

LE COMPLEXE ÉRUPTIF DU ROGALAND MÉRIDIONAL (NORVÈGE)
SIGNIFICATION PÉTROGÉNÉTIQUE DE LA FARSUNDITE
ET DE LA MANGERITE QUARTZITIQUE DES UNITÉS ORIENTALES;
ARGUMENTS GÉOCHRONOLOGIQUES ET ISOTOPIQUES (1)

par PAUL PASTEELS (*), JEAN MICHOT (**), et J. LAVREAU (**)

(1 figure dans le texte)

RÉSUMÉ

La possibilité de l'existence d'une relation génétique entre la farsundite typique et les mangerites du lopolithe de Bjerkrem-Sogndal (Norvège méridionale) est ré-étudiée à la lumière des résultats géochronologiques obtenus sur zircons et sphènes et en fonction des valeurs des rapports isotopiques du strontium de l'apatite et du plomb du feldspath.

La farsundite semble illustrer le cas le plus fréquent présenté par les granites orogéniques : $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ est voisin de 0.71 et la composition isotopique du plomb du feldspath se situe dans le « domaine général » correspondant aux roches ignées de 1 milliard d'années. Les mangerites révèlent un excès de ^{87}Sr et de ^{206}Pb .

Une origine commune reste admissible pour ces deux roches, mais elle impliquerait une assimilation de matériau métadétritique pour la mangerite et métavolcanique pour la farsundite.

L'excès de ^{206}Pb constaté dans les mangerites pourrait être caractéristique du « magma plagioclasique » de P. Michot et résulter d'une interaction manteau-croûte au niveau des orogènes.

ABSTRACT

The possibility of a genetic relationship between the typical farsundite and the mangerites of the Bjerkrem-Sogndal lopolith (southern Norway) is re-examined, taking into account geochronological data concerning zircons and sphenes, and isotopic data on apatite strontium and feldspar lead.

The farsundite is a partly concordant, partly discordant body of hornblende-bearing granodiorite with, towards the west near the mangerite outcrop, a charnokitic facies. This situation, together with petrographic evidence of early feldspar formation in both rocks, suggests some genetic relationship.

(1) Ce travail a été réalisé dans le cadre des activités du Centre Belge de Géochronologie dont font partie les Laboratoires de Géologie et Géochimie Nucléaires et de Minéralogie-Pétrologie de l'Université Libre de Bruxelles, le Laboratoire de Minéralogie-Pétrologie de la Vrije Universiteit Brussel et le département de Géologie et de Minéralogie du Musée Royal de l'Afrique Centrale.

Il a été présenté à la séance du 14 avril 1970 de la Société Géologique de Belgique et le manuscrit a été déposé le 3 juin 1970.

(*) Laboratoire de Minéralogie-Pétrologie, Vrije Universiteit Brussel, 50, avenue F. D. Roosevelt, 1050 Bruxelles.

(**) Laboratoires de Minéralogie et Pétrologie, Université Libre de Bruxelles, 50, avenue F. D. Roosevelt, 1050 Bruxelles.

The radiometric dates from zircons suggest a slightly earlier emplacement time for the farsundite (993 ± 18 m.y.) than for the mangerites (967 ± 12 m.y.). Alternatively, this small difference could be due to the presence of zircon xenocrysts in the farsundite.

Both rock types appear to be internally homogeneous as regards lead and strontium isotopes. However, significant differences exist between the two rock types. The farsundite seems to conform to the « normal » — or at least the most commonly encountered composition for orogenic granites : $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ close to 0,71, and feldspar lead lying within the « main range » defined for granitic rocks aged 1.0 b.y. The mangerites exhibit an excess of ^{87}Sr and of ^{206}Pb .

A common origin for the two rocks remains possible. But, if this is so, it would seem to imply assimilation of metasedimentary material in one case (mangerite) and of metavolcanics in the other (farsundite). The other possibilities are that the farsundite is related to the earlier, large Egersund-Ogna massif which is mainly anorthositic in composition, or that it does not belong to the anorthosite clan.

The excess of ^{206}Pb found in the mangerites agrees with the results of Zartman and Wasserburg on some similar rocks in the Adirondacks. This situation may characterize the « plagioclastic magma » of P. Michot, resulting from some type of mantle-crust interaction in orogenic belts.

I. INTRODUCTION

Depuis de nombreuses années, les géologues du cristallophyllien se sont penchés sur les problèmes posés par l'origine et la genèse des ensembles anorthositiques et des roches qui leur sont associées. Suivant en cela un schéma méthodologique et interprétatif analogue à celui élaboré au cours des nombreuses recherches entreprises dans le cadre de l'étude des complexes granitiques, ils ont abouti à mettre en valeur une série de processus qui selon eux conduisent au développement des roches en question. De nombreuses hypothèses ont ainsi été proposées; les unes magmatistes, envisagent divers modes de différenciation liés à la cristallisation fractionnée d'un magma de caractère gabbroïque (R. BALK, 1931; A. F. BUDDINGTON, 1939; J. HÖDAL, 1944; D. V. HIGGS, 1954); les autres, métasomatistes, font appel entre autres à un processus d'anorthositation (T. F. W. BARTH, 1952, p. 229), surtout actif dans les parties profondes de l'écorce terrestre où existerait « a thermodynamic tendency to separate... a more or less continuous anorthositic shell below a certain depth of the crust. At this depth, oxygen, silicon, potassium and some sodium from solid rocks and minerals tend to « squeeze out » so that here only plagioclase of intermediate composition remains stable, together with pyroxene, garnet, olivine and ore minerals » (H. RAMBERG, 1952).

Plus élaborées et mieux argumentées, les hypothèses magmatistes ont prévalu dans la majeure partie des cas.

Parmi toutes les régions dans lesquelles les masses anorthositiques forment une partie importante de la structure géologique, le Rogaland méridional, dans le sud-ouest de la Norvège, représente un domaine particulièrement bien étudié. Les études géologiques et pétrologiques des ensembles constituant le massif éruptif complexe qui y affleure ont permis de définir un certain nombre de phénomènes dont dépend l'élaboration des roches qui le composent. Elles ont également mis en lumière les relations existant entre les diverses phases de son développement magmatique et les plissements successifs qui ont affecté le domaine en question dans le cadre de son évolution catazonale monogénique (P. MICHOT, 1956 a, 1956 b, 1960 a; J. MICHOT et P. MICHOT, 1969).

Les premières recherches sur le complexe éruptif du Rogaland méridional ont été engagées, dès 1896, par C. F. KOLDERUP qui déjà envisageait ses différentes roches (labradorite, norite, adamellite, banatite, farsundite, monzonite et birkré-

mite) comme issues d'un même magma parental et injectées successivement les unes à la suite des autres, la labradorite (anorthosite) étant la première à se mettre en place (C. F. KOLDERUP, 1896).

Plus tard, J. H. L. VOGT (1924) et T. F. W. BARTH (1936) expliquaient de la même manière, par une longue différenciation, la série lithologique allant de l'anorthosite aux norites et aux birkrémites et farsundites, BARTH estimant par ailleurs que la nature du magma dont elle provenait, devait présenter un caractère monzonitique quartzique.

Au cours de ces dernières années, P. MICHOT (1956, 1960 a, 1960 b) s'est attaché à distinguer dans le complexe éruptif en question, les différentes unités qui s'y imbriquent; il a ainsi été amené à préciser l'ordre chronologique suivant lequel se sont succédé trois d'entre-elles : le massif anorthositique d'Egersund-Ogna, l'intrusion noritique du Lakssvelefjeld-Koldal et le massif lopolithique de Bjerkrem-Sogndal.

Cette dernière unité, la plus jeune, doit sa constitution à une différenciation magmatique dont la phase initiale est représentée par des produits surtout leuconoritiques, localement anorthositiques et dont les phases ultérieures comprennent successivement des roches de caractère monzonoritique, puis mangéritique et finalement mangéritique quartzique.

Dans le cadre d'une interprétation magmatologique générale, le schéma évolutif ainsi tracé dans une des unités fut étendu à l'ensemble du complexe éruptif dont l'étude pétrologique avait vérifié l'antériorité de formation du plagioclase vis-à-vis des minéraux ferromagnésiens, de même que l'antériorité des masses anorthositiques par rapport aux différenciés enrichis en minéraux foncés. De là est née la conception suivant laquelle le magma dont étaient issues les unités citées, devait présenter un chimisme permettant au plagioclase de s'y individualiser suivant une proportion supérieure à celle fixée par l'eutectique plagioclase-minéraux ferromagnésiens. C'est ce magma d'un type particulier qui fut dénommé « magma plagioclasique » (P. MICHOT, 1960 b, 1965 a, 1965 b).

Dans le Rogaland méridional, la différenciation par étapes du magma plagioclasique aurait ainsi donné naissance en premier lieu au massif anorthositique d'Egersund-Ogna, puis enrichi en ferromagnésiens, à l'intrusion noritique du Lakssvelefjeld-Kodal et enfin dans une dernière phase, au lopolithe différencié de Bjerkrem-Sogndal dont la mangérite quartzique représenterait dès lors le produit de cristallisation du liquide résiduel.

La succession lithologique qui va de l'anorthosite à la mangérite n'est pas seulement caractéristique du Rogaland méridional. Elle apparaît également dans la province de Grenville, Québec méridional, où les recherches de A. R. PHILPOTTS (1966) l'amènent à constater que les roches composant cette suite « are derived from a calc-alkaline parental magma that underwent differentiation in a very dry environment and hence gave rise to the strong iron enrichment trend that is characteristic of tholeiitic suites ».

C'est à une conclusion à peu près semblable qu'arrive R. B. HARGRAVES (1962), lors de son étude sur l'anorthosite du Allard Lake, Québec, dans laquelle, sur la base de données pétrologiques et compte tenu de la distribution des différents types de roches, il décrit la succession suivante : anorthosite — norite — syénite méso-perthitique à pyroxène (mangérite), cette roche passant à son tour à un granite à biotite et hornblende.

Cette dernière observation, transposée dans le cadre du complexe éruptif du

Rogaland méridional, repose le problème de l'appartenance à celui-ci du massif de farsundite (granite à hornblende) qui affleure à son extrémité sud-est (fig. 1). Considéré par KOLDERUP (1896) et BARTH (1936-1945) comme partie intégrante de ce complexe, il en avait jusqu'à présent été implicitement exclu par P. MICHOT.

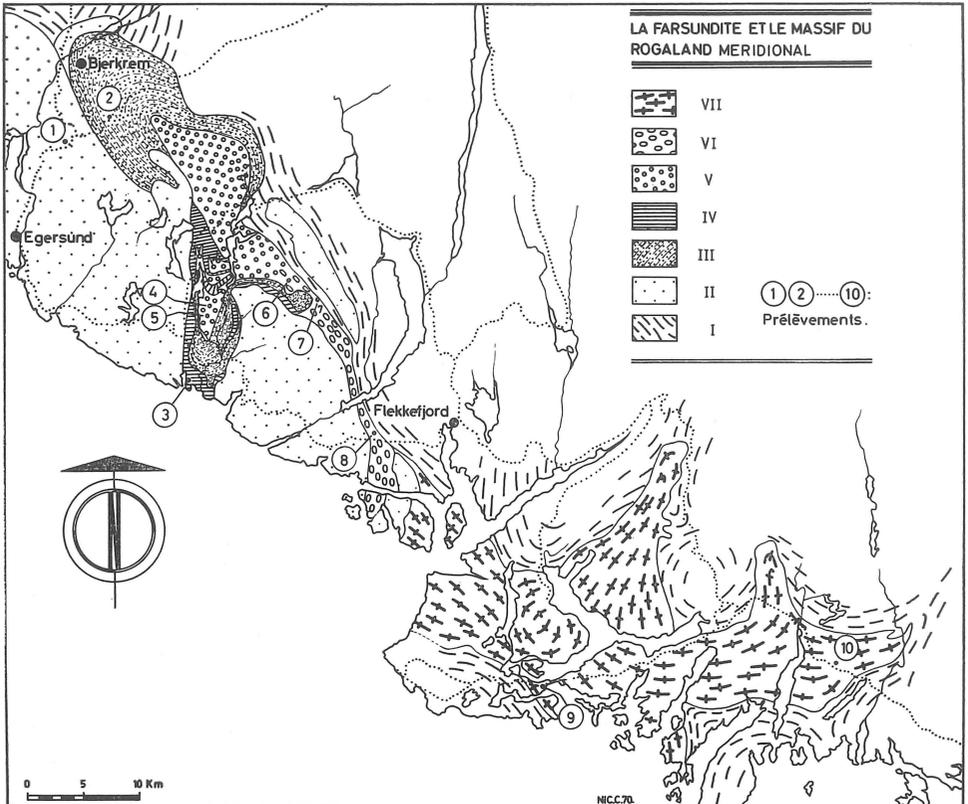


Fig. 1. — La farsundite et le complexe éruptif du Rogaland méridional (d'après J. Michot et P. Michot, 1969 et E. Middlemost, 1968).

I = Gneiss encaissant; II = Anorthosite et Leuconorite; III = Leuconorite et Norite rubanée (Massif de Bjerkrem-Sogndal, phase I); IV = Monzonorite d'Eia (Massif de Bjerkrem-Sogndal, phase II); V = Mangérite et Mangérite quartzique (Massif de Bjerkrem-Sogndal, phase III); VI = Mangérite gneissique; VII = Farsundite.

Prélèvements : 1 : PA 66/E; 2 : PA 66/3; 3 : PA 66/0; 4 : PA 66/A; 5 : PA 66/P;
6 : PA 66/N; 7 : PA 66/M; 8 : PA 66/Q; 9 : LA 68/A; 10 : PA 69/K.

Récemment, dans l'optique développée par A. R. PHILPOTTS (1966), E. MIDDLEMOST (1968) reprenant l'étude de la farsundite, réinterprétait sa pétrogenèse sur la base de trois « énigmes géologiques » : la controverse sur les granites, le problème des charnockites et l'évolution des roches de la suite anorthositique. C'est ainsi qu'il était amené à la considérer à nouveau comme liée à l'évolution du complexe éruptif du Rogaland méridional, développé selon lui à partir d'un magma de composition gabbro-dioritique : « With crystallisation and the operation of magma-mush-sieving in a simple basin shaped magma envelope a gabbroic-dioritic magma might

produce a layered body... If (the) layered sequence was emplaced into a magma envelope that was continually changing in shape, with for example, the lateral and outward spread of the upper and late crystallizing magma fractions and the rise of the base of the magma envelope, this would frequently result in the formation of an igneous body containing consanguineous rock units that displayed complex contact relationship with one another ».

Le massif de farsundite doit-il être considéré comme appartenant au complexe éruptif du Rogaland méridional et en représente-t-il une des unités, différenciée et injectée marginalement au cours de son évolution? C'est à cette question que nous tentons de répondre, en mettant l'accent, compte tenu des difficultés d'interprétation des relations de contact entre ce massif et les autres unités de complexe éruptif, sur les données géochronologiques et isotopiques que nous avons obtenues jusqu'à présent.

II. LE MASSIF DE FARSUNDITE, APERÇU GÉOLOGIQUE

Le massif de farsundite affleure à l'extrémité sud-est du complexe éruptif du Rogaland méridional et s'étend dans la région de Farsund, dans le sud-ouest du Vest-Agder, sur quelque 400 Km² environ (Fig. 1). Il se présente sous une forme allongée d'ouest en est, très irrégulière, dont les contours dessinent une série d'apophyses qui pénètrent parfois profondément dans les formations métamorphiques encaissantes. Ces contours respectent à grande échelle les allures tectoniques complexes des ensembles gneissiques, particulièrement dans leur tracé occidental. A plus petite échelle cependant, spécialement dans la partie orientale du massif, ils apparaissent nettement transgressifs vis-à-vis de la texture régionale. Cette disposition se marque très clairement sur la carte géologique levée par E. MIDDLEMOST (1968) qui conclut de son étude générale que les relations entre la farsundite et son enveloppe sont le fait, pour une partie au moins du massif, d'une mise en place postérieure à la déformation plastique principale qui dans cette région, comme d'ailleurs dans le Rogaland méridional (P. MICHOT, 1960), comprend en réalité plusieurs phases (T. FALKUM, 1966).

Quant à la disposition d'ensemble que révèle l'intrusion, elle paraît pouvoir s'interpréter comme le résultat d'une injection lente et progressive se moulant au sein d'un complexe profondément déformé, caractérisé par des allures texturales très contournées.

Les contacts de la farsundite avec les roches encaissantes présentent de multiples aspects. Tantôt tranchés, tantôt plus ou moins progressifs, ils sont également à petite échelle l'expression d'une mise en place dont les caractéristiques varient d'un endroit à l'autre. En particulier, à la bordure occidentale du massif, les relations de la farsundite avec les roches du complexe éruptif du Rogaland sont difficiles à préciser; on n'y relève pas de disposition transgressive et les allures concordantes y sont assez souvent la règle. Sa limite avec la mangérite quartzique gneissique prolongeant vers le sud-est le massif de Bjerkrem-Sogndal, est malaisée à définir. Ainsi la possibilité d'une connexion avec ce massif et son évolution magmatique ne peut-elle être envisagée sur la seule base de relations de terrain.

III. LA FARSUNDITE ET LA MANGÉRITE QUARTZIQUE
DU LOPOLITHE DE BJERKREM-SOGNDAL.
ASPECTS PÉTROGRAPHIQUES

Dans l'optique d'une relation génétique possible entre les unités du complexe éruptif anorthosito-norito-mangéritique du Rogaland méridional et le massif de farsundite qui lui fait suite vers le sud-est, on doit admettre que ce dernier massif, dont la tendance acide est nettement accusée, représente dès lors l'un des derniers produits de la différenciation. Il est par conséquent logique de le comparer à la mangérite quartzique qui marque, dans l'évolution magmatique transcrite dans la succession lithologique du massif lopolithique de Bjerkrem-Sogndal, l'étape finale de la différenciation du magma plagioclasique dont serait issu le complexe éruptif dans son ensemble (P. MICHOT, 1965 b).

La farsundite apparaît comme une roche d'aspect assez hétérogène en grand, moyennement grenue, de couleur souvent foncée, à texture légèrement orientée; elle se compose essentiellement d'une trame feldspathique dans laquelle se trouve dispersés des grains de quartz et des agrégats de ferromagnésiens d'allure lenticulaire.

D'une manière générale, comme l'a montré E. MIDDLEMOST, elle présente en fait deux faciès principaux. L'un nettement foncé, d'aspect « charnockitique » (mélano-feldspathic farsundite), occupe la partie occidentale du massif et appartient au faciès granulite; l'autre plus clair (leucofeldspathic farsundite), s'étale à l'est de Farsund et se caractérise par le développement de l'amphibole et de la biotite et l'accentuation de la texture orientée. Cette roche renferme des enclaves de types divers et en de nombreux endroits, de petites poches lenticulaires ou de petites veines de caractère granitique, irrégulières, à structure pegmatitique, dont les contours sont généralement assez indistincts. Ces veines se différencient aisément des pegmatites typiques qui se rencontrent également dans le massif, en particulier à Rymteland dont la pegmatite a fourni une uraninite qui a fait l'objet d'une mesure d'âge par la méthode U/Pb (J. L. KULP et W. R. ECKELMAN, 1957).

L'étude au microscope révèle une roche formée de grains de plagioclase et de feldspath potassique parmi lesquels se répartissent des agrégats de ferromagnésiens comprenant de l'amphibole, un minéral opaque, du sphène, de l'apatite et quelques paillettes de biotite; localement, dans le faciès occidental un pyroxène orthorhombique s'y développe également. Du quartz, souvent en grandes plages lobées se moule sur ces divers éléments.

Le plagioclase (oligoclase basique) se présente en plages hypidiomorphes, légèrement déformées, à extinction onduleuse, atteignant plusieurs mm de long et en grains xénomorphes de 1 à 3 mm de diamètre rassemblés en agrégats de plusieurs individus. Il est maclé Carlsbad-Albite; au contact du quartz et du feldspath potassique, ses contours sont irréguliers, corrodés et par endroits, ceinturés d'une bordure d'aspect myrmékitique.

Le feldspath potassique en plages xénomorphes de dimensions semblables à celles du plagioclase, apparaît sous un aspect microclinique; sa partie centrale est généralement perthitique, voire même dans certains cas mésoperthitique. Il forme localement des agrégats de quelques grains entre lesquels s'insinuent de petites plages interstitielles de quartz.

Les ferromagnésiens, en amas assez lâches, sont surtout représentés par une amphibole pléochroïque vert brunâtre à brun jaunâtre, xénomorphe, à contours

très irréguliers, localement parsemée de sphérules de quartz. Elle est associée à un minéral opaque, au sphène, à la biotite et à l'apatite.

Le sphène forme des grains individuels ou constitue une mince ceinture autour du minéral opaque. Quant à la biotite, elle se développe en paillettes souvent greffées sur l'amphibole; par endroits elle apparaît en association symplectitique avec le quartz.

Cet aspect microscopique d'ensemble est fréquemment modifié par l'apparition au sein d'une lame mince, de zones à caractéristiques pétrographiques assez différentes de celles qui viennent d'être esquissées. On y observe, en effet, des lentilles formées de feldspath potassique mésoperthitique associé à des plages de quartz et quelques paillettes de biotite, parfois quelques grains d'amphibole. Cet ensemble plus ou moins équigranulaire (1-3 mm de diamètre) est parcouru de fines linéoles de quartz monocristallin (quartz granulitique : lagenquartz) de plusieurs mm de long. Il s'agit là selon toute vraisemblance de vestiges, plus ou moins bien conservés, d'inclusions des gneiss granulitiques encaissant la farsundite. Ils témoignent, comme d'ailleurs les nombreuses enclaves dénombrées au sein du massif le laissaient prévoir, de l'hétérogénéité de composition de la farsundite jusqu'à l'échelle microscopique.

La mangérite est une roche généralement assez grenue, plus ou moins homogène, de couleur sombre, à texture massive, devenant gneissique dans la bande prolongeant le massif de Bjerkrem-Sogndal vers le sud-est en direction de Flekkefjord; elle est constituée d'un ensemble de plages de feldspaths et de quartz au sein duquel s'individualisent de petits amas de ferromagnésiens.

Cette roche se présente également sous plusieurs faciès dépendant essentiellement des proportions relatives des minéraux constitutifs, leurs structure et texture ne présentant guère de variation importante d'un type à l'autre. C'est ainsi que l'on peut distinguer dans l'ensemble des roches mangéritiques étudiées jusqu'à présent, une série qui s'échelonne depuis la mangéro-norite riche en plagioclase et pauvre en quartz, jusqu'à la mangérite typique et la mangérite nettement quartzique.

Localement, cette roche englobe des enclaves sombres de gneiss à pyroxènes, parfois lités, finement grenus, qui dans le faciès gneissique s'orientent parallèlement à la texture.

Au microscope, la mangérite apparaît composée en proportion variable de mésoperthite, de plagioclase et de quartz, en plages généralement équigranulaires (1/2 à 2 mm), plus ou moins isométriques, engrenées les unes dans les autres, ensemble parmi lequel se disposent l'hypersthène en grandes plages à structure poecilitique-interstitielle, le diopside, dans certains cas l'olivine, et un minéral opaque, minéraux auxquels sont associés quelques grains d'apatite et de zircon.

Le plagioclase, en grains xénomorphes maclés suivant la loi de l'Albite, parfois jumelée à celle de la Péricline, est par endroits parsemé de petites sphérules ou veinules de quartz et revêt une structure à caractère myrmékitique. Localement, certaines plages vraisemblablement d'assez grandes dimensions, plus ou moins fortement disloquées, sont envahies et corrodées par le feldspath potassique; ce dernier s'étale largement de manière porphyroblastique et renferme des flots plagioclasiques à orientations optiques voisines. Cette association forme dans la roche une série d'yeux de tendance porphyroclastique.

Le feldspath potassique se présente habituellement en grains assez trapus mésoperthitiques; il constitue parfois des individus allongés de dimensions légèrement supérieures à ceux de la mésostase environnante; son extinction y est légèrement onduleuse.

Outre les grains isométriques sous lesquels il apparaît dans la majorité des cas, le quartz se développe aussi en plages à contours sinueux dessinant une très grossière texture orientée suivant laquelle s'allongent également les agrégats de ferromagnésiens, en particulier l'hypersthène d'aspect très déchiqueté atteignant 1 cm de long.

La mangérite gneissique qui constitue l'apophyse sud-est du lopolithe comprend les mêmes minéraux que ceux cités ci-dessus. Ils sont en général de plus petites dimensions, isométriques (300 à 500 microns) et forment une mésostase à structure engrenée dans laquelle les ferromagnésiens sont disposés en traînées orientées parallèlement les unes aux autres; l'hypersthène y présente une tendance à la structure poecilitique-interstitielle. Cette mésostase englobe de grandes plages de feldspath mésoperthitique à extinction onduleuse et des quartz à structure souvent amoéboïde, allongés suivant la texture générale. Certains « yeux » feldspathiques peuvent atteindre plus de 1 cm; leur structure assez complexe comprend une large couronne mésoperthitique à contours très irréguliers enveloppant un noyau de plagioclase maclé Carlsbad-Albite, dont les limites apparaissent fortement estompées.

Comme on peut s'en apercevoir dans la description pétrographique générale qui vient d'être esquissée ci-dessus, la farsundite et la mangérite se distinguent nettement l'une de l'autre par leur *faciès minéral*, la première de ces deux roches possédant localement cependant un faciès intermédiaire transitionnel entre celui de la mangérite, du type catazonal, et celui, mésozonal, de la farsundite proprement dite. Cette caractéristique permet donc de penser que leur histoire, si elle a pu être commune à l'origine n'en est pas moins distincte par la suite, en tout cas en ce qui concerne leur bathymétrie d'intrusion; la farsundite s'est mise en place dans un domaine légèrement supérieur à celui où a évolué le massif de Bjerkrem-Sogndal.

On peut également retenir que conformément aux observations réalisées sur l'ensemble des roches du complexe éruptif du Rogaland, la farsundite se caractérise également par une *structure protoclastique du plagioclase*, ce qui dans cette roche comme dans toutes celles du complexe éruptif et en particulier dans la mangérite, implique l'antériorité de cristallisation de la phase feldspathique (le plagioclase dans le premier cas, le plagioclase et partiellement la mésoperthite dans le second) vis-à-vis des autres minéraux: le microcline, les ferromagnésiens et le quartz.

Cette observation, jointe à l'existence du faciès minéral de transition observé dans la partie occidentale du massif de farsundite, paraît être une donnée pétrologique qui permet de postuler une relation génétique entre ce massif et le complexe éruptif du Rogaland méridional.

Lorsqu'on compare la *composition minérale* des deux roches, compte tenu de leur faciès, on peut envisager dès lors que, si une telle relation génétique existe, c'est au niveau de la phase terminale de la différenciation du lopolithe de Bjerkrem-Sogndal, lors de la formation des faciès mangéritiques, qu'elle a dû s'établir.

IV. DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES

a) Résultats expérimentaux

La méthode du plomb a été appliquée au zircon et au sphène d'un certain nombre d'échantillons des unités considérées. Seule la farsundite contient ces deux minéraux. Le zircon est présent dans les mangérites du massif de Bjerkrem-Sogndal et est même relativement abondant dans les mangérites quartziques.

Certains des résultats relatifs au zircon des mangérites ont déjà fait l'objet d'une note préliminaire (J. Michot et P. Pasteels, 1968). Les données publiées sont complétées ici par de nouvelles mesures qui confirment essentiellement les premiers résultats obtenus. Nous avons pensé, en outre, pouvoir réduire quelque peu les marges d'erreur attribuées aux valeurs de t 207/206. En effet, dans notre publication précédente, nous avons inclus un élément d'incertitude sur la composition isotopique du plomb commun de correction. Les mesures faites ultérieurement sur le plomb extrait des feldspaths des mêmes roches, ou des réactifs utilisés, nous ont montré que ce facteur d'incertitude était surestimé.

Les résultats obtenus dans la suite ont bénéficié d'améliorations techniques qui ont eu pour effet, essentiellement, de réduire encore les marges d'erreur sur t 207/206. Au cours de la présente étude, nous avons abandonné la méthode à l'acide borique pour le dépôt du plomb sur le filament du spectromètre, au profit de la méthode au silicate de zirconium de P. A. Akishin et al. (1957), en utilisant cependant un filament de platine de préférence au tungstène employé par ces derniers auteurs. Pour les toutes dernières mesures, nous avons procédé à la séparation chimique du plomb dans une enceinte à air filtré, ce qui a abaissé d'une manière sensible le niveau de contamination en plomb commun.

L'ensemble des données figure au tableau I. Tous les échantillons révèlent un « age pattern » normal pour les sphènes et les zircons non métamictes : les « âges » obtenus à partir des trois rapports isotopiques concordent entre eux, ou sont légèrement discordants, avec, dans ce cas, t 206/238 un peu inférieur à t 207/206. Seul le zircon Pa 66/A révèle la séquence inverse, inhabituelle. Dans ce dernier cas, afin d'éliminer la seule cause d'erreur expérimentale qui, a priori, pourrait expliquer un tel écart à la norme (perte de traceur isotopique de plomb par volatilisation au cours de l'attaque), on a ajouté le traceur isotopique avant la fusion de l'échantillon pour l'une des deux mesures, après l'achèvement de la fusion pour l'autre. La concordance des résultats établit bien que la discordance observée n'est pas le fait d'une erreur de mesure.

L'« âge apparent » a priori le plus correct étant t 207/206, on a cherché à augmenter la précision sur cette valeur par des mesures répétées, sur prises distinctes de l'échantillon incarté, dans deux cas (zircons La 68/A et Pa 69/K). Les différences de teneur en plomb commun observées d'une mesure à l'autre prouvent que ce plomb est introduit au cours des manipulations. Le niveau de contamination est toutefois acceptable, en général. Une seule mesure, celle relative au zircon Pa 66/P, exécutée avant l'installation de filtration d'air dans le laboratoire de chimie, n'a pas permis le calcul de t 207/235 et t 207/206 par suite d'une contamination accidentelle élevée en plomb commun. Faute d'échantillon, la mesure n'a pas pu être refaite dans de meilleures conditions.

La méthode d'analyse utilisée pour le sphène a été décrite ailleurs (P. Pasteels et J. Michot, 1970). Après l'installation de la filtration d'air le niveau de contamination en plomb est descendu en dessous de $0,1.10^{-6}$ gr par gramme d'échantillon. Le plomb commun décelé par l'analyse provient donc bien du matériel analysé. Comme plomb de correction, on a utilisé dès lors le plomb extrait des feldspaths des mêmes roches. Au tableau I figurent entre parenthèses les teneurs en plomb total des sphènes.

TABLEAU I

Mesures Uranium-Plomb sur Zircon et Sphène

Nature de la roche	Référence	Minéral	Fraction (1)	U ppm	Pb rad ppm
Mangérite à olivine	Pa 66/P	Z		181,3	29,90
Mangérite quartzique à olivine	Pa 66/A	Z		194,4	30,2
Idem	Pa 66/N	Z		160,5	25,55
Gneiss mangéritique quartzique	Pa 66/M	Z	A	155,4	n.m.
		Z	B	166,7	26,72
Gneiss mangéritique quartzique fin	Pa 66/Q	Z		{ 249	43,6
				{ 249	42,8
Farsundite mélano- feldspathique	La 68/A	Z		167,4	30,7
		S		77,3	30,9 (tot : 34,6)
Farsundite leucofelds- pathique	Pa 66/K	Z		134,9	21,84
		S		71,0	15,75 (tot : 18,63)

(1) Concentré de zircon subdivisé au séparateur magnétique Frantz Isodynamic. La fraction A est de susceptibilité magnétique plus faible que la fraction B. Sauf pour Pa 66/M, l'analyse a porté sur une fraction incartée de l'ensemble du sphène ou du zircon récupéré.

(2) Le plomb de correction a la composition isotopique suivante : 1 18,6 15,7 38,9, pour les échantillons de zircon. Pour les sphènes, on a utilisé le plomb du feldspath correspondant. Les constantes utilisées sont $\lambda^{238}\text{U} = 1,537 \times 10^{-10} \text{ a}^{-10}$, $\lambda^{235}\text{U} = 9,72 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,8$.

(3) Analyse isotopique utilisée pour le calcul de la concentration en plomb et des âges radiométriques $t_{206/238}$ et $t_{207/235}$.

Composition isotopique du plomb				Ages radiométriques en m.a. (2)		
204	206	207	208	<i>t</i> 206/238	<i>t</i> 207/235	<i>t</i> 207/206
0,807	100	18,42	42,11	969 ± 30	—	—
0,0948	100	8,445	15,08	923 ± 20	938 ± 20	970 ± 20
0,1418	100	16,25	9,142	947 ± 20	956 ± 20	976 ± 15
0,1575	100	9,303	17,11	—	—	960 ± 40
0,1786	100	9,517	19,97	936 ± 20	935 ± 30	930 ± 40
0,1476	100	9,170	15,46	1042 ± 20	1017 ± 40	960 ± 50
0,0975	100	8,397	13,92	1023 ± 20	999 ± 25	945 ± 35
0,2038	100	10,107	28,62	—	—	998 ± 35
0,1080	100	8,749	26,27 (3)	988 ± 20	994 ± 20	1004 ± 20
0,478	100	13,832	204,8	899 ± 25	915 ± 30	941 ± 45
0,3027	100	11,415	27,99 (3)	921 ± 20	934 ± 20	964 ± 30
0,1965	100	9,995	24,68	—	—	996 ± 40
0,420	100	13,176	78,97	889 ± 20	918 ± 25	986 ± 60

b) *Interprétation*

Comme indiqué plus haut, les discordances d'âges observées sont toujours faibles. Dans ce cas, on peut considérer que $t_{207/206}$ fournit une indication correcte de l'âge, pour autant que la population de zircon considérée soit homogène et essentiellement magmatique. En effet, la présence de xéno-cristaux de zircon dans la roche peut être cause de valeurs trop élevées de $t_{207/206}$. Les erreurs expérimentales ont été estimées assez libéralement. Elles sont variables, puisque ni la contamination en plomb commun, ni la qualité des mesures spectrométriques ne sont constantes.

Nous avons calculé des valeurs moyennes des $t_{207/206}$ en considérant séparément les données relatives au sphène et au zircon, aux mangérites et à la farsundite, etc. (tableau II).

TABLEAU II

Moyennes pondérées des $t_{207/206}$

Mangérites massives : 974 ± 19 m.a. (zircon)	} Mangérites, massives et gneissiques 967 ± 12 m.a. (zircon)
Gneiss mangéritique : 944 ± 26 m.a. (zircon)	
Farsundite (zircon) : 993 ± 18 m.a.	
Farsundite (sphène) : 957 ± 43 m.a.	

Pour ce calcul, nous avons utilisé la formule suivante (T. B. Crumpler et J. H. Yoe 1940) :

$$Z = \frac{\sum \frac{a}{r_a^2}}{\sum \frac{1}{r_a^2}} \quad \sigma = \sqrt{\frac{\frac{d^2}{r_1^2} + \frac{d^2}{r_2^2} + \dots}{\frac{1}{r_1^2} + \frac{1}{r_2^2} + \dots}} \times \frac{1}{n-1}$$

avec :

- Z : moyenne pondérée
- a : mesures
- r_a : erreur moyenne
- d : écart entre Z et a
- σ : déviation standard

Au tableau II, figurent les valeurs de Z calculées à partir des valeurs de a figurant au tableau I. Les marges d'erreur sur Z représentent 2σ . On a supposé dans le calcul que les marges d'erreur attribuées aux résultats individuels (tableau I) représentent l'erreur moyenne bien qu'en fait, ces marges d'erreur lui soient supérieures. Cette approximation n'a qu'assez peu d'incidence sur la déviation standard qui n'est que légèrement surévaluée. L'examen des moyennes pondérées figurant au tableau II montre qu'il est *peu probable* que l'écart entre les $t_{207/206}$ relatifs,

respectivement, aux zircons des mangérites et de la farsundite soit dû à des causes *expérimentales*.

On se trouve donc en présence de deux explications possibles :

a) ou bien la farsundite s'est mise en place un peu avant les mangérites du massif de Bjerkrem-Sogndal, et le sphène qu'elle contient, qui semble fournir une indication chronologique un peu plus faible que le zircon, aurait subi un « rajeunissement » par perte de plomb à haute température (P. Pasteels 1969, P. Pasteels et J. Michot, 1970);

b) ou bien la farsundite est de même âge que les mangérites, et renferme dès lors des xéno cristaux de zircon.

Nous serions tentés de choisir la première hypothèse sur la base de l'étude d'un cas assez semblable (réf. cit.), où le « rajeunissement » du sphène apparaît assez bien établi. Mais la présence de vestiges de roches gneissiques plus ou moins assimilées par la farsundite, en particulier dans l'échantillon La 68/A qui livre les valeurs de t 207/206 les plus élevées, vient plutôt à l'appui de la seconde.

Remarquons que les exemples dans lesquels les sphènes des roches ignées sont légèrement plus jeunes (en apparence) que les zircons correspondants, ne sont pas rares; O. Kouvo en a récemment signalé dans le Précambrien de la Finlande (Colloquium on the Geochronology of Phanerozoic Orogenic Belts, Zürich-Berne, août-septembre 1969). En réalité, il est vraisemblable qu'il existe plus d'une explication à cette situation.

On peut donc retenir, de la présente discussion, qu'il existe une suggestion que l'âge de la Farsundite puisse être un peu plus élevé que celui des mangérites, mais aucun argument concluant ne peut être avancé à ce sujet. Les deux unités, farsundite et mangérites, sont en tout état de cause subcontemporaines et clôturent un cycle d'âge « Grenville ». Le caractère subcontemporain des deux roches est également attesté par l'observation géologique : l'une et l'autre se sont mises en place au cours des phases terminales de la déformation tectonique. Rappelons qu'à Rymteland, la farsundite est recoupée par une pegmatite datée à 920 ± 20 m.a. par J. L. Kulp et W. R. Eckelmann (1957). La mise en place de cette dernière roche est post-tectonique.

V. DONNÉES ISOTOPIQUES

1) Variations dans la composition isotopique de strontium

Nous avons récemment montré que des indications d'ordre pétrogénétique pouvaient être déduites de l'étude des variations du rapport 86/86 du strontium dans les anorthosites du sud de la Norvège et les roches qui leur sont associées (J. Michot et P. Pasteels, 1969). Des études similaires ont été menées indépendamment dans d'autres régions par des équipes de chercheurs surtout américains (U.S.G.S., M.I.T., etc.) et anglais (Oxford). Une abondante littérature existe donc sur ce sujet.

Nous ne reviendrons pas ici sur les hypothèses de base, sinon pour rappeler très brièvement que dans une roche ignée, la présence, au départ, d'un strontium présentant un enrichissement notable en ^{87}Sr radiogénique témoigne selon toute vraisemblance d'une origine crustale ou hybride. En effet, ce n'est que dans les

matériaux sialiques que la désintégration du ^{87}Rb provoque une accumulation *sensible* de ^{87}Sr radiogénique.

Dans de nombreuses séries différenciées, on a constaté une nette augmentation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ depuis les termes initiaux basiques jusqu'aux termes ultimes acides (une brève revue de ce problème est donnée par D. R. Dickinson et al, 1969), presque tous les cas étudiés concernant des roches volcaniques ou subvolcaniques. Comme la différenciation magmatique elle-même ne peut provoquer d'accumulation de ^{87}Sr , les divers auteurs qui se sont penchés sur la question ont proposé l'une ou l'autre des explications suivantes.

1) Les termes initiaux basiques et les termes ultimes acides ne dérivent pas des mêmes régions du manteau, dont la partie supérieure pourrait être contaminée par des matériaux sialiques, par exemple le long des zones de Benioff (R. L. Armstrong, 1968).

2) La différenciation magmatique s'est développée longtemps avant que se produise l'extrusion (dans le cas de roches volcaniques) permettant ainsi au strontium radiogénique de s'accumuler normalement dans les termes acides déjà différenciés (D. R. Dickinson et al, 1969).

3) Le strontium radiogénique qui caractérise les termes acides des différenciations trouve son origine dans une migration différentielle à partir des roches encaissantes. Cette hypothèse a été invoquée par divers auteurs dans divers cas. R. J. Pankhurst (1969), notamment, en fait mention à propos de certains massifs basiques stratiformes d'Écosse, d'âge calédonien (Newer Gabbros).

Les modalités de ce transfert sélectif de ^{87}Sr radiogénique, qui reste tout à fait hypothétique, apparaissent cependant assez mal explicitées.

4) Une variante de l'hypothèse précédente admet, avec le strontium radiogénique, un transfert d'autres éléments. D. H. Green et A. E. Ringwood (1967), qui proposent ce processus sous le terme de « wall-rock reaction », l'expliquent comme le résultat de l'instabilité de certains éléments dans leur roche d'origine, éléments qui sont alors amenés à migrer dans le magma.

5) L'hypothèse d'une contamination importante, impliquant également les constituants majeurs, est celle que nous avons retenue pour les roches du massif de Bjerkrem-Sogndal, un des rares exemples connus (peut-être le seul) où le phénomène d'enrichissement progressif en ^{87}Sr rad se manifeste au sein d'une intrusion différenciée catazonale. Dans ce cas, en effet, les explications 1 et 2 ne paraissent pas applicables. Pas plus d'ailleurs que ne sont celles reprises en 3 et 4.

En effet, l'existence dans les roches encaissantes de phases minérales, dans lesquelles le ^{87}Sr rad s'accumule, mais auxquelles il est faiblement lié, paraît sous-jacente à ces deux dernières hypothèses, condition qui n'est pas réalisée dans l'environnement au sein duquel les mangérites du lopolithe de Bjerkrem-Sogndal se sont mises en place.

Pankhurst, il est vrai, invoque une réaction d'échange entre le strontium *total* du magma et celui des roches encaissantes. Mais toute son argumentation paraît reposer sur la présence de minéraux à radical hydroxyle dans les différenciés tardifs, et leur absence dans les premiers termes basiques de la différenciation. La phase fluide aurait donc selon lui pu jouer le rôle de vecteur pour le ^{87}Sr rad, puisque la présence des minéraux hydratés va de pair avec une augmentation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Un tel raisonnement ne paraît pas pouvoir s'appliquer au cas présent, les mangérites apparaissant aussi « sèches » que les termes qui les ont précédées dans la différenciation.

Résultats expérimentaux

Les résultats expérimentaux sont présentés au tableau III. Toutes les mesures sauf une, ont été exécutées en utilisant un collecteur d'ions de type multiplicateur d'électrons. Le spectromètre de masse utilisé est un appareil Atlas CH₄. Bien que, théoriquement, l'utilisation d'un collecteur de type cage de Faraday soit préférable, nous avons pu constater que tel n'est pas le cas avec l'instrument que nous utilisons.

Suite à l'effet de *saturation de la première dynode* du multiplicateur, le pic 87 est amplifié lorsqu'il est enregistré à la suite du pic 88. Il y a lieu d'introduire une correction pour cet effet. La moyenne de huit mesures sur le strontium standard du Massachusetts Institute of Technology, mesures exécutées durant la même période de temps que celles obtenues sur les échantillons, a donné : $0,7095 \pm 0,00063$ (déviations standard sur une mesure ou $\pm 0,00022$ (déviations standard sur la moyenne)). Pour ramener cette valeur à celle de 0,7080 obtenue dans d'autres laboratoires, nous avons donc soustrait 0,0015 à tous les résultats obtenus. Les données figurant au tableau III sont affectées de cette correction. Pour toutes les mesures relatives au standard et aux échantillons, on a, en outre, appliqué la correction de *normalisation* à la valeur de 0,1194 du rapport 86/88. Cette correction élimine les effets de *fractionnement* à la source et ne rend pas nécessaire la *correction de masse* due à l'emploi d'un multiplicateur d'électrons. Nos résultats sont donc alignés sur ceux obtenus au M.I.T. et dans les autres institutions où des études similaires sont réalisées. Sauf pour les deux mesures relatives à l'échantillon Pa 66/R, qui sont un peu moins bonnes, nous pouvons considérer comme correcte la troisième décimale, la quatrième n'étant fournie qu'à titre d'indication.

On a effectué par dilution isotopique trois mesures de la concentration en strontium, et cinq de la concentration en rubidium. Il y avait lieu, en effet, de s'assurer que la proportion de ⁸⁷Sr rad accumulé in situ par décroissance radioactive du ⁸⁷Rb durant toute l'existence du minéral était négligeable. Cette vérification a été faite pour les quatre échantillons pour lesquels on dispose de données complètes (tableau III) et on peut sans crainte généraliser aux autres cas.

Nous admettons donc que les rapports isotopiques mesurés sur le strontium des apatites représentent bien ceux du strontium présent, au départ, dans la roche. Ceci n'est valable, en toute rigueur, que pour autant que les migrations internes de strontium, d'une phase minérale à l'autre, puissent être considérées comme négligeables. Il est possible, théoriquement, que du ⁸⁷Sr puisse migrer d'une phase potassique vers l'apatite, raison pour laquelle beaucoup d'auteurs préfèrent extrapoler $R_i = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (rapport initial) par la méthode des isochrones à partir d'une série de mesures faites sur roches totales. Cette manière de procéder a le défaut de postuler a priori un R_i identique pour tous les échantillons de roche considérés.

Par ailleurs, les roches étudiées n'ayant pas été métamorphosées ultérieurement, on peut considérer que les remises en mouvement du strontium ont été très réduites. Sans doute, G. J. Wasserburg et R. H. Steiger (1967) ont-ils décrit un cas de granite non métamorphisé où les phases minérales ne se sont pas comportées en système fermé pour le strontium. Mais, de l'examen des données fournies par ces

TABLEAU III

Rapport 87/86 du Strontium des Apatites

Nature de la roche	Localité	Référence	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ (1)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (2)
Massif de Bjerkrem-Sogndal						
Norite (phase I) (plagioclase)	Helleland	Pa 66/3	2,1	(1200 ± 200)	0,7073	0,7072 } 0,707
Monzonorite (phase II)	Logevig (Rekkefjord)	Pa 66/0	n.m.	n.m.	0,7068	
Monzonorite en dyke	Lomeland	Pa 66/E	n.m.	n.m.	{ 0,7064 0,7076 (3)	
Mangérite à olivine (phase III)	Herveland	Pa 66/P	0,89	159,0	0,7086	0,7084 } 0,712 à 0,715
Mangérite quartzique à olivine (phase III)	Orrestadvatn	Pa 66/N	n.m.	n.m.	0,7148	
Gneiss mangéritique quartzique (phase III)	Mydlandsvatn	Pa 66/M	0,91	n.m.	0,7118	} 0,715
Gneiss mangéritique quartzique fin (phase III)	Kvanvig	Pa 66/Q	0,81	112,7	{ 0,7147 ± 0,002 0,7146 ± 0,002	
Farsundite						
Type M	Farsund	La 68/A	n.m.	n.m.	0,7077	} 0,708 } — 0,709
Type L	Rymteland	Pa 69/K	0,68	331	0,7094	

(1) Normalisé pour $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ et aligné sur une valeur du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ égale à 0,7080 pour le strontium standard du MIT.

(2) Rapports corrigés pour l'accumulation présumée in situ de ^{87}Sr radiogénique.

(3) Mesure faite avec collecteur normal.

Sauf indication contraire, l'erreur expérimentale est de $\pm 0,001$.

auteurs, il apparaît clairement que, *même dans ce cas*, les apatites fournissent une meilleure indication de R_i que l'isochrone des roches totales.

Dans les roches appartenant au massif de Bjerkrem-Sogndal, depuis les premiers termes, leuconoritiques, jusqu'aux différenciés tardifs, mangéritiques, on observe une augmentation très nette du rapport R_i . Les premières mesures effectuées faisaient déjà apparaître assez clairement ce phénomène (J. Michot et P. Pasteels, 1969). Trois nouvelles mesures le confirment. On notera, en particulier, qu'un des dykes monzonoritiques, assimilé à la phase II du lopolithe, injecté dans les roches encaissantes, se caractérise par un R_i identique à celui des roches analogues demeurées en place dans le massif. Par ailleurs, il semble que les mangérites à olivine, sans quartz, dont la mise en place précède celle des mangérites quartziques, se caractérisent par un R_i intermédiaire entre celui relatif à ces dernières roches et celui définissant les phases I et II plus précoces.

La Farsundite, de son côté, se caractérise par un R_i inférieur à celui qui a été mesuré dans les mangérites quartziques, mais semblable ou légèrement supérieur à celui qui apparaît dans les premières phases du massif de Bjerkrem-Sogndal.

L'étude des isotopes du plomb permet une constatation jusqu'à un certain point similaire, mais avant de discuter plus avant la signification pétrogénétique des différences et similitudes observées, il convient d'examiner les données relatives à ce deuxième élément.

2) Variations dans la composition isotopique du plomb

Les variations naturelles dans la composition isotopique du plomb sont liées à l'accumulation des nucléides radiogéniques ^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb , produits de la désintégration, respectivement, de ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th ; elles sont plus importantes que celles relatives au couple rubidium-strontium.

La composition isotopique d'un échantillon de plomb dépend ainsi essentiellement des rapports U/Pb et Th/Pb du ou des milieux où ce plomb a séjourné et des intervalles de temps correspondants. En particulier, des minéraux comme la galène et la plupart des feldspaths peuvent être considérés comme ayant des rapports U/Pb et Th/Pb nuls, et représentent par conséquent des milieux où la composition isotopique du plomb reste constante.

On dispose à l'heure actuelle de nombreuses données sur le plomb de roches basaltiques jeunes et de granites d'âges divers. Par contre, les roches plutoniques basiques anciennes n'ont guère été étudiées à cet égard. L'étude des basaltes jeunes en particulier, a été développée dans le but de mettre en valeur des différences caractéristiques entre plomb du manteau et plomb crustal. Cependant, les résultats obtenus sur de nombreux basaltes océaniques indiquent une évolution complexe de la composition isotopique du plomb, en sorte qu'il n'est pas possible, sur la base d'une seule analyse, voire même d'une série de mesures, de conclure en toute certitude à une origine crustale ou subcrustale pour le plomb étudié.

Par ailleurs, les plombs des granites jeunes mis en place en milieu eugéosynclinal (côte occidentale de l'Amérique du Nord) ne se distinguent pas de ceux des basaltes (B. R. Doe 1967), ce qui ne signifie nullement qu'ils dérivent directement du manteau supérieur. On sait, en effet, que les séquences eugéosynclinales comprennent en abondance des matériaux volcaniques, ce qui se reflète de manière caractéristique dans la composition isotopique du strontium qu'elles renferment (Z. E. Peterman et al, 1967). Par analogie, on peut penser qu'il en va de même

pour le plomb, et concevoir, pour les granites à rapports isotopiques semblables à ceux des basaltes, une origine liée à une remobilisation anatectique d'un matériau en grande partie volcanique. Les plombs des intrusions épizonales mises en place dans des roches plus anciennes cratonisées, présentent généralement un déficit en isotopes radiogéniques (plombs de type B), alors que ceux dont il a été question plus haut révèlent un excès plus ou moins important en ces isotopes (plombs de type J). Ces « déficits » ou « excès » sont définis par rapport au « single-stage model (1) » de conception purement théorique. C'est ainsi que l'anomalie de type « B », dans le cas de granites, traduirait une extraction sélective de plomb à partir de certains constituants (feldspaths) des roches encaissantes assimilées (E. I. Hamilton, 1966).

Les données relatives aux granites d'âge « Grenville » (1.000 m.a. environ) d'Amérique du Nord sont également assez abondantes (R. E. Zartman et G. J. Wasserburg, 1969) et permettent de constater que les conclusions concernant les granites jeunes demeurent essentiellement valables pour ces roches anciennes. A côté d'un « main trend » défini par une légère anomalie de type J (2), on retrouve en effet des plombs de type B qui caractérisent des échantillons « taken from rather small intrusions which lie within or near considerably older basement rock ».

En anticipant quelque peu sur la discussion qui va suivre, signalons que nous n'avons pas constaté la présence de plombs B dans la région qui fait l'objet de notre étude. Par contre, nous observons dans les mangérites des anomalies J au moins aussi marquées que celles que Zartman et Wasserburg observent dans le cas de roches similaires des Adirondacks. Ces dernières, décrites comme « hornblende mesoperthite granite, gneissoïd » (AZ-2) et « hornblende clinopyroxene hypersthene mesoperthite quartz syenite gneiss » (AZ-13) présentent également l'anomalie J la plus prononcée (3). Parmi les roches dont le cas est discuté par les deux auteurs cités, elles se situent pratiquement à la limite du « main trend » qu'ils ont défini. Ces données, très intéressantes à comparer à celles que nous avons obtenues, sont résumées au tableau IV.

TABLEAU IV

Composition isotopique du plomb du feldspath de quelques roches âgées d'un milliard d'années
(R. E. Zartman et G. J. Wasserburg, 1969)

	206/204	207/204	208/204
Main trend	16.74-17.38	15.39-15.59	36.38-37.10
AZ-2	17.38	15.59	37.10
AZ-13	17.34	15.51	36.88
Granite d'Herefoss, Norvège méridionale	17.19	15.53	36,89

(1) Le plomb aurait, suivant ce modèle, évolué depuis l'origine de la Terre dans un système clos, jusqu'au temps t . A ce moment (déterminable par le calcul), il est incorporé dans un minéral (galène, feldspath) à rapports U/Pb et Th/Pb très faibles et sa composition isotopique ne varie plus. Cette composition isotopique serait donc celle qui caractérise, au temps t , un environnement géochimique déterminé (écorce ou manteau).

(2) Cette anomalie semble cependant disparaître pour les roches précambriennes plus anciennes.

(3) A l'exception (également dans les Adirondacks) d'un gneiss dont le caractère de « système fermé » est mis en discussion.

a) *Données expérimentales.*

La méthode analytique utilisée a été décrite précédemment (P. Pasteels et J. Michot, 1970). Des mesures faites sur les échantillons standards pour lesquels des valeurs très précises sont disponibles révèlent des écarts par rapport aux valeurs absolues de 0,2 % au maximum sur 207/206, de 0,4 % au maximum sur 206/204. Ces valeurs absolues auxquelles nous nous référons sont celles obtenues dans d'autres laboratoires, soit par la technique du double traceur isotopique (double spike), soit par celle du triple filament. Il n'y a donc pas d'écart systématique important entre nos mesures et celles de Zartman et Wasserburg. Un essai à blanc a révélé une contamination de l'ordre de $0,10 \cdot 10^{-6}$ gr de plomb et $0,17 \cdot 10^{-6}$ gr d'uranium par gramme d'échantillon. Pour le deuxième élément, le niveau de contamination est relativement élevé. En effet, certains des réactifs utilisés pour l'uranium n'ont pas été purifiés en laboratoire (hexone, NH_4NO_3 , $\text{Al}(\text{NO}_3)_3$). Cependant, dans le cas présent, on peut se contenter d'une détermination approximative de la teneur en uranium puisque cette opération ne vise qu'à une évaluation de la proportion des plombs 206 et 207 radiogéniques accumulés in situ, et que cette proportion est très faible. On peut, en pratique, négliger cette correction pour l'accumulation radiogénique in situ et considérer que les résultats bruts représentent le plomb initial des roches correspondantes.

Les résultats sont présentés au tableau V.

b) *Discussion.*

La farsundite illustre la situation « normale » ou « main trend » de Zartman et Wasserburg. Les rapports isotopiques mesurés sur le plomb du feldspath sont presque identiques à ceux déterminés par ces derniers pour le granite d'Herefoss. Il est à remarquer que le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ voisin de 0,71 mesuré sur l'apatite (voir plus haut) est également caractéristique de nombreux granites.

Les auteurs américains, en général, considèrent que ces données isotopiques s'expliquent le mieux dans le cadre d'une origine sous-crustale des roches étudiées, voire d'une évolution dans l'écorce inférieure. Dans l'un et l'autre cas, cette dérivation peut être jumelée à une contamination dans les niveaux supérieurs. Cependant, comme nous l'avons précisé plus haut, une origine par anatexie d'une série géosynclinale est aussi compatible avec les données isotopiques en question, pour autant toutefois, que cette série soit riche en matériaux volcaniques. Les quelques données que nous possédons sur la nature des roches encaissantes ne viennent pas à l'encontre de cette deuxième manière de voir (1). Une étude pétrologique plus poussée des roches impliquées dans le processus envisagé, notamment du point de vue isotopique, serait de nature à préciser ce point.

Les mangérites se distinguent de la farsundite par un plomb initial se situant assez nettement en dehors de la norme ou « main trend » et se caractérisent par un

(1) P. Michot (1969) décrit en ces termes la série sédimentaire du Rogaland méridional : « ... the sedimentary series shows indeed a great abundance of basic intercalations, either volcanic sheets or sills, or tuffs and tuffites; it is a eugeosyncline in the full sense of the term... ».

Dans un bref aperçu qu'il donne de la région du Vest-Agder qui nous intéresse plus particulièrement, T. Falkum (1966) conclut également à la présence de matériaux métavolcaniques dans une série qu'il qualifie d'eugeosynclinale.

Plus à l'est, dans la région de Bamble, ces mêmes caractères, eugeosynclinaux, abondance de matériaux volcaniques surtout basiques, se retrouveraient également (J. Touret, comm. orale, 1970).

TABLEAU V
Composition isotopique du Plomb des Felfdspathes

Nature de la roche	Localité	Référence	U ppm (1)	Pb ppm	Composition isotopique du plomb				
					206/204	207/204	208/204	206/207	206/208
Mangérite à olivine, massive	Herveland	Pa 66/P	n.m.	n.m.	$17,77 \pm 0,10$	$15,61 \pm 0,10$	$37,19 \pm 0,20$	$1,1380 \pm 0,002$	$0,4777 \pm 0,0014$
Mangérite quartzique à olivine, massive	Orrestadvatn	Pa 66/N	n.m.	n.m.	$17,69 \pm 0,05$	$15,56 \pm 0,06$	$36,90 \pm 0,15$	$1,1369 \pm 0,002$	$0,4794 \pm 0,0014$
Gneiss mangéritique quartzique	Mydlandsvatn	Pa 66/M	n.m.	n.m.	$17,63 \pm 0,05$	$15,49 \pm 0,06$	$36,93 \pm 0,15$	$1,1384 \pm 0,002$	$0,4775 \pm 0,0014$
Gneiss mangéritique quartzique fin	Kvanvig	Pa 66/Q	(0,07)	23,7	$\left\{ \begin{array}{l} 17,69 \pm 0,07 \\ 17,67 \text{ (2)} \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 15,54 \pm 0,08 \\ 15,54 \text{ (2)} \end{array} \right.$	$37,28 \pm 0,20$	$\left\{ \begin{array}{l} 1,1383 \pm 0,002 \\ 1,1367 \text{ (2)} \end{array} \right.$	$0,4746 \pm 0,0019$
Farsundite mélanofeldspathique	Farsund	La 68/A	(0,35)	57,7	$\left\{ \begin{array}{l} 17,01 \pm 0,05 \\ 16,95 \text{ (2)} \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 15,51 \pm 0,06 \\ 15,51 \text{ (2)} \end{array} \right.$	$36,83 \pm 0,15$	$\left\{ \begin{array}{l} 1,0964 \pm 0,002 \\ 1,0928 \text{ (2)} \end{array} \right.$	$0,4619 \pm 0,0014$
Farsundite leucofeldspathique	Rymteland	Pa 69/K	(0,10)	66,8	$\left\{ \begin{array}{l} 17,24 \pm 0,07 \\ 17,23 \text{ (2)} \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 15,61 \pm 0,08 \\ 15,61 \text{ (2)} \end{array} \right.$	$36,89 \pm 18$	$\left\{ \begin{array}{l} 1,1041 \pm 0,002 \\ 1,1035 \text{ (2)} \end{array} \right.$	$0,4675 \pm 0,0014$

(1) Valeurs approximatives.

(2) Rapports corrigés pour l'accumulation in situ (présumée) d'isotopes radiogéniques.

excès de ^{206}Pb (anomalie J). Cette constatation nous amène à proposer l'interprétation suivante.

La contamination crustale intervenue au stade final de la différenciation du massif de Bjerkrem-Sogndal, qui se traduit entre autres, par des anomalies dans les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (voir plus haut), pourrait n'avoir eu que peu d'effet sur la composition isotopique du plomb, le magma résiduel étant enrichi en cet élément. Cette composition définirait donc, dans cette hypothèse, le magma plagioclasiqque dans son ensemble et devrait se retrouver dans les termes plus précoces de la différenciation. Nous ne sommes pas à même sur le plan technique, d'apporter pour l'instant la démonstration expérimentale de ce point, la teneur en plomb des premiers produits de cristallisation étant trop faible. Cependant, les résultats déjà obtenus indiquent que dans les mangérites des variations importantes du rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (entre 0,708 et 0,714) ne sont pas reflétées par des variations comparables dans la composition isotopique du plomb qui reste, au contraire, remarquablement constante.

Comme nous l'avons noté plus haut, certaines mangérites des Adirondacks présentent une anomalie J très voisine de celles constatées pour le massif de Bjerkrem-Sogndal, si l'on tient compte de la différence d'âge entre les deux unités : Adirondacks, 1140 m.a., Bjerkrem-Sogndal : 970 m.a.

Des anomalies J encore plus importantes ont été observées pour des roches volcaniques récentes, ce qui, pour R. L. Armstrong (1968), traduirait le mélange de matériaux du manteau et de roches crustales, et ce, dans les régions tectoniquement actives situées en bordure des continents. Une telle conception cadre bien, d'une part avec l'observation dans le magma plagioclasiqque d'un plomb anormal J, et d'autre part avec l'origine syntectique attribuée à ce magma (P. Michot, 1965 b, 1969).

Cependant, nous ne sommes pas en mesure d'affirmer que le plomb des mangérites a la même composition isotopique que celui des norites, leuconorites et anorthosites qui les ont précédées et les considérations avancées plus haut ne sont valables que sous réserves.

Le cas du massif de Bjerkrem-Sogndal se distingue cependant d'une manière très nette de celui de l'intrusion épizonale litée du Skaergaard, où une augmentation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans les termes les plus tardifs (granophyres) va de pair avec une anomalie B du plomb (déficit d'isotopes radiogéniques) (E. I. Hamilton, 1966).

Les mangérites illustrent donc une situation particulière, qui n'est ni celle de la majorité des granites (main trend), ni celle des granophyres et autres roches acides épizonales atectoniques.

VI. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Du point de vue isotopique, chacun des deux ensembles, mangérites quartziques du massif de Bjerkrem-Sogndal d'une part, et farsundite de l'autre, se révèle assez homogène. Cependant, des différences apparaissent lorsque l'on compare entre eux les deux ensembles en question.

Dès lors, si mangérites et farsundite devaient être considérées comme des produits d'un même processus complexe de différenciation et d'assimilation, il apparaît que, à partir d'un certain stade de l'évolution du magma dont elles sont issues, leur formation s'est effectuée suivant des schémas distincts. D'un autre côté, comme la farsundite ne se distingue en rien, en ce qui concerne les isotopes du plomb et

du strontium, de la grosse majorité des granites de même âge (env. 1000 m.a.), on ne peut envisager le problème de son origine sans reposer celui du granite en général. Cette constatation incite à beaucoup de prudence dans les conclusions; nous nous bornerons donc à évoquer trois possibilités.

a) La farsundite pourrait être le résultat de l'anatexie de sédiments eugéosynclinaux riches en produits volcaniques. Son évolution est alors tout à fait différente de celle des mangérites.

b) On pourrait la considérer comme le prolongement sud-oriental du massif de Bjerkrem-Sogndal, dont elle représenterait un produit de différenciation tardif, contaminé. Les différences importantes observées dans la nature pétrographique des mangérites d'une part, et de la farsundite de l'autre, traduiraient surtout une différence dans le niveau de mise en place des deux roches, comme nous l'avons souligné dans les paragraphes introductifs.

Dans cette hypothèse, il resterait à expliquer pourquoi, par rapport aux mangérites, la farsundite paraît, du point de vue isotopique, plus proche d'un matériau sous-crustal peu contaminé bien que présentant des évidences géologiques de contamination plus importante. Si l'on admet que la farsundite a assimilé surtout un matériau métavolcanique, et les mangérites un matériau métadétritique, la contradiction n'est qu'apparente; on peut, en effet, s'attendre dans ces conditions à trouver un excès d'isotopes radiogéniques ^{87}Sr , ^{206}Pb , etc., nettement plus considérable dans le deuxième cas.

c) Enfin, dans la mesure où le rattachement de la farsundite au massif de Bjerkrem-Sogndal ne peut être confirmé, on pourrait envisager, par contre, son association génétique avec le massif plus important, et plus ancien, d'Egersund-Ogna dont elle représenterait le produit terminal de la différenciation. Ce dernier aurait pu, en effet, se prolonger vers le sud-est (J. Michot, 1961) jusqu'au voisinage de la zone où affleure la farsundite. Notons la suggestion géochronologique d'un âge un peu plus ancien de la farsundite par rapport aux mangérites, qui viendrait à l'appui de cette dernière hypothèse. En effet, le massif d'Egersund-Ogna est géologiquement plus ancien que le lopolithe de Bjerkrem-Sogndal auquel appartiennent les mangérites.

Malheureusement, la constitution lithologique du massif d'Egersund-Ogna étant aussi peu favorable que possible aux mesures géochronologiques, nous n'avons pu obtenir la détermination d'âge absolu qui aurait permis éventuellement la vérification de la contemporanéité des deux ensembles en question.

BIBLIOGRAPHIE

- P. A. AKISHIN, O. T. NIKITIN and G. M. PANCKENKOV, 1957. — A new effective ionic emitter for the isotopic analysis of lead. *Geochimiya USSR*, engl. transl., 5, 500-505.
- R. L. ARMSTRONG, 1968. — A model for the Evolution of Strontium and Lead Isotopes in a Dynamic Earth. *Reviews of Geophysics*, 6/2, 175-199.
- R. BALK, 1931. — Structural geology of the Adirondack anorthosite. *Min. Pet. Mitt.*, Bd. 41, 308-434.
- T. W. F. BARTH, 1936. — The large pre-Cambrian intrusive bodies in the southern part of Norway. *16th Intern. Geol. Congr. Rept.*, 1933, 297-309.
- T. W. F. BARTH, 1945. — Geological map of the Western Sörland. *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 25, 1-9.

- T. F. W. BARTH, 1952. — Theoretical petrology. John Wiley and Sons, New York, 387 pp.
- A. F. BUDDINGTON, 1939. — Adirondack igneous rocks and their metamorphism. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 7.
- T. B. CRUMPLER and J. H. YOE, 1940. — Chemical computations and errors. John Wiley and Sons, N. Y.
- D. R. DICKINSON, M. H. DODSON, I. G. GASS and D. C. REX, 1969. — Correlation of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ with Rb/Sr in some late Tertiary volcanic rocks of South Arabia. *Earth and Planetary Sc. L.*, 6, 84-90.
- B. R. DOE, 1967. — The bearing of Lead Isotopes on the Source of Granitic Magma. *Journ. Petr.*, 8, 51-83.
- T. FALKUM, 1966. — Structural and Petrological Investigations of the Precambrian Metamorphic and Igneous Charnockite and Migmatite Complex in the Flekkefjord Area, Southern Norway (A preliminary report). *Norges Geol. Und.*, 242, 19-25.
- D. H. GREEN et A. E. RINGWOOD, 1967. — The genesis of basaltic magmas. *Contr. Petr.*, 15, 103-190.
- E. I. HAMILTON, 1966. — The isotopic composition of lead in igneous rocks. I. The origin of some Tertiary granites. *Earth and Planetary Sc. L.*, 1, 30-37.
- R. B. HARGRAVES, 1962. — Petrology of the Allard Lake anorthosite suite. Quebec. *Geol. Soc. Am.*, Buddington vol., 163-189.
- D. V. HIGGS, 1954. — Anorthosite and related rocks of the Western San Gabriel Mountains. Southern California. University of California publications in geological Sciences, 30/3, 171-222.
- J. HØDAL, 1944. — Rocks of the anorthosite kindred in Vossestrand, Norway. *Norsk geol. Tidsskrift*, 24, 129-274.
- C. F. KOLDERUP, 1896. — Die Labradorfelse des westlichen Norwegens. I. Das Labradoriet felsgebiet bei Ekersund und Soggendal. *Bergens Mus. Aarborg*, 5.
- J. L. KULP et W. R. ECKELMAN, 1957. — Discordant U-Pb ages and mineral type. *Am. Miner.* 42, 154-164.
- J. MICHOT, 1961. — Le massif complexe anorthosito-leuconoritique de Haaland-Hellereen et la paléogénèse basique. *Acad. Royale de Belgique, Mém. Cl. Sc.*, 2/15, 1-116.
- J. MICHOT et P. MICHOT, 1969. — The problem of anorthosites : the South-Rogaland Igneous Complex, South Western Norway. *Memoir* 18, The Univ. of the State of New-York, Albany, N-Y. 1969, 399-410.
- J. MICHOT et P. PASTEELS, 1968. — Études géochronologiques du domaine métamorphique du Sud-Ouest de la Norvège (Note préliminaire). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 91/1, 93-110.
- J. MICHOT et P. PASTEELS, 1969. — La variation du rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ dans les roches génétiquement associées au magma plagioclasiq. Premiers résultats. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 92/2, 255-262.
- P. MICHOT, 1956 a. — La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 80, B 19-60.
- P. MICHOT, 1956 b. — Structures tectoniques dans la catazone norvégienne. *Acad. Royale Belgique Bull. Cl. Sci.*, 42, 209-227.
- P. MICHOT, 1960 a. — La géologie de la catazone : le problème des anorthosites, la paléogénèse basique et la tectonique catazonale dans le Rogaland méridional, Norvège méridionale. *Cong. Inter. Géol.*, Norden, 21^e Sess., guide A9, 1-54.
- P. MICHOT, 1960 b. — Le problème des intrusions marginales. *Geol. Rundschau*, 50, 94-105.
- P. MICHOT, 1965 a. — Les orogènes fondamentaux. *Freiberg Forschungshefte*, 190, 49-62.
- P. MICHOT, 1965 b. — Le magma plagioclasiq. *Geol. Rundschau*, 54, 956-976.
- P. MICHOT, 1969. — Geological environment of the anorthosites of South Rogaland, Norway. *Memoir* 18, The Univ. of the State of New-York, Albany, N-Y. 1969, 411-424.

- E. MIDDLEMOST, 1968. — The granitic rocks of Farsund, South Norway. *Norsk Geol. Tidsskr.*, **48**, 81-99.
- R. J. PANKHURST, 1969. — Strontium Isotope Studies related to Petrogenesis in the Caledonian Basic Igneous Province of NE Scotland. *Journ. Petr.*, **10**, 115-143.
- P. PASTEELS, 1969. — Données géochronologiques obtenues par la méthode Uranium-Plomb sur des sphènes de roches ignées et métamorphiques des Monts Sør-Rondane, Antarctique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **92**, 371-375.
- P. PASTEELS et J. MICHOT, 1970. — Uranium-Lead Radioactive Dating and Lead Isotope Study on Sphene and K-Feldspar in the Sør-Rondane Mountains, Dronning Maud Land, Antarctica. *Eclogae Geol. Helvetiae*, **63**, 239-254.
- Z. E. PETERMAN, C. E. HEDGE, R. G. COLEMAN and P. D. SNAVELY, 1967. — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in some eugeosynclinal sedimentary rocks and their bearing on the origin of granitic magma in orogenic belts. *Earth and Planetary Sc. L.*, **2**, 433-439.
- A. R. PHILPOTTS, 1966. — Origin of the Anorthosite — Mangerite Rocks in Southern Quebec. *Journ. Petr.*, **7/1**, 1-64.
- H. RAMBERG, 1952. — The origin of metamorphic and metasomatic rocks. The Univ. of Chicago Press.
- J. H. L. VOGT, 1924. — The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks. *Vidensk. Skifter*, I, Mat., Nat. kl., **15**.
- G. J. WASSERBURG and R. H. STEIGER, 1967. — Systematics in the Pb-U-Th systems and multiphase assemblages, in : « Radioactive Dating and Methods of Low-level Counting », *I.A.E.A.*, Vienne 1967, 331-347.
- R. E. ZARTMAN and G. J. WASSERBURG, 1969. — The isotopic composition of lead in potassium feldspars from some 1.0 b.y. old North American igneous rocks. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **33**, 901-942.