine imprécision des résultats dans le diagramme concordia. Mais le sphène et l'apatite étant fréquemment concordants (Tilton Grunefelder 1968), ils peuvent aussi être reportés dans les diagrammes isochrones $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ (Mattinson et al. 1971, Hanson et al. 1971, Gulson et Krogh, 1973, Cliff et Cohen 1980). Ces minéraux dateront le plus souvent l'âge de leur cristallisation c'est-à-dire l'âge de mise en place pour une roche plutonique (Lippolt et Pidgeon 1974, Mattison 1980, ou bien l'âge du métamorphisme (Pasteels et Michot 1970, Hanson et al. 1971).

Dans le cas d'événements polymétamorphiques, le sphène résiste jusqu'aux conditions du faciès amphibolite alors que le seuil de rétention de l'Ar dans la hornblende et du Sr dans la biotite est déjà franchi (Tilton et Grunefelder 1968).

Le comportement de l'apatite est moins connu ; résistante aux pertes de Pb à haute température d'après Oosthuysen et Burger (1971) elle est cependant rajeunie totalement à 550°C dans une tonalite hercynienne (310 M.A.) lors d'événements alpins à 22 M.A. alors que le sphène et l'épidote ne sont que partiellement rajeunis (215 M.A.). Mattinson (1978) interprète des données sur sphène et apatite comme un refroidissement vers 550°C équivalent de la hornblende en K-Ar. Van Bree-men et al. 1979, comme un refroidissement à 300-400°C.

L'épidote présente des cas de perte en uranium (ou d'enrichissement en Pb), ce qui déplace les points analytiques au-dessus de la concordia (Ludwig et Stuckless 1978).

METHODES Rb-Sr et K-Ar

Nous avons vu que les minéraux possédaient des températures de blocage du Sr^{87} et de l' Ar^{39} variables. C'est dans les travaux de Hart (1964), Armstrong et al. (1966), Hanson et Gast (1967), Armstrong et al. (1966), Hanson et Gast (1967), Dodson (1973), Purdy et Jäger (1976) ou Wagner et al. (1977) et Andriessen (1978) que l'on trouvera les principales indications de ces valeurs. Des ordres de grandeurs sont connues pour un certain nombre de minéraux ; ils sont estimés soit par le calcul théorique et les expériences en laboratoires (Hofmann et Giletti 1970, Dodson 1973) soit en comparaison avec des estimations d'ordre géologique.

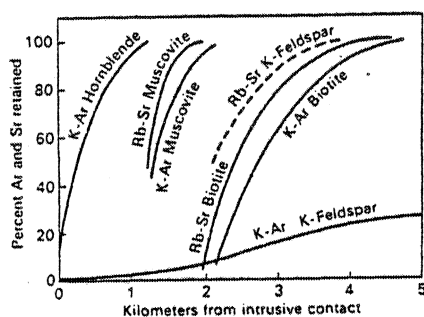


Fig. 18 : Rétention d'argon et de strontium radiogénique en fonction de la distance au contact d'un gabbro (d'après Hanson et Gast, 1967)

Les amphiboles sont datées par la méthode K-Ar. Elles retiennent l'Ar à haute température (fig. 18). Pour la hornblende, cette température est supérieure à $480^{\circ}C$ (Hart et al. 1968, Dallmeyer 1978) et est estimée jusqu'à $550-600^{\circ}C$ (Dallmeyer 1980) bien que Kruppenacher et al. (1975) faisaient référence à des températures plus faibles ($450-500^{\circ}C$) Andriessen (1978) retient une température de $490^{\circ}C$.

La tourmaline qui donne parfois des résultats interprétables en K-Ar possède une température de blocage de l'Ar supérieure à celle de la muscovite (Andriessen 1978). Les micas blancs indiquent en Rb-Sr le passage vers $500^{\circ}C$ et vers $350^{\circ}C$ en K-Ar (Purdy et Jäger 1976), Andriessen (1978) propose la température de rétention d'Ar vers

$420 - 400^{\circ}C$.

Les biotites ont des températures de blocages du Sr et de l'Ar identiques et estimées à $300 - 350^{\circ}C$ par Armstrong et al (1966), Jäger et al. 1967. Cette valeur est basée, dans les Alpes, sur une zonation métamorphique précise et est couramment admise. Cependant, des températures de $200^{\circ}C$ fondées sur des études de variations d'âges dans des sondages profonds, ont été proposées par Turner et Forbes (1976). Des températures de $360^{\circ}-400^{\circ}C$ avaient aussi été proposées lors d'études sur les auréoles de métamorphisme de contact par Hanson et Gast (1967) et de 300 à $345^{\circ}C$ par Dallmeyer (1978). Andriessen obtient des valeurs de 360 à $400^{\circ}C$.

LA METHODE DES TRACES DE FISSION

La fission de l'uranium provoque dans certains minéraux des traces qui peuvent être révélées par voie chimique. La densité des traces et la teneur en uranium du minéral permettent la détermination d'un âge (Naeser 1979). Ces traces sont repérables en particulier sur les zircons, l'apatite, l'épidote, le grenat, etc...

Les traces de fission marquent des températures assez basses :

- 300 à $260^{\circ}C$ pour le grenat (Haack et Potts, 1972), 260 à $220^{\circ}C$ pour l'épidote (Haack 1976), $250^{\circ}C$ pour le zircon et environ $100^{\circ}C$ ($135-90^{\circ}C$) pour l'apatite (Naeser in Carpena et al. (1979).

Cette méthode est donc utile pour retracer la fin de l'histoire thermique d'une chaîne. L'utilisation conjointe de toutes les méthodes, peut permettre d'étudier le refroidissement entre des températures d'environ 600 à $100^{\circ}C$. C'est ce qui a été réalisé dans les Alpes centrales par Wagner et al. 1977 et a permis d'étudier la vitesse de soulèvement des massifs alpins concernés.

QUELQUES "ANOMALIES" A CE TABLEAU

Les interprétations classiques données ne prennent en compte que l'aspect thermique (températures de blocages) du problème. Ces interprétations n'expliquent pas toutes les observations et il semble en particulier que le facteur pression puisse intervenir lors d'événements tectoniques

Nous allons maintenant examiner quelques cas d'"anomalies" aux modèles thermiques exposés dans les paragraphes précédents.

micas non rajeunis lors d'événements thermiques secondaires (Rb-Sr, K-Ar)

dans *Les Alpes centrales*, Purdy et Jäger (1976), les biotites de roches anciennes reprises dans le métamorphisme alpin (zone à chloritoïde) enregistrent des âges Rb-Sr alpins ($t^{\circ} < 540^{\circ}\text{C}$) alors que celles provenant des roches basiques préservent leurs âges pré-alpins. Ces âges sont hercyniens ou intermédiaires entre l'hercynien et l'alpin (rajeunissements partiels, séparation incomplètes ?). La cristallisation de nouvelles muscovites et de nouvelles phengites n'altèrent pas les âges Rb-Sr hercyniens, des muscovites bien que les deux générations se trouvent dans la même roche,

en *Norvège*, les biotites brunes d'un socle sveconorvégien conservent leurs âges anciens (870 M.A.) malgré la recristallisation de biotites vertes calédoniennes (400 M.A.) dans les conditions du greenschist facies. L'Ar et le Sr radiogéniques des biotites anciennes n'ont donc pas diffusés à 400°C , températures considérées comme supérieures à la température de blocage de la biotite en Ar et Sr (300°C (Vershure et al. 1980),

un troisième exemple, situé dans *Les Alpes* (Chopin et Maluski 1980) montre aussi que des phengites ne sont pas rajeunies à des températures de 450°C . Il se peut que dans ces trois exemples, la température atteinte lors de l'épisode secondaire soit inférieure à la véritable température de blocage de la muscovite, de la phengite et de la biotite. Nous avons vu que cette dernière restait en effet discutable (de 200 à 400°C) bien que la valeur de 300°C soit couramment admise. D'autre part, les estimations de températures (tout au moins leur précision) des événements métamorphiques sont peut être elles aussi sujettes à discussion.

Dans le second exemple, les auteurs proposent que les rajeunissements partiels observés ne s'expliquent pas uniquement en terme de diffusion volumique dans des conditions de haute température mais sont plutôt reliés à la transformation partielle des biotites anciennes (sagénite) en sphène + biotite verte dans les conditions de recristallisations calédoniennes. Ceci expliquerait la dualité des âges K-Ar et Rb-Sr observée lors du rajeunissement, Chopin et Maluski (1980) souligne l'importance du rôle de la réactivation chimique des minéraux, de la minéralogie, de la tectonique et de la phase fluide. Néanmoins, il apparaît dans ces trois exemples que l'existence d'incertitudes dans la détermination des températures de blocage et peut être des conditions P et T des métamorphismes observés ne permet pas l'utilisation "à la lettre" des valeurs données. Ceci est d'autant plus vrai que les valeurs de la température de blocage du minéral analysé et des conditions de température de l'événement thermique secondaire sont situées dans des gammes assez proches (cas des trois exemples cités).

Amphiboles plus jeunes que les micas (K-Ar, Rb-Sr)

L'Ar^x commence à être retenu dans les amphiboles vers $550-600^{\circ}\text{C}$ (hornblende) et vers 350°C dans les micas tels que les phengites. Il est normal de trouver dans une paragenèse amphibole + micas, des âges micas plus jeunes que les âges amphiboles si le refroidissement a été assez lent. Or, cette règle n'est pas toujours respectée, en particulier dans le cas des paragenèses à glaucophane-phengite. Cette "inversion des rétentivité" de l'Ar a été observée tout d'abord dans l'Ouest des Etats Unis dans les formations à schistes bleus allant des Franciscains à l'Alaska

(Coleman et al. 1971, Suppe et Armstrong 1972, Forbes et Lanphere 1973, Carden et al. 1977). Coleman et Lanphere proposent que le glaucophane perde en fait de l'argon pendant un transport tectonique ou bien pendant une phase tardive de métamorphisme. C'est aussi le cas de certaines zones des Alpes où Hunziker (1974), propose que le glaucophane ait perdu de l'argon lors d'importants phénomènes de charriage se déroulant dans le greenschist facies après l'épisode de haute pression. C'est encore le cas des résultats que nous avons obtenu à l'île de Groix où cet âge est mis en relation avec la phase finale de plissement qui casse et plisse le glaucophane permettant ainsi des fuites d'argon.

Une explication, autre que l'influence des phases tectoniques sur le glaucophane, pourrait être évoquée : la température de blocage de l'Ar dans le glaucophane n'est pas connue et diffère peut être notablement de celle de la hornblende, pouvant même être inférieure à 350°C (phengite).

Bien que possible, cette hypothèse est rendue improbable par des exemples de rétentions normales de l'argon où le glaucophane est plus ancien que la phengite. C'est le cas en Corse (Maluski 1977), en Nouvelle Calédonie (Black et al. 1977) et dans certaines parties des Alpes (Chopin 1979).

zircons et apatites (traces de fissions) plus anciens que phengites (K-Ar)

Un exemple nous est donné en Corse où la fin du métamorphisme est daté en traces de fissions par les zircons (passage à 250°C) à 42 M.A. et par les apatites (= 100°C) à 40 M.A. (Carpéna et al. 1979). Les phengites (350°C) donnent pour ce même métamorphisme ($^{39}\text{Ar} - ^{40}\text{Ar}$) un âge terminal de 34 M.A.

Il apparaît donc clairement dans ce cas que la notion de température de blocage doit être maniée avec prudence. Sans aller comme Chopin et Maluski (1980) au rejet de cette notion, on peut se demander si cette température n'est pas en fait très variable pour une même espèce minéralogique, en fonction de phénomènes "catalyseurs" de la diffusion tels que, la minéralogie, les phases fluides, les déformations, etc... Et de plus, comme le font remarquer Chopin et Maluski (1980), il faut peut être distinguer la "température de fermeture", après la cristallisation et la température de réouverture lors d'une sollicitation ultérieure. Températures qui sont confondues dans la notion de température de blocage.

Comment dater les roches métamorphiques et que date-t-on dans ces formations ? Pour donner quelques réponses à ces questions, différents exemples vont maintenant être traités. Ces exemples vont être le plus souvent décrits séparément, mais différents thèmes s'y imbriquent qui seront regroupés en conclusions.

. Ces thèmes sont principalement :

- les isotopes du Sr dans des conditions de haute température et de basse à moyenne pression : *l'homogénéisation ou la réhomogénéisation isotopique dans les formations ortho et paradérivées : micaschistes, migmatites jusqu'à l'anatexie*
- le devenir des zircons détritiques (U-Pb) de l'épisonne à l'anatexie
- les zircons de roches basiques dans le faciès granulite et éclogite : les âges obtenus en intercept bas de la discordia sont-ils utilisables ?
- les systèmes U-Pb et Rb-Sr dans le polymétamorphisme : les perturbations apportées lors d'épisodes multiples permettent-elles tout de même une interprétation des données géochronologiques ?

. Les exemples traités sont les suivants :

- formations migmatitiques - anatexie
 - + le complexe migmatitique de Bretagne méridionale
 - + le complexe migmatitique de St Malo
- formations basiques
 - + le métamorphisme de H-P - B-T de l'île de Groix
 - + le complexe basique et ultrabasique de la Baie d'Audierne et roches associées, les éclo-gites de Vendée
 - + granulites et anorthosite de Laponie
- formations polymétamorphiques
 - + le socle paléozoïque de Grande Kabylie dans l'orogénèse Alpine (Rb-Sr, U-Pb)
 - + l'héritage de l'orogénèse "greenwillienne" dans les zircons des formations calédoniennes du Groenland.

2^e partie: Métamorphisme HT-BP, la migmatisation

1 le complexe de S^t Malo

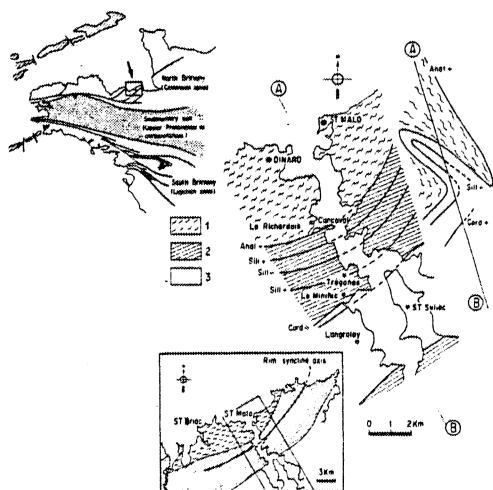
2 le complexe du sud de la Bretagne

Les migmatites de St Malo

Les migmatites du massif de St Malo affleurent dans la partie N-E du massif armoricain, à la limite des domaines domnonéen et mancellien. Elles sont séparées des autres formations d'âge Cadomien (≈ 600 M.A.) et Pentévrien ($\approx 2\ 000$ M.A.) par des zones de cisaillement (fig. 19).

Du Sud vers le Nord se succèdent trois formations affectées d'un métamorphisme croissant (Cogné 1951, Jeannette 1952, Brun 1975, 1977, Martin 1977, Brun et Martin 1978) (fig. 19).

- les micaschistes et gneiss épimétamorphiques de Langrolay (faciès schiste vert)
- les gneiss de haut grade métamorphique du Minihiac (faciès amphibolite)
- le coeur migmatitique où affleurent des métatexites, diatexites et granites d'anatexie dans les régions de Dinard et de St Malo.



Geological map and schematic cross-section of the St. Malo massif, showing: (1) migmatitic core region, (2) high-grade cordierite and sillimanite gneisses, (3) low-grade schists and gneisses. Isograds shown correspond to reactions:
 (Cord +): Chlorite + muscovite + quartz \approx cordierite + biotite + H_2O .
 (Sill +): Muscovite + quartz \approx K-feldspar + sillimanite + H_2O .
 (Sill -): K-feldspar + sillimanite + H_2O \approx muscovite + quartz.
 (Anat +): Quartz + plagioclase + K-feldspar + H_2O \approx liquid.

Fig. 19 : Carte géologique du massif de St Malo et isograds de métamorphisme d'après H. Martin (1979)

et al. (1971) et Brown (1978) sur des critères structuraux et stratigraphiques concluent pour un âge Pentévrien de la migmatisation. Les premières données géochronologiques publiées par Graindor et Wasserburg (1962) ont permis de calculer les premiers âges ponctuels sur micas en Rb-Sr :

- vers 500 M.A. pour les muscovites
- 400 M.A. pour les biotites.

Les données de Leutwein et Sonet (1965) Leutwein et al. (1968) sont aussi dans cette gamme d'âges, mais les âges ponctuels de l'ordre du milliard d'années, obtenus par ces auteurs sur des orthoses sont sans signification géochronologique (isochrones de minéraux basculées).

Si ces premières données affichaient des erreurs sur les âges le plus souvent optimistes, en particulier pour les muscovites qui sont peu radiogéniques, elles apportaient cependant un premier renseignement géochronologique :

les âges de refroidissement obtenus ne mettent pas en évidence d'événement thermique hercynien

Trois phases de déformations, contemporaines de la migmatisation se succèdent dans l'ensemble des trois formations, les granites d'anatexie se mettent en place sous forme diapirique (dôme gneissique) (Brun 1975, 1977). Deux épisodes de H.T.-B.P. se succèdent, le métamorphisme est plurifacial et s'achève par un recuit acinématique postérieur au second épisode de métamorphisme qui se traduit par une recristallisation de la muscovite (Brun et Martin 1978). L'histoire géologique se termine par l'intrusion de filons de dolérite d'âge probablement hercynien (Leblanc 1979).

L'âge de la migmatisation a fait l'objet de propositions diverses. De Calédonien (Barrois 1893) puis hercynien (Abrard 1923) à anté-hercynien peut être calédonien (Cogné 1965), il est le plus souvent attribué au Cadomien (≈ 600 M.A.) (Cogné 1951, Jeannette 1972, Brun-Martin 1979, Auvray 1979). Cependant, Brown

de haute ou moyenne température.

D'autres renseignements géochronologiques nous sont aussi fournis par analogies avec des formations situées immédiatement au Sud du complexe métamorphique de St Malo. Les formations cristallophylliennes de Dinan, semblables à celles de St Malo sont recoupées par un granite considéré comme hercynien (âges micas hercyniens - Leutwein et al. 1968). Du Briovérien métasédimentaire qui, d'après Jeannette (1972) et Paris (1977) constitue le prolongement faiblement métamorphique des séries de Dinan, est recoupé par la granodiorite de Lanhélin datée à 492 ± 15 M.A. De plus, une biotite extraite de cette granodiorite confirme, par son âge de 445 M.A., l'absence d'événement thermique hercynien important (Jonin et Vidal, 1975). Les séries anatectiques de cette région ont donc certainement cristallisé avant 500 M.A.. Les formations de St Malo apparaissent alors comme étant très intéressantes pour une étude de référence sur un massif migmatitique :

- il s'agit d'un métamorphisme prograde de l'épizone à l'anatexie
- les études sur les relations cristallisations - déformations ne montrent l'existence que d'un seul événement tectonométamorphique majeur. Si l'anatexie est réellement d'âge cadomien, l'absence prouvée d'un voile thermique généralisé d'âge hercynien fait que l'on s'adresse à une série monométamorphique. On est alors en droit d'attendre des résultats géochronologiques caractéristiques d'une formation en voie d'anatexie car peu ou pas perturbés par la surimposition d'autres événements comme c'est le cas par exemple dans le Sud du massif armoricain.

ETUDE Rb-Sr : L'HOMOGENEISATION ISOTOPIQUE DANS LA MIGMATISATION, L'AGE DE L'ANATEXIE

Etude sur roches totales

L'étude a été effectuée sur les roches du noyau migmatitique : métatexites, diatexites et granites d'anatexie.

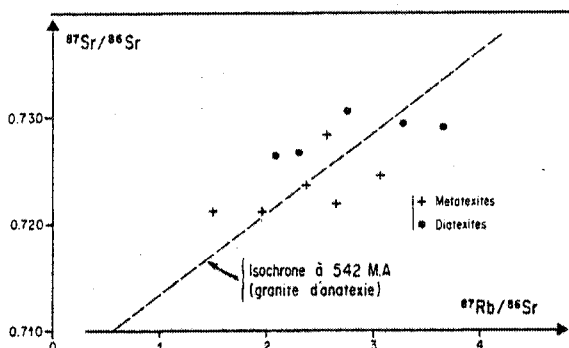


Fig. 20 : Diagramme Rb-Sr (R.t.) des métatexites et diatexites du massif de St Malo.

des schlierens (nébulites) et deviennent ponctuellement homogènes du point de vue pétrographique; ce sont des granites d'anatexie. Ils sont particulièrement visibles dans la région de St Briac (Brun 1975 et Martin 1977).

Ces pointements granitiques sont subcirculaires, situés dans un environnement de diatexites et ils ne dépassent guère à l'affleurement un diamètre d'une centaine de mètres.

Les métatexites et diatexites ont été collectées à l'échelle du massif dont elles constituent l'essentiel. Elles montrent un système Rb-Sr dispersé (fig. 20) dans le diagramme Rb-Sr ; il n'est pas possible de tracer d'isochrone. Il n'y a donc probablement pas eu d'homogénéisation isotopique à l'échelle du massif lors de la diatexie, à moins que cette dispersion ne marque une perturbation du système lors d'événements ultérieurs.

Les granites d'anatexie. Dans leurs termes les plus hétérogènes, les diatexites sont encore rubanées, puis ne contiennent plus que

Trois pointements de granites, distants de quelques centaines de mètres ont été échantillonnés dans la région de St Briac :

- îlot de la Dame Jouanne (2876 à 2880)
- le Tertre Pelé (Est): SM31 à SM34
- Port de St Briac (S.E. de l'île Perron) : 2881 et 2882.

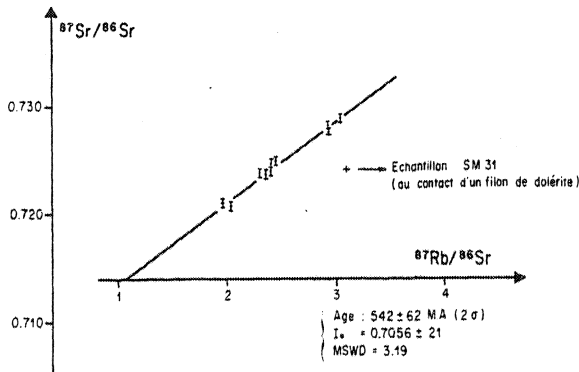


Fig. 21 : Diagramme Rb-Sr (R.T.) du granite d'anatexie de St Briac.

Dix de ces onze échantillons (fig. 21) définissent un alignement à 542 ± 62 M.A. pour un rapport initial de 0,7062. Le faible étalement des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (entre 2 et 3) ne permet pas une meilleure détermination de l'âge de l'homogénéisation isotopique. Le système Rb-Sr de l'échantillon SM 31 a été perturbé par la mise en place d'un filon de dolérite. Bien qu'imprécis, cet âge isochrone permet donc de situer l'âge de l'anatexie entre 500 M.A. (âge de refroidissement des muscovites et de la granodiorite post-métamorphique) et 600 M.A.

L'étude géochimique ainsi que l'approche de terrain montrent que les granites d'anatexie proviennent de la fusion de matériaux sédimentaires dont les diatexites et métatexites sont les intermédiaires. Les isotopes du Sr sont en accord avec cette hypothèse d'une origine commune du matériau parent. Le rapport initial de métatexites et diatexites à 540 M.A., calculé pour les huit échantillons analysés, variaient entre 0,701 et 0,711 pour une valeur moyenne située vers 0,708. Cette valeur est comprise dans la gamme du résultat obtenu à partir de l'isochrone du granite d'anatexie ($0,706 \pm 2$).

Cette valeur de $0,706 \pm 2$ est relativement basse pour des granites d'anatexie. Les sédiments fondus n'étaient pas très radiogéniques et donc probablement pas très anciens. Ils ne peuvent provenir de la remobilisation de matériaux du socle pentévrien à 2000 M.A. dont la fusion globale à 540 M.A., d'après les données de Auvray et al. 1980, Vidal 1981 et Charlot (non publiées) donnerait des granites à rapport initial d'environ 0,716.

Si l'on admet que le rapport Rb/Sr moyen (0,88) des huit échantillons de métatexites et diatexites analysés est représentatif du rapport moyen de leur roche mère, les matériaux ayant nourri les sédiments n'ont pu se différencier avant 700-750 M.A. (fig. 22). Les sédiments mobilisés sont donc récents par rapport à l'âge de l'anatexie. Cet âge proche de 700 M.A. est celui calculé pour la différenciation des matériaux repris dans l'ensemble de la chaîne hercynienne de l'Europe de l'Ouest par Vidal et al. (1981).

Résultats Rb-Sr obtenus sur les micas

Sept micas blancs (muscovites ?), sept biotites et une chlorite ont été analysés. L'âge calculé correspond le plus souvent au couple mica - roche totale ; certains ont cependant été calculés avec le couple mica - apatite.

- Les âges obtenus à partir des muscovites sont le plus souvent imprécis, ceci est dû au caractère faiblement radiogénique de ces micas dans le massif de St Malo. Ainsi, par exemple, le rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de la roche totale 2744 est de 2,5 et celui de la muscovite n'est que de 5.

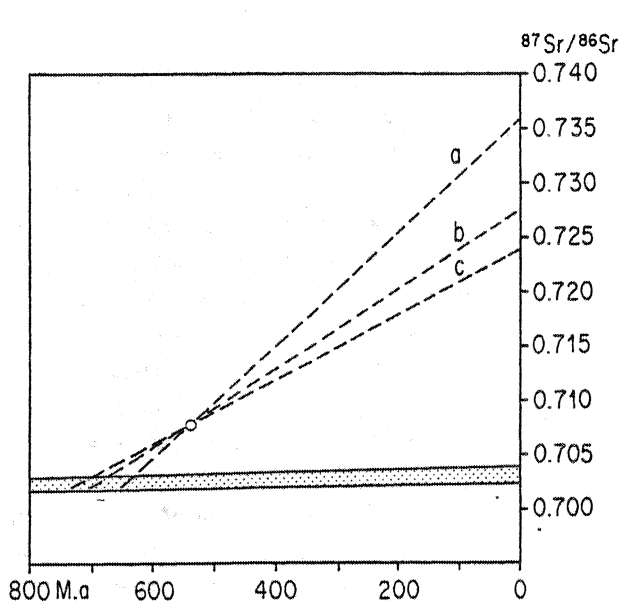


Fig. 22 : Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ f(t) pour les métatexites et diatexites du massif de St Malo. Les droites a, b et c correspondent à des valeurs différentes des rapports Rb/Sr mesurés sur ces roches ; ils sont respectivement de : 0,72, 0,88 et 1,26.

L'âge calculé est donc entaché d'une erreur importante : 594 ± 72 M.A., c'est aussi le cas de la roche 2752 (576 ± 48 M.A.).

Par contre, lorsque le mica est plus radiogénique, l'âge devient plus précis (509 ± 21 M.A. pour l'échantillon 2725, 541 ± 22 pour SM 26 et 472 ± 8 M.A. pour SM 30).

Deux âges K-Ar ont été obtenus sur muscovite dans la région de St Briac (Leblanc et Macé, non publié). L'un donne 500 M.A. et l'autre 470 M.A. Ils sont en accord avec les résultats Rb-Sr et situent donc le refroidissement du noyau migmatitique autour de 500 M.A.

- les âges obtenus à partir des biotites sont par contre beaucoup plus précis, vu le caractère très radiogénique de ces minéraux. Les âges mesurés sont étalés (fig. 23) depuis 395 ± 6 M.A. pour les plus anciens dans les métatexites au niveau du barrage de la Rance et 377 ± 6 M.A. à la Richardais jusqu'à 308 ± 6 M.A. à Dinard. Pour les diatexites et granites d'anatexie un âge de 375 ± 8 M.A. a été obtenu à St Briac (deux mesures K-Ar donnent le même résultat, Leblanc et Macé non publiées et de 333 ± 6 M.A. à Lancieux. Un âge de 290 ± 7 M.A. a été mesuré sur une biotite extraite d'un gneiss à sillimanite près de la Richardais. La mesure effectuée sur un gneiss non mobilisé plus méridional (au niveau du Minihic) donne un âge de 315 ± 6 M.A.

La répartition de ces âges, en particulier au niveau du noyau migmatitique d'où provient l'essentiel des données, paraît assez aléatoire. Ceci peut être dû au nombre restreint de mesures.

Les âges les plus anciens peuvent être interprétés aisément en terme de refroidissement lent de la chaîne formée à 540 M.A. Les âges les plus récents (330-300 M.A.) traduisent probablement une influence thermique secondaire dont l'origine reste à déterminer qui peut par exemple être liée à la mise en place des filons de dolérite ou de granites hercyniens profonds. L'âge des filons de dolérite qui, d'après les données K-Ar (Leblanc 1979) seraient de 335 ± 22 ou 322 ± 8 M.A. pour les données les plus précises, reste cependant problématique puisque des âges Rb-Sr et K-Ar de biotites prélevées au contact d'un de ces filons sont de 370 M.A. (Leblanc et Macé, non publiés). Si l'influence thermique des filons sur les biotites n'a pas été mise en évidence, ces résultats posent inversement le problème de la signification des âges à $335 - 322$ M.A. obtenus sur ces dolérites.

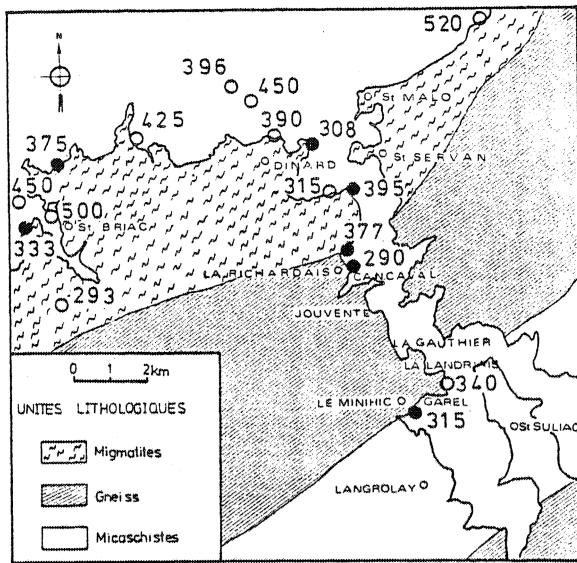


Fig. 23 : Ages Rb-Sr (en M.A.) obtenus sur les biotites prélevées dans le massif de St Malo. En cercles vides, âges obtenus par Leutwein et al. 1968, et en cercles pleins, âges obtenus au cours de ce travail.

obtenus sur certaines biotites marquent probablement l'influence de flux thermiques localisés dont l'origine reste inconnue.

Résultats Rb-Sr obtenus en roches totales sur des tranches de gneiss mobilisés

La méthode des tranches de gneiss découpés selon le litage métamorphique (leucosome - mélanosome - paléosome) a été utilisée par divers auteurs pour déterminer l'âge du métamorphisme responsable de ce litage (c.f. 1ère partie). C'est cette méthode qui a été ici testée.

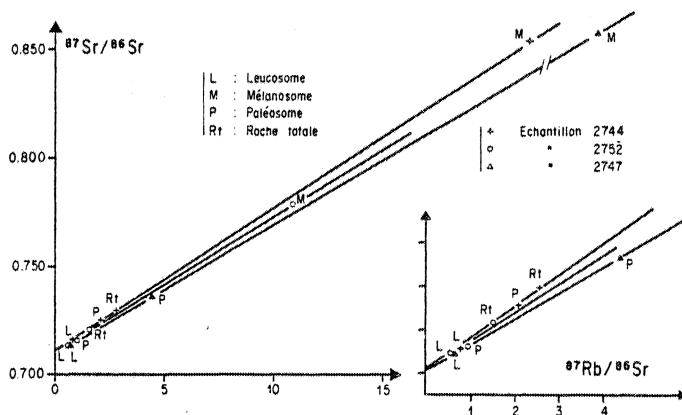


Fig. 24 : Diagramme Rb-Sr (R.T.) sur des tranches de gneiss découpées suivant le litage métamorphique dans des métatexites du Massif de St Malo. Les âges obtenus ainsi définis sont les suivants :

- Echantillon 2744 : 465 ± 27 M.A.
- " 2752 : 437 ± 47 M.A.
- " 2747 : 421 ± 28 M.A.

Trois échantillons de métatexites ont été étudiés. Les échantillons 2744 et 2752 ont été partagés en deux parties, perpendiculairement au litage. Une moitié correspond à la roche totale, l'autre à été découpée selon les zones mobilisées : leucosome, mélanosome, paléosome. Les résultats obtenus permettent de tracer trois droites (fig. 24) dans le diagramme isochrone dont les pentes correspondent aux âges suivants :

- échantillon 2744..... 465 ± 27 M.A. (MSWD = 8,7, I.S.V.)

- une chlorite, extraite d'un échantillon de granite d'anatexie prélevée au contact d'un filon de dolérite à St Briac permet de mesurer un âge de 297 ± 21 M.A. qui n'apporte pas de solution au problème de l'âge des filons basiques. Il faut cependant noter que la roche totale, dont cette chlorite est extraite, est en dehors de l'isochrone du granite d'anatexie et est la roche à plus faible teneur en Sr. Il est donc possible que cette zone de contact ait été le siège de circulation de fluides entraînant la transformation de la biotite en chlorite, accompagnée d'un départ de Sr, d'où des âges apparents trop jeunes.

En résumé, les âges les plus précis mesurés sur les muscovites sont de 500-470 M.A. en Rb-Sr et K-Ar, alors que les âges mesurés sur les biotites se dispersent entre 400 et 300 M.A.. Les âges les plus anciens peuvent être interprétés comme le refroidissement de la chaîne datée à 540 M.A.. Les âges hercyniens

- échantillon 2752..... 437 ± 47 M.A. (MSWD = 24, E.P.)
- échantillon 2747..... 421 ± 28 M.A. (MSWD = 15, I.S.V.)

Il apparaît donc que les âges déterminés sont plus récents que celui du métamorphisme (500-600 M.A.). Ces âges ont-ils une signification géologique ? Il faut remarquer que les âges isochrones obtenus sont intermédiaires entre les âges muscovite et biotite ; ils sont d'autant plus jeunes que les biotites sont plus récentes :

- échantillon 2744 - muscovite : 594 ± 72 M.A.
- isochrone : 465 ± 27 M.A.
- biotite : 377 ± 6 M.A.
- échantillon 2752 - muscovite : 576 ± 48 M.A.
- isochrone : 437 ± 47 M.A.
- biotite : 308 ± 6 M.A.

Deux hypothèses peuvent alors être considérées :

- 1) le blocage de la diffusion du Sr^{*} à cette échelle d'échantillonnage s'effectue à une température comprise entre celle de la rétention du Sr^{*} dans la muscovite (450°C) et celle de la biotite (300°C).
- 2) les droites définies ne sont pas de véritables isochrones : elles sont dues à une position moyenne de chaque point et en particulier celle du point haut (mélanosome) qui est guidée principalement par le mélange des deux phases minérales les plus radiogéniques, muscovite et biotite, dont les âges apparents sont différents.

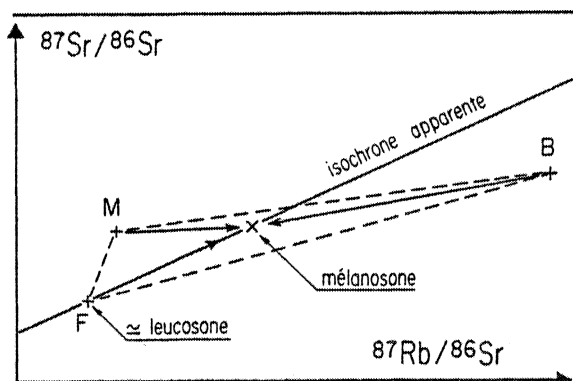


Fig. 25 : M : muscovite, B : biotite, F : feldspath ≈ leucosome.
La position du mélanosome dans le diagramme Rb-Sr résulte du mélange entre M-B et F. L'âge calculé entre F (qui est l'équivalent du leucosome) et le mélanosome est donc intermédiaire entre les âges apparents de la muscovite et de la biotite.

sera donc par construction compris entre l'âge apparent de la muscovite et celui de la biotite. Il n'a donc aucune signification géologique.

Dans les métatexites, d'après l'étude de H. Martin (1979), le mélanosome est constitué aux 3/4 de biotite (± sillimanite, cordiérite), le quart restant se partage entre le feldspath et le quartz. La muscovite se développe tardivement aux dépens de la biotite et de la sillimanite. Au niveau du bilan Rb-Sr, le mélanosome est donc formé de trois constituants majeurs : la biotite, la muscovite et le feldspath, le quartz pouvant être considéré comme un diluant. La position du point représentatif du mélanosome (fig. 25) dans le diagramme isochrone résulte donc du mélange pondéré de ces trois phases ; elle se situe à l'intérieur du triangle muscovite-biotite - feldspath. L'âge calculé à partir du couple leucosome (≈ feldspath) mélanosome

L'isochrone n'est en fait pas définie sur deux points (leucosome - mélanosome) mais sur trois ou quatre points. Les points représentatifs des leucosomes - paléosome et roche totale ont cependant des rapports Rb Sr faibles et assez proches, si bien que la corrélation linéaire reste guidée par les données Rb-Sr du mélanosome et la moyenne des trois autres points. De plus, chaque point leucosome, paléosome et roche totale correspondent aussi, avec une pondération différente, au mélange des trois constituants M-B-F, ce qui tend à lisser la droite.

En conclusion, les âges Rb-Sr définis sur tranches de gneiss mobilisés n'ont ici aucune signification géologique. Ils sont guidés par le mélange de phases muscovite - biotite d'âges apparents différents. Les droites de corrélation n'ont pas valeur d'isochrone.

Résultats Rb-Sr obtenus à partir d'un filon granitique leucocrate synmétamorphe. Un réseau filonien leucocrate affleure dans les micaschistes méridionaux au niveau de Langrolay. Ces filons sont contemporains du début de la migmatisation (Brun 1975). Leur datation pouvait donc être une autre possibilité pour connaître avec plus de précision l'âge du métamorphisme.

Malheureusement, les échantillons de roches totales analysés sont dispersés dans le diagramme isochrone (fig. 26). Il se peut que le Sr^* ait diffusé partiellement hors des filons.

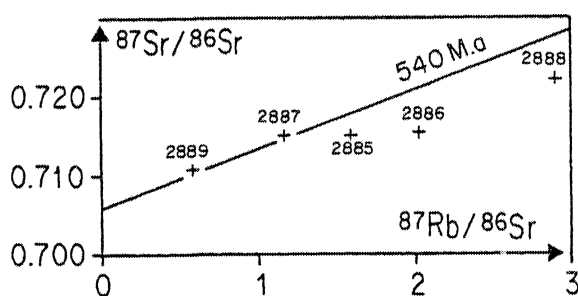


Fig. 26 : Diagramme Rb-Sr (R.T.) du granite leucocrate synmétamorphe de Langrolay

ETUDE U-Pb : ZIRCONS ET MONAZITE DANS LA MIGMATISATION

Cette approche a pour but de tester le comportement du système U-Pb des zircons subissant les effets d'un métamorphisme prograde. Pour cela, trois échantillons ont été choisis à des stades différents du métamorphisme. Comme les modèles d'interprétation dépendent de la connaissance précise de l'âge de l'anatexie, les zircons et le sphène d'un filon granitique synmétamorphe ont d'abord été analysés.

Age de l'anatexie : résultats U-Pb des minéraux provenant d'un filon granitique synmétamorphe

Les filons de première génération, étudiés en Rb-Sr étaient intrusifs dans les micaschistes. Celui-ci recoupe les formations gneissiques (Pointe de Garel) et est contemporain de la seconde phase de déformation. Cet orthogneiss est trop altéré pour être étudié en Rb-Sr, mais des zircons et du sphène ont pu en être extraits.

Les zircons se présentent dans leur majorité en baguettes allongées aux faces cristallines nettes. Au microscope, les cristaux sont limpides sans structure interne visible. Quatre fractions ont été analysées, les résultats sont reportés sur la figure 27. Les quatre fractions ont

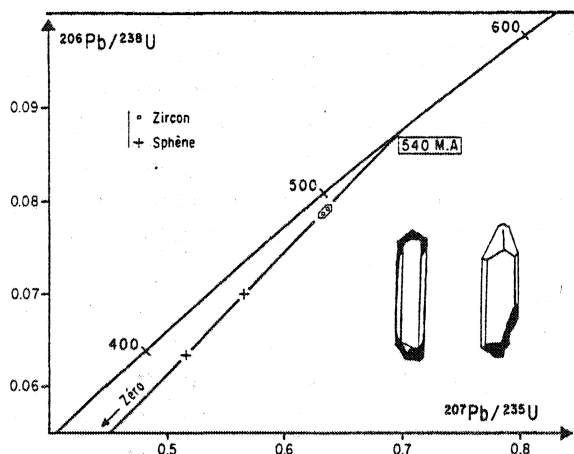


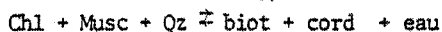
Fig. 27 : Diagramme concordia des zircons et du sphène de l'orthogneiss de la Pointe de Gareil, contemporain de la seconde phase de déformation.

froidissement du sphène, est en accord avec l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ des zircons du filon. Il est donc raisonnable d'interpréter ce dernier comme celui de la période de cristallisation des zircons et de retenir l'âge de 541 ± 5 M.A. comme l'âge du métamorphisme contemporain de la seconde phase de déformation dans cette région.

Résultats U-Pb obtenus sur les zircons des paragneiss

A la limite de l'isograde chlorite - cordiérite

Les zircons ont été extraits d'un gneiss calcosilicaté correspondant probablement à d'anciens niveaux de grès calcaireux (Brun 1975 - Martin 1977, 1980). L'échantillon a été prélevé dans la carrière du Minihic au niveau de l'isograde (M_2) où la chlorite disparaît ; la muscovite diminue, la biotite et la cordiérite apparaissent suivant la réaction :



Cette réaction se situe entre 500 et 550°C pour une pression de 2 à 4 kb (10 à 15 km). Cet épisode M_2 succède à une phase précoce M_1 à biotite et muscovite.

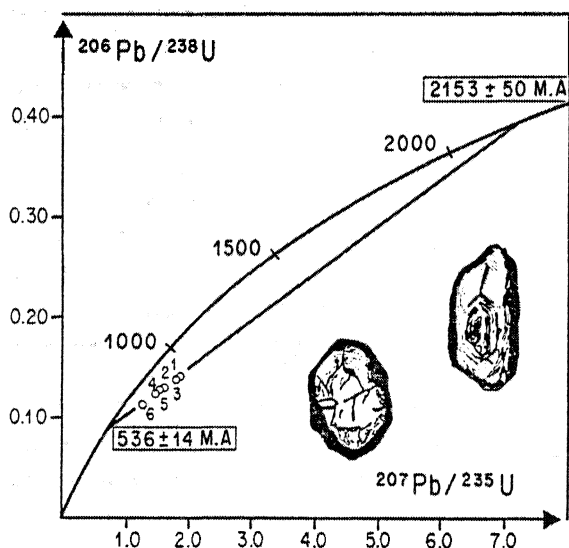


Fig. 28 : Diagramme concordia. Zircons détritiques d'un gneiss calco-silicaté, à la limite de l'isograde chlorite - cordiérite.

Les zircons extraits sont de couleur jaune clair à miel ; ils sont trappus et plus ou moins arrondis. Certains sont plus allongés avec des faces cristallines plus nettes ; tous témoignent d'une usure des faces. En lames minces, les zircons apparaissent zonés avec parfois quelques inclusions ; aucune surcroissance n'est visible.

Les résultats analytiques ont été reportés sur la figure 28. Les points représentatifs des six fractions analysées définissent une

discordia entre 2153 ± 50 M.A. et 536 ± 14 M.A. Les points sont discordants à 80-90 % ; les zircons les plus petits sont les plus discordants, mais la teneur en U n'est pas fonction de la taille des grains. Aucune courbe de diffusion continue ne peut expliquer une telle disposition. Cette discordance correspond soit à un modèle de mélange, soit à un modèle de perte épisodique. L'absence de surcroissance permet de penser qu'il s'agit d'un modèle de perte épisodique : des zircons détritiques anciens, d'un âge moyen (et minimum) de 2153 ± 50 M.A. ont subi une perte de Pb^x lors d'un événement géologique à 536 ± 14 M.A.. La nature de cet événement est connue ; il s'agit du métamorphisme associé à la migmatisation et daté à 540 M.A. par déjà plusieurs approches, en particulier par les filons syn D_2 datés à 541 ± 5 M.A.

Les gneiss calcosilicatés ont d'abord enregistré l'épisode métamorphique M_1 . L'âge de 536 ± 14 M.A., confirme les études pétrographiques de Brun - Martin (1978), qui montrent que le métamorphisme est plurifacial, M_1 et M_2 en constituent les différents épisodes. En effet, l'épisode M_1 ne peut être plus ancien que 536 ± 14 M.A. car s'il y avait superposition de deux épisodes métamorphiques d'âges très différents, l'intercept bas n'aurait pas de signification et ne serait certainement pas à 536 M.A.

Zircons dans un paragneiss à sillimanite

Paroxysme du métamorphisme avant l'anatexie, l'apparition de la sillimanite situe le métamorphisme M_2 à une température proche de $650^\circ C$ à une pression de 2 à 4 Kb selon la réaction :

$$\text{andalousite} \rightleftharpoons \text{sill.} + \text{Fk} + \text{eau}$$

M_1 et M_2 sont à ce niveau dans des conditions P et T très proches puisque situés tous les deux au niveau de l'isograde de la sillimanite (Martin 1977).

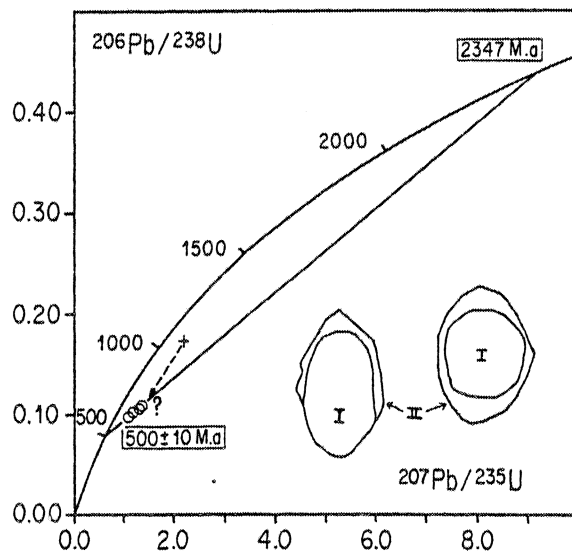


Fig. 29 : Diagramme concordia. Zircons détritiques d'un paragneiss à sillimanite. Ils sont refacettés par des surcroissances probablement d'origine métamorphique.

Les zircons de couleur jaune clair, sont soit arrondis avec une zonation parfois marquée, soit plus allongés avec des faces cristallines distinctes. Ils présentent parfois un coeur ancien arrondi entouré de surcroissances qui ont tendance à refacetter. Cinq fractions ont été analysées, quatre s'alignent et définissent une discordia inverse (fig. 29) entre 2347 ± 50 et 500 ± 10 M.A. La fraction la plus grossière est nettement au-dessus de la discordia et témoigne probablement d'une perte d'uranium pendant l'attaque hydrothermale. Cette analyse, faute de pouvoir être confirmée, ne serait dans ce cas pas à prendre en considération.

L'âge de 500 ± 10 M.A. est inférieur à l'âge du métamorphisme qui est daté à 541 ± 5 M.A.. Il faut donc supposer qu'au modèle de mélange ou(et) perte épisodique responsable de la perte de plomb radiogénique définissant

la discordia ont pu s'ajouter les effets d'une perte continue ou actuelle, probablement au niveau des surcroissances, minimisant l'intercept bas sans bouleverser l'alignement des points. Si l'on compare les deux discordia obtenues, à partir des paragneiss, les zircons du gneiss à sillimanite sont situés sur les trajectoires de perte actuelle des zircons du gneiss calco-silicaté. (fig. 30).

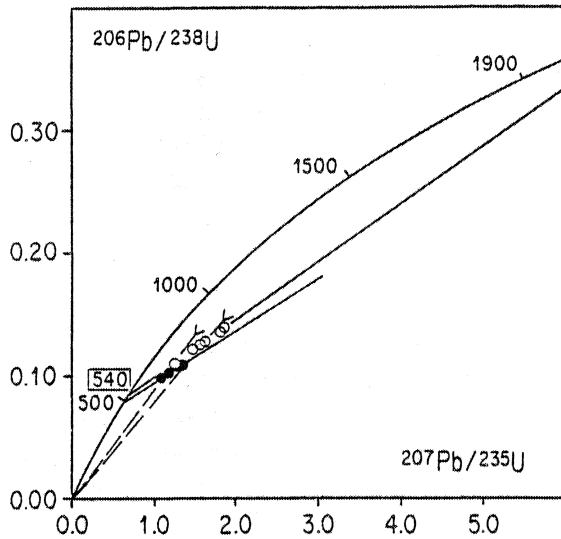


Fig. 30 : Diagramme concordia. Les zircons du gneiss à sillimanite sont sur la trajectoire de diffusion ou de perte actuelle de Pb^* qu'auraient pu subir les zircons du gneiss calco-silicaté

tiennent des coeurs arrondis de teinte foncée qui témoignent certainement d'une génération de zircons hérités. Cinq fractions de zircons ont été analysées ; les données U-Pb ne s'alignent pas dans le diagramme concordia mais décrivent une courbe (fig. 31). Les zircons sont d'autant plus discordants qu'ils sont riches en uranium et les relations taille - degré de discordance sont respectées pour les populations non magnétiques.

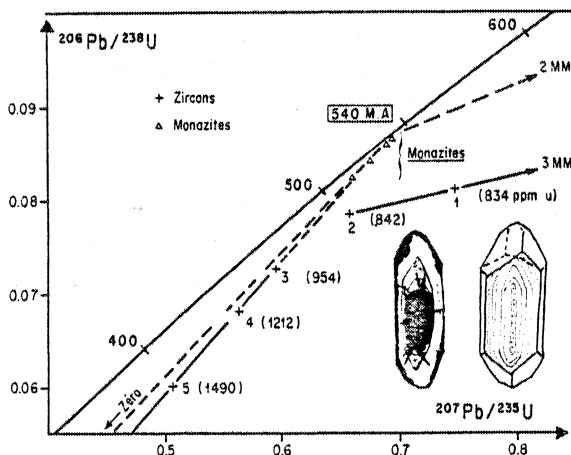


Fig. 31 : Diagramme concordia. Zircons et monazite du granite d'anatexie

d'un élément intermédiaire de la chaîne de désintégration U-Pb, mais la présence certaine de Pb radiogénique hérité permet de proposer un autre modèle qui est représenté sur la figure 33 :

- lors de l'anatexie, les zircons détritiques perdent du Pb^* selon un modèle qui peut être

En conclusion, il faut constater, qu'elles qu'en soient les causes, que l'intercept bas de la discordia post-date ici le métamorphisme.

Zircons et monazite dans les granites d'anatexie

L'anatexie se réalise selon la réaction : $\text{Qz} + \text{Ab} + \text{Fk} + \text{An} + \text{eau} \rightarrow \text{liquide}$ à des températures de 650-680°C pour des pressions comprises entre 2 et 4 kb (Martin 1977). Les minéraux analysés sont extraits de l'échantillon 2880 dont la roche totale est située sur l'isochrone Rb-Sr des granites (542 ± 62 M.A.).

- les zircons ont leurs faces cristallines visibles et des pyramides bien développées, sans trace d'usure. Les fractions les plus fines contiennent en majorité des cristaux zonés et limpides avec le coeur chargé d'inclusions ; des coeurs corrodés mais de même relief semblent appartenir à la même histoire magmatique alors que quelques grains contiennent

- les résultats définissent un modèle complexe dont il faut faire deux remarques :

. les trois fractions les plus riches en uranium (3, 4, 5) définissent un alignement qui coupe la concordia à une valeur de 555 ± 13 M.A.. Cet âge correspond, dans la limite des erreurs analytiques, à l'âge du métamorphisme, mais la discordia ne passe pas par l'origine du diagramme U-Pb (fig. 32)

. les deux fractions grossières ont des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 640 et 830 M.A., ce qui témoigne de la présence de Pb^* hérité dans ces zircons.

Le déplacement de l'origine de la discordia à 555 M.A. peut s'expliquer par la perte

la perte épisodique (c.f. paragneiss) : du zircon recristallise ou est préservé avec une part variable de Pb^* (zircons à noyaux hérités), tandis qu'une autre génération dépourvue de Pb^* peut aussi cristalliser à cette époque dans le magma (cristaux zonés et limpides). Deux types de zircons sont alors présents, les uns discordants entre 2000 M.A. et 540 M.A., les autres concordants à 540 M.A.

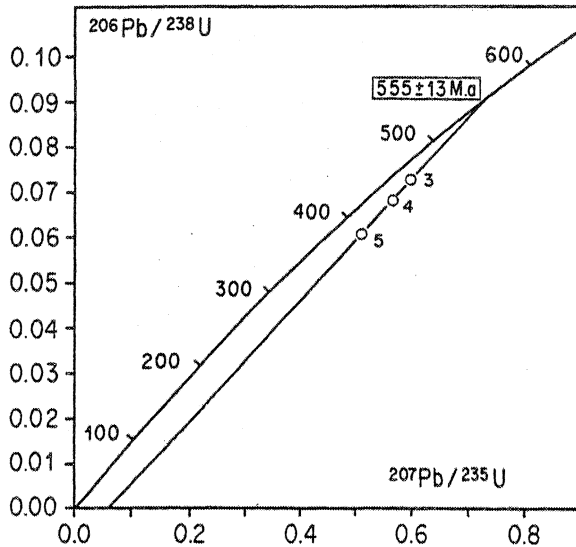


Fig. 32 : Diagramme concordia. Discordia établie avec les zircons les plus riches en uranium. L'intercept bas de la discordia définit un âge futur.

droite du diagramme mais suffisamment pour avoir une origine différente de zéro. L'âge obtenu par l'intercept haut de la discordia avec la concordia est donc sensiblement supérieur à l'âge de l'anatexie. Pour les points 1 et 2, fractions où le plomb hérité est plus abondant, les données U/Pb s'éloignent encore plus de la discordia 540-0 M.A.

En conclusion de cette étude sur les zircons d'un granite d'anatexie, il ressort que dans ce type de matériaux, les résultats U-Pb peuvent être paradoxalement plus complexes que dans un paragneiss, ceci étant dû à la présence de deux générations de zircons qui se comportent différemment vis-à-vis des pertes de Pb. D'autre part, le fait d'obtenir un discordia ne passant pas par l'origine du diagramme U-Pb peut être un indice de mélange entre deux populations de zircons d'histoire différente. L'âge mesuré est alors supérieur à l'âge vrai de l'anatexie.

- les monazites sont assez peu discordantes, la discordance observée est très probablement analytique. La moyenne des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ est de 535 ± 5 M.A., âge qui est en accord avec la période de métamorphisme datée à 541 ± 5 M.A. Ce chiffre de 535 ± 5 M.A. sera retenu comme l'âge de refroidissement de l'anatexie au-dessous d'une température de 550-600°C, âge qui est ici peu différent de l'âge de la cristallisation du magma.

CONCLUSIONS

- le métamorphisme, ainsi que l'anatexie qui en constitue le paroxysme ont pu être datés par plusieurs approches à des âges voisins de 540 M.A.

- . 542 ± 62 M.A., isochrone Rb-Sr obtenue à partir des granites d'anatexie (R.T.)
- . 535 ± 5 M.A., refroidissement ou cristallisation des monazites dans les granites d'anatexie

- du Pb diffuse alors, en particulier hors des zircons cristallisés à 540 M.A. (sans Pb^* hérité). Il est possible que l'autre génération perde aussi du Pb^* comme cela a été proposé au niveau des gneiss à sillimanite, mais pour simplifier, on peut, au niveau du schéma supposer qu'ils restent sur la discordia 2000 - 540 M.A.

- l'analyse des populations granulométriques correspond alors au mélange des deux types de zircons. Ce qui a pour effet de déplacer les points représentatifs dans le diagramme concordia vers la droite du diagramme sur une droite de mélange.

Dans le cas des granites d'anatexie étudiés ici, les fractions 3, 4, 5 (fig. 32) sont surtout composées de "zircons nouveaux"

Les points sont assez peu déplacés vers la

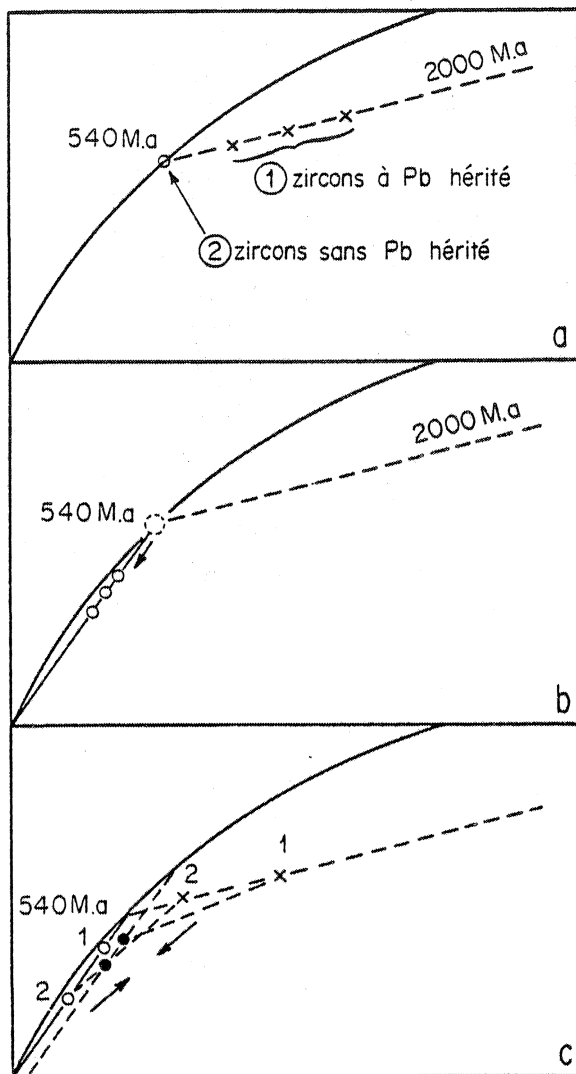


Fig. 33 : Diagramme concordia. Modèle d'évolution entre des zircons détritiques ayant subi une perte épisodique de Pb durant l'anatexie (a) et des zircons nouvellement cristallisés. Le Pb idiffuse de cette nouvelle génération de zircons (b), il en résulte au niveau du bilan U-Pb un mélange entre les deux populations. La résultante peut être une dispersion des points U-Pb ou une discordia dont l'intercept bas définit un âge futur et l'intercept haut un âge plus ancien que l'anatexie.

. 541 ± 5 M.A., cristallisations des zircons d'un même filon granitique contemporain de M_2 et de l'anatexie

. 555 ± 25 M.A. sphère de ce même filon
 . 536 ± 14 M.A., perte épisodique de Pb^* des zircons détritiques (2100 M.A.) contenue dans un paragneiss.

L'âge de 541 ± 5 M.A. peut être retenu comme l'âge du métamorphisme plurifacial (M_1 - M_2) et de l'anatexie survenus dans le massif de St Malo.

Sur le plan de la signification des méthodes géochronologiques utilisées, l'étude du massif de St Malo a permis de montrer que :

- . l'homogénéisation des isotopes du Sr ne survient dans ce matériel grawackeux que lors de l'anatexie (isochrone à 542 M.A.)
- . les isochrones Rb-Sr définies sur des tranches de gneiss (néosomes) entre 460 et 420 M.A. ne datent pas le métamorphisme. Elles sont

guidées par le mélange biotite - muscovite, minéraux dont les âges apparents sont différents, respectivement 310 à 380 et 470 à 510 M.A. Ces isochrones sont en fait un type particulier de mélanges et donc sans signification géochronologique. Cette méthode n'apparaît donc ici pas fiable dans la détermination de l'âge d'un métamorphisme.

- en U-Pb, la monazite est un minéral particulièrement précieux ; elle détermine ici l'âge des granites d'anatexie et par conséquent l'âge du métamorphisme,

- les intercepts bas obtenus dans le diagramme concordia à partir de zircons détritiques indiquent dans un cas, l'âge du métamorphisme (536 ± 14 M.A.) dans un autre cas, un âge significativement plus jeune (500 ± 10 M.A.) pouvant être dû à une perte ultérieure de Pb^* par diffusion hors des surcroissances. En conséquence, cet exemple illustre bien l'intérêt et les limites des datations sur zircons détritiques dans les formations métamorphiques. Ils peuvent dater le métamorphisme (âge secondaire) ou le postdater sensiblement, en particulier dans le cas où ils sont entourés de surcroissances métamorphiques.

- les zircons dans les granites d'anatexie révèlent des modèles complexes où se superposent des phénomènes de pertes épisodiques et pertes continues de Pb^* sur des générations différentes

de zircons. Il apparaît que les droites discordia qui définissent un intercept bas d'âge futur, sont un indice de mélange de populations et d'un âge intercept haut apparent trop vieux (ceci pourrait être une explication des résultats obtenus sur le granite de Moëlan (Calvez 1976, Vidal 1980) où l'âge U-Pb est de $498 \pm \frac{23}{11}$ M.A. et l'âge Rb-Sr de 474 ± 5 .

- sur le plan régional, les migmatites de St Malo s'intègrent dans le schéma proposé par B. Auvray (1979) d'une subduction cadomienne qui s'est déroulée principalement entre 670 et 550 M.A. dans la région épi-métamorphique du Trégor. Cette période s'y caractérise par la mise en place d'un magmatisme calco-alcalin vers la fin de l'évolution orogénique. Les migmatites de St Malo constituent probablement l'équivalent profond du volcanisme acide reconnu dans le Trégor et daté à 546 ± 12 M.A. dont le rapport initial de $0,7064 \pm 12$ (Vidal 1980) est équivalent de celui obtenu sur les granites d'anatexie.

Les sédiments métamorphisés ne proviennent pas du recyclage du socle ancien (2000-1800) connu en relique dans cette région (Calvez et Vidal 1978, Auvray et al. 1980) mais de matériaux dont la différenciation n'est guère plus ancienne que 700 M.A.. De telles conclusions avaient déjà été tirées d'après l'étude du magmatisme calco-alcalin nord-armoricain (Vidal et al. 1981). La présence de zircons détritiques anciens (2100 M.A.) n'est pas en opposition avec cette conclusion, mais montrent que les zircons ont dû subir plusieurs cycles sédimentaires.

Les migmatites du sud de la Bretagne

Le complexe migmatitique de Bretagne méridionale est séparé du socle cadomien nord-armoricain et de la fosse sédimentaire précambrienne à carbonifère centre armoricaine par les zones de cisaillements hercyniens nord et sud-armoricain (fig. 34).

Dans le golfe du Morbihan, Cogné (1960) et Le Métour (1976) ont proposé l'existence d'un complexe métamorphique zoné avec du sud vers le nord :

- des gneiss acides non mobilisés, des gneiss basiques (à pyroxène ou amphibole), des gneiss alumineux (morbihanites) et des métatexites (embréchites de J. Cogné 1960)
- des diatexites (anatectites de J. Cogné 1960)
- le granite d'anatectie de St Anne d'Auray.

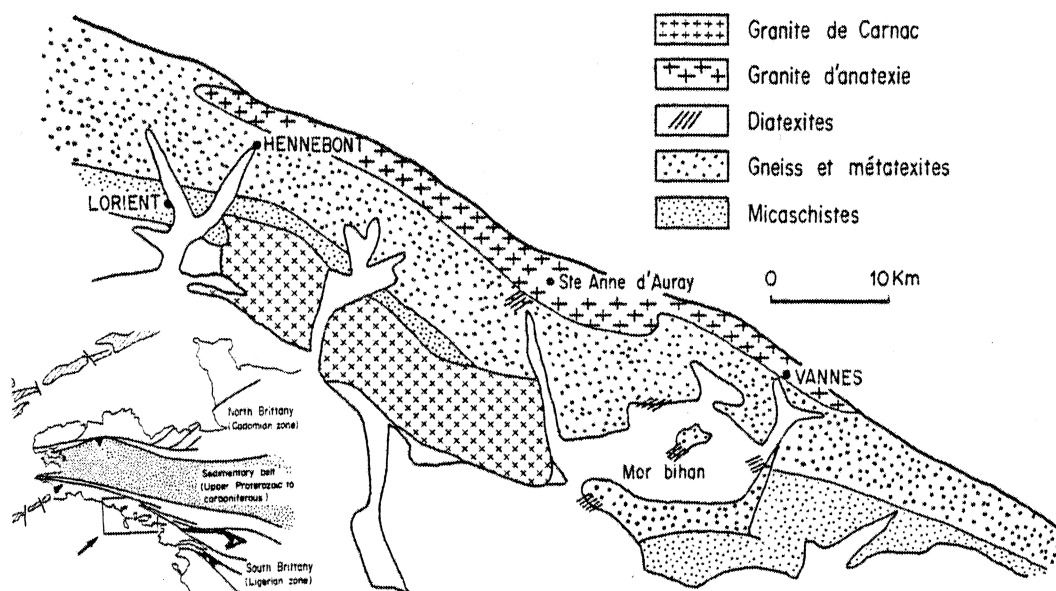


Fig. 34 : Le complexe migmatitique de Bretagne méridionale d'après Cogné (1960), Le Métour (1976) modifié d'après Audren (en cours.)

Cette disposition ne paraît pas réelle pour les diatexites qui affleurent de façon sporadique au sein des métatexites (Audren en cours, fig.34). Deux périodes métamorphiques, accompagnées de trois phases de déformations sont reconnues (Audren et Le Métour, 1976, Le Métour 1976, 1978). La première phase (D_1) est antérieure à la mobilisation anatectique, elle est accompagnée d'un métamorphisme M_1 caractérisé par l'association minérale :

- grenat almandin + disthène + sillimanite dans les gneiss silico-alumineux. Il ne se produit pas d'anatectie pendant cette période, la température atteinte est inférieure à 650°C pour une pression de 6 kb (Le Métour 1976).

Le second épisode de métamorphisme (M_2) est antérieur à contemporain de la phase de déformation D_2 (Audren et Le Métour 1976). C'est pendant cette période que se développe la mobilisation des gneiss silico-alumineux ; la paragenèse est caractérisée par l'association :

- cordiérite + sillimanite + orthose, les conditions de température sont comprises entre

660 et 700°C pour une pression de 4 kb (Le Métour 1976). Par la suite, l'association sillimanite + orthose se transforme en muscovite + quartz.

Au contraire, de Cogné (1960), Le Métour (1976-1978) interprète les phases métamorphiques M_1 et M_2 comme étant les deux épisodes d'un métamorphisme plurifacial : "la succession des événements métamorphiques et tectoniques étudiés ($M_1 - M_2$) s'intègre dans un seul cycle orogénique au cours duquel le gradient géothermique d'abord très penté, $\approx 20^\circ\text{C}/\text{km}$, se relève ensuite progressivement dans l'interphase $D_1 - D_2$ à la faveur de la diminution de l'intensité des contraintes D_1 et d'un apport thermique provoquant l'anatexie".

Le granite d'anatexie (granite à cordiérite) se met en place sous la forme de diapirs pendant la phase D_2 (Audren et Le Métour 1976) ; les gneiss et les migmatites se structurent alors sur ces dômes. Des granotofides à cordiérite moins visqueux, type Carnac-Guidel se mettent en place après la phase D_3 (granites tardimigmatitiques de Cogné 1960).

. L'âge du métamorphisme M_1 ne peut être plus ancien que 463 ± 17 M.A. (2σ), âge Rb-Sr des orthogneiss de Roguedas-Arradon (Peucat et al., 1978) car la mise en place de ceux-ci est antérieure à contemporaine de l'épisode $M_1 - D_1$ décrit précédemment,

. L'anatexis, contemporaine de M_2 est datée par la mise en place du granite à cordiérite de St Anne d'Auray à 376 ± 19 M.A. (2σ) (Vidal, 1973). Cet âge est interprété par Audren - Le Métour 1976, comme étant celui de la fin de la tectonique gravitaire associée aux déformations D_2 reconnues dans les gneiss,

. à l'hercynien sensu-stricto (carbonifère), les formations anatectiques sont recoupées par des leucogranites entre 340 et 300 M.A. (Vidal 1973, Peucat et al, 1979). Les âges de refroidissement de la chaîne sont enregistrés par les biotites et les muscovites d'une façon très homogène de la Pointe du Raz à la Loire à environ 300 M.A. (Vidal 1973). Cela signifie que les formations migmatitiques ont franchi l'isogéotherme 300°C environ 80 millions d'années après l'anatexie (Vidal, 1980).

Ces formations migmatitiques, dont l'anatexie marque le paroxysme au milieu du dévonien, sont impliquées dans l'histoire thermique hercynienne. Il ne s'agit donc pas de formations monométamorphiques à refroidissement simple. Nous verrons qu'en fait, la température de la chaîne vers 300 M.A. était encore élevée et que l'on peut considérer l'hercynien comme une troisième période de métamorphisme M_3 . Cette étude a donc été entreprise sur du matériel migmatitique à priori d'origine sédimentaire, considérée comme ayant subi une mobilisation progressive des métatexites à l'anatexie. L'âge de l'anatexie est calée à 376 ± 19 M.A., l'influence hercynienne est prouvée, il s'agit d'un complexe polymétamorphique.

Le but de ce travail est donc de tester les chronomètres Rb-Sr et U-Pb dans ces conditions afin d'en préciser le champ d'application. L'essentiel de cette étude porte sur les formations du golfe du Morbihan.

ETUDE Rb-Sr : L'HOMOGENEISATION ISOTOPIQUE DANS LA MIGMATISATION

L'homogénéisation dans les gneiss, métatexites et diatexites à l'échelle du massif.

Une erreurchronone définissant un âge imprécis proche de 460 M.A. a été obtenue sur des métasédiments par Vidal (1973) (fig. 35). Cet âge a-t-il une signification géologique, comme par exemple celui de la diagenèse des sédiments ou bien celui d'un épisode métamorphique ? Pour tenter de répondre à cette question, un nouvel échantillonnage, limité au migmatite du golfe du Morbihan, a été réalisé. Des gneiss peu ou pas mobilisés et des métatexites ont été prélevées dans

la presqu'île de Rhuys. Les diatexites ont été collectées à proximité du granite d'anatexie dans le vallon de Tréauray pour six échantillons et près d'Hennebont pour les deux autres.

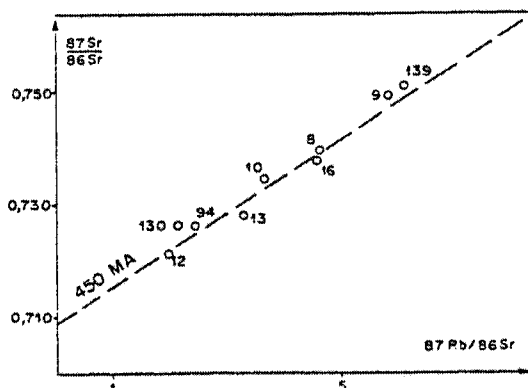


Fig. 35 : Diagramme Rb-Sr (R.t.) des métasédiments du golfe du Morbihan (in Vidal 1973). L'âge recalculé avec $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ est de 465 M.A.

Les résultats analytiques sont reportés sur la figure 36. L'ensemble des points dispersent dans le diagramme isochrone, la tendance à l'alignement correspondant à un âge de 465 M.A. n'est pas confirmée. Hormis les granites, la migmatisation n'a probablement pas provoqué d'homogénéisation à grande échelle à moins de perturbation ultérieure. Quelques remarques peuvent être faites à ce niveau :

- il s'avère que les gneiss qui ont défini la tendance à l'alignement des points vers 465 M.A. ne sont probablement pas tous d'origine sédimentaire. Nombre d'entre eux correspondent certainement à des orthogneiss ordoviciens (c.f. chapitre III). C'est le cas des échantillons 8-9-10 (leptynite d'Arzal) et peut être aussi 12-13 et 16 qui proviennent des migmatites de St Nazaire et de Tréauray. Cela sera démontré à propos de l'échantillon de diatexites 2889 dont les zircons ont un âge de 466 ± 12 M.A. (c.f. chapitre II). L'erreur chrone à 465 M.A. n'est donc pas à discuter en terme de la diagenèse ou du métamorphisme d'une série sédimentaire.

- six points Rb-Sr de diatexites sur huit échantillons définissent un alignement dont le rapport initial inférieur à 0,700, démontre l'incohérence du résultat (fig. 36). Trois échantillons d'entre eux (2991-92-93) ont été collectés à la proximité immédiate du granite d'anatexie. Les roches 2991-2992 étaient d'un faciès déjà très homogène et peu différent de celui du granite ; l'échantillon 2993 était par contre nettement lité avec encore des traces de plis.

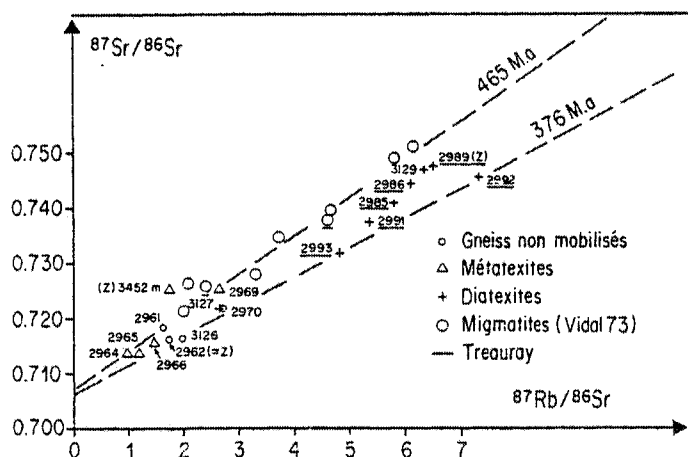


Fig. 36 : Diagramme Rb-Sr (R.T.), résultats obtenus sur les gneiss, métatexites et diatexites du massif de Bretagne méridionale. L'isochrone de référence 465 M.A. est celle de l'orthogneiss de Roguedas et celle de 376 M.A. correspond au granite d'anatexie de Ste Anne d'Auray.

Deux de ces points se reportent sur l'isochrone des granites d'anatexie. L'échantillon 2992 est peut être un faciès de bordure du granite plus qu'une diatexite, mais l'échantillon 2993 (lité) peut avoir été homogénéisé lors de la mise en place du granite.

- tous les échantillons analysés se situent au-dessus de l'isochrone à 376 M.A. à quelques exceptions discutées précédemment. Cela signifie que la fusion de ces roches à 376 M.A. aurait donné

naissance à des granites dont le rapport initial aurait été supérieur à celui du granite à cordiérite de Ste Anne d'Auray.

Homogénéisation isotopique des métatexites à l'échelle métrique et à l'échelle du litage métamorphique

Si aucune homogénéisation isotopique n'est visible à l'échelle du massif, elle pouvait cependant se produire sur de plus petites cellules. En effet la diffusion du Sr peut se réaliser sur quelques mètres par million d'année (Watson 1981), c'est alors une autre manière de dater le métamorphisme. Pour cela, un affleurement de métatexite a été échantillonné suivant une coupe d'une dizaine de mètres (à Pont-Sal). Sept blocs de 15 à 25 kg ont été étudiés sur roches totales en Rb-Sr. Trois d'entre eux ont été préalablement sciés perpendiculairement au litage, une partie a été considérée comme la roche totale, l'autre a été découpée suivant le litage ou carottée selon la lithologie.

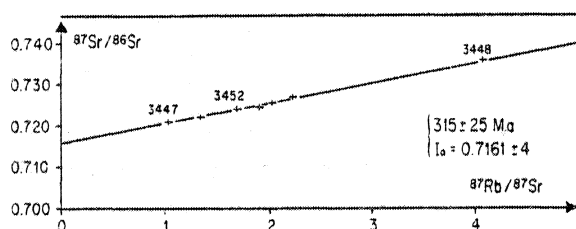


Fig. 37 : Diagramme Rb-Sr (R.T.) des métatexites de Pont-Sal. Echantillons collectés sur un affleurement de 10 mètres.

- les sept échantillons de roche totale définissent une isochrone qui correspond à un âge de 315 ± 25 M.A. (figure 37) et un rapport initial $I_0 = 0.7161 \pm 4$. L'isochrone est statistiquement vraie (I.S.V.) le MSWD est de 3.

- l'échantillon 3447 (point bas dans le diagramme isochrone) a été découpé suivant les niveaux de leucosome - mélanosome et paléosome. Calculé avec la roche totale, les quatre points définissent un âge de 292 ± 16 M.A.

avec un rapport initial de 0,7173 (I.S.V., MSWD = 0,7) (figure 38.c).

- l'échantillon 3448 (point haut de l'isochrone correspond à l'intercalation entre deux lits de gneiss (paléosome) d'un niveau de leucosome. Les trois points définissent avec la roche totale un alignement à 302 ± 44 M.A. et un rapport initial de $0,717 \pm 2$. Le MSWD de 12 traduit une dispersion non négligeable, c'est-à-dire qu'au moins un point est en dehors de l'isochrone (figure 38-b)

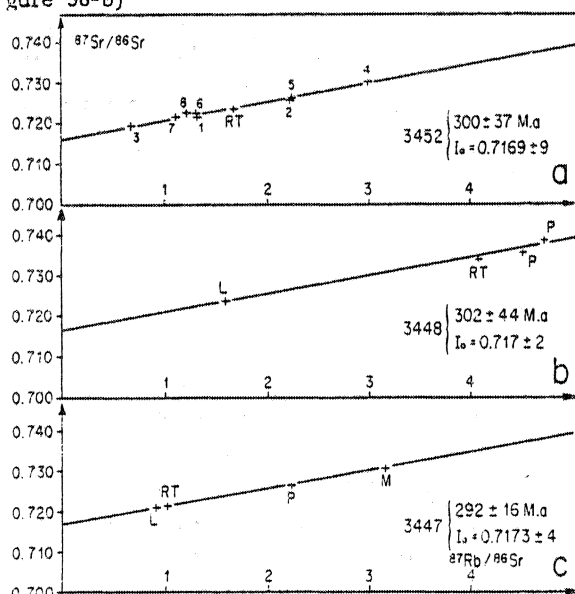


Fig. 38 : Diagramme Rb-Sr (R.T.) de tranches centimétriques de gneiss découpés selon le litage métamorphique dans 3 échantillons de métatexites de Pont-Sal.

- l'échantillon 3452 correspond à un gneiss lité de granulométrie variable contenant des niveaux de leucosome. Huit carottages ont été effectués en suivant ces variations. Les neuf points, dont la roche totale, définissent un alignement qui correspond à un âge de 300 ± 37 M.A. pour un rapport initial de $0,7169 \pm 9$ MSWD = 6, E.P. (figure 38-a).

L'âge de 315 ± 25 M.A. obtenu à partir des échantillons de roches totales collectés sur un affleurement d'une dizaine de mètres, n'est pas celui du métamorphisme M_1 - M_2 qui conduit à la formation des métatexites. Il traduit une remise à zéro de l'horloge Rb-Sr pendant le métamorphisme hercynien. L'homogénéisation est donc un phénomène tout à fait possible au niveau de "petites cellules"

indépendantes tout en respectant une hétérogénéité globale reconnue sur une échelle plus large.

Les âges obtenus à partir des isochrones de roches totales découpées suivant le litage métamorphique des métatexites (302 à 292 M.A.) ne datent pas l'âge de formation de ce litage qui est lié à l'épisode M_2 (anatexie à 376 M.A.). Ils correspondent aux âges obtenus en Rb-Sr sur la muscovite et la biotite pour l'ensemble de la chaîne (Vidal 1980). La diffusion du Sr^* à l'échelle du litage s'est donc poursuivie pendant des conditions de température proches ou supérieures à la température du Sr^* dans la muscovite.

Les granites à cordiérite : les massifs de Ste Anne d'Auray, Carnac et Guidel
- le granite de Ste Anne d'Auray a été daté en Rb-Sr à 376 ± 19 M.A. (Vidal 1973) (fig. 39).

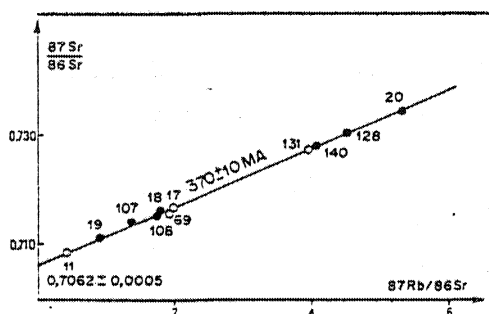


Fig. 39 : Diagramme Rb-Sr (R.T.) des granites d'anatexie, en cercles vides les granites tardimigmatitiques, en cercles pleins les granites d'anatexie de l'anticlinal de Cornouaille (in Vidal, 1973). L'âge calculé à 2σ avec la nouvelle constante de désintégration du Rb est de 376 ± 19 M.A.

C'est, d'après Le Métour 1976, une roche à texture grenue isogranulaire pour le faciès le plus commun. Un plan de flux est matérialisé par l'alignement de la biotite et du plagioclase ; il est constitué principalement de :

Quartz + plagioclase (An 20-30 + An 10-20) + feldsp. potassiques + biotite + cordiérite, andalousite, sillimanite, muscovite, grenat, apatite, zircon et monazite.

Cinq échantillons ont à nouveau été prélevés pour la séparation des zircons et analysés en Rb-Sr (fig. 40a). Les points au rapport Rb/Sr les plus faibles confirment l'alignement défini antérieurement (MSWD = 5) mais trois échantillons s'écartent nettement de l'isochrone.

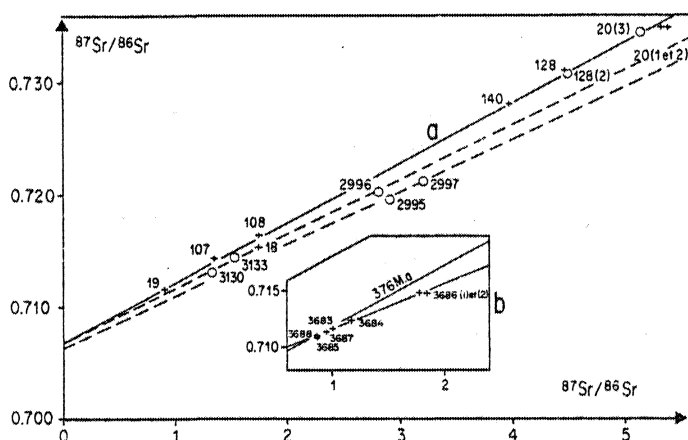


Fig. 40 : Diagramme Rb-Sr (R.T.) des granites d'anatexie de l'anticlinal de Cornouaille (a) et de la granodiorite de Polven (b). L'isochrone en trait continu est celle définie par Vidal (1973 - fig. 39). Celles en tiretés correspondent aux granites de Carnac et Guidel (fig. 41 et 42).

Curieusement, deux de ces points se reportent sur l'isochrone du granite de Carnac (figure 40-a). Cela peut traduire une hétérogénéité du massif de St Anne d'Auray que recouperaient des pointements de granite du type Carnac-Guidel. A moins que certains échantillons n'aient pas été totalement homogénéisés lors de l'anatexie, ou bien aient été ouverts ultérieurement. L'un des échantillons de granite d'anatexie (2995), situé sur l'isochrone du massif de Carnac, contient des zircons à 380 M.A., ce qui semble exclure la première hypothèse (hétérogénéité). A moins que les granites du type Carnac-Guidel, qui sont plus jeunes que le granite de Ste Anne d'Auray,

ne contiennent aussi des zircons à 380 M.A. ce qui ne serait pas sans poser un problème géochronologique intéressant : un magma peut-il rester dans des conditions de seuil critique ou le système Rb-Sr reste ouvert alors que le Pb^{207} des zircons cristallisés précocement resterait dans le réseau cristallin ? Une telle hypothèse paraît peu probable, d'autant plus que les rapports isotopiques initiaux des granites de Guidel-Carnac devraient être supérieurs à celui du granite d'anatexie, ce qui n'est pas le cas. On ne peut cependant pas exclure que la(ou les) roche mère de ces roches puisse avoir un rapport Rb/Sr plus faible que celui des granites qui s'en différencient ; il serait donc intéressant d'analyser un zircon provenant de ce type de granite tardif.

- la granodiorite de Polven a été mise en évidence par J. Le Métour (1976). Elle se présente sous la forme d'une enclave hectométrique à l'intérieur du granite d'anatexie avec lequel elle présente des relations d'antériorité. Cette roche était donc intéressante à étudier car elle pouvait représenter un témoin des roches mères du granite d'anatexie. Les six échantillons analysés définissent un parfait alignement à 299 ± 35 M.A., $I_0 = 0,70735 \pm 6$ (MSWD = 0,07, I.S.V.) (figure 40b). L'erreur importante est due au faible étalement des rapports Rb/Sr. L'isochrone est totalement guidée par le point 3686 ; il suffit donc d'une faible perturbation du système Rb-Sr de cet échantillon, par exemple à l'hercynien, pour obtenir une valeur erronée.

La position des points dans le diagramme isochrone par rapport à l'ensemble des résultats obtenus sur le granite d'anatexie est similaire. L'âge de la granodiorite ne peut donc pas se différencier de celui du granite d'anatexie. Mais, à moins d'une homogénéisation isotopique partielle lors de l'anatexie, la granodiorite ne correspond probablement pas à un faciès beaucoup plus ancien que le granite ; elle peut en être une différenciation magmatique précoce.

- les granites de Guidel et Carnac. Ces granites avaient été appelés granites "tardi-migmatiques" par Cogné (1960) en raison de leurs similitudes pétrographiques et géochimiques avec le granite d'anatexie de Ste Anne d'Auray. Structuralement, plus récents (Cogné 1960), ils recourent les plis de la phase D_3 (Audren et Le Métour, 1976).

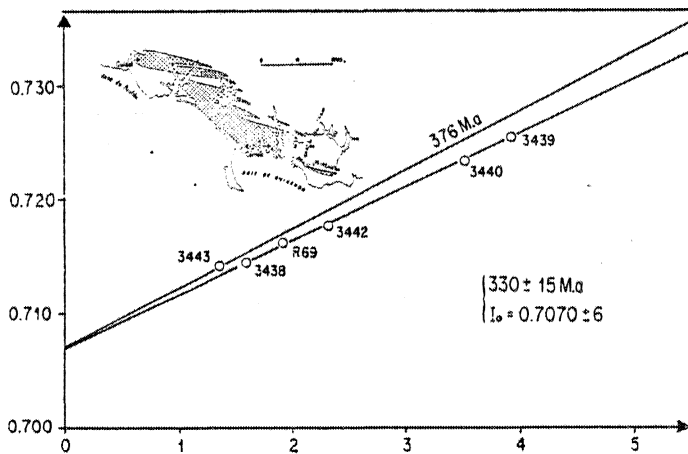


Fig. 41 : Diagramme Rb-Sr (R.T.) du granite de Guidel et carte géologique de ce granite et de celui de Carnac d'après J. Cogné 1960.

. Le massif de Guidel (fig. 41). Six échantillons ont été analysés ; le 3443 est situé sur l'isochrone des granites d'anatexie (c.f. discussion sur l'homogénéité des granites d'anatexie). Les cinq autres points, y compris l'échantillon du microgranite du Pouldu (Vidal 1973) définissent une isochrone à 330 ± 15 M.A. avec un rapport initial de $0,7070 \pm 6$ (I.S.V., M.S.W.D. = 0,5). Cet âge est interprété comme celui de la mise en place du granite.

. le massif de Carnac (figure 42). Huit échantillons ont été analysés, le 2977 est totalement en dehors de l'isochrone. Son faible rapport Rb/Sr est dû à une concentration exceptionnelle en Sr. Il n'appartient peut être pas au massif ou bien il a été contaminé ou s'est montré réfractaire à l'homogénéisation.

Les sept autres points définissent une isochrone à 330 ± 13 M.A. avec un rapport initial de $0,7061 \pm 5$ et un MSWD de 0,6 (I.S.V.).

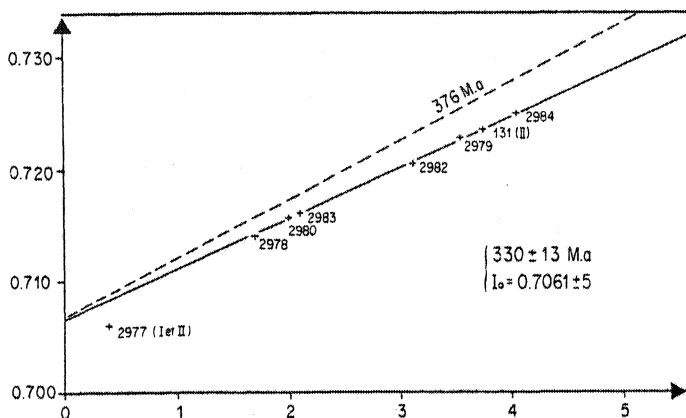


Fig. 42 : Diagramme Rb-Sr (R.T.) du granite de Carnac.

Origine de ces granites - relation avec les migmatites

Ces granites à cordiérite dont les caractères pétrographiques sont si proches, se sont mis en place avec 50 M.A. de différence. Il est peu probable qu'ils dérivent d'une même chambre magmatique à longue durée de vie car il y aurait une augmentation du rapport isotopique initial. Il doit plutôt s'agir de deux époques de fusion de matériaux à caractères pétrographiques proches, mais à rapports Rb/Sr différents.

Le granite de Ste Anne d'Auray proviendrait, d'après les études géochimiques sur éléments majeurs et traces de la fusion de matériaux migmatitiques équivalents de ceux que l'on observe à l'affleurement (Le Métour 1976, 1978).

Pourtant, Vidal (1973) faisait remarquer que la fusion de ces matériaux (métasédiments du golfe du Morbihan) s'accorde mal avec les rapports initiaux de ces granites d'anatexie : il est possible que le matériel d'origine ait possédé des rapports Rb/Sr beaucoup plus faibles que ceux que l'on peut observer à l'affleurement.

Un calcul de droite d'évolution isotopique montre en effet que la fusion des gneiss et métatexites, dont l'origine paradérivée n'est pas discutée, aurait donné naissance à des granites à rapport initial de 0,7115. Ce même calcul, en intégrant les orthogneiss nous conduit à un rapport initial 0,7137 (figure 43).

Il ne semble donc pas que les granites d'anatexie proviennent de la fusion d'un matériel migmatitique équivalent de celui en surface. En outre, on peut noter, d'après la figure 43, que les matériaux sédimentaires, formant les paragneiss et les métatexites, n'ont pas pu se différencier avant 750 M.A.

Ages Rb-Sr sur les micas

Les premières données sur biotites et muscovite ont été obtenues par Vidal (1973). Cinq nouvelles analyses confirment l'âge du refroidissement de ces minéraux à un âge moyen de 296 M.A.. Cet âge est constant dans les différentes formations du massif (c.f. tableaux en fin de volume).

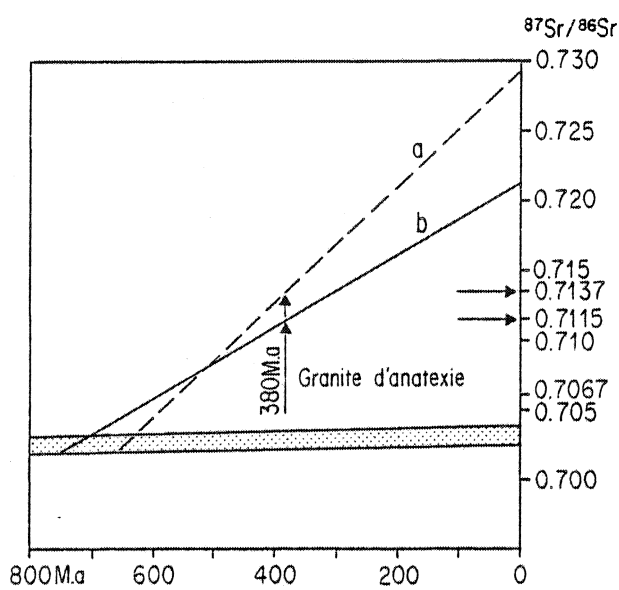


Fig. 43 : Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ f(t). La fusion vers 380 M.A. des gneiss paradérivés du golfe du Morbihan (b) aurait donné naissance à des granites de rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial de 0,7115 (rapport Rb/Sr moyen de 0,62). Si les orthogneiss ont participé à la fusion, ce rapport initial passe à 0,7137 (a) (rapport Rb/Sr moyen de 1,02).

ETUDE U-Pb : ZIRCON ET MONAZITE DANS LA MIGMATISATION

Cette étude a été entreprise pour tester le chronomètre U-Pb pendant la double sollicitation de la migmatisation puis du métamorphisme hercynien.

Résultats obtenus sur les zircons d'un paragneiss non mobilisé

L'échantillon 2963 a été prélevé dans les falaises du Grand Rohu (Kervert) au niveau de la presqu'île de Rhuys.

Dans ce gneiss, les deux épisodes M_1 - M_2 du métamorphisme anté-hercynien se succèdent, les conditions de pression de la paragenèse résiduelle à disthène + almandin (de M_1) étaient supérieures à 6 kb pour une température inférieure à 650°C . M_2 n'atteint pas ici les conditions de l'anatexie.

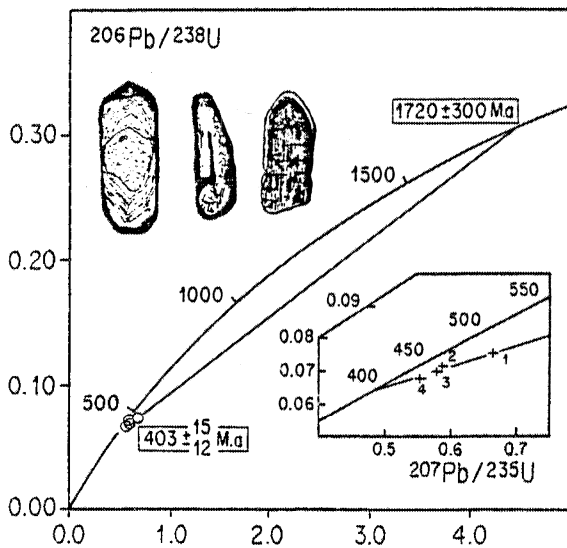


Fig. 44 : Diagramme concordia. Zircons d'un paragneiss non migmatisé (le Grand Rohu).

Les zircons extraits sont de couleur jaune clair. Ce sont des cristaux en baguettes souvent automorphes. (fig. 44) dont les arêtes et les pointes sont légèrement émoussées. Ils sont zonés pour la majorité, avec parfois des étapes successives, certains présentant des coeurs foncés contenant eux-mêmes une génération antérieure de zircons. Cette succession de génération semble antérieure au métamorphisme, les couronnes externes présentant un zonage de type magmatique. Des cristaux plus petits, arrondis, riches en inclusions, montrent un degré d'usure plus important ; ils ressemblent aux coeurs de certains zircons, ils sont les moins nombreux.

Quatre fractions granulométriques non magnétiques ont été analysées. Les résultats

sont reportés sur la figure 44. Les points expérimentaux définissent une discordia inverse entre 1720 ± 300 M.A. et 403 ± 15 M.A., le MSWD est égal à 2. Les zircons les plus petits sont les plus

riches en uranium et les plus discordants. Les points présentent un degré de discordance supérieur à 95 %, ce qui exclut un modèle de diffusion continue du Pb.

L'absence de surcroissances métamorphiques permet de penser qu'il s'agit d'un modèle de perte épisodique : des zircons détritiques anciens, d'un âge moyen de 1720 ± 300 M.A. ont subi une perte de Pb^x à 403 ± 15 M.A.. Cet âge, aux erreurs près, est en accord avec celui du granite d'anatexie à 376 ± 19 M.A.. Cela signifie que le métamorphisme M_1 qui, le premier a dû provoquer une perte de Pb n'est pas plus ancien que 403 ± 15 M.A., interprétation en accord avec l'hypothèse monocyclique de Le Métour (1976).

Résultats obtenus sur les zircons d'une métatexite

L'échantillon étudié, 3452 provient de l'affleurement de métatexites de Pont Sal déjà étudié en détail avec la méthode Rb-Sr. Dans ces roches après l'épisode M_1 , la fusion partielle des gneiss débute (épisode M_2) par un abaissement des conditions de pression jusqu'à 4 kb et une augmentation de la température qui approche les $700^\circ C$. La paragenèse devient à cordiérite + sillimanite (Le Métour 1976 - 1978).

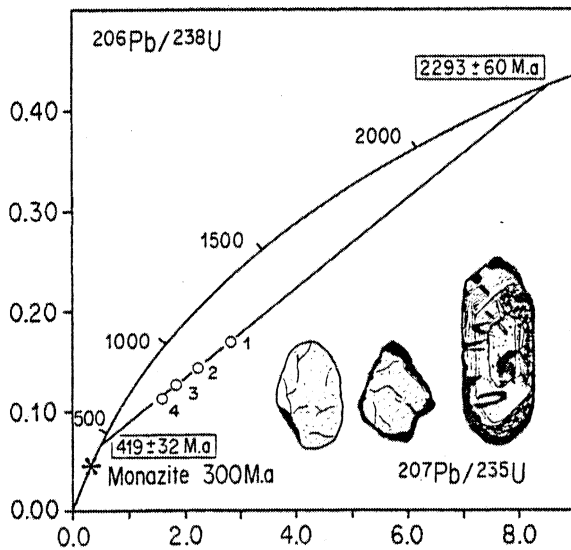


Fig. 45 : Diagramme concordia. Zircons d'une métatexite (Pont Sal).

Les zircons, de couleur brun clair, se présentent en cristaux à faces arrondies, en baguettes jusqu'à des billes ; ils ont subi une usure importante. Ils sont souvent zonés, ne contiennent pas de coeur hérité reconnaissable et aucune surcroissance n'est visible.

Les quatre fractions granulométriques analysées définissent une droite discordia (figure 45) entre 2293 ± 60 M.A. et 419 ± 32 M.A. (MSWD = 5). Les zircons les plus petits sont les plus riches en uranium et les plus discordants. Le degré de discordance se situe entre 70 à 85 %, c'est-à-dire qu'il est nettement inférieur à celui des gneiss non mobilisés. L'intercept bas à 419 ± 32 M.A. peut s'expliquer par une diffusion continue du Pb^x depuis 2300 M.A.. Mais cet âge qui est en accord, dans la limite des erreurs, à celui du granite d'anatexie (376 ± 19 M.A.) s'explique parfaitement par une perte épisodique du Pb^x lors d'un métamorphisme à 419 ± 32 M.A. Il faut noter que le degré de discordance n'est pas corrélable avec l'intensité du métamorphisme M_2 , peut être l'était-il avec l'intensité de l'épisode M_1 ?

Résultats obtenus sur les zircons d'une diatexite

L'échantillon analysé (2989) provient de la petite carrière de Tréauray où les diatexites conservent un litage bien visible et sont parfois ocellés. L'analyse Rb-Sr de ce point le situe en position intermédiaire entre l'isochrone à 465 M.A. de l'orthogneiss de Roguedas et celle à 376 M.A. du granite d'anatexie (fig. 36). Les zircons, de couleur brun clair, se présentent en cristaux à faces cristallines nettes, allongés, sans trace d'usure. Ils sont très zonés et le plus souvent chargés d'inclusions. Ils sont dépourvus de coeurs hérités et de surcroissances reconnaissables.

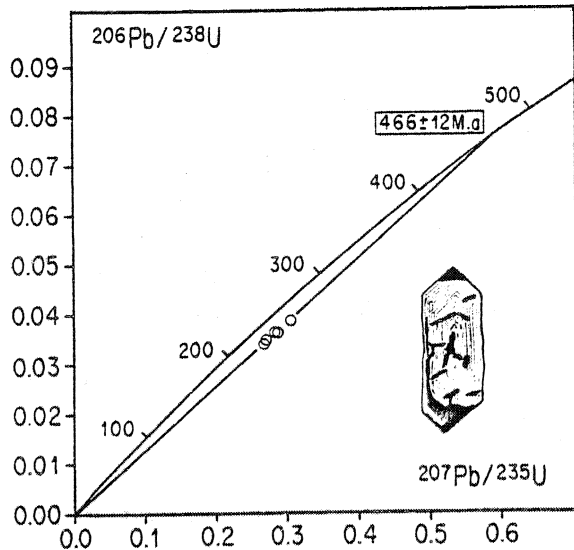


Fig. 46 : Diagramme concordia, Zircons d'une diatexite (Tréauray).

La migmatisation. L'âge de 466 ± 2 M.A. qui correspond ici à la moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est interprété comme l'âge de la mise en place du granite. La diatexite ($600-700^\circ\text{C}$) ne perturbe pas le système U-Pb des zircons, et n'est pas enregistrée par ce chronomètre.

Les zircons dans le granite d'anatexie de Ste Anne d'Auray

La mise en place de ce granite à cordiérite qui se déroule pendant la phase de métamorphisme M_2 se produit, d'après Le Métour 1976, à des températures proches de 700°C pour une pression de 4 kb. Cependant, nous avons vu, d'après l'étude des isotopes du Sr que ce granite ne provenait certainement pas de la fusion du gneiss à caractères isotopiques équivalents de ceux observables dans les migmatites qui affleurent actuellement.

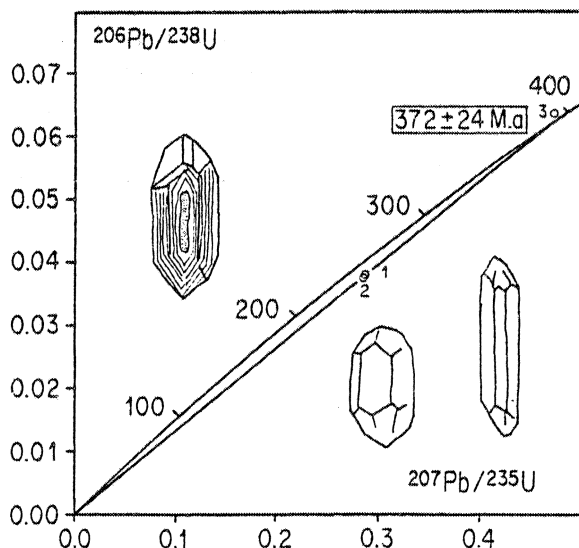


Fig. 47 : Diagramme concordia. Zircons du granite d'anatexie de Ste Anne d'Auray.

Les cinq fractions granulométriques analysées (figure 46) sont discordantes à 50 % entre 466 ± 12 M.A. et zéro. Contrairement aux résultats obtenus jusqu'ici, l'âge est déterminé par l'intercept haut de la discordia. L'important degré de discordance observé est surprenant, peut être est-il dû à des inclusions zircons - phosphates (xénotime) du type de celles décrites par Caruba (1979) ; le lavage à l'acide précédent l'attaque des zircons pourra alors lessiver du Pb contenu dans le phosphate. Il se peut que la discordance soit corrélable avec la relativement haute teneur en uranium de ces zircons qui est là supérieure à 1000 ppm. Cette roche est probablement, vu l'âge, la morphologie des zircons et le modèle U-Pb observés, un granite ordovicien repris dans

Les zircons ont été extraits de l'échantillon 2995, collectés entre Ste Anne d'Auray et Brech. Ce sont des cristaux de couleur très claire, à faces cristallines nettes qui peuvent parfois se présenter sous forme de baguettes très fines et très allongées. Ils sont le plus souvent assez trapus, quelques uns sont ronds mais ils conservent leurs faces cristallines toujours très nettes sans trace d'usure. Un zonage magmatique y est fréquemment visible avec parfois des inclusions regroupées au centre du cristal parallèlement à l'allongement (fig. 47).

Seulement, trois fractions granulométriques ont pu être séparées (fig. 47). Les deux fractions les plus grossières sont très discordantes (40 %) ; la moyenne de leurs âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est de 384 ± 2 M.A.. Les grains les plus fins ont perdu de l'uranium pendant

l'attaque et sont remontés artificiellement en-dessus de la concordia. Ce point n'ayant pu être réanalysé, on ne peut considérer que l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, non modifié par la perte d'uranium et qui est de 349 M.A.* La moyenne arithmétique des trois âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est de 372 ± 24 M.A. ; cet âge qui est en accord avec l'âge Rb-Sr de 376 ± 19 M.A. (Vidal 1973) est probablement l'âge de l'anatexie.

Il est intéressant de noter que ces zircons, contrairement par exemple, à ceux des granites d'anatexie du massif de St Malo ne contiennent pas la trace de Pb hérité. Ceci peut être dû au fait qu'il n'y en a jamais eu, et les granites ne proviendraient alors probablement pas de métagrawas ou alors les zircons détritiques ont été totalement détruits pendant l'anatexie. Il se peut aussi que cet héritage soit très faible et masqué par la discordance des points U-Pb.

La monazite dans les métatexites et le granite d'anatexie

La monazite est considérée comme un minéral dont le chronomètre U-Pb se ferme à haute température ; pour certains, elle date sa cristallisation, pour d'autres, son refroidissement à une température supérieure à 550°C (c.f. première partie). Dans les deux exemples considérés, la température du métamorphisme M_2 est comprise entre 660 et 700°C (Le Métour 1976) alors que celle de la période hercynienne est au moins de 300°C (Vidal 1980). L'étude de la monazite dans les formations migmatitique et anatectique pouvait permettre à priori d'approcher par une autre voie, l'âge du métamorphisme M_2 .

Dans l'échantillon de métatexite 3452, deux fractions de monazite donnent un âge de 308 ± 10 M.A. qui correspond à la moyenne arithmétique des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Une fraction qui contenait trop de plomb non radiogénique a été exclu de ce calcul. (fig. 45)

Dans l'échantillon de granite d'anatexie 2995, les quatre fractions analysés ont un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ moyen de 306 ± 12 M.A..

Remarque : la monazite est un minéral qui est le plus souvent concordant dans le diagramme U-Pb; nombre de résultats présentés ici sont très discordants. Cette discordance s'est révélée être d'origine analytique. Ceci pouvait être dû à un lessivage préférentiel du Pb^* lors du lavage acide précédant l'attaque. Des essais sans lavage acide ont été réalisés. L'important degré de discordance subsiste, mais cela entraîne une chute du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Un autre essai a montré qu'en fait, la discordance était due à un enrichissement en uranium (X, 2, 5) de l'aliquot dilution isotopique. L'analyse a été réalisée sur une poudre séparée en deux fractions homogènes avant l'attaque. L'une a servi à la mesure de la constitution isotopique et l'autre "spikée" avant l'attaque a été utilisée pour mesurer les teneurs en U et Pb. Les résultats obtenus par cette démarche sont subconcordants. Les monazites sont donc bien concordantes, l'altération du rapport U/Pb ne change rien à l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui correspond aux âges concordants, c'est la moyenne de ces derniers qui a donc été retenue.

Les âges de 306 ± 12 M.A. et 308 ± 10 M.A. montrent que le métamorphisme hercynien a rajeuni la monazite et qu'il s'est déroulé dans des conditions de températures voisines de 550°C alors que les zircons pendant ce temps n'étaient pas perturbés.

Ces résultats montre bien que dans certains cas, la monazite peut dater un événement post-cristallisation et que son interprétation en terme de refroidissement est justifiée.

* Les grains $< 37 \mu$ sont difficiles à "handpicker" à 100 % et il est alors possible que quelques grains de monazite se soient mélangés aux zircons. La monazite ayant un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ d'environ 300 M.A. provoquerait alors un abaissement de cet âge sur les zircons d'où un âge mixte de 349 M.A., l'âge de 384 ± 2 M.A. serait alors celui de l'anatexie.

LES GNEISS LEPTYNITIQUES ET LES ORTHOGNEISS : L'INFLUENCE DE L'ORTHOGNEISSIFICATION SUR LES SYSTEMES Rb-Sr et U-Pb

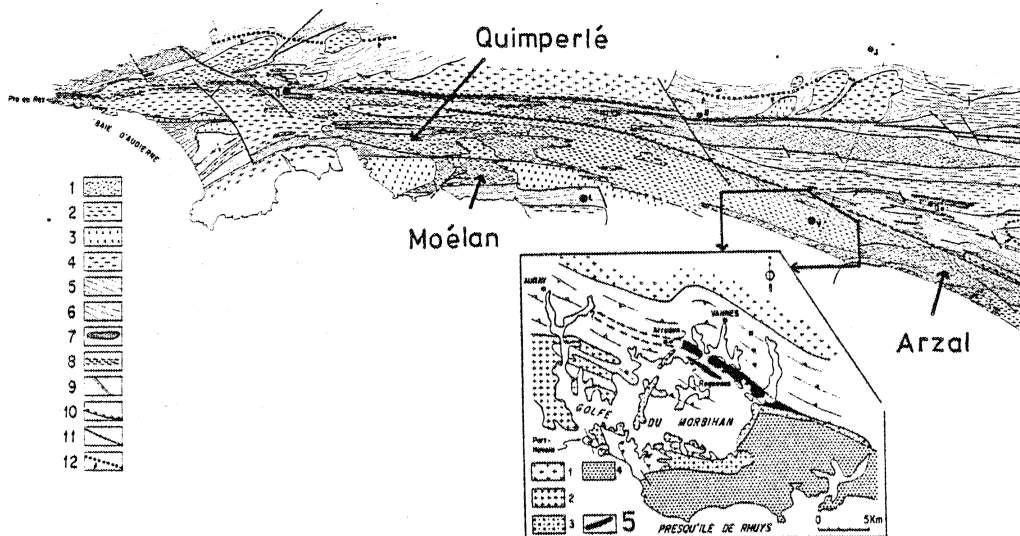


Fig. 48 : Les orthogneiss ordoviciens en Bretagne méridionale, d'après Jégouzo (1980) pour la carte générale et Audren - Le Métour (1976) pour l'encadré.

Carte générale : 1 - Orthogneiss ordovicien, 2 - migmatites et granite d'anatexie, 3 et 4 - granites hercyniens, 5 - sédiments briovériens, 6 et 7 - sédiments paléozoïques, 8 et 10 - mylonites, 9 - dolérites, 11 - failles, 12 - isograde de la biotite

encadré : 1 - granite d'anatexie, 2 - granite de Carnac, 3 - leucogranites, 4 - micaschistes, 5 - orthogneiss ordovicien de Roguedas - Arradon.

Le complexe migmatitique contient beaucoup de roches leptynitiques et de gneiss parfois oeilés qui ont été assimilés, nous l'avons vu, à des métasédiments. Certains gneiss oeilés prolongent le granite d'anatexie et ont été décrits avec les migmatites (embrechites oeilées) : d'autres s'individualisent en massifs et sont interprétés comme d'anciens granites (Cogné 1960). C'est le cas de l'orthogneiss de Moëlan daté en Rb-Sr à 474 ± 5 M.A. (Vidal 1972 - 2 σ).

La reconnaissance, par Le Métour, (1976) de l'existence de gneiss leptynitique à caractères intrusifs et leur datation à 463 ± 17 M.A. (Peucat et al., 1978, 2 σ) a conduit à revoir pour partie l'origine de ce type de roches. Certaines de ces formations ont ainsi été réinterprétées comme ayant une origine orthodérivée ; c'est alors qu'une étude axée sur l'homogénéisation des isotopes du Sr dans les métasédiments s'est orientée vers une étude sur les conséquences de l'orthogneissification sur les systèmes Rb-Sr et U-Pb.

Nous considérerons l'isochrone obtenue sur l'orthogneiss de Moëlan (Vidal 1972) comme une référence, ceci en raison de la qualité de l'isochrone obtenue et de la concordance de l'âge avec celui mesuré sur les zircons en U-Pb (Calvez 1976) :

données Rb-Sr

$$\left\{ \begin{array}{l} 474 \pm 5 \text{ M.A. (2 } \sigma) \\ I_0 = 0,7030 \pm 10 \\ \text{I.S.V., MSWD} = 0,8 \end{array} \right.$$

données U-Pb

$$\left\{ \begin{array}{ll} 498 \pm 23 \text{ M.A.} & (8 \text{ points}) \\ \text{MSWD} : 32 & (\text{ordonnée négative}) \end{array} \right.$$

L'âge retenu par Calvez 1976, était en fait la moyenne pondérée des rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sur 7 fractions de zircons c'est-à-dire que le calcul fait passer la discordia obligatoirement par l'origine. Le résultat devient alors de 485 ± 6 M.A. pour un MSWD de 18. C'est ce dernier âge qui est à comparer à celui de Calvez 1976 et au résultat Rb-Sr de 474 ± 5 M.A.. Dans le cas de cet orthogneiss, nous considérons que les systèmes U-Pb et Rb-Sr du granite n'ont pas été perturbés lors de leur histoire post - mise en place.

Nous savons que l'orthogneissification s'est déroulée avant la mise en place du granite d'anatexie qui lui n'est pas folié. De plus, ces orthogneiss se retrouvent parfois sous forme d'enclaves contenues dans les granites à cordiérite ; ceci est visible au Sud de Quimperlé au niveau de la déviation. Il faut en conclure que l'orthogneissification s'est déroulée dans les conditions de pression et de température qui étaient celles des épisodes de métamorphisme $M_1 - M_2$ décrits dans les migmatites par Le Métour (1976), c'est-à-dire entre 650 et 700°C pour 6 à 4 kb.

Les gneiss de Quimperlé

Ces gneiss ont été considérés comme le prolongement occidental des formations anatectiques de "l'anticlinal de Cornouaille". Cogné (1960) y reconnaissait cependant des pointements d'orthogneiss identiques aux roches de Moëlan. Jégouzo (1980) propose que l'ensemble de ces gneiss forme un massif d'origine orthodérivée qui constitue une bande de 50 km de long sur environ 25 km de large. Ce massif est situé à la proximité immédiate du massif de Moëlan (figure 48). Il se présente en deux bandes parallèles ; sept échantillons ont été prélevés dans la bande sud, un dans la bande nord, un autre en contact d'un granite à cordiérite non déformé, et un dernier en enclave dans ce même granite (déviation de Quimperlé).

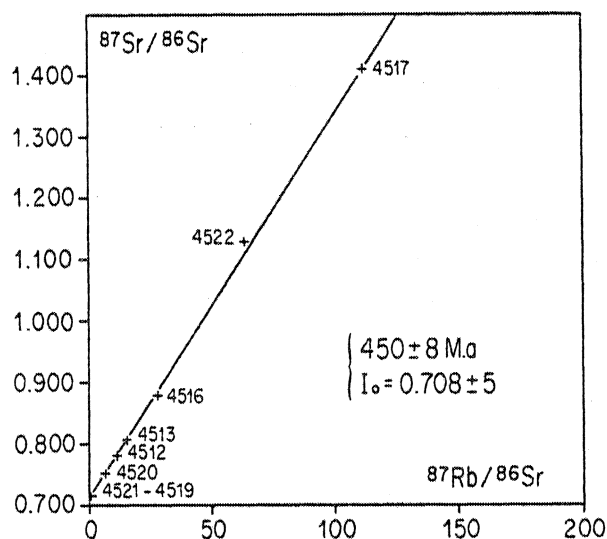


Fig. 49 : Diagramme Rb-Sr (R.T.) de l'orthogneiss de Quimperlé.

Les résultats sont reportés sur la figure 49. Les sept échantillons de la bande sud définissent une isochrone à 450 ± 8 M.A. (I.S.V., M.S.W.D. = 3) ; le rapport initial est de $0,708 \pm 5$.

L'échantillon 4514 de la bande nord est situé sous l'isochrone définie sur la figure 49 mais s'intègre à l'isochrone du granite de Moëlan définie par Vidal (1972), ce qui n'est peut être qu'un hasard.

L'échantillon 4522, est un orthogneiss collecté au contact du granite d'anatexie, il est situé près de l'isochrone de la bande sud (fig. 49) dans la marge des erreurs analytiques ; l'âge calculé avec les sept autres points devient alors de 455 ± 11 M.A., $I_0 = 0,7086 \pm 7$, MSWD = 6,8, E.P.

L'échantillon 4523 qui appartenait à une enclave d'environ 1 m^3 dans le granite est situé nettement sous l'isochrone. Ceci est probablement dû à une perturbation du système Rb-Sr provoquée par le granite.

L'âge de 450 ± 8 M.A. défini par les sept points de la bande sud est retenu et interprété comme l'âge de mise en place du granite. L'alignement des points n'a pas été bouleversé par l'orthogneissification ou par le métamorphisme hercynien.

Les leptynites de Roguedas

Ces leptynites sont intrusives dans les gneiss et les métatexites du golfe du Morbihan (figure 48) (Le Métour 1976, Le Métour-Audren 1979).

L'âge Rb-Sr de 463 ± 17 M.A. (figure 50) est sensiblement moins précis que ceux obtenus sur les massifs précédents. Le MSWD d'une valeur de 9 concrétise ce fait ; il traduit un alignement des points de moins bonne qualité dans le diagramme isochrone. L'âge de 463 ± 17 M.A. reste cependant interprété comme l'âge de mise en place du massif de Roguedas.

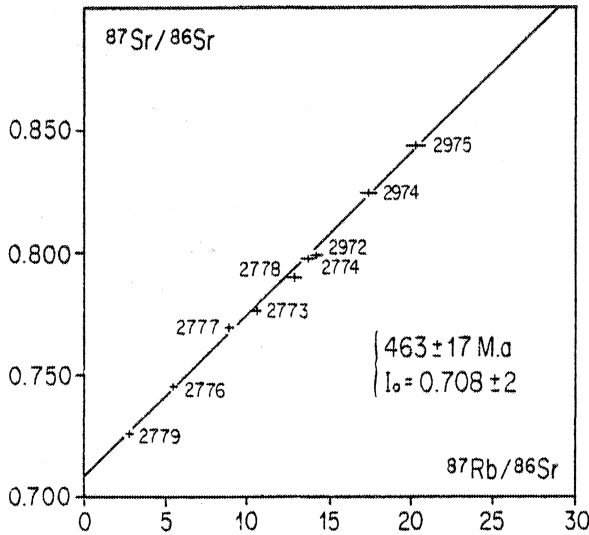


Fig. 50 : Diagramme Rb-Sr (R.T.) de l'orthogneiss de Roguedas - Arradon.

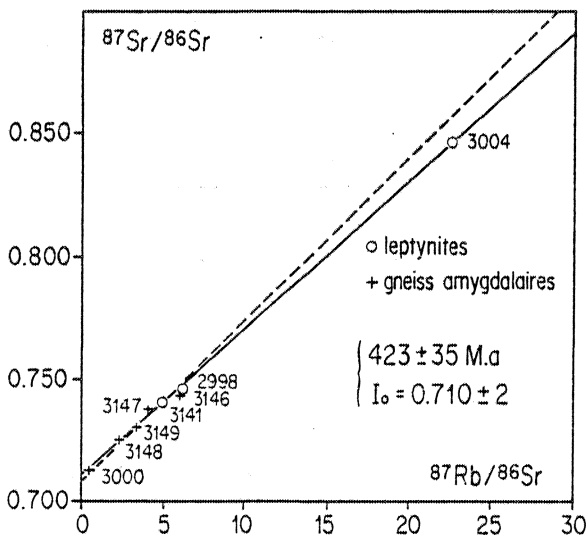


Fig. 51 : Diagramme Rb-Sr (R.T.) des gneiss et leptynites orthodérivés d'Arzal. (en tiretés l'isochrone de la fig. 50)

Les leptynites et les gneiss d'Arzal

Les leptynites et gneiss amygdalaires (œil-lés) de la région d'Arzal ont été étudiés en détail par Jégouzo (1973). Leur origine, tout d'abord discutée, est maintenant considérée par ce même auteur comme probablement orthodérivée. Ces orthogneiss forment une bande cartographie sur 70 km de long, qui atteint rarement plus de 5 km de large (figure 48). Les cinq échantillons de leptynite et les trois de gneiss amygdalaires analysés proviennent de la carrière d'Arzal. Ils définissent dans le diagramme isochrone (figure 51) un alignement à 423 ± 35 M.A. avec un rapport initial de $0,710 \pm 2$. L'alignement n'est pas de bonne qualité puisque le MSWD est de 35 ; il s'agit d'une erreuchrone.

Deux remarques sont à faire à propos de ces résultats :

- l'alignement initial, s'il a existé, est perturbé
- l'âge de 423 ± 35 M.A. est plus jeune (avec recouvrement des erreurs avec l'âge du massif de Quimperlé) que ceux des orthogneiss de référence (Moëlan : 474 ± 5 M.A., Quimperlé : 450 ± 8 M.A.). Si l'on compare l'isochrone obtenue avec celle de Roguedas ou Quimperlé (fig. 51), les quatre points aux rapports Rb/Sr les plus faibles sont sur ces isochrones alors que les points où ce rapport est plus élevé, s'en écarte progressivement. Il se peut que l'âge de 423 ne soit pas celui de la mise en place du granite mais que les points aux rapports Rb/Sr les plus élevés se soient déplacés

dans le sens d'une augmentation de ce rapport. Cet âge, malgré sa cohérence avec l'âge de l'épisode M_1 , n'aurait dans ce cas pas de signification géologique.

Note : si l'on inclue dans ce calcul les trois points "métasédiments du golfe" analysés par Vidal (1973), l'âge devient de 434 ± 34 M.A. avec un I_0 de $0,710 \pm 2$ et un MSWD de 36.

Les leptynites de l'île Dumet

Située à l'embouchure de la Vilaine, la petite île Dumet est constituée de micaschistes et de leptynites. Ces dernières en position parfois intrusive sont interprétées comme ayant une origine orthodérivée (Audren en cours).

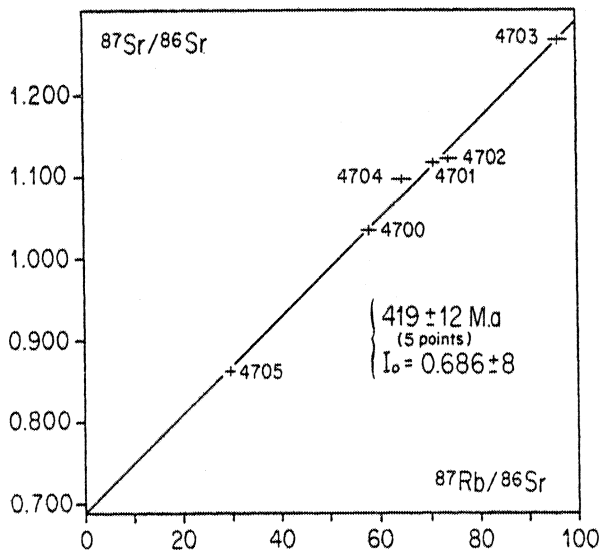


Fig. 52 : Diagramme Rb-Sr (R.T.) des leptynites orthodérivées de l'île Dumet.

solaire, traduit le "glissement vers la droite" des points dans le diagramme isochrone. Ce déplacement, déjà soupçonné à l'occasion de l'étude des leptynites d'Arzal se trouve ici confirmé. L'âge de 419 ± 12 M.A. (ou 428 ± 29 M.A.) malgré sa similitude avec l'âge de l'épisode M_1 , responsable au moins pour partie de l'orthogneissification, n'a à priori aucune signification géologique.

Les gneiss de Tréauray (diatexites)

Les diatexites qui entourent le granite d'anatexie ont donné des résultats qui sont dispersés dans le diagramme Rb-Sr entre les isochrones à 465 et 376 M.A. (figure 36).

Cependant, six points, donc cinq échantillons provenant de la vallée de Tréauray, s'alignent parfaitement (figure 53) ; les résultats sont les suivants :

$$\left\{ \begin{array}{l} - 663 \pm 53 \text{ M.A.} \\ - {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}^0 = 0,687 \pm 4 \\ - \text{MSWD} = 0,4, \text{ I.S.V.} \end{array} \right.$$

Le rapport initial, à nouveau inférieur à 0,7 peut traduire un alignement dû au hasard, ou alors un déplacement des points vers la droite du diagramme. Les zircons de l'échantillon 2989, point haut de l'isochrone, ont été datés à 466 ± 12 M.A. (fig. 46). Ils confirment l'origine pour partie orthodérivée de ces roches. Par contre, les échantillons 2991 et 2993 qui sont très proches pétrographiquement des granites d'anatexie, sont sans doute à exclure de ce raisonnement.

Cinq des six points Rb-Sr analysés définissent une isochrone (figure 52) dont les caractéristiques sont les suivantes :

$$\left\{ \begin{array}{l} - 419 \pm 12 \text{ M.A.} \\ - {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}^0 = 0,686 \pm 8 \\ - \text{MSWD} = 1,9 - \text{I.S.V.} \end{array} \right.$$

Le sixième point est légèrement au-dessus de l'isochrone et les résultats calculés sur l'ensemble des points deviennent :

$$\left\{ \begin{array}{l} - 428 \pm 29 \text{ M.A.} \\ - {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}^0 = 0,683 \pm 22 \\ - \text{MSWD} = 11, \text{ E.P.} \end{array} \right.$$

Le rapport initial inférieur à 0,7 montre que l'âge calculé ne peut pas être celui d'une homogénéisation isotopique. Ce rapport initial, inférieur à celui du système

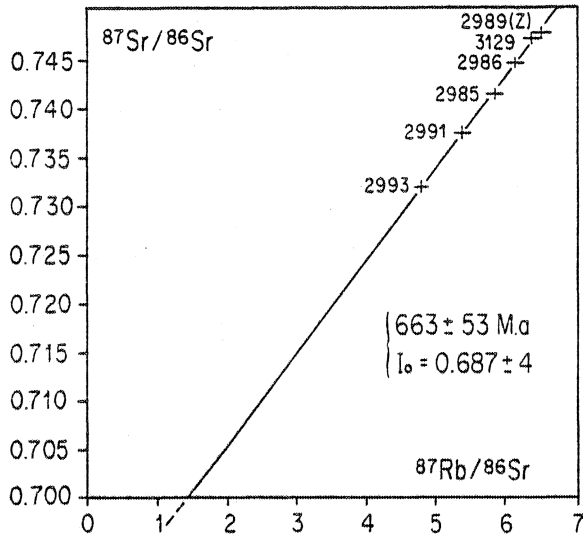


Fig. 53 : Diagramme Rb-Sr (R.T.) des diatexites de Tréaray (l'échantillon 2889 contient des zircons datés à 466 ± 12 M.A.).

554 \pm 17 M.A. avec un rapport initial de 0,7031 et un M.S.W.D. de 3,8 (E.P.).

Malgré la qualité surprenante de l'alignement des points dans le diagramme isochrone, l'âge Rb-Sr obtenu reste sans signification géologique.

En conclusion, cette étude montre que les orthogneiss étudiés ont subi des modifications de leur système Rb-Sr, malgré la persistance de corrélations isochrones. Il est possible que le résultat obtenu sur l'orthogneiss de Moëlan I par Vidal (1972) en soit aussi un exemple. Cinq points Rb-Sr du massif de Moëlan s'individualisent des autres mesures et s'alignent à 625 ± 69 M.A. avec un rapport initial de $0,699 \pm 4$ et un MSWD de 1,7 (I.S.V.). Ce rapport initial trop faible avait conduit Vidal à intégrer ces points avec les résultats obtenus sur le massif de Lanvaux I, l'alignement composite obtenu était alors de

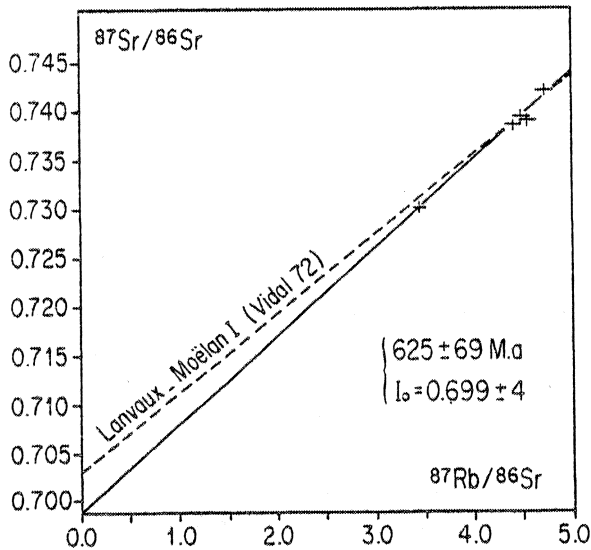


Fig. 54: Diagramme Rb-Sr (R.T.) de l'orthogneiss de Moëlan I, d'après les données de Vidal (1972).

A la suite des résultats obtenus dans ce travail, on peut se demander si les faciès Moëlan I ne correspondent pas aussi à une modification localisée du système Rb-Sr du granite daté à 476 ± 5 M.A.. Dans cette hypothèse, l'existence de faciès à 554 M.A. serait à reconsidérer. Ces modifications du système Rb-Sr pourraient être dues à des réhomogénéisations ponctuelles du Sr^* comme l'ont proposés Roddick et Compston (1977) avec leur modèle d'équilibration isotopique.

CONCLUSIONS

Les résultats obtenus montrent le comportement des différents chronomètres Rb-Sr et U-Pb lors de la succession de trois étapes métamorphiques dont on savait que la seconde s'était déroulée à 376 ± 19 M.A. (âge Rb-Sr du granite d'anatexie - Vidal 1973) et que le refroidissement à 300°C du dernier épisode était daté vers 300 M.A. (Vidal 1980). Selon les méthodes géochronologiques utilisées, l'âge des épisodes antéhercyniens peut être préservé ou bien totalement occulté ; certains chronomètres se révèlent réfractaires et d'autres plus sensibles lors de la succession des divers événements.

Les chronomètres réfractaires :

lors des épisodes $M_1 - M_2$, on n'observe pas d'homogénéisation des isotopes du Sr à l'échelle du massif dans les métasédiments ou les granites ordoviciens migmatisés.

Ce sont les zircons des paragneiss qui enregistrent et préservent les âges de métamorphisme les plus anciens. Les zircons provenant d'un gneiss non mobilisé enregistrent une perte épisodique à 403 ± 15 M.A. et ceux contenus dans une métatexite à 419 ± 32 M.A.. Ces âges, bien qu'il y ait recouvrement des erreurs, sont sensiblement plus anciens que ceux du granite d'anatexie. Ils peuvent correspondre à une perte épisodique provoquée lors de l'épisode M_1 ; en effet, les zircons perdent difficilement du Pb^x lors d'épisodes successifs et rapprochés, pour preuve, les événements hercyniens ne sont pas enregistrés dans notre exemple. Dans ce cas, les zircons n'auraient pas enregistré M_2 et l'âge le plus précis de 403 ± 15 M.A. traduirait le mieux l'âge du métamorphisme M_1 .

L'âge de l'événement M_2 qui est contemporain de la mise en place du granite d'anatexie de Ste Anne d'Auray est daté par ce dernier à 376 ± 19 M.A. en Rb-Sr (Vidal 1973). Le système Rb-Sr de ce granite n'est pas ou peu perturbé lors de l'événement hercynien. Il en est de même du système U-Pb des zircons qui préservent un âge de 372 ± 24 M.A.. Ces zircons ne sont pas hérités, ce qui signifie que les matériaux qui ont fondu n'en contenaient pas ou alors ils ont été détruits pendant l'épisode magmatique, alternative invérifiable avec les données actuelles. Ce granite provient de la fusion ou de la cristallisation de matériaux à rapports Rb/Sr plus faibles que ceux des métatexites-diatexites et orthogneiss observés à l'affleurement.

En résumé, les âges des épisodes de métamorphismes précoces ne sont préservés que dans le système Rb-Sr du granite et les systèmes U-Pb des zircons provenant de ce granite et des paragneiss plus ou moins migmatisés.

Les chronomètres sensibles

Des (ré)homogénéisations des isotopes du Sr se produisent sur une échelle minimum d'une dizaine de mètres dans les métatexites lors du métamorphisme hercynien (315 ± 25 M.A.) dans des conditions de températures qui peuvent être supérieures à 550°C .

A échelle encore plus réduite, les lits de gneiss dans les métatexites permettent de mettre en évidence des isochrones à 300 M.A. qui sont équivalentes d'isochrones sur minéraux, la biotite et la muscovite se refroidissant simultanément vers 300 M.A.

La monazite est aussi rajeunie dans les métatexites à 308 ± 10 M.A. et à 306 ± 12 M.A. dans le granite d'anatexie. Elle marque un refroidissement au-dessous de $530-600^\circ\text{C}$.

Ces âges, proches de 300 M.A., traduisent un refroidissement rapide de la chaîne qui passe d'une température supérieure à 530°C peut-être 600°C , à une température inférieure à 150°C qui est marquée par les âges en traces de fissions dans les apatites du granite d'anatexie à 300 M.A. (Carpena et al. 1979).

Si le rajeunissement des micas est un phénomène bien connu, les réhomogénéisations isotopiques à petite échelle sur roche totale sont moins fréquentes, et les résultats obtenus ici fournissent un argument en faveur des phénomènes d'équilibrations isotopiques proposés par Roddick et Compston (1977). De même, la monazite, souvent considérée comme un minéral très stable, confirme ici qu'elle est à interpréter en terme de refroidissement comme par exemple les micas.

L'orthogneissification

Les divers métamorphismes reconnus dans cette région affectent des granites ordoviciens qui sont transformés en orthogneiss avant la mise en place du granite d'anatexie.

Le système Rb-Sr des gros massifs d'orthogneiss ocellés ne sont pas perturbés ; les massifs de Moëlan (474 ± 5 M.A. - Vidal 1972) et de Quimperlé (450 ± 8 M.A.) en sont les meilleures illustrations. Les leptynites et certains gneiss ocellés dans des affleurements plus réduits montrent un glissement vers la droite ou un basculement des isochrones qui ont parfois un rapport initial inférieur à 0,7. Les âges mesurés sont alors sans significations géologiques. Par contre, dans des conditions P.T. identiques, le système U-Pb des zircons n'est pas significativement perturbé.

**3^e partie : Métamorphismes HP, B et HT
dans les complexes basiques**

1 schistes bleus de l'île de Groix

**2 complexe basique de la Baie d'Audierne
éclogites de Vendée**

3 granulites et anorthosites de Laponie

Les schistes bleus de l'île de Groix

CONTEXTE GEOLOGIQUE

Les formations de l'île de Groix appartiennent à la chaîne hercynienne d'Europe moyenne. Elles sont composées pour l'essentiel de micaschistes (fig. 55) et de niveaux basiques qui atteignent parfois plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Trois grands types de roches basiques ont été étudiés ici : les prasinites, les éclogites à glaucophane et les glaucophanites litées à épidote ; ils correspondent aux variétés les plus abondantes de l'île.

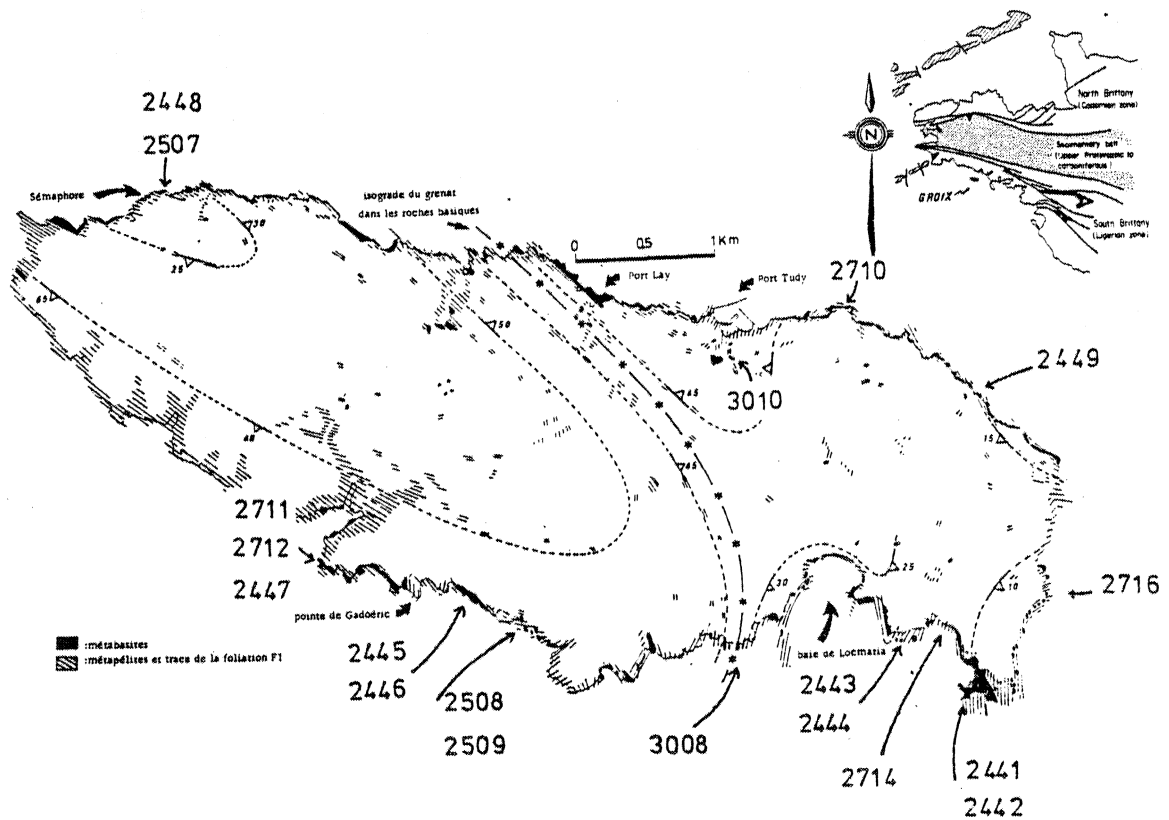


Fig. 55 : Carte géologique de l'île de Groix, d'après Quinquis 1980 et localisation des échantillons analysés.

Les principales paragenèses métamorphiques ont été décrites par de nombreux auteurs (Cogné 1960, Félix 1970, 1972, Mackanjuola et Howie 1972, Triboulet 1974 et Carpenter 1976) ; elles caractérisent un métamorphisme de haute pression et basse température du faciès schistes bleus. Les conditions thermodynamiques de ce métamorphisme ont été établies par Triboulet (1974) et Carpenter (1976).

d'après Triboulet

métamorphisme à schistes bleus (M₁)

- . faciès éclogite à glaucophane : 8,5 kb, 530°C.
- . faciès à glaucophane, épidote et grenat : 8 kb, 500°C
- . faciès schiste vert (prasinites) à amphiboles bleu-vert : 7,5 kb, 470°C

rétromorphose (R)

- . rétromorphose partielle dans le faciès à amphiboles bleu-vert, épidote, albite, chlorite à 6,5 kb, 470°C

d'après Carpenter

métamorphisme à schistes bleus (M₁)

- . zone à grenat : 8 à 9 kb, 400-450°C (partie est de l'île)
- . zone sans grenat : 6,5 à 8 kb, 350-400°C

rétromorphose (R)

- . diminution des pressions entraînant une augmentation des températures jusqu'à 500°C

La nature géochimique des roches basiques de l'île de Groix a fait l'objet d'études préliminaires à l'aide des éléments majeurs et traces dont les terres rares (Jahn et al. 1977, Carpenter et al. 1978). Le tableau 1 représente les valeurs moyennes obtenues sur les éléments majeurs pour ces roches. Les valeurs éliminées lors du traitement statistique témoignent de l'amplitude des variations observées et donc de la complexité du problème géochimique.

	Eclogites à glaucophane			Glaucophanites litées à épidote			Prasinites		
	21 analyses			47 analyses			23 analyses		
	Moyenne †	Ecart-type	Valeurs écartées (‡)	Moyenne †	E.T.	Valeurs écartées (‡)	Moyenne †	E.T.	Valeurs écartées (‡)
SiO ₂	48,83	(1,93)	54,2	49,41	(2,17)	58,7 - 43,9	46,90	(2,27)	54,6 - 56,1
Al ₂ O ₃	14,05	(0,95)	18,3	15,87	(1,18)	18,8-19,2-12,6	15,79	(1,2)	19,2 - 12,4
Fe ₂ O ₃	7,42	(1,97)	14,5	8,64	(2,27)	14,2	6,51	(2,7)	
MgO	5,09	(0,86)	2,3 - 7,4	4,87	(1,77)	12,4 - 9,5	7,84	(2,3)	13,1
CaO	8,31	(1,63)		7,93	(2,65)	0,99	8,20	(1,7)	3,2
Na ₂ O	4,10	(0,59)	6,0	3,48	(0,93)	1,4 - 5,9	3,31	(1,09)	6,3
K ₂ O	0,19	(0,15)	0,85	0,50	(0,37)	2,2 - 1,8	0,34	(0,23)	1,4 - 1,2
TiO ₂	2,06	(0,83)		1,89	(0,46)	5,1 - 0,5	1,81	(0,42)	0,65 - 0,5
P ₂ O ₅	0,06	(0,06)	0,03 - 0,2	0,06	(0,1)	0,9	0,09	(0,11)	0,46
P.F.	1,29	(0,40)	3,09	2,5	(0,76)	4,7-4,8-5-5,1	3,79	(1,24)	8 - 9,5

Tableau 1 : Analyses chimiques des éléments majeurs des roches basiques de l'île de Groix, valeurs moyennes (les roches à glaucophane se différencient des schistes verts par une teneur en MgO plus faible).

Les déformations affectant les séries groisillonnes ainsi que les relations déformations - cristallisations ont été étudiées par Jeannette (1965), Cogné et al. (1966), Boudier et Nicolas (1976), Carpenter (1976), Quinquis (1980). D'après ce dernier les premières déformations D₁ (foliation métamorphique affectée par des plis fourreaux) sont associées à la cristallisation des minéraux M₁ (fig. 56). Pendant la rétromorphose (R), des minéraux de M₁ (phengite + épidote) continuent à cristalliser ; il apparaît de la chlorite et de l'albite. Deux phases de déformations (D₂ + D₃) surviennent après la rétromorphose ; c'est pendant ces déformations que le glaucophane est plissé et brisé.

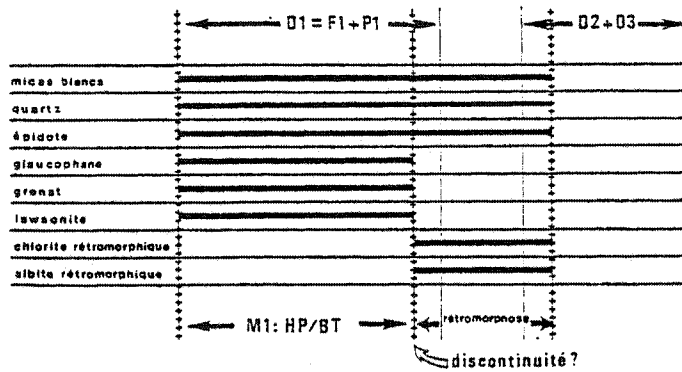


Fig. 56 : Relations déformations - cristallisations dans les schistes bleus de l'île de Groix, d'après Quinquis 1980.

paragenèses à glaucophane laissent cependant penser que le métamorphisme de H.P. n'appartient pas à l'histoire la plus ancienne du massif. La datation radiométrique de ces formations, dont on connaît l'intérêt géodynamique (Quinquis et Choukroune 1981) a donc été entreprise par les méthodes Rb-Sr, K-Ar (en collaboration avec J.C. Hunziker) et U-Pb.

AGES Rb-Sr ET K-Ar

Les minéraux principalement étudiés sont le glaucophane, la phengite et l'épidote. Ces minéraux appartiennent à la première paragenèse bien que la phengite et l'épidote continuent de cristalliser durant la rétro-morphose (c.f. introduction géologique).

Âges des phengites

- huit micas ont été extraits de roches basiques, deux de micaschistes à glaucophane et deux de micaschistes alumineux. Il s'agit de phengite (déterminations par Rx effectuées par Frey à Berne) à l'exception de l'échantillon 2442 qui contient de la paragonite et dont seul l'âge K-Ar a été mesuré. Les résultats sont donnés dans le tableau 2.

Les âges Rb-Sr ont été calculés avec le couple phengite - roche totale pour sept échantillons, avec le couple phengite-épidote pour deux échantillons et avec un rapport initial de 0,705 pour les deux derniers. Les résultats sont compris entre 342 ± 7 et 396 ± 18 M.A.

Les âges obtenus en K-Ar sur les mêmes échantillons par Hunziker (non publiés) sont compris entre 341 ± 14 et 358 ± 15 M.A.. Ces âges sont inférieurs aux âges Rb-Sr, bien qu'il y ait recouvrement des erreurs analytiques dans tous les cas. Les âges K-Ar obtenus par Carpenter et Civetta (1977) sont sensiblement inférieurs, aux résultats obtenus par Hunziker (327 ± 10 à 339 ± 10 M.A.)

L'interprétation que l'on peut donner des âges sur micas dépend essentiellement de la bonne connaissance, 1) des conditions thermodynamiques du métamorphisme, 2) des températures de blocage de la diffusion des isotopes considérés. La rétro-morphose se déroule entre 470° et 500°C selon les auteurs. Or cette température est celle des conditions de blocage du Sr^* dans les phengites (d'après Purdy et Jaëger 1976). Donc, en toute rigueur, les âges Rb-Sr obtenus doivent être proches de l'âge de la rétro-morphose. Par contre, comme les âges K-Ar enregistrent selon les mêmes auteurs, le passage à 350°C , ils peuvent alors être postérieurs à l'âge de cette rétro-morphose selon la vitesse de refroidissement et l'histoire post-métamorphique des roches.

Cette interprétation serait correcte si les âges Rb-Sr et K-Ar étaient peu étalés dans le temps. On a montré qu'ils se répartissent en fait sur environ 50 M.A. ; il ne s'agit donc pas d'

* les erreurs publiées par ces auteurs sont à 1σ alors que les données de ce travail sont à 2σ

L'âge du métamorphisme de haute pression et basse température ne peut être déterminé par les méthodes géologiques de terrain. En effet, les schistes bleus de l'île de Groix, de par leur position insulaire et de plus allochtone (Lefort et Segoufin 1978) sont géologiquement isolés des formations reconnues sur le continent dont l'histoire se déroule entre 2000 et 300 M.A. (Vidal 1980). Mais le caractère polymétamorphique du Massif armoricain et la préservation de pa-

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ actuel	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ à 420 M.a	Âges Rb-Sr en M.a	Âges K-Ar en M.a
2441 : glaucophanite liée à epidote et grenat							
. R.t.	22,0	258	0,25	0,71027	0,70868		
. Phengite	359	8,31	125	1,3139		342 ± 7	348 ± 14 ^x
. Epidote (1)	8,27	534	0,045	0,70932	0,70905		
(2)				0,70950			
. Glaucophane	3,94	66,5	0,17	0,70846	0,70744		
2442 : Prasinite							
. R.t.	2,44	136	0,052	0,70525	0,70497		
. Paragonite	7,15	27,0	0,76	0,71353	0,70877		273 ± 14 ^x
. Epidote	2,78	606	0,013	0,70533	0,70525		
. Albite	0,31	8,38	0,10	0,70674	0,70614		
. Hornblende	0,87	12,0	0,21	0,70656	0,70550		
2443 : Eclogite à glaucophane							
. R.t.	4,2	252	0,748	0,70683	0,70654		
. Phengite	217	12,2	51,3	0,9631		352 ± 8	358 ± 15 ^x
. Epidote	4,85	1651	0,008	0,70578	0,70573		
2444 : Prasinite micacée							
. R.t.	141	52,7	7,74	0,75183	0,70567		
. Phengite	270	36,9	21,2	0,82273		374 ± 15	349 ± 14 ^x
. Epidote	(6)	(326)	(0,05) ^x	0,71614	0,71592		
2445 : glaucophanite							
. R.t.	45,6	704	0,18	0,70709	0,70603		
. Phengite	197	14,0	38,8	0,90074		352 ± 9	341 ± 14 ^x
. Epidote	(6)	(1053)	(0,016)	0,70545	0,70519		
. Glaucophane	6,69	260	0,074	0,70778	0,70731		
2446 : Prasinite							
. R.t.	15,3	108	0,42	0,70790	0,70539		
. Apatite	-	-	(0,01)n.m.	0,70511	0,7050		
2447 : Glaucophanite							
. R.t.	3,98	379	0,24	0,70898	0,70844		
. Epidote	-	-	(0,01)n.m.	0,70887	0,7088		
. Glaucophane	3,98	39,8	0,29	0,70888	0,70815		
2448 : Prasinite							
. R.t.	1,39	195	0,02	0,70658	0,70645		
. Epidote	(3)	(1014)	(0,008)	0,70607	0,7060		
. Apatite	(8)	(376)	(0,06)	0,70558	0,7052		
2449 : Glaucophanite							
. R.t.	1,47	184	0,023	0,70783	0,70769		
. Epidote	(2)	(442)	(0,01)	0,70769	0,70763		
. Glaucophane	0,76	20,3	0,11	0,70853	0,70797		
PM 6 : Glaucophanite							
. Phengite	364	71,6	14,7	0,7767		342 ± 11	327 ± 10 ^{xx}
. Glaucophane							329 ± 35 ^{xxx}

Tableau 2 : Résultats Rb-Sr et âges K-Ar des roches totales et des minéraux de l'île de Groix.

+ analyses Rb-Sr in Vidal (1972)

x analyses K-Ar Hunziker (non publiés)

xx analyses K-Ar Carpenter et Civetta (1977)

xxx analyses ^{39}Ar - ^{40}Ar Maluski (1977)

* les teneurs inscrites entre parenthèses correspondent à des mesures effectuées en F.X. par F. Vidal.

- les échantillons n° 3008 et 3010 ont été fournis par Triboulet et correspondent respectivement aux échantillons LQ 2-3 et Krlv-2 de cet auteur.

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ actuel	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ à 420 M.a	Ages Rb.Sr en M.a	Ages K-Ar en M.a
PC 10 : Glaucophanite . Epidote . Phengite . Glaucophane	210	39,1	15,5	0,7055 0,7808		344 ± 10	339 ± 11 ^{XX} 317 ± 11
LH 13 : Prasinite . Epidote . Phengite . L.H. 13 Glaucophane	418,3	20,05	60,41	0,71029 1,0254		367 ± 6	336 ± 11 ^{XX} 296 ± 17 ^{XX} 318 ± 34 ^{XX} 320 ± 10 ^{XXX}
R 54 : micaschiste à glaucophane . R.t. [*] . Phengite	73,5 250	263 24,9	0,81 29,1	0,7094 0,8551		362 ± 10	
R 55 : micaschiste . R.t. [*]	84,9	30,3	8,13	0,7529			
R 56 : micaschiste . R.t. [*]	196	65,1	8,74	0,7569			
R 96 : micaschiste . R.t. [*]	128	60,6	6,11	0,7376			
2710 : micaschiste à jaspe . R.t.	52,6	50,0	3,05	0,72373			
2711 : micaschiste à glaucophane . R.t.	93,4	182	1,49	0,71483			
2712 : micaschiste à glaucophane . R.t. . Phengite	208 218	104 24,9	2,98 25,4	0,72309 0,8369		358 ± 10	
2714 : micaschiste . R.t. . Phengite	194 412	71,8 77,3	7,82 15,4	0,75340 0,79619		396 ± 18	
2507 : Prasinite . R.t.	9,86	231	0,123	0,70667	0,70593		
2508 : Prasinite . R.t.	11,2	183	0,178	0,70740	0,70633		
2509 : Glaucophanite . R.t.	30,0	362	0,239	0,70701	0,70559		
3008 : Glaucophanite . R.t.	55,5	142	1,13	0,71136	0,70460		
3010 : Glaucophanite . R.t.	107	326	0,955	0,71357	0,70787		

Tableau 2 :
suite

un phénomène de refroidissement simple.

Cet étalement des âges indique qu'il doit plutôt s'agir d'un phénomène de rajeunissement partiel, c'est-à-dire que les âges obtenus sont mixtes, compris entre deux événements géologiques. Cela signifie que le *métamorphisme de haute pression - basse température est plus ancien ou égal à 396 ± 18 M.A.* et qu'un événement plus récent que 340 M.A. est la cause du rajeunissement partiel. Ce dernier a dû se dérouler dans des conditions de faible température pour ne pas ouvrir totalement le système K-Ar de la phengite (< 350°C) et pour ne pas déstabiliser le glaucophane ; ce ne peut donc pas être la rétro-morphose (470-500°C) qui a donc dû succéder rapidement à l'épisode de haute pression - basse température.

AGES DES GLAUCOPHANES

Contrairement aux phengites, le glaucophane ne cristallise que lors du métamorphisme M_1 et il n'est que peu ou pas rétro-morphosé.

Des âges ^{39}Ar - ^{40}Ar ont été obtenus par Maluski (1977) et K-Ar par Carpenter (1976) et Carpenter et Civetta (1977). Ils sont tous plus jeunes que ceux obtenus sur les phengites. La valeur la plus précise et qui sera retenue est celle obtenue par Maluski (1977) et qui est de 320 ± 10 M.A. . Un échantillon (LH3) s'écarte de cette valeur car il donne un âge de 296 ± 17 M.A. (Carpenter 1976), cet âge est cependant suspect car l'échantillon a probablement été broyé trop finement. Toutefois, un âge proche (295 ± 14 M.A.) a été obtenu par ce même auteur, sur une barroisite et sur une paragonite ($273 \pm$ M.A.) par Hunziker.

L'ensemble des âges sur micas et amphiboles se répartit de la manière suivante :

Phengite (Rb-Sr > K-Ar)	Glaucophane K-Ar	barroisite K-Ar	paragonite K-Ar
396-340 M.A.	= 320 (296?) M.A.	300 M.A.	280 M.A.

Ce résultat est à priori surprenant car le pouvoir de rétention de l'Ar dans les amphiboles est le plus souvent considéré comme supérieur à celui des micas (Hanson et Gast, 1967). Ceci veut dire que les "âges amphiboles" sont en général plus proches de l'âge de la cristallisation dans une paragenèse amphiboles - micas que celui donné par ces mêmes micas. On observe donc ici une relation des âges amphiboles - micas inverse à ce qui est le plus souvent constaté.

Cependant, plusieurs exemples dans la littérature montrent que le comportement de l'Ar dans le glaucophane est variable et peut être différent de celui des autres amphiboles :

- les cas pour lesquels les âges sur glaucophane sont plus anciens que ceux obtenus sur la phengite sont connus en Corse (90 et 40 M.A. respectivement) (Maluski 1977) ainsi qu'en Nouvelle Calédonie (68 M.A. et 36 M.A. respectivement) (Blacke et al. 1977) et aussi dans certaines parties des Alpes (80 et 40 M.A. respectivement) (Grand Paradis - Chopin 1977).

Les différences d'âges observées sont trop importantes pour invoquer un simple refroidissement et les différents auteurs interprètent leurs données en termes de polymétamorphisme de haute pression en Nouvelle Calédonie ou bien en possibilité d'un événement thermique (ou tectonique) provoquant la réouverture des phengites (Grand Paradis - Corse) sans affecter les glaucophanes.

- le cas inverse où les âges phengite sont supérieurs à l'âge glaucophane (ou de la crossite) est assez répandu, principalement dans les schistes bleus de l'Ouest américain des Franciscains jusqu'à l'Alaska (Coleman et al. 1971 - Suppe et Armstrong 1972 - Forbes et Lanphère 1973 - Carden et al. 1977, Schweickert et al. 1980).

Coleman et Lanphère (1971) constatent que l'Ar est mieux retenu dans les phengites et que le glaucophane perd de l'argon pendant un transport tectonique ou bien pendant une phase de métamorphisme tardive. Ce phénomène est également relevé par Ernst (1971) dans le Franciscain.

C'est encore le cas dans certaines zones des Alpes de l'Ouest (Hunziker 1974) où trois gammes d'âges sont obtenues sur glaucophane (80, 40 et 15 M.A.), les âges sur phengites (40-50 M.A.) s'accordent avec le second groupe d'âge trouvé sur glaucophane. Cet auteur ne pense pas qu'il s'agisse de trois époques de métamorphisme de haute pression mais plutôt que le glaucophane a recristallisé "under metastable conditions in response to subsequent tectonic and greenschist metamorphic overprint after the formation under high pressure conditions" (in Hunziker 1979).

Cette tendance des glaucophanes à perdre de l'argon pendant des phénomènes tectoniques a bien été montré par Maluski (1977) en Corse par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar . Différents plateaux, correspondant à différentes phases tectoniques sont mises en évidence, démontrant ainsi la sensibilité de ces minéraux "aux événements tectoniques au niveau des sites de faible rétentivité et de rétentivité intermédiaire".

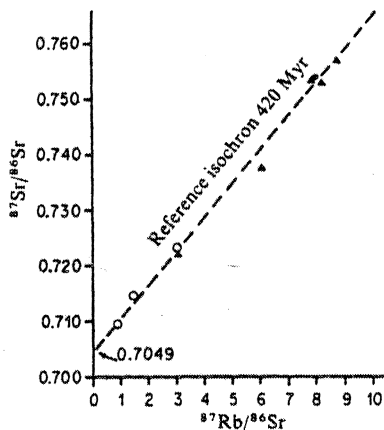
Dans le cas de l'île de Groix, le glaucophane subit après l'épisode M_2 , deux phases de plissement (D_2 et D_3) qui le plisse ou le casse. Ceci permet donc de penser qu'il y a effectivement eu une perte de Ar^* pendant D_2 ou D_3 . Cette perte semble avoir été totale puisqu'un seul "plateau" a été enregistré en ^{39}Ar - ^{40}Ar . L'âge de 320 ± 10 M.A. a donc une signification géologique précise qui est l'âge de l'événement tectonique D_2 ou (et) D_3 . Cet événement tectonique n'est probablement pas accompagné d'une forte élévation de température puisqu'il n'affecte que partiellement les âges phengites et que le glaucophane reste stable. Il s'agit donc d'un événement à caractère principalement dynamique.

Rb-Sr SUR MICASCHISTE (R.T.)

. Les résultats sont reportés dans le tableau 2 et la figure 57.

Deux variétés de micaschistes ont été analysées :

- les micaschistes alumineux
- les micaschistes à glaucophane



Whole-rock reference isochron for micaschists: (○) micaschists with glaucophane, (▲) micaschists without glaucophane. Age calculated from seven points is 421 ± 7 Myr with an $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratio of 0.7049 ± 3.10^{-4} ($\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$). (●) Micaceous metabasic rock (2444).

Fig. 57 : Diagramme Rb-Sr (R.T.) des micaschistes de l'île de Groix, d'après Peucat et Cogné 1977.

. Sept des huit échantillons analysés définissent une droite dans le diagramme isochrone. L'âge calculé est alors de 421 ± 19 M.A. à 2σ et le rapport initial de $0,7049 \pm 3$ (M.S.W.D. = 9). L'échantillon R 96, en dehors de cette droite, a été analysé lors de travaux antérieurs (in Vidal 1980) et il n'est pas possible de proposer une interprétation pour ce point dont on ignore la nature et la position à l'affleurement.

L'interprétation des isochrones sur les métasédiments est délicate et plusieurs hypothèses doivent être examinées ici :

- cet âge est sans signification géologique et l'alignement observé correspond à une droite de mélange
- cet âge a une signification géologique et dans ce cas, plusieurs possibilités existent, il peut s'agir :
 - + d'un âge hérité
 - + de l'âge de la sédimentation

- + de l'âge de la diagenèse
- + d'un âge de métamorphisme.

Il est surprenant d'obtenir des isochrones sur des roches sédimentaires car l'héritage détritique produit à priori une distribution hétérogène du système Rb-Sr (Compston et Pidgeon 1962). Cependant, il existe un certain nombre d'isochrones sur de tels matériaux (c.f. compilation de Gebauer et Grünenfelder 1974) :

dans certains cas, il n'est possible de tracer que des erreurs chronométriques, dont l'âge est plus ancien que celui de la sédimentation (Bath 1974) en raison de l'héritage détritique. Les isochrones ont parfois été interprétées comme l'âge du dépôt (Compston et Pidgeon (1962), Chaudhuri et Brookins (1969), Obradovich et Peterman (1968) etc..., ou bien l'âge de la diagenèse Moorbath (1969), Hofmann (1970), Clauer (1973).

Il apparaît cependant que les chances d'homogénéisation sont plus grandes quand les phénomènes métamorphiques sont plus importants, en particulier dans les sédiments les plus fins comme les shales (Gordani et al. 1978). Dès l'anchizone, le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des argiles est réhomogénéisé (N. Clauer 1976) ; quant aux roches totales, nombre d'exemples ont montré que les âges obtenus correspondaient à des âges de métamorphisme (Clauer et Bonhomme 1970, Bath 1974, Gebauer et Grünenfelder 1974). Ces interprétations sont le plus souvent parfaitement soutenues par des faits géologiques, l'âge de la série étant connue par des méthodes stratigraphiques. C'est sous cet aspect que nous pouvons tenter d'appuyer notre interprétation ; nous disposons de deux approches :

1) bien que les formations de l'île de Groix soient isolées du fait de leur position insulaire, des séries de prasinites et de micaschistes identiques leur font cependant face sur le continent, dans la région du Pouldu. Elles y sont recoupées par des granites ordoviciens datés à 474 ± 5 M.A. en Rb-Sr et 485 ± 6 M.A. en U-Pb, (valeurs recalculées d'après les données de Vidal 1972 et Calvez 1976). L'analogie entre ces formations est telle, excepté le métamorphisme à schistes bleus, qu'il est probable qu'à Groix l'âge du dépôt des sédiments et aussi du volcanisme associé soient antérieurs à l'Ordovicien.

2) une estimation de cet âge de sédimentation peut être proposée à partir des données isotopiques. Il est possible, en connaissant un âge d'homogénéisation (post sédimentation), la constitution isotopique des matériaux à cet âge (rapport initial), et le rapport Rb/Sr global des sédiments, d'estimer un âge de la région source des matériaux sédimentés, et donc d'obtenir un âge maximum pour la sédimentation. Les données sont reportées dans un diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial = f(t), diagramme de W. Compston et Jeffery, 1961 (fig. 58). On peut, à l'aide de ce diagramme, estimer l'âge des matériaux entre 560 et 430 M.A.. Si les arguments géologiques donnés précédemment sont exacts, la sédimentation se situe alors entre 560 et 474 M.A.. Par conséquent, l'isochrone à 420 M.A. obtenue en Rb-Sr ne peut donc pas correspondre à l'âge de la sédimentation, ce ne peut être que l'âge de la diagenèse ou celui d'un métamorphisme.

Il est cependant difficile d'imaginer le mécanisme qui a permis une homogénéisation des isotopes du Sr à grande échelle dans ces formations sédimentaires dépourvues de toute fusion. Nous savons que la diffusion volumique, même à l'état liquide, joue un rôle négligeable (Hofmann, 1973) or des homogénéités isotopiques s'observent dans les métasédiments ! Un autre mécanisme "catalyseur" de la diffusion est donc intervenu dans ce cas. L'homogénéisation isotopique semble favorisée par des phénomènes tels que :

- l'apparition de la schistosité (Bath 1974, Gebauer et Grünenfelder 1974)
- la finesse du grain (Gordani et al. 1978)
- l'importance de la phase fluide. (Watson 1981)

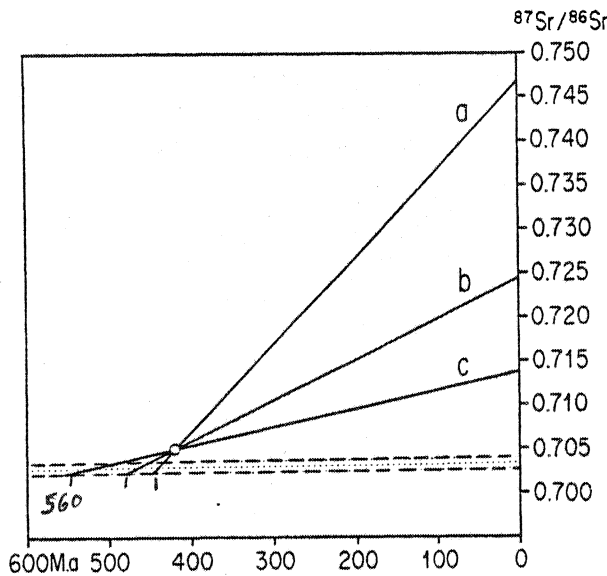


Fig. 58 : Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ f(t), micaschistes de l'île de Groix. Les droites correspondent à des rapports Rb/Sr de 2,4 (a - micaschistes alumineux), 1,12 (b - moyenne de l'ensemble des micaschistes), 0,5 (c - micaschistes à glaucophane).

rition de la schistosité, c) par diminution des hétérogénéités isotopiques survenues lors de la sédimentation. Il se réalise à cette occasion une homogénéisation isotopique à une petite échelle dont le mécanisme peut être la diffusion comme on a pu l'observer dans le cas des métatexites du Morbihan.

- cette homogénéisation se réalise à petite échelle et ce, dans l'ensemble de la formation. Les variations des rapports Rb/Sr étant équivalentes à petite échelle avec celles de l'ensemble de la formation, on a l'illusion d'une homogénéisation isotopique à grande échelle, alors qu'il s'agit en fait des conditions de l'équilibration isotopique décrite par Roddick et Compston (1977).

Dans ce cas, c'est un âge en rapport avec la diagenèse ou un métamorphisme qui est obtenu ; mais il n'est pas exclu que ce phénomène se soit réalisé lors d'événements antérieurs à M_1 (métamorphisme de faible intensité masqué par le métamorphisme de haute pression. De toutes façons, cet âge isochrone signifie que le métamorphisme H.P.-B.T. (M_1) ne peut être plus ancien que 420 M.A.. On a donc :

421 ± 7 M.A. > métamorphisme à schistes bleus M_1 > 396 ± 18 M.A.

(isochrone Rb-Sr)

(phengite Rb-Sr)

Rb-Sr SUR LES ROCHES BASIQUES (R.T.)

Les résultats sont reportés dans le tabl. 2 et sur la fig. 59. Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurés ont été recalculés à 420 M.A.. Ces rapports initiaux sont compris entre 0,705 et 0,709. Des mesures effectuées par P. Taylor (in Carpenter 1976) élargissent cette gamme entre 0,704 et 0,711. Le choix d'un âge de correction plus ancien entraîne une faible variation de ces valeurs tout en conservant la même gamme de dispersion.

En partant de ces constatations, il est alors possible d'imaginer l'histoire suivante :

- la sédimentation est accompagnée(1) d'une homogénéisation géochimique (mélange mécanique) telle qu'à petite échelle les variations du rapport Rb/Sr sont équivalentes à l'échelle de la formation sédimentaire et (2) d'une diminution des hétérogénéités isotopiques (Cordani et al. 1978 proposent que la sédimentation soit accompagnée d'une homogénéisation isotopique en particulier sur les shales où le mélange mécanique des grains peut être important. Cette condition n'est pas nécessaire ici.).

- lors de l'élévation de la température (métamorphisme) la diffusion volumique s'effectue à petite échelle. Elle est favorisée a) par une importante phase fluide (Watson 1981) car dans ce type de métamorphisme diagenèse et métamorphisme peuvent être des phénomènes très rapprochés, b) par l'apparition de la schistosité, c) par diminution des hétérogénéités isotopiques survenues lors de la sédimentation.

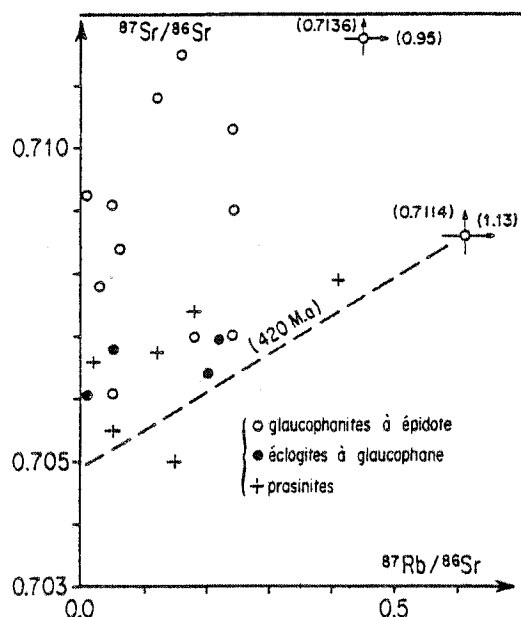


Fig. 59 : Diagramme Rb-Sr (R.t.) des roches basiques de l'île de Groix. Les données de Carpenter 1976 ont été reportées.

Un premier examen de ces résultats montre (fig. 59) que les roches ayant les plus hauts rapports initiaux sont les roches à glaucophane. De façon plus précise, les prasinites et les éclogites à glaucophane ont des rapports initiaux (RI) inférieurs à 0,707. Les roches à RI supérieurs à 0,707 sont uniquement des glaucophanites litées à épidote.

Les roches à R.I. les plus bas sont donc les roches les plus massives et les plus homogènes. A l'inverse, les R.I. les plus élevées sont obtenus sur des roches formées d'une alternance de lits centimétriques monominéraux de glaucophane et d'épidote qui représente la foliation métamorphique.

Cette variation du R.I. est peut être aussi à corrélérer avec la variation de la teneur en Sr de ces roches. Les roches à R.I. inférieure à 0,7055 et 0,707 ont une teneur de 210 ppm et les roches dont le rapport initial est supérieur à 0,707 ont une teneur en Sr de 260 ppm. Si cette

tendance paraît réelle au niveau des moyennes, deux exceptions sont à signaler : la roche Kerz 1, R.I. de 0,704 avec une teneur en Sr de 480 ppm Sr et la roche 2445, R.I. de 0,706 avec une teneur en Sr de 700 ppm.

Plusieurs facteurs peuvent expliquer l'hétérogénéité des rapports initiaux du Sr des metabasites de Groix. Si la mise en place s'est effectuée en domaine continental, le magma a pu être contaminé par la croûte lors de son ascension. L'altération de basaltes par des sédiments et pour partie par l'eau de mer ou bien comme les phénomènes de métasomatose dans un volcanisme sous-marin ont pu également jouer un rôle. Mais ces différents modèles devraient impliquer l'existence de corrélations avec des éléments majeurs (ou traces) et en particulier une variation du rapport Rb/Sr, qu'il n'a pas été possible de mettre en évidence.

Par contre, la corrélation qui existe entre le rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ initial et l'anisotropie de ces roches est beaucoup plus nette, les prasinites à RI les plus bas sont des roches homogènes contrairement aux glaucophanites litées à épidote. Cette anisotropie est liée aux phénomènes tectonométamorphiques se déroulant lors du métamorphisme de H.P. et c'est à cette période que s'est probablement déroulée la modification des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initiaux des basaltes. Des minéraux, tels que l'épidote, très riche en Sr (500 - 1600 ppm), ou même le glaucophane (20 à 260 ppm) ont pu piéger du Sr^x pendant le métamorphisme. Ce Sr^x pourrait provenir des micaschistes avant l'achèvement de l'homogénéisation isotopique pendant la circulation des phases fluides.

Il y aurait ainsi contamination "crustale" non pas lors de la mise en place du magma basique mais lors du métamorphisme. Un même phénomène aboutirait alors à deux effets opposés : 1) homogénéisation(s) (+ équilibration isotopique ?) des isotopes du Sr au niveau des formations sédimentaires qui donneront les micaschistes, 2) contamination du Sr^x dans les roches basiques par le Sr^x des sédiments. Cette contamination étant la plus importante dans les niveaux les plus modifiés tectoniquement, zones pouvant correspondre à des zones plus importantes de circulation de fluides.

Cette hypothèse de contamination lors du métamorphisme n'impose pas une mise en place des roches basiques en domaine continental, ceci est plus conforme avec le RI de l'isochrone des micaschistes (0,7049) car ce sont d'anciens sédiments qui peuvent dériver en grande partie de l'altération de basaltes ou de roches très jeunes à rapport initial faible.

Résultats obtenus sur des minéraux de métamorphisme à bas rapport Rb/Sr dans les roches basiques (épidote, glaucophane, apatite, etc..)

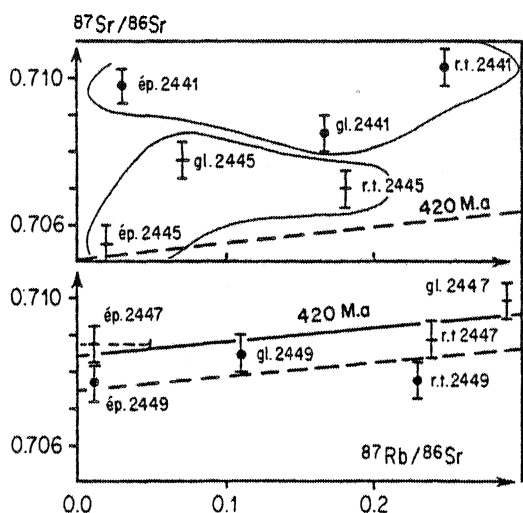


Fig. 60 : Diagramme Rb-Sr (minéraux) des roches basiques de l'île de Groix

Ces minéraux à faible rapport Rb/Sr ont été analysés afin d'étudier d'une part, l'homogénéisation des isotopes du Sr à l'échelle du minéral dans ce type de métamorphisme et d'autre part, d'obtenir des renseignements complémentaires sur les rapports initiaux des roches totales.

Les résultats analytiques sont reportés dans le tableau 2 et illustrés par la figure 60. Dix neuf échantillons ont été analysés, une grande partie des teneurs en Rb et Sr a été déterminée par dilution isotopique, certaines ont cependant été réalisées en F.X. Dans ce cas, les corrections d'âges ont été effectuées avec ces valeurs. Toutes les phases minérales n'ont pas toujours été analysées, ce qui explique que la roche totale ne représente pas toujours une valeur moyenne des minéraux présentés ici.

Une importante proportion des échantillons montre une forte hétérogénéité des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ à 420 M.A., seuls les échantillons 2447, 2449 et peut être PC 10 sont proches d'une homogénéisation.

Ceci peut s'expliquer soit 1) parce qu'il n'y a pas eu d'homogénéisation isotopique du Sr à cette échelle lors du métamorphisme comme cela a été proposé pour des formations de H.P. de Taiwan (Jahn et Liou 1977), ou bien 2) parce que cette homogénéisation a été perturbée par des phénomènes postérieurs.

RESULTATS U-Pb SUR ZIRCONS

Des zircons ont été extraits d'un échantillon de micaschiste albitique affleurant sur la côte Est de l'île. En règle générale, ce minéral est peu abondant dans les sédiments de l'île de Groix.

Dans l'échantillon analysé, les zircons étaient de teinte jaune, souvent allongés, aux formes cristallines encore nettes, bien qu'arrondies mais la surface des cristaux présente un aspect irrégulier probablement dû à des phénomènes de corrosion comme cela a été décrit dans des granites albitisés (Caruba 1979).

2716	Concentrations		Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques calculés			Âges apparents en M.a		
	U (ppm)	Pb* (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1- > 62 n.m	424	43,9	666	0,09516	0,18122	0,08701	0,88699	0,07384	538	645	1039
2- 62-45 n.m	433	36,6	2076	0,07036	0,13909	0,07634	0,66795	0,06338	474	322	723
3- 45-37 n.m	493	38,4	770	0,07863	0,15832	0,06770	0,55969	0,05990	423	452	601
4- < 37 n.m	471	35,2	1790	0,06781	0,12485	0,06835	0,56337	0,05974	426	453	595

Tableau 3 : Résultats U-Pb des zircons détritiques d'un micaschiste albitique de l'île de Groix.

Ces zircons sont zonés et présentent parfois des coeurs arrondis riches en inclusions et eux-mêmes zonés. Ces deux "générations" sont probablement antérieures au métamorphisme à schistes bleus et doivent correspondre à une (ou plusieurs) histoire magmatique ancienne. Par contre, des surcroissances de faible épaisseur peuvent correspondre à des recristallisations pendant le métamorphisme. Les résultats analytiques sont reportés dans le tableau 3 et sur la figure 61. Quatre fractions de taille et de susceptibilité magnétique différentes ont été analysées. Elles définissent, dans le diagramme concordia, une discordia dont l'intercept haut donne un âge primaire de 1808 ± 150 M.A. et un âge secondaire de 399 ± 12 M.A. avec un MSWD de 5. Les relations entre la discordance, la taille et la teneur en U sont normales : les deux fractions les plus fines étant confondues dans la limite de l'erreur analytique. Les points sont très discordants (reverse discordia de Gulson et Rustishausser, 1976) et le résultat obtenu ne peut s'expliquer par un modèle de diffusion continue de plomb radiogénique.

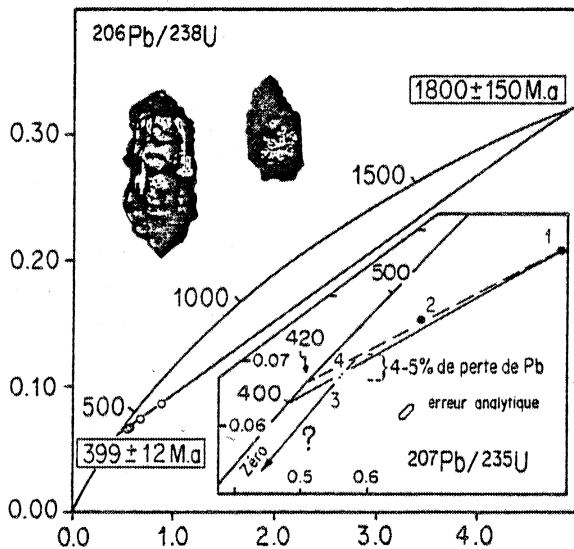


Fig. 61 : Diagramme concordia. Zircons d'un micaschiste albitique de l'île de Groix.

anciennes et celui des recristallisations), mais ce phénomène de mélange n'est probablement que d'importance secondaire car les zircons sans surcroissance constituent la majorité des populations analysées.

Les quatre fractions ne sont cependant pas parfaitement alignées dans le diagramme concordia et cela peut être dû, outre les erreurs analytiques, au fait que 1) la possible dispersion initiale des zircons d'âge différent s'atténue avec le degré de discordance par effet de convergence mais n'a pas totalement disparue, 2) si le phénomène marquant pour ces zircons est une perte épisodique de plomb vers 400 M.A., on ne peut cependant pas exclure l'existence de pertes continues comme permet de le penser la présence de surcroissances. Ainsi, une correction de perte de Pb de 4 à 5 % sur les deux fractions fines qui sont les plus riches en U et les plus aptes à perdre du plomb, nous conduit à un âge de 420 M.A.

Nous concluons donc que l'âge de 399 ± 12 M.A. enregistré par des zircons détritiques anciens est l'âge minimum d'un épisode de perte de Pb^{*} ancien. Ce résultat, corrélé avec celui des phengites qui situe le métamorphisme M₁ à un âge supérieur ou égal à 396 ± 17 M.A., nous permet de penser que l'âge de 399 ± 12 M.A. est un âge minimum pour le métamorphisme de haute pression M₁.

- l'âge à 1800 M.A. : les zircons analysés sont des minéraux détritiques et l'âge obtenu correspond à une moyenne des âges des zircons hérités. De tels résultats ont déjà été obtenus sur les zircons contenus dans des grès ordoviciens de Bretagne (Vidal et al. 1980). Ils indiquent la présence d'un socle ancien (dont l'âge de 1800 M.A. est un âge minimum) qui a fourni des zircons aux formations sédimentaires au cours d'un ou plusieurs cycles sédimentaires.

- l'âge à 400 M.A. : l'important degré de discordance des zircons analysés (supérieur à 90 %) montre que les zircons ont perdu une part importante de leur plomb ancien au cours d'une perte épisodique vers 400 M.A. Les surcroissances observées se traduisent probablement par une accentuation du degré de discordance (mélange entre le Pb des populations

CONCLUSIONS

Les résultats géochronologiques Rb-Sr, K-Ar et U-Pb obtenus sur les minéraux et les roches totales du complexe de schistes bleus de l'île de Groix peuvent être résumés de la façon suivante :

Micaschistes - 420 M.A. > Zircons - 400 M.A. > Phengites - 396 à 340 M.A. > Phengites 358-340
 (isochrone Rb-Sr) (U-Pb) Rb-Sr (K-Ar)
 M.A. > Glaucophane 320 (296 ?) M.A. > barroisite-paragonite 295-273 M.A.
 (K-Ar) (K-Ar)

L'interprétation de ces âges est la suivante :

- l'âge isochrone de 421 ± 19 M.A. est un âge maximum pour le métamorphisme haute pression basse température M_1
- l'âge de 399 ± 12 M.A. obtenu sur les zircons est un âge minimum pour ce métamorphisme
- les âges mesurés en Rb-Sr et K-Ar sur les phengites sont des âges mixtes compris entre l'âge du métamorphisme de haute pression (daté par cette approche à plus de 396 ± 18 M.A.) et l'âge d'un événement perturbateur plus récent que 340 M.A. Cet événement a dû se dérouler dans des conditions de température assez faibles pour ne pas ouvrir totalement le système K-Ar des phengites ($< 350^\circ\text{C}$); ce n'est donc pas la rétro-morphose qui dans ce cas a dû succéder rapidement à l'épisode M_1
- les événements hercyniens se marquent sur le glaucophane à 320 M.A.. Ces âges sont interprétés comme ceux des déformations D_2 et D_3 et des événements thermiques qui rajeunissent partiellement les micas. La rétention de l'Ar dans le glaucophane est ici plus faible que dans les phengites à l'inverse de ce que l'on observe habituellement dans les amphiboles
- les âges K-Ar de 290 et 273 M.A. obtenus sur les barroisites et paragonite sont interprétés comme l'âge des derniers refroidissements enregistrés par des minéraux à faible rétention d'Ar.

L'île de Groix dans la chaîne hercynienne

Le métamorphisme H.P. - B.T. s'est donc déroulé vers 420-400 M.A., ceci montre que dans cette région, l'orogénèse hercynienne s.s. (ou carbonifère) a débutée, ou a été précédée dès le Dévonien d'importants événements tectonométamorphiques. Le métamorphisme à schistes bleus de l'île de Groix s'est probablement formé par obduction (Quinquis 1980- Quinquis et Choukroune 1981) lors d'une période de convergence avec subduction dont les témoins (volcanisme arrière arc de St Georges sur Loire) ont été datés à 400 ± 24 M.A. (Carpenter et al. in press).

La surrection de ces schistes bleus, contemporaine de la rétro-morphose, a pu s'effectuer avant 396 ± 18 M.A. et sûrement avant 358 ± 12 M.A. - 342 ± 11 M.A.

A partir de 340 M.A., le métamorphisme hercynien s.s. débute sur le continent accompagné de la montée de leucogranites jusqu'à 300 M.A. et d'un métamorphisme du niveau du maximum de l'amphibolite faciès. A cette époque, les formations de Groix étaient en position superficielle puisqu'elles n'ont pas subi les effets du métamorphisme hercynien encore très important sur le continent. En effet, la concordance des âges monazite (c.f. étude sur migmatites) (faciès amphibolite), muscovite et biotite à 300 M.A. (Vidal 1980), montre qu'à cette époque, les formations affleurant actuellement sur le continent étaient dans un contexte thermique chaud (au minimum de $500-550^\circ\text{C}$). Ceci confirme l'allochtonie des formations groisillonnes au moins dès le début de l'Hercynien. Cet âge dévonien du métamorphisme à schistes bleus de l'île de Groix est par ailleurs à paralléliser avec les déformations et métamorphismes précoces (Peucat et al. 1978) et

les phénomènes anatectiques datés à 376 ± 19 M.A. (Vidal 1973) reconnus sur le continent voisin. C'est pendant ou avant cette période que se forment les éclogites et pyroxénites à grenat de la région vendéenne et de la Baie d'Audierne datées respectivement à 436 ± 40 M.A. et 384 ± 6 M.A. (Peucat et al. in press). Il s'agit donc ici d'une importante période de structuration de la chaîne (dite ligérienne - Cogné 1977) ; ces événements sont aussi connus dans le Massif central (Bernard-Griffiths 1975, Bernard-Griffiths et al. 1977, Pin 1979, Autran et Cogné 1980, etc...) où ils ont été corrélés avec l'orogénèse acadienne.

Les schistes cristallins de la baie d'Audierne

Les éclogites de Vendée

La datation des roches métabasiques est un problème délicat. La méthode Rb-Sr est rarement applicable du fait des fréquentes modifications du système et des valeurs très faibles des rapports Rb/Sr. La méthode K-Ar n'est pas non plus très adaptée à ce type de roches car les âges obtenus sont le plus souvent des âges de refroidissement. Les premières données U-Pb obtenues sur des zircons d'éclogites (Krogh et al, 1974), bien que très fragmentaires ont montré l'intérêt de cette approche. Les résultats de Gebauer et Grunfelder (1979) et Gebauer et al. (1981) ont confirmé les possibilités de cette méthode, mais les discordias y sont composites car établies avec les zircons de roches à priori cogénétiques mais de nature pétrographique différente (éclogites - gabbros), ce qui entraîne un élément d'incertitude supplémentaire au niveau de l'interprétation.

Dans ce travail, il sera tenté en particulier pour les roches éclogitiques, les granulites et les serpentinites, d'établir une discordia par type pétrographique. Les résultats obtenus sur les roches basiques seront aussi confrontés à ceux obtenus sur l'ensemble des roches métamorphiques voisines afin de comparer les systèmes U-Pb et Rb-Sr dans des niveaux de métamorphismes variés dans la mesure où ils se révéleront synchrones. L'essentiel de l'étude porte sur les séries de la Baie d'Audierne dont les résultats seront comparés avec ceux obtenus sur les éclogites de Vendée.

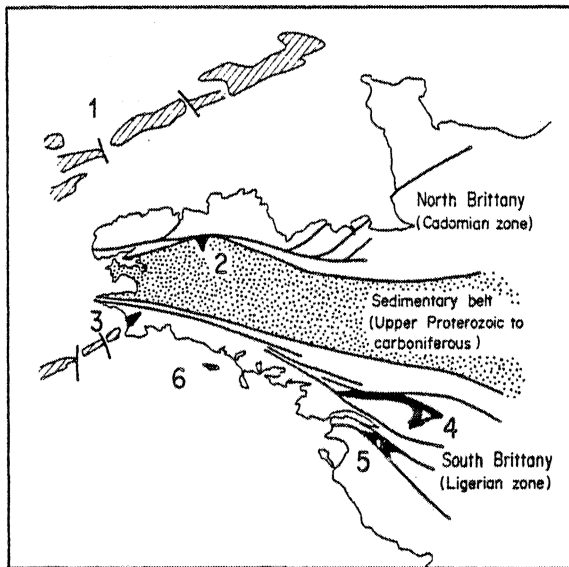


Fig. 62 : Les principaux complexes basiques et ultrabasiques du Massif armoricain :
 1-les ophiolites de la Manche (Lefort 1977),
 2-Belle Ile en Terre, 3-la Baie d'Audierne,
 4-Champtoceaux, 5-La Vendée, 6-l'île de Groix.

LE CONTEXTE GEOLOGIQUE DES SERIES DE LA BAIE D'AUDIERNE

Le complexe de la Baie d'Audierne appartient à l'ensemble métamorphique de la Bretagne méridionale. Il est séparé de la fosse sédimentaire centre-armoricaine et du socle cadomien nord-armoricain par de grands cisaillements hercyniens (fig. 62). De plus, il est enclavé et séparé du reste des formations métamorphiques de Bretagne méridionale par un ensemble de granites hercyniens (fig. 63).

Les séries métamorphiques de la Baie d'Audierne sont divisées en deux grands ensembles d'histoire tectonométamorphique différente ; les descriptions sont dues aux travaux successifs de Coigné (1960), Jeanneau (1966) et Peucat (1973).

L'interprétation est celle proposée par Peucat et Cogné (1974) :

- le groupe inférieur polymétamorphique et polystructural est composé du sud vers le nord (fig. 63) :

- . des micaschistes de la vallée de Trunvel
- . des schistes verts et prasinites de Tréogat
- . des amphibolites et métagabbros de Peumerit
- . des pyroxénites à grenat, éclogites et serpentinites de Ty-Lan.

Cet ensemble a été interprété comme pouvant représenter les restes d'un système ophiolitique.

- le groupe supérieur, monométamorphique bien que les déformations y soient polyphasées (fig. 63) est composé essentiellement de métagreywackes et d'amphibolites filonienes plus alcalines que les précédentes. Le contact entre les deux ensembles est probablement d'origine tectonique ; par endroit, ils sont séparés par le gneiss oillé de Languidou et par des leptynites à disthène et grenat.

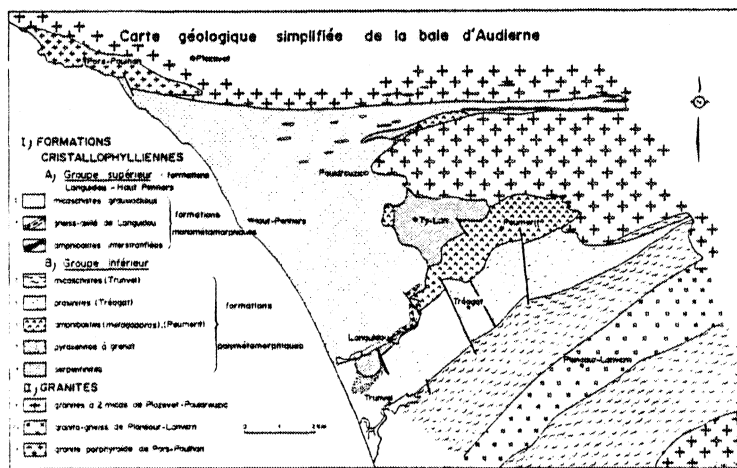


Fig. 63 : Les formations géologiques de la Baie d'Audierne.

L'âge de ces roches est inconnu : le dernier épisode métamorphique est hercynien puisqu'il affecte l'orthogneiss de Pors-Poulhan daté à 346 M.A. (Cogné et Peucat 1973). Le premier métamorphisme reconnu qui atteint le faciès amphibolite jusqu'au faciès éclogite est donc à rattacher à une période plus ancienne.

Par comparaison avec les séries de l'île de Groix et avec l'ensemble migmatitique de Bretagne Sud, il ne serait pas surprenant que ce premier métamorphisme soit d'âge siluro-dévonien. Dans ce cas, le complexe ophiolitique pourrait représenter les témoins océaniques de cette période orogénique et dater au maximum de la fin du précambrien ou de la base du paléozoïque. En l'absence d'autres données, cette hypothèse avait été retenue (c.f. légende feuille de Pont Croix, 1981).

L'ETUDE Rb-Sr

Cette étude a été effectuée sur les formations du complexe polymétamorphique. Elle s'adresse aux micaschistes de la vallée de Trunvel et à l'ensemble des roches basiques de Tréogat, Peumerit et Ty-Lan.

Les micaschistes de la vallée de Trunvel

Cette formation constitue une bande cartographique S.W.-N.E limitée dans sa partie méridionale par le leucogranite hercynien de Plonéour-Lanvern. Au nord, elle passe d'un micaschiste à muscovite-biotite-chlorite à des micaschistes et gneiss albitiques, des micaschistes à chloritoïde

puis des roches détritico-volcaniques (chloritoschistes) et enfin au massif volcanique de prasinites.

La succession de deux périodes de métamorphisme y est marquée tout d'abord par une première paragenèse dont on reconnaît des reliques de biotite-grenat (et chloritoïde ?) et qui pouvait être du type muscovite + biotite (ou chloritoïde) + almandin + quartz + chlorite + albite + épidote, ou bien à muscovite + biotite + almandin + plagioclase + épidote. Ce métamorphisme devant être proche de la limite des faciès schiste-vert et amphibolite.

Le second métamorphisme se caractérise par la déstabilisation de la biotite et le développement d'albite + épidote + sphène + muscovite + chlorite, c'est-à-dire une paragenèse du faciès schiste vert.

Quatre échantillons de faciès variés ont été analysés en roches totales (fig. 64) ; ils définissent dans le diagramme isochrone un alignement à :

$$\left\{ \begin{array}{l} 370 \pm 22 \text{ M.A. } (2 \sigma) \\ I_0 = 0,712 \pm 2 \\ \text{MSWD} = 3 \text{ (I.S.V.)} \end{array} \right.$$

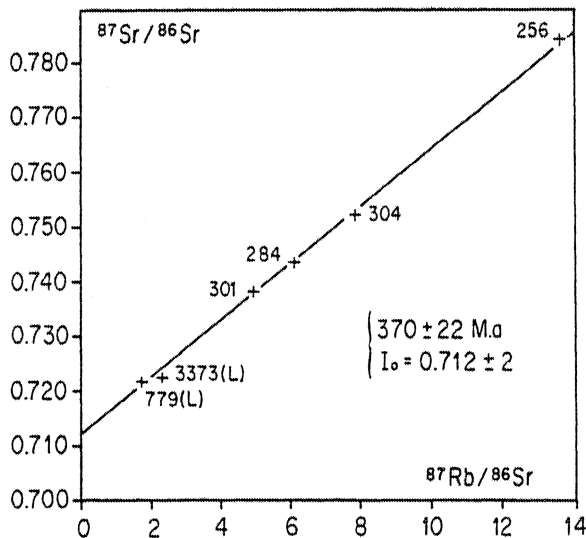


Fig. 64 : Diagramme Rb-Sr (R.T.), les micaschistes de la vallée de Trunvel.

Les points Rb-Sr des gneiss de Languidou, qui est séparé des micaschistes par le massif de prasinites se reportent sur l'isochrone, l'âge passe alors à $369 \pm 17 \text{ M.A.}$

Quelle est la signification de cet âge isochrone ? S'agit-il de l'époque de la sédimentation, de la diagenèse, du métamorphisme ? La discussion a déjà été traitée à propos de l'isochrone obtenue sur les micaschistes de l'île de Groix. Le mécanisme d'homogénéisation ne pouvant être lié ici à la fusion, il faut là aussi faire appel à un mécanisme d'équilibration isotopique comme l'ont décrit Roddick et Compston (1977). Dans ce modèle, des homogénéisations isotopiques se produisent à petite échelle (nous avons vu que cela se réalisait aisément dans les migmatites), qui, selon la répartition des rapports Rb/Sr conduisent à un résultat identique à celui d'une homogénéisation isotopique à grande échelle. L'âge de $370 \pm 22 \text{ M.A.}$ est interprété comme un âge de métamorphisme, ce ne peut être que le premier épisode, le second étant hercynien.

Les points Rb-Sr des gneiss de Languidou sont-ils à reporter sur cette isochrone ? Si oui, cela veut dire qu'ils ont subi l'équilibration isotopique et qu'ils n'appartiennent pas au groupe monométamorphique de métagrauwackes. Ce débat sera repris à la lumière des résultats U-Pb sur zircons (chapitre III).

Il est possible, à partir de chaque point analysé sur les micaschistes de tracer des droites d'évolution isotopique qui permettent d'estimer l'âge de la différenciation des matériaux repris dans le sédiment. Ce raisonnement n'est vrai que si le rapport Rb/Sr de chaque roche n'a pas été modifié lors du métamorphisme. Ceci est probablement inexact, mais lorsque l'on effectue le calcul sur la moyenne des échantillons, on suppose que le rapport Rb/Sr moyen de la formation n'a pas été modifié ce qui est déjà plus probable dans ces conditions de métamorphisme moyen. Calculé

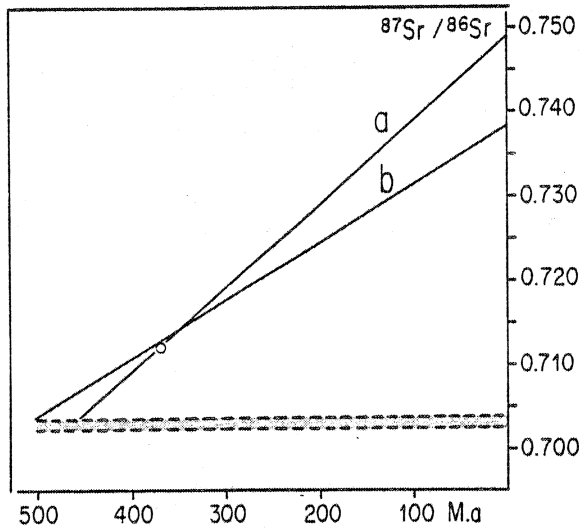


Fig. 65 : Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ f(t), mica-schistes de la vallée de Trunvel. La droite a correspond à un rapport Rb/Sr de 2,4 et la droite b a un rapport de 1,7.

comme d'anciens k ratophyres, leur mise en place est contemporaine de la sédimentation des mica-schistes. L'histoire m tamo-rphique est identique à celle des mica-schistes, c'est-à-dire qu'à une paragenèse du faciès amphibolite succède une paragenèse de faciès schiste vert ; elles sont caractérisées par les associations suivantes :

- 1) hornblende verte traque + biotite ?   grenat I (+ plagioclase basique ?)
- 2) hornblende bleu-vert asciculaire + chlorite + albite + épidote + grenat II.

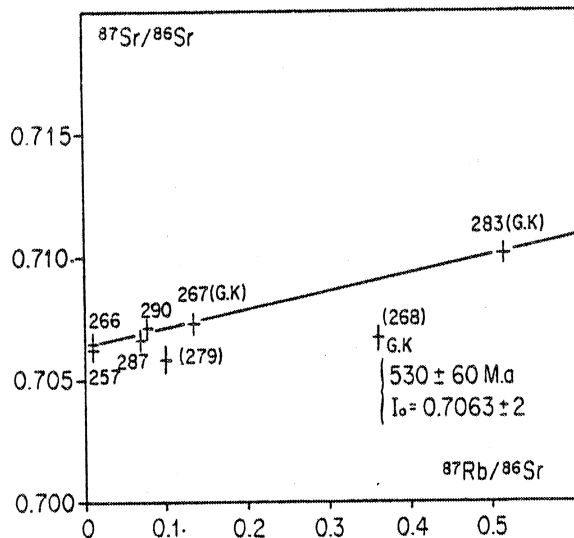


Fig. 66 : Diagramme Rb-Sr (R.t.), prasinites et gneiss acides de Tréogat.

primaires car elles sont cohérentes avec ce que l'on observe dans les spilites non m tamo-rphiques de St Georges sur Loire (Carpenter et al, sous presse) le rapport initial élevé pour des basaltes ($0,7063 \pm 2$) y est aussi très comparable ($0,7065 \pm 2$) et peut donc être dû aux effets de la

avec le rapport moyen (figure 65a) des quatre échantillons analysés, l'âge maximum est de 460 ± 100 M.A. mais il est possible que ce rapport ne soit pas représentatif parce que modifié par les phénomènes d'albitisation provoqués par le volcanisme. Si l'on effectue le calcul à partir du mica-schiste à chloritoïde qui est sans doute le plus primitif (fig. 65b), l'âge maximum passe à $515-496 \pm 100$ M.A. Ces estimations ne sont que des ordres de grandeur, nous retiendrions que la sédimentation de ces roches n'est pas très ancienne et date au maximum de la fin du précambrien.

Les prasinites et les schistes verts de Tréogat.

Les prasinites sont des métabasaltes probablement spilitis s ; parfois, des niveaux acides s'individualisent, interprétés

Cinq échantillons de prasinites et trois de gneiss k ratophyriques ont été analysés ; six des huit points définissent un alignement dans le diagramme isochrone avec les caractères suivants (fig. 66) :

$$\left\{ \begin{array}{l} 530 \pm 60 \text{ M.A.} \\ I_0 = 0,7063 \pm 2 \\ \text{MSWD} = 0,8 - \text{I.S.V.} \end{array} \right.$$

Un échantillon de prasinite (279) et un de gneiss k ratophyrite 268 sont situés sous cette isochrone.

Quelle est la signification de ces résultats ? Il peut en fait s'agir d'une dispersion, l'alignement des six points serait alors fortuit. Si au contraire, cette isochrone est réelle, que mesure-t-on ? Les teneurs en Rb et Sr de ces roches peuvent être pri-

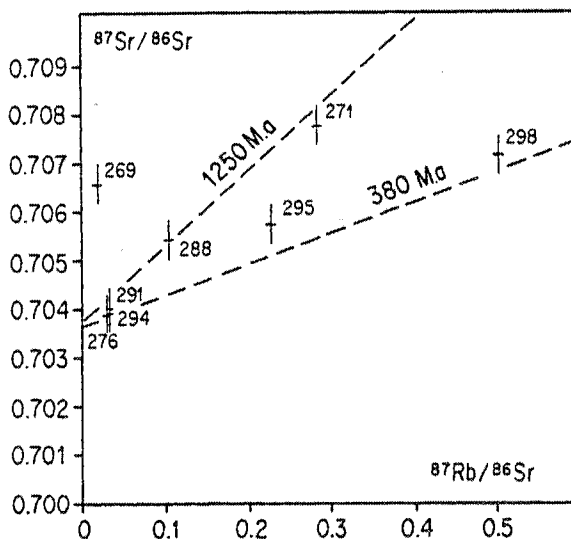
spilitisation. Dans ce cas, c'est la spilitisation qui serait datée, c'est-à-dire, un phénomène qui est sans doute contemporain de l'épanchement basaltique.

Cet âge de mise en place à 530 ± 60 M.A. est cohérent avec l'âge maximum estimé de la sédimentation des micaschistes vers 500 M.A.. Il est aussi en accord avec celui obtenu pour la mise en place du volcanisme de l'île de Groix.

Il faut remarquer dans notre interprétation, que ce sont les prasinites comme à l'île de Groix, qui préservent le mieux leurs caractères isotopiques antémétamorphiques.

Les métagabbros et les amphibolites de Peumerit

Le massif de Peumerit est composé d'amphibolites à textures variées mais des textures gabbroïques sont parfois nettement reconnaissables. Le contact sud avec les prasinites se fait sans transition et est probablement tectonique. L'histoire métamorphique est parallélisée avec celle des deux formations précédentes mais le premier métamorphisme est plus intense puisqu'il atteint le faciès granulite marqué par la présence rare de gabbros coronitiques (Lasnier 1970). Des paragenèses à hornblende brune + grenat + rutile traduisent aussi des conditions de haute température. Le second métamorphisme se déroule dans les conditions du faciès amphibolite avec des paragenèses du type hornblende verte + oligoclase + andésine + épidote + grenat.



Huit échantillons ont été analysés ; les résultats sont dispersés dans le diagramme isochrone (fig. 67) et il n'est pas possible de déterminer un âge. Les références tracées sur le diagramme l'ont été à partir des résultats U-Pb obtenus sur les pyroxénites à grenat il est possible que les résultats observés traduisent une dispersion du système Rb-Sr d'un complexe basique ancien, provoquée lors d'un épisode de métamorphisme plus récent. Cette disposition ne constitue qu'un indice de roches anciennes, mais elle peut aussi résulter d'une modification du système Rb-Sr jouant dans le sens d'un vieillissement apparent comme dans le cas des glaucophanites de l'île de Groix.

Fig. 67 : Diagramme Rb-Sr (R.t.), les métagabbros et les amphibolites de Peumerit.

Les éclogites et les pyroxénites à grenat

Ces roches sont associées cartographiquement aux serpentinites de Ty-Lan et aux métagabbros de Peumerit. Trois principaux gisements ont été décrits : les pyroxénites à grenat de Keramoine, les éclogites de Kergroas et les pyroxénites à grenat de Méot.

Après un premier métamorphisme dans le faciès éclogitique ou(?) granulitique à cpx + grenat + rutile succède une période de kéliphytisation puis une paragenèse à hornblende brune et enfin une paragenèse à hornblende verte + plagioclase (An 25-40) accompagnée de dékéliphylitisation. Les conditions pression - température de l'éclogitisation sont actuellement à l'étude (Godard - Marchand). D'après les spectres de terres rares (Bernard-Griffiths en cours), les éclogites ont

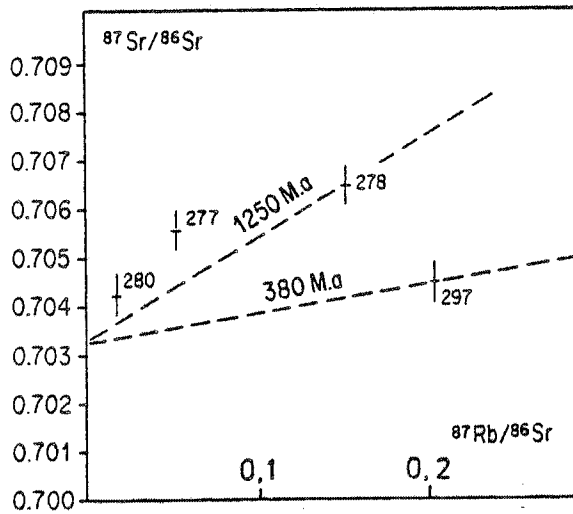


Fig. 68 : Diagramme Rb-Sr (R.t.), les éclogites et les pyroxénites à grenat de la Baie d'Audierne.

une origine océanique, ce sont des tholéiites du type "transitional ridge segments".

Quatre échantillons ont été analysés en Rb-Sr ; les résultats dispersent dans le diagramme isochrone (fig. 68). Les teneurs en Sr atteignent jusqu'à 50 ppm et 7 ppm en Rb, valeurs qui ne sont pas celles de Morb et qui traduisent donc une modification du système Rb-Sr de ces roches.

ETUDE U-Pb SUR ZIRCONS

Des zircons provenant d'un micaschiste (Trunvel), d'une leptynite à disthène et grenat (Ty-Lan), d'une pyroxénite à grenat (Méot) et d'une serpentinite ont été étudiés. Ils s'avèreront avoir tous subi les deux époques de métamorphismes décrites précédemment ; c'est-à-dire un premier métamorphisme qui varie du faciès granulite au faciès amphibolite et un second qui évolue du faciès amphibolite au faciès schiste vert.

Zircons provenant des micaschistes de la vallée de Trunvel

Ils ont subi le premier épisode de métamorphisme dans le faciès amphibolite et le second dans le faciès schiste vert qui est attribué à l'hercynien. Ils proviennent d'un micaschiste contenant des intercalations de niveaux plus riches en chlorite. Les cristaux sont brun-rouge clair ; ils sont usés, moyennement arrondis et conservent fréquemment leur silhouette cristalline (fig. 69). Quelques cristaux semblent peu ou pas usés. Des surcroissances sont visibles ; mais elles sont antérieures à l'histoire métamorphique de la roche puisque l'usure les affecte et que d'autre part, certaines sont zonées.

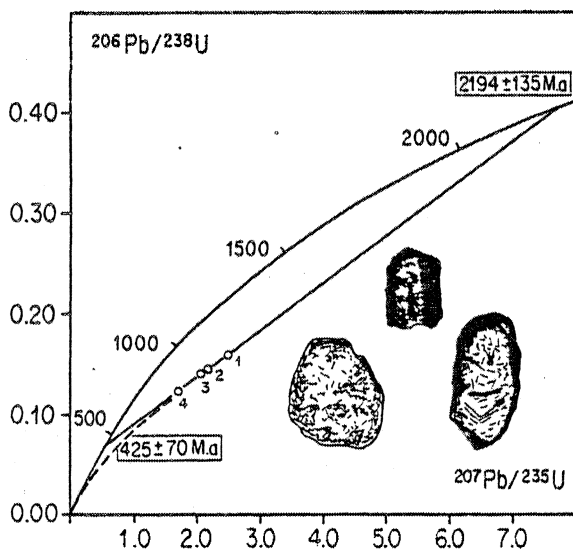


Fig. 69 : Diagramme concordia, zircons des micaschistes de la vallée de Trunvel.

Quatre fractions granulométriques non magnétiques ont été analysées. Elles définissent une discordia entre 2194 ± 135 M.A. et 425 ± 70 M.A. (M.S.W.D. = 10) (fig. 69). Le degré de discordance est compris entre 75 et 85 %, les zircons les plus petits sont les plus discordants mais les plus pauvres en uranium. L'imprécision de résultats, en particulier sur l'âge donné par l'intercept bas est dû au degré de discordance moyen et à l'alignement médiocre des points qui reflète probablement une alimentation polygénique en zircons.

Le résultat obtenu peut s'expliquer par un modèle de diffusion continue de Pb^{2+} , mais l'âge de 425 M.A. peut aussi correspondre, dans un modèle de perte épisodique, à l'âge d'un événement géologique. Cette dernière interprétation est possible lorsque l'on se souvient que de tels

résultats avaient été obtenus sur des zircons détritiques du complexe de schistes bleus de l'île de Groix et sur ceux des migmatites de Bretagne méridionale où ils avaient pu être interprétés comme un âge de métamorphisme.

Zircons d'une leptynite à disthène et grenat (Ty-Lan)

Ces roches affleurent à la limite des deux ensembles métamorphiques: le complexe basique et ultrabasique et les micaschistes de la série monométamorphique. Une première paragenèse à disthène, grenat et feldspath potassique reste partiellement stable alors que se développe une seconde paragenèse à biotite, muscovite contemporain d'une déformation qui affecte en particulier le disthène. La première paragenèse peut appartenir au faciès granulite et peut se paralléliser avec l'évolution granulitique des roches basiques avoisinantes.

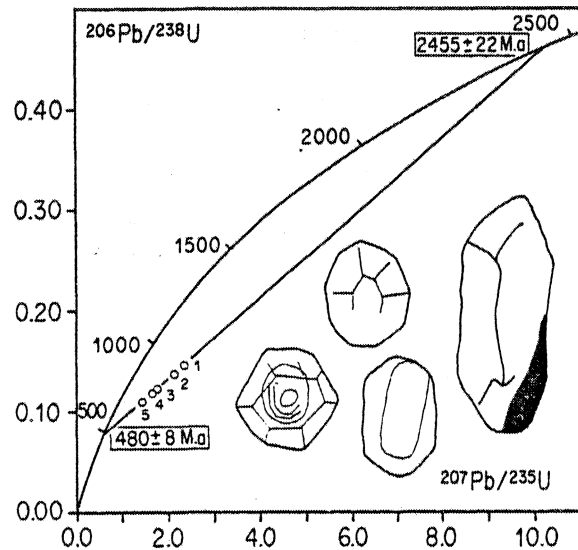


Fig. 70 : Diagramme concordia, zircons d'une leptynite à disthène et grenat de Ty-Lan.

Les zircons sont de couleur jaune clair et montrent un aspect arrondi mais avec des faces cristallines nettes et brillantes. Ce sont des cristaux limpides, les plus ronds ne montrent pas de trace d'usure mécanique mais un assemblage de petites faces cristallines à l'instar des zircons de granulites (Hoppe 1966). Ils présentent un zonage magmatique discret, quelques cristaux contiennent des coeurs pouvant appartenir à une génération antérieure. Il n'y a jamais de surcroissances.

Cinq fractions granulométriques non magnétiques ont été analysées. Elles définissent une discordia entre 2455 ± 22 et 480 ± 8 M. A. (fig. 70) avec un MSWD de 0,2. Le degré de discordance est entre 82 et 92 %, les zir-

cons les plus petits sont les plus riches en uranium et les plus discordants. La disposition des points permet d'exclure un modèle de diffusion continue : la présence de coeurs contenus dans des zircons permet de proposer un modèle de mélange (sans pouvoir exclure la perte épisodique) entre des zircons anciens et une génération à 480 ± 8 M.A.

Ce dernier âge peut avoir deux significations :

- il date le faciès de haute pression subi par ces zircons ;
- les zircons sont dans leur contexte magmatique primaire et l'âge de 488 M.A. correspond à celui de leur cristallisation dans le magma.

L'étude du gneiss ocellé de Languidou pourra aider à l'interprétation de ces résultats.

Les zircons du gneiss ocellé de Languidou

Le gneiss ocellé de Languidou, comme les leptynites à disthène et-grenat de Ty-Lan est situé à la limite des deux ensembles métamorphiques. Son origine est discutée ; il fut tout d'abord interprété comme un orthogneiss (Cogné 1960) puis comme un métapoudingue (Cogné 1965, Peucat 1973) à la base de la série greywackeuse, et par Hammer (1977) comme étant d'origine orthodérivée.

Ce gneiss qui a subi une tectonisation intense, parfois proche de la mylonitisation conserve une paragenèse primaire dont la muscovite et le feldspath potassique restent identifiables. Il s'y superpose des recristallisations à biotite, muscovite, chlorite et oligoclase.

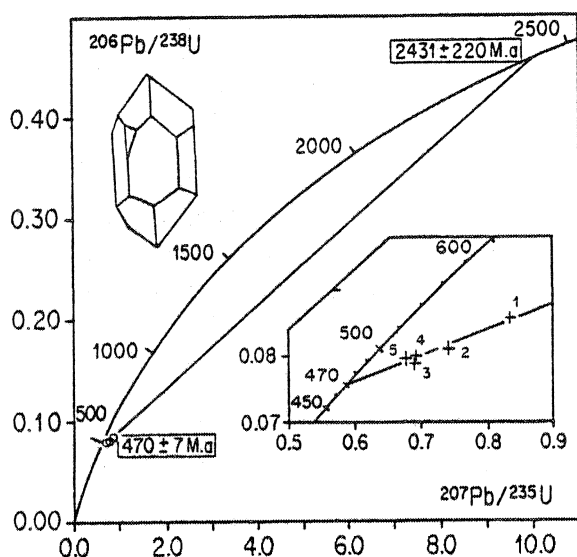


Fig. 71 : Diagramme concordia, zircons du gneiss de Languidou.

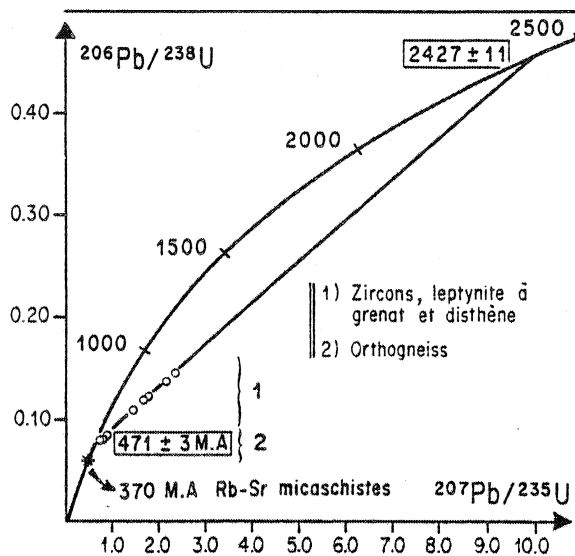


Fig. 72 : Diagramme concordia, zircon de la leptynite à disthène et grenat et du gneiss de Languidou.

L'échantillon 3373 a été collecté dans la carrière de Languidou. Les zircons sont automorphes, brun-clair, en cristaux allongés à trapus, les faces cristallines sont nettes, un zonage magmatique y est fréquent mais discret. Quelques rares grains contiennent des coeurs pouvant appartenir à une génération antérieure. Ces zircons ne présentent aucune trace d'usure mécanique et n'ont probablement pas subi un cycle d'érosion. Cet argument conduit à interpréter ce gneiss oeuillé de Languidou comme un orthogneiss.

Cinq fractions granulométriques non magnétiques ont été analysées ; elles définissent une discordia inverse entre 470 ± 7 et 2431 ± 220 M.A. avec un MSWD de 0,5 (fig. 71). Le degré de discordance est supérieur à 97 %. Les relations taille des grains - discordance sont normales dans la mesure où les trois fractions les plus fines sont confondues et les plus discordantes. La teneur en uranium est pratiquement constante dans les cinq fractions.

L'âge de 470 ± 7 M.A. est interprété comme celui du granite ; l'âge ancien doit être dû au mélange d'une petite part de Pb^{208} hérité contenu dans les coeurs reconnus au microscope.

Comparons maintenant ce résultat à celui obtenu avec les zircons de la leptynite à disthène et grenat. Les dix points reportés sur un même diagramme U-Pb (fig. 72), permettent de définir une discordia entre 2428 ± 10 M.A. et 471 ± 3 M.A. pour un MSWD de 0,4. Il est donc probable que les leptynites représentent l'équivalent blastomylonitisé de l'orthogneiss de Languidou. L'âge de 471 ± 3 M.A. sera retenu comme celui de la mise en place de l'orthogneiss de Languidou.

Le métamorphisme de haute pression est donc postérieur à 470 M.A., il affecte très probablement la morphologie des zircons dans la blastomylonite mais ne modifie pas le système U-Pb.

Zircons dans les pyroxénites à grenat (Méot)

Deux échantillons ont été collectés sur le même affleurement de Méot, au Nord du granite de Pouldreuzic. La première paragenèse appartient au faciès granulite, elle est retroréformée dans le faciès amphibolite.

Dix et quinze milligrammes de zircons ont été extraits d'échantillons pesant respectivement 90 et 120 kg. Souvent localisés dans les clinopyroxènes, ils sont ronds et transparents, l'aspect arrondi est dû à la présence de multiples facettes ; il est caractéristique des zircons de roches de haute pression (Hoppe 1966, Pupin 1976, Gebauer et Grünenfelder 1980 etc...) et l'examen de sections en cathodoluminescence (réalisé par B. Lasnier) révèle un zonage irrégulier d'éléments traces, aucune surcroissance n'est visible.

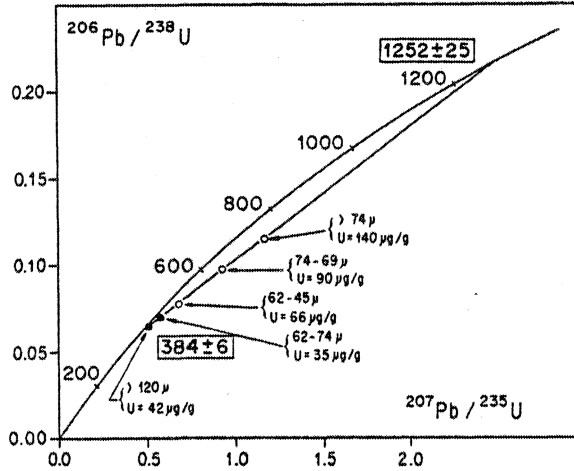


Fig. 73 : Diagramme concordia, zircon des pyroxénites à grenat de Méot. En cercles pleins, l'échantillon A₁, en cercles vides, l'échantillon A₂.
 résultats sera discutée après l'examen des résultats obtenus sur les zircons des éclogites de Vendée.

Zircons de la serpentinite de Ty-Lan

Les serpentinites ont probablement subi la même histoire métamorphique que les pyroxénites à grenat. Environ 15 mg de zircon ont pu être extraits de 250 kg de roches. Les cristaux sont colorés en bruns clairs, certains sont automorphes, d'autres sont plus arrondis et évoquent les zircons de granulites.

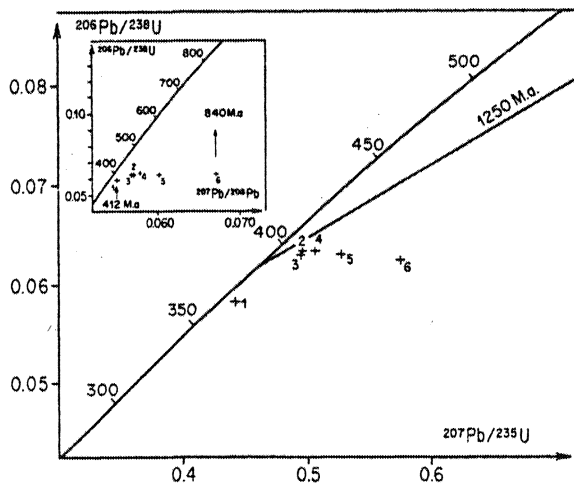


Fig. 74 : Diagramme concordia, zircons de la serpentinite de Ty-Lan. En encadré, le diagramme $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ f($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) illustre la gamme des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ comprise entre 410 et 840 M.A.

Trois fractions granulométriques non magnétiques de chaque échantillon ont pu être analysées ; l'une des fractions dont le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est très faible (88) n'a pas été retenu dans le calcul. Les cinq fractions restantes sont très étalées dans le diagramme U-Pb (fig. 73) et définissent une discordia entre 1252 ± 25 M.A. et 384 ± 6 M.A. pour un MSWD de 1,3. Le degré de discordance est compris entre 67 et 99 %. Pour les zircons de l'échantillon A₂, le degré de discordance est proportionnel à la taille des grains, mais les fractions les plus grosses qui sont les moins discordantes sont les plus riches en uranium. Pour l'échantillon A₁, la fraction la plus grosse est la plus riche en uranium et la plus discordante. L'interprétation de ces ré-

Six fractions granulométriques ont été analysées ; leurs points U-Pb dispersent dans le diagramme concordia (fig. 74), et sont situés sous la discordia des pyroxénites à grenat. Il s'agit donc d'un modèle complexe, des pertes de Pb^x ont pu se produire après la cristallisation et le métamorphisme subi par les zircons. Ces pertes sont peut être à relier à l'épisode de serpentinitisation qui correspond à un grand apport de fluide.

Sur le plan géochronologique, on peut cependant proposer que les zircons ont un âge de cristallisation supérieur au plus grand âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesuré, c'est-à-dire supérieur à 840 M.A.

COMPARAISON DES RESULTATS U-Pb SUR ZIRCONS DES PYROXENITES A GRENAT DE LA BAIE D'AUDIERNE AVEC CEUX DES ECLOGITES DE VENDEE (travail réalisé en collaboration avec Ph. Vidal et B. Postaire)

Les zircons des éclogites de Vendée dont une étude pétrographique détaillée vient d'être réalisée par G. Godard (1981) et d'où proviennent les descriptions qui vont suivre, affleurent sous forme de boudins kilométriques isolés au sein de gneiss fortement déformés. Ces structures sont interprétées comme résultant de la dispersion tectonique d'un complexe basique et ultrabasique au sein d'une formation acide partiellement orthodérivée. Les échantillons analysés proviennent de la carrière de la Gerbaudière, l'association éclogitique y est faite de grenat + omphacite + quartz + disthène + rutile, les conditions pression étaient de 16 à 20 kb pour 700 ± 100°C. Pendant la rétro-morphose, l'omphacite est partiellement transformée en une association kelyphitique puis en clino-amphibole. Ces roches ont été interprétées comme étant d'origine océanique d'après les spectres de terres rares typiques de MORB (Montigny et Allègre 1974 ; Bernard-Griffiths en cours). L'important étalement des rapports $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ a été parallélisé par Javoy (1971) avec celui des séries ophiolitiques.

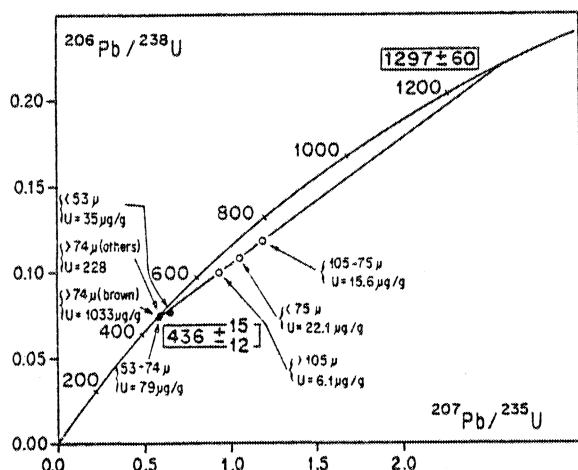


Fig. 75 : Diagramme concordia, zircons des éclogites de Vendée (La Gerbaudière). En cercles vides l'échantillon 4980, en cercles pleins, l'échantillon 4981.

teneur en uranium de ces zircons, jusqu'à 3 ppm, tombe dans la gamme des teneurs observées sur les zircons de kimberlites (Kresten 1974). Ces trois fractions définissent une discordia entre 1299 ± 80 M.A. et 442 ± 36 M.A. (fig. 75).

Le second échantillon (4981) est composé d'un mélange de zircons bruns, bien cristallisés et sans surcroissance avec des cristaux clairs, ronds et entourés de surcroissances, identiques à ceux observés dans le premier échantillon. La fraction supérieure à 74 μ a été séparée en une part constituée uniquement de zircons bruns et l'autre part faite du mélange restant de quelques zircons bruns et surtout de zircons blancs. Leurs teneurs en uranium sont les plus élevées obtenues : 228 ppm pour le mélange et 1033 pour la fraction de zircons bruns. La fraction 53-54 μ montre une teneur plus faible en uranium (79 ppm). Les fractions supérieures à 74 μ et 53-74 μ se reportent sur la discordia définie pour l'échantillon précédent mais dans sa partie basse. La fraction la plus fine est située légèrement sous cette droite. Les échantillons 4980 et 4981 permettent de définir une discordia entre 1297 ± 60 M.A. et 436 ± $\begin{smallmatrix} 12 \\ 15 \end{smallmatrix}$ M.A. avec un MSWD élevé de 7,7 dû à la fraction la plus fine de l'échantillon 4981 (fig. 75). Ce résultat montre une similitude importante avec celui des pyroxénites à grenat de la Baie d'Audierne.

Deux cent milligrammes de zircons ont été extraits d'environ 40 kg d'éclogite pour l'échantillon 4980. Ces zircons sont clairs, transparents et souvent ronds ou peu allongés. L'aspect arrondi est dû à l'assemblage de petites faces qui traduit probablement les conditions de cristallisation de haute pression. En section, et seulement à l'observation en catholuminescence (réalisée par B. Lasnier), on peut distinguer des coeurs eux-aussi arrondis et marqués d'un zonage irrégulier d'éléments traces entourés de surcroissances non zonées.

Trois fractions granulométriques de cet échantillon ont été analysées ; les zircons les plus petits sont les plus riches en uranium, mais il n'y a pas de relation claire avec le degré de discordance. La très faible

Modèles d'interprétation des âges zircons des éclogites et pyroxénites à grenat

Les études sur le comportement du système U-Pb des zircons de roches basiques reprises dans un métamorphisme de haut grade n'en sont qu'à leur début, les discordia monogéniques publiées ici sont parmi les premières obtenues :

- d'après Krogh et al. (1974), les zircons cristallisent comme minéral primaire de l'éclogite et les âges U-Pb indiquent l'âge de ce métamorphisme,
- à l'inverse, les zircons des éclogites du Münchberg (Gebauer et Grunfelder 1980) et celles de Sauviat (Gebauer et al. 1981) reportés avec les zircons d'autres roches cogenétiques semblent préserver dans leur système U-Pb, l'âge du protolithe (intercept haut) alors que l'âge de l'éclogitisation est indiquée par l'intercept bas.

Dans ce travail, nous pouvons exclure le problème du cogenétisme des roches étudiées puisque nous avons défini les discordias par type pétrographique. De plus, il semble raisonnable d'exclure un modèle multistade complexe du fait de la bonne définition des discordias et surtout à cause de la faible teneur en U de la plupart des zircons. Le haut degré de discordance exclut un modèle de diffusion continue. Nous discuterons donc trois possibilités des deux modèles les plus probables, à savoir un modèle de mélange ou(et) un modèle de perte épisodique de Pb^x.

. les zircons ont été hérités d'une croûte continentale.

Dans cette interprétation, les âges proches de 1300 M.A. peuvent correspondre à l'âge du contaminant ou être des âges moyens, sans signification, dus au mélange de phases anciennes d'âges différents. Les âges obtenus en intercept bas peuvent alors refléter une perte épisodique de Pb pendant le métamorphisme ou être dû au mélange des zircons anciens des coeurs avec des surcroissances métamorphiques.

Il y a plusieurs arguments qui permettent de ne pas retenir une telle interprétation :

- + il n'y a pas d'exemple démontré d'héritage de zircons dans des roches basiques
- + les héritages sont fréquents dans les magmas acides, mais ces zircons ont toujours des âges proches ou supérieurs à 2000 M.A. (Languidou - La Picherais, Vidal et al. 1980)
- + les zircons qui dérivent d'une croûte continentale n'ont jamais des teneurs en uranium aussi faibles que celles observées dans les éclogites (3 à 22 ppm dans 4980) mais des teneurs de 300 à 400 à 1000 ppm ou plus. Dans l'échantillon 4980, les coeurs constituent l'essentiel des cristaux (avec seulement une petite épaisseur de surcroissance) ils ne peuvent donc pas être aussi riches en uranium que les zircons des roches acides.

En conséquence, ce modèle de contamination ne sera pas retenu.

. les âges à 1300 M.A. peuvent correspondre à l'âge de l'éclogitisation

Dans cette interprétation, les zircons cristallisent dans la paragenèse éclogitique et les âges à 436-384 M.A. dateraient un second événement, probablement l'amphibolitisation.

Cette interprétation est peu acceptable car il doit être difficile de faire subir à des zircons si pauvres en uranium, une perte de Pb^x parfois proche de 100 % dans les conditions du faciès amphibolite.

De plus, en Baie d'Audierne, l'amphibolitisation est indirectement datée à un âge égal ou inférieur à 340 M.A. et un épisode de haute pression survient après 470 M.A. d'après les résultats obtenus des zircons de leptynite à disthène et grenat. Cette interprétation ne semble donc pas pouvoir être retenue.

. les âges à 1300 M.A. correspondent à la différenciation du protolithe et les âges paléozoïques à l'éclogitisation

Dans cette interprétation, les coeurs des zircons des éclogites contiennent du Pb^* témoignant des zircons anciens du protolithe caractérisés par leur faible teneur en U comme cela a été trouvé dans des roches océaniques (Ohnenstetter et al. 1981). Cet âge ancien du protolithe est d'ailleurs confirmé par la gamme importante des rapports $^{207}Pb/^{206}Pb$ et le faible étalement des rapports $^{206}Pb/^{204}Pb$ obtenus sur les roches totales (Postaire en cours).

Morphologiquement, nous avons vu que les zircons des éclogites pauvres en uranium étaient ronds avec des petites faces cristallines. Cela s'observe dans les éclogites (Krogh et al. 1974-Gebauer et Grunenfelder 1980 etc...), et aussi dans les granulites basiques et nous considérons que c'est un caractère de zircons cristallisés ou recristallisés dans un contexte de haute pression. Aussi, les surcroissances ont dû cristalliser dans un tel contexte, pendant la libération de zirconium lors de la déstabilisation d'une phase minérale préexistante. Godard (1981) propose que cet épisode corresponde à la déstabilisation de l'omphacite pendant la rétro-morphose qui doit alors se dérouler après l'éclogitisation pendant une période de haute pression (rétromorphose anhydre). Rien n'exclue cependant que le zirconium n'ait pu être libéré lors de la phase prograde du métamorphisme produisant la transformation du protolithe en éclogite. De toute manière, si les surcroissances ont cristallisé après l'éclogitisation, cela doit être lors du passage des éclogites dans le faciès granulite pendant leur remontée et non pendant l'amphibolitisation qui se déroule dans des conditions de pression plus faible.

Il est possible d'interpréter la discordia obtenue sur les zircons des éclogites de Vendée comme une droite de mélange avec en intercept haut l'âge du protolithe et en intercept bas, l'âge des surcroissances. Les résultats obtenus sur les échantillons de pyroxénite à grenat de la Baie d'Audierne où les zircons sont toujours dépourvus de surcroissances, montrent qu'un mécanisme de perte épisodique de Pb^* est le phénomène majeur de la discordance des points U-Pb. De plus, il faut remarquer que les zircons à surcroissance des éclogites doivent être particulièrement pauvres en uranium et qu'il est possible que ces surcroissances n'aient pas d'influence dans la balance U-Pb du système et que seul le phénomène de perte épisodique, comme dans les pyroxénites à grenat, soit responsable de la discordance.

La présence dans l'échantillon 4981, de zircons bruns subautomorphes et riches en uranium peut refléter une bimodalité des zircons du protolithe comme on en observe dans les gabbros où se cotoient des zircons irréguliers en fragments, sans faces cristallines et des zircons subautomorphes (Pupin 1976), les zircons bruns auraient perdu pratiquement tout leur Pb pendant l'éclogitisation. Dans l'hypothèse où les surcroissances des zircons blancs seraient liées à la rétro-morphose, Godard (1981) propose que ces deux populations pourraient provenir de deux localisations différentes des zircons dans les roches : des zircons contenus en inclusions dans les pyroxènes pourraient avoir des surcroissances lors de la déstabilisation du Cpx qui libérerait du zirconium; au contraire, les zircons contenus dans des grenats seraient isolés de cette "circulation" de zirconium. Si cette hypothèse rend compte des phénomènes de surcroissance, elle n'explique pas la différence de teneur en U trouvée pour ces deux populations ou alors il faudrait reconsidérer le caractère primaire des faibles teneurs en uranium des zircons.

En résumé, nous retiendrons l'interprétation suivante : les zircons contiennent du Pb^ ancien qui date à 1300 et 1250 les protolithes des éclogites et pyroxénites à grenat. Une perte épisodique s'est déroulée durant le métamorphisme haute pression - haute température à 436 ± 12 M.A. en Vendée et 384 ± 6 M.A. en Baie d'Audierne.*

. Quelle est l'histoire de ce protolithe entre 1300 et 400 M.A. ?

L'âge de 384 ± 6 M.A. comme âge du métamorphisme de H.T.-H.P. en Baie d'Audierne est parfaitement compatible avec ce que l'on sait des événements anté-hercyniens en Bretagne méridionale. C'est aussi l'âge du métamorphisme obtenu sur les micaschistes de la vallée du Trunvel en Rb-Sr et U-Pb, le faciès granulite est donc contemporain de faciès amphibolite des séries de surface. L'âge de $436 \pm \frac{12}{15}$ M.A. est à l'heure actuelle l'âge le plus ancien reconnu pour un épisode métamorphique dans cette région; il est cependant dans la gamme d'âges définie pour cet événement paléozoïque qui est entre 460 et 380 M.A. (Peucat et al. 1978).

Les âges de 1300 M.A. sont les plus anciens déterminés en Bretagne méridionale. On peut se demander s'ils représentent par exemple une étape mantellique ancienne, comme les "mantle isochrons", sans relation avec l'histoire orogénique de la croûte continentale, ou bien au contraire, s'ils correspondent à une période intégrée à l'histoire d'un environnement crustal.

- le protolithe s'est-il formé dans le manteau et mis en place tardivement ? Modèle de "Mantle discordia diffusion curve".

Cette hypothèse consiste à proposer que des zircons pourraient cristalliser dans le manteau et y subsister dans certaines conditions. Lors de la remontée de ce matériel, vers 400 M.A., après passage dans le faciès éclogitique ou granulitique, les metabasites contiendraient des zircons hérités du manteau dont l'âge ancien n'aurait pas d'implication géodynamique pour l'évolution de la croûte continentale.

Les zircons contenus dans les kimberlites fournissent une première réponse à cette hypothèse car ils indiquent l'âge de la mise en place de la roche (Davis, 1981). Cela signifie que les zircons ont dû cristalliser lors de la remontée des kimberlites, ou bien, s'ils existaient avant, ils perdaient systématiquement leur plomb radiogénique. Cependant, il est difficile d'extrapoler la situation des kimberlites où les zircons ont pu se former jusqu'à 55 kb (~ 170 km) et 1300°C avec celle des éclogites où les conditions de pression ne dépassent pas 20 kb pour une température de 700°C .

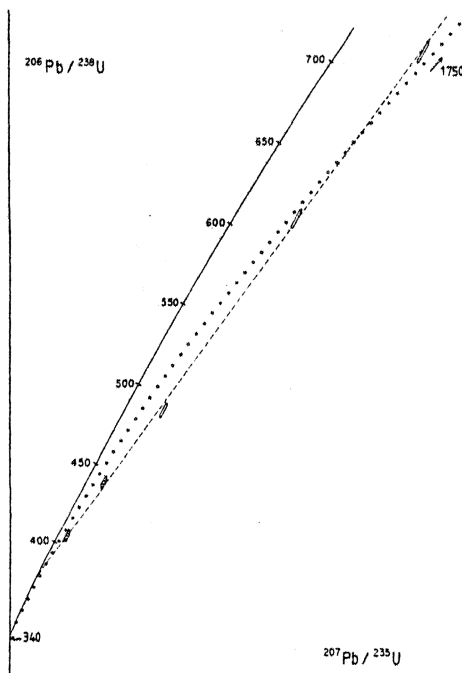


Fig. 76 : Diagramme concordia, pyroxénites à grenat de la Baie d'Audierne, courbe de paléo-diffusion (en pointillés) tracée entre 1750 et 340 M.A. La discordia obtenue pour les pyroxénites à grenat de la Baie d'Audierne est reportée en tirets.

Une autre façon de tester cette hypothèse est de considérer que si les zircons sont restés jusqu'à 400 M.A. dans un environnement mantellique, leur Pb^* a dû partiellement diffuser. Dans ce cas, les résultats U-Pb doivent définir une paléo-courbe de diffusion passant par l'âge de cristallisation des zircons (intercept supérieur) ; la fin de la diffusion (intercept inférieur) correspond à l'époque de la remontée tectonique des roches. Aucun de ces deux âges n'est donc connu ; nous savons que la diffusion continue doit être plus récente que l'âge donné par l'intercept bas du modèle de perte épisodique. Nous avons calculé une paléo-courbe de diffusion avec le modèle de Tilton (1960) pour les zircons de la pyroxénite à grenat de la Baie d'Audierne (fig. 76) où l'emplacement ne peut

être plus récent que 340 M.A.. Calculé avec cet âge, la courbe de paléo-diffusion donne un intercept supérieur de 1750 M.A. mais la courbe ne correspond pas à la disposition des points expérimentaux. Des conclusions similaires ont pu être obtenues à partir des zircons des éclogites de Vendée.

Il ne semble donc pas que ces zircons puissent avoir une origine mantellique directe. Dans le cas des éclogites de Vendée, des arguments géologiques (Godard 1981) renforcent cette interprétation :

- des inclusions orientées ont été observées à l'intérieur du grenat et sont interprétées comme la trace d'une ancienne foliation métamorphique
- des inclusions d'oligoclase dans le disthène sont aussi rapportées à des reliques métamorphiques anté-éclogitiques
- une zonation du rapport Fe^{2+}/Mg^{+} dans le grenat traduit une augmentation de la température pendant l'éclogitisation.

En conclusion, ces éclogites et pyroxénites à grenat n'ont probablement pas une origine mantellique directe mais résultent plutôt de la transformation métamorphique de roches gabbroïques (éclogites du groupe B de Coleman et al. 1965) ; en conséquence, le modèle de "mantle discordia diffusion curve" n'est pas satisfaisant.

- le protolithe a-t-il été intégré à une évolution crustale après la cristallisation des zircons vers 1300 M.A. ?

Les éclogites dérivent-elles d'un ancien plancher océanique différencié à 1300 M.A. et subducté vers 400 M.A. ou le protolithe a-t-il été incorporé à un environnement continental entre 1300 et 400 M.A. ?

Dans la première hypothèse, il faut imaginer un océan ayant une durée de vie minimum de 900 M.A.. Bien que le taux d'expansion océanique avant le mésozoïque est inconnu, cette hypothèse ne paraît pas vraisemblable.

La seconde hypothèse résulte de la négation de la précédente : si un océan ne peut vivre 900 M.A., il faut préserver ces roches basiques en les "fossilisant" dans un socle continental entre 1300 et 400 M.A.. Dans le cas où les taux d'expansion océanique au protérozoïque et au mésozoïque étaient comparables, une roche océanique ne peut guère "vivre" plus de 200 M.A. Les éclogites ont donc dû être incorporées à un socle avant 1100 M.A.. Cela implique alors l'existence d'un continent plus ancien que 1100 M.A., conclusion qui est en conflit apparent avec les estimations à environ 700 M.A. pour l'initiation de la croissance de la croûte hercynienne européenne (Jeager 1974 - Vidal 1980 - Vidal et al. 1981). Cela conduit aussi à imaginer un mécanisme d'enfoncement de cette croûte continentale contenant les xénolites océaniques à une période de 440-380 M.A., mécanisme qui ne peut être que celui de la collision continentale.

DONNEES Rb-Sr DES ECLOGITES DE LA GERBAUDIÈRE (VENDEE) ET DES PHENGITES ASSOCIÉES
(travail réalisé en collaboration avec B. Postaire).

Annexe : les éclogites du Cellier (Champtoceaux)

Les spectres de terres rares obtenus sur les éclogites de la Gerbaudière sont comparables à ceux obtenus sur les Morb (Montigny et Allègre, 1974 - Bernard-Griffiths en cours). Partant de ce résultat, il est intéressant de comparer les données Rb-Sr des éclogites avec celles de Morb afin de mieux contrôler les éventuelles modifications de ce système pendant le métamorphisme.

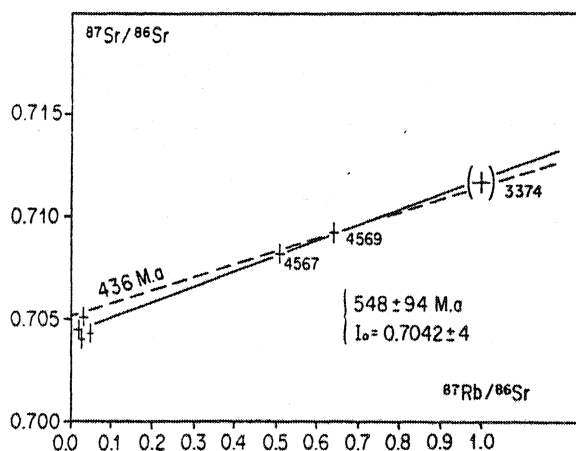


Fig. 77 : Diagramme Rb-Sr (R.t.), les éclogites de Vendée, la Gerbaudière. Le point 3374 appartient au complexe de Champtoceaux, il est exclu du calcul d'âge.

the puisque l'on observe une modification du système Rb-Sr (outre les autres arguments développés précédemment). C'est probablement une altération des rapports Rb/Sr que l'on date : elle peut être en relation avec l'éclogitisation puisqu'il y a recouvrement des erreurs avec l'âge de $436 \pm \begin{matrix} 12 \\ 15 \end{matrix}$ M.A. obtenu sur les zircons. Elle peut aussi être sensiblement antérieure à l'éclogitisation et survenir par exemple lors de la descente des fragments océaniques fossiles au cours d'une subduction.

L'échantillon 3374 (éclogite à glaucophane du Cellier - Champtoceaux) se porte aussi sur cette isochrone dont elle constitue le point haut, l'âge devient alors de 534 ± 58 M.A. avec un MSWD de 4,6. Cela peut être un hasard et demande confirmation d'autant plus que ce point se reporte aussi sur l'isochrone à 420 M.A. des micaschistes à glaucophane de l'île de Groix.

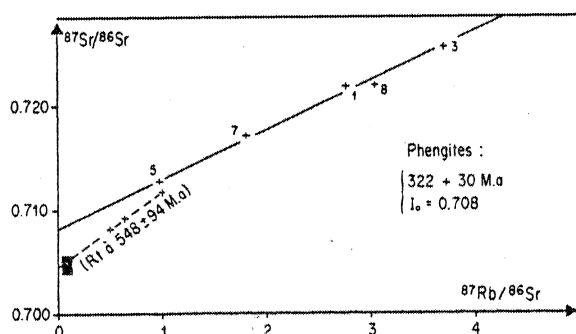


Fig. 78 : Diagramme Rb-Sr (micas), phengites des éclogites de Vendée (La Gerbaudière). En tiretés, l'isochrone de la figure 77.

L'éclogite à glaucophane du Cellier (Champtoceaux) contient de la phengite. L'âge roche totale - micas est de 341 M.A.. La phengite et le glaucophane se développent après l'éclogitisation (Godard et al. 1981). L'âge de 341 M.A. qui représente le refroidissement du mica postdate donc cette dernière. Cet âge est confirmé par ceux obtenus sur deux biotites de cette région datées en Rb-Sr à 355 et 348 M.A. (Vidal 1980).

Six échantillons de roches totales ont été analysés. Les teneurs en Rb et Sr n'y sont certainement pas toujours primitives si l'on compare aux teneurs moyennes des MORB qui sont voisines de 1 ppm en Rb et de 100 à 150 ppm en Sr. Certaines teneurs du Rb des éclogites sont trop fortes : 6-25 ppm et des teneurs en Sr sont trop faibles : 34 ppm. On observe donc, probablement pendant le métamorphisme, une ouverture du système Rb-Sr qui va dans le sens d'une incorporation de Rb et d'une perte en Sr.

De plus, les six échantillons analysés définissent un alignement de moyenne qualité à 548 ± 94 M.A. et un rapport initial de $0,7042 \pm 4$ pour un MSWD de 5,5 (fig. 77). Ce rapport initial est certainement trop élevé pour des MORB différenciés à 1300 M.A. et traduit une augmentation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. L'âge obtenu ne peut correspondre à celui du protoli-

Cinq phengites provenant de la carrière de la Gerbaudière ont été analysées. Elles ont cristallisées sous les conditions du faciès éclogite dans les fissures de ces éclogites (Godard 1981). Elles ne sont pas en équilibre avec le matériel éclogitique qui ne peut donc pas servir au calcul de l'âge de refroidissement des micas. Si l'on admet que le réseau de phengite représente un système cogénétique indépendant, il est alors possible de calculer un âge isochrone) 322 ± 30 M.A. (fig. 77) qui montre l'empreinte thermique finale subie par les éclogites.

REMARQUE SUR LES AGES MICAS OBTENUS EN BRETAGNE MERIDIONALE

Les âges Rb-Sr obtenus sur les micas des complexes basiques et roches associées paraissent à la lumière des quelques résultats obtenus (400 à 340 M.A.) au cours de ce travail, être plus anciens que les micas des ensembles acides de Bretagne méridionale (300 M.A.). Si cette observation devait se confirmer, cela pourrait signifier qu'un certain nombre de complexes basiques n'ont que peu subi le champ thermique hercynien et devaient donc être en position tectonique superficielle à cette époque.

CONCLUSIONS

Ce travail aboutit à deux types de résultats, les uns concernant la thématique U-Pb et Rb-Sr dans les conditions de H.P.-H.T. des complexes basiques et les autres, les modèles d'évolution de la chaîne hercynienne.

Principaux thèmes développés :

1) les résultats U-Pb sur les zircons des éclogites de Vendée et pyroxénites à grenat de la Baie d'Audierne montrent l'intérêt et l'avenir de ce genre d'étude ; ces discordias sont parmi les premières obtenues sur ce type de matériaux. Les âges obtenus en intercepts hauts sont respectivement de 436 ± 12 M.A. et 384 ± 6 M.A. . L'interprétation de ces âges est la suivante : les âges proches de 1300 M.A. datent les zircons d'un protolithe océanique différencié à cette époque alors que les âges proches de 400 M.A. sont interprétés comme ceux de l'éclogitisation et de la granulitisation de ces roches basiques.

En Baie d'Audierne, le faciès granulite apparaît comme synchrone du métamorphisme des séries micaschisteuses dans lesquelles le métamorphisme n'atteint que le faciès amphibolite. Ce faciès amphibolite provoque cependant une équilibration des isotopes du Sr qui en permet la datation à 370 ± 22 M.A. ainsi qu'une probable perte épisodique de Pb^{208} dans les zircons détritiques à 425 ± 70 M.A.

2) en Baie d'Audierne, le système Rb-Sr des prasinites n'est que peu perturbé puisqu'il permet la datation de la période de spilitisation à 530 ± 60 M.A., âge aussi interprété comme celui de la mise en place des basaltes.

Par contre, les gabbros, pyroxénites à grenat et éclogites voient leurs systèmes Rb-Sr perturbés probablement pendant le métamorphisme. Dans les éclogites de Vendée, cette perturbation joue dans le sens d'une augmentation du Rb et d'une diminution du Sr qui s'accompagne peut être aussi d'une augmentation du rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$.

3) la formation orthogneissique ordovicienne de Languidou est partiellement transformée en blastomylonite leptynitique à disthène et grenat. Les zircons subissent pendant cet épisode de haute pression une modification morphologique ; ils deviennent plus arrondis avec apparition de petites faces cristallines identiques à ce que l'on observe dans les éclogites et granulites. Ce type de morphologie semble donc être caractéristique de zircons subissant un épisode de haute pression. Il est dans ce cas, remarquable de constater qu'au contraire des roches basiques, leur système U-Pb n'est pas modifié et que c'est toujours la mise en place du granite que l'on date, sans indication de l'âge du métamorphisme.

Ceci peut être dû à la courte période existant entre leur cristallisation et le métamorphisme d'où absence de dommages radioactifs et sans doute aussi au fait que les conditions P et T atteintes sont plus faibles que dans le cas des roches basiques.

Implications de ces résultats dans les modèles d'évolution de la chaîne hercynienne

- 1) la datation d'un premier ensemble de roches basiques à 1300 M.A. et d'un second à 530 ± 60 M.A. identique à celui de l'île de Groix, montre au minimum la bimodalité des épisodes basiques en Bretagne méridionale.
- 2) l'existence de roches basiques océaniques à 1300 M.A. implique, s'il s'agit d'un système simple de subduction, l'existence d'un océan dont la durée de vie a été au minimum de 900 M.A.. Cette interprétation n'est pas vraisemblable; par conséquent, nous pensons que cette croûte océanique a été "fossilisée" dans une croûte continentale avant 1100 M.A.. Dans cette interprétation, la période métamorphique à 400 M.A. ne traduit plus l'enfoncement d'une plaque océanique pendant une subduction mais l'enfoncement d'une croûte continentale avec des fragments océaniques anciens, il s'agit donc pour partie d'une collision continentale et cela dès 436^{+12}_{-15} M.A.

Peut-on enfoncer une croûte continentale à des profondeurs correspondant à des pressions de 20 kb ? Il est probable que lors de cet enfoncement, la croûte continentale subisse une anatexis qui correspondrait à la mise en place de granite (orthogneissifié depuis) ordovico-silurien. Si les orthogneiss ordoviciens alcalins les plus anciens (470 M.A.) correspondent certainement à une période d'extension de la croûte (Vidal 1980), les plus récents (450-420 M.A. ?) pourraient au contraire être liés à la période de collision.

- 3) le métamorphisme paléozoïque moyen n'est pas synchrone d'un bout à l'autre de la région étudiée : 436^{+12}_{-15} M.A. en Vendée, 420-400 M.A. à l'île de Groix, 384 ± 6 M.A. en Baie d'Audierne et dans le complexe migmatitique.

Cela traduit peut être une zonation de métamorphisme due à un âge de collision variable du fait de l'irrégularité de la forme des plaques continentales qui se télescopent comme cela a été décrit en Himalaya (Molnar et Tapponier 1975).

A la lumière des premiers résultats obtenus sur les roches de haute pression, haute température que l'on trouve aujourd'hui dans la chaîne hercynienne d'Europe de l'Ouest, il apparaît qu'il existe des protolithes mis en place pendant une importante période et que le métamorphisme de haute pression est lui aussi d'âges variés : respectivement 1300 et 440-380 M.A. en Bretagne méridionale, 526 et 380 M.A. dans le Müncheberg, (Gebauer et Grünenfelder 1979), 500 et 325 M.A. dans le Massif Central (Gebauer et al. 1980), 300 M.A. pour les deux événements dans les Pyrénées (Vitrac-Allègre 1971, Postaire en cours). Ces résultats montrent donc que les complexes basiques de la chaîne hercynienne sont d'âges et d'origines variés (Bernard-Griffiths 1981 et en cours), ce qui indique qu'ils doivent être considérés comme pouvant avoir des significations géodynamiques multiples.

Granulite et anorthosite de Laponie

Ce travail s'intègre dans une étude géochronologique systématique (Rb-Sr, U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd) effectuée à Rennes sur les granulites de Laponie (Bernard-Griffiths et al. 1981 et in press).

L'intérêt de l'étude U-Pb réside dans le contexte géologique de ces granulites et en particulier des anorthosites dont la mise en place du protolithe est contemporaine du métamorphisme granulitique. Quelle est l'influence de la granulitisation sur les zircons, peut-on y différencier l'épisode magmatique de l'épisode métamorphique, de quelle manière sont-ils caractérisés ? C'est le thème qui a été abordé au cours de ce travail.

CONTEXTE GEOLOGIQUE

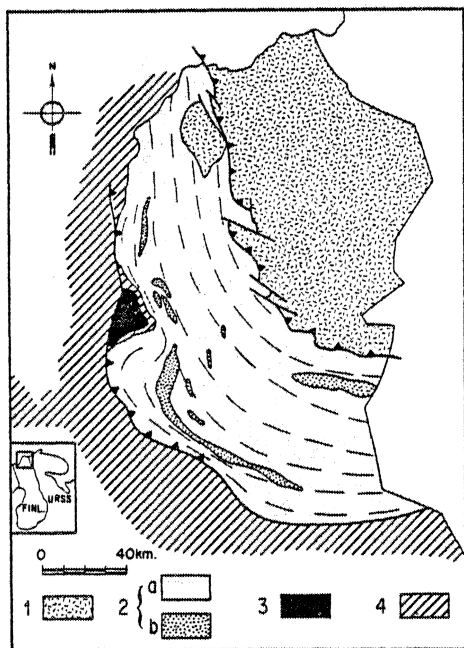


Fig. 79 : La ceinture granulitique de Laponie : 1-craton d'Inari, 2- "Granulitic belt", 2a- granulites paradérivées, 2b- granulites orthodérivées, 3- anorthosites de Vaskojoki, 4- ceinture granulitique de la Tanajoki.

On peut considérer schématiquement que les principales ceintures granulitiques de Laponie sont situées entre deux cratons archéens (fig. 79), le craton d'Inari et le craton de Laponie méridionale. La "granulitic belt" est essentiellement d'origine sédimentaire (Convert 1981) alors que la ceinture de la Tanajoki est d'origine tholéiitique et doit correspondre à un fragment de croûte océanique (Barbey et al., 1980).

Le massif anorthositique de Vaskojoki (Meriläinen 1976, Moreau 1980) est intrusif dans les gneiss à pyroxène de la ceinture de la Tanajoki. C'est un corps magmatique mis en place sous forme de "bouillie cristalline" (Moreau 1980, 1981) pendant le faciès granulite. Ces événements se déroulent avant la mise en place de granites post-orogéniques datés à 1700 M.A. (Meriläinen, 1976) ; ils ont pour partie été rattachés à l'archéen (Barbey et al. 1980).

LES RESULTATS U-Pb

Deux échantillons de zircons ont été étudiés, l'un provient du massif anorthositique de Vaskojoki s.s. et l'autre d'un gneiss à pyroxène provenant de la partie méridionale du massif et qui appartient à la ceinture granulitique de Tanajoki.

Les zircons de l'anorthosite sont composés de deux générations. L'une est constituée de zircons bruns allongés, bien cristallisés, métamictes, marqués par un zonage important et assez fracturés ; ce sont des zircons magmatiques primaires (fig. 80). L'autre population est composée de zircons plus trapus et ronds, clairs à transparents ; ils ne sont pas usés, l'aspect arrondi est dû à la présence de multiples facettes. De nombreux cristaux sont nettement zonés. Cette seconde population évoque des zircons cristallisés sous des conditions de haute pression comme on en

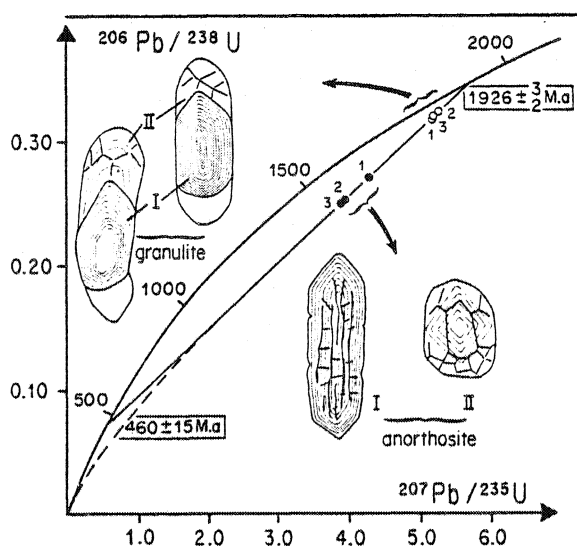


Fig. 80 : Diagramme concordia, en cercles pleins, les zircons de l'anorthosite et en cercles vides, les zircons de la granulite basique.

Les zircons du gneiss granulitique à pyroxène sont aussi composés de deux générations de zircons. Dans l'ensemble, ce sont des cristaux brun-rouge clair, souvent allongés avec les faces cristallines parallèles à l'allongement, nettes et bien développées. Au microscope, il s'avère que ces zircons sont composés d'un couple coeur - surcroissance. Les coeurs sont bruns, métamictes, zonés, très semblables au zircon magmatique de l'anorthosite. Les surcroissances sont claires, zonées, avec les sommets arrondis qui correspondent à la présence de nombreuses facettes et qui évoquent la seconde génération des zircons de l'anorthosite. Chaque grain peut être composé d'une proportion variable de chaque type. Comme pour l'échantillon précédent, on peut proposer qu'à une cristallisation précoce de zircons typiquement magmatique, a succédé une cristallisation sous des conditions de haute pression dans un contexte partiellement magmatique.

Trois fractions granulométriques ont été analysées. Leurs rapports U/Pb et Pb/Pb sont très proches et peu discordants (5 à 6 %) (fig. 80). Ce faible degré de discordance s'explique probablement par un effet de blindage des zircons métamictes par les couronnes de zircons de haute pression qui sont certainement pauvres en U et conservent un réseau cristallin moins endommagé. La meilleure droite permet le tracé d'une discordia entre 1906^{+14}_{-10} M.A. avec un intercept bas proche de zéro et très imprécis à 21 ± 350 M.A. ; le MSWD est de 0,5. Si l'on reporte ces points avec les trois analyses précédentes, l'ensemble des six points définit une discordia entre 1926^{+3}_{-2} et 460 ± 15 M.A. avec un MSWD de 0,17. Cet âge de 1926 M.A. répond aussi à un modèle de diffusion continue du Pb^x (modèles de Tilton ou de Wasserburg) (fig. 80) ; il n'y a dans ce cas pas d'intercept bas.

Interprétation

Quelle est la signification de l'âge de 1926^{+3}_{-2} M.A. ? La présence de deux générations de zircons pouvait laisser supposer, dans le cas où les deux générations étaient d'âges différents, que l'on obtiendrait une droite de mélange datant ces deux générations en intercept haut et en intercept bas. Ce n'est pas ce que l'on observe car le métamorphisme granulitique ne peut être plus jeune que 1700 M.A. ; l'âge à 460 M.A. correspond à un phénomène ultérieur. De plus,

connaît dans les éclogites et granulites basiques (Hoppe 1966, Gebauer et al. 1981, ce travail). De plus, la présence, à l'intérieur de ces zircons, d'un zonage laisse supposer que la haute pression s'est développée sur un matériau encore dans un état partiellement magmatique.

Trois fractions granulométriques ont été analysées. Elles définissent une discordia dans le diagramme U-Pb (fig. 80) entre 1906 ± 5 M.A. et 385 ± 18 M.A. avec un MSWD de 0,02. Le degré de discordance est compris entre 27 et 33 % ; les zircons les plus petits sont les moins discordants à l'inverse de la distribution la plus fréquente. Ceci doit être dû au fait que le pourcentage de zircons métamictes est plus important dans les grosses fractions et que ce sont eux qui perdent préférentiellement leur Pb^x .

l'inversion des relations taille-degré de discordance dans l'échantillon d'anorthosite nous conduit à penser que ce sont les zircons type haute pression qui sont les moins discordants. Les études pétrographiques et structurales (Moreau 1980, Barbey 1980) ont montré que la mise en place des anorthosites était contemporaine du métamorphisme granulitique. Ce qui est confirmé par l'examen microscopique des zircons qui montre que le métamorphisme de haute pression s'est déroulé dans un contexte partiellement magmatique.

Le mélange de zircons s'est donc effectué entre deux générations d'âge très voisin ; l'âge de $1925 \pm \frac{3}{2}$ M.A. correspond à celui de la mise en place du massif anorthositique et du protolithe des gneiss à pyroxène ; c'est aussi l'âge du métamorphisme granulitique dans cette partie de la Laponie.

L'âge de 460 ± 15 M.A. peut n'avoir aucune signification géologique si l'on explique les résultats obtenus par un modèle de diffusion continue. Mais, cette région est située immédiatement à l'Est de la chaîne calédonienne dont elle a pu constituer le socle. L'âge de 460 ± 15 M.A. pourrait s'expliquer par le "dilatancy model" de Goldich et Mudrey (1972) qui suggère que le Pb^* s'échappe des zircons lors de la circulation d'eau par les microcanaux des zircons pendant la surrection du socle qui produit une chute de la pression lithostatique. Cette surrection pourrait être en relation avec par exemple, le départ des nappes calédoniennes.

CONCLUSIONS

Cet exemple montre que les zircons contenus dans un magma basique qui se met en place sous les conditions du faciès granulitique permettent de différencier les deux étapes aussi bien sur le plan morphologique que sur le plan isotopique.

Sur le plan morphologique, les zircons cristallisés dans des conditions de haute pression sont ronds, transparents avec de multiples facettes ; ils sont très comparables aux zircons décrits dans les roches éclogitiques.

Sur le plan isotopique, ces zircons de haute pression provoquent dans un cas, une inversion des relations degré de discordance et taille des grains qui est dû à leur plus grande abondance dans les fractions fines et dans l'autre cas, ils limitent la discordance des zircons magmatiques en diminuant les pertes de Pb^* par un effet de bouclier.

D'autre part, ces résultats permettent de dater la mise en place des protolithes basiques et du métamorphisme granulitique dans cette partie de la Laponie à $1926 \pm \frac{3}{2}$ M.A., résultat que confirment les données Rb-Sr, Pb-Pb et Sm-Nd.

4^e partie: Géochronologie de complexes polymétamorphiques

1 massif cristallophylien de Grande Kabylie

2 zircons de la chaîne calédonienne du Groenland

Le massif cristallophyllien de Grande Kabylie

La configuration de la Méditerranée occidentale est guidée par les structures de la chaîne alpine. Dans sa partie interne, l'arc alpin est caractérisé par la présence de noyaux métamorphiques anciens comme celui de Grande Kabylie (fig. 81). Le métamorphisme alpin n'atteint localement, dans les roches mésozoïques que le faciès schistes verts et n'est pas décelé dans les socles plus anciens. C'est dans ce contexte qu'a été entreprise l'étude sur la sensibilité des chronomètres U-Pb et Rb-Sr dans la région de Grande Kabylie. Ce travail a été réalisé en parallèle avec G. Bossière qui a effectué l'étude géologique.

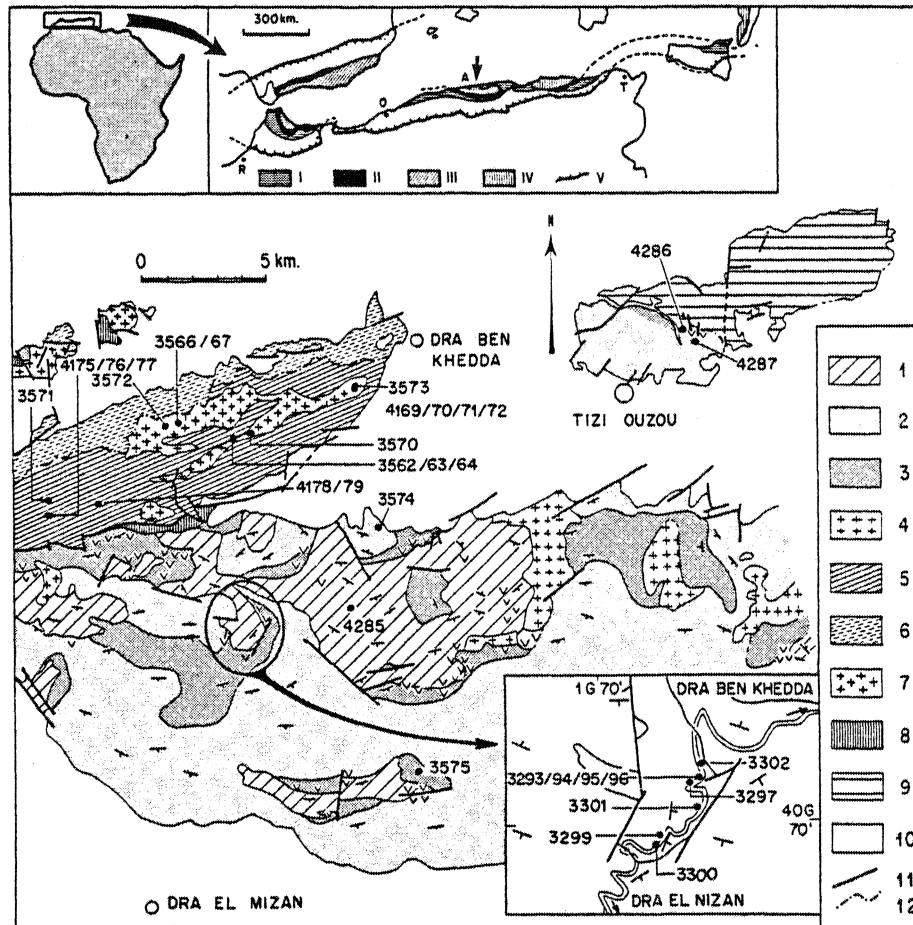


Fig. 81 : La Grande Kabylie dans la chaîne alpine de Méditerranée occidentale. I - flyschs allochtones, II - dorsale périméditerranéenne (Bétique, Rifaine, Kabyle), III - Paléozoïque et Permotrias, métamorphique ou non, IV - Massifs anciens, V - limite du front des masses charnées, R : Rabat, O : Oran, A : Alger, T : Tunis.

Schéma structural et localisation des échantillons : 1 - série gneissique, 2 - série schisteuse : zone à chlorite, 3 - série schisteuse : zone à biotite (dans le massif situé au Nord de Tizi Ouzou) la limite entre les deux n'a pas été tracée car sa situation est incertaine, 4 - granit de Taboudrist (le même figuré a été porté pour les granitoïdes affleurant dans les petits massifs situés dans l'angle Nord-Ouest de la carte en raison de l'analogie de leur caractère macroscopique, de fait ils peuvent être d'âge et d'origine différents), 5 - blastomylonites, 6 - roches à cataclase dominant sur les recristallisations, 7 - granite de Sid Ali Bou Naïf, 8 - zones broyées sans structures orientées apparentes, 9 - Cambro-ordovicien, 10 - Miocène, 11 - failles, 12 - contacts géologiques majeurs.

Les chevrons (V) rajoutés en surcharge correspondent à la présence d'importantes masses de pegmatites.

CONTEXTE GEOLOGIQUE

L'étude de la partie occidentale du massif cristallophyllien de Grande Kabylie (Bossière 1980) a permis de mettre en évidence plusieurs ensembles dont les relations structurales sont représentées sur la coupe de la figure 82 :

- une série gneissique (1) qui est interprétée comme un socle ancien. Elle est composée de quartzites, de gneiss ocellés à intercalations leptynitiques orthodérivées, d'amphibolites à chimisme tholéitique et de paragneiss localement migmatitiques. La première phase de déformation reconnue est caractérisée par des plis isoclinaux contemporains d'une foliation orientée E-W, elle est reprise par deux autres phases ($P_2 - P_3$) qui sont aussi reconnues dans les formations de couverture. Les paragenèses à grenat + biotite + cordiérite + sillimanite + quartz des paragneiss ainsi que les caractères des amphiboles calciques permettent de situer les conditions de métamorphisme vers 650°C pour 5 kb.
- une série schisteuse (2) qui est interprétée comme une couverture sédimentaire où s'intercalent les témoins plus ou moins différenciés d'un ancien volcanisme calco-alcalin. Cette série de type flysch pourrait résulter de l'altération et du démantèlement du socle comme en témoigne la présence de conglomérats. Les phases de plissement P_2 et P_3 qui déforment la série sédimentaire sont accompagnées d'une élévation de température qui va culminer après P_3 . Le métamorphisme se développe à des pressions inférieures à 3 kb et provoque essentiellement des cristallisations post-cinématiques d'andalousite, cordiérite et biotite. Il peut atteindre la limite supérieure de stabilité de l'assemblage muscovite + quartz dans le domaine de la sillimanite.
- deux générations de pegmatites (3) se succèdent, la première s'est mise en place à la faveur d'un épisode de compression, l'autre lors d'une phase de distension (Bossière et Gromov 1972 - 1974). Ces pegmatites se raréfient vers l'Est où elles semblent remplacées par des granitoïdes (4) situés préférentiellement à la limite des séries gneissiques et schisteuses qu'ils recoupent. Profondément altérés, ces granites n'ont pu être étudiés.

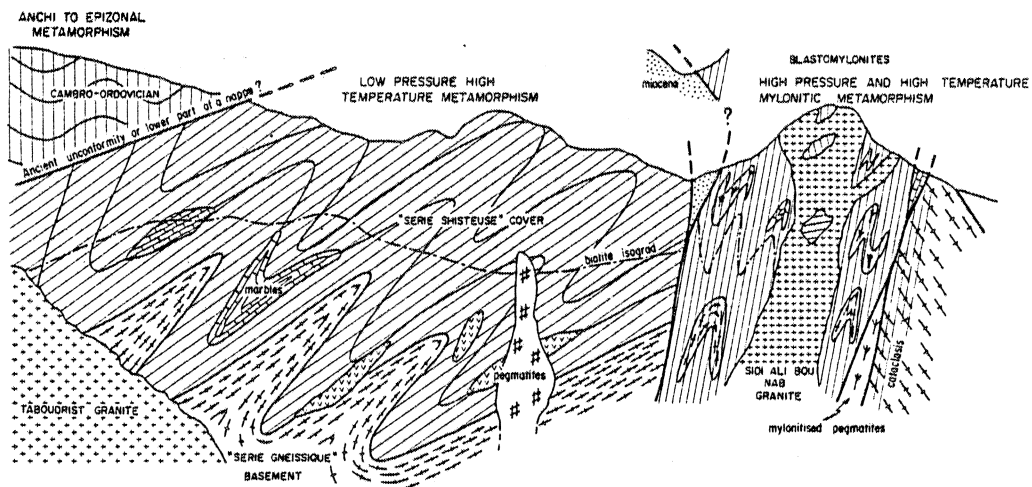


Fig. 82 : Coupe synthétique de la partie ouest de la Grande Kabylie, d'après Bossière 1980.

- une zone blastomylonitique (5), localisée sur une bande de 3 km de large au N-W de la région étudiée, souligne une fracture profonde. Elle affecte les formations antérieures et se traduit par le développement d'une 4^{ème} phase de plissement synschisteuse à axes horizontaux résultant d'un cisaillement dextre. Les conditions de températures atteintes de l'ordre de $640 \pm 50^\circ\text{C}$ pour une pression de 4,5 à 6 kb, vont permettre de provoquer une fusion anatectique aboutissant à la mise en place du granite de Sid Ali Bou Nab. Son intrusion est rapide et contrôlée structurellement par les blastomylonites dans lesquelles il développe un métamorphisme de contact. La zone blastomylonitique va rejouer ultérieurement en décrochement dextre et provoquer la transformation partielle du granite en orthogneiss mylonitique et dans des bandes étroites en blastomylonites. Les conditions de la déformation (600°C - 2 kb) laissent supposer que le granite n'était pas encore entièrement refroidi. D'ultimes mouvements vont se produire après la mise en place des nappes alpines puisque du Miocène "post nappe" est localement chevauché par les blastomylonites et coïncé entre les blastomylonites et le socle.

- L'âge du métamorphisme a tout d'abord été rapporté à la période hercynienne (Thiébaud 1951) puis Calédonienne (Durand Delga 1969). Une des phases métamorphiques peut être antérieure au Cambrien supérieur car des faunes de cet âge ont été décrites dans le massif d'Aïssa Minoun (Baudelet et Gery 1979). Ce massif est en contact anormal sur le socle cristallophyllien et s'il souligne une ancienne discordance comme l'ont interprété Bossière et Raymond 1973, le métamorphisme est alors antérieur au Cambrien supérieur.

L'étude géochronologique a donc été réalisée sur un ensemble cristallophyllien où ont été établies la chronologie et les conditions P.T. des divers événements géologiques (Bossière, 1980). Les échantillons géochronologiques ont été prélevés dans les différents ensembles structuraux de G.K. occidentale : séries gneissiques et schisteuses, pegmatites, granites de la zone blastomylonitique. Ce choix permet d'envisager d'établir plus précisément l'âge des événements géologiques et aussi de tenter d'y déceler quelle influence, la tectogenèse alpine a pu avoir sur les divers chronomètres géochronologiques.

LE SOCLE GNEISSIQUE

L'étude a été réalisée en Rb-Sr sur roches totales et micas et U-Pb sur les zircons contenus dans les gneiss ocellés orthodérivés d'Oued Ksari. La localisation des échantillons est reportée sur la carte de la figure 81.

1'étude Rb-Sr

Dans le diagramme isochrone (Fig. 83), les dix points ne définissent pas une isochrone mais deux alignements. Le premier permet de calculer sur sept points, un âge de 563 ± 50 M.A. et un rapport initial de $0,7061 \pm 21$ (MSWD = 21) ; il s'agit d'une erreurchrone, un point au moins étant en dehors de l'isochrone. Le deuxième âge n'est établi que sur trois points à 465 ± 52 M.A. avec un rapport initial de $0,706 \pm 6$ M.A. (MSWD = 12), c'est une isochrone statistiquement vraie, mais elle est définie sur un nombre restreint de points.

Plusieurs hypothèses sont envisageables :

- les deux alignements sont des isochrones de mauvaise qualité dont la dispersion des points est due soit à une homogénéisation incomplète des isotopes du Sr avant mise en place, soit à une perturbation ultérieure du système Rb-Sr ;
- l'alignement défini sur sept-points est bien une isochrone, les trois autres points résultent d'une ouverture du système, leur alignement est fortuit (l'inverse paraît moins probable) ;

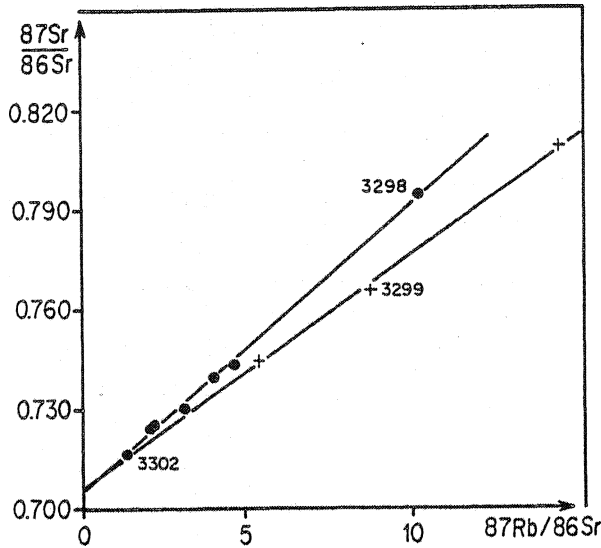


Fig. 83 : Diagramme Rb-Sr (R.t.), orthogneiss de socle (Oued Ksari).

fonction des résultats Rb-Sr et de leur concentration en zircon :

- l'échantillon 3298 point haut de l'alignement à 563 M.A.
- l'échantillon 3299 point moyen de l'alignement à 465 M.A.
- l'échantillon 3302 qui a son point représentatif à l'intersection des deux alignements.

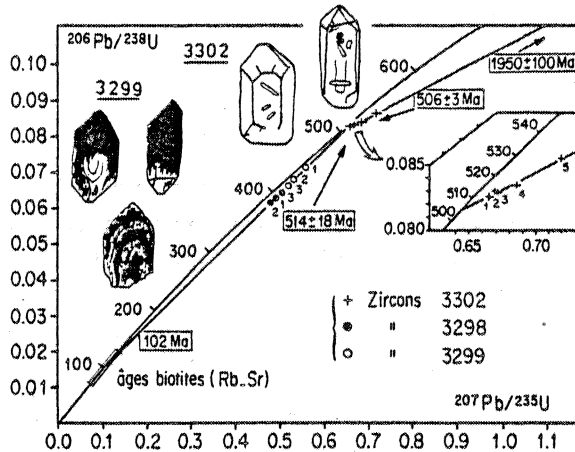


Fig. 84 : Diagramme concordia, zircons de l'orthogneiss de socle (Oued Ksari).

des points ; il recoupe la concordia à 102 ± 57 M.A. dans un modèle de perte épisodique. Cette disposition s'explique parfaitement par une diffusion continue du plomb radiogénique (modèles de Tilton, 1960 ou de Wasserburg, 1963). Néanmoins, il faut remarquer que les âges Rb-Sr obtenus sur les biotites de ce massif gneissique ont des âges compris entre 127 et 71 M.A. (Peucat et Bossière 1981 et chapitre sur les micas).

Les relations taille des grains et degré de discordance, teneur en U sont inversées, par rapport à la disposition la plus fréquente (Silver et Deutsch, 1963) dans l'échantillon 3298. Dans l'échantillon 3299, la répartition est aléatoire.

- les dix points sont dispersés, les âges calculés sont sans signification

Dans un premier temps (Peucat et Bossière 1978 ; Bossière 1980), les hypothèses 1 et 2 ont été discutées, en particulier l'âge de 563 M.A. a été interprété comme celui de la mise en place du granite. La signification de l'âge à 465 M.A. restait problématique, l'étude de terrain ne laissant pas supposer l'existence de deux ensembles magmatiques d'âges différents. Il devenait alors intéressant d'effectuer une étude U-Pb sur les zircons de ces mêmes échantillons.

les zircons de l'orthogneiss d'Oued Ksari

Trois échantillons ont été choisis en fonction

Les zircons provenant des échantillons 3298 et 3299 sont de couleur brun-clair. Les faces cristallines sont nettes, il n'y a pas de cœur ancien visible et le zonage magmatique y est rare et peu marqué. Ces zircons se caractérisent aussi par une grande quantité de taches réparties dans toute la masse du cristal ou parfois centrées ; elles correspondent à des dommages radioactifs (métamictisation).

Trois fractions granulométriques ont été analysées dans chaque échantillon. Dans le diagramme U-Pb (figure 84), les résultats permettent de définir une droite discordia qui recoupe la courbe concordia à 514 ± 18 M.A. (MSWD = 2,7). L'intercept bas est imprécis en raison du faible degré de discordance

Les zircons de l'échantillon 3302 sont de couleur jaune très clair. Bien cristallisés, ils sont très limpides avec quelques inclusions en baguettes. Ils ne contiennent pas de coeurs hérités visibles, un zonage magmatique est parfois visible. Cinq fractions granulométrique ont été analysées. Dans le diagramme U-Pb, les points sont discordants à plus de 98 % ; ils définissent une discordia inverse dont l'intercept bas recoupe la concordia à 506 ± 3 M.A. et l'intercept haut à 1950 ± 100 M.A. (MSWD = 0,02) (fig. 84). A l'exception de la fraction 37 - 53 μ , les relations taille des grains - teneur en U et degré de discordance sont conformes à la disposition la plus fréquemment observée (Silver et Deutsch, 1965).

Un âge proche de 510 M.A. est donc défini dans un cas par un intercept haut (échantillons 3298 - 3299) et dans l'autre par un intercept bas (échantillon 3302). L'âge de 514 ± 18 M.A. obtenu par l'intercept haut est interprétable comme étant celui de la cristallisation des zircons et donc celui de la mise en place du granite. L'âge de 506 ± 3 M.A. est déterminé par l'intercept bas, les zircons contiennent donc du plomb radiogénique hérité (modèle de mélange et/ou de perte épisodique) à la différence des échantillons précédents. Ceci nous conduit à supposer que dans un même magma, deux familles de zircons peuvent coexister : des zircons contenant du plomb radiogénique hérité et des zircons n'en contenant pas. Dans ce dernier cas, il peut s'agir de "nouveaux zircons" cristallisés dans le magma sans influence de zircons hérités, ou alors les zircons hérités ont été totalement "rajeunis" pendant l'épisode magmatique.

A l'inverse des zircons de néocrystallisation, les zircons à plomb radiogénique hérité sont contenus dans l'échantillon dont le rapport Rb/Sr est le plus faible, c'est-à-dire le moins différencié. Si les zircons de néocrystallisation se sont développés aux dépens de zircons hérités, il peut exister une relation entre l'acidité du magma et son aptitude à "rajeunir" ces derniers ; en effet, la teneur en SiO_2 (poids %) dans l'échantillon 3302 est de 65 alors qu'elle est de 70 et 78 dans les échantillons 3298 et 3299.

Conclusions sur l'âge de l'orthogneiss et le comportement du système Rb-Sr

Les âges U-Pb de 514 ± 18 M.A. et de 506 ± 2 M.A. sont interprétés comme l'âge de la mise en place du massif granitique à l'origine de l'orthogneiss d'Oued Ksari. En conséquence, les deux alignements à 563 ± 50 M.A. et 465 ± 52 M.A. dans le diagramme Rb-Sr ne sont pas des isochrones ; l'ensemble des points représentatifs des dix roches analysées constitue une dispersion. Cette dispersion a pu être provoquée pendant la gneissification ou plus tard. Ce résultat montre à nouveau qu'il peut y avoir des problèmes sur l'interprétation des âges Rb-Sr pour les orthogneiss, en particulier lorsque l'on est en présence d'alignement de qualité médiocre.

L'âge minimum des zircons hérités est donc de 1950 ± 100 M.A., leur présence témoigne de l'existence d'un socle ayant au moins cet âge mais dont la situation géographique ne peut être précisée.

LA SERIE "SCHISTEUSE" DE COUVERTURE

La série flyscholide contient, dans la zone épimétamorphique à chlorite des niveaux de porphyroïdes à mégacrystaux (1 à 5 cm) de quartz à golfe de corrosion et d'albite fracturée et séricitisée. La matrice finement cristalline est composée de quartz et séricite avec des reliques de biotite chloritisées. Dans de rares cas, des reliques de biotite transformée en chlorite ont été observées. Par leur composition minéralogique, de telles roches se rapprochent des dacites ; chimiquement, elles en diffèrent par un faible pourcentage en SiO_2 , CaO et plus fort en Al_2O_3 , K_2O (Bossière 1980). La présence de quartz rhyolitique et la nature chimique de ces roches

conduisent à les identifier comme d'anciens niveaux volcaniques acides (métarhyolite).

Les micas d'un échantillon de micaschistes et les zircons d'une métarhyolite ont été étudiés.

les micas d'un micaschiste

Les résultats Rb-Sr d'une phengite et d'une biotite d'un même échantillon ont été analysés. Ils sont discutés dans le dernier paragraphe, mais les âges obtenus en particulier celui de la phengite (231 ± 10 M.A.) donnent une information pour l'interprétation des âges U-Pb de la métarhyolite.

les zircons de la métarhyolite

Quatre fractions granulométriques et de susceptibilité magnétique différentes ont été séparées et analysées (échantillon 3574).

Les zircons sont bruns rouges clairs ; ils se présentent en cristaux trapus à allongés, remarquablement automorphes, certains paraissent ronds en raison de l'abondance de leurs facettes. Ce sont des minéraux limpides, pauvres en inclusions, sans coeur hérité visible, un zonage est parfois visible, marqué par des opaques ou des inclusions bulleuses. Ils ne présentent pas de traces d'usure mécanique (fig. 85).

Les points s'alignent selon une droite discordia avec un important degré de discordance (de 80 à 90 %) excluant les modèles de diffusion continue en plomb radiogénique. L'intersection supérieure avec la concordia détermine un âge de 1321 ± 30 M.A. et l'intersection basse un âge de 237 ± 7 M.A. (MSWD = 0,7). Les zircons les plus petits sont les plus discordants et les plus riches en uranium. Quatre hypothèses faisant appel aux modèles de perte épisodique de Pb^* et de mélange de populations sont discutées en excluant, pour des raisons géologiques, la possibilité que l'âge de 237 M.A. soit celui de la mise en place des rhyolites.

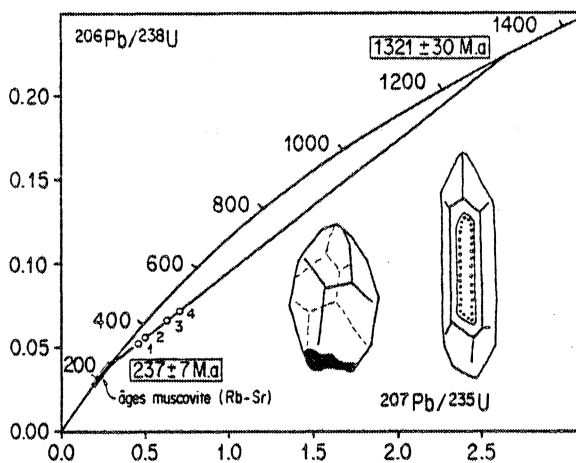


Fig. 85 : Diagramme Concordia, les zircons d'une métarhyolite.

modèle géologique exposé précédemment : si les rhyolites appartiennent à une couverture sédimentaire déposée sur un socle orthogneissique de 510 M.A., elles ne peuvent être que plus récentes. L'âge à 237 ± 7 M.A. concorde remarquablement avec les âges Rb-Sr obtenus sur l'ensemble des micas blancs du complexe métamorphique de Grande Kabylie, et en particulier avec celui obtenu sur la phengite du micaschiste (231 ± 10 M.A.). Cet âge est interprété comme celui de la surrection isostatique du socle kabyle (Peucat et Bossière 1981, dernier paragraphe). On peut donc supposer, à la suite de Goldich et Mudray (1972), que lors de la surrection d'un socle se produit une chute de la pression

L'âge de 1321 ± 30 M.A. peut correspondre à l'âge de la mise en place de la rhyolite et l'âge de 237 M.A. à celui d'un événement géologique. Les âges à 1300 M.A. ne sont pas inconnus en Afrique, les zircons d'origine rhyolitique d'un grès numidien (Lancelot et al., 1977) ont donné un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1350 ± 60 M.A. qui n'est peut être qu'un âge minimum pour la rhyolite. Si ces âges étaient réellement à rattacher à cette période, ils se situeraient dans la gamme des événements kibariens (850-1400 M.A.) reconnus dans une grande partie du continent africain (Saggerson et Turner, 1980). Cette interprétation peut être exacte, mais alors elle pose le problème de la réalité du

lithostatique qui permet alors la circulation d'eau dans les microcristaux des zircons en entraînant en particulier du Pb^* (dilatancy model). Il faut cependant admettre dans cette hypothèse que les zircons auraient subi le ou les métamorphisme(s) paléozoïque(s) sans enregistrer de perte de Pb^* , ce qui n'est pas impossible (c.f. zircons du Groënland).

Les deux âges sont sans signification géologique et la disposition des points dans le diagramme concordia résulte de la superposition de pertes successives de Pb^* lors d'événements multiples comme cela a été proposé dans des séries alpines (Allègre et al. 1974). Les deux seuls éléments de réflexion à propos de cette interprétation sont premièrement l'âge de 237 ± 7 M.A. qui correspond à l'âge des micas blancs et peut être corrélé avec celui d'un événement géologique et deuxièmement l'alignement des points dans le diagramme U-Pb est de très bonne qualité (MSWD = 0,7), ce qui ne serait probablement pas le cas dans un modèle de perte multiple.

L'âge à 1300 M.A. résulte du mélange de deux ou plusieurs populations de zircons. Par exemple, des zircons anciens comme ceux reconnus dans les orthogneiss du socle (1950 ± 100 M.A.) peuvent s'être mélangés avec les zircons les plus récents de la rhyolite lors de sa différenciation au paléozoïque. Si les différentes populations de zircons possédaient des valeurs U/Pb homogènes, le mélange résultant serait ponctuel dans un diagramme U-Pb et une perte épisodique tardive pourrait être enregistrée provoquant alors une variation des rapports U/Pb de chaque fraction. L'âge de 237 M.A. serait alors celui de la perte épisodique. Si un tel mélange a pu se produire, il n'est plus aujourd'hui reconnaissable dans la morphologie des zircons qui sont magmatiques sans trace d'usure et dont l'origine polygénique ne peut être mise en évidence ; il ne se fait probablement pas non plus entre deux coeurs et des surcroissances, structures qui n'ont pas été reconnues à l'examen microscopique. Ce mélange, s'il existe, ne peut s'être réalisé qu'entre le système U-Pb des zircons du magma rhyolitique et celui de zircons totalement recristallisés et dont on ne reconnaît que la trace de Pb^* hérité. Ceci était déjà le cas des zircons à Pb^* ancien des orthogneiss du socle.

L'âge de 1300 M.A. peut être celui des zircons hérités. Les rhyolites s'épancheraient sans cristallisation de zircons et les zircons anciens ne subiraient pas de perte épisodique lors de l'anatexie mais seulement lors de la surrection du socle. Cette hypothèse est peu probable en raison du caractère automorphe des zircons et de l'absence de toute trace d'usure mécanique.

En conclusion, s'il apparaît probable que l'âge de 237 ± 7 M.A. corresponde, comme celui des micas blancs, à la surrection isostatique du socle kabyle, la signification de l'âge à 1300 M.A. reste discutable.

LES PEGMATITES

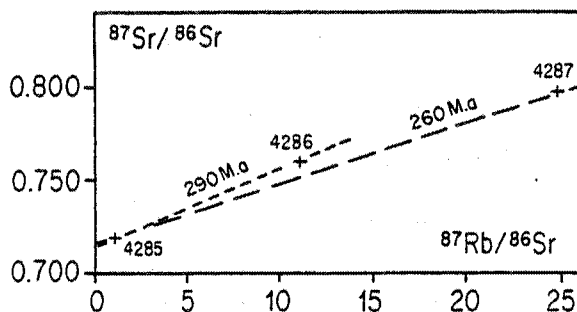


Fig. 86 : Diagramme Rb-Sr (R.t.). Les pegmatites.

Aucune indication d'âge n'a pu être obtenue à partir des échantillons de pegmatite de 2ème génération analysée en Rb-Sr. Les trois points dispersent (fig. 86), dans le diagramme isochrone. Ils avaient en effet été surtout analysés pour permettre le calcul des âges micas. Cette dispersion n'est pas étonnante lorsque l'on constate les remobilisations du Sr dans les micas ; il y a donc eu ouverture du système sur les roches totales dont le comportement doit être proche, vue la nature des roches, de

celui d'un minéral. Cela paraît d'autant plus vrai que le couple 4285-4287 correspond à un âge de 260 M.A., âge du mica 4287. L'âge de 290 M.A. calculé à partir du couple 4285-4286, ne peut être qu'un âge minimum pour ces pegmatites, elles sont d'autant plus "rajeunissables" qu'elles sont radiogéniques.

LE GRANITE DE SIDI ALI BOU NAB ASSOCIE A LA ZONE BLASTOMYLONITIQUE

Le granite s'est mis en place dans la zone de fracture jalonnée par les blastomylonites, probablement pendant l'anatexie provoquée lors du métamorphisme mylonitique. Un rejeu ultérieur provoque une déformation du granite par cisaillement ductile.

D'un faciès commun monozonitique à biotite, le granite est très différencié depuis des enclaves microgrenues à oligoclase-andésine sans feldspath potassique jusqu'à des faciès leucocrates à muscovite (+ grenat + tourmaline) et des faciès aplatiques et pegmatitiques. Certains faciès contiennent des pseudomorphoses qui devaient être de la cordiérite, ce qui indique d'après Green (1976) que ces granites auraient pu se former à une profondeur de l'ordre de 25 km d'après la transition cordiérite - grenat.

L'étude a été réalisée par la méthode Rb-Sr et porte sur les faciès du granite peu déformé par le cisaillement ductile post-blastomylonitique, puis sur le granite fortement cisaillé.

Résultats Rb-Sr obtenus sur les faciès les moins cisaillés

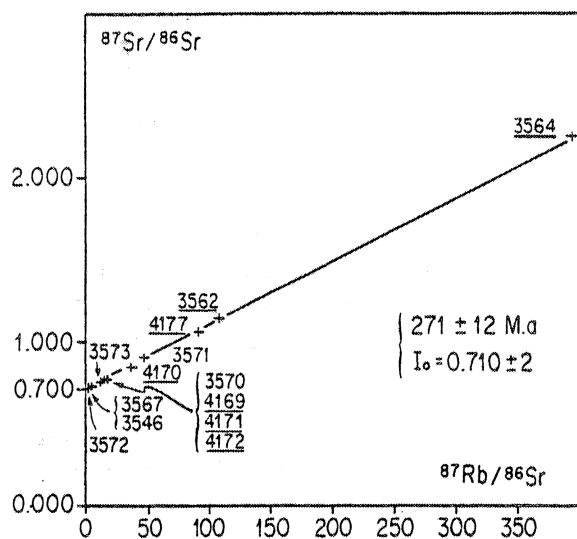


Fig. 87 : Diagramme Rb-Sr (R.t.). Le granite de la zone blastomylonitique (Sidi Ali Bou Nab). Les numéros soulignés correspondent aux faciès les plus cisaillés. L'âge de 271 ± 12 M.A. est calculé avec l'ensemble des points.

La seconde partie des mesures a été effectuée sur deux séries d'échantillons correspondant à des termes extrêmes de la différenciation, l'une de granite bleu (4169/70/71/72), l'autre de granite leucocrate (4175/76/77). La première série provient du découpage en plusieurs tranches d'un échantillon décimétrique où la progression de la déformation cisailante est visible (fig. 88). La deuxième série a été prélevée sur un affleurement où alternent sur quelques mètres, des zones plus ou moins intensément cisailées ; seuls les échantillons 4176 et 4177 proviennent de zones contiguës, mais ils n'étaient pas en contact direct. Les échantillons 3562 et 3564 ont été collectés sur des affleurements isolés.

Les mesures effectuées avaient pour objectif de mettre en évidence les éventuelles perturbations qui pourraient intervenir dans le système Rb-Sr au cours de la mylonitisation à l'échelle

Six des sept points analysés s'alignent médiocrement dans le diagramme isochrone ; l'âge calculé est alors de 277 ± 30 M.A. avec un rapport initial de $0,710 \pm 3$ et un MSWD de 51. Il s'agit d'une erreurchronone (fig. 87). L'échantillon 3563 exclu de ce calcul, est au-dessus de l'erreurchronone bien que très frais et non cisailé, il présentait des traces d'oxydation (extraites lors du broyage) qui témoignaient peut être de circulations fluides ayant altéré le rapport Rb/Sr de cet échantillon.

Résultats Rb-Sr obtenus sur le granite cisailé

La seconde partie des mesures a été effectuée sur deux séries d'échantillons correspondant à des termes extrêmes de la différenciation, l'une de granite bleu (4169/70/71/72), l'autre de granite leucocrate (4175/76/77). La première série provient du découpage en plusieurs tranches d'un échantillon décimétrique où la progression de la déformation cisailante est visible (fig. 88). La deuxième série a été prélevée sur un affleurement où alternent sur quelques mètres, des zones plus ou moins intensément cisailées ; seuls les échantillons 4176 et 4177 proviennent de zones contiguës, mais ils n'étaient pas en contact direct. Les échantillons 3562 et 3564 ont été collectés sur des affleurements isolés.

décimétrique et à l'échelle métrique. La mylonitisation provoque des modifications profondes dans le granite dont l'évolution pétrologique au cours du cisaillement a fait l'objet de travaux antérieurs (Bossière et Vauchez, 1978 ; Bossière 1980) qui ont montré que la transformation du granite est caractérisée par : (1) une diminution continue de la taille des cristaux constituant la roche ; (2) une transformation de la biotite primaire en biotite secondaire de composition chimique différente et/ou en muscovite secondaire, la muscovite primaire résiste à la déformation mais devient plus riche en cédadonite ; (3) la transformation d'une grande partie des feldspaths en phyllosilicates ; (4) l'apparition de bandes alternativement riches en micas et riches en quartz. Ces transformations minéralogiques impliquent au moins une hydratation et une redistribution des composants chimiques formant les anciens minéraux.

L'échantillon de "granite bleu"

Le granite bleu massif et homogène (échantillon 3573) est recoupé par une zone de cisaillement décimétrique. Un échantillon a été prélevé dans cette zone et découpé suivant des lits où l'intensité de la déformation varie (fig. 88).

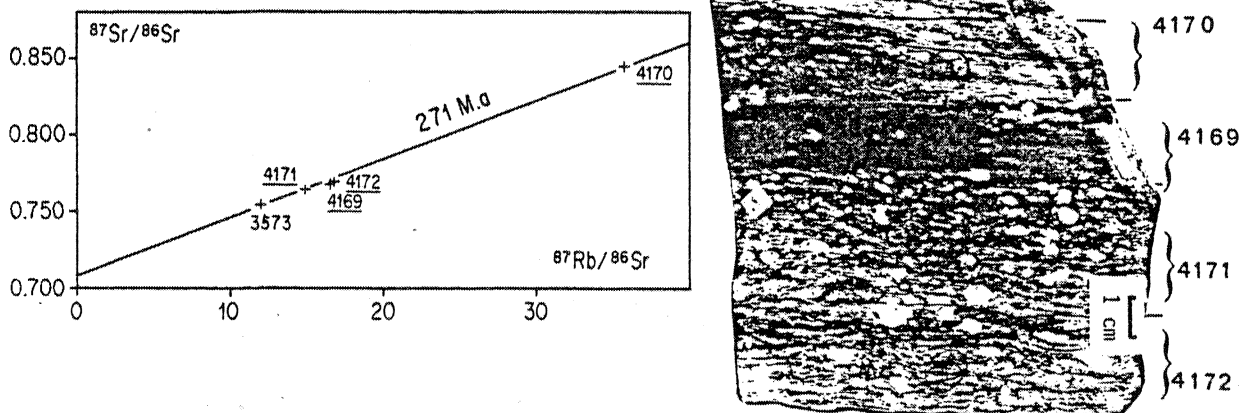


Fig. 88 : Diagramme Rb-Sr (R.t.), un échantillon du granite bleu cisailé (c.f. photo) a été scié en tranches selon le litage tectonique. L'échantillon 3573, non souligné, correspond au granite non cisailé.

Ces quatre points se reportent sur l'isochrone de granite non déformé (fig. 88). Si l'on compare les teneurs en Rb et Sr des échantillons cisailés, avec celles des faciès non déformés, il apparaît que les teneurs en Rb sont peut être en légère augmentation (de 166 à 253 ppm dans les faciès bleus non déformés contre 273 à 299 dans les faciès cisailés), et que la teneur en Sr paraît plus nettement diminuée dans le granite cisailé (213 à 64 ppm contre 54 à 22 ppm). On observe donc une augmentation du rapport Rb/Sr des faciès non déformés (2,2 à 12) vers les faciès déformés (15 à 36). Cette variation peut être due à une hétérogénéité primaire du granite, mais son évolution pétrologique au cours du cisaillement permet de penser qu'il n'en est rien. En effet, le plagioclase tend à disparaître le premier pour être remplacé par des phyllosilicates et lorsqu'il recristallise dans des fractures, même lorsque le taux de déformation n'est pas très élevé, cela se traduit par une baisse de sa teneur en Ca (Bossière 1980). Cette baisse de Ca dont le comportement géochimique est identique à celui du Sr est donc un argument pour voir une diminution de la concentration en Sr du granite lors du cisaillement.

La modification des teneurs en Rb est aussi possible puisque les feldspaths potassiques qui en contiennent une grande partie, se transforment également en phyllosilicates, mais subsistent plus fréquemment à l'état de reliques. Cette déstabilisation peut aussi contribuer à une migration du Sr et donc à son appauvrissement alors que le potassium et donc le rubidium sont probablement directement réintégrés lors de la recristallisation des phyllosilicates.

Une augmentation du rapport Rb/Sr due surtout à une diminution de la teneur en Sr des granites paraît donc avoir lieu lors du cisaillement ductile. Cette augmentation, qui ne perturbe pas l'alignement des points dans le diagramme isochrone, est donc synchrone de l'homogénéisation isotopique à 280 M.A. et montre que le cisaillement est sub-contemporain de la mise en place du granite dans la gamme des erreurs observées.

L'affleurement de granite leucocrate et les échantillons isolés (3562 et 3564)

A l'affleurement, le granite est systématiquement déformé, l'échantillon 4176 est le moins déformé, 4177 l'est moyennement, 4175 est le plus atteint par le cisaillement.

Les échantillons 3562 et 3564 sont aussi fortement cisailés.

Les résultats Rb-Sr (fig. 87 et 89) montrent d'emblée que ce sont les échantillons à plus forts rapports Rb/Sr (91 à 632) de cette formation. Ces rapports élevés sont peut être primaires mais le seul faciès leucocrate non déformé dont nous disposons est le filon aplitique dont le rapport Rb/Sr n'est seulement que de 46.

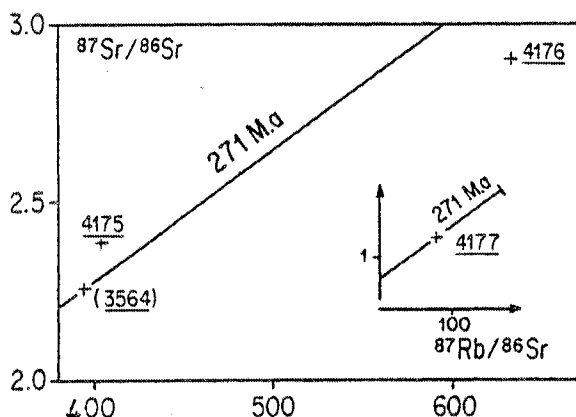


Fig. 89 : Diagramme Rb-Sr (R.t.), granite leucocrate cisailé. Les échantillons 4175-4176-4177 correspondent à un affleurement métrique.

n'est pas valable pour 4175 qui est situé au-dessus de l'isochrone et pour laquelle il faut supposer une diminution du rapport Rb/Sr ou un piégeage de Sr^* (ce piégeage devant se faire par d'autres minéraux que l'apatite).

Les échantillons 3562 et 3564 sont situés sur l'isochrone du granite non déformé, le calcul effectué avec les sept échantillons cisailés et n'ayant pas subi d'ouverture alpine permet d'obtenir un âge de 279 ± 10 M.A. avec un rapport initial de $0,705 \pm 4$ et un MSWD de 9. L'ensemble des treize points s'alignent avec une pente qui correspond un âge de 271 ± 12 M.A., un rapport initial de $0,710 \pm 2$ pour un MSWD de 35, âge que nous retiendrons pour la mise en place et le cisaillement du granite.

Des trois échantillons du même affleurement, seul le 4177 reste sur l'isochrone (fig. 89). Il faut noter que 4175 et 4176 ne contiennent pas de P_2O_5 (Bossière 1980) et donc pas d'apatite. L'apatite qui est un phosphate de Ca, joue le rôle d'accepteur de Sr, son absence peut expliquer une ouverture du système Rb-Sr au niveau de la roche totale lors des sollicitations thermiques alpines mises en évidence sur ce granite. L'échantillon 4176 est situé sous l'isochrone a dû se comporter comme un mica ; les teneurs en Sr et Rb sont en effet plus proches de celles d'un mica que de celles de roches totales ce qui est dû à une augmentation de la quantité de phyllosilicates lors du cisaillement. Cette explication

ETUDE Rb-Sr DES MICAS

Vingt micas provenant des diverses formations du socle ont été analysés ; les âges sont résumés dans la figure 90. Ils correspondent à celui du couple mica-roche totale pour l'essentiel des échantillons à l'exception du micaschiste qui correspond au couple mica-feldspath. Aucun de ces échantillons ne présente de recristallisation visible postérieure à l'histoire paléozoïque décrite dans les chapitres précédents.

Les âges obtenus sur les micas de l'orthogneiss du socle sont compris entre 170 ± 5 , et 209 ± 6 M.A. et sur les biotites entre 71 ± 2 et 127 ± 3 M.A..

Les muscovites du granite hercynien ont des âges compris entre 208 ± 6 et 239 ± 7 M.A., les biotites sont remarquablement jeunes puisque les âges sont compris entre 22 ± 1 et 38 ± 1 M.A..

La phengite du micaschiste donne un âge de 231 ± 10 M.A. et la biotite associée de 114 ± 3 M.A.. Les âges des muscovites provenant des pegmatites se placent entre 183 ± 6 M.A. et 260 ± 6 M.A..

Echantillons				Ages sur minéraux (M.A.)	
Age	Position structurale	Nature	Numéro	Biotite	Muscovite
510 M.A.	Série gneissique de socle (R.t. à 470)	Orthogneiss ocellés	3294	71 ± 2	
			3296	94 ± 2	
			3297	82 ± 2	209 ± 6
			3302	95 ± 2	170 ± 5
			3293		195 ± 7
			3299	127 ± 3	
	Série schisteuse de couverture A la limite socle -couverture	Micaschiste à deux micas	3575	114 ± 8	231 ± 10
			4285		198 ± 5
		Pegmatites	4286		183 ± 6
			4287		260 ± 6
270 M.A.	Intrusif dans la bande blastomylonitique	Granite	3566	25 ± 1	208 ± 6
			3567	27 ± 1	226 ± 6
			3572	22 ± 1	
			3573	38 ± 1	239 ± 7

Fig. 90 : Répartition des âges Rb-Sr obtenus sur les micas en fonction de leur position structurale.

Cette importante gamme d'âges traduit probablement une ou plusieurs influences thermiques tardives. La comparaison avec les événements géologiques survenus dans cette région après le paléozoïque nous a permis de proposer (Peucat et Bossière 1981), que les âges "permo-jurassiques" obtenus sur les muscovites pouvaient traduire la remontée isostatique du socle kabyle et un rajeunissement alpin partiel.

Les âges crétacés et oligo-miocènes obtenus sur les biotites témoignent des périodes éoalpines et alpines qui affectent cette région. On peut donc conclure que l'influence d'un orogène sur un socle ancien peut être abordée par l'étude des micas malgré l'absence éventuelle, comme c'est le cas ici, de recristallisations métamorphiques visibles. Qu'en est-il lorsque le métamorphisme secondaire est plus marqué ? Nous allons examiner brièvement trois cas de socles impliqués dans l'édification de chaînes récentes et comparer le comportement des systèmes Rb-Sr des micas avec les résultats obtenus en Grande Kabylie.

Dans les Pyrénées (fig. 91) orientales, les muscovites provenant d'orthogneiss ou de granites du Cambrien et de l'Ordovicien ont enregistré les réchauffements hercyniens alors qu'un (ou plusieurs) événement(s) semble(nt) marqué(s) sur les biotites entre 155 et 115 M.A. (Jäger et Zwart 1968 ; Vitrac 1975). De plus, certaines biotites enregistrent des âges plus récents (50-30 M.A.) à proximité de la faille nord-pyrénéenne (Vitrac 1975) zone de fracture importante dont le jeu prouvé est au moins du Crétacé supérieur.

L'âge du métamorphisme Crétacé se situe entre 100 et 85 M.A. dans cette région (Albarède-Vitrac 1978), les âges obtenus sur les micas du socle sont donc plus anciens. Il faut noter ici les rajeunissements au Tertiaire à proximité des zones de fractures.

Dans la région des Tauern (fig.91), les biotites d'orthogneiss ordovicien datent parfois des événements hercyniens à 300 M.A. (Satir, 1975 ; Hawkesworth, 1976 ; Satir et Morteani 1979 ; Borsi et al. 1977). Mais en général, les âges des micas reflètent assez bien selon leur localisation, les divers épisodes alpins. Des âges à 120 - 110 M.A. sont mis en évidence sur les micas blancs, puis à 90-77 M.A. et 80-74 M.A. sur les biotites. Les âges les plus jeunes sont situés dans la fourchette de 36 à 25 M.A. sur micas blancs et sont de 15 M.A. sur biotite. Les épisodes du Crétacé et du Tertiaire sont donc ici très marqués ; toutefois, quelques âges "jurassiques" semblent sans signification géologique.

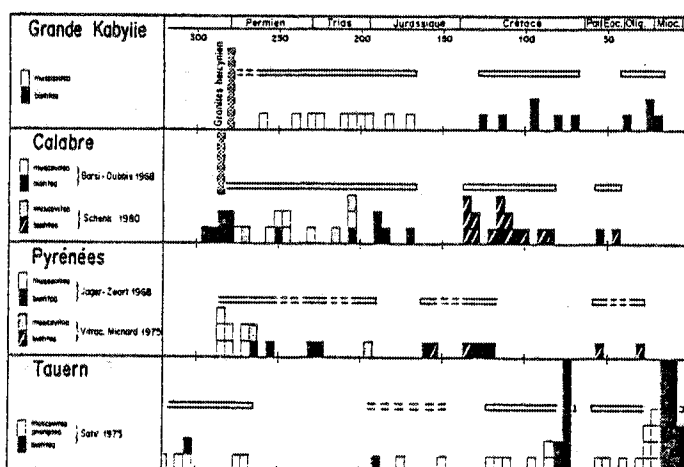


Fig. 91 : Comparaison entre les âges obtenus sur les micas ; du socle de Grande Kabylie, des massifs anciens de Calabre, des Pyrénées et dans la fenêtre des Tauern.

Rectangle noir : un âge biotite, rectangle blanc (ou pointillés) ; un âge muscovite ; bandes horizontales : aires de regroupement des âges.

Les âges obtenus sur les micas du Tauern par Hawkesworth (1976) n'ont pas été reportés pour éviter les surcharges, leur répartition est analogue à celle obtenue à partir des données de Satir (1975).

En Calabre (fig. 91), les données disponibles sont dues aux travaux de Borsi et Dubois (1968) d'une part et de Schenk (1980) d'autre part. Les granites ont un âge voisin de 285 M.A. d'après l'âge Rb/Sr des biotites mais de nombreuses muscovites et biotites provenant de faciès métamorphiques variés donnent des âges compris entre 250 et 180 M.A.. Cependant, l'essentiel des biotites enregistre des âges crétacés et quelques-unes des âges tertiaires. Les âges crétacés et anté-crétacé sont interprétés par Borsi et Dubois (1968) comme des rajeunissements partiels intervenus lors des événements alpins et par Schenk (1980) comme un refroidissement très lent. Borsi et Dubois remarquent que les âges tertiaires se localisent à proximité des contacts anormaux majeurs et qu'ils correspondent à l'âge du dernier métamorphisme dans cette région, résultat confirmé par les données de Schenk.

Malgré l'absence de recristallisations visibles dont l'origine serait liée à l'édification de la chaîne alpine, cette étude sur les micas du socle métamorphique paléozoïque de Grande Kabylie permet d'y déceler l'influence de l'orogénèse alpine. Comme dans d'autres socles qui y sont impliqués, les biotites enregistrent l'existence de deux épisodes thermiques :

- le premier d'âge crétacé (127 à 71 M.A.)
- le second d'âge tertiaire mis en évidence dans une zone de fracture majeure. Cet épisode, également observé dans les Pyrénées et en Calabre, dans un contexte structural analogue, confirme en comparaison avec les résultats obtenus dans la zone blastomylonitique varisque de Grande Kabylie, que les zones de fractures crustales, même anciennes, fonctionnent comme zones de vecteurs thermiques préférentiels.

CONCLUSIONS

- le massif orthogneissique d'Oued-Ksari a permis d'obtenir deux alignements dans le diagramme isochrone Rb-Sr, une erreurchrone à 7 points à 563 ± 50 M.A. et une isochrone à 3 points à 465 ± 52 M.A.. L'étude des zircons provenant d'échantillons de ces deux ensembles montre que le massif a en fait un âge de 506 ± 3 M.A. et que les dix points Rb-Sr correspondent à une dispersion ou bien à des rajeunissements ou vieillissements apparents liés à des phénomènes d'équilibration isotopique comme l'ont proposés Roddick et Compston (1977). Ce résultat souligne à nouveau la difficulté d'interprétation des résultats Rb-Sr obtenus sur les orthogneiss.
- les résultats U-Pb des zircons de cet orthogneiss sont particuliers en ce sens que dans l'échantillon le plus basique (65 % de SiO_2), les zircons contiennent du Pb^x hérité (1950 ± 100 M.A.), l'âge de mise en place de 506 ± 3 M.A. est alors déterminé par l'intercept bas de la discordia. Dans les échantillons les plus acides (70 et 78 % de SiO_2), il n'y a plus de Pb^x hérité et l'âge de mise en place à 514 ± 18 M.A. est déterminé par l'intercept haut de la discordia. Cette distribution bimodale du système U-Pb des zircons dans un même massif granitique montre que la présence de zircons à Pb^x hérité n'est pas liée au caractère génétique des granites (type I ou S de Chapell et White, 1974) comme pouvait le laisser penser les résultats de Williams (1978). Cette approche peut se révéler fautive si la présence de Pb^x hérité est effectivement liée à l'acidité du magma. De plus, rien n'exclue qu'un granite de type I puisse être contaminé par les zircons de l'encaissant lors de la mise en place.
- l'action d'un cisaillement ductile sur un granite provoque une augmentation du rapport Rb/Sr liée surtout à une diminution de la concentration en Sr qui est due en particulier à la disparition du plagioclase et partiellement du K.F. pendant le cisaillement. Ces variations, qui ne perturbent pas l'alignement des résultats Rb-Sr dans le diagramme isochrone se sont donc produites peu de temps après la mise en place du granite, l'âge obtenu est interprété comme celui de la mise en place du massif et aussi du cisaillement. Par contre, dans les termes les plus différenciés du granite, le cisaillement aboutit à la formation de phyllonites qui se comportent alors parfois en système ouvert en partie comme les micas.
- vingt micas ont été analysés en Rb-Sr ; ils proviennent des diverses formations du socle métamorphique kabyle sur lequel aucune influence post-hercynienne n'avait été mise en évidence. Les âges obtenus sur les micas blancs sont dispersés entre 250 et 160 M.A. et il semble hypothétique de vouloir raccorder à chacun de ces âges un événement tectonométamorphique ; ils résultent probablement de l'action conjuguée du refroidissement survenu lors de la remontée isostatique du socle avec les réchauffements éoalpins et alpins enregistrés par les biotites. Les biotites de l'orthogneiss cambrien enregistrent en effet des âges compris entre 127 et 71 M.A. et celles du granite de la zone de cisaillement des âges de 38 à 22 M.A., âges qui sont corrélables avec la tectonique éoalpine et alpine de la couverture secondaire. Les âges les plus jeunes sont localisés dans la zone blastomylonitique hercynienne, zone où se sont donc produits des échanges thermiques préférentiels. Des observations analogues peuvent être effectuées dans les Pyrénées et en Calabre; on peut donc supposer que les zones qui jalonnent les fractures profondes constituent des régions d'échanges thermiques préférentiels lors de rejeux tectoniques.

Zircons dans le calédonien du Groenland

La chaîne calédonienne constitue la partie nord-est du Groenland (fig. 92). Les zircons étudiés proviennent de la formation sédimentaire précambrienne d'Eleonore Bay. Cette série subit dans la région de l'Alpefjord, un métamorphisme progressif depuis la zone de la chlorite jusqu'à l'anatexie. Le but de ce travail est donc de tester le chronomètre U-Pb de zircons détritiques dans ces conditions de métamorphisme.



Fig. 92 : La chaîne calédonienne au Groenland. La flèche indique la région de l'Alpefjord.

CONTEXTE GEOLOGIQUE

Tout d'abord considérée comme uniquement calédonienne, (Haller 1977), la chaîne s'est ensuite révélée être de nature polyorogénique. Elle est constituée dans sa partie méridionale, d'un ensemble très métamorphique (central metamorphic complex) et d'une épaisse série sédimentaire (fig. 93) appelée Groupe d'Eleonore Bay. D'après les synthèses les plus récentes, (Higgins et Philipps 1979 - Steiger et al. 1979) trois grandes périodes orogéniques ont pu être distinguées dans le complexe métamorphique :

- une période archéenne à protérozoïque inférieur (3000 à 1700 M.A.)
- une période protérozoïque moyen (1100 à 1000 M.A.)
- une période calédonienne (400 à 475 M.A.).

Dans la partie méridionale de la chaîne (Scoresby Sund), l'archéen constitue un socle gneissique : le complexe infracrustal de Flyverfjord (fig. 93). Il comprend des gneiss à biotite - hornblende, des bancs d'amphibolites, des corps ultrabasiqes et d'importantes masses granitiques. Des granites intrusifs et des dykes basiques datés à 2500 M.A. montrent l'âge archéen du socle. Plus au Nord, ces roches infracrustales ont donné des âges plus récents (2000-1700 M.A.) qui traduisent l'existence d'un épisode orogénique d'âge protérozoïque inférieur (fig. 93 a).

- la période protérozoïque moyen serait marquée par la migmatisation de métasédiments connus dans la partie sud de la chaîne sous le nom de séquence supracrustale de Krummedal (fig. 93b) constituée surtout de niveaux psammitiques, pélitiques et quartzitiques avec des développements de marbres et d'amphibolites à la base ; la série de Krummedal fut tout d'abord considérée comme équivalente du groupe protérozoïque terminal d'Eleonore Bay. Actuellement, à la suite d'erreurs chronométriques Rb-Sr obtenues sur roches totales à 1100 M.A. et interprétées comme l'âge du métamorphisme principal, elle est maintenant rapportée au protérozoïque moyen (Rex et al. 1977 - Hansen et al. 1978).

Une série de migmatites et de granites chevauche à l'Ouest la séquence de Krummedal et est surmontée à l'Est par les formations d'Eleonore Bay. Les parties peu ou pas migmatisées ressemblent beaucoup aux sédiments de Krummedal. Les zircons de granites porphyroïdes synmétamorphiques sont datés en U-Pb à 1050 M.A., âge retenu comme celui de la migmatisation (Steiger et al. 1979).

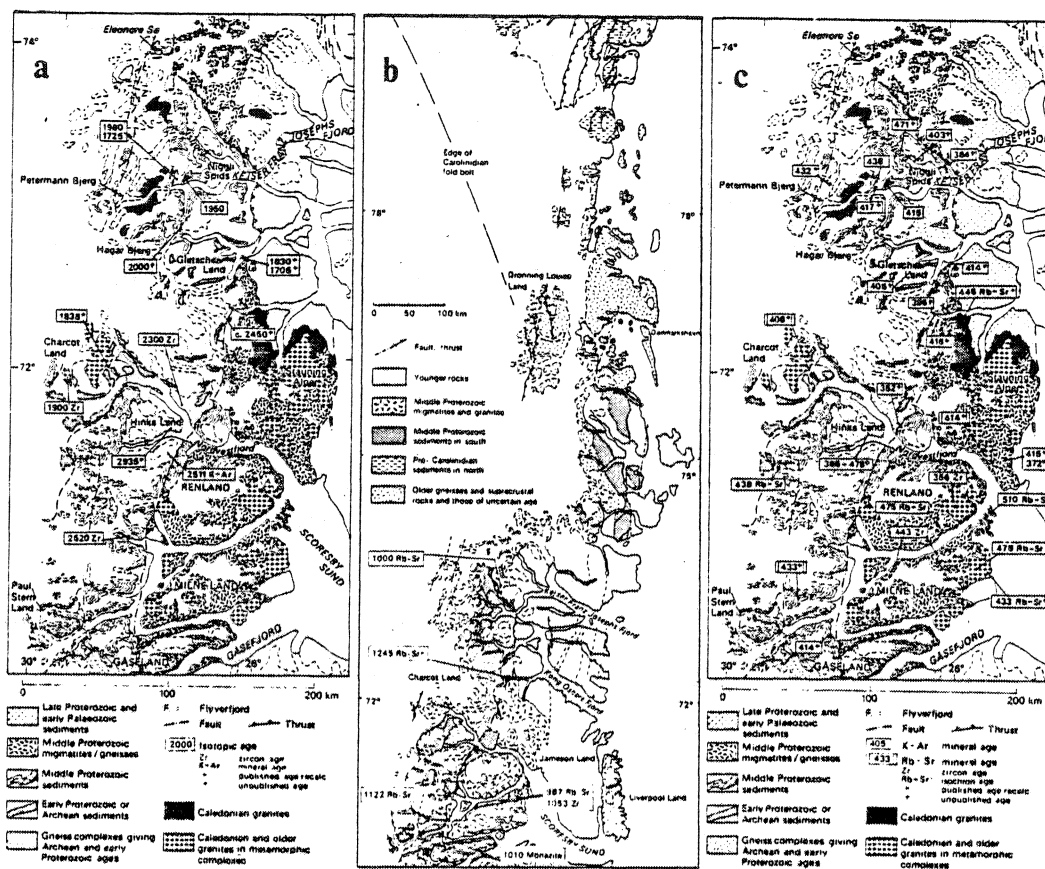
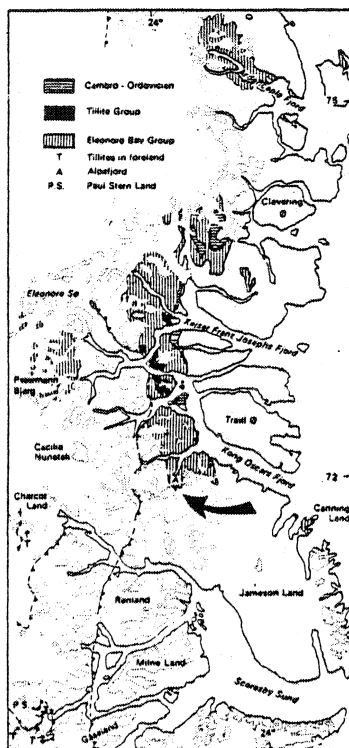


Fig. 93 : Les principales étapes orogéniques de la chaîne calédonienne du Groenland, d'après Higgins et Phillips 1979. a- l'archéen et le protérozoïque supérieur, b- le protérozoïque moyen, c- le calédonien.

-la période protérozoïque supérieur conduit à la sédimentation du groupe d'Eleonore Bay (G.E.B.) (fig. 94). C'est dans la région de l'Alpeffjord que la partie inférieure de cette série est la plus développée (+ de 8000 mètres) avec des quartzites et des shales d'origine deltaïque (Caby 1976). La partie supérieure de ce groupe affleure surtout plus au Nord (72 à 74°N) où elle forme un ensemble de quartzites, grès calcaireux, calcaires et dolomites sur une épaisseur de 4000 mètres (Caby 1972). La présence de stromatolites dans les niveaux supérieurs ont permis de leur attribuer un âge vendien (Bertrand et Caby 1974). De plus, le G.E.B. passe en concordance au paléozoïque inférieur, ce qui constitue un argument en faveur de leur âge protérozoïque supérieur.

Le contact entre le G.E.B. faiblement métamorphique et les séries métamorphiques type Krummedal est masqué par des intrusions granitiques. Pour certains auteurs, il s'agit d'un passage continu avec augmentation de l'intensité du métamorphisme (Caby 1976 ; Caby et al. 1981) ; pour d'autres, (Hansen et al. 1978), il s'agit d'un contact tectonique, calédonien ou plus ancien, avec les séries de l'orogénèse à 1100 M.A.

Le métamorphisme calédonien affecte l'ensemble des formations de la chaîne comme le reflète la majorité des âges obtenus sur minéraux (fig. 93-c). Daté par la mise en place de granites entre 475 et 400 M.A. (Steiger et al. 1979), il se traduit aussi par une période de migmatisation dans la partie orientale du Goaseffjord, du Stauning Alper et du Renland.



Outcrops of the Eleonore Bay Group, Tullite Group and Cambro-Ordovician sediments in the southern part of the fold belt, and location of the foreland tillites.

Fig. 94 : Le groupe sédimentaire d'Eleonore Bay, d'après Higgins et Philipps (1979).

Dans les sédiments du G.E.B., le métamorphisme y est le plus souvent épizonal, ce n'est que dans la région de l'Alpefjord qu'il augmente progressivement vers le bas de la série jusqu'à l'anatexie (Caby 1976, 1979). Dans un niveau structural inférieur, il passe à des faciès à disthène analogues aux formations de Krummedal (Higgins 1976). C'est dans cette zone de transition entre l'épizone et la mésozone profonde qu'a été réalisée l'étude U-Pb des zircons détritiques.

ETUDE U-Pb SUR ZIRCONS

Les zircons proviennent donc de la série inférieure du G.E.B. ; ils sont concentrés dans des paléoplacers associés à des niveaux quartzitiques. Ils y constituent des repères stratigraphiques que l'on peut suivre au travers des divers niveaux du métamorphisme depuis la zone de la chlorite, celle de la sillimanite jusqu'à l'anatexie. Les échantillons ont été collectés par R. Caby lors d'une mission effectuée en 1975.

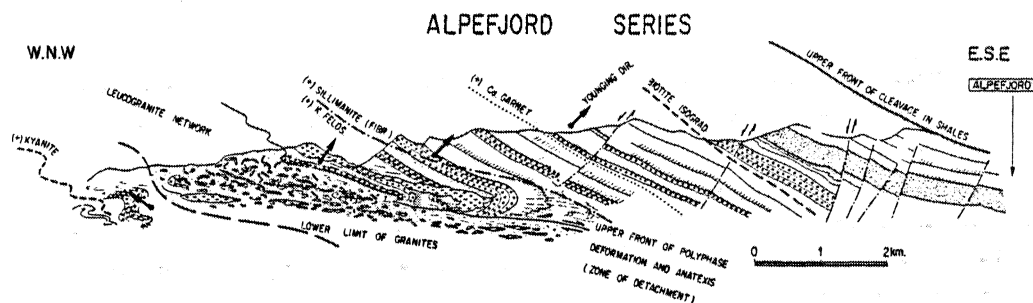


Fig. 95 : le métamorphisme prograde des sédiments du groupe d'Eleonor Bay dans la région de l'Alpefjord (d'après Caby non publié).

Les zircons dans l'épizone : zone de la chlorite

Les zircons ont été extraits d'une quartzite très peu recristallisée où ils constituent des niveaux en ruban, les conditions P.T. sont celles de l'épizone (chlorite, albite, calcite).

Les zircons sont de couleur rouge hyacinthe et sont très arrondis. Aucune face cristalline n'est conservée ; le degré d'usure a été très important. C'est une population très homogène par la couleur ; si certains cristaux conservent un allongement marqué, dans la majorité ils sont ovales à ronds. On y reconnaît fréquemment un zonage magmatique ; ils ne contiennent jamais de coeurs (anciens) et ne sont jamais entourés de surcroissances métamorphiques.

Quatre fractions granulométriques ont été analysées (fig. 96). Elles définissent dans le diagramme U-Pb une discordia entre 2498 ± 75 M.A. et 1162 ± 36 M.A. avec un MSWD de 0,5. Le degré de discordance atteint 70 à 85 % ; les relations taille - degré de discordance sont normales et les relations teneurs en U et taille sont inverses sur les deux fractions les plus grosses. La position des points U-Pb dans le diagramme concordia exclut un modèle de diffusion continue du Pb^* ; l'absence de surcroissance et de coeurs anciens exclut un modèle de mélange. Il s'agit donc probablement d'une perte épisodique de Pb^* survenue sur des zircons détritiques d'âge moyen 2500 M.A. lors d'un événement géologique qui s'est déroulé vers 1100 M.A.

Le métamorphisme calédonien n'est pas enregistré. Ceci pouvait être dû à une intensité trop faible de ce métamorphisme. Un échantillon semblable collecté au niveau de la zone de la sillimanite a donc été analysé.

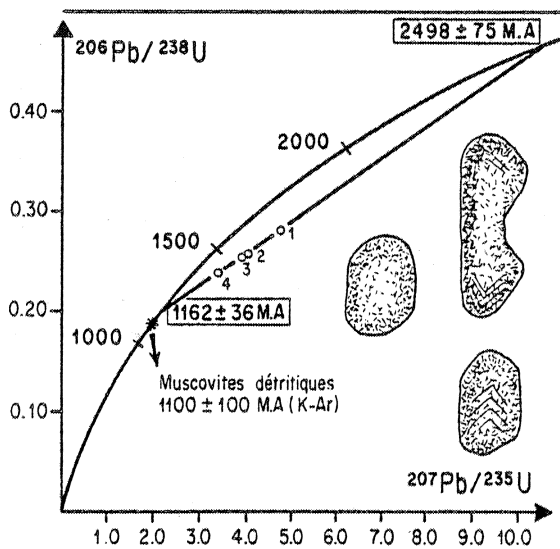


Fig. 96 : Diagramme concordia, zircons détritiques soumis au métamorphisme calédonien : zone de la chlorite.

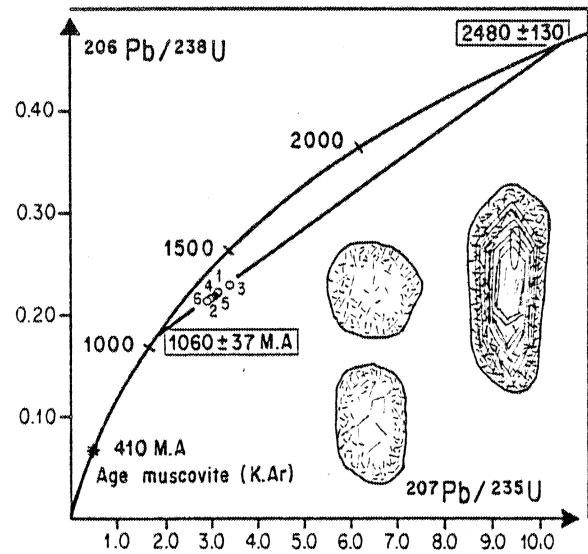


Fig. 97 : Diagramme concordia, zircons détritiques soumis au métamorphisme calédonien : zone de la sillimanite.

Zircons dans la mésozone : isograde de la sillimanite

Les zircons sont extraits d'un banc (paléoplacer) contenu dans une quartzite feldspathique ; ils ont été collectés sous la zone des granites. La sillimanite se présente sous forme de fibres mais aussi de prismes centimétriques et avec du feldspath potassique dans les paragneiss anatectiques encaissants. Les conditions P et T peuvent être grossièrement estimées à 650°C pour environ à 5 kb.

Très semblables aux zircons précédents par leurs formes, ces zircons n'en ont cependant pas la couleur rouge mais sont brun jaune ; cette atténuation de la coloration est probablement due à l'augmentation des conditions de métamorphisme comme l'ont décrit Gastil et al. (1967). Ce sont des zircons très arrondis, sans coeurs anciens ni surcroissance métamorphique avec parfois un zonage magmatique. C'est une population homogène par sa couleur et son important degré d'usure.

Six fractions granulométriques ont été analysées (fig. 97) ; elles définissent dans le diagramme U-Pb, une discordia entre 2480 ± 130 M.A. et 1060 ± 37 M.A. avec un MSWD de 0,26. Le degré de discordance est compris entre 83 et 88 % ; les relations taille - teneur en uranium -

degré de discordance sont aléatoires. Comme dans le cas précédent, c'est un modèle de perte épisodique de Pb^x qui rend le mieux compte des résultats. C'est à nouveau un événement géologique vers 1100 M.A. qui est marqué ; l'événement calédonien n'est toujours pas enregistré au niveau de la mésozone. L'âge obtenu, sensiblement inférieur à celui des zircons de la zone à chlorite est peut être légèrement modifié.

Les zircons dans le domaine de l'anatexie

Les quartzites sont conservées en xénolites dans des diatexites (migmatites hétérogènes). Les conditions du métamorphisme sont proches des précédentes avec peut être une élévation de la température jusqu'à 700°C et(ou) une chute de la pression ($\approx 4 \text{ Kb ?}$).

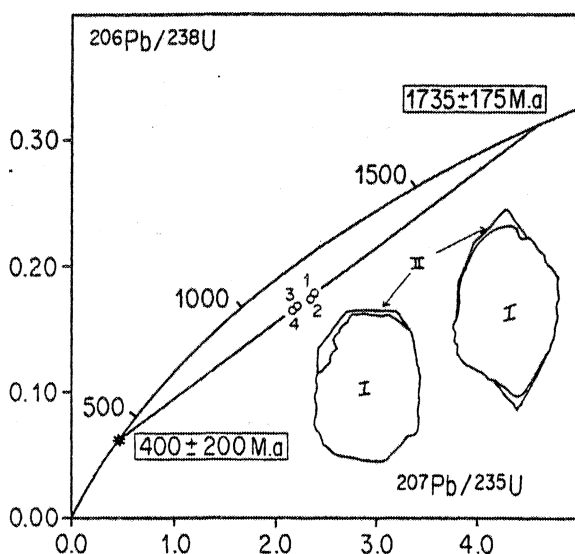


Fig. 98 : Diagramme concordia, zircons détritiques dans l'anatexie.

Les zircons présentent toujours un aspect globuleux et rond, avec individualisation de faces cristallines. L'étude microscopique montre des recristallisations à la surface des zircons arrondis. Les surcroissances ne sont pas toujours reconnaissables mais la présence de faces cristallines atteste de la recristallisation probable de ces minéraux; un tel refacettage a été décrit dans des roches métamorphiques à sillimanite par Eckelmann et Poldervaart 1956 et Gastil et al. 1967. La couleur des zircons varie de brun rouge à jaune clair.

Quatre fractions granulométriques ont été analysées (fig. 98). Leurs points U-Pb définissent dans le diagramme concordia une discordia entre $1735 \pm 175 \text{ M.A.}$ et $400 \pm 200 \text{ M.A.}$ avec un MSWD de 5. Le degré de discordance est compris entre 53 et 58 % ; les relations taille - teneur en uranium et degré de discordance sont normales ; c'est-à-dire que les zircons les plus petits sont les plus riches en U et les plus discordants. Un mécanisme de perte continue du Pb^x peut expliquer les résultats obtenus, l'âge de 400 M.A. serait alors sans signification, mais un modèle de mélange entre des zircons anciens et des surcroissances à 400 M.A. paraît le plus probable. L'âge de 400 M.A. est mal défini du fait du degré de discordance moyen des zircons, de leur alignement médiocre et du faible étalement des rapports U/Pb.

INTERPRETATION DES RESULTATS U-Pb, APPORT DES AGES K-Ar ET Rb-Sr SUR MICAS

A la suite de ces résultats, la situation est la suivante :

- le métamorphisme calédonien, jusqu'aux conditions de l'apparition de la sillimanite, n'est pas enregistré par le système U-Pb des zircons détritiques ;
- ce n'est que dans les conditions de l'anatexie, où des recristallisations de zircons se développent, que l'événement calédonien s'individualise.

Une première question se pose immédiatement : le métamorphisme progressif de la chlorite à la sillimanite est-il réellement d'âge calédonien ou s'est-il plutôt déroulé vers 1100 M.A. comme cela a été proposé dans les Scoresby Sund ?

Au niveau régional, le métamorphisme calédonien existe ; il s'accompagne, nous l'avons vu, de la mise en place de plutons granitiques entre 475 et 400 M.A., ces derniers étant contemporains

de la migmatisation. D'autre part, le paléozoïque inférieur est aussi déformé que le G.E.B. sous-jacent et affecté par le même métamorphisme anchizonal à épizonal (Bonhomme et Caby, sous presse).

Au niveau de la série métamorphique de l'Alpefjord, le premier argument en faveur de l'âge calédonien du métamorphisme est l'intercept bas vers 400 M.A. obtenu sur les zircons détritiques dans les conditions de l'anatexie. Les migmatites qui contiennent ces zircons sont associées aux granites d'anatexie et l'âge de 400 M.A. doit correspondre à cet événement.

Les âges K-Ar et Rb-Sr sur micas :

Le second argument est donné par les âges obtenus sur les micas en K-Ar et Rb-Sr que nous allons exposer maintenant :

	† K ₂ O	Age (M.A.)
Muscovite 1729	10,05	1030 ± 22
Muscovite 1731	8,45	923 ± 20
Muscovite 1728	7,65	892 ± 19
Muscovite 1730	3,88	770 ± 18
<hr/>		
Biotite 1728		420 ± 10
Biotite 1732		410 ± 9
<hr/>		
R.t. 1728		426 ± 10
R.t. 1729		447 ± 11
R.t. 1730		425 ± 12
R.t. 1731		437 ± 11
<hr/>		
Muscovite 20 1836 (sillimanite)	4,59	410 ± 9

Fig. 99 ; Ages K-Ar sur micas dans les zones de la chlorite, biotite et sillimanite du métamorphisme calédonien (analyses Clauer et Tisserant). Relations avec les teneurs en K₂O.

Quatre muscovites détritiques provenant de niveaux gréseux des zones faiblement métamorphiques du G.E.B. dans les Alpefjord, ont été séparées puis analysées par la méthode K-Ar (travail effectué au laboratoire de Strasbourg). Deux de ces muscovites ont été extraites d'échantillons situés dans la zone à chlorite (1729-31) alors que les deux autres proviennent de roches contenant déjà de la biotite (1728-30). Les âges apparents de ces muscovites s'échelonnent entre 1030 ± 22 M.A. et 770 ± 18 M.A.. Les biotites associées et un mica blanc extrait d'un échantillon situé dans la zone à sillimanite (20-18-36) enregistrent des âges K-Ar de l'ordre de 415 M.A.. Ce mica blanc fournit également un âge Rb-Sr de 410 M.A. avec un rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr initial estimé à 0,730.

Dans le détail, les deux muscovites détritiques de la zone à chlorite donnent les âges apparents K-Ar les plus élevés et ce sont elles qui contiennent le plus de K₂O. Les deux autres associées à de la biotite calédonienne ont des âges inférieurs intermédiaires avec des teneurs en K₂O également plus faibles. Enfin, le mica blanc d'âge calédonien possède une teneur en K₂O anormalement faible pour une muscovite. Il se pourrait alors, sans que cela ait pu être vérifié faute d'échantillons suffisamment volumineux pour extraire des quantités plus importantes de micas, que le mica calédonien ne soit pas une véritable muscovite. Les micas blancs de la zone à biotite (et dans l'un des deux échantillons de la zone à chlorite) pourrait être mélangés en proportions variables à de la muscovite détritique d'âge égal ou même supérieur à 1030 ± 22 M.A.. Ceci expliquerait la relation positive entre teneur en K₂O et âge de ces minéraux. L'âge à

à 1030 ± 22 M.A., proche des valeurs obtenus pour les zircons détritiques pourrait effectivement correspondre à la fermeture du système K-Ar lors de leur refroidissement, d'autant plus que l'altération ne semble pas avoir grand effet sur ces minéraux (Clauer, 1976).

Les déterminations K-Ar sur les roches totales faiblement métamorphisées de la zone à chlorite et à biotite se situent entre 425 ± 11 M.A. et 447 ± 11 M.A.. Ces valeurs légèrement plus élevées que les âges réels des minéraux calédoniens à environ 415 M.A., attestent néanmoins de l'influence calédonienne sur la plupart de leurs constituants. En effet, à part les muscovites détritiques qui n'y représentent qu'un très faible pourcentage (moins de 1 %), un calcul de bilan montre qu'à peu près tous les autres composants ont enregistré l'événement calédonien.

Ces résultats sont très importants pour la suite de notre interprétation car ils suggèrent:

- que les formations du G.E.B. résultent de l'érosion de roches contenant des micas détritiques formés ou rajeunis durant un événement daté à environ 1050 M.A.
- ces roches sédimentaires enregistrent le métamorphisme calédonien depuis les zones faiblement métamorphiques (au niveau des minéraux argileux, Bonhomme et Caby sous presse) ; la muscovite n'est totalement "rajeunie" qu'au niveau de la zone de la sillimanite alors que la biotite donne toujours des âges paléozoïques. Il y a donc une corrélation entre le rajeunissement de la muscovite et l'accroissement des conditions du métamorphisme.
- en corollaire, si la migmatisation s'était déroulée à 1100 M.A., la muscovite des zones les plus métamorphiques, devrait donner des âges anciens équivalents. En effet, le métamorphisme calédonien étant alors partout très faible ne pourrait conduire au rajeunissement total de la muscovite.

Tous ces résultats suggèrent que le métamorphisme prograde observé dans les formations du G.E.B. ainsi que l'anatexie qui l'accompagne sont bien d'âge calédonien.

Interprétation des résultats U-Pb

Le fait de ne pas enregistrer d'âge calédonien dans les zircons détritiques du G.E.B. depuis la zone de stabilité de la chlorite jusqu'à celle de la sillimanite peut s'expliquer par un modèle de perte multi-épisode de Pb^x du type de ceux proposés par Wetherill (1963) et Allègre et al. (1974). Dans ce cas, un premier événement survenu avant 1100 M.A. peut provoquer une première perte de Pb^x , une seconde perte se déroule par exemple au calédonien. Ces deux épisodes conservent un alignement des points U-Pb et les âges à 1100 M.A. résultent alors de la combinaison de ces deux épisodes : ils sont sans signification.

Si l'on admet que les âges protérozoïque moyen correspondent effectivement à un événement métamorphique comme cela est suggéré par plusieurs évidences dans la zone métamorphique au niveau de Scoreby Sund, on peut proposer un autre modèle, argumenté par l'existence de muscovites détritiques ayant un âge proche de 1100 M.A.

- un événement métamorphique se déroule quelque part avant la sédimentation du groupe d'Eleonore Bay vers 1100 M.A.. Pendant cet événement, des zircons archéens subissent une perte épisodique et définissent virtuellement des discordia entre 2500 et 1100 M.A. C'est aussi à cette époque que cristallise et(ou) se refroidit une génération de muscovite.

- cette chaîne protérozoïque moyen est détruite par érosion. Les sédiments qui en résultent constituent la source de la série protérozoïque supérieure du G.E.B.

- le métamorphisme calédonien affecte la série sédimentaire et les zircons à 2500-1100 M.A. restent en système sub-clos ou ne perdent que peu de Pb^x dans la zone de la sillimanite. Cette faible perte de plomb (environ 10 %) se traduit à ce niveau de métamorphisme par un âge intercept bas significativement inférieur à celui obtenu avec les zircons de la zone de la chlorite.

Ce type d'occultation d'un évènement secondaire est très fréquent quand un métamorphisme survient peu de temps après la cristallisation des zircons. Ce phénomène est en général attribué à la solidité du réseau cristallin encore peu endommagé par la radioactivité. Les exemples en sont nombreux, aussi bien dans la littérature que dans ce travail : nous avons vu qu'en Bretagne méridionale, l'âge des zircons des granites ordoviciens n'était pas modifié lors de la migmatitisation dévonienne et du métamorphisme hercynien ; de même des zircons détritiques ont enregistré le premier métamorphisme vers 400-420 M.A. mais sont restés réfractaires au métamorphisme hercynien malgré des températures atteignant au minimum 550°C. Ce phénomène est donc bien connu sur des intervalles de 100 à 200 M.A.. Si notre interprétation est exacte, les résultats obtenus au Groenland montrent la grande résistance à une perte de Pb^* des zircons pendant un second épisode métamorphique survenu 600 M.A. après le premier.

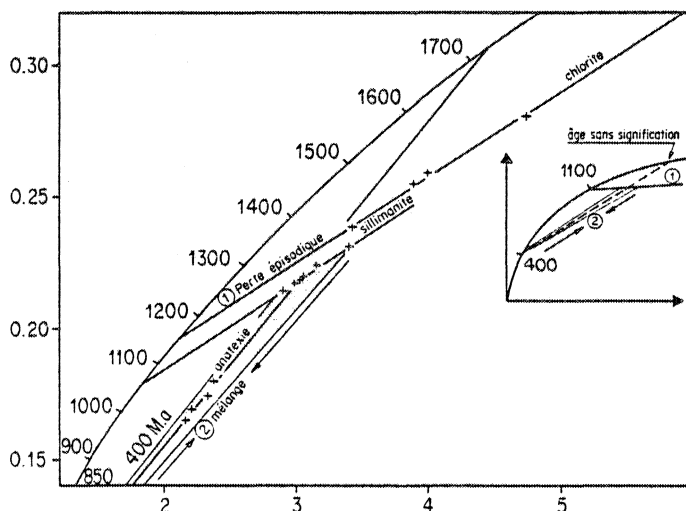


Fig. 100 : Diagramme concordia.

Les zircons de la zone de la chlorite enregistrent principalement une perte épisodique au protérozoïque moyen.

Les zircons de la zone de la sillimanite ont subi une perte de Pb sensible (10 %) qui diminue l'âge protérozoïque moyen, mais occultent toujours le calédonien.

Les zircons de la zone anatectique qui recristallisent, enregistrent l'âge calédonien ; ceci étant dû en particulier au mélange des deux populations.

Cette inertie peut être due à l'absence de déformations pénétratives (Caby 1976) dans les couches quartzitiques où des structures sédimentaires de type mudcracks et stratifications entrecroisées sont préservées jusqu'à la zone de la sillimanite : l'absence de circulations fluides liées aux déformations ne permettant pas d'importantes pertes de Pb. Ce n'est probablement pas la bonne explication, car si l'on examine les résultats obtenus sur les zircons dans les conditions de l'anatexis, l'âge de 400 M.A. n'est sans doute pas dû à un phénomène de perte épisodique mais plutôt à un mélange de surcroissances métamorphiques cristallisées à 400 M.A. sur des noyaux de zircons anciens du type de ceux analysés dans les "quartzites à sillimanite". Ce mélange provoque alors le déplacement des zircons vers le point 400 M.A. (fig. 100) avec un effet de convergence qui conserve un alignement, mais qui est ici de moins bonne qualité que lors de la perte épisodique à 1100 M.A. puisque le MSWD passe de 0,26 à 5.

En résumé, on se trouve en présence d'un modèle complexe qui résulte de la superposition d'une perte épisodique vers 1100 M.A. sur des zircons à 2500 M.A., avec le mélange de surcroissances calédoniennes. Au faible étalement des points sur la discordia initiale (entre 2500 M.A. et 1100 M.A.) doit s'ajouter un "effet de convergence" qui a pour effet de conserver un alignement des points dans le diagramme U-Pb. Dans ce modèle, l'âge à 1735 M.A. obtenu en intercept haut n'a pas de signification géologique.

ETUDE Rb-Sr DES GNEISS A DISTHÈNE DE LA BASE DE LA SÉRIE D'ELEONORE BAY

Des paragneiss à disthène existent à un niveau structural inférieur à celui des migmatites; ils représentent pour R. Caby, l'équivalent du G.E.B. mais à un niveau de métamorphisme de plus haute pression (≈ 6 kb, $T < 650^\circ\text{C}$). La ressemblance de cette série avec les formations protérozoïque moyen de Krummedal peut pourtant faire douter de cette attribution.

Dans les formations de Krummedal, des erreurs chronos autour de 1100 M.A. ont été obtenues par Rex et al. (1977) et Hansen et al. (1978) ; nous avons donc tenté par la même démarche de voir si des âges protérozoïque moyen étaient enregistrés.

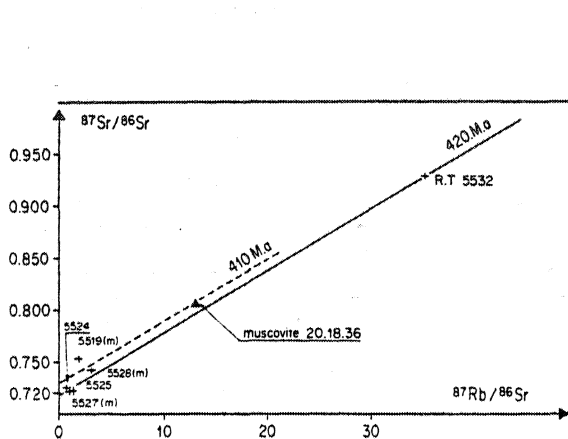


Fig. 101 : Diagramme Rb-Sr (R.t. et une muscovite). Gneiss à disthène de la base de la formation d'Eleonore Bay.

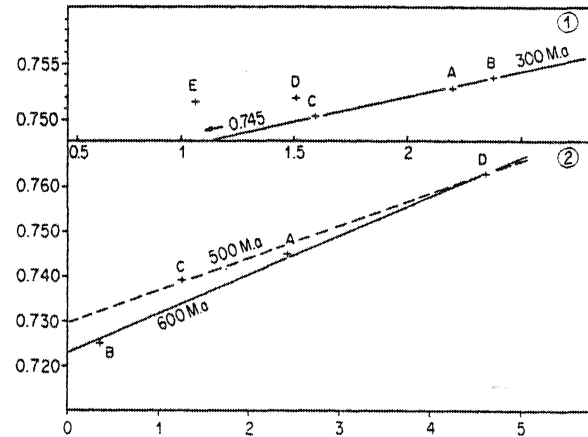


Fig. 102 : Diagramme Rb-Sr (tranches de gneiss). Gneiss à disthène de la base de la formation d'Eleonore Bay.

Les résultats sur roches totales ont été reportés sur la figure 101. Trois roches totales définissent un âge de référence à 420 M.A. mais trois autres points sont dispersés dans le diagramme isochrone. Si une homogénéisation isotopique incomplète a pu se produire vers 420 M.A., la trace d'un événement ancien n'est pas conservée.

Une autre approche a été tentée. Dans l'hypothèse, qui n'a pas été retenue, où le métamorphisme calédonien était dans cette région de très faible intensité, nous avons analysé des tranches de gneiss lités pour voir si des âges anciens avaient été conservés. Les résultats sur les tranches de gneiss sont reportés sur la figure 102. L'absence d'isochrone limite la discussion mais les droites de références dessinées ne montrent pas, à nouveau, d'évidence ancienne. Les âges biotites obtenus sur ces échantillons sont aussi de 400 M.A.

CONCLUSIONS

Cette étude a été réalisée sur des zircons détritiques de la formation paléozoïque supérieure d'Eleonore Bay dans la région d'Alpefjord où le métamorphisme calédonien, en général épi-métamorphique, peut cependant atteindre l'anatexie. Les résultats peuvent être résumés de la façon suivante :

- dans les niveaux où le métamorphisme reste faible, les muscovites détritiques présentent des âges anciens (jusqu'à 1100 M.A.) ; dans les zones où le métamorphisme devient plus intense, micas blancs et biotites enregistrent l'événement calédonien à 400-415 M.A.
- les zircons détritiques de la zone à chlorite jusqu'à celle de la sillimanite définissent des droites discordia entre 2500 M.A. et environ 1100 M.A. ; les âges calédoniens ne sont pas

mis en évidence par ces minéraux, c'est une perte épisodique antérieure qui est préservée,

- ce n'est que dans la zone où se développe l'anatexie que des âges à 400 M.A. sont enregistrés par les zircons ; ceci est dû plus à la cristallisation de nouveaux zircons qu'à une seconde perte épisodique.

L'histoire de ces zircons peut être schématisée de la manière suivante :

- Un épisode de métamorphisme se déroule sur un socle vers 1100 M.A.. Il provoque une perte épisodique de Pb^x sur des zircons anciens et la cristallisation puis le refroidissement de muscovites.

- Ce socle est érodé et donne naissance à de nouvelles séries sédimentaires, les zircons et les micas blancs s'y retrouvent sous forme détritique.

- Le métamorphisme calédonien n'affecte pas ou peu le système U-Pb des zircons jusqu'à l'apparition de la sillimanite. Pendant l'anatexie, une nouvelle génération de zircons calédoniens cristallise.

Ces résultats mettent en évidence la difficulté de provoquer sur des zircons plusieurs pertes épisodiques successives de Pb^x , même dans le cas où comme ici, les événements se succèdent avec un intervalle de 600 M.A.

CONCLUSIONS

SOMMAIRE DES PRINCIPAUX THEMES DEVELOPPES ET DES RESULTATS OBTENUS

La sensibilité des chronomètres U-Pb et Rb-Sr a été testée au travers de matériaux variés soumis à diverses conditions de métamorphisme qui ont été regroupées sous trois rubriques :

- le métamorphisme de basse pression - haute température des zones *migmatitiques* (les complexes de St Malo et de Bretagne méridionale)
- les métamorphismes de haute pression et de basse ou haute température dans les *complexes basiques et ultrabasiques* (les schistes bleus de l'île de Groix, les granulites et roches associées de la Baie d'Audierne, les éclogites de Vendée, les granulites et anorthosites de Laponie)
- les *complexes polymétamorphiques* où les métamorphismes sont d'âges très différents (le socle de Grande Kabylie en Algérie et les séries sédimentaires d'Eléonore Bay au Groenland).

METAMORPHISME DE BASSE PRESSION - HAUTE TEMPERATURE - LES FORMATIONS MIGMATITIQUES

Le complexe migmatitique de St Malo

Le métamorphisme plurifacial décrit dans les micaschistes et les gneiss de la vallée de la Rance et l'anatexie du noyau migmatitique de St Malo sont datés à 541 ± 5 M.A. en U-Pb par les zircons d'un granite symmétamorphe. Cet âge est confirmé par les résultats Rb-Sr et U-Pb obtenus sur les différentes formations du complexe métamorphique ce qui permet de constater que :

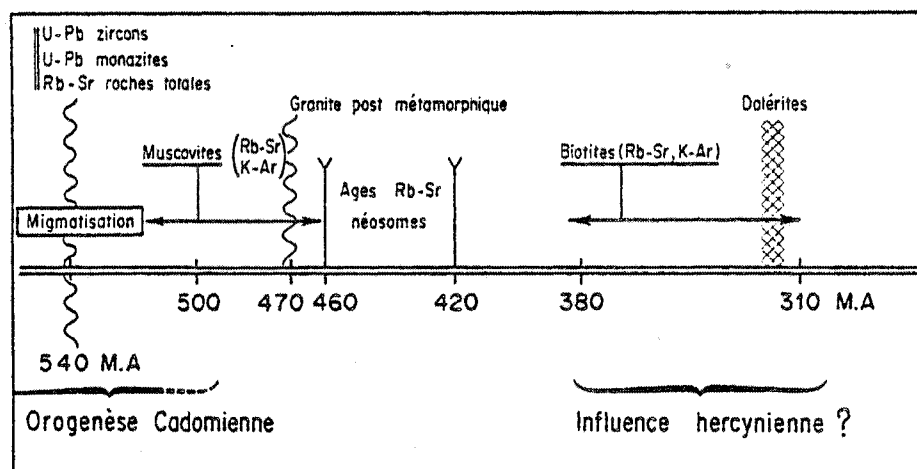


Fig. 103 : Succession des événements géochronologiques dans les migmatites de St Malo.

. l'homogénéisation isotopique du Sr ne se produit que lors de l'anatexie (isochrone à 542 ± 60 M.A.) tout au moins à l'échelle du massif

. l'étude Rb-Sr de tranches de gneiss découpés suivant la mobilisation anatectique permet d'obtenir des isochrones qui postdatent le métamorphisme (460 à 420 M.A.). Ceci résulte, principalement dans le mélanosome, du mélange de la muscovite et de la biotite dont les âges de refroidissement sont différents (510 à 470 M.A. et 380 à 310 M.A.). Il apparaît qu'à cette échelle,

les âges isochrones sont guidés par ceux des minéraux radiogéniques tels que les micas et qu'ils sont sans signification géologique (âges mixtes). Cette méthode n'apparaît donc ici pas adaptée à la datation du métamorphisme.

. l'âge du métamorphisme est par contre enregistré par les zircons détritiques sans surcroissance contenus dans des gneiss calco-silicatés de la zone à cordiérite. Ils permettent d'établir dans le diagramme U-Pb une discordia inverse dont l'intercept haut définit un âge de 2153 ± 50 M.A. ; l'intercept bas correspond à une perte épisodique de Pb^x qui s'est déroulée pendant le métamorphisme, l'âge alors défini est de 536 ± 14 M.A.,

. les zircons détritiques à surcroissances contenus dans des gneiss à sillimanite postdatent sensiblement le métamorphisme (500 ± 10 M.A.). Ceci est probablement dû à une diffusion continue du Pb^x hors des surcroissances métamorphiques,

. la monazite contenue dans les granites d'anatexie date aussi (U-Pb) le métamorphisme à 535 ± 5 M.A.,

. par contre, les zircons du granite d'anatexie ne permettent pas d'obtenir de datation précise : aux zircons détritiques contenus dans les métasédiments se mélange une population liée à l'anatexie. Il se superpose alors un phénomène de perte épisodique de Pb^x sur les zircons détritiques et de perte continue sur les zircons liés à l'anatexie qui aboutit à une dispersion des données U-Pb dans le diagramme concordia. Ce mélange se traduit aussi par un déplacement des points vers la droite du diagramme : la discordia qui peut cependant être tracée à partir des données obtenues sur les fractions les plus riches en uranium, ne passe plus par l'origine mais à sa droite et l'âge défini par intercept haut est alors trop vieux (555 M.A.). Ce déplacement de l'origine de la discordia apparaît donc comme pouvant être un indice de mélange entre deux populations de zircons d'âges différents, ce qui conduit à soupçonner les âges obtenus comme sensiblement trop anciens.

Le complexe migmatitique de Bretagne méridionale

Cet ensemble, contrairement au précédent, peut être considéré comme polymétamorphique. Au métamorphisme plurifacial siluro-dévonien (M1 - M2) qui aboutit à l'anatexie durant M2 se superpose le métamorphisme hercynien (faciès amphibolite).

Selon les méthodes géochronologiques utilisées, l'âge des épisodes antéhercyniens peut être préservé ou bien totalement occulté. Certains chronomètres se révèlent réfractaires et d'autres au contraire sensibles à la remontée des conditions thermiques hercyniennes. Ce comportement permet alors de mieux cerner ce que l'on est en droit d'attendre de chaque méthode, c'est ainsi que l'on constate que :

. les âges du métamorphisme le plus ancien (M1) ne sont préservés que dans le système U-Pb des zircons détritiques des gneiss peu ou pas mobilisés, celui-ci est daté à $403 \pm \frac{15}{12}$ M.A. dans un gneiss non mobilisé et à 419 ± 32 M.A. dans une métatexite. L'influence hercynienne n'est pas décelable à ce niveau,

. le système Rb-Sr des granites d'anatexie est aussi préservé lors du métamorphisme hercynien et date l'épisode M2 à 376 ± 19 M.A. (Vidal, 1973). Les zircons de ce granite ne présentent pas de marque d'héritage de Pb^x ancien et datent le granite à 372 ± 24 M.A.,

. des (rè)homogénéisations des isotopes du Sr surviennent à l'échelle minimum de la dizaine de mètres dans les métatexites lors du métamorphisme hercynien (isochrone à 315 ± 25 M.A. sur roches totales),

. à l'échelle encore plus réduite des lits différenciés de gneiss dans les métatexites, on peut définir des isochrones sur roches totales à 300 M.A. qui correspondent à des isochrones sur minéraux, la biotite et la muscovite se refroidissant simultanément vers 300 M.A.,

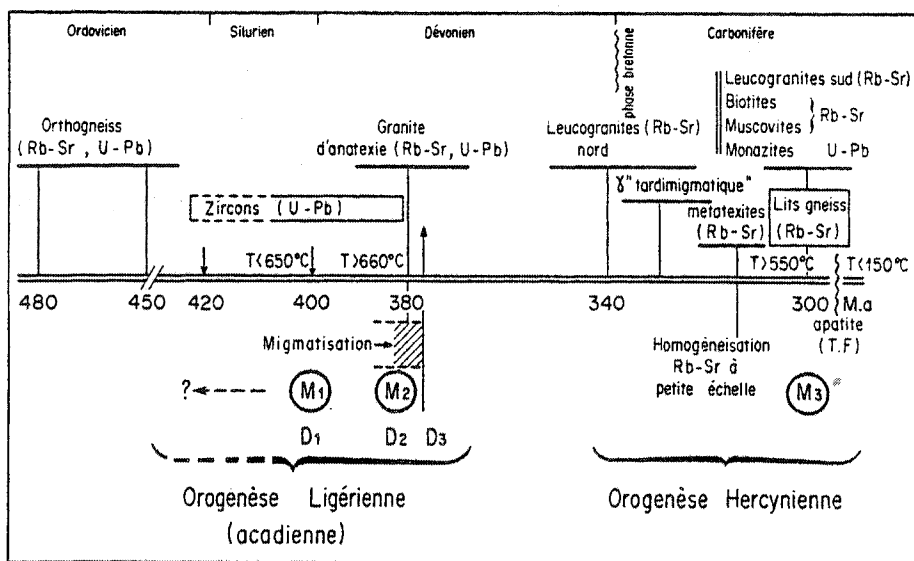


Fig. 104 : Les événements géochronologiques dans les migmatites du Golfe du Morbihan.

. *La monazite* enregistre aussi des âges hercyniens dans les métatexites (308 ± 10 M.A.) et le granite d'anatexie (306 ± 12 M.A.). Cela signifie qu'à la fin du Carbonifère, la chute de température de la chaîne hercynienne a été très rapide et qu'elle est passée vers 300 M.A. de plus de 550°C (d'après les âges monazites) à moins de 150°C (d'après les âges obtenus en traces de fission sur les apatites - Carpena et al. 1979). Cette chute brutale de température est confirmée par les âges de la muscovite et de la biotite en Rb-Sr qui datent simultanément, à 300 M.A., leur refroidissement.

. *l'orthogneissification* des granites ordoviciens ne provoque pas de modification des systèmes Rb-Sr sur les gros massifs comme Moëlan (474 ± 5 M.A., Vidal 1972) et Quimperlé (450 ± 8 M.A.). Mais sur d'autres ensembles, soit de plus faibles volumes, soit de nature leptynitique, l'alignement peut être sensiblement perturbé d'où une erreur plus importante sur l'âge mesuré (Roguedas : 463 ± 17 M.A.). Parfois, l'âge mesuré semble suspect comme sur les leptynites et gneiss d'Arzal (423 ± 35 M.A.) ; il est manifestement erroné comme à l'île Dumet ou à Tréauray (419 ± 12 , 663 ± 53 M.A.) où les rapports initiaux sont inférieurs à 0,700 alors que l'âge ordovicien est confirmé dans le second exemple par des zircons datés à 466 ± 12 M.A.. L'orthogneissification provoque donc parfois une perturbation du système Rb-Sr tout en préservant des alignements de qualité variable mais dont les âges sont sans signification géologique. Tout se passe comme si les points Rb/Sr se translataient vers la droite du diagramme isochrone. Par contre, dans des conditions P.T. identiques, le système U-Pb des zircons n'est pas significativement perturbé.:

En résumé, les chronomètres réfractaires au métamorphisme hercynien sont :

- + le système U-Pb des zircons détritiques dans les gneiss peu mobilisés
- + celui des zircons du granite d'anatexie
- + le système Rb-Sr dans le granite d'anatexie.

Les chronomètres sensibles au métamorphisme hercynien sont :

- + le système U-Pb de la monazite
- + le système Rb-Sr sur roches totales des métatexites collectées à l'échelle de la dizaine de mètres

+ le système Rb-Sr, sur roches totales de tranches de gneiss, de la muscovite et de la biotite.

METAMORPHISMES DE HAUTE PRESSION, BASSE OU HAUTE TEMPERATURE DANS LES COMPLEXES BASIQUES ET ULTRABASIQUES

Les schistes bleus de l'île de Groix

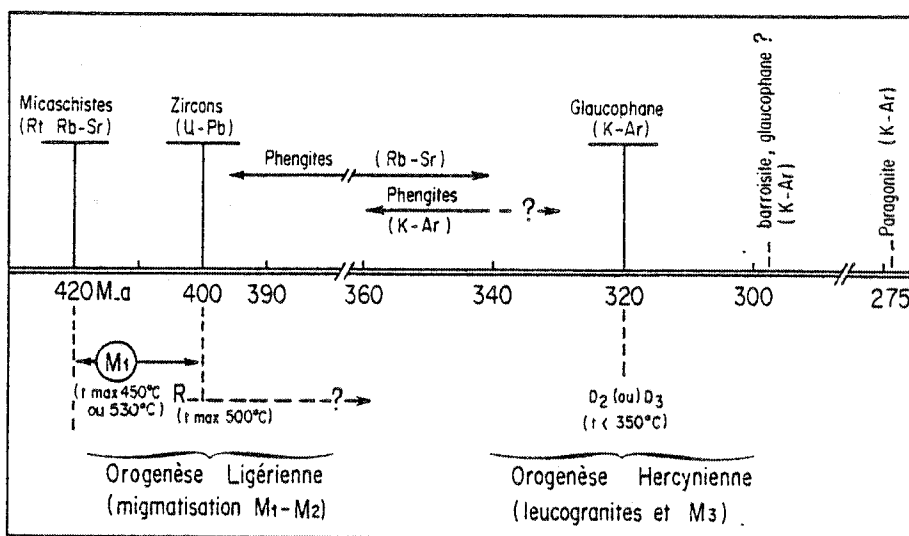


Fig. 105 : Les événements géochronologiques dans les schistes bleus de l'île de Groix.

. le métamorphisme H.P.-B.T. de l'île de Groix provoque une *homogénéisation des isotopes* de Sr dans les *sédiments* à 420 ± 19 M.A.. Ce phénomène s'explique probablement par une diffusion volumique du Sr à petite échelle qui, de proche en proche, par équilibration isotopique donne l'illusion d'une homogénéisation globale. Cette diffusion à petite échelle est considérée comme responsable de la contamination en Sr^* des roches basiques en particulier les plus tectonisées, dont les rapports initiaux varient à 420 M.A. entre 0,705 et 0,711.

. le métamorphisme provoque aussi une perte épisodique de Pb^* sur des *zircons détritiques* qui peut avoir été légèrement perturbée lors d'un événement ultérieur et donne au métamorphisme un âge minimum de 399 ± 12 M.A.

. les âges obtenus sur les *phengites en Rb-Sr et K-Ar* sont partiellement rajeunis lors d'événements tectoniques dont la température est probablement restée assez faible ($< 350^\circ C$). La gamme des âges (396 à 340 M.A.) obtenus est comprise entre celui du métamorphisme H.P.-B.T. (M1) et celui des événements tectoniques (D2-D3).

. le système *K-Ar du glaucophane* a par contre été totalement ouvert pendant ces événements tectoniques et les date à 320 M.A.. Il faut noter ici que la rétention de Ar^* a été plus faible dans les amphiboles que dans la phengite à l'inverse de ce que l'on observe le plus souvent.

En conclusion, le métamorphisme H.P.-B.T. (M1) de l'île de Groix et probablement sa rétro-morphose (R) se sont déroulés entre 420 et 400 M.A.. Les micas ne sont que partiellement affectés à l'hercynien, ce qui conduit à proposer qu'à cette époque, les formations de l'île de Groix étaient en position structurale superficielle dans la chaîne.

Les granulites basiques et les ultrabasiques de la Baie d'Audierne, les éclogites de Vendée

Ce travail a été marqué par l'établissement de discordias U-Pb monogéniques à partir des zircons de roches éclogitiques, ce qui n'avait pas encore été réalisé jusqu'ici.

L'étude des zircons en U-Pb a permis de percer le voile du métamorphisme. Ces minéraux contiennent en effet du plomb radiogénique ancien qui date le protolithe basique à 1297 ± 60 M.A. dans le cas des éclogites de Vendée et à 1252 ± 25 M.A. dans le cas des pyroxénites à grenat de la Baie d'Audierne. Le métamorphisme de H.P.-B.T. provoque une perte variable de Pb^* , ce qui permet de le dater avec précision à $436 \begin{smallmatrix} + 15 \\ - 12 \end{smallmatrix}$ M.A. en Vendée et à 384 ± 6 M.A. en Baie d'Audierne.

Les zircons des serpentinites de la Baie d'Audierne contiennent aussi du Pb^* ancien (au minimum 840 M.A.) dont l'évolution semble se paralléliser à celle des pyroxénites à grenat mais avec probablement un épisode supplémentaire de perte de Pb^* (pendant la serpentinitisation ?).

La méthode U-Pb sur zircons apparaît donc comme étant actuellement la plus adaptée à une datation précise des roches éclogitiques. Les implications géologiques de ces résultats sont importantes et ont été discutées dans le chapitre concerné.

Les granulites et anorthosites de Laponie

Ces roches, d'origine orthodérivée, se mettent en place sous forme magmatique dans le faciès granulite. Deux types de zircons y sont discernables : un premier qui est caractérisé par des cristaux allongés, automorphes, fortement zonés et riches en uranium; ils ont cristallisé pendant la phase magmatique précoce. Le second type, est constitué de cristaux clairs, probablement pauvre en uranium, finement zonés, typiques des zircons cristallisés sous des conditions de haute pression. Dans le cas des granulites, ce second type est en surcroissance sur les premiers et limite, par un effet de bouclier, les pertes tardives de Pb^* , les zircons sont alors peu discordants. Dans le cas des anorthosites, il s'agit de petits zircons ronds et isolés identiques aux surcroissances précédentes ; cela se traduit dans le diagramme U-Pb par une inversion des relations du degré de discordance et de la taille des zircons.

Ces deux générations, contemporaines, datent le métamorphisme granulitique et les protolithes basiques à $1906 \begin{smallmatrix} + 3 \\ - 2 \end{smallmatrix}$ M.A. dans cette région de Laponie.

SERIES POLYMETAMORPHIQUES DONT LES EVENEMENTS SE SONT DEROULES A DES AGES TRES DIFFERENTS

Le socle paléozoïque de Grande Kabylie et l'orogénèse alpine

. C'est le système Rb-Sr des micas des formations paléozoïques qui a permis de mettre en évidence l'empreinte thermique alpine de cette région. Elle est particulièrement marquée sur les biotites (30 à 20 M.A.) d'une zone blastomylonitique qui a dû fonctionner comme un vecteur thermique privilégié à l'alpin. Il est par contre difficile de séparer l'action alpine de celle du ou des métamorphismes paléozoïques sur les autres systèmes isotopiques étudiés.

. Le système Rb-Sr d'un orthogneiss est perturbé car deux alignements de qualité médiocre ont pu être définis (à 563 ± 50 M.A. et à 465 ± 52 M.A.) ; aucun de ces âges ne correspond à celui de la mise en place du granite qui a pu être déterminée par la méthode U-Pb sur zircons à 506 ± 3 M.A.. Ce résultat met à nouveau en évidence l'existence possible de difficultés dans l'interprétation des isochrones et à fortiori des errechrones obtenues sur les roches orthogneissiques.

. Dans ce même orthogneiss, les échantillons les plus pauvres en silice (65 % de SiO_2) contiennent des zircons à Pb^* hérité alors que les zircons des échantillons plus riches en silice (70 à 78 % de SiO_2) en sont dépourvus. Dans les deux cas, les âges déterminés soit par intercept bas,

soit par l'intercept haut sont identiques et respectivement de 506 ± 3 M.A. et de 514 ± 18 M.A.. S'agit-il d'une contamination accidentelle du magma ou bien de la destruction des zircons anciens dans les faciès les plus acides ? C'est la question qui est posée par ces résultats.

. Un cisaillement ductile provoque sur un granite une augmentation des rapports Rb/Sr qui est due à la disparition du plagioclase et à la diminution de la concentration en Sr qui en résulte. Ces variations, qui ne perturbent pas l'alignement de l'isochrone Rb-Sr établie sur les faciès peu ou pas cisailés permettent de dater le cisaillement.

Zircons dans le Greenville puis le Calédonien de l'est du Groenland

Des zircons détritiques de la série sédimentaire d'Eleonore Bay subissent un métamorphisme prograde, de l'épizone à l'anatexie, d'âge calédonien.

Jusqu'à la zone de la sillimanite, ils *occultent* ce métamorphisme et mettent au contraire en évidence un événement d'âge protérozoïque moyen (intercepts bas à 1100 M.A.). Cet âge, connu dans cette région et obtenu dans ce travail sur des muscovites en K-Ar a dû être enregistré par les zircons lors d'une histoire antérieure au cycle sédimentaire actuel.

. Des zircons cristallisent en surcroissances sur les coeurs détritiques durant l'anatexie. Il en résulte un mélange entre le système U-Pb des zircons détritiques et celui des surcroissances métamorphiques ; l'intercept bas définit alors un âge calédonien (400 M.A.) et l'intercept haut n'a plus de signification géologique (1700 M.A.).

. Ces résultats montrent bien que si parfois les zircons peuvent enregistrer des éléments métamorphiques du niveau de l'épizone, ils peuvent en occulter du niveau de la zone de la sillimanite. Ceci s'observe très nettement dans le cas des roches polymétamorphiques où comme dans cet exemple, c'est le *premier événement métamorphique qui est préservé*. Cela signifie qu'il est difficile de faire subir plusieurs pertes épisodiques de Pb^* aux zircons. Le Calédonien est ici enregistré par la cristallisation de nouveaux zircons et c'est principalement un phénomène de mélange et non pas de perte épisodique qui entre en jeu .

LA GEOCHRONOLOGIE DES ROCHES METAMORPHIQUES - CONCLUSIONS

Comment étudier la géochronologie d'un complexe métamorphique, que peut-on attendre des différentes méthodes radiométriques, en est-il de plus appropriées à certains types de séries cristallogéniques ? Une revue rapide de l'apport de ce travail, replacé dans le contexte des connaissances actuelles va nous conduire à tenter d'établir un tableau de la palette géochronologique disponible en particulier à partir des méthodes Rb-Sr et U-Pb.

DATATION DU METAMORPHISME PAR LA METHODE RUBIDIUM - STRONTIUM

. *Utiliser la méthode des isochrones Rb-Sr sur des métasédiments en roches totales pour dater un épisode métamorphique* peut être considérée comme une démarche aléatoire, et cela pour des raisons évidentes :

- un sédiment de par sa nature fréquemment polygénique est à priori très hétérogène sur le plan isotopique ; l'obtention d'une isochrone est donc conditionnée par la réalisation d'une homogénéisation isotopique à l'échelle de la formation,

- l'homogénéisation isotopique, dont le mécanisme fondamental doit être la diffusion volumique, se réalise difficilement à l'état liquide. A fortiori, elle ne peut être que limitée dans des roches sédimentaires lors d'un métamorphisme dont les conditions n'atteignent pas l'anatexie. Pourtant, on obtient parfois des isochrones sur ces matériaux et certaines ont pu être interprétées

avec certitude comme datant le métamorphisme. Il y a donc un paradoxe entre les résultats observés et les conditions supposées de l'homogénéisation isotopique. Ce thème a été abordé à diverses reprises au cours de ce travail et par trois fois, nous avons pu constater que les isochrones obtenues devaient refléter l'âge d'épisodes de métamorphisme (micaschistes de l'île de Groix, de la Baie d'Audierne et métatexites du golfe du Morbihan).

Le cas des métatexites du golfe du Morbihan est particulièrement intéressant car ce n'est qu'à l'échelle minimum d'une dizaine de mètres que l'homogénéisation isotopique s'est réalisée, le matériel grauwackeux restant hétérogène à l'échelle du massif. De plus, l'âge enregistré est postérieur à la migmatitisation et correspond au métamorphisme hercynien tardif qui a atteint les conditions du faciès amphibolite.

Par contre, l'homogénéisation isotopique semble concerner l'ensemble des formations de micaschistes aussi bien à Groix qu'en Baie d'Audierne ; il s'agit alors du sédiment à grains fins (métaschales).

Il apparaît donc que l'homogénéisation isotopique se réalise plus aisément sur de petites échelles et que c'est sur les métasédiments les plus fins que l'on obtient des isochrones à l'échelle de la formation.

Partant du principe que l'homogénéisation isotopique ne peut se réaliser sur un grand volume de roche à l'état solide et constatant qu'elle se réalise réellement sur des volumes restreints, on peut donc proposer le modèle suivant qui est une adaptation aux roches métamorphiques (et dans un but opposé) du modèle d'équilibration isotopique (c.f. 1ère partie) de Roddick et Compston (1977) :

- avant la sédimentation, les particules sédimentaires tendent vers une homogénéisation géochimique d'autant plus poussée que les sédiments sont matures, si bien que les variations des rapports Rb/Sr sont identiques sur un petit volume de roche et sur l'ensemble de la formation. Ce phénomène peut aussi s'accompagner d'une réduction des hétérogénéités isotopiques (cette réduction menée à terme peut conduire à la datation de la sédimentation comme le propose Cordani (1977)),

- lors du métamorphisme, il se produira des homogénéisations isotopiques par diffusion à petite échelle et cela d'autant plus aisément lors d'augmentation de température, que les sédiments sont encore riches en phases fluides et que leurs hétérogénéités isotopiques ont été réduites. L'homogénéisation pourra se réaliser non plus uniquement par diffusion mais aussi par divers mécanismes liés à la circulation des fluides. Les variations du rapport Rb/Sr étant identiques à l'échelle de la formation comme au niveau d'un volume restreint de roches, les homogénéisations isotopiques localisées donneront alors l'illusion d'une homogénéisation à grande échelle.

L'âge obtenu sera donc celui du métamorphisme malgré l'absence d'homogénéisation isotopique au niveau de l'ensemble de la formation.

. La datation du métamorphisme peut aussi être abordée en Rb-Sr par l'étude en roches totales de tranches d'épaisseur centimétrique découpées dans des gneiss suivant le litage métamorphique. Ceci en accord avec l'observation du fait que l'homogénéisation isotopique, qui se réalise parfois à l'échelle métrique, se réalisera d'autant plus facilement à l'échelle de l'échantillon.

Au cours de ce travail, cette approche a été réalisée par trois fois dans différents complexes migmatitiques. Si dans les formations du Groenland, il n'a pas été possible de mettre en évidence d'homogénéisation isotopique, par contre, les analyses de tranches réalisées sur les métatexites du golfe du Morbihan et du massif de St Malo permettent de mettre en évidence des relations isochrones. Dans ces deux cas, les âges obtenus ne correspondent pas aux âges de la migmatitisation. Les isochrones des métatexites (à 300 M.A.) du golfe du Morbihan datent comme les

micas, le refroidissement hercynien de la chaîne qui s'est déroulé environ 100 M.A. après la migmatisation. Par contre, les isochrones obtenus des métatexites du massif de St Malo donnent des âges différents (470 - 420 M.A.) qui sont aussi postérieurs à l'âge de la migmatisation (540 M.A.). Ces âges sont sans signification et résultent du mélange de la muscovite (500 à 470 M.A.) et de la biotite (370 à 320 M.A.) qui ont des âges de refroidissements différents.

En conclusion, l'utilisation de la méthode des isochrones Rb-Sr sur tranches de gneiss dans les migmatites ne nous a pas permis de mesurer l'âge du métamorphisme. Lorsque des isochrones peuvent être tracées, les âges sont guidés par les phases micacées. Cette méthode n'est donc pas adaptée à la datation des migmatites ; c'est dans le cas de roches anhydres comme les granulites qu'elle a le plus de chances de succès.

. La datation des micas de roches métamorphiques par la méthode Rb-Sr (et K-Ar) est toujours d'un grand intérêt. Les âges obtenus datent le plus souvent le refroidissement du minéral comme cela avait été mis en évidence par les études d'auréoles de métamorphisme de contact (Hanson et Gast 1967 ; Hart et al. 1968).

C'est par cette approche que dans ce travail il a été possible de mettre en évidence les épisodes thermiques éoalpin et alpin sur le socle paléozoïque de Grande Kabylie en Algérie. En Bretagne méridionale, les micas provenant de séries basiques sont fréquemment plus anciens (400 à 340 M.A.) que ceux des séries acides (300 M.A.). Cela signifie probablement que ces complexes basiques n'ont pas subi l'épisode hercynien de façon aussi intense que les séries acides et qu'elles étaient en position structurale superficielle dans la chaîne et par conséquent déjà obduite au Carbonifère.

. La datation des orthogneiss par la méthode des isochrones Rb-Sr sur roches totales peut parfois poser des problèmes. Dans ce travail, des modifications du système Rb-Sr ont pu être mises en évidence (Bretagne méridionale, Grande Kabylie) qui aboutissent parfois à des alignements dont l'âge est sans signification géologique.

LA DATATION DU METAMORPHISME PAR LA METHODE U-Pb

Bien que la synthèse du zircon ait pu être réalisée dans des conditions P. et T. très faibles (200°C à 350 bars - Caruba 1979), les zircons que l'on observe dans la nature ont cristallisé en majorité dans un contexte magmatique. La datation du métamorphisme par les zircons ne peut être qu'indirecte et c'est leur aptitude à recristalliser et à perdre du plomb radiogénique qui est utilisée. Les études réalisées au cours de ce travail l'ont été sur des zircons provenant de métasédiments, d'orthogneiss, de granites d'anatexie, de roches metabasiques et ultrabasiques.

Datation du métamorphisme par les zircons détritiques

Les sédiments contiennent des zircons dont l'âge et l'origine peuvent être différents. Ces mélanges ont été parfaitement montrés par les études morphologiques des zircons et par les études U-Pb réalisées sur de petites populations ou même des grains isolés (Gaudette et al. 1981).

Pourtant, l'expérience montre qu'il est très fréquent d'obtenir de bonnes discordias sur les zircons des métasédiments. Au cours de ce travail, j'ai pu constater que dans de nombreux cas, les intercepts bas ainsi définis correspondaient à l'âge d'un événement géologique qui était le plus souvent l'âge d'un épisode de métamorphisme subi par les zircons. Dans d'autres cas, (gneiss à sillimanite de St Malo) malgré la persistance de droites discordia, l'âge secondaire obtenu était plus récent que l'âge du métamorphisme. Ce phénomène semble particulièrement sensible lorsque les zircons détritiques sont entourés de surcroissances métamorphiques. Il y a alors

de la diffusion continue du Pb^x hors des surcroissances, ce qui a pour effet d'abaisser l'âge défini par l'intercept bas.

Le comportement des zircons détritiques dans un contexte polymétamorphique est à souligner : tant qu'il n'y a pas de surcroissances liées au second épisode du métamorphisme. Les zircons enregistrent l'âge du premier événement ; ils ne sont que peu ou pas affectés par les événements ultérieurs. Ainsi en Bretagne méridionale, les âges obtenus par les intercepts bas de zircons détritiques sont toujours compris entre 420 et 400 M.A. et le métamorphisme hercynien qui atteint pourtant le faciès amphibolite n'est pas enregistré. Les résultats obtenus sur les zircons de quartzites de l'Est du Groenland confirment ce caractère réfractaire puisque des âges à 1100 M.A. sont préservés lors du métamorphisme calédonien jusque dans la zone à sillimanite.

Ces résultats sont intéressants ; ils montrent que si le système U-Pb des zircons détritiques enregistre bien les événements métamorphiques, il en occulte d'autres. C'est ainsi qu'un métamorphisme, même de faible intensité, pourra être enregistré alors qu'un épisode plus tardif, mais plus intense ne laissera que peu ou pas de traces sur le système U-Pb des zircons.

Il faut remarquer que durant ce travail sur les zircons de métasédiments, aucune dispersion importante des points U-Pb dans le diagramme concordia n'a été obtenue. C'est un fait surprenant que l'on peut expliquer de plusieurs façons

- les zircons sont le plus souvent très discordants (discordias inverses) et la dispersion doit être atténuée par un effet de "convergence des points" lors de la perte épisodique.
- dans un certain nombre d'exemples, cette explication n'est pas suffisante et l'on peut proposer le scénario suivant :

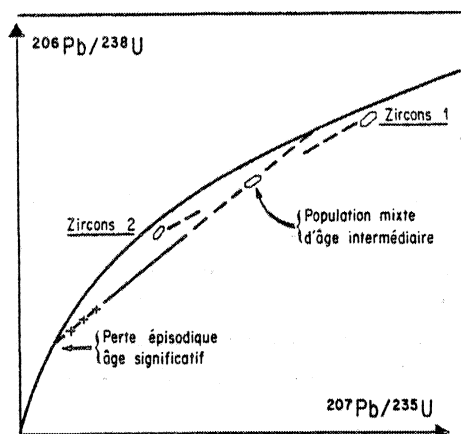


Fig. 106 : Diagramme concordia, mélange de deux populations (1 et 2) de zircons dont le système U-Pb est homogène. Une perte épisodique peut être enregistrée par l'intercept bas alors que l'intercept haut donnera un âge intermédiaire entre 1 et 2.

les différentes populations de zircons détritiques se mélangent avant le phénomène de perte épisodique et peuvent être restés soit concordants, soit discordants mais quand même assez groupés dans chaque population. Une population pourra alors être assimilée à un point (1 et 2) dans le diagramme concordia et le mélange de deux populations donnera un nouveau point intermédiaire. Quel que soit le nombre de populations mélangées, si la distribution est ponctuelle au départ, leur mélange définira un nouveau point. Lors d'une perte épisodique, les pertes de plomb se feront ponctuellement pour chaque population granulométrique et l'âge secondaire sera celui de la perte épisodique. Par contre, l'âge "supérieur" sera une moyenne des âges des zircons mélangés, variable selon les proportions du mélange.

Les zircons dans les orthogneiss et les granites d'anatexie

- au cours de ce travail, les zircons des orthogneiss ont toujours indiqué l'âge de la mise en place du granite sans perturbation notable de leur système U-Pb. Cette observation est très fréquente ; Krogh et Davis (1972) ont proposé que ce comportement en système clos des zircons

pendant un épisode métamorphique pouvait être dû au fait que dans les roches plutoniques, les zircons devaient être en équilibre géochimique au sein de la roche. De plus, dans les cas étudiés, le métamorphisme se déroule toujours peu de temps après la mise en place du granite et la faible quantité de dommages radioactifs produit par l'uranium dans les zircons ne favorise pas l'ouverture du système.

Il faut noter le cas particulier d'un granite métamorphisé lors d'un épisode de haute pression (en Baie d'Audierne) pour lequel les zircons ont été largement modifiés sur le plan morphologique et sont restés en système clos sur le plan isotopique.

- dans les granites d'anatexie, les zircons sont hérités d'une histoire antérieure. L'étape magmatique détruit-elle parfois toute trace de cette mémoire crustale ancienne et par conséquent caractérise-t-on, entre autres critères, un granite résultant d'une fusion crustale par la présence de zircons hérités ?

Les résultats obtenus ne répondent pas de façon univoque à cette question. Dans le cas des granites d'anatexie du massif de St Malo, la trace des zircons anciens est préservée dans les fractions les plus grosses mais est presque totalement absente dans les fractions les plus fines et ce n'est que parce que l'intercept bas de la concordia recoupe l'axe des abscisses que l'on peut la mettre en évidence. Dans le cas du granite d'anatexie du golfe du Morbihan, aucune trace de Pb^* hérité ne subsiste, à moins que cette empreinte ne soit masquée par l'important degré de discordance des zircons dans le diagramme U-Pb.

Un granite d'anatexie du socle de Grande Kabylie contient des zircons avec du Pb^* hérité dans un faciès le moins acide (65 % SiO_2) et des zircons qui en sont dépourvus dans des faciès acides (jusqu'à 78 % de SiO_2). La présence de Pb^* hérité est-elle due à une contamination ponctuelle du magma ou la disparition de ce Pb est-elle liée à l'augmentation de l'acidité du magma ? Ces résultats ne sont pas suffisants pour répondre à la question. De même, la première question, "des zircons détritiques peuvent-ils être totalement détruits lors de l'anatexie"?, n'est pas non plus résolue, mais les résultats obtenus sur les zircons les plus fins du granite de St Malo montrent que le Pb^* hérité peut ne subsister qu'à l'état de trace et n'être alors décelable que par la translation de l'intercept bas de la discordia.

Les zircons dans les roches métabasiques et les ultrabasiques

La datation des roches basiques et ultrabasiques métamorphisées a été ici abordée en particulier sur des éclogites, des granulites et des serpentinites. La technique employée a été l'étude des zircons, malgré leur faible abondance dans ce type de roche et leur pauvreté en uranium. Les résultats U-Pb sont très intéressants, car, dans les éclogites et les granulites, des discordias peuvent être établies par type pétrographique. L'âge du protolithe peut être préservée et l'âge du métamorphisme enregistré. De même la méthode U-Pb sur zircons peut être utilisée sur des roches ultrabasiques comme des serpentinites, où les résultats, bien que complexes, semblent pour partie être parallélisables à ceux des granulites associées.

Il apparaît au terme de ce travail, que les "outils géochronologiques" utilisables pour la datation des roches métamorphiques, sont nombreux et complémentaires. Les systèmes plus réfractaires fourniront des données sur les étapes précoces et les plus sensibles renseigneront sur les périodes finales de l'histoire des complexes métamorphiques.

Un tableau récapitulatif qui tient compte des données bibliographiques et des résultats obtenus au cours de ce travail est proposé.

Méthodes	Systèmes	Observations	Processus géochimiques		
Roches orthoderivées	GRANITES - Rb - Sr - U - Pb - Pb - Pb - Sm - Nd	. roches totales (r.t.) . zircons	isochrones fréquentes 1) modèle simple, pas de Pb* hérité 2) modèle simple, Pb* hérité (zircons avec ou sans noyaux) 3) modèle complexe observé dans granite d'anatexie (zircons à noyaux) (intercept bas = âge futur)	homogénéisation isotopique (h.i.) (+ enrichissement radiogénique) 1) diffusion continue de Pb* 2) mélange (+ perte épisodique ?) 3) (2 + 1)	
		. r.t. - feldspath . r.t.	isochrones fréquentes sur r.t., dispersions interprétables âges modbles, pas d'isochrones	h.i. h.i.	
	ORTHOGNEISS - Rb - Sr - U - Pb	. r.t. . zircons	isochrones pas ou peu perturbées (quelques exemples de redistribution) système non perturbé par rapport à celui du granite	système clos (équilibration isotopique ?) système clos	
		GABBROS - BASALTES - Rb - Sr - K - Ar - Rb - Sr - Sm - Nd - U - Pb	. r.t. . r.t. . r.t./spilites . r.t. et minéraux . zircons	pas de renseignement géochronologique système sensible aux réchauffements même faibles âge isochrone possible, souvent de précision moyenne isochrones roches totales pour matériaux anciens, sur minéraux pour plus anciens peu abondants, souvent présents dans gabbros, parfois dans les basaltes (alcalins) - modèles souvent simples équivalents cas 1) des granites, âges pouvant être très précis	h.i. enrichissement radiogénique Rb/Sr (faible) h.i. diffusion continue (souvent limitée)
	METABASALTES - Rb - Sr - Pb - Pb - U - Pb		. r.t. . r.t. . zircons	si modification du système pendant métamorphisme, isochrone possible isochrones possibles, dispersions interprétables, âges de précision variable 1) pas de modification par rapport aux zircons du gabbro 2) cas particulier des éclogites et des granulites : modification du système	augmentation de Rb/Sr (et du R.I.) 1) système clos 2) perte épisodique
			ULTRABASITES - Rb - Sr et Sm - Nd - U - Pb	. r.t. et minéraux . zircons	isochrones roches totales pour matériaux anciens, sur minéraux plus récents kimberlites serpentinites associées aux éclogites et granulites
	Roches paradérivées	SEDIMENTS - Rb - Sr - Rb - Sr - U - Pb	. r.t. . fractions fines . zircons	souvent dispersion, quelques isochrones micas diagénétiques souvent dispersion, renseignements en travaillant sur petites fractions morphologiques	hétérogénéités pendant sédimentation
			METASEDIMENTS - Rb - Sr - Rb - Sr - Rb - Sr - U - Pb	. r.t., échelle de la formation . r.t., échelle métrique . r.t., tranches sur gneiss lités . zircons	isochrones assez fréquentes sur métasédiments fins (réduction des hétérogénéités) isochrones encore possibles même sur sédiments plus grossiers si isochrones, plusieurs cas : 1) cas des migmatites, âges guidés par les micas : . si micas blancs et noirs ont même âge de refroidissement . si micas blancs et noirs ont des âges de refroidissement différents 2) cas des roches anhydres (granulites) essentiellement d'origine détritique, cas fréquents lors d'un métamorphisme : 1) zircons dépourvus de surcroissances 2) zircons entourés de surcroissances métamorphiques (noyaux et surcroissances évoluent de façon indépendante) 3) premier métamorphisme = cas 1, surcroissances correspondant à un second métamorphisme
		le métamorphisme		. monazite . sphène . apatite . épidote	phosphate de terres rares riche en U, pauvre en Pb primaire, utilisable sur matériaux jeunes - souvent concordant souvent concordant mais riche en Pb primaire souvent concordant mais riche en Pb primaire pertes d'uranium possibles, Pb primaire
			. hornblende . micas blancs . micas blancs . tourmaline . biotite	----- ----- ----- ----- -----	rétention du Sr* ou de l'Ar* dans le réseau du minéral
. glaucophane - Traces de fission . grenat . épidote . zircon . apatite	minéral qui paraît sensible aux événements tectoniques dans un contexte de température faible ----- ----- ----- -----		Traces induites par l'uranium		

Interprétations	Modèles	Exemples étudiés dans le travail
<ul style="list-style-type: none"> — âge de l'homogénéisation, peu différente de celle de la mise en place du pluton <ol style="list-style-type: none"> 1) intercept haut correspond à l'âge de cristallisation du zircon 2) intercept bas égal à l'âge de la mise en place, intercept haut = âge moyen des zircons hérités 3) intercept haut supérieur à l'âge de mise en place, indice de Pb^x hérité — âge de mise en place, indice éventuel de mémoire ancienne — indice éventuel de mémoire ancienne 		<ol style="list-style-type: none"> 1) St Malo, Bretagne Sud, Kabylie 2) Audierne, Kabylie 3) St Malo
<ul style="list-style-type: none"> — âge de mise en place (quelques exemples sans signification géologique), dans shear-zones augmentation du rapport Rb/Sr — idem granite, occultation du métamorphisme (parfois occultation du ou des métamorphismes mais enregistre surrection isostatique tardive) 		<p>Bretagne Sud, Kabylie</p>
<ul style="list-style-type: none"> — rapport initial — âge de mise en place — âge de la splitisation — âge de l'homogénéisation — âge de mise en place 		<p>Audierne, (Kabylie)</p>
<ul style="list-style-type: none"> — âge de métamorphisme possible; souvent dispersion — âge de mise en place, de métamorphisme, indice éventuel de mémoire ancienne <ol style="list-style-type: none"> 1) âge de mise en place 2) âge du protolithe préservé (intercept haut), âge du métamorphisme enregistré (intercept bas) 		<p>Vendée (éclogites) - Groix</p>
<ul style="list-style-type: none"> — mise en place — mise en place des kimberlites — mise en évidence mémoire ancienne, âge du métamorphisme équivalent de la granulitisation 		<ol style="list-style-type: none"> 1) Belle-Ile en Terre (introduction) 2) Vendée (éclogites), Audierne (granulites) <p>Audierne (serpentinites)</p>
<ul style="list-style-type: none"> — âge sédimentation ?, diagenèse ? — âge diagenèse — âges antérieurs à l'histoire syn-post sédimentation — âge du métamorphisme (plutôt le premier épisode) — âge du métamorphisme (pas nécessairement le premier) <ol style="list-style-type: none"> 1) <ul style="list-style-type: none"> — âge isochrone égal à l'âge de refroidissement des micas, postdate la migmatitisation — isochrones d'âges intermédiaires à ceux de la biotite et muscovite. pas signification 2) âge du métamorphisme <ol style="list-style-type: none"> 1) intercept haut = âge mixte des zircons détritiques, intercept bas = âge du métamorphisme si plusieurs métamorphismes, ne date que le premier épisode 2) intercept bas < âge du métamorphisme 3) intercept bas = indications imprécises sur métamorphisme 2 <ul style="list-style-type: none"> — Les zircons détritiques enregistrent aisément un premier métamorphisme même de faible intensité mais occultent fréquemment le ou les suivants (qui peuvent être plus intenses) s'il n'y a pas surcroissances : les pertes épisodiques multiples sont peu fréquentes et limitées 		<p>Groix, Audierne Bretagne Sud</p> <p>Bretagne Sud St Malo</p> <p>Bretagne Sud, St Malo; Groenland St Malo, Bretagne Sud Groenland</p>
<ul style="list-style-type: none"> — Passage de la température au-dessous de 600°C (530 - 650°C) — Passage en dessous de 500°C (t° > à celle de la rétention Ar^x des hornblendes) — données contradictoires : résistent à haute température, dans certains cas rajeunis idem sphène (peu de données) 		
<ul style="list-style-type: none"> — Passage au-dessous de 500°C (450 - 600°C) — Passage au-dessous de 450 - 500°C — Passage au-dessous de 350°C (420 - 440°C) — Passage de t° > à celle de la muscovite en K-Ar — " " " " 300°C (200° à 400°C) — Rajeunis lors d'événements tectoniques se déroulant à moins de 350°C 		<p>cf. références dans le chapitre d'introduction</p>
<ul style="list-style-type: none"> — Passage en-dessous de 300 - 260°C — Passage en-dessous de 260 - 220°C — Passage en-dessous de 250°C — Passage en-dessous de 135-90°C 		

Annexes et résultats analytiques

A₁ - LA METHODE RUBIDIUM - STRONTIUM

Le poids des échantillons collectés varie avec la nature de l'étude entreprise, le grain de la roche et son histoire géologique. Il peut aller de quelques centaines de grammes dans le cas de tranches de gneiss à plusieurs dizaines de kilogrammes (40-50) dans le cas d'orthogneiss porphyroïdes.

Le broyage s'effectue au moyen d'une presse hydraulique, chaque morceau est ensuite nettoyé des traces d'altération par martelage ou sciage. Les blocs sont ensuite réduits avec un broyeur à disque. Les poudres sont obtenues après quartage grâce à un broyeur à billes en carbure de tungstène ou en agate.

Le Sr et le Rb sont ensuite prédosés par fluorescence X (Siemens SRS - générateur Philips) sur chaque échantillon, ce qui permet un choix judicieux des roches à analyser et un contrôle permanent des résultats.

Cent milligrammes de poudres sont ensuite attaqués dans un creuset en platine par un mélange d'HF et HClO₄. Les traceurs sont ajoutés par pesée avant l'attaque; ce sont pour le Sr du ⁸⁴Sr enrichi à 99, 89 % et pour le Rb du ⁸⁷Rb enrichi à 98 %. Le rubidium est précipité sous forme de perchlorate et isolé par centrifugation. Le strontium est séparé sur colonnes échangeuses d'ions (Bio-rad type Dowex, 100-200 mesh AG 50 W X 8).

Les blancs Sr ont été réduits à moins de 5 nanogramme par l'utilisation de réactifs distillés par la méthode "quartex", les blancs Rb sont inférieurs au nanogramme. Les solutions ainsi obtenues sont analysées par un spectromètre de masse Thomson-Houston THN 206 (30 cm, 60°, 10 kv). L'ionisation est réalisée sur simple filament de tantale oxydé (dégazé au préalable).

L'acquisition et le traitement des données ont été effectués jusqu'en 1979 par un voltmètre digital suivi d'un calculateur Hewlett-Packard 9810, un calculateur 9825 est actuellement en service.

L'enregistrement de la constitution isotopique du Sr et de sa teneur s'effectue selon un spectre ABBA. Neuf à vingt blocs de neuf rapports sont communément enregistrés selon la précision nécessaire à la mesure. Pour le rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ne sont retenus que les blocs dont l'écart-type est inférieur à 5.10⁻⁴. Cette valeur peut être augmentée dans les cas des échantillons très radiogéniques comme les micas. La valeur reportée dans les tableaux de chiffres est la moyenne des blocs retenus avec l'erreur probable à 2 σ sur la moyenne.

La précision de la mesure des rapports isotopiques est contrôlée par la mesure régulière de standards internationaux. Le standard NBS 987 permet d'obtenir, sur 76 mesures effectuées entre 1976 et 1981 (72 retenues par le traitement statistique) une moyenne de 0,71023 ± 2 (fig. 107).

Le standard Eimer and Amend, sur 21 mesures (20 retenues) une moyenne de 0,70814 ± 2 (fig. 108).

Les teneurs en Rb et Sr sont testées par rapport à l'étalon de granite G₂ de l'USGS. La moyenne de 10 mesures de concentration de Rb effectuées entre 1980-1981 est de 167,5 µg/g et de 477,6 µg/g pour le Sr. Les valeurs recommandées par Flanagan (1973) sont respectivement de 168 et 479 µg/g.

Pour le calcul de l'âge, nous avons utilisé jusqu'en 1979 le programme de Brooks et al. 1972 qui donnait des erreurs à ± 1 σ. Depuis cette date, tous les âges publiés, sauf mention spéciale, sont calculés avec le programme de York 1966 et à 2 σ. C'est-à-dire que l'erreur sur l'âge est multipliée par $\sqrt{\text{MSWD}}$ si celui-ci est supérieur à 1. C'est ce programme, qui tient mieux compte de la qualité de l'alignement des points dans le diagramme isochrone qui a été utilisé au

cours de ce travail.

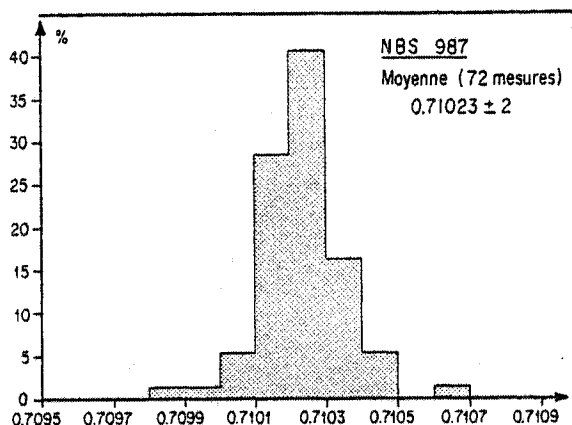


Fig. 107 : Histogramme de fréquence du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour le MBS 987

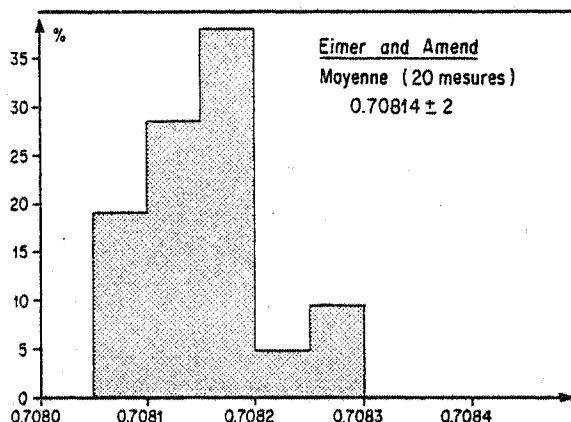


Fig. 108 : Histogramme de fréquence du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour l'Eimer and Amend.

La différence entre les erreurs obtenues à partir des deux programmes peut être sensible, par exemple :

Isochrone des micaschistes de l'île de Groix,

- Programme Brooks et al. (1972) : 421 ± 7 M.A.
- Programme actuel : 421 ± 19 M.A.

Dans ce calcul, l'erreur sur la mesure du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est majorée à 0,0005 et celle sur le rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ à 2 %.

Si tous les points appartiennent, dans ces gammes d'erreurs à l'isochrone, celle-ci est déclarée statistiquement vraie (I.S.V.), si un point sort de l'alignement, il s'agit d'une erreur probable (E.P.).

Les constantes utilisées sont celles recommandées par Steiger et Jäger 1977 ; ce sont :

- pour le rubidium : $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$
 $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2,59265$
- pour le strontium : $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$
 $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,056584$

A₂ - LA METHODE URANIUM - PLOMB

Les zircons sont séparés de la roche après passage de poudres (< 250 μ) à la table à secousses (Wilfley table), par séparations magnétiques et par liqueurs denses. Les populations sont individualisées sur des tamis en nylons jetables et par passages au séparateur isodynamique Frantz.

La préparation chimique des minéraux est effectuée en suivant la technique mise au point par Krogh (1973) à la Carnegie Institution. Le plomb est émis sur simple filament de rhénium (avec silicagel) et l'uranium sur simple filament de tantale oxydé. Le blanc total de plomb est en routine, inférieur à 1 nanogramme; il est fréquemment inférieur à 0,5 nanogramme.

Les mesures sont effectuées sur un spectromètre de masse CAMECA TSN 206 dont les caractéristiques et l'équipement sont identiques à ceux du Thomson 206.

Les résultats obtenus sur le standard NBS 981 entre 1979 et 1981 sont les suivants :

- sur cage de Faraday (15 mesures) :
 - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16,904$
 - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,446$
 - $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,9138$
 - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36,56$
- sur multiplicateur d'électrons (7 mesures)
 - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16,882$
 - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,414$
 - $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,9131$
 - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36,45$

Depuis 1981, nous effectuons une correction de fractionnement de 1 pour mille par unité de masse. Seules les mesures effectuées sur les éclogites de Vendée, les pyroxénites à grenat et les serpentinites de la Baie d'Audierne ont été corrigées.

Les constantes utilisées sont celles recommandées par Steiger et Jäger 1977 :

- pour l'uranium : $\lambda^{235}\text{U} = 1,55125 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$
- $\lambda^{238}\text{U} = 9,8485 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$
- $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 173,88$

- le plomb commun de correction utilisé est :
 - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18, \quad ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,5, \quad ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.$

Les erreurs sont calculées avec un programme adapté de York (1966) par R. Charlot (non publié). Dans le calcul, les erreurs sont majorées à 2 % sur le rapport $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et à 0,2 % sur le rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Le traceur Pb utilisé est du ^{208}Pb enrichi à 99,97 % et exceptionnellement ^{205}Pb enrichi à 99,61 %.

A₃ : LES RESULTATS ANALYTIQUES

Les tableaux de chiffres se suivent dans l'ordre des paragraphes du mémoire, à l'exception de ceux de l'île de Groix qui ont été insérés dans le texte.

LES MIGMATITES DE ST MALO

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (± 2 σm)	Ages en M.a
<i>2744 - La Richardais</i>					
R.t.	174	197	2,55	0,7284	
Muscovite	182	106	4,97	0,7488	594 ± 72
Biotite	585	5,07	334	2,5046	377 ± 6
Leucosome	59,9	242	0,72	0,71532 ± 8	
Mélanosome	427	57,0	21,7	0,8523 ± 2	
Paléosome	164	230	2,07	0,7252 ± 2	
<i>2747 - Le Bois Joli (Pleurtaut)</i>					
Leucosome	43,9	212	0,60	0,71455 ± 10	
Mélanosome	400	10,0	115	1,412 ± 2	
Paléosome	221	145	4,39	0,7360 ± 2	
<i>2752 - Le Clair de Lune (Dinard)</i>					
R.t.	104	203	1,49	0,72126 ± 14	
Muscovite	134	89	4,36	0,74474 ± 9	576 ± 48
Biotite	468	31,0	43,6	0,9052 ± 1	308 ± 6
Leucosome	46,7	269	0,50	0,71418 ± 10	
Mélanosome	352	93,6	10,9	0,77797 ± 10	
Paléosome	71,7	229	0,91	0,71577 ± 10	
<i>SM 30 - Barrage de La Rance</i>					
Apatite	3,44	239	0,042	0,72256 ± 12	
Muscovite	195	47,8	11,8	0,80110 ± 10	472 ± 8
Biotite	452	10,4	125,2	1,4245 ± 3	395 ± 6

- métatexites

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (± 2 σm)	Ages en M.a
2876 R.t.	152	145	3,03	0,72889 ± 14	
2877 R.t.	140	138	2,92	0,72766 ± 13	
2878 R.t.	119	142	2,44	0,72487 ± 12	
2879 R.t.	136	135	2,92	0,72828 ± 8	
2880 R.t.	121	146	2,40	0,72403 ± 12	
2880 Biotite	506	9,31	157	1,5475 ± 2	375 ± 8
2881 R.t.	112	135	2,40	0,72469 ± 16	
2882 R.t.	111	140	2,28	0,72381 ± 12	
SM 31 R.t.	127	119	3,09	0,72412 ± 11	
SM 31 Chlorite	46,1	18,3	7,28	0,7418 ± 3	297 ± 21
SM 32 R.t.	98	139	2,03	0,72064 ± 13	
SM 33 R.t.	120	147	2,36	0,72365 ± 9	
SM 34 R.t.	99,3	147	1,96	0,72096 ± 16	

- granites d'anatexie de St Briac

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (± 2 σm)	Ages en M.a
<i>2720 - St Briac</i>					
R.t.	155	137	3,27	0,7295 ± 1	
<i>2725 - St Briac</i>					
R.t.	144	136	3,07	0,7278 ± 1	
Muscovite	247	55	13,0	0,7999	509 ± 24
<i>2733 - Lancieux</i>					
R.t.	137	145	2,74	0,73063 ± 10	
Muscovite	69	137	1,45	0,72713 ± 10	
Biotite	444	7,96	162	1,4829 ± 8	333 ± 6
<i>2737 - Lancieux</i>					
R.t.	138	174	2,30	0,72682 ± 6	
<i>2748 - Bois Joli (Pleurtaut)</i>					
R.t.	176	140	3,64	0,72906 ± 14	
<i>2754 - M. St Joseph</i>					
R.t.	135	188	2,08	0,72656 ± 9	

- diatexites

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (± 2 σm)	Ages en M.a
<i>gneiss à cordiérite</i>					
<i>SM 26 - Le Minihic</i>					
R.t.	137	195	2,04	0,72492 ± 5	
Muscovite	180	80	6,5	0,7592 ± 2	541 ± 22
Biotite	444	12,3	104	1,1805 ± 6	315 ± 6
<i>gneiss à sillimanite</i>					
<i>SM 29 - La Richardais</i>					
Apatite	3,27	387	0,025	0,7128 ± 2	
Muscovite	208	61,7	9,78	0,76083 ± 12	347 ± 9
Biotite	465	11,5	117	1,195 ± 3	290 ± 7

- gneiss de la vallée de la Rance

Echantillons		Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2\sigma$)
2885	R.t.	197	344	1,66	0,71504 \pm 10
2886	R.t.	163	230	2,05	0,71565 \pm 10
2887	R.t.	127	283	1,30	0,71503 \pm 9
2888	R.t.	175	182	2,78	0,72229 \pm 10
2889	R.t.	79	338	0,67	0,71086 \pm 10

- filons leucocrates de Langrolay

Zircon SM 28	Concentrations		Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques calculés			Ages apparents en M.a			
	Fractions en μ	U (ppm)	Pb* (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
105-62 n.m.		320	26,4	8268	0,06001	0,16059	0,07886	0,63350	0,05826	489	498	540
62-53 n.m.		299	24,7	7527	0,06023	0,16462	0,07885	0,63402	0,05831	489	499	542
53-45 n.m.		303	25,2	1663	0,06610	0,18734	0,07886	0,63408	0,05831	489	499	542
< 37 n.m.		461	380	6518	0,06066	0,16381	0,07886	0,63408	0,05831	489	499	542
<u>Sphène</u>												
< 37		53	3,39	541	0,08565	0,17145	0,06345	0,51590	0,05896	397	422	566
53-62		115	8,26	440	0,09131	0,21120	0,07007	0,56481	0,05845	437	455	547
Totale*		67,8	3,85	59,7	0,2995	0,6973	0,05648	0,4446	0,0571	(354)	(374)	(495)

- granite de la Pointe de Carel

Zircon SM 27	Concentrations		Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques calculés			Ages apparents en M.a			
	Fractions en μ	U (ppm)	Pb* (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1) > 74 n.m.		412	60,3	3954	0,09825	0,12390	0,14056	1,8366	0,09476	848	1059	1523
2) 74-62 n.m.		473	67,1	23865	0,09550	0,11573	0,13646	1,7861	0,09492	825	1040	1527
3) 62-53 n.m.		471	63,0	18358	0,09097	0,11672	0,12900	1,6048	0,09021	782	972	1430
4) 53-45 n.m.		481	63,0	14427	0,08909	0,11488	0,12696	1,5428	0,08813	771	948	1385
5) < 37 n.m.		550	69,3	30091	0,08694	0,11035	0,12245	1,4601	0,08648	745	914	1349
6) < 37 m.		342	39,0	2797	0,08530	0,11877	0,11158	1,2350	0,08027	682	817	1204

- gneiss calcosilicaté du Minihic

Zircon SM 29 Fractions en μ	Concentrations		Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques calculés			Ages apparents en M.a		
	U (ppm)	Pb* (ppm)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
> 74 n.m.	500	89,6	1973	0,09816	0,10778	0,17638	2,2165	0,09114	1047	1186	1450
74-62 n.m.	560	61,1	3038	0,09108	0,10270	0,10769	1,2843	0,10769	659	839	1349
62-53 n.m.	544	60,6	2020	0,09465	0,10913	0,10967	1,3271	0,08776	671	858	1377
53-45 n.m.	564	58,3	1725	0,09013	0,10599	0,10296	1,1641	0,08200	632	784	1246
< 37 n.m.	603	59,6	3607	0,08306	0,09140	0,09908	1,0815	0,07916	609	744	1176

- gneiss à sillimanite de la Richardais

Zircon 2880 Fractions en μ	Concentrations		Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques calculés			Ages apparents en M.a		
	U (ppm)	Pb* (ppm)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1) > 62 n.m.	835	65,5	1557	0,07602	0,08146	0,08109	0,74743	0,06685	503	567	833
2) 62-45 n.m.	842	61,9	1510	0,07051	0,05498	0,07828	0,65824	0,06098	486	514	639
3) 62-45 m.	1212	97,5	696	0,08087	0,36033	0,06785	0,56290	0,06017	423	453	610
4) < 37 n.m.	954	65,0	990	0,07404	0,06967	0,07252	0,59488	0,05949	451	474	585
5) < 37 m.	1490	89,6	341	0,10290	0,19912	0,06046	0,50530	0,06061	378	415	625
<i>Monazite</i>											
< 48 x	9962	2549	6222	0,06045	2,4011	0,08551	0,68585	0,05817	529	530	536
53-62 xx	5802	1450	193	0,13318	2,4166	0,08224	0,66066	0,05826	509	515	540
62-74	5457	988	15211	0,05911	2,4750	0,05920	0,47474	0,05816	371	394	536
74-100	5029	1336	12301	0,05922	2,5824	0,08432	0,67485	0,05804	522	524	532
> 100 x	19206	5278	6870	0,06010	2,6392	0,08563	0,68528	0,05804	530	530	531

- granites d'anatexie de St Briac

LES MIGMATITES DE BRETAGNE MERIDIONALE

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2 \sigma$)
<u>Gneiss non mobilisés</u>				
<i>Presqu'île de Rhé</i>				
2961-Kervert-Le Grand Rohu	104	185	1,63	0,7183 \pm 2
2962-Kervert-Le Grand Rohu	116	193	1,74	0,71635 \pm 18
2970-Bernon - Pte de l'Ours	136	145	2,70	0,72175 \pm 8
3126-Hennebont (voie express-Rennes)	134	196	1,98	0,71649 \pm 12
<u>Métatexites</u>				
<i>Presqu'île de Rhé</i>				
2964- Le Petit Mont	98,0	289	0,98	0,71381 \pm 18
2965- Le Petit Mont	107	264	1,17	0,71407 \pm 18
2966- Le Petit Mont	112	222	1,46	0,71582 \pm 9
2969- Toulasais	141	154	2,65	0,72567 \pm 10
(2340-biotite) Fort-Navalo	361	4,98	210	1,5819(293 M.a)
<u>Diatexites</u>				
2985- Tréarway - carrièrière, rive droite	243	121	5,82	0,7412 \pm 2
2986-Tréarway-carrière rive droite	232	110	6,10	0,74439 \pm 14
2989-Tréarway-carrière rive droite	228	102	6,48	0,74745 \pm 16
2991-Tréarway, Moulin de Fraval, rive gauche	243	131	5,35	0,73729 \pm 12
2992-Tréarway, Moulin de Fraval, rive gauche	283	112	7,29	0,7455 \pm 2
2993-Tréarway, Moulin de Fraval, rive gauche	240	146	4,77	0,73170 \pm 4
3127-Hennebont (voie express - Rennes)	163	178	2,65	0,7217 \pm 4
3129-Hennebont (voie express - Rennes)	200	91,2	6,33	0,74695 \pm 9

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2 \sigma$)
3446 R.t.	129	167	2,24	0,72660 \pm 14
3447 R.t.	73	205	1,03	0,72147 \pm 20
3448 R.t.	208	152	4,03	0,73461 \pm 10
3449 R.t.	124	187	1,91	0,72458 \pm 12
3450 R.t.	130	279	1,35	0,72205 \pm 14
3451 R.t.	142	202	2,03	0,72524 \pm 16
3452 R.t.	140	238	1,70	0,72391 \pm 12
2338 Biotite	629	7,20	253	1,7848(299 M.a)
2339 Biotite	626	4,33	418	2,3941(283 M.a)

métatexites de Pont Sal

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2 \sigma$)
3447 Leucosome	64,0	202	0,92	0,72121 \pm 7
Mélanosome	210	192	3,16	0,73050 \pm 12
Paléosome	167	215	2,24	0,72642 \pm 6
3448 Paléosome	242	148	4,72	0,73791 \pm 12
Leucosome	113	205	1,60	0,72380 \pm 14
Paléosome	243	156	4,53	0,73524 \pm 12
3452 1 - Gneiss	128	257	1,45	0,72221 \pm 10
2 - Gneiss	165	211	2,26	0,72634 \pm 12
3 - Leucosome	91,9	368	0,72	0,71998 \pm 12
4 - Gneiss	186	178	3,01	0,73008 \pm 11
5 - Leucosome	168	215	2,26	0,72666 \pm 9
6 - Gneiss	125	270	1,34	0,7228 \pm 2
7 - Leucosome	116	288	1,15	0,72194 \pm 16
8 - Gneiss	130	300	1,25	0,72304 \pm 7

métatexites de Pont Sal

gneiss, métatexites et diatexites du golfe du Morbihan

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2 \sigma$)
3683 R.t.	264	757	1,01	0,71171 \pm 2
3684 R.t.	270	669	1,17	0,71247 \pm 12
3685 R.t.	248	825	0,87	0,71097 \pm 12
3686 (1) R.t.	367	599	1,78	0,71486 \pm 9
(2) R.t.	377	590	1,85	0,71480 \pm 6
3687 R.t.	252	759	0,96	0,71141 \pm 12
3688 R.t.	225	751	0,87	0,71101 \pm 6

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2 \sigma$)
3438 R.t.	273	494	1,60	0,71446 \pm 9
3439 R.t.	215	159	3,92	0,72550 \pm 10
3440 R.t.	265	218	3,52	0,72343 \pm 9
3442 R.t.	274	340	2,32	0,71778 \pm 15
3443 R.t.	274	579	1,36	0,71419 \pm 6

granodiorite de Polvern

granite de Guidel

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2\sigma$)	Ages en M.a
2995 R.t. (Rte Ste Anne d'Auray à Brech)	224	223	2,91	0,71956 \pm 18	
2995 Biotite Apatite (traces de fission)	1165	32,5	259	1,8120 \pm 4	300 \pm 4 296 \pm 13
2996 R.t. (Rte Ste Anne d'Auray à Brech)	208	215	2,81	0,72005 \pm 12	
2997 R.t. Carrière de Brech Pont du Loch	210	189	3,21	0,72100 \pm 12	
3130 R.t. Voie express Hannabont - Rennes	278	606	1,35	0,71293 \pm 20	
3133 R.t. Voie express Hannabont - Rennes	280	527	1,54	0,71442 \pm 14	
3133 Biotite Apatite (traces de fission)	1006	30,7	94,7	1,1123 \pm 2	301 \pm 6 300 \pm 19 - 4
R 20 III R.t.	250	141	5,15	0,73440 \pm 16	
R128 II R.t.	225	145	4,49	0,73057 \pm 8	

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2\sigma$)
2977 (1) R.t.	170	1197	0,412	0,70539 \pm 14
(2) R.t.	165	1191	0,401	0,70622 \pm 15
2978 R.t.	180	312	1,68	0,71377 \pm 7
2979 R.t.	198	167	3,55	0,72277 \pm 20
2980 R.t.	192	280	1,99	0,71560 \pm 9
2982 R.t.	217	202	3,12	0,72054 \pm 20
2983 R.t.	197	271	2,10	0,71605 \pm 14
2984 R.t.	261	187	4,05	0,72503 \pm 14
131 II R.t.	203	157	3,75	0,72380 \pm 18

granite de Carnac

granite d'anatexie de St Anne d'Auray - Les données trace de fission sont dues à Carpena et al. 1979

Zircon 2963	Concentrations		Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques calculés			Ages apparents en M.a		
	Fractions en μ	U (ppm)	Pb* (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
1) > 74 n.m.	885	64,2	1666	0,07302	0,08081	0,07537	0,66955	0,06442	468	520	756
2) 74-62 n.m.	890	59,9	1422	0,07022	0,08422	0,07000	0,57999	0,06009	436	464	607
3) 62-45 n.m.	872	60,2	1374	0,06995	0,08734	0,07156	0,58665	0,05946	446	469	584
4) < 37 n.m.	895	58,8	1037	0,07299	0,09628	0,06815	0,55523	0,05909	425	448	570

gneiss non mobilisé du Grand-Rohu

Zircon 3452	Concentrations		Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques calculés			Ages apparents en M.a		
	Fractions en μ	U (ppm)	Pb* (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
1) > 62 n.m.	394	70,7	3987	0,12391	0,12277	0,16906	2,8105	0,12057	1007	1358	1965
2) 62-53 n.m.	447	67,9	3067	0,11544	0,12610	0,14413	2,2069	0,11104	868	1183	1817
3) 53-45 n.m.	480	64,2	2304	0,11021	0,12560	0,12809	1,8422	0,10431	777	1061	1702
4) < 37 n.m.	585	69,0	1832	0,10859	0,12192	0,11396	1,5890	0,10113	696	966	1645
Monazite 3452											
> 62 ^x	5640	763	2954	0,05759	2,1980	0,04808	0,34917	0,05266	303	304	314
53-45 ^x	8177	616	1484	0,06220	1,8920	0,02961	0,21392	0,05239	188	197	303
F. totale ^{xx}	5026	486	219,5	0,11895	2,1862	0,03441	0,2502	0,05273	218	227	317

métatexite de Pont Sal

Zircon 2989	Concentrations		Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques calculés			Ages apparents en M.a		
	Fractions en μ	U (ppm)	Pb* (ppm)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$
> 105 n.m.	1075	40	696	0,07754	0,12850	0,02837	0,30047	0,05679	243	267	484
105-74 n.m.	1200	39,9	5290	0,05919	0,08456	0,03405	0,26508	0,05646	216	239	471
74-62 n.m.	1148	40,9	8418	0,05765	0,08463	0,03645	0,28111	0,05593	231	252	450
62-45 n.m.	1311	46,6	4370	0,05914	0,09007	0,03634	0,27973	0,05582	230	250	446
< 37 n.m.	1450	49,4	3180	0,06045	0,09587	0,03473	0,26765	0,05589	220	241	448

diatexite de Tréauray

Zircon 2995	Concentrations		Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques calculés			Ages apparents en M.a		
	Fractions en μ	U (ppm)	Pb* (ppm)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$
1) > 62 nmg	1387	51,4	2278	0,06065	0,08568	0,03831	0,28674	0,05428	242	256	383
2) 62-45 n.mg	1515	56,6	2520	0,06010	0,10582	0,03788	0,28387	0,054342	240	254	385
3) < 37 nmg	1354	90,8	2717	0,05883	0,17736	0,06387	0,47098	0,05348	399	392	349
<u>Monazite</u>											
> 105	6532	626	25400	0,05344	2,2280	0,03380	0,24638	0,05287	214	224	323
105-74	7225	669	16882	0,05324	2,0830	0,03415	0,24666	0,05238	216	224	302
74-62	9817	1124	13322	0,05349	1,9330	0,04438	0,32066	0,05240	280	282	303
105-74 (1)	9558	1185	13395	0,05336	2,0495	0,04623	0,33324	0,05227	291	292	297
(2)	24318	1431	13395	0,05336	2,0495	0,02194	0,15817	0,05227	140	149	297

granite d'anatexie de St Anne d'Auray.

La monazite 105-74 (1) correspond à deux attaques, l'une pour la dilution et l'autre pour la constitution isotopique, elle est sub-concordante.

La fraction 105-74 (2) qui correspond à une dilution isotopique aliquotée de l'attaque constitution isotopique (1) est discordante. Ceci est dû préférentiellement à une précipitation d'uranium dans la dilution 105-74 (2)

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2 \sigma$)
4512: <i>Carrrière Meis Vran</i> NW. Forêt. Fauessant Gneiss fin (bande Sud)	276	71,2	11,2	0,78056 \pm 10
4513 : <i>C. Meis Vran</i> Gneiss ocellé (bande Sud)	271	51,9	15,0	0,80762 \pm 5
4514 : <i>C. de Langhilly</i> Gneiss ocellé (bande nord)	279	289	2,79	0,72026 \pm 5
456 : <i>C. Croaa Heut</i> Bouyet. N. de Tregunc Gneiss fin (bande Sud)	284	30,0	27,4	0,8804 \pm 2
4517: <i>C. Kerengall</i> Gneiss fin à débit en dalles (bande sud)	372	9,82	109	1,40978 \pm 14
4519 : <i>C. de Kernivaign</i> Gneiss gros grain (bande sud)	67,8	245	0,80	0,71415 \pm 11
4520 : <i>C. Kernivaign</i> Gneiss fin	236	99,5	6,86	0,75238 \pm 7
4521 : <i>C. Kernivaign</i> Gneiss à gros grains	62,9	163	1,12	0,71564 \pm 4
4522 : <i>Déviaton de Quimperlé</i> faciès rose au contact du granite d'anatexie	190	8,68	63,22	1,12931 \pm 5
4523 : <i>Déviaton de Quimperlé</i> en enclaves dans granite d'anatexie	154	271	1,65	0,71679 \pm 4

gneiss de Quimperlé

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2 \sigma$)
2998 ^x R.t.	272	127	6,17	0,74549 \pm 10
3000 ^{xx} R.t.	47,8	261	0,53	0,71286 \pm 10
3004 ^x R.t.	292	37,3	22,65	0,84678 \pm 14
3141 ^x R.t.	210	121	5,01	0,74076 \pm 16
3146 ^{xx} R.t.	115	55,1	6,03	0,7436 \pm 4
3147 ^{xx} R.t.	128	90,3	4,08	0,73776 \pm 13
3148 ^{xx} R.t.	104	130	2,31	0,72548 \pm 14
3149 ^{xx} R.t.	127	109	3,38	0,7307 \pm 2

leptynites et gneiss d'Arzal

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2 \sigma$)
4700 R.t.	232	11,6	58,0	1,0336 \pm 32
4701 R.t.	180	7,33	71,0	1,11596 \pm 16
4702 R.t.	186	7,27	74,3	1,12114 \pm 18
4703 R.t.	217	6,49	96,6	1,2654 \pm 2
4704 R.t.	213	9,63	63,9	1,0950 \pm 2
4705 R.t.	166	16,2	29,5	0,86274 \pm 12

leptynites de l'île Dumet

LE COMPLEXE BASIQUE ET ULTRABASIQUE DE LA BAIE D'AUDIERNE - LES ECLOGITES DE VENDEE

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2 \sigma$)
256 - Gneiss albitique	168	35,6	13,6	0,78432 \pm 16
284 - Micaschiste albitique	245	117	6,08	0,74351 \pm 9
301 - Micaschiste à chloritoïde	174	102	4,95	0,73826 \pm 16
304 - Chloritoschiste	219	81	7,80	0,75210 \pm 11
779 - Gneiss de Languidou	111	175	1,85	0,7222
5273- Gneiss de Languidou	114	148	2,22	0,72288 \pm 16

micaschistes et gneiss de la vallée de Trunvel

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2 \sigma$)
257 - Prasinite	1,15	330	0,010	0,70628 \pm 15
266 - Prasinite	1,61	433	0,011	0,70652 \pm 9
267 - Gneiss k�ratophyrique	2,82	61,1	0,134	0,70731 \pm 5
268 - Gneiss k�ratophyrique	14	123	0,35	0,70656 \pm 18
279 - Prasinite	2,36	64,5	0,106	0,70616 \pm 10
283 - Gneiss k�ratophyrique	19,3	109	0,511	0,71018 \pm 10
287 - Prasinite	1,36	57,5	0,068	0,70666 \pm 12
290 - Prasinite	3,75	142	0,077	0,70712 \pm 5

prasinites et schistes verts de Tréogat

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2 \sigma$)
<u>Amphibolites "litées"</u>				
271*	12,1	128	0,286	0,70767 \pm 8
288	4,6	126	0,105	0,70537 \pm 8
294	1,86	165	0,032	0,70388 \pm 5
298	17,2	97,9	0,508	0,70707 \pm 16
<u>Amphibolites "laminées"</u>				
269 *	1,23	182	0,019	0,70650 \pm 12
276 *	1,16	116	0,029	0,70384 \pm 10
291 *	1,5	134	0,032	0,70397 \pm 9
295 *	17,4	218	0,230	0,70567 \pm 5
<u>Eclogites de Kergroas</u>				
277	0,97	51,5	0,055	0,70552 \pm 9
278	4,75	86,6	0,159	0,70641 \pm 6
<u>Pyroxénites à grenat</u>				
280 - Keramoine	1,12	167	0,019	0,70418 \pm 10
297 - Mot	7,37	100	0,213	0,70443 \pm 6

amphibolites, éclogites et
pyroxénites à grenat de Peumerit
- Ty Lan

Zircon Z 79 Fractions en μ	Concentrations		Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques calculés			Ages apparents en M.a		
	U (ppm)	Pb* (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1) 105-74 n.m.	345	59,0	1476	0,12247	0,15921	0,15911	2,4869	0,11335	952	1268	1854
2) 62-60 n.m.	271	42,3	953	0,12091	0,16904	0,14630	2,1517	0,10666	880	1166	1743
3) 60-45 n.m.	285	43,0	1308	0,11483	0,14963	0,14265	2,0538	0,10442	860	1134	1704
4) < 45 n.m.	133	17,1	551	0,12569	0,18812	0,12243	1,70255	0,10085	745	1009	1640

micaschiste de la vallée de Trunvel

Zircon 302 Fractions en μ	Concentrations		Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques calculés			Ages apparents en M.a		
	U (ppm)	Pb* (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1) > 100 n.m.	296	45,8	3541	0,11900	0,12300	0,14624	2,3232	0,11521	880	1219	1883
2) 100-80 n.m.	342	49,4	8814	0,11289	0,10836	0,13782	2,1165	0,11136	832	1154	1822
3) 62-53 n.m.	360	45,8	4932	0,10467	0,10759	0,12301	1,7284	0,10190	748	1019	1659
4) 53-45 n.m.	392	48,0	5620	0,10252	0,10225	0,11901	1,6424	0,10008	725	987	1626
5) < 37 n.m.	430	48,1	1879	0,10115	0,11367	0,10955	1,4170	0,09380	670	896	1504

leptynite à disthène et grenat de Ty-Lan

Zircon 3373 Fractions en μ	Concentrations		Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques calculés			Ages apparents en M.a		
	U (ppm)	Pb* (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1) > 74 n.m.	318	26,7	2013	0,07749	0,08688	0,08582	0,83331	0,07042	531	615	941
2) 74-62 n.m.	327	26,1	1794	0,07425	0,09583	0,08129	0,74296	0,06628	504	564	815
3) 62-53 n.m.	301	23,4	4325	0,06649	0,08473	0,07919	0,68978	0,06317	491	533	714
4) 53-37 n.m.	321	25,4	542	0,08915	0,15005	0,08000	0,69117	0,06266	496	534	697
5) < 37 n.m.	301	23,8	1715	0,06992	0,10859	0,07988	0,67777	0,06153	495	525	658

gneiss de Languidou

Fractions en μ	Concentrations		Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques calculés			Ages apparents en M.a		
	U (ppm)	Pb* (ppm)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
Zircon A₁											
> 120	42,2	2,75	655	0,07853	0,16584	0,06480	0,50410	0,05642	405	414	469
74-62	34,7	2,46	243,8	0,11814	0,25330	0,07044	0,57222	0,05891	439	459	564
62-53	19,6	1,38	88,2	(0,22105)	(0,50870)	(0,06987)	(0,54920)	(0,05700)	(435)	(444)	(492)
Zircon A₂											
> 74	140	16,3	1834	0,08056	0,12100	0,11570	1,1618	0,07282	706	783	1009
69-74 (1)	-	-	2190	0,07519	0,11636	-	-	0,06868	-	-	889
69-74 (2)	89,6	8,77	1851	0,07625	0,10956	0,09823	0,92837	0,06854	604	667	885
62-45	66,4	5,07	565	0,08885	0,13660	0,07803	0,68253	0,06344	484	528	723

pyroxénites à grenat de Méot

Fractions en μ	Concentrations		Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques calculés			Ages apparents en M.a		
	U (ppm)	Pb* (ppm)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
Zircon 5886											
1) > 140 (0,1 mg)	328	20,5	500	0,08372	0,22418	0,05826	0,44177	0,05499	365	371	412
2) 139-120	297	19,4	7017	0,05919	0,18137	0,06279	0,49467	0,05714	393	408	497
3) 120-100	272	18,6	6396	0,05894	0,17636	0,06328	0,49461	0,05669	396	408	480
4) 100-69	268	18,4	4885	0,06071	0,17157	0,06354	0,50618	0,05778	397	416	521
5) 69-48	304	20,7	2250	0,06674	0,15588	0,06300	0,52712	0,06069	394	430	628
5) < 48 (0,2 mg)	417	28,2	1251	0,07840	0,12991	0,06234	0,57655	0,06708	390	462	840

serpentinites de Ty Lan (mesures effectuées avec le traceur ^{205}Pb)

Fractions en μ	Concentrations		Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques calculés			Ages apparents en M.a		
	U (ppm)	Pb* (ppm)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
Zircon 4980^x											
> 105 (1)	3,5	0,33	138,5	(0,1677)	(0,3520)	(0,9440)	(0,8343)	(0,6408)	(581)	(616)	(746)
> 105 (2)	6,1	0,61	1263	0,07901	0,1269	0,10018	0,9345	0,67662	615	670	860
105-75	15,6	1,90	953	0,08725	0,1549	0,11880	1,1837	0,72294	723	793	996
< 75	22,1	2,43	549	0,09673	0,1715	0,10841	1,0593	0,70751	663	733	952
Zircon 4981^{xx}											
> 74 (bruns)	1033	81,6	4216	0,06081	0,0430	0,07369	0,58314	0,05739	458	466	507
> 74 (autres)	228	18,4	1650	0,06566	0,0609	0,07475	0,58645	0,05690	465	469	488
74-53	79,2	5,72	1366	0,06787	0,0779	0,07582	0,59888	0,05728	471	477	503
< 53	35,0	2,75	404,3	0,09772	0,2233	0,07631	0,65402	0,06216	474	511	680

éclogites de Vendée - La Gerbaudière

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2\sigma$)
<u>Roches totales*</u>				
4566	0,86	132	0,019	0,70446 \pm 10
4567	5,96	34,0	0,506	0,70819 \pm 10
4568	2,14	130	0,048	0,70428 \pm 12
4569	25,2	194	0,639	0,70921 \pm 12
4980	1,03	117	0,025	0,70401 \pm 12
5498	1,72	158	0,031	0,70510 \pm 13
<u>Phengites</u>				
1	281	295	2,76	0,72184 \pm 8
3	175	136	3,73	0,72568 \pm 16
5	222	659	0,97	0,71290 \pm 9
7	220	355	1,79	0,71711 \pm 10
8	258	242	3,02	0,72187 \pm 16

éclogites de Vendée - La Gerbaudière
 * analyses réalisées par B. Postaire.
 Les échantillons 3374 et 5506 proviennent
 des éclogites du Cellier (Champtoceaux).

** analyse réalisée par J. Bernard-Griffiths

3374 (r.t.)	35,7	103	0,998	0,71172 \pm 16 { 341 M.a.
3374 (Phengite)	413	174	6,89	0,74023 \pm 10
5506 (R.t.**)	0,69	172	0,012	0,70474 \pm 8

GRANULITE ET ANORTHOSITE DE LAPONIE

Fractions en μ	Concentrations		Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques calculés			Ages apparents en M.a		
	U (ppm)	Pb* (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
<u>Anorthosite</u>											
Zircon 77-1322											
(1)62-74 n.m.	441	121	3112	0,11734	0,07626	0,27145	4,2301	0,11301	1548	1680	1849
(2)74-105	615	156	4668	0,11466	0,06111	0,25250	3,8916	0,11177	1451	1612	1829
(3) > 105n.m.	497	124	5312	0,11410	0,04940	0,25083	3,8586	0,11156	1443	1605	1825
<u>Granulite</u>											
Zircon 1338b											
(1)62-74 n.m.	424	139	24785	0,11718	0,07932	0,31867	5,1251	0,11664	1783	1840	1905
(2)74-105n.m.	404	134	25185	0,11773	0,07907	0,3257	5,2021	0,11660	1807	1853	1905
(3)105-138n.m.	418	138	22300	0,11706	0,08269	0,32012	5,1405	0,11646	1790	1843	1903

GRANDE KABYLIE

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2\sigma$)	Ages en M.a
3293 R.t.	162	83,1	5,66	0,74433 \pm 12	
3293 Muscovite	266	17,2	45,4	0,8549 \pm 2	195 \pm 7
3294 R.t.	109	146	2,15	0,72458 \pm 22	
3294 Muscovite	212	15,5	40,2	0,8164 \pm 2	170 \pm 5
3294 Biotite	514	3,99	373	1,2234 \pm 15	95 \pm 2
3295 R.t.	139	83,5	4,83	0,74362 \pm 12	
3296 R.t.	112	142	2,29	0,72568 \pm 16	
3296 Biotite	559	4,87	346	1,1288 \pm 5	82 \pm 2
3297 R.t.	137	122	3,27	0,7303 \pm 3	
3297 Muscovite	246	13,07	55,5	0,8858 \pm 10	209 \pm 6
3297 Biotite	586	4,39	407,8	1,2716 \pm 17	94 \pm 2
3298 R.t.	168	45,1	10,75	0,79475 \pm 15	
3299 R.t.	158	49,5	9,26	0,76588 \pm 10	
3299 Biotite	864	9,92	265	1,2278 \pm 7	127 \pm 3
3300 R.t.	181	124	4,22	0,73982 \pm 11	
3301 R.t.	201	38,3	15,22	0,80873 \pm 12	
3302 R.t.	108	225	1,39	0,7168 \pm 3	
3302 Biotite	611	8,12	222,6	0,9400 \pm 4	71 \pm 2

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2\sigma$)	Ages en M.a
<u>Micaschiste 3575</u>					
Feldspath(+ quartz)	2,55	5,51	1,34	0,7493 \pm 3	-
Phengite	223	44,8	14,4	0,79216 \pm 12	231 \pm 10
Biotite	608	6,87	256	1,1630 \pm 8	114 \pm 3
<u>Pegmatites</u>					
4285 R.t.	51,5	129	1,15	0,71868 \pm 16	-
4285 Muscovite	290	12,8	66,6	0,9029 \pm 3	198 \pm 5
4286 R.t.	153	40,0	11,1	0,7598 \pm 1	-
4286 Muscovite	290	12,9	66,0	0,9029 \pm 4	183 \pm 6
4287 R.t.	192	24,9	22,5	0,7980 \pm 1	-
4287 Muscovite	806	3,4	898	4,0399 \pm 18	260 \pm 6

micaschiste et pegmatites

l'orthogneiss d'Oued-Ksari

Fractions en μ	Concentrations		Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques calculés			Ages apparents en M.a		
	U (ppm)	Pb* (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
<u>Zircon 3298</u>											
1) 37-71 n.m.	1647	107	366	0,09645	0,21895	0,06408	0,50275	0,05690	400	414	488
2) 90-105 n.m.	1350	85,3	620	0,08022	0,17350	0,06254	0,49044	0,05687	391	405	487
3) 105-177 n.m.	1469	90,0	509	0,08487	0,17482	0,06132	0,47702	0,05641	384	396	469
<u>Zircon 3299</u>											
1) 37-71 n.m.	1348	98,2	1430	0,06712	0,15684	0,07123	0,55984	0,05700	444	451	492
2) 71-90 n.m.	1294	89,4	1486	0,06661	0,15065	0,06778	0,53149	0,05687	423	433	487
3) 90-105 n.m.	1417	95,0	638	0,07980	0,17979	0,06594	0,51930	0,05712	412	425	496
<u>Zircon 3302</u>											
1) < 37 n.m.	512	44,6	3559	0,06224	0,17674	0,08261	0,66271	0,05818	512	516	537
2) 37-53 n.m.	416	36,3	3541	0,06261	0,17263	0,08298	0,66966	0,05853	514	521	550
3) 62-74 n.m.	448	38,9	3454	0,06291	0,16904	0,08291	0,67141	0,05873	513	522	557
4) 74-105 n.m. (1)	429	37,9	2195	0,06590	0,17136	0,08459	0,69197	0,05932	523	534	579
4) 74-105 n.m. (2)	423	36,9	2678	0,06481	0,16675	0,08353	0,68441	0,05942	517	529	583
5) > 105 n.m.	412	36,7	749	0,08023	0,19743	0,08557	0,71978	0,06100	529	551	639

l'orthogneiss d'Oued-Ksari

Zircon 3574 Fractions en μ	Concentrations		Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques calculés			Ages apparents en M.a		
	U (ppm)	Pb* (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1) < 37 n.m.	1094	57,6	795	0,08103	0,14339	0,05261	0,45670	0,06296	331	382	707
2) 45-63 n.m.	634	35,4	799	0,082007	0,14166	0,05585	0,49329	0,06405	350	407	743
3) 63-74 n.m.	661	43,8	388	0,11111	0,20182	0,06605	0,62815	0,06897	412	495	898
4) 74-105 n.m.	535	38,9	1136	0,08305	0,13185	0,07228	0,70283	0,07052	450	540	944
"leaching"											
63-74 (1)	436	36,5	2805	0,07475	0,10069	0,08401	0,80704	0,06967	520	601	919
74-105(1)	369	35,0	2355	0,08049	0,10619	0,09464	0,97203	0,07448	583	690	1055
63-74 (2)	166	15,2	3884	0,07139	0,10287	0,09179	0,85706	0,06771	566	629	860
74-105(2)	230	21,3	3195	0,07788	0,10270	0,09242	0,93593	0,07344	570	671	1026

métarhyolite. Des expériences de "leaching" par HF ont été réalisées. Une perte en U est très nette, elle augmente avec le temps de leaching (1 à 2)

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2\sigma$)	Ages en M.a
3563 R.t.	241	20,5	34,0	0,9071 \pm 3	
3566(enclave)R.t.	177	122	4,19	0,72442 \pm 10	
3566 Muscovite	432	22,9	54,7	0,8740 \pm 2	208 \pm 6
3566 Biotite	963	13,0	218	0,8025 \pm 2	25 \pm 1
3567 R.t. (faciès bleu)	193	124	4,49	0,72640 \pm 1	
3567 Muscovite	528	12,9	123	1,1100 \pm 11	226 \pm 7
3567 Biotite	1051	7,36	420	0,8863 \pm 6	27 \pm 1
3570 R.t. (faciès porphyroïde)	266	51,4	15,0	0,76792 \pm 16	
3571 (aplite)	274	17,1	46,3	0,9040 \pm 2	
3572 R.t. (faciès bleu)	166	213	2,25	0,72032 \pm 9	
3572 Biotite	1029	16,4	183	0,7766 \pm 4	22 \pm 1
3573 R.t. (faciès bleu)	263	64,3	11,8	0,75424 \pm 8	
3573 Muscovite	811	26,7	90,7	1,0221 \pm 12	239 \pm 7
3573 Biotite	1139	3,51	989	1,2757 \pm 12	38 \pm 1

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2\sigma$)
- faciès bleu				
1 échantillon 3573 ↑ 4169 + déformés 4170 4171 - déformés 4172	275	48,0	16,7	0,76946 \pm 16
	273	22,5	35,6	0,84532 \pm 16
	274	53,7	14,8	0,76592 \pm 13
	299	53,0	16,5	0,76808 \pm 10
- faciès leucocrate				
1 affleurement 4175 4176 4177	391	3,27	403	2,3794 \pm 20
	557	3,10	632	2,9048 \pm 20
	361	11,9	91,1	1,0581 \pm 2
- faciès leucocrate				
3562	381	10,3	107	1,1426 \pm 2
3564	401	2,9	394	2,2596 \pm 10

granite de Sidi Ali bou Nab non cisailé

granite de Sidi Ali bou Nab cisailé

GROENLAND

Fractions en μ	Concentrations		Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques calculés			Ages apparents en M.a		
	U (ppm)	Pb* (ppm)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
RCA 201-991											
1) > 140n.m.	314	95,8	2709	0,12750	0,15197	0,28050	4,7416	0,12259	1594	1775	1994
2) 140-125n.m.	294	81,5	2145	0,11877	0,15109	0,25838	4,0077	0,11249	1482	1636	1840
3) 125-105n.m.	385	104,2	1718	0,11856	0,14040	0,25550	3,8999	0,11070	1467	1614	1811
4) < 50 n.m.	424	106,6	528,7	0,13046	0,18680	0,23807	3,4372	0,10471	1377	1513	1709
RCA 201728											
1) 149-132n.m.	316	73,4	6263	0,10331	0,13255	0,21971	3,0637	0,10113	1280	1424	1645
2) 132-120n.m.	347	79,2	2082	0,10658	0,13785	0,21698	2,9889	0,09999	1266	1405	1622
3) 120-105n.m.	403	97,9	4297	0,11015	0,12494	0,23077	3,4045	0,10699	1339	1505	1749
4) 105-80 n.m.	399	91,5	5519	0,10350	0,12538	0,21817	3,0389	0,10102	1272	1417	1643
5) 80-74 n.m.	234	55,2	3252	0,10590	0,13379	0,22420	3,1439	0,10170	1304	1444	1655
6) 74-62 n.m.	275	62,5	4530	0,10115	0,13769	0,21461	2,9035	0,09812	1253	1383	1589
RCA 201 893											
1) >132 n.m.	684	113,9	12358	0,09726	0,10374	0,17975	2,3830	0,09615	1066	1238	1551
2) 105-132n.m.	655	117,4	13050	0,09803	0,09803	0,17470	2,3413	0,09719	1038	1225	1571
3) 100-105n.m.	694	120,2	12207	0,09589	0,09738	0,16933	2,2125	0,09476	1008	1185	1523
4) 37-62 n.m.	684	115,5	17766	0,09588	0,09465	0,16541	2,1691	0,09510	987	1171	1530

zircons des formations d'Eleonore Bay

RCA 209-991 : zone de la chlorite

RCA 201-728 : zone de la sillimanite

RCA 201-893 : zone anatectique

Echantillons (N° terrain-R. Caby)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2\sigma$)	Ages en M.a
5519 R.t. (20-18-50 A)	155	183	2,20	0,75285 \pm 15	
5520 R.t. (20-18-50 B)	174	212	2,38	0,75376 \pm 18	
5521 R.t. (20-18-50 C)	139	252	1,59	0,75035 \pm 14	
5522 R.t. (20-18-50 D)	128	246	1,51	0,75192 \pm 10	
5523 R.t. (20-18-50 E)	80,4	206	1,13	0,75164 \pm 9	
(20-18-50) Biotite	483	6,07	231	2,0534 \pm 8	400 \pm 9, R.t. 5521
5524 R.t. (20-18-74)	43,5	170	0,74	0,72529 \pm 6	
5525 R.t. (20-18-75)	116	254	1,31	0,72207 \pm 27	
5526 R.t. (20-18-76 A)	80	243	0,95	0,72515 \pm 12	
5527 R.t. (20-18-76 B)	74,8	265	0,82	0,72460 \pm 18	
5528 R.t. (20-18-77 A)	156	193	2,34	0,74528 \pm 15	
5529 R.t. (20-18-77 B)	17,3	173	0,29	0,72550 \pm 16	
5530 R.t. (20-18-77 C)	69,4	193	1,04	0,73912 \pm 14	
5531 R.t. (20-18-77 D)	172	114	4,37	0,76317 \pm 10	
(20-18-77) Biotite	469	5,47	248	2,1421 \pm 8	400 \pm 9, R.t. 5523
5532 R.t. (20-18-78)	170	14,0	35,2	0,9288 \pm 2	438 avec 0,770 } 418 avec 0,720 }
(20-18-36) Muscovite isograde sillimanite	124	34,7	12,9	0,8046 \pm 5	410 avec 0,730 } 460 avec 0,720 }

les gneiss à disthène

Bibliographie

- ABRARD R., 1923. - Description pétrographique et géologique du Massif de Saint-Malo. *Bull. Soc. Geol. Minéral. Bretagne*, 4, 54-74.
- AFTALION M. & VAN BREEMEN O., 1980. - U-Pb zircon, monazite and Rb-Sr whole rocks systematics of granitic gneiss and psammitic to semi pelitic host gneiss from Glenfinnam, Northwestern Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72, 87-98.
- ALBAREDE F., 1971. - Etude quantitative de l'histoire géologique d'une région polytectonique à l'aide des modèles complexes de comportement géochimique des systèmes radiométriques U-Pb. Exemple d'application : cas des Alpes Suisses. Thèse de 3ème cycle, Paris, 58p.
- ALBAREDE F. & MICHARD-VITRAC A., 1978. - Age and significance of the North Pyrenean metamorphism. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 40, 327-332.
- ALLEGRE C.J. & DARS R., 1965. - Chronologie Rb-Sr et granitologie. *Geol. Rund.*, 55, 226-237.
- ALLEGRE C.J., 1967. - Introduction à la géochronologie des systèmes ouverts. Thèse, Paris, 340p.
- AHRENS L., 1955. - The convergent lead ages of the oldest monazites and uraninites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 7, 294-300.
- ANDRIESSEN P.A.M., 1978. - Isotopic age relations within the polymetamorphic complex of the island of Naxos (Cyclades, Greece). *Verhandling 3 - Zwo Labor. Isot. Geol. Amsterdam*, 71p.
- ARMSTRONG R.L., 1966. - K-Ar dating of plutonic and volcanic rocks in orogenic belts. In *Potassium Argon dating*; Schaether and Zahringer ed., 117-131.
- AUTRAN A. & COGNE J., 1980. - La zone interne de l'orogénèse varisque dans l'ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. Coll. C6 du 26è Congr. Geol. Intern. Paris. *Géologie de l'Europe et Mém. BRGM Fr.*, 108, 90-111.
- AUDREN C. & LE METOUR J., 1976. - Mobilisation anatectique et déformation. Un exemple : Les migmatites du golfe du Morbihan (Bretagne méridionale). *Bull. Soc. Géol. France*.
- AUVRAY B., 1979. - Génèse et évolution de la croûte continentale dans le nord du massif Armoricaïn, thèse d'état, Rennes, 681p.
- AUVRAY B., CHARLOT R. & VIDAL Ph., 1980. - Données nouvelles sur le protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France) : âge et signification. *Can. J. Earth Sci.*, 17, 532-538.
- BARROIS C., 1893. - Légende de la feuille de Dinan. *Ann. Soc. Geol. Nord.*, 21, 25-40.
- BARBEY P., CONVERT J., MOREAU B., MARTIN H., CAPDEVILA R. & HAMEURT J., 1980. - Relationships between granite-gneiss terrans, greenstone belts and granulite belt in the Archean crust at Lapland (Fennoscandie). *Geol. Rund.*, 49, 648-658.
- BATH A.H., 1974. - Rb-Sr data on variably metamorphosed paleozoic argillites. Intern. Meet. for Geochr. Cosmochr. and isotope geology, Paris.
- BELL K. & POWELL J.L., 1969. - Strontium isotopics studies of alkalic rocks : the K. rich lavas of the Birunga and Toro-Ankole regions, east and central equatorial Africa. *J. Petrol.*, 10.3, 536-572.

- BELL K. & BLENKINSOP J., 1978. - Reset Rb-Sr whole-rock systems and chemical control. *Nature*, 273, 533-534.
- BERNARD-GRIFFITHS J., 1975. - Essai sur la signification des âges au strontium dans une série métamorphique : le bas Limousin (Massif Central Français). *Ann. Sc. de l'Université de Clermont*, n° 55, 27è fasc. 243p.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.M. & DUTHOU J.L., 1977. - Radiometric evidence for an Acadian tectonometamorphic event in Western Massif Central Français. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61, 199-212.
- BERNARD-GRIFFITHS J. & JAHN B.M., 1981. - R.E.E. geochemistry of eclogites and associated rocks from Sauviat-sur-Vige, Massif Central Français. *Lithos*, 14, 263-274.
- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.J. & VIDAL Ph., 1981. - Isotopic ages (U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd) of Precambrian granulites from the Lapland, Finland. *TERRA COGNITA*. Orsay, 1, 2 ; sous-pressé and ECOG 7.
- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.J., VIDAL Ph., POSTAIRE B., MOREAU B. & CONVERT J., 1982 - Isotopic ages (U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd) of mafic metaigneous granulites from the granulite belt of Finnish Lapland. *Precambrian Research*, sous presse.
- BERTRAND-SAFARTI J. & CABY R., 1974. - Précisions sur l'âge précambrien terminal (vendien) de la série carbonatée à strombolites du groupe d'Eléonore Bay (Groenland oriental). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 278 D, 2267-2270.
- BLAKE M.C., BROTHERS R.N. & LANPHERE M.A., 1977. - Radiometric ages of blueschistes in New Caledonia. *Inter. Symp. on geodyn. in South-West Pacific*, ed. Technip, Paris, 279-282.
- BLACK L.P., BELL T.H., RUBENACH M.J. & WITHNALL I.W., 1979. - Geochronology of discrete structural metamorphic events in a multiply deformed Precambrian terrain. *Tectonophysics*, 54, 103-137.
- BORSI S. & DUBOIS R., 1968. - Données géochronologiques sur l'histoire hercynienne et alpine de la Calabre centrale. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 266.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P., ZANFERRARI A. & ZIRPOLI G., 1977. - Rb/Sr geochronology of the Eastern Alps South of the Tauern window. *European Colloquium on Geochronology (ECOG V.)* Pisa.
- BOSSIERE G. & GROMOV A.V., 1972. parution 1975. - Note préliminaire sur les pegmatites du massif cristallophyllien de Grande Kabylie (Algérie). Aspect pétrographique et inclusions fluides. *Bull. Serv. Carte Geol. Algérie (Nlle série)*, 45 : 99-111.
- BOSSIERE G. & GROMOV A.V., 1974. - Morphologie et mode de mise en place des corps pegmatitiques du massif cristallophyllien de Grande Kabylie (Algérie). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique du Nord*, 67, 2/3, 159-170.
- BOSSIERE G., 1975. - Une phase tectonique de haute pression en Grande Kabylie (Algérie) : les blastomylonites de Sidi Ali Bou Nab, 3ème Réun. ann. Sc. Terre, Montpellier, 59.
- BOSSIERE G., 1977. - Sur l'existence d'une bande blastomylonitique au Nord-Ouest de la Grande Kabylie (Algérie). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XIX, 1071-1076.
- BOSSIERE G. & VAUCHEZ A., 1978. - Un linéament fondamental de l'Algérie du Nord : le décrochement blastomylonitique de Grande Kabylie. 6ème Réun. ann. Sc. Terre, Orsay, 50.
- BOSSIERE G., 1980. - Un complexe métamorphique polycyclique et sa blastomylonitisation : Etude pétrologique de la partie occidentale du Massif de Grande-Kabylie, Thèse, Nantes, 302 p.
- BOUDIER F. & NICOLAS A., 1976. - Interprétation nouvelle des relations entre tectonique et métamorphisme dans l'île de Groix (Bretagne). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XVIII, 135-144.
- BOUILLIN J.P., 1974. - Présence de flyschs épimétamorphiques dans le massif du Moul ed Demamène (Constantinois, Algérie). *C. R. Acad. Sc., Paris (D)*, 279 : 1059-1062.

- BOUILLIN J.P., KORNPORST J. & RAOULT J.F., 1977. - Données préliminaires sur le complexe volcano-sédimentaire de Rekkada Merletire (ex Texenna), en petite Kabylie (Algérie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XIX, 805-813.
- BRASS G.W., 1973. - The sources of marine strontium and the $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ ratio in the sea throughout phanerozoic times. Ph. D. Thesis, Yale University.
- BROOKS C., HART S.R. & WENDT I., 1972. - Realistic use of two error regression treatments as applied to rubidium-strontium data. *Rev. Geophysics Space Phys.*, 10, 2, 551-577.
- BROWN M., BARBER A.J. & ROACH R.A., 1971. - Age of the St Malo Migmatite belt, Northern Brittany. *Nature Phys. Sci.*, 236, 77-79.
- BROWN M., 1978. - The tectonic evolution of the Precambrian rocks of the St Malo region, Armorican massif, France.
- BRUN J.P., 1975. - Contribution à l'étude d'un dôme gneissique : Le massif de St Malo (Massif Armorican). Analyse de la déformation. Thèse 3ème cycle, Rennes 97p.
- BRUN J.P., 1977. - La zonation structurale des dômes gneissiques. Un exemple : le massif de St Malo (Massif armoricain, France). *Can. J. Earth Sci.*, 14, 1697-1707.
- BRUN J.P. & MARTIN H., 1978. - Relations métamorphisme-déformation au cours de l'évolution dynamique d'un dôme migmatitique : Le massif de St Malo (France).
- BRUN J.P. & MARTIN H., 1979. - The St Malo migmatite belt : a late Precambrian gneiss dome - a comment. *Precambrian Research*, 8, 137-143.
- CABY R., 1972. - Preliminary results of mapping in the Caledonian rocks of Canning Land and Wegener Halvø, East Greenland. *Rapp. Grønlands Geol. Unders.*, 48, 21-38.
- CABY R., 1976. - Tension structures related to gliding tectonics in the Caledonian superstructure of Canning Land and Wegener Halvø, central East Greenland. *Rapp. Grønlands Geol. Unders.*, 72, 1-24.
- CABY R., 1976. - Nature et dynamique de la chaîne calédonienne du Groenland oriental. *R. Ann. Sc. de la Terre. Soc. Géol. de France, Paris*, 85.
- CABY R., PEUCAT J.J., TISSERAND D. & CLAUER N., 1981. - Arguments against a middle Proherozoic orogenesis within the central metamorphic complex of the East Greenland Caledonides. *Terra Cognita*, 1, 1-38.
- CALVEZ J.Y. - Comportement des systèmes U-Pb et Rb-Sr dans les orthogneiss d'Icart et de Moëlan (Massif Armorican), thèse de 3ème cycle, Rennes 74p.
- CARDEN J.R., CONNELLY W., FORBES R.B. & TURNER J.L., 1971. - Blueschists at the Kodiak islands, Alaska : an extension at the Seldovia schist terrane. *Geology*, 5, 529-533.
- CARPENA J., MAILHE D., NAESER C.W. & POUPEAU G., 1979. - Sur la datation par trace de fission d'une phase tectonique d'âge éocène supérieur en Corse. *C. R. Acad. Sc. (D), Paris*, 289, 829-832.
- CARPENTER M.S.N., 1976. - Petrogenetic study of the glaucophane schistes and associated rocks from the Ile de Groix, Brittany, France. Ph. D. thesis, Oxford, 271p.
- CARPENTER M.S.N., CIVETTA L., 1976. - Hercynian high pressure/low temperature metamorphism in the Ile de Groix blueschists. *Nature*, 262, 276-277.
- CARPENTER M.S.N., PIVETTE B., PEUCAT J.J., 1978. - Apport de l'analyse discriminante sur l'étude géochimique de trois séries métabasiques du sud du Massif Armorican. 6è RAST, Orsay, 80
- CARPENTER M.S.N., PEUCAT J.J. & PIVETTE B., 1982. - Geochemical and geochronological characteristics of Paleozoic volcanism in the St Georges-sur-Loire synclinorium, S. Armorican Massif. Evidence for pre-Hercynian tectonic evolution. *Bull. du B. R. G. M.* in press.
- CARSLAW H.S. & JEAGER J.C., 1959. - Conduction of heat in solids, 2nd édition, 32, Oxford University Press, London.
- CARUBA R., 1979. - Etude expérimentale de la cristallochimie, de la morphologie, de la stabilité et de la gènèse du zircon et des zirconosilicates en vue d'applications pétrogénétiques. Thèse d'état, Nice, 143p.
- CATANZARO E.J. & KULP J.L., 1964. - Discordant zircons from the little Belt (Montana), Bear-tooth (Montana) and Santa Catalina (Arizona) Mountains. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 28, 87-124.
- CHAPELL B.W. & WHITE A.J.R., 1974. - Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- CHARLOT R., 1975. - Etude géochronologique des granites du Massif de Tafraoute (Anti-Atlas marocain). *Can. J. Earth Sci.*, 12, 1, 19-29.

- CHAUDCHURI S. & BROOKINS D.G., 1967. - Rb-Sr studies of paleozoic sediments. *Trans. Amer. Geophys. Un.*, 48, p. 242.
- CHOPIN C., 1979. - De la Vanoise au massif du Grand Paradis. Une approche pétrographique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de haute pression. Thèse de 3ème cycle, Paris 6, 145 p.
- CHOPIN C. & MALUSKI M., 1980. - Résultats préliminaires obtenus par la méthode de datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur des minéraux alpins du massif du Grand Paradis et de son enveloppe. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XX, 5, 745-749.
- CHOPIN C. & MALUSKI M., 1980. - $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso Area (Western Alps) : Evidence against the blocking temperature concept. *Contr. Mineral. Petrol.*, 74, 2, 109-122.
- CLAUER N. & BONHOMME, 1970. - Datation rubidium-strontium dans lesschistes de Steige et la série de Villé (Vosges). *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 23, 3-4, 191-208.
- CLAUER N., 1973. - Utilisation de la méthode rubidium-strontium pour la datation de niveaux sédimentaires du Précambrien supérieur de l'Adrar Mauritanien (Sahara occidental) et la mise en évidence de transformations précoces des minéraux argileux. *Géochim. Cosmochim. Acta*, 37, 2243-2255.
- CLAUER N., 1976. - Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton ouest-Africain. *Sciences Géologiques, Serv. de la carte Géol. d'Als. Lorr.*, 45, 256 p.
- CLAUER N., 1979. - A new approach to Rb-Sr dating of sedimentary rocks. In lecture in Isotope Geology. Edit. by E. Jäger and J.C. Hunziker, Springer-Verlag. 30-51.
- CLIFF R.A. & COHEN A., 1980. - Uranium-lead isotope systematics in a regionally metamorphosed tonalite from the Eastern Alps. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 50, 211-218.
- COGNE J., 1951. - Remarque sur les schistes cristallins du cours inférieur de la Rance (Ille et Vilaine). *Bull. Soc. Géol. France*, 6(1), 139-146.
- COGNE J., 1960. - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. *Mém. Serv. Carte Géol. France*, 382 p.
- COGNE J., 1965. - Le Pentévrien et le Briovérien de la baie de St Briec. Session extraordinaire Soc. Belge Géol. pal. et hydr. et de la Soc. Géol. de Belgique, sept. 1964. 222-233.
- COGNE J., 1965. - Le gneiss ocellé de Languidou (sud-Finistère). Un jalon nouveau de la base du Briovérien supérieur dans les schistes cristallins de la Bretagne méridionale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 261, 3849-3852.
- COGNE J., JEANNETTE D. & RUHLAND M., 1966. - L'île de Groix. Etude structurale d'une série métamorphique à glaucophane en Bretagne méridionale. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.* 19, 41-95.
- COGNE J. & PEUCAT J.J., 1973. - Une étape magmatique nouvelle dans l'évolution hercynienne sud-armoricaine : le granite orthogneissique de Pors-Poulhan en Baie d'Audierne. *C. A. Acad. Sc. Paris*, 277, D, 2601.
- COGNE J., 1977. - La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. In Coll. Internat. CNRS, n° 268, Géologie de l'Himalaya, Paris, 1976, 111-129.
- COLEMAN R.G., LEE D.E., BEATTY L.B. & BRANNOCK W.W., 1965. - Eclogites and eclogites - their differences and similarities. *Bull. Géol. Soc. Am.*, 76, 5, 483-508.
- COLEMAN R.G. & LANPHERE M.A., 1971. - Distribution and age of high-grade blueschists, associated eclogites, and amphibolites from Oregon and California. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 82, 2397-2412.
- COMPSTON W. & JEFFERY P.M., 1961. - Metamorphic chronology by the Rb-Sr method. *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 94, 185-191.
- COMPSTON W. & PIDGEON R.T., 1962. - Rb-Sr dating of shales by the total rock method. *J. Geophys. Res.*, 67, 9, 3493-3502.
- CONVERT J., 1981. - Les granulites à orthopyroxène de Laponie (Finlande et Norvège). Pétrologie et géochimie. Thèse de 3ème cycle, Rennes, 181p.
- CORDANI U.G., KAWASHITA K. & FILHO A.T., 1978. - Applicability of the Rb-Sr method to shales and related rocks. Studies in Geology, n° 6, Contributions to the geologic time scale. Cohee G.U., Glaessner M.F. and Hedberg H.D. (Ed.), A.A.P.G. Edward Brothes Inc.
- COUTELLE A., 1979. - Structure des unités externes du Tell algérien de la région d'Akbou. Succession des phases tectoniques. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 1, 20-22.

- DALLMEYER R.D., 1978. - 40 Ar/39 Ar incremental release ages of hornblende and biotite across the Georgia inner Piedmont : their bearing on late Paleozoic-early Mesozoic tectono-thermal history. *Am. J. Sc.*, 278, 214-238.
- DALLMEYER R.D. & SUTTER J.F., 1980. - Acquisitional chronology of remanent magnetization along the "Greenville Polar Path" : evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of hornblende and biotite from the Whitestone diorite, Ontario. *J. Geophys. Res.*, 85, B6, 3177-3186.
- DAVIS G.L., 1978. - Zircons from the mantle. *Geol. Surv.*, 86, Open file report 78-101.
- DAVIS D.W., BLACKBURN C.E. & KROGH T.E., 1982. - Zircon U-Pb ages from the Wabigoon Manitou Lakes region, Wabigoon subprovince, Northwest Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 19, 254-266.
- DASCH E.J., 1969. - Strontium isotopy in weathering profiles, deep-sea sediments and sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33, 1521-1552.
- DELHAL J., LEDENT D., PASTEELS P. & VENIER J., 1971. - Etude du comportement isotopique de systèmes Rb/Sr et U/Pb dans le granite hyper-alcalin de Noqui (R.D. du Congo et Angola). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 94, 223-236.
- DODSON M.H., 1973. - Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 40, 259-274.
- DUPUY C. & ALLEGRE C.J., 1972. - Fractionnement K/Rb dans les suites ignimbritiques de Toscanne. Un exemple de réjuvenation crustale. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, 437-458.
- DURAND-DELGA M. & FONTBOTE J.M., 1980. - La cadre structural de la Méditerranée occidentale, colloque C6, géologie des chaînes alpines issues de la Tethys. 26ème C.G.I. Paris, 67-85.
- FECHTIG H. & KALBITZER S., 1966. - The diffusion of argon in potassium bearing solids. 68-106 in Potassium argon dating. Compiled by Schaeffer et Zähringer. Springer-Verlag.
- FELIX C., 1970. - Etude pétrographique des roches basiques de l'île de Groix (Bretagne méridionale). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 95, 359-370.
- FELIX C., 1972. - Etude structuro-minéralogique des pseudomorphes de présomée lawsonite des glaucophanoschistes de l'île de Groix (Bretagne, France) : considérations sur la possibilité d'une paragenèse à glaucophane et lawsonite. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 95, 345-391.
- FIELD D. & RÅHEIM A., 1979a. - Rb-Sr total rock isotope studies and Precambrian charnockitic gneisses from South Norway : evidence for isochron resetting during a low-grade metamorphic - deformational event. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, 32-44.
- FIELD D. & RÅHEIM A., 1979b. - A geologically meaningless Rb-Sr total rock isochron. *Nature*, 282, 497-499.
- FIELD D. & RÅHEIM A., 1980. - Secondary geologically meaningless Rb-Sr isochrons low ⁸⁷Sr/⁸⁷Sr initial ratios and crustal residence times at high-grade gneisses. *Lithos*, 13, 295-304.
- FORBES R.B. & LANPHERE M.A., 1973. - Tectonic significance of mineral ages of blueschistes near Seldovia, Alaska. 78, 8, 1383-1386.
- GASTIL R.G., DE LISLE M. & MORGAN, 1967. - Some effects of progressive metamorphism on zircons. *Bull. Géol. Soc. Am.*, 78 (), 879-906.
- GAUDETTE H.E., VITRAC-MICHARD A & ALLEGRE C.J., 1981. - North American Precambrian history recorded in a single sample : high-resolution U-Pb systematics of the Potsdam sandstone detrital zircons, New York State. *Earth and Planet. Sci.*, 54, 248-260.
- GEBAUER D. & GRÜNENFELDER M., 1974. - Comparative studies of U-Pb systems in zircons and monazites as well as Rb-Sr systematics in minerals and whole-rocks during the anatexis of a polymetamorphic paragneiss (crystalline basement of N.E. Bavaria). Internat. meeting for geochronology, cosmochronology and isotope geology, Paris, abstracts.
- GEBAUER D. & GRÜNENFELDER M., 1974. - Rb-Sr whole rock dating of late genetic to anchimetamorphic, paleozoic sediments in Southern France (Montagne Noire). *Contr. Min. Pé-trol.*, 47, 113-130.
- GEBAUER D. & GRÜNENFELDER M., 1976. - U-Pb zircon and Rb-Sr whole-rock dating of low-grade metasediments. Example : Montagne Noire (Southern France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 59, 13-32.
- GEBAUER D. & GRÜNENFELDER M., 1977. - U-Pb systematics of detrital zircons from some unmetamorphosed to slightly metamorphosed sediments of Central Europe. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, 29-37.

- GEBAUER D. & GRÜNENFELDER M., 1979. - U-Th-Pb dating of Minerals, in Lectures in Isotope Geology. Ed. E. Jäger, J.C. Hunziker. 105-131.
- GEBAUER D. & GRÜNENFELDER M., 1979. - U-Pb zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country rocks. Example : Münchberg gneiss massif, Northeast Bavaria. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 42, 35.
- GEBAUER D., BERNARD-GRIFFITHS J. & GRÜNENFELDER M., 1981. - U-Pb zircon and monazite dating of a mafic-ultramafic complex and its country rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 292-300.
- GODARD G., 1981. - Lambeaux d'une croûte océanique subductée : les éclogites de Vendée. (Massif Armoricaïn, France), thèse de 3ème cycle, Nantes, 153p.
- GOLDICH S.S. & MUDREY Jr., 1972. - Dilatancy model for discordant U-Pb zircon ages. In *Contrib. to recent Geoch. and Anal. chemistry.* (Vinogradov volume). Moscou : Nanka Publ. Office, 415-418.
- GRAINDOR M.J. & WASSERBURG G.J., 1962. - Détermination d'âges absolus dans le nord du Massif Armoricaïn. *C.R. Acad. Sc., Paris*, 254 (D), 3875-3877.
- GRAUERT B. & ARNOLD A., 1968. - Dentung diskordanter zirconalter der Silurettadecke und des Gotthardmassivs (Schweizer alpen). *Contr. Mineral. Petrol.*, 20, 34-56.
- GRAUERT B. & HOFMANN A., 1973. - Old radiogenic lead components in zircons from the Idaho Batholith and its metasedimentary aureole. *Carnegie institution of Washington D.T.M. Yearb.*, 72, 297-299.
- GRAUERT B., 1974. - Rb-Sr isotopic study on whole rocks and minerals from the Baltimore gneiss of the Phoenix Dome, Baltimore County, Maryland. *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, 73, 1003-1007.
- GRAUERT B., HALL L.M., 1974. - Rb-Sr isotopic study on small whole rock slabs and their minerals from the Manhattan schist, Manhattan Prong, New-York. *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, 73, 1007-1010.
- GREEN T.H., 1976. - Experimental generation of cordierite - or garnet - bearing granitic liquids from a pelitic composition. *Geology*, 4, 85-88.
- GRÜNENFELDER M., 1963. - Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrogenetische Deutung ihrer Uran / Blei-Zerfallsalter. I. Der Zirkon des granodioritgneisses von Acquacalda (Lukmannner pass). *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 43, 235-257.
- GULSON B.L. & KROGH T.E., 1973. - Old lead components in the young Bergell Massif, South-east Swiss Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 40, 239-252.
- GULSON B.L. & RUTISHAUSER M., 1976. - Granitisation and U-Pb studies of zircons in the Lauterbrunnen crystalline complex. *Geochim. J.*, 10, 13-23.
- HARCKCK U.K. & POTTS M.J., 1972. - Fission track annealing in garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34, 343-345.
- HALLER J., 1971. - Geology of the East Greenland Caledonides. New York : Interscience Publishers, 413p.
- HANMER S.K., 1977. - Pre-Cambrian basement in the Variscan orogen of South-west Finistère, France, Phil. D., Thesis.
- HANSEN B.T., HIGGINS A.K. & BAER M.T., 1978. - Rb-Sr and U-Pb age pattern in polymetamorphic sediments from the Southern part of the East Greenland Caledonides. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 27, 53-60.
- HANSON G.M. & GAST P.W., 1967. - Kinetic studies in contact metamorphic zones. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 1119.
- HANSON G.M., CATANZARO E.J. & ANDERSON D.M., 1971. - U-Pb ages for sphene in a contact metamorphic zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12, 231-237.
- HART S.R., 1964. - The petrology and isotopic mineral relations of a contact zone in the Front Range, Colorado. *Jour. Geol.*, 72, 493-525.
- HART S.R., DAVIS G.L., STEIGER R.H. & TILTON G.R., 1968. - A comparison of the isotopic mineral age variations and petrologic changes induced by contact metamorphism. In *radiometric dating for geologist*. Ed. Interscience Publisher, p. 73-110.
- HAWKESWORKH C.J., 1976. - Rb/Sr geochronology in the Eastern Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54, 225-244.
- HIGGINS M.W., SINHA A.K., ZARHMANN R.E. & KIRK W.S., 1977. - U-Pb zircon dates from the central Appalachian Piedmont a possible case of inherited radiogenic lead. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 88, 125-133.
- HIGGINS A.K. & PHILLIPS W.E.A., (1979). - East Greenland Caledonides - an extension of the British Caledonides. The Caledonides of British Isles - reviewed. *Geol. Soc. London*, 19, 32.

- HOFMANN A.W., 1970. - Age measurements on size fractions of two pennsylvanian underdays. *Carnegie Institution of Washington Yearb.*, 70-71, 245-248.
- HOFMANN A.W., 1972. - Effect of regional metamorphism on the behavior of Rb and Sr on micas and whole-rock systems of the Belt series, Northern Idaho. *Carnegie Institution of Washington Yearb.*, 71, 559-563.
- HOFMANN A.W. & GRAUERT B., 1973. - Effect of regional metamorphism on whole-rock Rb-Sr systems in sediments. *Carnegie Institution of Washington Yearb.*, 72, 299-302.
- HOFMANN A.W., 1973. - Strontium diffusion in a basalt melt and implications for Sr isotopic geochemistry and geochronology. 935-941. Report of D.T.M. Carnegie institution.
- HOFMANN A.W. & MARGARITZ, 1977. - Diffusion of Ca, Sr, Ba and Co in a basalt melt : implications for the geochemistry of the mantle. *J. Geophys. Res.*, 82, 5432-5440.
- HOFMANN A.W., 1979. - Rb-Sr dating of thin slabs : an Imperfect method to determine the age of metamorphism, in *Lecture in Isotopic Geology*. Ed. by Jäger Hunziker. 27-29.
- HOPPE G., 1966. - Zirkone aus Granuliten. *Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. B. Miner. Lagerstätten*, 11 (1), 47-81.
- HUNZIKER J.C., 1974. - Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, 31, 55p.
- HUNZIKER J.C., 1979. - Potassium Argon dating. In *lecture in Isotopic Geology*. E. Jäger and J.C. Hunziker Ed. Springer-Verlag Publ. 52-75.
- JAHN B.M., PEUCAT J.J. & CARPENTER M.S.N., 1977. - Géochimie des terres rares de glaucophanites et roches associées de l'île de Groix (France) et de Taiwan. 5è R.A.S.T. Rennes, 280.
- JAHN B.M. & LICU J.G., 1977. - Age and geochemical constraints of glaucophane schists of Taiwan. *Mem. Geol. Soc. China*, n° 2, 129-140.
- JAVOY M., 1971. - Composition isotopique de l'oxygène dans les roches éclogitiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 273, 2414.
- JÄGER E., NIGGLI E & WERK E., 1967. - Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentral-alpen. *Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, M.F.*, 134.
- JÄGER E. & ZWART H.J., 1968. - Rb-Sr age determinations of some gneisses and granites of the Aston Hospitalet massif. *Geologie in Mindow* 47, 349-357.
- JEAGER E., 1974. - The evolution of the Central and West European Continent. *Colloque C.N.R.S. sur la chaîne varisque*, Rennes, 227.
- JEANNEAU J.Y., 1966. - Etude géologique et métallogénique des roches vertes de la baie d'Audierne. Thèse 3ème cycle, Paris, 87p.
- JEANNETTE D., 1965. - Etude tectonique de l'île de Groix (Morbihan). Thèse de 3ème cycle, Strasbourg, 104p.
- JEANNETTE D., 1972. - Analyse tectonique de formations précambriennes. Etude du nord-est de la Bretagne. *Sciences géologiques*, Mémoire 36, 174p.
- JEGOUZO P., 1973. - Etude pétrographique et structurale des schistes cristallins et granites en basse-Vilaine. Thèse de 3ème cycle, 93p.
- JEGOUZO P., 1980. - The South armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 2, 39-47.
- JONIN M. & VIDAL Ph., 1975. - Etude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia. *Can. J. Earth Sci.*, 79, 513-526.
- KALSBECK F. & PIDGEON R.T., 1980. - The geological significance of Rb-Sr whole rock isochrons of polymetamorphic Archean gneisses, Fiskenaasset area, Southern West Greenland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50, 225-237.
- KÖHLER H. & MÜLLER-SOHNUS D., 1979. - Rb-Sr systematics on paragneiss series from the mol-danubicum (Bavaria, W. Germany). Abstract of the Sixth European Colloquium on geochronology cosmochronology and isotope geology. Lillehammer (Norway). 61.
- KÖHLER H. & MÜLLER-SOHNUS D., 1981. - Rb-Sr areal isochrons. *Terra Cognita.*, (Abstract of the Journal of the European Union of Geosciences), 95.
- KÖPPEL V. & GRÜNENFELDER M., 1971. - A study of inherited and nearly formed zircons from paragneiss and granitised sediments of the Strona-Ceneri Zone (Southern Alps). *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 51, 387-411.
- KÖPPEL V. & SOMERAUER J., 1974. - Trace elements and the behaviour of the U-Pb system in inherited and newly formed zircons. *Cont. Mineral. and Petrol.*, 20, 34-56.
- KÖPPEL V. & GRÜNENFELDER M., 1975. - Concordant U-Pb ages of monazites from the Central Alps and the timing of the high temperature Alpine metamorphism, a preliminary report. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 55.

- KÖPPEL V., 1978. - The significance of monazite U-Pb ages ; examples from the Lepontine area of the Swiss Alps. *Geological Survey Open-file report*, 78-701, 226-227.
- KROGH T.E., DAVIS G.L., ALDRICH L.T., HART S.R. & STRUBER A., 1968. - Geological history of the Greenville Province. *Carnegie Inst. Washington Yearb*, 66, 528-536.
- KROGH T.E. & DAVIS G.L., 1969. - Geochronology of the Greenville Province. *Carnegie Inst. Washington Yearb*, 67, 224-233.
- KROGH T.E., 1973. - A low contamination method for decomposition of zircon and the extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 3, 485-494.
- KROGH T.E. & DAVIS G.L., 1973. - The effect of regional metamorphism on U-Pb systems in zircons and a comparison with Rb-Sr systems in the same whole rock and its constituent minerals. *Carnegie Inst. Washington Yearb*, 72, 601-610.
- KROGH T.E. & DAVIS G.L., 1975. - Alteration in zircons and differential dissolution of altered and metamict zircon. *Carnegie Inst. Washington Yearb*, 74, 619-623.
- KROGH T.E., MYSEN B.O. & DAVIS G.L., 1974. - A paleozoic age for the primary minerals of a Norwegian eclogite. *Carnegie Inst. An. rep. Geoph., Lab. Year Book*, 575.
- KROGH T.E., 1979. - Abrasion techniques and sample selection to enhance concordance and isolate components in simple and multistage zircon populations. *ECOG 6*, Lillehammer, 59.
- LANCELOT J.R. & ALLEGRE C.J., 1974. - Origine of carbonatitic magma in the light of the Pb-U Th isotope system. *Earth Plan. Sc. Lett.*, 22, 3, 233-238.
- LANCELOT J., VITRAC A & ALLEGRE C.J., 1976. - Uranium and lead isotopic dating with grain by grain zircon analysis : a study of complex geological history with a single rock. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 29, 357-366.
- LANCELOT J.R., REILLE J.L. & WEZEL F.C., 1977. - Etude morphologique et radiochronologique de zircons détritiques des flysch "numidien" et grésomicacé". Conséquences paléogéographiques à l'échelle de la Méditerranée Occidentale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XIX, 4, 773-780.
- LANPHERE M.A., WASSERBURG G.J., ALBEE A.L. & TILTON G.R., 1964. - Redistribution of Sr and Rb isotopes during metamorphism, Beater complex, Panamint Range, California. *Isotopic and Cosmic chemistry*, Amsterdam, Nord Holland Publ. Co, 269-320.
- LASNIER B., 1970. - Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Etude préliminaire des gabbros coronitiques du massif Armoricaïn et du massif des Maures. Thèse 3ème cycle, Nantes, 297p.
- LEBLANC Y., 1979. - Datation de quelques dolérites du nord du massif Armoricaïn, rapport de D.E.A., Rennes, 41p.
- LEFORT J.P. & SEGOUFIN, 1978. - Etude géologique de quelques structures magnétiques reconnues dans le socle périarmoricaïn submergé : implications géodynamiques concernant la fracturation proto-atlantique et l'orogénèse hercynienne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XX, n° 2, 185-192.
- LE METOUR J., 1976. - Contribution à l'étude pétrologique, géochimique et structurale du diapiro migmatitique Hennebont-Vannes, Bretagne Méridionale. Thèse de 3è cycle, Rennes, 80p.
- LE METOUR J., 1978. - Petrogenesis of migmatites and associated granites in South Brittany. *N. Jb. Miner. M.*, 48, 364-376.
- LEUTWEIN F. & SONET J., 1965. - Contribution à la connaissance de l'évolution géochronologique de la partie nord-est du massif Armoricaïn Français. *Sciences de La Terre*, 10, 3-4, 345-366.
- LEUTWEIN F. SONET J. & ZIMMERMAN J.L., 1968. - Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du massif Armoricaïn. *Sciences de la Terre*, Nancy, 11, 84p.
- LIPPOLT H.J. & PIDGEON R., 1974. - Isotopic mineral ages of a diorite from the Eisenkappel Intrusion, Austria. *Z. Naturforsch.*, 29a, 966-968.
- LUDWIG K.R. & STUCKLESS J.S., 1978. - Uranium-lead isotope systematics and apparent ages of zircons and other minerals in Precambrian granitic rocks, granit Mountains, Wyoming. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, 243-254.
- MAGARITZ M. & HOFMANNA.W., 1978. - Diffusion of Sr, Ba and Na in obsidian. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 595-605.
- MAKANJUOLA A.A. & HOWIE R.A., 1972. - The mineralogy of the glaucophane schistes and associated rocks from Ile de Groix, Brittany, France. *Contr. Mineral. Petrol.*, 35, 83-118.

- MALUSKI H., 1977. - Application de la méthode 40 Ar - 39 Ar aux minéraux des roches cristallines perturbées par des événements thermiques et tectoniques en Corse. Thèse d'Etat U.S.T.L., Montpellier.
- MALUSKI H., 1977. - Intérêt de la méthode 40 Ar/39 Ar pour la datation des glaucophanes. Exemple des glaucophanes de l'île de Groix (France). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 283 (D), 223-226.
- MANNING J.R., 1974. - Diffusion kinetics and mechanisms in simple crystals. p. 3-13 in *Geochemical transport and kinetics. Carnegie Inst. Washington*. Ed. by Hofmann, Giletti, Yoder and Yund.
- MARTIN H., 1977. - Contribution à l'étude de l'anatexie : le massif de St Malo (massif Armoricaïn). Mobilisation des éléments durant la fusion, proposition d'un modèle. Thèse de 3ème cycle, Rennes, 95p.
- MARTIN H., 1979. - Geochemical behaviour of major and trace elements during incongruent melting of biotite in the St Malo massif migmatites. *N. Jb. Miner. Mh.*, H 11, 509-524.
- MARTIN H., 1980. - Comportement de quelques éléments en traces au cours de l'anatexie : exemple du massif de St Malo (Bretagne, France). *Can. J. earth Sc.*, 17, 927-941.
- MATTINSON J.M., DAVIS T.E. & HOPSON C.A., 1971. - U-Pb studies in the Salinian Block of California. *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, 70-71, 248-251.
- MATTINSON J.M., 1978. - Age, origin, and thermal histories of some plutonic rocks from the salinian block of California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 67, 233-245.
- MATTINSON J.M., 1980. - U-Pb dating of sphene from ophiolites. *EOS*, 61, n° 41, 1157.
- MERILAINEN K., 1976. - The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, Northern Finland. *Geological Survey of Finland*, 281, 129p.
- MOLNAR P. & TAPPONIER P., 1975. - Cenozoic tectonic of Asia : effects of a continental collision. *Science*, 189, 4201, 419-426.
- MONTGOMERY C.W. & HURLEY P.M., 1978. - Total rock U-Pb and Rb-Sr systematics in the Imataca series, Guayana Shield, Venezuela. *Earth Plan. Sc. Lett.*, 39, 281-290.
- MONTIGNY R. & ALLEGRE C.J., 1974. - A la recherche des océans perdus : les éclogites de Vendée, témoins métamorphisés d'une ancienne croûte océanique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 279, 543.
- MOORBATH S., 1969. - Evidence for the age of deposition of the Torridonian sediments of North-west Scotland. *Scott. J. Geol.*, 5 (2), 154-170.
- MOREAU B., 1980. - Pétrologie et géochimie des anorthosites de Laponie (Finlande) : exemple du massif de Vaskojoki et Mutajarvi. Thèse 3ème cycle, Rennes, 267p.
- MOREAU B., 1981. - Evolution du massif anorthositique de Vaskojoki, Finlande du Nord. *Ann. Soc. Geol. de Bretagne*, 104, 261-267.
- NAESER C.W., 1979. - Fission-track dating and geologic annealing of fission-tracks. In *lectures in isotope geology*. Ed. by Jager-Hunziker, Springer-Verlag, 154-169.
- NICOLAYSEN L.O., 1957. - Solid diffusion in radioactive minerals and the measurements of absolute ages. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 11, 41-59.
- NICOLAYSEN L.O., 1961. - Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. *Ann. New York Acad. Sc.*, 91, 198-206.
- NIER A.O., 1939. - The isotopic constitution of radiogenic leads and the measurement of geologic time, II. *Phys. Rev.*, 55, 153-163.
- NIER A.O., THOMPSON R.W. & MURPHEY B.F., 1941. - The isotopic constitution of radiogenic lead and the measurement of geological time, III. *Phys. Rev.*, 60, 112-116.
- NIXON P.H., 1980. - Kimberlites in the South-west Pacific. *Nature*, 287, 718-720.
- OBRADOVICH J.D. & PETERMAN Z.E., 1968. - Geochronology of belt series, Montana. *Can. Journ. Earth Sc.*, 5, 737-747.
- OHNSTETTER M., OHNSTETTER D., VIDAL Ph., CORNICHE J., HERMITTE D. & MACE J., 1981. - Crystallization and age of zircon from corsican ophiolitic albitites : consequences for oceanic expansion in Jurassic times. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 54, 397-408.
- OOSTHUYZEN E.J. & BURGER A.J., 1973. - The suitability of apatite as an age indicator by the uranium lead isotope method. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 18, 29-36.
- PAGE R.W., 1978. - Response of U-Pb zircon and Rb-Sr total rock and mineral systems to low-grade regional metamorphism in Proterozoic igneous rocks, Mount Isa, Australia. *J. Geol. Soc. Austr.*, 25, 141-164.

- PANKHURST R.J. & PIDGEON R.T., 1976. - Inherited isotope systems and the source region pre-history of early caledonian granites in the Dalradian series of Scotland. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 31, 55-68.
- PARIS F., 1977. - Carte géologique de la France à 1/50 000è et notice. Feuille de Caulnes, n° 281. *B.R.G.M. Orléans*.
- PASTEELS P., 1970. - Uranium lead radioactive ages of monazite and zircon from the Vire-Carolles granite (Normandy). A case of zircon - monazite discrepancy. *Eclogae geol. Helv.*, 63, 1, 231-237.
- PASTEELS P. & MICHOT J., 1970. - Uranium lead radioactive dating and lead isotope study on sphene and k-feldspar in the Sør-Roudane Mountains, Dronning Maud Land, Antarctica. *Eclogae Geol. Helv.*, 63, 1, 239-254.
- PEUCAT J.J., 1973. - Les schistes cristallins de la baie d'Audierne (Massif Armoricain, France). Etude pétrographique et structurale. Thèse 3è cycle, Rennes, ronéo, 1-114.
- PEUCAT J.J., COGNE J., 1974. - Les schistes cristallins de la Baie d'Audierne (sud Finistère): un jalon intermédiaire dans le socle antécambrien entre la Meseta ibérique et les régions sud-Armoricaïnes. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 278, 1809-1812.
- PEUCAT J.J., 1977. - Geochronology of glaucophane schists from île de Groix, South Brittany, France. 5th ECOG, Pisa, 0-8.
- PEUCAT J.J. & COGNE J., 1977. - Geochronology of some blueschists from île de Groix, France. *Nature*, London, 268, 131-132.
- PEUCAT J.J., LE METOUR J. & AUDREN Cl., 1978. - Arguments géochronologiques en faveur de l'existence d'une double ceinture métamorphique d'âge siluro-dévonien en Bretagne Méridionale. *Bull. Soc. Geol. Fr. Paris*, 7, 20, 2, 163-167.
- PEUCAT J.J. & BOSSIERE G., 1978. - Mise en évidence d'un plutonisme paléozoïque inférieur en Grande Kabylie (Algérie). 6è RAST, Orsay, 308-308.
- PEUCAT J.J., 1979. - Interpretation of Rb-Sr rocks slabs ages from migmatites of the Armorican Massif, France. 6th ECOG, Lillehammer, Norway.
- PEUCAT J.J., CHARLOT R., MIFDAL A., CHANTRAINE J. & AUTRAN A., 1979. - Definition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne Centrale : étude Rb-Sr de granites du domaine centre Armoricain. *Bulletin du B.R.G.M., N° Spécial "Colloque 80"*. Orléans, 1, 4, 1979, 349.
- PEUCAT J.J. & BOSSIERE G., 1981. - Ages Rb-Sr sur micas du socle métamorphique Kabyle (Algérie) : mise en évidence d'événements thermiques alpins. *Bull. Soc. Geol. Fr. Paris*, (7) XXIII, 5, 77-85.
- PEUCAT J.J., HIRBEC Y., AUVRAY B., COGNE J. & CORNICHE J., 1981. - Late Proterozoic Zircon ages from a basic-ultrabasic complex : A possible Cadomian orogenic complex in the Hercynian belt of Western Europe. *Geology*, Boulder, 9, 169-173.
- PEUCAT J.J., CABY R., TISSERAND D. & CLAUER N., 1981. - Occultation of a metamorphic event by the U-Pb zircon dating method in the East Greenland Caledonides. *Terra Cognita*, Orsay, 1, 2, sous-pressé and ECOG 7.
- PEUCAT J.J., VIDAL Ph., GODARD G. & POSTAIRE B., 1982. - Precambrian U-Pb zircon ages of eclogites and garnet pyroxenites from South Brittany (France) : an old oceanic crust in the West European Hercynian belt. *Earth Plan. Sc. Lett.*, sous presse.
- PERRY E.A. & TUREKIAN K.K., 1974. - The effects of diagenesis on the redistribution of strontium isotopes in shales. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 929-935.
- PHILPOTTS J.A. & SCHNETZLER C.C., 1972. - Large trace cation partitioning in igneous processes. 24è Congrès géologique international. Section 10, 51-59.
- PIDGON R.T. & COMPSTON W., 1965. - The age and origin of the Cooma granite and its associated metamorphic zones, New South Wales. *J. Petrol.*, 6, 193-222.
- PIDGON R.T., O'NEIL J.R. & SILVER L.T., 1966. - Uranium and lead isotopic stability in a metamict zircon under experimental hydrothermal conditions. *Science*, 154, 1538-1540.
- PIDGON R.T., KOPPEL V. & GRUNENFELDER M., 1970. - U-Pb isotopic relationships in zircon suite from a para and orthogneiss from the Ceneri-zone, Southern Switzerland. *Contr. Mineral. Petrol.*, 26, 1-11.
- PIDGON R.T., O'NEIL J.R. & SILVER L.T., 1973. - Observations on the crystallinity and the U-Pb system of a metamict Ceylon zircon under experimental hydrothermal conditions. *Fortschr. Mineral.*, 50, 118.
- PIDGON R.T. & JOHNSON M.R.W., 1974. - A comparison of zircon U-Pb and whole-rock Rb-Sr systems in three phases of the Carn Chuinnéag granite. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 24, 105-112.

- PIDGEON R.T. & AFTALION M., 1978. - Cogenetic and inherited zircon U-Pb systems in granites : Paleozoic granites of Scotland and England. In crustal evolution in Northwestern Britain and adjacent regions. *Geol. J. Spec.*, Issue N° 10, 183-220.
- PIN C., 1979. - Geochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques antéstéphanien- niennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif Central). Thèse; Montpellier, 205p.
- PLAINE J., PEUCAT J.J., JEGOUZO P., & MORZADEC-KERFOURN M., 1981. - Carte géologique à 1/50 000, Pont-Croix. Carte géologique et légende, 48p, ed. B.R.G.M.
- POOLDERVAART A., 1956. - Zircons in rocks 2. Igneous rocks. *Am. J. Sc.*, U 254, 521-554.
- POSTAIRE B., VIDAL Ph. & PEUCAT J.J., 1981. - Uranium-lead isotopic study of some high grade metamorphic rocks from the hercynian belt. European Union of Geosciences Meeting, 1st, Strasbourg, M28, 99-99.
- PUPIN J.P., 1976. - Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse d'état, Nice, 394p.
- PURDY J.W. & JAGER E., 1976. - K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps. *Memorie dell'Universita di Padova*, Vol. XXX, 31p.
- QUINQUIS H., 1980. - Schistes bleus et déformation progressive. L'exemple de l'île de Groix (Massif Armoricaïn). Thèse de 3ème cycle, Rennes, 145p.
- QUINQUIS H. & CHOUKROUNE P., 1981. - Les schistes bleus de l'île de Groix dans la chaîne hercynienne, implications cinématiques. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7, XXIII, N° 4, 409-418.
- REX D.C., GLEDHILL A. & HIGGINS A.K., 1977. - Precambrian Rb-Sr isochron ages from the crystalline complexes of inner Forsblads Fjord, East Greenland fold belt. *Rap. Grønlands Geol. Unders.*, 85, 122-126.
- RILEY G.H. & COMPSTON W., 1962. - Theoretical and technical aspects of the Rb-Sr geochronology. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 26, 1255-1281.
- RODDICK J.C. & COMPSTON W., 1977. - Strontium isotopic equilibration : a solution to a paradox. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 34, 238-246.
- SAGGERSON E.P. & TURNER L.M., 1980. - Distribution of regional metamorphism in Africa. *Geol. Rundschau*, 69, 3, 745-756.
- SATIR M., 1975. - Die Entwicklungsgeschichte der westlichen hohen Tauern und der Suedlichen Oetztalmasse auf grund radiometrischer altersbestimmungen. *Memorie dell'Universita di Padova*, XXX, 82p.
- SATIR M. & MORTEANI, 1978. - Kaledonische, hercynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen und Geochronologischen untersuchungen. *Geol. Rundsch.* 68, 1-40.
- SCHENCK V., 1980. - U-Pb and Rb-Sr radiometric dates and their correlation with metamorphic events in the granulite-facies basement of the Serre, Southern Calabria (Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 23-38.
- SCHWEICKERT R.A., ARMSTRONG R.L. & HARAKAL J.E., 1980. - Lawsonite blueschist in the Northern Sierra Nevada, California. *Geology*, 8, 27-31.
- SHESTAKOV G.I., 1972. - Diffusion of lead in monazite, zircon, sphene and apatite. *Geochim. Intern.*, 801-807.
- SILVER L.T., 1962. - The use of cogenetic uranium lead isotopic systems in zircons in geochronology. In radioactive dating. *I.A.E.A., Athens*, 279-287.
- SILVER L.T. & DEUTCH S., 1963. - Uranium lead isotopic variations in zircons : a case study. *J. Geol.*, 71, 721-758.
- SOMMERAUER J., 1974. - Trace element distribution patterns and the mineralogical stability of zircon an application for combined electron microprobe techniques. *Proc. vol. 4 Electron Microscopy Soc. of Southern Africa*.
- STEIGER R.H. & WASSERBURG G.J., 1966. - Systematics in the Pb208 - Th232, Pb207 - U235, and Pb206 - U238 systems. *J. Geophys. Res.*, 71, 6065-6090.
- STEIGER R.H., SOPTRANOVA G.H., ZIMMERMANN E. & HENRIKSEN M., 1976. - Isotopic age and metamorphic history of the Banded Gneiss at Danmaskshaum, East Greenland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 57, 1-24.
- STEIGER, R.H. & JÄGER E., 1977. - Subcommittee on Geochronology : convention to use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 36, 359-362.
- STEIGER, R.H., HANSEN B.T., SCHULER Ch., BÄR M.T. & HENRIKSEN N., 1979. - Polyorogenic nature of the Southern Caledonian fold belt in East Greenland : an isotopic age study. *J. Geol.*, 86, 475-495.

- STERN T.W., GOLDICH S.S. & NEWELL M.F., 1966. - Effects of weathering on the U-Pb ages of zircon from the Morton gneiss, Minnesota. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 1, 369-371.
- SUPPE J. & ARMSTRONG R.L., 1972. - Potassium-argon dating of Franciscan metamorphic rocks. *Am. J. of Sc.*, 272, 217-233.
- THIEBAUT J., 1951. - Etude géologique des terrains métamorphiques de Grande Kabylie. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 5ème série, 6, 175.
- TILTON G.R., 1960. - Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. *J. Geophys. Res.*, 65, 2933-2945.
- TILTON G.R. et GRUNENFELDER M., 1968. - Sphene : uranium-lead ages. *Science*, 159, 1458-1461.
- TRIBOULET C., 1974. - Les glaucophanites et roches associées de l'île de Groix (Morbihan, France) : étude minéralogique et pétrogénétique. *Contr. Mineral. Petrol.*, 45, 65-90.
- TRIBOULET C., 1977. - Stabilité et relations de phases dans le système expérimental $M_2O - Al_2O_3 - MgO - SiO_2 - H_2O$. Applications à la pétrologie des glaucophanites et des roches qui leur sont associées. Thèse d'état, Paris, 134.
- TUGARINOV A.I. et BIBIKOVA E.V., 1978. - Some examples of dating metamorphic rocks by the Pb-U method. In *Int. Conf. of Geochronology. Geol. Surv. Open-File report*, 437-439.
- TURNER D.L. & FORBES R.B., 1976. - K-Ar studies in two deep basement drill holes : a new geological estimate of argon blocking temperature for biotite (Abstract), *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 57, 353.
- ULRYCH T.J., 1963. - Discordant lead uranium ages due to continuous loss of lead. *Nature*, 200, 561-562.
- VELDE B., 1972. - The origin of some granulite facies rocks from the Baie d'Audierne, Finistère. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, C, IV, 2, 91.
- VERSHURE R.H., ANDRIESSEN P.A., BOELRIGK N.A., HEBEDA E.H., MAIJER C., PRIEM H.N. & VERDURMEN E.A., 1979. - On the thermal stability of Rb-Sr and K-Ar biotite systems : evidence from coexisting Sveco norwegian (ca 870 Ma) and Caledonian (ca 400 Ma) biotites in s w Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74, 245-252.
- VIDAL Ph., 1972. - L'axe granitique de Moëlan-Lanvaux (sud du Massif Armoricain) : mise en évidence par la méthode Rb-Sr de trois épisodes de plutonisme pendant le Paléozoïque inférieur. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, C, IV, 2, 75-89.
- VIDAL Ph., 1973. - Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du sud du Massif Armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr. Paris*, (7), XV, 239-245.
- VIDAL Ph., 1980. - L'évolution polyorogénique du Massif Armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 21, 162p.
- VIDAL Ph., PEUCAT J.J. & LASNIER B., 1980. - Dating of granulites involved in the Hercynian fold-belt of Europe : an example taken from the granulite facies orthogneisses at La Picherais, Southern Armorican Massif, France. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72, 283.
- VIDAL Ph., AUVRAY B., CHARLOT R. & COGNE J., 1981. - Precambrian relicts in the Armorican Massif : their age and role in the evolution of the Western and Central european Cado-mian-Hercynian belt. *Precambrian Research*, 14, 1-20.
- VITRAC A. & ALLEGRE C.J., 1971. - Datation 87 Rb/86 Sr du granite profond du Canigou et de l'Agly (Pyrénées Orientales, France). *C. R. Acad. Sc., Paris*, 273, 2411.
- VITRAC-MICHARD A., 1975. - Chronologie et développement d'une orogénèse, exemple des Pyrénées Orientales. Thèse, Paris, 142p.
- WAGNER G.A., REIMER G.M. & JÄGER E., 1977. - Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb-Sr and K-Ar dating : the uplift and cooling history of the Central Alps. *Mém. Ist. Géol. Min. Univ. Padova*, XXX, Italy.
- WASSERBURG G.J., 1963. - Diffusion processes in lead-uranium systems. *J. Geophys. Res.*, 68, 4823-4846.
- WASSERBURG G.J., ALBEE A.L. & LAMPHERE M.A., 1964. - Migration of radiogenic strontium during metamorphism. *J. Geoph. Res.*, 69, 20, 4395-4401.
- WATSON E.B., 1981. - Diffusion in magmas at depth in the earth : the effects of pressure and dissolved H_2O . *Earth Planet. Sc. Lett.*, 52, 291-301.
- WETHERILL G.W., 1956. - Discordant uranium-lead ages I. *Trans. Geophys. Union*, 37, 320-326.
- WETHERILL G.S., 1963. - Discordant uranium-lead ages, II, Discordant ages resulting from diffusion of lead and uranium. *J. Geophys. Res.*, 68, 2957-2965.
- WILLIAMS I.S., 1978. - U-Pb evidence for the pre-emplacement history of granitic magmas, Berridale Batholith, Southeastern Australia. *Geol. Survey Open-File Report*, 78 701, 455-570.
- YORK D., 1966. - Least-square fitting of a straight line. *Can J. Phys.*, 44, 1079.
- ZARTMAN R.E. & MARVIN R.F., 1971. - Radiometric age (Late Ordovician) of the Quincy, Cape Ann and Peabody granites from Eastern Massachusetts. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 937-958.

Planches photographiques

Planche 1 St Malo

- 1 à 3 *Zircons du granite symmétamorphe de la pointe de Garel* (p. 40). Ils sont automorphes, sans coeur ancien visible. Ils datent, en intercept haut dans le diagramme concordia, le métamorphisme à 541 ± 5 M.A.
- 4 à 5 *Zircons détritiques du gneiss calcosilicaté du Minihic* (p. 40) (limite de l'isograde chlorite - cordiérite). Ils sont usés et dépourvus de surcroissance métamorphique. L'intercept haut du diagramme concordia traduit l'histoire ancienne des zircons (2150 M.A.), l'intercept bas enregistre l'âge du métamorphisme à 536 ± 14 M.A.
- 6 à 10 *Zircons détritiques du gneiss à sillimanite de la Richardais* (p. 41). Du zircon recristallise en surcroissances (6 à 9) autour des minéraux détritiques. Cela se traduit aussi par un refacettage des cristaux (10).
A la perte épisodique vers 540 M.A., subie par les zircons détritiques se surimpose une diffusion continue du Pb^* hors des surcroissances, ce qui se traduit par un abaissement de l'intercept bas qui postdate alors le métamorphisme à 500 ± 10 M.A.
- 11 à 24 *Zircons du granite d'anatexie de St Briac* (p. 42).
11 à 15, zircons automorphes, sans traces visibles de coeur ancien.
16 à 24, zircons à coeurs visibles (les structures internes des zircons 18 et 19 correspondent peut être à un zonage magmatique marqué plutôt qu'à des coeurs anciens).
Dans le diagramme concordia, les fractions les plus riches en uranium contiennent une très faible quantité de Pb^* hérité ce qui a pour effet de translater la discordia vers la droite et de définir en intercept haut un âge trop ancien (555 M.A.). Les fractions les plus grosses contiennent une plus forte quantité de Pb hérité et sont en dehors de cet alignement. Il s'agit d'un modèle complexe.

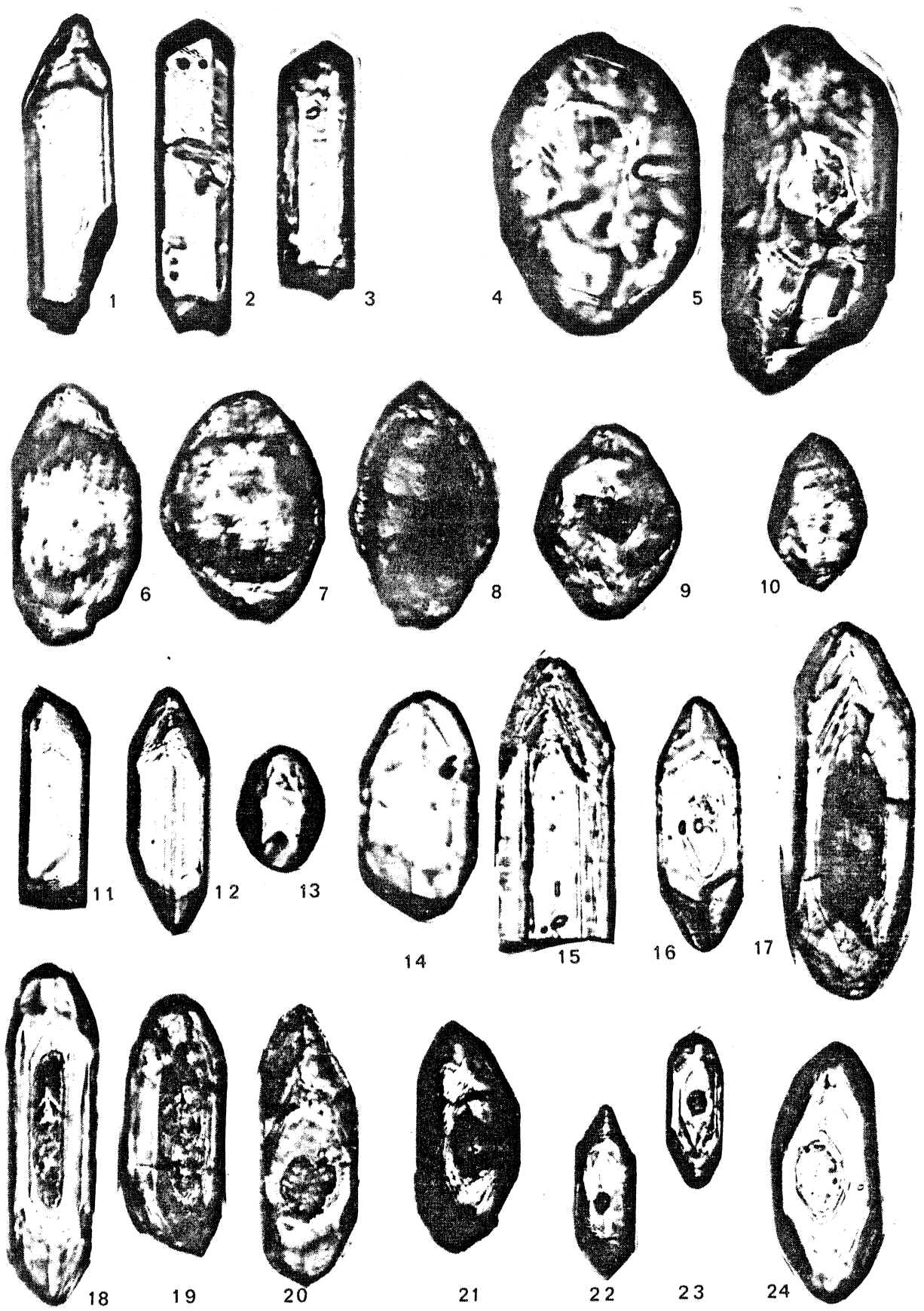


Planche 2 Bretagne Sud - Groix

- 1 à 4 *Zircons détritiques d'un gneiss non mobilisés du Grand Rohu (p. 53).*
 Les cristaux sont plus ou moins usés et témoignent d'une histoire antémétamorphique complexe (coeurs + surcroissances zonées). Il n'y a pas de surcroissances métamorphiques. L'intercept haut est de 1700 M.A. et l'intercept bas $403 \pm \frac{15}{12}$ M.A. qui est l'âge du premier épisode de métamorphisme.
- 5 à 8 *Zircons détritiques de la métatexite de Pont Sal (p. 54).*
 En général assez usés, les cristaux ne sont pas entourés de surcroissances métamorphiques visibles. L'âge ancien obtenu par l'intercept haut est de 2300 M.A. et le métamorphisme est enregistré à 419 ± 32 M.A.
- 9 et 10 *Zircons de la diatexite de Tréauray (p. 55).*
 Les zircons sont automorphes et sans trace d'usure. Il s'agit probablement d'un orthogneiss ordovicien migmatisé. Un âge de 466 ± 12 M.A. est obtenu en intercept haut.
- 11 à 16 *Zircons du granite d'anatexie de Ste Anne d'Auray (p. 55).*
 Les zircons sont automorphes et ne contiennent pas de coeurs anciens reconnaissables contrairement aux granites d'anatexie du massif de St Malo. L'intercept haut de 372 ± 24 M.A. correspond à l'âge Rb-Sr du granite.
- 17 à 19 *Zircons détritiques du gneiss albitique de l'île de Groix (p. 75).*
 Ce sont des cristaux très corrodés, leur âge ancien (intercept haut) est de 1800 M.A. et l'intercept bas de 400 M.A. est l'âge minimum du métamorphisme du H.P.-B.T..

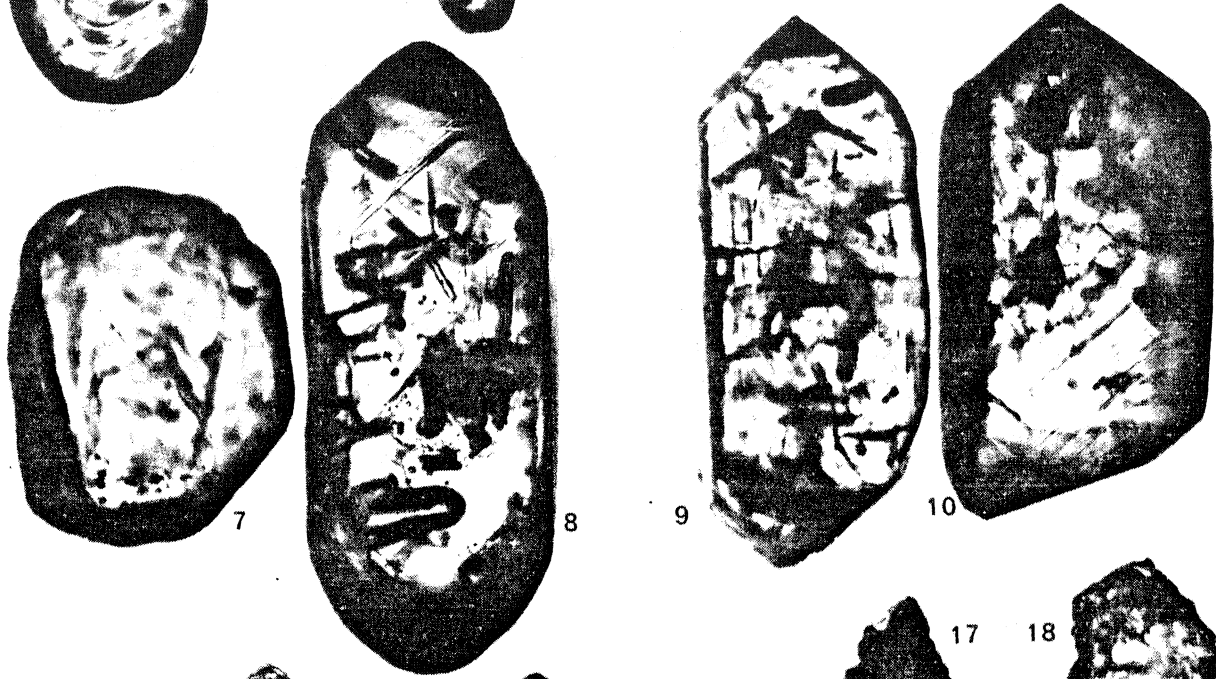


Planche 3 Baie d'Audierne

- 1 à 5 *Zircons détritiques du micaschiste de Trunvel (p. 83).*
Ce sont des cristaux usés, l'âge ancien se traduit par un intercept haut à 2200 M.A. et l'intercept bas à 425 ± 70 M.A. correspond à l'âge du métamorphisme.
- 6 à 12 *Zircons de la leptynite à disthène et grenat de Ty-Lan (p. 84).*
Cette leptynite est l'équivalent de l'orthogneiss de Languidou mais elle a subi un épisode de haute pression. Il en résulte une transformation morphologique, les zircons s'arrondissent, mais aucune modification du système isotopique U-Pb n'est quantifiable. Les zircons contiennent une faible quantité de Pb^* hérité (intercept haut à 2450 M.A.) l'âge du granite est préservé et marqué à 480 ± 8 M.A.
- 13 à 17 *Zircons de l'orthogneiss de Languidou (p. 85).*
Contrairement au cas précédent, les zircons ont conservé leurs caractères automorphes dans le faciès amphibolite. Quelques coeurs anciens (16-17) contiennent probablement le Pb^* hérité qui se traduit par un intercept haut à 2450 M.A.. L'intercept bas à 470 ± 7 M.A. correspond à l'âge du granite.

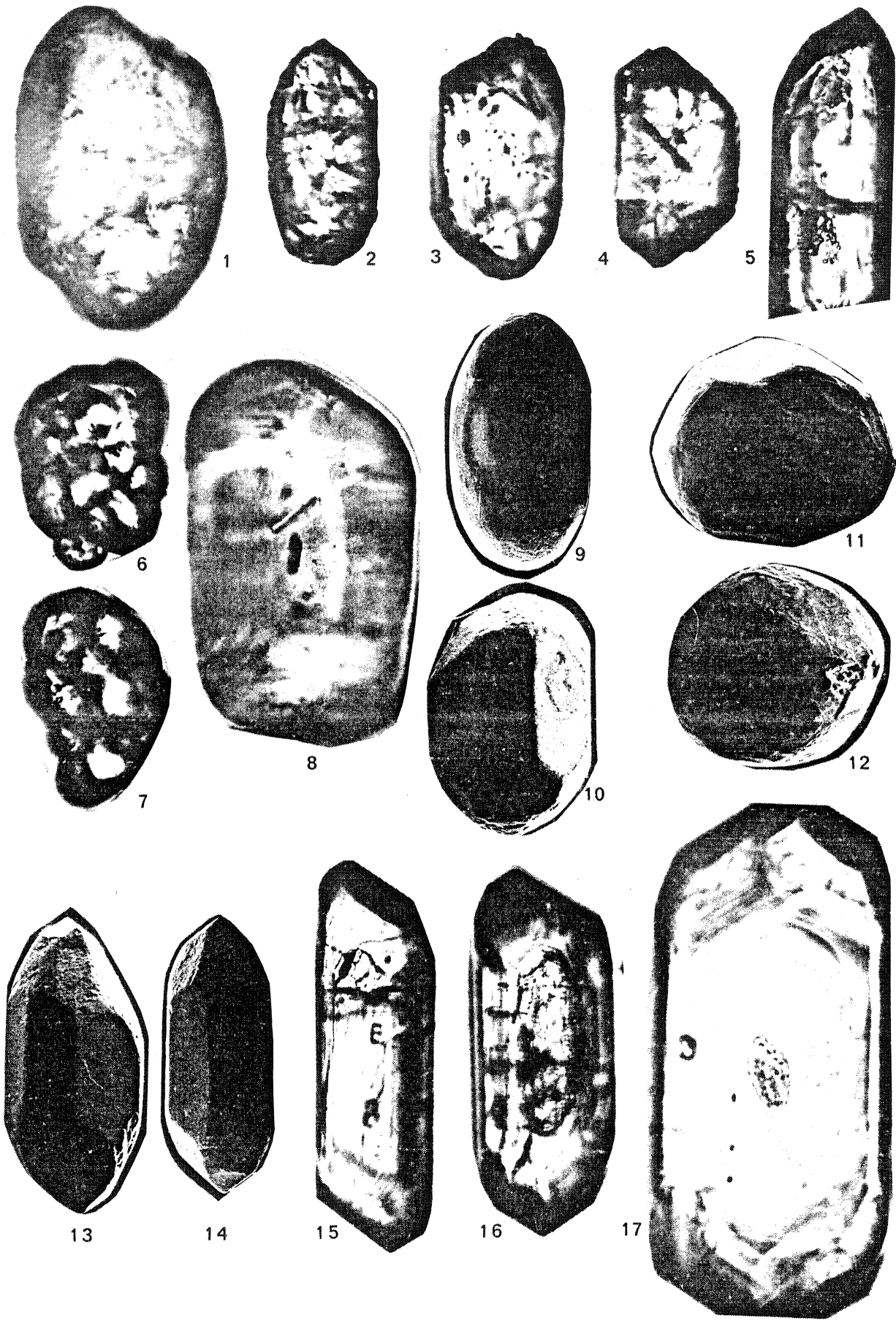


Planche 4 Baie d'Audierne : roches basiques et ultrabasiqnes

1 à 6 *Zircons de la pyroxénite à grenat du Mëot* (p. 86).

1 à 4 - Zircons plus ou moins arrondis dans la haute pression (M.E.B.), quelques faces cristallines sont encore visibles.

5 a et b - Zircons en section, un zonage irrégulier d'éléments traces apparaît en catholuminescence (photo B. Lasnier).

6 - détail du zircon 2 (M.E.B.), le zircon est "troué" comme les zircons des kimberlites (pitted zircons). L'âge du protolithe est préservé (1250 M.A.) et l'âge du métamorphisme enregistré (intercept bas) à 384 ± 6 M.A.

7 à 15 *Zircons de la serpentinite de Ty-Lan* (p. 86).

Les zircons sont parfois subautomorphes (9 et 11) ; ils sont souvent arrondis avec une surface corrodée.

La photo 7 correspond au détail du zircon 8 et montre à nouveau une surface perforée. Les zircons sont anciens (plus de 840 M.A.) ; ils ont probablement une histoire paléozoïque équivalente de celle des pyroxénites à grenat, mais perturbée par une histoire ultérieure (serpentinisation ?).

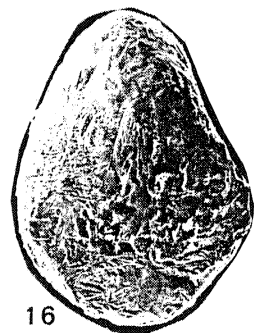
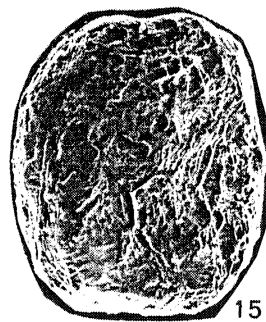
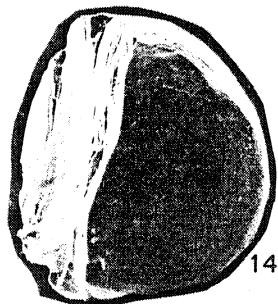
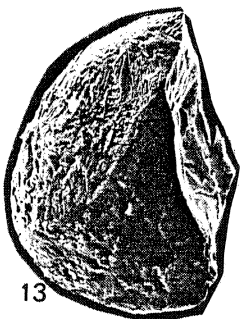
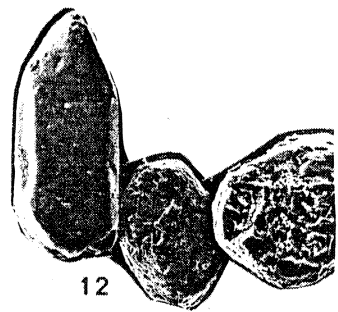
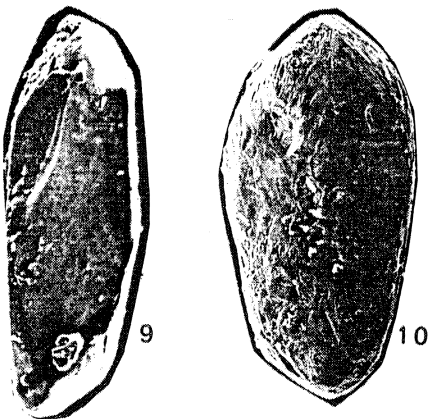
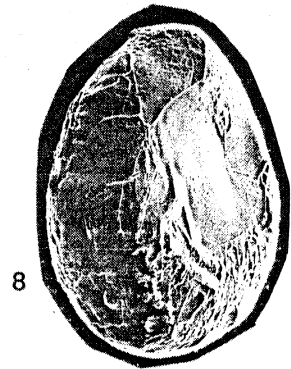
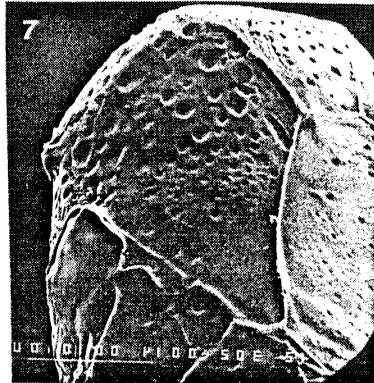
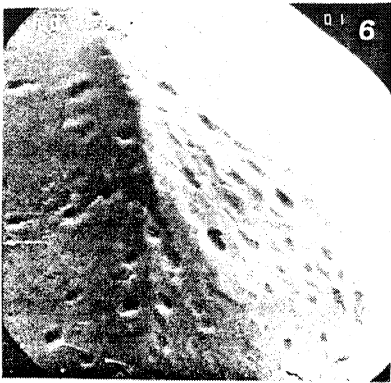
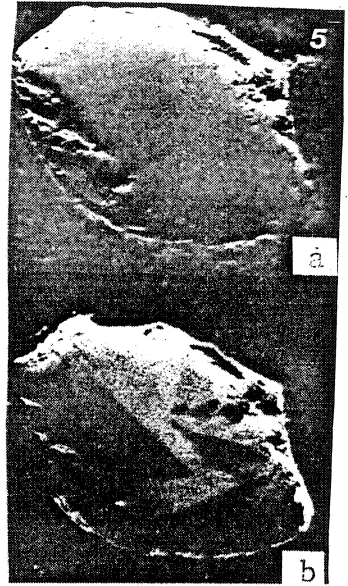
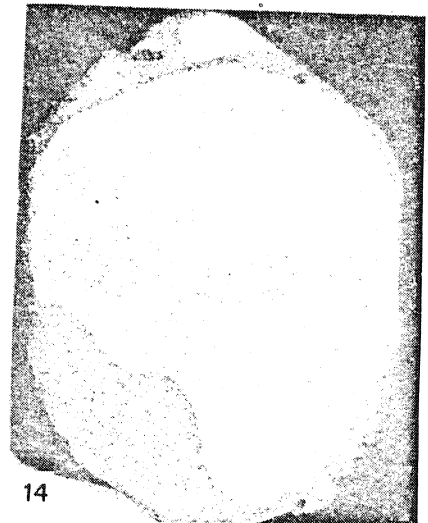
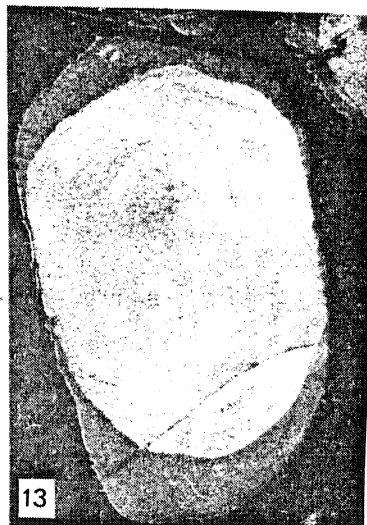
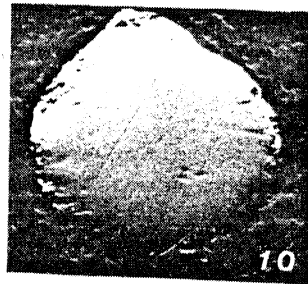
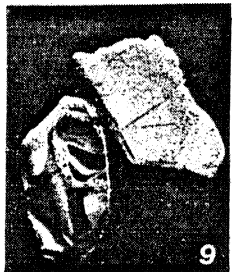
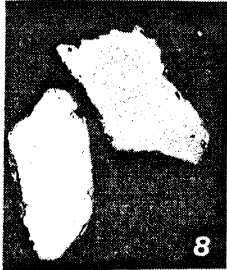
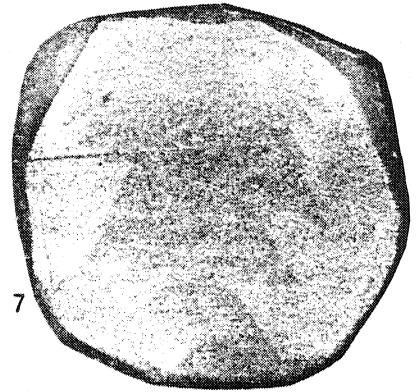
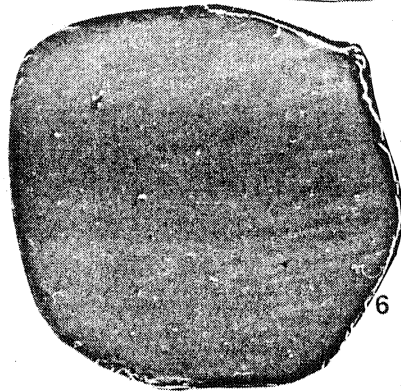
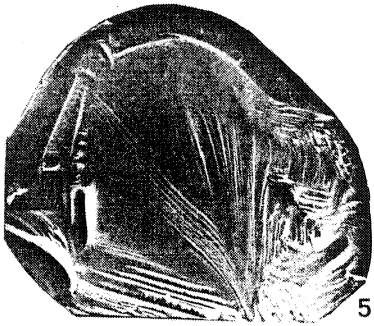
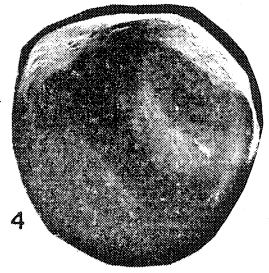
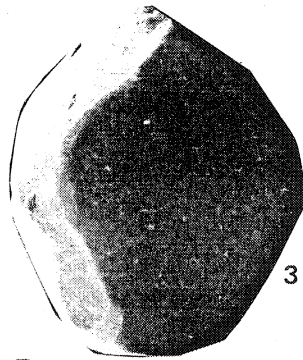
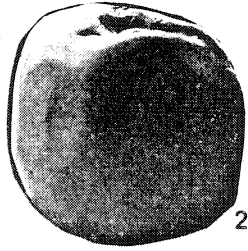
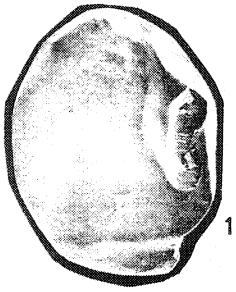


Planche 5 Eclogites de Vendée

1 à 5 Zircons arrondis, des faces cristallines sont souvent préservées (M.E.B.). Le zircon cassé (5) est bordé (partie supérieure) d'une surcroissance.

6 et 7, 8 et 9, 10 et 11, 12 et 13, 14. Zircons en sections (photos B. Lasnier). Electrons rétro-diffusés et catholuminescence. Les zonages et les surcroissances ne sont visibles qu' en catholuminescence. Le zonage peut être irrégulier (7 - 9 - 14) ou concentrique (13). Le coeur du zircon 10-11 possède des faces cristallines nettes.

Le système U-Pb de ces zircons date le protolithe basique à 1300 M.A. et l'éclogitisation à 436^{+15}_{-12} M.A. (p. 87).



1 à 7

Zircons de la granulite basique (p. 96).

Les zircons sont constitués de coeurs souvent de couleur foncée; ils sont fortement zonés et probablement riches en U. Les surcroissances sont, au contraire, de couleur claire, finement zonées aux pointes arrondies (6 et 7) qui témoignent de conditions de H.P.. Les surcroissances limitent les pertes de Pb hors de coeurs (effet de bouclier). On observe des fractures dans les surcroissances qui sont dues aux dommages radioactifs des coeurs riches en U (2).

Coeurs et surcroissances sont de même âge (1900 M.A.). L'effet de bouclier fait que les zircons sont subconcordants dans le diagramme U-Pb.

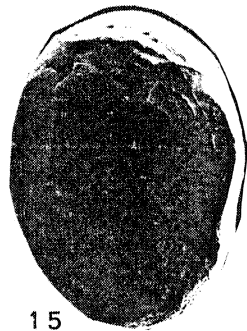
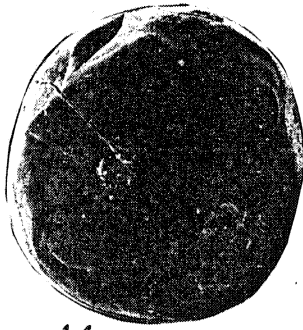
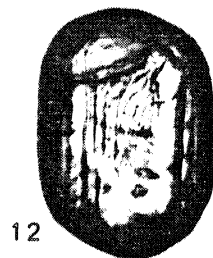
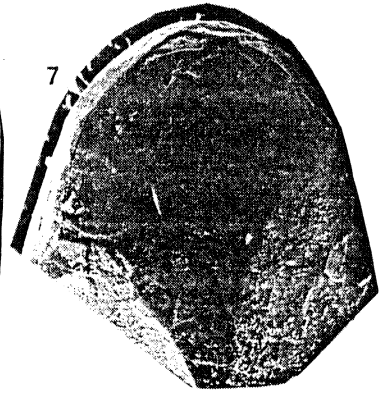
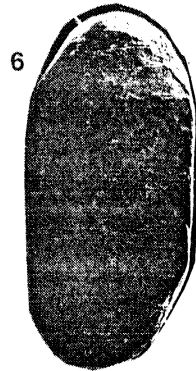
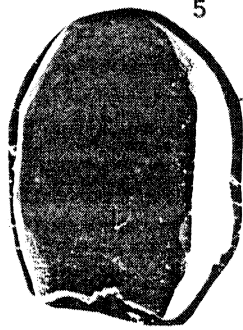
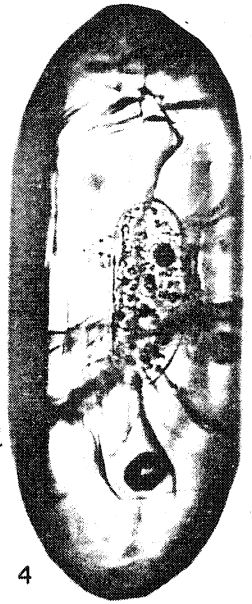
8 à 15

Zircons de l'anorthosite (p. 96).

Ils sont composés de deux types.

L'un est constitué de cristaux allongés, subautomorphes, fortement zonés, bruns et riches en U (8 et 9), l'autre de cristaux arrondis, clairs et pauvres en U (10 à 15) et finement zonés (12).

Ces deux générations sont âgées de 1900 M.A.. Les zircons les plus gros sont les plus riches en U, cela se traduit dans le diagramme concordia par une inversion des relations taille - degré de discordance, les zircons les plus gros sont ici les plus discordants.



14

15

8

Planche 7

Groenland

- 1 à 5 *Zircons détritiques usés. Isograde de la chlorite du métamorphisme calédonien (p. 114).*
Ils sont ronds et dépourvus de surcroissance métamorphique.
Dans le diagramme concordia, l'intercept haut est à 2500 M.A. et l'intercept bas à 1100 M.A.. Le métamorphisme calédonien n'est pas enregistré.
- 6 à 8 *Zircons détritiques usés. Isograde de la sillimanite (p. 114).*
idem légende de l'isograde de la chlorite.
- 9 à 11 *Zircons détritiques. Zone anatectique (p. 115).*
Des surcroissances cristallisent sur les cristaux détritiques arrondis. Les cristaux sont refacettés, cela se traduit dans le système U-Pb par un mélange entre les zircons anciens et les zircons calédoniens. L'âge de 400 M.A. est alors enregistré en intercept bas.

