

NOUVEAUX RÉSULTATS GÉOCHRONOLOGIQUES
OBTENUS PAR LA MÉTHODE U-Pb SUR DES ZIRCONS
DES MONTS SÖR-RONDANE (ANTARCTIQUE)

par P. PASTEELS et J. MICHOT

081
P 268
n°7
cop. 2

Extrait des Annales de la Société Géologique de Belgique

Tome 91 - 1968 - Fascicule III

novembre 1968

081
P 268
n°7
cop. 2

UNIVERSITAS BRUXELLENSIS

NOUVEAUX RÉSULTATS GÉOCHRONOLOGIQUES OBTENUS PAR LA MÉTHODE U-Pb SUR DES ZIRCONS DES MONTS SÖR-RONDANE (ANTARCTIQUE) (*)

par P. PASTEELS (1) et J. MICHOT (2)

(4 figures dans le texte)

SUMMARY

Geochronological results on zircons extracted from intrusive, metamorphic and migmatitic rocks of the Sör-Rondane Mountains, Queen Maud Land, are presented and discussed in the light of the available geological informations. Whenever possible, the measurements have been performed on two zircon fractions of different magnetic susceptibilities and radioactivities recovered from the same rock sample. In the particular case of a granitic gneiss, it is believed that the more magnetic zircon fraction is enriched in zircon formed during the anatectic stage, compared to the less magnetic fraction which is predominantly detrital. In the case of igneous rocks, even of supposed anatectic origin, all the zircons seem to belong to a single generation.

A post-tectonic igneous suite including gabbros, orthoclase-bearing monzonites, granites and pegmatites, is dated at 520 ± 20 m. y. There is a suggestion that the more basic members are slightly older than the more acidic ones. A distinct and older generation of microcline-bearing granites is dated at 600 ± 30 m. y. It includes important plutons and smaller discordant stocks, the latter being considered as anatectic. Indirectly, an age of about 650 m. y. is inferred for the anatexis itself considered as contemporaneous with the catazonal metamorphism, since the emplacement and cooling of the small discordant stocks is believed, on geological grounds, to be slightly more recent.

The detrital zircons found in three gneisses are about 950 m. y. old, those observed in a fourth gneiss, 2.700 m. y. old. In absence of observed unconformity, the most likely explanation is that the whole sedimentary sequence is younger than 950 m. y., and thus that a much older basement has been temporarily emersed in the adjoining area during the sedimentation process.

It seems worth while noticing that the three main orogenies dated in South-Eastern Africa are situated at about 600, 1.000 and 2.700 m. y. Thus, in relation with the drift hypothesis, the occurrence of detrital zircons 950 and 2.700 m. y. old, is in agreement with the reconstruction where South-Eastern Africa and Queen Maud Land are joined together as proposed by L. King and T. W. Downard, and A. Holmes.

INTRODUCTION

1. Aperçu géologique.

Les études géologiques des Monts Sör-Rondane ont été entamées dès la première Expédition Antarctique Belge 1957-1958 organisée sous l'égide du Comité belge de l'Année Géophysique Internationale et dirigée par Gaston de Gerlache de Gomery. Les premiers résultats (Mission J. Giot et E. Picciotto, été 1958) intéressaient la

(*) Communication présentée durant la séance du 5 mars 1968. Manuscrit reçu le 2 avril 1968.

(1) Chargé de Recherches du Fonds National de la Recherche Scientifique.

(2) Laboratoires de Minéralogie et de Pétrologie de l'Université Libre de Bruxelles.



partie orientale de la chaîne (E. Picciotto et al., 1960 ; J. Michot, 1962, 1963 ; E. Picciotto et al., 1966) : ils ont été complétés dans la suite à l'occasion de missions réalisées dans la partie occidentale et dépendant des expéditions suivantes, en 1958-1959 et 1959-1960 par T. Van Autenboer (T. Van Autenboer et al., 1963), en 1964-1965 (Raid d'été T. Van Autenboer, J. Hoogewijs (radio), J. Michot, R. Souchez, J. Zijderveld) par J. Michot (J. Lavreau, J. Michot et R. Souchez, 1967), en 1965-1966 par K. Naert (K. Naert, 1968).

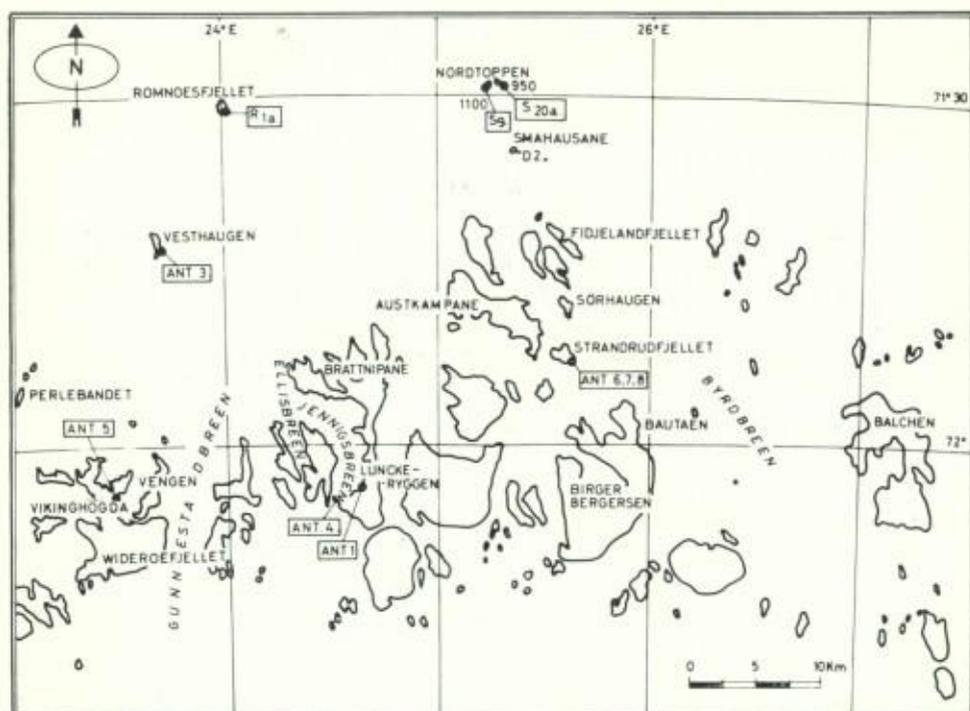


Fig. 1

Sør-Rondane — Terre de la Reine Maud (d'après la carte du Norsk Polarinstitut, 1959).
 ● S 20a, etc. : localisation des échantillons prélevés pour l'étude géochronologique.
 La nature des échantillons est spécifiée dans le Tableau I. Le sigle correspondant à chacun d'entre eux est repris dans le texte.

L'ensemble des informations ainsi rassemblées a permis de dégager les traits importants qui caractérisent les Monts Sør-Rondane. La chaîne proprement dite y apparaît comme essentiellement constituée d'un important complexe métamorphique où l'on peut distinguer une unité septentrionale d'aspect lité d'une autre méridionale beaucoup plus homogène. Une série de massifs éruptifs, à caractère intrusif, forment quelques pointements jalonnant la limite entre ces deux unités, du moins dans leur partie occidentale ; ils constituent en outre les nunataks qui émergent localement des glaces au nord de la chaîne.

Le complexe métamorphique.

Ce complexe est caractérisé du point de vue tectonique, par un type de défor-

mation à caractère isoclinal, marqué localement par de nombreux plissements à plans axiaux E-W et à pendage d'environ 50° sud. Cette texture est très souvent reprise par une seconde déformation à plans axiaux verticaux orientés N-S. Des zones mylonitiques importantes, de disposition SO-NE, s'y superposent également.

Du point de vue lithologique, deux unités principales participent à sa constitution. La première, au nord, est caractérisée par une série de gneiss de types divers, lités à rubano-lenticulaires, de composition granitique (Strandrudfjell, ANT 7) (*) à granodioritique (Strandrudfjell, ANT 8), dans lesquels s'intercalent des lits ou lentilles amphibolo-biotitiques, des amphibolites et des roches à silicates calciques, associées par endroits à des niveaux de calcaire cristallin. Certaines masses, essentiellement granitiques, apparaissent sous un aspect migmatitique à caractère embréchitique (embréchite de Vikinghögda, ANT 5). D'autres, des gneiss grisâtres biotitiques, sont parsemées de trainées quartzofeldspathiques irrégulières, grossièrement recristallisées, révélant les traces d'une mobilisation naissante, parfois plus largement développée, allant jusqu'à donner lieu à la formation d'agmatites dans lesquelles le gneiss encaissant est disloqué en fragments de différentes tailles cimentés par le mobilisat quartzofeldspathique ou granitique. Dans certains cas, et particulièrement dans la partie orientale de la chaîne, les remobilisations ont abouti à la création de granites anatectiques (Strandrudfjell, ANT 6).

La seconde unité, au sud, forme les massifs épaulant la calotte glaciaire. Les gneiss qui la constituent sont plus homogènes, de teinte en général verdâtre, de composition dioritique, tonalitique (Lunckeryggen, ANT 4) ou gabbroïque et renferment d'épaisses masses d'amphibolites.

Une étude pétrographique récente (K. Naert, 1968) comparant les associations métamorphiques régionales des deux unités a permis de mettre en valeur une variation des faciès minéraux passant du nord au sud, du faciès catazonal supérieur au faciès mésozonal supérieur.

Les deux unités sont séparées l'une de l'autre par une zone à caractère mylonitique comprenant localement des niveaux de brèches tectoniques (Smålegga, Ellis Ridge) (K. Naert, 1968) et soulignée à certains endroits par des massifs éruptifs : le massif des Skuas (Wideröefjellet) et les massifs granitique (Lunckeryggen, ANT 1) et syénitique de Lunckeryggen.

Les massifs éruptifs.

Ces massifs apparaissent en deux endroits de la chaîne ; soit comme il vient de l'être souligné, dans une zone de dislocation séparant les deux unités métamorphiques distinguées (granite des Skuas, granite et syénite de Lunckeryggen) ; soit sur la bordure nord de cette chaîne sous la forme des nunataks à composition granitique (Romnoesfjellet, R1a ; Perlebandet ; Teltet-Vengen ; etc.), monzonotitique (Vesthaugen, ANT 3), ou encore dioritique à gabbroïque (Taggen, Nordtoppen et Småhausane). Tous ces massifs recoupent très nettement les gneiss encaissants et leur texture et en renferment des enclaves typiques (Nordtoppen, S9), caractères qui permettent d'affirmer leur postériorité par rapport aux ensembles métamorphiques et ultra-métamorphiques de la chaîne elle-même et les classent parmi les intrusions post-tectoniques (J. Michot, 1962, T. Van Autenboer et al., 1963 ; J. Lavreau et al., 1967).

Les observations géologiques actuelles sont insuffisantes pour appuyer l'hypothèse d'une origine commune de l'ensemble de ces roches éruptives dont le caractère

(*) Les n° entre parenthèses désignent les roches qui ont été prélevées pour l'étude géochronologique. Le lieu du prélèvement est en outre spécifié.

magmatique est néanmoins clairement exprimé. Jusqu'à présent, ces observations n'avaient pu également apporter les précisions nécessaires quant à l'époque et à la chronologie de leur mise en place.

Seuls quelques filons granitiques (Nordtoppen, S20a), à structure parfois pegmatitique, recoupant les masses basiques de Nordtoppen, ont pu être différenciés dans le temps comme représentant les dernières manifestations intrusives rencontrées dans la région étudiée.

2. Travaux géochronologiques antérieurs.

Le présent travail fait suite aux études de S. Deutsch, E. Picciotto et M. Reinharz (1961), P. Pasteels et S. Deutsch (1963), E. Picciotto, S. Deutsch et P. Pasteels (1963, 1964 et 1966) et S. Deutsch, P. Pasteels, A. Krylov, Yu. Silin, et M. G. Ravich (1964), que l'on peut résumer comme suit.

- a) Une vingtaine de mesures effectuées par la méthode Rb-Sr sur biotite livre des âges radiométriques compris entre 460 et 510 m. a. ($\lambda^{87}\text{Rb} = 1,39 \cdot 10^{-11} \text{a}^{-1}$). Il n'y a pas de relation entre ces âges radiométriques et la chronologie relative des roches telle qu'elle apparaît sur le terrain, ce qui indique un « rajeunissement » lié vraisemblablement à la remontée post-orogénique.
- b) Une muscovite prélevée dans un gneiss de l'ensemble septentrional fournit un âge radiométrique Rb-Sr de 510 m. a.
- c) Deux âges apparents Rb-Sr sur microcline de granites fins (anatectiques?) suggèrent que ce minéral a subi, comme les micas, le processus de « rajeunissement » par perte de strontium radiogénique. Ces valeurs étant imprécises, il est cependant difficile de conclure sur ce point.
- d) Des mesures Rb-Sr sur « roche totale » de ces mêmes granites permettent de leur attribuer un âge de 550 ± 50 m. a.
- e) Les résultats obtenus sur les zircons de deux roches granitiques faisant partie des masses intrusives permettent de fixer à 520 ± 20 m. a. l'âge de mise en place de ces masses. Ces données seront discutées dans ce qui suit.

Un résultat obtenu sur le zircon d'une enclave de gneiss englobée dans une roche gabbroïque intrusive (Nordtoppen) est d'interprétation moins certaine (550 m. a.). Il pourrait fixer une limite ancienne pour la mise en place de la roche magmatique.

Un âge un peu plus ancien (600 m. a.?) peut être envisagé en ce qui concerne un granite gneissique dont les conditions de gisement ne sont pas connues, l'échantillon ayant été récolté sur le glacier.

- f) Les mesures K-A effectuées sur des roches acides (« roches totales ») donnent des indications sur l'âge, inexactes par défaut. Par contre, la valeur de 470 m. a. obtenue sur une diorite quartzique semble plus correcte.

Ces différents travaux font clairement apparaître que seules les méthodes U-Pb, appliquées au zircon, et Rb-Sr, appliquées à des échantillons de « roches totales », sont susceptibles de fournir des indications complémentaires utiles. Toutefois, en ce qui concerne l'application de cette dernière méthode, il s'est avéré, dans le cas présent, que les roches dont le rapport Rb/Sr était suffisamment élevé, étaient particulièrement rares. C'est donc en vue de l'application de la méthode U-Pb au

zircon, qu'un nombre limité d'échantillons volumineux a été prélevé au cours de la campagne d'été de l'Expédition Antarctique Belgo-Néerlandaise de 1964-1965.

3. La méthode uranium-plomb appliquée au zircon.

Deux déterminations de l'âge radiométrique, indépendantes l'une de l'autre, sont possibles sur un minéral uranifère en utilisant les formules suivantes :

$$[^{206}\text{Pb rad}] = [^{238}\text{U}] (e^{\lambda_1 t} - 1) \quad (1)$$

$$[^{207}\text{Pb rad}] = [^{235}\text{U}] (e^{\lambda_2 t} - 1) \quad (2)$$

où λ_1 et λ_2 sont respectivement les constantes de désintégration de ^{238}U et ^{235}U , et où figurent entre crochets, le nombre de moles des nucléides radioactifs et radio-géniques présent dans le système.

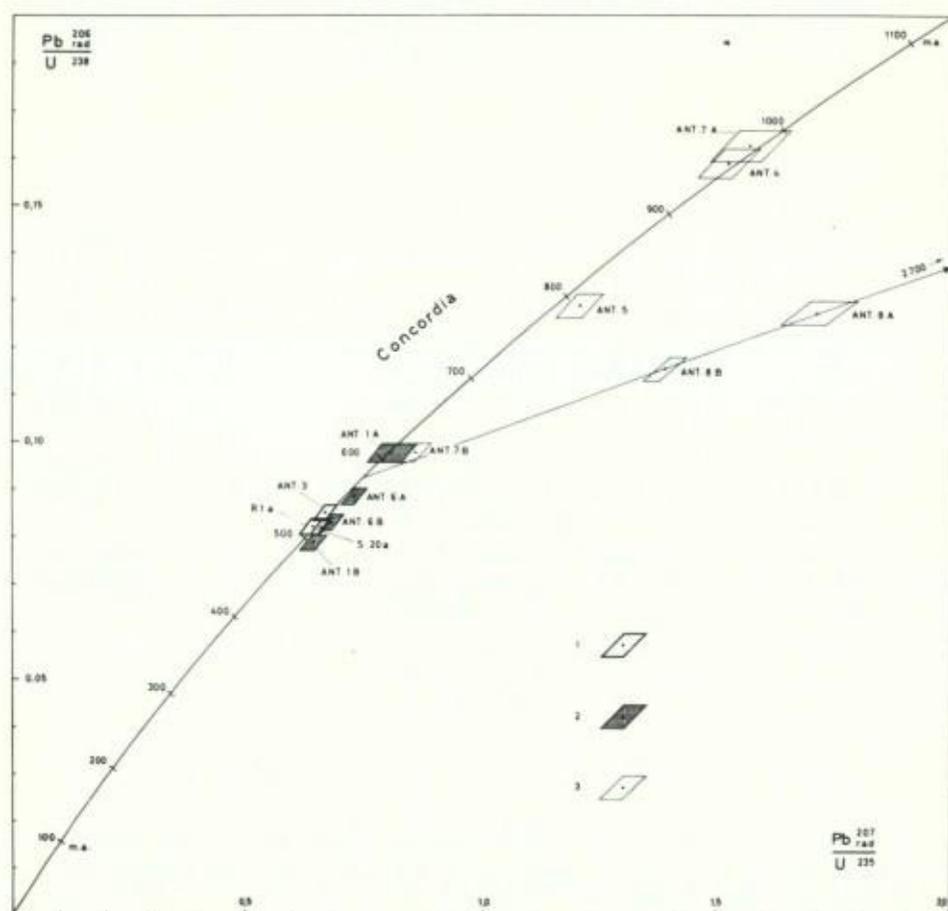


Fig. 2

Diagramme Concordia. Points expérimentaux avec leurs marges d'erreur.

1. Intrusions des nunataks (Nordtoppen, Romnoesfjell, Vesthaugen).
2. Granites à microcline (Strandrudfjell, Lunckeryggen).
3. Gneiss et migmatites (Strandrudfjell, Lunckeryggen, Vikinghögda).

Si l'on divise membre à membre ces deux équations, on constate que le rapport 207/206 du plomb radiogénique ne dépend que de t , le rapport, à l'heure actuelle, des deux isotopes de l'uranium étant constant. Outre $t_{206/238}$, $t_{206/235}$ déduits des formules (1) et (2), on peut calculer un $t_{207/206}$ à partir du rapport $[^{207}\text{Pb rad}] / [^{206}\text{Pb rad}]$.

Il est commode de discuter les « âges U-Pb », ou plus exactement, les relations isotopiques dans les systèmes U-Pb, au moyen d'un graphique où $[^{206}\text{Pb rad}] / [^{238}\text{U}]$ est exprimé en fonction de $[^{207}\text{Pb rad}] / [^{235}\text{U}]$ (fig. 2) (G. W. Wecherill, 1956).

On pourrait faire figurer en regard des échelles linéaires en rapports molaires, les valeurs de t déduites respectivement des formules (1) et (2), désignées habituellement par les symboles $t_{206/238}$ et $t_{207/235}$. On en déduit le lieu des points pour lesquels $t_{206/238} = t_{207/235}$; c'est une courbe appelée « Concordia ». Comme la formule permettant le calcul de $t_{207/206}$ se déduit des deux autres, on a nécessairement pour tout point de cette courbe $t_{206/238} = t_{207/235} = t_{207/206}$ (âges concordants). C'est le cas d'un minéral constituant un système fermé pour les nucléides considérés depuis sa cristallisation. Son rapport 207 rad/206 rad se déduit de la pente de la corde joignant son point représentatif à l'origine.

Un point situé en dehors de la courbe, du côté concave de celle-ci, correspond à une séquence d'âges discordants $t_{206/238} < t_{207/235} < t_{207/206}$, tandis que la séquence inverse correspond à un point situé du côté convexe de la courbe. Il est clair dans ces deux cas qu'il s'agit, non d'un système fermé constitué à un moment déterminé, mais au contraire d'un système ouvert, ou encore d'un mélange de systèmes d'âges différents.

Tout mélange de systèmes fermés est représenté par un point situé du côté concave de la courbe. Plus exactement, un mélange de deux systèmes fermés, âgés respectivement de t_1 et de t_2 m. a., se situe sur la corde connectant les deux points représentant ces systèmes sur Concordia. Il en est de même pour le système ayant perdu du plomb à un moment déterminé. En effet, la distribution du plomb au sein d'un système est sans importance aucune si l'on ne s'intéresse qu'à la quantité totale présente. On peut dès lors considérer que certaines parties du système ont perdu tout leur plomb, que d'autres n'ont rien perdu, ce qui ramène ce cas à celui du mélange de deux systèmes d'âges différents.

En particulier, s'il y a une perte récente de plomb, les points représentatifs se situent sur une droite passant par l'origine, ce qui correspond à un $t_{207/206}$ constant égal à l'âge vrai.

Les zircons de roches éruptives, pour lesquelles les mélanges sont exclus, sont généralement représentés par des points situés du côté concave de la courbe, ce qui paraît dès lors témoigner de pertes de plomb. L. T. Silver (1963) et L. T. Silver et S. Deutsch (1963) ont montré qu'en subdivisant un « concentré » de zircons extrait d'une roche granitique sur la base de la taille ou de la susceptibilité magnétique des grains, on peut obtenir des fractions de radioactivité différente. Sur le diagramme Concordia, les points représentatifs de toutes ces fractions s'alignent suivant une corde dont l'intersection supérieure avec la courbe fournit l'âge de la cristallisation, et l'intersection inférieure, le moment de la perte épisodique. Les points les plus proches de l'intersection inférieure correspondent aux fractions les plus radioactives, les plus métamictes, qui ont donc perdu le plus de plomb. Nous avons appliqué ce procédé chaque fois que possible, en nous limitant à l'analyse des deux fractions présentant le plus grand écart de radioactivité. Il va de soi que la question se complique dès que la présence de plus d'une génération de zircons peut être invoquée, particulièrement dans le cas des roches métasédimentaires et des migmatites.

RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX (1)

Ces résultats sont présentés aux tableaux 1 et 2 (p. 290-291).

Conformément à ce que l'on a vu plus haut, l'examen de ces tableaux permet de constater, en premier lieu, que la plus riche en uranium des deux fractions de zircons séparées à partir de la même roche, présente des t 206/238 et t 207/235 plus faibles. Dans le cas des zircons des gneiss et des migmatites, il n'est cependant pas évident que ce fait traduise une perte de plomb plus forte pour la fraction la plus radioactive et donc la plus métamictite. Cette notion n'est, en effet, valable à priori que pour les zircons des roches éruptives où la possibilité de mélange n'est guère à prendre en considération. En second lieu, on peut voir également qu'il n'existe aucune règle unique s'appliquant à tous les zircons d'une région donnée et d'un âge donné, qui lierait l'importance de la perte de plomb à la teneur en uranium. Ceci a été constaté à maintes reprises et est vérifié une fois de plus.

Dans le cas présent, à l'exception de l'échantillon ANT 8, tous les zircons à teneur en uranium faible (de l'ordre de 200 ppm U) ou moyenne (environ 600 ppm U), ont des âges radiométriques concordants, en sorte que l'âge de cristallisation est bien fixé. La perte de plomb demeure assez faible pour ANT 6A, ANT 6B, ANT 1B, qui toutes sont des fractions à teneur en uranium élevée. Avec ANT 1A, ces points définissent une corde passant par l'origine ou près de l'origine. La perte de plomb est donc récente et t 207/206 proche ou égal à l'âge vrai (600 m. a.). Quant aux zircons extraits des gneiss ANT 5, ANT 7 et ANT 8, leur cas doit être discuté à la lumière d'indications, plus évidentes, fournies par les zircons des autres roches.

Il ne sera plus fait mention dans la discussion de l'échantillon GB, dont on n'a pas pu trouver le gisement jusqu'à présent, en dépit des observations assez détaillées faites de part et d'autre du glacier où il fut récolté. Il peut s'agir d'un granite de 510 m. a. contaminé, voire d'un xénolithe de gneiss granitique plus ou moins recristallisé inclus dans un tel granite, ou encore d'un granite orienté plus ou moins contemporain des granites à microcline ANT 1 et ANT 6.

1. *Les massifs éruptifs.*a) *Les intrusions post-tectoniques des nunataks (ANT 3, R 1a, S 20a).*

On a rappelé dans l'introduction que certaines roches des massifs éruptifs affleurant dans les nunataks sont datées à 520 ± 20 m. a. (P. Pasteels et S. Deutsch, 1963; E. Picciotto, S. Deutsch et P. Pasteels, 1964 in 1966). Si l'on admet une absence totale de perte de plomb (ce qui n'est pas improbable, les pertes de plomb pour les zircons de cette région demeurant faibles, même pour ceux d'entre eux qui sont très riches en uranium), c'est plus précisément à 510-515 m. a. qu'il faut situer la consolidation des granites R 1a et S 20a. La monzonite de Vesthaugen (ANT 3), datée de la même manière à 525 m. a., paraît donc de même âge que les granites ou un peu plus ancienne. Rappelons que sur la base de la minéralogie et de la structure, J. Michot (1963) considère que cette monzonite pourrait être apparentée aux masses gabbroïques de Småhausane et de Nordtoppen. Le filon granitique S 20a, bien daté à 510 m. a. et recoupant le gabbro de Nordtoppen, fixe une limite jeune pour la consolidation de ce dernier. Si le zircon du xénolithe S 9 a perdu tout son plomb par un effet de métamorphisme de contact (G. L. Davis et al., 1963), le gabbro qui l'englobe est donc daté à 555 m. a., ce dernier chiffre constituant

(1) Les techniques mises en œuvre ont été décrites par S. Deutsch et al. (1965). Le Spectromètre de masse utilisée est un instrument Atlas CH4.

TABLEAU I

Âges radiométriques U-Pb (en millions d'années)

Échantillon n°	Nature de la roche	Localité	<i>t</i> 206/238	<i>t</i> 207/235	<i>t</i> 207/206
ANT 1 A	Granite intrusif à microcline	Lunckeryggen	607 ± 12	608 ± 25	610 ± 100
B			494 ± 10	510 ± 18	580 ± 60
ANT 3	Monzonite	Vesthaugen	526 ± 10	523 ± 16	505 ± 40
ANT 4	Gneiss tonali- tique	Lunckeryggen	960 ± 20	953 ± 25	935 ± 50
ANT 5	Embréchite	Vikinghögda	790 ± 15	814 ± 25	875 ± 45
ANT 6 A	Granite fin à microcline, ana- tectique	Strandrudfjell	552 ± 10	564 ± 17	610 ± 45
B			521 ± 10	534 ± 20	590 ± 65
ANT 7 A	Gneiss grani- tique	Strandrudfjell	979 ± 20	972 ± 35	950 ± 70
B			609 ± 12	639 ± 18	745 ± 35
ABT 8 A	Gneiss granodio- ritique	Strandrudfjell	777 ± 15	1026 ± 35	1610 ± 55
B			715 ± 15	896 ± 20	1378 ± 20
R1a (1)	Granite intrusif à orthose	Romnoesfjell	514 ± 20	518 ± 20	540 ± 10
S20a	Filon granitique dans gabbro	Nordtoppen 950	510 ± 20	508 ± 20	500 ± 30
S9	Xénolithe de gneiss dans gabbro	Nordtoppen 1100	555 ± 20	555 ± 55	550 ± 150
GB	Granite gneissi- que ; relations de terrain non connues	Gunnestadbreen	512 ± 20	524 ± 20	575 ± 10

Légende Tableau I :
 $\lambda U^{238} = 1,537 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $\lambda U^{235} = 9,72 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $U^{238}/U^{235} = 137,8$.

(1) Ce résultat et les suivants ont été publiés antérieurement (références dans le texte).

Les marges d'erreurs sur *t*207/206, pour R1a, S20a, GB, représentent l'erreur aléatoire à 90 % de confiance. Ultérieurement, on a convenu de tenir compte en outre des possibilités d'erreurs systématiques, ce qui conduit à des estimations beaucoup plus larges des marges d'erreur. Par contre, sur la base de la reproductibilité des résultats obtenus ultérieurement, nous sommes enclins à penser que les marges d'erreur sur *t*206/238 sont surestimées pour ces trois échantillons et pour S9.

TABLEAU II

Résultats analytiques U-Pb (nouvelles mesures)

Échantillon n°	U ppm ⁽¹⁾	Pb rad ppm ⁽²⁾	Proportions isotopiques par rapport à Pb ²⁰⁶			
			204	206	207	208
ANT 1 A	473	49,1	0,325	100	10,70	28,57
B	1710	142	0,232	100	9,27	24,56
ANT 3	259	25,2	0,177	100	8,29	33,97
ANT 4	179	29,1	0,178	100	9,52	18,43
ANT 5	1690	216	0,082	100	7,94	10,79
ANT 6 A	2770	242	0,121	100	7,74	18,64
B	5230	449	0,0715	100	6,96	16,51
ANT 7 A	637	105	0,108	100	8,56	15,42
B	1160	113	0,0657	100	7,32	11,00
ANT 8 A	645	82,4	0,139	100	11,71	12,59
B	926	106,2	0,0611	100	9,53	8,52

⁽¹⁾ R1a = 222 ppm U, S20a : 208 ppm U, S9 : 643 ppm U, GB : 914 ppm U.

⁽²⁾ Correction de plomb commun :

Pour tous les échantillons sauf 1A et 1B, on a considéré que la majeure partie du plomb commun est introduite au cours des manipulations en laboratoire, et adopté les rapports isotopiques suivants pour le plomb de correction : 206/204 = 18,6, 207/204 = 15,7, 208/204 = 38,9.

Dans le cas de 1A et 1B, le plomb commun de correction adopté a les rapports isotopiques suivants : 206/204 = 18,1, 207/204 = 15,6, 208/204 = 38,0.

Dans tous les cas, on a inclus dans le calcul d'erreur sur les âges radiométriques une incertitude résultant d'un choix éventuellement incorrect du plomb de correction, en supposant que le rapport 207/204 de celui-ci pourrait être inexact, en plus ou en moins, de 1,3 % (soit 0,2 en valeur absolue).

TABLEAU III

Résultats analytiques Rb-Sr relatifs à l'échantillon ANT 6

	Rb ppm	Sr total ppm	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr mesuré	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr calculé	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr
Roche totale	268	135,9	0,7536	0,7501	5,720
Microcline	304	188,5	0,7471	0,7454	4,679
Apatite	3,66	136,5	0,7122	0,7139	0,0775

Les rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr sont normalisés en fixant la valeur de ⁸⁶Sr/⁸⁶Sr à 0,1194. Les rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr « calculés » sont déduits des mesures spectrométriques sur le strontium de l'échantillon mélangé au traceur isotopique, les mêmes rapports « mesurés », directement mesurés sans addition de traceur.

plus vraisemblablement une limite supérieure. Ainsi cette masse gabbroïque se serait consolidée à une époque qui se situe dans l'intervalle de temps 555-510 m. a. Il est par conséquent possible que les massifs granitiques soient un peu plus jeunes que les massifs de roches plus basiques, gabbros ou monzonites, ce qui s'intègre logiquement dans les observations de terrain qui ont mis en valeur l'existence de roches filoniennes acides plus jeunes que les massifs basiques. Il ne s'agit pas seulement de filons granitiques analogues à S 20a, mais aussi de pegmatites qui à Vesthaugen recoupent la monzonite. T. Van Autenboer et J. Loy (1966) font également état d'un stock de granodiorite intrusif dans cette roche.

b) *Le granite de Lunckeryggen* (ANT 1).

Sur sa bordure nord, ce granite recoupe à l'emporte pièce une masse syénitique importante (syénite de Lunckeryggen) ; au sud, il est intrusif dans les gneiss gabbroïques de l'unité méridionale. Il présente ainsi, comme les masses éruptives qui forment les nunataks, un caractère nettement post-tectonique. Minéralogiquement, il s'en différencie cependant par la présence d'un feldspath potassique microcline au lieu d'orthose. Au point de vue de l'âge, il est en outre clairement plus vieux que ces dernières (600 m.a.).

Par contre, bien qu'il présente des caractères structuraux et texturaux différents, le granite de Lunckeryggen paraît être essentiellement de même âge que les granites fins (ANT 6) d'origine anatectique probable. Rien ne permet néanmoins de postuler une origine semblable en ce qui le concerne.

2. *Le complexe métamorphique.*

a) *Les granites fins à microcline de l'unité septentrionale* (ANT 6).

Ces granites sont considérés comme anatectiques par comparaison avec des roches de même aspect en voie de formation dans certains gneiss de caractère acide. Ils se présentent en stock dans les gneiss septentrionaux (Bautaen et Strandrudfjell), révélant par là l'état de mobilité qui les a caractérisés à un moment de leur évolution et la migration à laquelle ils ont été soumis.

Des mesures Rb-Sr sur « roche totale » indiquent un âge de 550 ± 50 m. a. (voir introduction). De nouvelles mesures ont été effectuées sur l'échantillon même dont fut séparé le zircon (ANT 6) (tableau 3). Les résultats sont reportés sur le graphique des isochrones (fig. 3) et indiquent un âge de 540 ± 75 m. a. (1).

A très peu de chose près, les mesures sur zircon conduisent à la même estimation, soit 600 m. a. On peut remarquer que par la richesse en uranium du zircon, les granites fins à microcline se distinguent très nettement des granites plus tardifs à orthose. Ils sont, en outre, beaucoup plus pauvres en zircon que ces derniers.

Il ne semble pas, sur la base des résultats obtenus, que la présence de zircons hérités de roches préexistantes doive être prise en considération, malgré l'origine anatectique attribuée au granite.

(1) Rappelons que des minéraux ou des roches de même âge ayant incorporé lors de leur constitution en système fermé un strontium de même composition isotopique ont leurs points représentatifs situés sur une droite dont la pente n'est fonction que de l'âge en question, et dont l'ordonnée à l'origine est le rapport 87/86 du strontium présent au départ (L. O. Nicolaysen, 1961). Cette interprétation est plausible pour l'apatite, le microcline et la roche totale ANT 6. Mais il n'est pas exclu que du strontium radiogénique perdu par la biotite ait pu migrer dans l'apatite (voir plus haut). En ce cas, l'âge indiqué par la pente de la droite est trop faible, et, tenant ce facteur en considération, on est amené à attribuer au granite un âge un peu supérieur à 540 m.a.

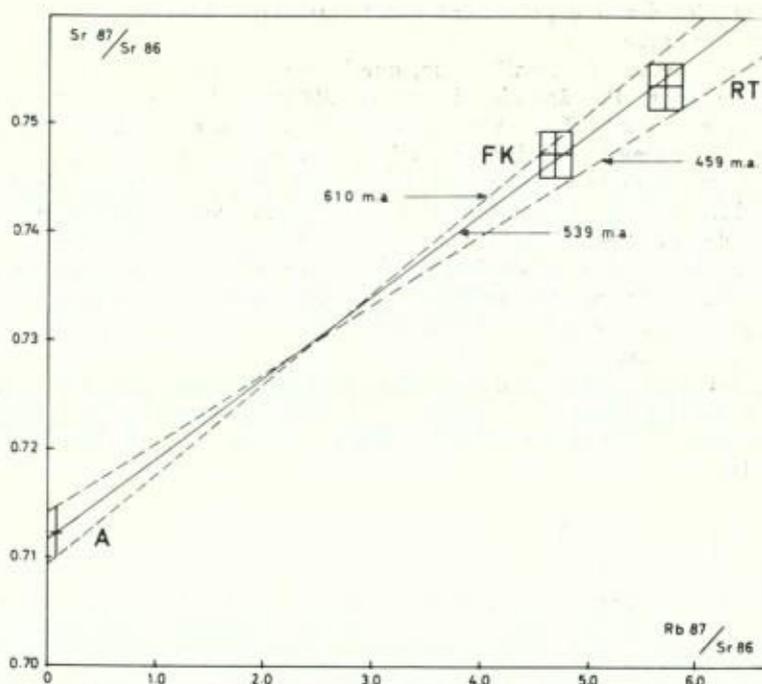


Fig. 3

Isochrone Rb-Sr du granite à microcline ANT 6, $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,39 \cdot 10^{-11} \text{a}^{-1}$

RT : roche totale ; FK : feldspath potassique ; A : apatite.

En traits interrompus, les droites enveloppes correspondant à l'erreur expérimentale.

Le caractère contemporain du massif granitique de Lunckeryggen et des granites fins, anectiques, à microcline, pourrait éventuellement s'interpréter comme une indication d'une origine commune. Dans cette hypothèse, les caractères qui les distinguent seraient liés dès lors à leur évolution respective dans un environnement différent. Les granites fins à microcline se seraient mis en place dans un niveau relativement profond (mésozone profonde) peu éloigné de leur zone de formation ; le granite de Lunckeryggen aurait de son côté migré vers des niveaux un peu plus élevés, à métamorphisme mésozonal supérieur (K. Naert, 1968), et y aurait constitué une masse relativement importante (fig. 4).

On peut ainsi admettre qu'il existe, au cours de l'évolution magmatique post-tectonique, deux phases intrusives successives, l'une faisant immédiatement suite aux mobilisations anectiques et se développant dans un domaine encore relativement profond (granites à microcline et granite de Lunckeryggen) ; l'autre plus tardive, de composition plus variée, apparaissant dans un domaine plus superficiel et constituant une série de massifs d'abord basiques, puis acides (Nunataks).

b) *Le gneiss tonalitique de l'ensemble méridional (ANT 4).*

Le gneiss tonalitique qui forme une partie importante du sud de la chaîne est recoupé par le granite de Lunckeryggen dont il a été question plus haut. Le métamorphisme qui le caractérise, relativement modéré comme pour toutes les roches de cette partie de la chaîne, a été trop faible que pour permettre la recristallisation

des zircons. Ces derniers présentent des formes arrondies indiquant une origine nettement détritique.

Il est surprenant, à première vue, que l'entière d'une population détritique provienne de roches d'un âge bien déterminé (950 m. a. dans le cas présent). Il n'est pas exclu que l'on ait affaire à un mélange de zircons ayant à peu près, et non exactement, le même âge et donc issus de roches qui se seraient toutes constituées dans un intervalle de temps restreint, au cours d'un épisode d'un cycle géologique antérieur daté ainsi en gros, à 950 m. a. On sait que sur le graphique Concordia, le mélange de systèmes d'âges respectifs peu différents est représenté par un point qui est situé très légèrement en-dessous de la courbe. C'est le cas qui, compte tenu de la marge d'erreur, pourrait se présenter pour les zircons étudiés ici. On est ainsi amené à penser qu'une partie de la phase sédimentaire du cycle géologique dont nous étudions les manifestations, s'est déroulée il y a moins de 950 m. a. Si nous nous référons en outre à l'âge des processus ultramétamorphiques ou des mobilisations directement subséquentes (cfr. ci-dessus) on peut conclure que le dépôt d'une partie du matériel sédimentaire et le métamorphisme se sont vraisemblablement succédés dans l'intervalle de temps 950-600 m. a. (fig. 4).

c) *Les gneiss septentrionaux.*

Embréchite de Vikinghögda (ANT 5).

L'aspect et les dimensions des zircons, automorphes, colorés, zonés, assez grands (voir annexe), leur teneur élevée en uranium, excluent une origine purement détritique. En effet, dans les roches sédimentaires, les zircons, en particulier les plus grossiers d'entre eux, ont une teneur en uranium généralement assez faible (R. G. Gastil, M. De Lisle et J. R. Morgan, 1967) ⁽¹⁾.

Font exception à cette règle les grains les plus fins, provenant des zircons métamictes d'origine éruptive, très fragiles et facilement brisés en petits fragments qui acquièrent rapidement une forme arrondie (A. Poldervaart, 1955).

Les zircons de l'embréchite s'en distinguent donc aisément et ressemblent plutôt à un faciès que l'on peut observer suivant A. Poldervaart et F. D. Eckelmann (1955) dans les granites autochtones (et par extension, dans les endomigmatites).

En particulier, ils ressemblent beaucoup aux zircons des gneiss granitiques de Sotkuma (Finlande) décrits par G. Hoppe (1964) qui considère que leur aspect à lui seul permet de conclure que la roche « est passée par un stade granitique » (« Da Zirkon solcher Art für Granite typisch sind..., darf man annehmen, dass die Bildung des Granitgneises von Sotkuma über ein granitisches Stadium verlaufen ist »).

A part la présence de noyaux clairs, les zircons de notre roche rappellent ceux du granite d'anatexie (ANT 6) et sont tout à fait distincts de ceux du gneiss tonalitique (ANT 4). On a, selon toute vraisemblance, affaire à un mélange de zircons détritiques (noyaux clairs), plus ou moins analogues à ceux de ce gneiss et de zircons de néoformation, riches en uranium (enveloppes zonées), plus ou moins analogues aux zircons de granite (ANT 6). Il n'est donc pas surprenant de voir le point représentatif se situer sur le diagramme Concordia, entre les points correspondant aux zircons de ces deux roches. Il est cependant certain que l'on ne peut pas, sur la base des résultats obtenus (790 ± 15 ; 814 ± 25 ; 875 ± 45 m. a.) fixer avec précision l'âge de la migmatitisation; mais l'idée qui a été exprimée plus haut selon

⁽¹⁾ G. Sansoni (1966) cite des valeurs élevées, mais cet auteur propose également pour les granites une moyenne (2000 ppm) près de deux fois plus élevée que celle établie par L. Ahrens (1965).

laquelle la mobilisation « in situ » du matériau granitique a précédé de peu l'individualisation des stocks de granite d'anatexie n'est pas infirmée.

Une autre interprétation est possible. On peut considérer, en effet, sur la base de l'examen du diagramme Concordia que le zircon de l'embranchement ait subi soit une recristallisation totale, soit une perte complète de plomb, sans recristallisation, au cours d'un métamorphisme catazonal, développé il y a environ 950 m. a. ou 1000 m. a. Dans ce cas, étant donné la position de son point représentatif sur le diagramme en question, ce zircon devrait avoir, en outre, perdu ultérieurement une partie de son plomb.

Si cette hypothèse est correcte, il s'en suit nécessairement que la série des gneiss tonalitiques du sud est plus jeune que la série des gneiss du nord : ce serait, dès lors, l'érosion de ces derniers qui aurait fourni le zircon détritique présent dans les premiers. On serait par conséquent amené à distinguer deux phases probables d'ultramétamorphisme : l'une à 950-1000 m. a., l'autre à 650-600 m. a. (granites fins à microcline), ce qui débouche sur une interprétation polycyclique du domaine métamorphique des Sör-Rondane.

Cependant, il semble bien que l'horloge radiométrique zircon ne soit pas remise à zéro par un processus migmatitique s'opérant en mésozone profonde, voire même en catazone supérieure, dans la mesure où le mobilisé demeure dans la roche considérée, mélangé à la trame (R. Steiger et C. Hopson, 1964), (S. Deutsch et L. Chauris, 1965) ⁽¹⁾. Ceci nous amène à abandonner cette dernière hypothèse ⁽²⁾.

Les gneiss de Strandrudfjell (ANT 7 et ANT 8).

Deux échantillons de gneiss ont été prélevés à quelques dizaines de mètres du contact avec le granite à microcline (ANT 6), d'allure concordante à cet endroit, au sein d'un ensemble lité où alternent de gros bancs de compositions différentes. Il s'agit d'un gneiss de composition granitique (ANT 7) et d'un gneiss granodioritique (ANT 8).

Le cas du gneiss granitique est assez semblable à celui de l'embranchement de Vikinghögda (ANT 5). La quantité de zircon récupérée a permis la subdivision du concentré en fractions de radioactivité différente. Les mesures faites sur la fraction la moins radioactive A donnent un résultat tout à fait analogue (~ 950 m. a.) à celui obtenu sur le zircon détritique du gneiss tonalitique (ANT 4). Cette fraction est constituée par un zircon clair dont l'aspect suggère une origine détritique plutôt qu'une néformation liée au processus anatectique mis en évidence dans cette partie du complexe métamorphique.

Dans la fraction B, plus riche en uranium, on reconnaît, côte à côte avec les zircons clairs, et parfois les englobant, une seconde population de grains automorphes, foncés, zonés, ressemblant aux zircons du granite fin à microcline et à ceux de la seconde génération formés dans l'embranchement (ANT 5), selon toute vraisemblance lors du processus anatectique.

⁽¹⁾ On pourrait adjoindre à ces références les études géochronologiques des « mantled gneiss domes » de Finlande (G. W. Wetherill et al., 1962, O. Kouvo et G. R. Tilton, 1966) dans la mesure où les échantillons étudiés sont bien représentatifs d'un matériel ayant subi une remobilisation anatectique, et non un simple métamorphisme, durant l'orogénèse karélienne.

⁽²⁾ Le cas serait différent si l'évolution s'était déroulée en catazone profonde ; dans le faciès mangéritique, le zircon des migmatites, à petite échelle, semble pouvoir être considéré comme entièrement néoformé (J. Michot et P. Pasteels, 1968).

La position du point correspondant sur le diagramme Concordia suggère qu'il y a eu perte de plomb ultérieurement à la formation de ce zircon « granitique » à 600 m. a., comme c'est d'ailleurs le cas pour le zircon du granite fin lui-même.

En somme, tous les points représentant les zircons des gneiss ANT 4, ANT 7, de l'embréchite ANT 5 et du granite fin à microcline ANT 6 définissent une corde 950-450 m. a. Sur cette dernière, la position d'un point est d'autant plus éloignée de l'intersection supérieure que la proportion d'uranium contenu dans la part du zircon de néoformation (anatectique) est élevée. L'intersection de cette corde avec Concordia à 450 m. a. s'explique si l'on admet que les zircons, riches en uranium, ont subi comme nous le suggérons plus haut, une perte de plomb postérieurement à 600 m. a., ce qui a eu pour effet de déplacer leurs points représentatifs vers l'origine et par là de faire pivoter la corde dont l'intersection inférieure est ainsi reportée vers les âges encore plus jeunes. L'âge de 450 m. a. ne correspond dès lors à aucun événement géologique.

Dans le cas particulier du gneiss granitique de Strandrudfjell, une autre explication pourrait être envisagée. En effet, on peut penser que la néoformation de zircons riches en uranium ait été liée à un métamorphisme de contact (G. L. Davis et al., 1963) développé il y a 600 m. a. lors de la mise en place du granite à microcline. Cette hypothèse ne semble pas devoir être retenue. Le cas décrit par les auteurs que l'on vient de citer est celui d'un stock de monzonite intrusif dans l'épizone. La mise en place du granite de Strandrudfjell s'est opérée en mésozone profonde, voire même en catazone, et sans doute peu après la réalisation de l'équilibre minéralogique, à l'échelle régionale, effectuée dans cette zone bathymétrique. Son influence locale est faible et tend à se confondre avec le métamorphisme général.

Les résultats obtenus sur le zircon du gneiss granodioritique sont inattendus et leur interprétation n'est pas univoque. Les points expérimentaux se situent en dehors de la corde 950-450 m. a. définie par les zircons des roches ANT 4, ANT 5, ANT 6 et ANT 7 et définissent une seconde corde 2.700-570 m. a. Si on analyse le résultat dans le contexte métamorphique régional, deux solutions peuvent être proposées. La première se base sur l'évolution *monocyclique* que nous avons admise jusqu'à présent pour la région étudiée. Elle impose l'existence d'un socle ancien, temporairement émergé, et ayant livré des zircons âgés de 2.700 m. a. ou davantage, zircons que l'on retrouve dans l'échantillon en question. Ceux-ci, mélangés éventuellement à des zircons de 950 m. a. en provenance d'une autre source (dont on a démontré la présence dans d'autres roches) constituent ainsi le substrat détritique soumis aux rajeunissements (par pertes de plomb surtout) dépendant des recristallisations métamorphiques à 600 m. a. et ultérieurement sous l'effet de facteurs non déterminés. La perte de plomb au total, doit nécessairement avoir été considérable.

La seconde solution reprend la possibilité d'une évolution *polycyclique*. Le matériau détritique des gneiss du nord pourrait en effet très bien être exclusivement livré par des roches très anciennes (2.700 m. a.), mais il faudrait de nouveau admettre dans ce cas que les gneiss aient été le siège de deux phases métamorphiques et ultramétamorphiques. La première, il y a 950 m. a., aurait provoqué une recristallisation totale du zircon ou induit une perte totale du plomb radiogénique présent dans ce dernier et ce uniquement dans les masses de composition granitique (ANT 5 et ANT 7), tandis que dans d'autres, moins mobilisées, elle n'induirait qu'un rajeunissement partiel (ANT 8). La seconde phase à 600 m. a., marquerait dès lors le paroxysme d'un second cycle dont le stade géosynclinal correspondrait au dépôt des roches de l'unité méridionale (gneiss tonalitique ANT 4 par exemple) où l'on retrouve les zircons formés au cours du cycle précédent (950 m. a.). Ce second méta-

morphisme, mésozonal, aurait provoqué selon les cas, une néoformation ou un rajeunissement partiel de ces derniers dans l'ensemble septentrional localement remobilisé, tandis qu'il aurait été sans effet sur ceux du gneiss tonalitique ANT 4 appartenant à l'ensemble méridional dont le faciès minéral est nettement moins accentué.

Comme on l'a vu plus haut, la remise à zéro du zircon (à 950 m.a.) dans les conditions évoquées ne paraît pas pouvoir être envisagée, ce qui nous incite à rejeter l'hypothèse polycyclique et à considérer finalement les unités gneissiques septentrionale et méridionale comme constituant initialement un seul et même complexe sédimentaire.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Chronologie régionale.

Sur la base des éléments d'appréciation dont nous disposons, tant macroscopiques que microscopiques, il semble que les données géochronologiques s'interprètent le mieux dans le cadre d'une hypothèse qui ne ferait intervenir dans l'édification de la chaîne des Sör-Rondane qu'un seul cycle géologique. On peut, dès lors, tenter de compléter le tectogramme présenté par J. Lavreau, J. Michot et R. Souchez (1967) en y ajoutant les repères chronologiques à notre disposition (fig. 4).

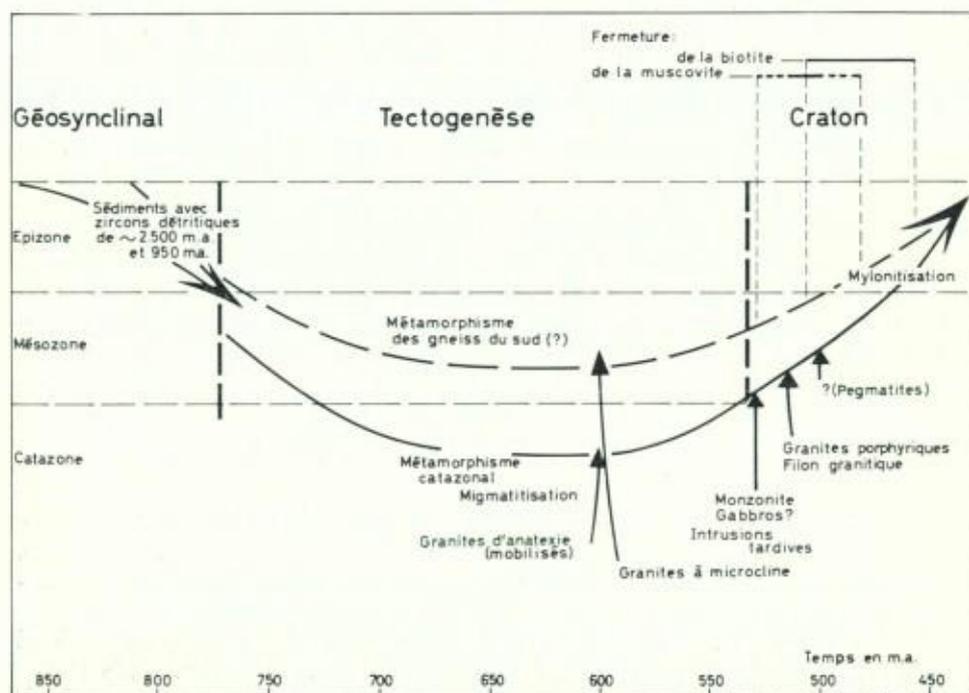


Fig. 4

Tectogramme schématisant l'évolution géologique de la partie étudiée des Monts Sör-Rondane. Les repères chronologiques résultant de cette étude y sont figurés.

Dans le diagramme, la phase sédimentaire géosynclinale est estimée pouvoir débiter il y a environ 950 m. a. (âge des zircons détritiques les plus jeunes). Rien ne nous permet de fixer cependant l'époque à laquelle cette phase s'est terminée et à laquelle les premières manifestations tectogéniques se sont amorcées. La limite figurée sur le diagramme est donc hypothétique.

S'il s'avérait, lors de travaux ultérieurs, qu'une hypothèse polycyclique avec migmatitisation à 950 m. a. et à 600 m. a. devrait être préférée à celle que nous avons admise ici, elle impliquerait qu'en catazone supérieure, la recristallisation du zircon des migmatites, ou en tous cas la « remise à zéro » de ce minéral du point de vue isotopique, est totale.

Corrélations.

Les allures structurales qui caractérisent le domaine métamorphique des Monts Sör-Rondane, étant sensiblement E-O, on peut rechercher dans ces directions les équivalents éventuels de cette série métamorphique, sans perdre de vue que toute tentative de corrélation à grande distance, en terrain précambrien et métamorphique, est aléatoire si elle n'est pas basée sur de très bonnes données géochronologiques.

Dans tout le secteur compris entre 0° et 70° de Longitude Est, le long de la côte, la très grosse majorité des âges radiométriques Rb-Sr et K-A se situe aux environs de 450 à 500 m. a. (E. Picciotto et A. Coppez, 1963, 1964 ; M. G. Ravich et A. J. Krylov, 1964). Dans les Monts Sör-Rondane, ces valeurs se réfèrent aux toutes dernières modifications produites dans la phase cratonique du cycle géologique. Le diagramme de la figure 4, sur lequel nous avons figuré l'intervalle des t Rb-Sr sur biotites (S. Deutsch, E. Picciotto et M. Reinharz, 1961), et un t Rb-Sr sur muscovite, le schématise très clairement. On peut se demander dans quelle mesure cette notion ne doit pas être généralisée à tout le secteur considéré plus haut. Il a été constaté maintes fois, en effet, que les mesures Rb-Sr et K-A sur micas, dans le cas de roches métamorphiques méso- et catazonales, ne fournissent que l'âge de la « fermeture du système », qui ne s'acquiert qu'au bout d'un laps de temps substantiel *après* le métamorphisme. En ce qui concerne les mesures K-A en roche totale, la même réserve peut probablement être formulée, sauf que d'autres facteurs interfèrent dans une plus large mesure. En somme, les âges radiométriques de quelque 500 m. a. (dans le secteur considéré comme dans d'autres régions du monde) traduiraient l'existence d'un cycle majeur dont le paroxysme se serait déroulé il y a quelque 600 à 650 m. a. (cf. L. Cahen et N. J. Snelling, 1966).

Si on s'en réfère aux mesures U-Pb, reprises dans la littérature et intéressant l'Antarctide orientale, on peut aller plus avant dans les essais de corrélation. N. Saito, T. Tatsumi et K. Sato (1961), ont obtenu un résultat concordant à 470 ± 20 m. a., sur une euxénite de pegmatite provenant de la Côte du Prince Harald, localité située à quelque 600 km à l'est des Monts Sör-Rondane. Il n'est pas exclu qu'il y ait des pegmatites âgées de 500 m. a., voire un peu plus jeunes dans les Sör-Rondane également, puisque une roche datée à 525 m. a. est recoupée par des pegmatites. Cette comparaison nous semble indiquer un certain parallélisme des dernières manifestations post-tectoniques.

Depuis la côte du Prince Harald où le métamorphisme est catazonal profond (et présumé contemporain de celui que nous avons daté à 600-650 m. a.), le niveau bathymétrique régional, en direction de l'ouest, devient de moins en moins profond. Il est catazonal supérieure à mésozonal dans les Monts Sör-Rondane. Plus à l'ouest se présente une série à métamorphisme épizonal, qui semble pouvoir être corrélée avec certitude à une série non métamorphique affleurant plus à l'ouest encore, à la

hauteur du 1^{er} degré de Longitude Est. Des algues (Rifenites) permettraient d'attribuer un âge précambrien tout à fait supérieur à cette série non métamorphique qui pourrait, dès lors, être l'équivalent de la série métamorphique des Sør-Rondane (L. V. Klimov, M. G. Ravich et D. S. Soloviev, 1964).

Il est admis généralement que, de l'extrémité occidentale de la Terre de la Reine Maud jusqu'à la Terre Victoria, une chaîne d'âge précambrien tardif à paléozoïque inférieur traverse le continent antarctique (Monts Transantarctiques). Récemment, S. Deutsch et N. Grögler (1966) ont daté à 600 m. a. les zircons de l'Olympus granite-gneiss (Terre Victoria), qui est considéré comme syntectonique. Des mesures sur zircons ont été également effectuées par la méthode Pb-alpha sur des roches des Monts Thiel (à l'intérieur du continent, dans la chaîne des Monts Transantarctiques) (A. B. Ford, 1964) : un porphyre monzonitique quartzique est daté à 600 m. a. environ, et un granite intrusif à 510 m. a. environ. Notons que ces résultats n'ont pas la précision de ceux obtenus par dilution isotopique. Sur la base de nos propres résultats et de ceux de S. Deutsch et N. Grögler (1966), nous serions tenté cependant d'admettre que la perte de plomb a été faible ou négligeable et que ces « âges » qui représentent en fait une approximation de $t_{206/238}$, sont acceptables. Le porphyre se présente en gros sill dans des sédiments très peu métamorphiques, le tout étant recoupé par le granite. D'après Ford (1964) il y aurait eu, dans cette région, une phase de plissement, très modérée d'ailleurs, dans l'intervalle de temps 600-510 m. a.

Il semble donc, en résumé, qu'une grande chaîne plissée qui s'est constituée à la fin du Précambrien mais dont les manifestations ultimes sont cambriennes ou ordoviciennes, s'étende depuis la Terre Victoria jusqu'à la Terre de la Reine Maud, en travers du continent antarctique ; de là, elle paraît se poursuivre le long de la côte jusqu'à la Terre d'Enderby. Il est possible qu'en divers points de cette aire d'une étendue considérable, cette orogénèse ait affecté un socle plus ancien, et qu'en outre, localement, une phase tardive, cambrienne, puisse y être distinguée. *Les considérations qui précèdent montrent qu'on ne peut tirer argument de résultats Rb/Sr ou K/A sur micas pour faire de cette dernière la phase principale*, ceci sans préjuger de la valeur d'autres arguments, notamment paléontologiques ⁽¹⁾.

Ainsi l'orogénèse de 600 m. a. semble présenter dans l'Antarctique une extension considérable, ce qui confirme son importance à l'échelle du globe. L'usage en littérature géologique des divers noms locaux qui la désignent (orogénèse assyntienne, cadomienne, katangienne, eocalédonienne, etc.) ne fait pas apparaître clairement cette extension. Elle est si bien représentée dans l'hémisphère sud que plusieurs des reconstitutions différentes du Gondwanaland proposées récemment sur d'autres bases sont toutes compatibles avec les données géochronologiques dont on dispose actuellement. Cependant, nos résultats de 2.700 m. a. et 950 m. a. sur zircons de caractère détritique, confrontés avec l'existence de roches de cet âge en Afrique australe (L. O. Nicolaysen, 1966) paraissent plutôt en faveur de la position originelle Antarctique-Afrique du Sud proposée dans les reconstitutions de L. King et T. W. Downard (1964) et de A. Holmes (1965).

⁽¹⁾ G. W. Grindley et G. Warren (1964) signalent en bordure de la mer de Ross une série contenant des Archéocyatidés cambriens qui est plissée et antérieure à la Larsen granodiorite, dont l'Olympus granite-gneiss (600 m.a.) ne serait qu'une variété locale. Comme la base du Cambrien est actuellement fixée à 570 m.a. (Holmes symposium 1964), il y a là une contradiction qui demande à être résolue.

REMERCIEMENTS

Ce travail a été réalisé dans le cadre des activités du Centre Belge de Géochronologie dont font partie les Laboratoires de Géologie Nucléaire et de Minéralogie-Pétrologie de l'Université Libre de Bruxelles, et le Département de Géologie et de Minéralogie du Musée Royal de l'Afrique Centrale (Tervuren). Nous tenons à exprimer nos remerciements à M. J. Delhal qui a bien voulu superviser les opérations de séparation des minéraux.

ANNEXE

Description des concentrés de zircon.

ANT 1A. — Zircons le plus souvent automorphes. Deux faces de prisme associées généralement à de nombreuses faces de dipyramide. Parfois, une seule dipyramide (111?) bien développée. Dans d'autres cas, terminaisons d'aspect arrondi. Allongement et dimension variables. Clairs, limpides; dans certains cas, rouge sombre et plus ou moins troubles. Zonage occasionnel. Les rares grains d'aspect arrondi sont colorés.

ANT 1B. — Analogue à 1A; mais des grains très troubles, paraissant opaques sous le microscope, sont également présents. Ils sont souvent arrondis ou irréguliers.

ANT 3. — Le concentré est constitué presque exclusivement de fragments de cristaux qui devaient être à l'origine assez grands (> 1 mm). Les grains petits, qui n'ont pas été brisés lors du broyage, sont automorphes. Clairs, limpides, non zonés.

ANT 4. — Grains arrondis, ovalaires, fuselés. Rarement prismatiques avec terminaison arrondie ou pointue. Les faces cristallines sont soit absentes, soit très nombreuses et peu développées (faces vicinales). Allongement modéré. Grandeur variable. Couleur variable, de blanc limpide à rougeâtre sombre trouble, en passant par une teinte rose-brun. Zonage très rare. Surfaces craquelées.

ANT 5. — Automorphes, prismatiques. Terminaisons complexes avec grand nombre de faces conférant un aspect arrondi. Parfois développement plus important d'une dipyramide (111?). Formes à arrêtes émoussées suggérant une corrosion. Grains assez allongés dans l'ensemble. Plus de 95 % d'entre eux sont distinctement colorés, sous le microscope, en brun rouge. Assez souvent, on peut distinguer une enveloppe zonée à biréfringence faible autour d'un cœur à biréfringence plus élevée, non zoné, mais de même coloration que l'enveloppe.

ANT 6A. — Automorphes avec combinaisons de {100} et {111} ou plus rarement, {110} et {111}, les deux faces de prisme pouvant aussi être associées. Macles en genou ou par interpénétration, suivant (101)? : occasionnel. Un zonage et une coloration brun-rouge plus ou moins intense, s'observent sur quelque 90 % des zircons. Allongement assez prononcé. On rencontre aussi (env. 10 %) des grains peu ou pas zonés, à forme cristalline moins caractéristique, ou irrégulière, relativement trapus, souvent clairs, pouvant ressembler à des zircons de gneiss.

ANT 6B. — Analogue à la fraction 6A, sauf en ce qui concerne la couleur. Il n'y a presque pas de grains incolores. Plus de 50 % d'entre eux sont partiellement ou entièrement opaques sous le microscope.

ANT 7A. — Grains ovales, en amande ou assez irréguliers, rarement prismatiques. Ils paraissent limités dans la plupart des cas par de nombreuses faces cristallines, peu développées. Allongement variable. Majorité de grains incolores, limpides, et environ 10 % de grains colorés en brun rouge, souvent troubles. Les grains colorés ont la même forme que les clairs, ou parfois une forme cristalline simple rappelant celle observée dans *ANT 6*.

ANT 7B. — Comme *7A*, sauf que la proportion des grains colorés est voisine de 70 %. Ces grains colorés ont la forme irrégulière ou ovale des zircons de gneiss, ou une forme cristalline simple très semblable à celle observée dans *ANT 6*. Ils sont alors zonés. On observe des excroissances de zircon coloré zoné à biréfringence faible, automorphe, sur un noyau de zircon arrondi, coloré ou non.

ANT 8A. — Zircons de forme très variable, souvent limités par des faces cristallines mais parfois arrondis. Forme en amande fréquente, produite par la combinaison de deux dipyramides avec des faces de prisme peu développées. Des formes prismatiques existent aussi. Allongement variable mais jamais très prononcé. Couleur variable, depuis incolore et limpide à brun-rouge plus ou moins trouble. Les grains incolores dominant. Les zircons colorés ont les mêmes caractères morphologiques que les autres. Observation occasionnelle d'une enveloppe zonée autour d'un noyau non zoné. Excroissances et grains accolés (« fused aggregates »).

ANT 8B. — Comme *8A* ; mais les grains colorés sont à peu près aussi abondants que les incolores.

BIBLIOGRAPHIE

- L. H. AHRENS, 1965. — The comparative geochemistry of potassium, rubidium, calcium, argon, strontium, uranium, thorium and lead. In : E. I. Hamilton (ed.), *Applied Geochronology*, Acad. Press, London, pp. v-xiv.
- L. CAHEN et N. J. SNELLING, 1966. — The geochronology of Equatorial Africa. North-Holland Publ. Co, Amsterdam, 195 p.
- G. L. DAVIS, G. R. TILTON, L. T. ALDRICH, S. R. HART, R. H. STEIGER et O. KOUVO, 1963. — The age of rocks and minerals. *Carnegie Inst. of Washington, Year Book 62*, pp. 218-229.
- S. DEUTSCH et L. CHAURIS, 1965. — Age de quelques formations cristallophyliennes et granitiques sur le Pays de Léon (Finistère). *C. R. Acad. Sc., Paris*, t. 260, pp. 615-617.
- S. DEUTSCH et N. GRÖGLER, 1966. — Isotopic age of Olympus granite-gneiss (Victoria Land — Antarctica). *Earth and Planetary Sc. Letters*, vol. 1, pp. 82-84.
- S. DEUTSCH, D. LEDENT et P. PASTEELS, 1965. — Datation par les méthodes Sr/Rb et Pb/U au Laboratoire de Géochronologie du Service de Géologie et Géochimie Nucléaires, Université Libre de Bruxelles.
- S. DEUTSCH, P. PASTEELS, A. KRYLOV, YU. SILIN, M. G. RAVICH, 1964. — Sravitilnje danje ob absolutnom vorstare porod zemli koroleve Maud (Antarktika). (Données comparatives sur les âges absolus des roches de la Terre de la Reine Maud, Antartique). *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, t. 156, pp. 554-557.
- S. DEUTSCH, E. E. PICCIOTTO et M. REINHARZ, 1961. — Age measurements on Antarctic rocks (Queen Maud Land). *Nature*, t. 191, pp. 1286-1287.
- A. B. FORD, 1964. — Cordierite-bearing hyperthene-quartz-monozonite-porphyry in the Thiel Mountains and its regional importance. In : R. J. Adie (ed.), *Antarctic Geology — Proc. 1st Int. symp. on Antarctic geology*, Cape Town, 1963, North-Holland Publ. Co., pp. 427-441.

- R. G. GASTIL, M. DE LISLE et J. R. MORGAN, 1967. — Some effects on progressive metamorphism on zircons. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 78, pp. 879-906.
- G. W. GRINDLEY et G. WARREN, 1964. — Stratigraphic nomenclature and correlation in the western Ross Sea region. — In : R. J. Adie (ed.), *Antarctic Geology — Proc. 1st Int. Symp. on Antarctic geology*, Cape Town 1963, North-Holland Publ. Co., pp. 314-333.
- A. HOLMES, 1965. — Principles of physical geology, Nelson, London, 1288 p.
- G. HOPPE, 1964. — Morphologische Untersuchungen als Beiträge zu einigen Zirkon-Altersbestimmungen. *N. Jb. Miner. Abh.*, vol. 102, pp. 89-106.
- L. KING et T. W. DOWNARD, 1964. — Importance of Antarctica in the hypothesis of continental drift. In : R. J. Adie (ed.), *Antarctic Geology — Proc. 1st Int. Symp. on Antarctic geology*, Cape Town 1963, North-Holland Publ. Co., pp. 727-735.
- L. V. KLIMOV, M. G. RAVICH et D. S. SOLOVIEV, 1964. — Geology of the Antarctic platform. In : R. J. Adie (ed.), *Antarctic Geology — Proc. 1st Int. Symp. on Antarctic geology*, Cape Town 1963, North-Holland Publ. Co., pp. 681-691.
- O. KOUVO et G. R. TILTON, 1966. — Mineral ages from the Finnish Precambrian. *Journ. Geol.*, vol. 74, pp. 421-442.
- J. LAVREAU, J. MICHOT et R. SOUCHEZ, 1967. — Géologie et Géomorphologie des Sør-Rondane occidentales — Terre de la Reine Maud (Antarctique). *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. 90, Bull. n° 1-3, pp. B 119-150.
- J. MICHOT, 1962. — Étude pétrologique des échantillons prélevés dans les Monts Sør-Rondane (Antarctique). Expédition Antarctique Belge 1957-1958. I. Les roches à caractère intrusif. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. 85, Bull. n° 1, pp. B 87-99.
- J. MICHOT, 1963. — Étude pétrologique des échantillons prélevés dans les Monts Sør-Rondane (Antarctique). Expédition Antarctique Belge 1957-1958. II. Le complexe métamorphique. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. 85, Bull. n° 5, pp. B 151-174.
- J. MICHOT et P. PASTEELS, 1968. — Étude géochronologique du domaine métamorphique du Sud-Ouest de la Norvège (Note préliminaire). *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. 91, Bull. n° 1, pp. B 93-110.
- K. NAERT, 1968. — Contribution à l'étude pétrologique des Sør-Rondane (Terre de la Reine Maud), Antarctique. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. 91, Bull. n° 1, pp. B 111-126.
- L. O. NICOLAYSEN, 1961. — Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. *Ann. N. Y. Acad. Sc.*, vol. 91, pp. 198-206.
- L. O. NICOLAYSEN, 1966. — An extensive zone of 1000 million years old metamorphic and igneous rocks in Southern Africa. Coll. Inter. Géochronologie absolue, Nancy 1965, *Sciences de la Terre*, T. X.
- P. PASTEELS et S. DEUTSCH, 1963. — Age measurements of Antarctic rocks. *Nature*, t. 199, pp. 996-997.
- E. PICCIOTTO et A. COPEZ, 1963. — Bibliographie des mesures d'âges absolus en Antarctique. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. 85, pp. B 263-308.
- E. PICCIOTTO et A. COPEZ, 1964. — Bibliography of absolute age determinations in Antarctica (addendum). In : R. J. Adie (ed.), *Antarctic Geology — Proc. 1st Int. Symp. on Antarctic geology*, Cape Town 1963, North-Holland Publ. Co., pp. 563-569.
- E. PICCIOTTO, S. DEUTSCH et P. PASTEELS, 1963. — Isotopic ages from the Sør-Rondane mountains, Dronning Maud Land. In : R. J. Adie (ed.), *Antarctic Geology — Proc. 1st Int. Symp. on Antarctic geology*, Cape Town 1963, North-Holland Publ. Co., pp. 570-578.
- E. PICCIOTTO, J. MICHOT, S. DEUTSCH et P. PASTEELS, 1966. — Expédition Antarctique Belge 1957-1958. Résultats Scientifiques, Vol. VII, *Géologie*, Bruxelles 1966.
- E. PICCIOTTO, J. MICHOT et P. MICHOT, 1960. — Reconnaissance géologique et pétrographique des Monts Sør-Rondane (Terre de la Reine Maud). *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LXIX, fasc. 2, pp. 1-13.

- A. POLDERVAART, 1955. — Zircon in rocks. I. Sedimentary rocks. *Am. Journ. of Sci.*, vol. 253, pp. 433-461.
- A. POLDERVAART et F. D. ECKELMANN, 1955. — Growth phenomena in zircon of autochthonous granites. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 66, pp. 947-948.
- M. G. RAVICH, A. J. KRYLOV, 1964. — Absolute ages of rocks from East Antarctica. In : R. J. Adie (ed.), *Antarctica Geology. Proc. 1st Int. Symp. on Antarctic geology*, Cape Town 1963, North-Holland Publ. Co, pp. 579-589.
- N. SAITO, T. TATSUMI et K. SATO, 1961. — Absolute age of euxenite from Antarctica. *Antarct. Rec.*, vol. 12, pp. 31-36.
- G. SANSONI, 1966. — Vergleichende Untersuchungen über die Urangelhalte von Zirkonen unter besondere Berücksichtigung ihrer Morphologie. *Chem. Erde*, Bd. XXV, pp. 1-95.
- L. T. SILVER, 1963. — The relation between radioactivity and discordance in zircons. In : *Nuclear Geophysics*, Proc. Conf. 1962, Woods Hole, Mass., NAS-NRC, publ. 1075, pp. 34-42.
- L. T. SILVER and S. DEUTSCH, 1963. — Uranium-lead isotopic variations in zircons : a case study. *Journ. Geol.*, vol. 71, pp. 721-758.
- R. H. STEIGER et C. A. HOPSON, 1964. — Minimum age of the Glenarm Series, Baltimore, Maryland. *Geol. Soc. Am., Prog. Ann. Meetings*, pp. 194-195.
- T. VAN AUTENBOER et J. LOY, 1966. — The geology of the Sör-Rondane, Antarctica. Data report : central part of the range. Centre National des Recherches Polaires de Belgique, 61 p.
- T. VAN AUTENBOER, J. MICHOT et E. PICCIOTTO, 1963. — Outline of the Geology and Petrology of the Sör-Rondane Mountains, Dronning Maud Land. *Proceedings of the first Int. Symp. on Antarctic Geology*, Cape Town 16-21 septembre 1963, pp. 501-514.
- G. W. WETHERILL, 1956. — Discordant uranium - lead ages. *Trans. Am. Geophys. Union*, t. 37, pp. 320-326.
- G. W. WETHERILL, O. KOUVO, G. R. TILTON et P. W. GAST, 1962. — Age measurements on rocks from the Finnish Precambrian. *Journ. Geol.*, vol. 70, pp. 74-88.