Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]
Herausgeber: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Band: 18 (1965)
Heft: 2

Artikel: Réflexions sur les limites de la géochronométrie
Autor: Chessex, Roland / Krummenacher, Daniel / Vuagnat, Marc
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-739198

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 12.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

RÉFLEXIONS SUR LES LIMITES DE LA GÉOCHRONOMÉTRIE

PAR

Ronald CHESSEX, Daniel KRUMMENACHER et Marc VUAGNAT

INTRODUCTION

La géochronométrie s'est considérablement développée au cours des dix dernières années: le but de cet exposé est de montrer aux non-spécialistes quelles sont les limites actuelles de cette science.

Comme on le sait, la géochronométrie se propose de mesurer l'âge des minéraux et des roches en se référant à une échelle des temps « absolue ». Il est évident que pour atteindre ce but, il faut faire appel à un phénomène qui soit une fonction simple et facilement déterminable du temps. En fait, on utilise pour la géochronométrie, soit des processus régulièrement répétés qui sont donc une fonction périodique du temps (anneaux de croissance des troncs d'arbres dans la dendrochronométrie; varves annuelles des argiles post-glaciaires, etc.), soit des processus qui, au niveau de la particule, sont aléatoires mais qui, du fait même de leur caractère statistique, possèdent sur le plan phénoménologique et à l'échelle des temps géologiques, une grande régularité et une grande constance. Les processus de ce dernier type sont essentiellement ceux de la désintégration radioactive des atomes et notre exposé est restreint aux techniques de datation fondées sur la radioactivité.

Les techniques géochronométriques qui font appel à la radioactivité de certains éléments peuvent, elles aussi, être subdivisées en deux familles:

1. Les techniques « chimiques », de beaucoup les plus importantes et les plus précises, qui reposent sur la détermination des quantités d'un isotope radioactif et de l'isotope radiogénique qui en dérive.

2. Les techniques « physiques » qui utilisent les transformations subies par un minéral par suite de la désintégration des atomes radioactifs qu'il contient.

Les techniques chimiques sont basées sur l'interprétation du rapport entre les teneurs de l'échantillon analysé en isotope radioactif et isotope radiogénique correspondant. Rappelons que l'équation fondamentale régissant les phénomènes radio-

actifs est une loi cinétique du premier ordre: (1) $N_t = N_o e^{-\lambda t}$, dans laquelle N_t = nombre d'atomes de l'isotope radioactif au temps t, N_o = nombre d'atomes de l'isotope radioactif au temps *to* (époque de formation du minéral), λ = constante de désintégration (λ et θ, période de $\frac{1}{2}$ vie de l'isotope radioactif sont reliées par l'équation: $\theta\lambda = 1n\,2$).

De cette formule, dont les variables sont la quantité d'isotope radioactif présente lors de la formation de l'échantillon et celle de l'isotope radioactif actuellement mesurable, on déduit l'équation suivante:

$$t = \frac{1}{\lambda}\, 1n\left(1+\frac{D}{P}\right) \qquad (2)$$

où D (le descendant) est la quantité d'isotope radiogénique produite et P (le parent) celle de l'isotope radioactif *restant* dans l'échantillon. La détermination de l'âge d'un échantillon se résoud donc à une analyse des teneurs actuelles en D et P.

Il est évident qu'entre certaines limites, la possibilité d'utiliser un nuclide donné dépendra aussi de l'ordre de grandeur de l'âge de l'échantillon et du progrès des techniques analytiques permettant de déterminer des éléments en traces.

Pour les nuclides radioactifs dont la formation remonte à l'origine du système solaire, c'est-à-dire à environ 5 milliards d'années, on peut dire, en gros, que leur période doit être comprise entre 100 millions et 500 milliards d'années. En effet, le choix des isotopes utilisés en géochronométrie dépendra en premier lieu de la valeur de la période θ. Si la période est trop longue, la teneur en isotope radiogénique sera trop faible pour être détectée; si elle est trop courte, la teneur en isotope radioactif sera trop faible, cet isotope pouvant même avoir complètement disparu. (Exemple: De 1 gr de I^{129}, $0 = 1{,}72 \,.\, 10^7$ années, il ne reste plus que $1/e^{200}$ gr, c'est-à-dire env. 10^{-87} gr, après $5 \,.\, 10^9$ années, valeur correspondant approximativement à l'âge de formation des éléments). A cette condition s'ajoute une considération d'ordre pratique: il ne faut pas que l'élément radioactif soit trop rare dans la nature. Il résulte de ces restrictions que, pour le moment, les seules méthodes « chimiques » généralement utilisées reposent sur la désintégration des isotopes radioactifs: U^{238}, U^{235}, Th^{232}, Rb^{87}, K^{40}.

Lorsqu'il s'agit de nuclides dont la création ne remonte pas à l'origine du système solaire, mais qui se forment par un processus actuel, la situation est différente. On peut alors déterminer des âges beaucoup plus jeunes. Ces nuclides peuvent être radiogéniques; issus d'un nuclide parent, ils sont un des termes d'une chaîne de désintégrations radioactives, comme, par exemple, le thorium 230 (ionium) dont le parent est l'uranium 234 et le descendant le radium 226 et qui, ainsi, fait partie de la famille de l'uranium 238. La méthode géochronométrique du ionium est utilisée pour déterminer l'âge de sédiments marins pléistocènes. Une autre possibilité de genèse est donnée par les réactions nucléaires qui se passent, en haute atmosphère, sous l'influence des rayons cosmiques. On sait que le carbone 14 se forme ainsi, à partir d'une réaction

entre les noyaux d'azote de l'air et des neutrons produits par les rayons cosmiques entrant dans l'atmosphère. Le carbone 14 dont la période est relativement courte (5600 ans) permet de dater des échantillons dont l'âge ne dépasse pas quelque 10 périodes.

Causes d'erreur physiques

Il est généralement admis que la constante de désintégration d'un nuclide radioactif n'a pas varié au cours des temps géologiques. Cette conviction repose sur les innombrables expériences qui ont démontré que la radioactivité était un phénomène statistique indépendant des conditions extérieures. A vrai dire, on sait que cette affirmation n'est pas tout-à-fait exacte et que la probabilité de capture d'un électron K par le noyau, processus qui est à la base de la radioactivité du potassium 40, dépend très légèrement de la pression; toutefois l'influence de la pression semble trop faible pour causer des erreurs dans les déterminations d'âge.

La détermination de la constante de désintégration est relativement facile lorsqu'il s'agit de nuclides de courte période, elle peut alors, sans autre, être déterminée expérimentalement par des méthodes physiques. Pour les nuclides de longue période utilisés en géochronométrie, la détermination exacte de la constante de désintégration s'est longtemps heurtée à de grosses difficultés, si bien qu'au début, on a dû se contenter de déterminer la période de certains d'entre eux en fonction de celles, mieux connues d'autres isotopes. C'est ainsi que la période du Rb^{87} a tout d'abord été obtenue à partir de minéraux dont l'âge avait été déterminé grâce à une des méthodes employant les isotopes du plomb, autrement dit, dans l'équation (2) t était connu et λ inconnu. Des erreurs systématiques et parfois assez importantes ont été faites de cette manière.

Actuellement, toutes les constantes de désintégration ont été déterminées directement et sont connues avec une bonne précision. On trouvera dans le tableau I les caractéristiques des principaux isotopes radioactifs utilisés en géochronométrie.

Tableau I

Isotope radioactif (P)	Isotope radiogénique (D)	Type de dégradation	(année^{-1})	(années)	Abondance de l'isotope radioactif/élément
K^{40}	Ca^{40}	β	$4{,}715.10^{-10}$	$1{,}47.\ 10^{+9}$	0,0122%
	A^{40}	capt. électronique	$5{,}85.\ 10^{-11}$	$1{,}185.10^{10}$	
Rb^{87}	Sr^{87}	β	$1{,}47.\ 10^{-11}$	$4{,}7.\ 10^{10}$	27,85%
Th^{232}	Pb^{208}	α	$4{,}99.\ 10^{-11}$	$1{,}39.\ 10^{10}$	100%
U^{235}	Pb^{207}	α	$9{,}76.\ 10^{-10}$	$7{,}1.\ 10^{8}$	0,71%
U^{238}	Pb^{206}	α	$1{,}541.10^{-10}$	$4.498.10^{9}$	99,28%

Causes d'erreur analytiques

Les méthodes « chimiques » reposent sur la détermination des teneurs de certains éléments ou plus exactement de certains isotopes de ces éléments; la question se pose de savoir quelles sont les erreurs qu'introduit cette analyse. Une première constatation s'impose: la précision que l'on peut obtenir varie non seulement d'une méthode à l'autre, mais en outre, au sein de la même méthode, pour des échantillons différents.

La détermination quantitative d'un nuclide donné sera généralement d'autant moins précise que ce nuclide sera moins abondant. D'autre part, un facteur important dans la détermination des teneurs en isotope radiogénique réside dans la quantité du même isotope non radiogénique, c'est-à-dire non issu de l'isotope radioactif contenu dans le minéral, qui est aussi présent dans le minéral analysé. Plus le rapport: quantité d'isotope radiogénique/quantité d'isotope non radiogénique est faible, plus l'imprécision est grande. On en comprendra la raison en examinant le cas du Sr^{87}.

Le strontium se compose des isotopes 84, 85, 87 et 88; la teneur en Sr^{87} étant, en moyenne, de 7,03 %. Dans un cristal donné, le Sr^{87} sera en partie primaire (p), ayant été incorporé dans la structure au moment de la cristallisation, avec les autres isotopes du strontium, en partie radiogénique (r), provenant de la désintégration du rubidium 87 incorporé lors de la cristallisation. La teneur en l'un des isotopes non radiogénique permet de calculer la quantité d'isotope 87 non radiogénique. Le rapport $(Sr^{87})_p/(Sr^{87})_r$ sera d'autant plus faible que le numérateur de la fraction sera plus petit (faible teneur en Rb^{87}, âge récent) et que le dénominateur sera grand (minéraux contenant des quantités appréciables de Sr). Lorsque le rapport est faible, cela signifie qu'il faut déterminer une très petite anomalie par rapport à un fond continu dont l'intensité est très élevée. Ainsi s'explique le fait que de nombreux minéraux ne peuvent être employés pour la méthode rubidium-strontium.

Si nous recherchons la cause des erreurs analytiques, nous constatons qu'il est possible de distinguer les catégories suivantes: contaminations, erreurs dues au manque de sensibilité des instruments, erreurs systématiques introduites par la méthode analytique elle-même.

Les risques de contamination sont assez sérieux et de grandes précautions doivent être prises. Certains minéraux arrivent au laboratoire déjà contaminés. Ainsi, dans la méthode potassium-argon, il existe toujours une contamination atmosphérique importante que l'on ne peut éviter; il faut donc déterminer la quantité d'argon atmosphérique présent à partir de teneurs en isotopes non radiogéniques de l'argon. D'autres causes de contamination sont à rechercher dans l'atmosphère des laboratoires, les produits employés (solvants, traceurs, etc.) et les récipients utilisés.

Les erreurs dues au manque de sensibilité des instruments diminuent progressivement d'importance au fur et à mesure que ces derniers se développent et permettent de mesurer des anomalies de plus en plus petites par rapport au fond continu.

Quant aux incertitudes introduites par la méthode elle-même, elles peuvent ne pas être négligeables. Le danger, probablement le plus grand, réside dans les risques de fractionnement isotopique résultant soit des traitements préliminaires que l'on fait subir à l'échantillon, par exemple: fractionnement dû à l'introduction partielle d'un échantillon de gaz dans l'appareil, soit dans la spectrométrie de masse elle-même (fractionnement lors de la thermo-émission, discrimination de l'appareil, etc.). Toutefois, nos connaissances actuelles de ces processus de fractionnement semblent être suffisantes pour que l'on puisse désormais éviter cet écueil ou, tout au moins, maintenir les erreurs dans les limites de la précision dictée par d'autres raisons.

A titre d'exemple, nous donnons ci-dessous les limites de la précision que l'on peut obtenir lors de déterminations d'âge par la méthode potassium-argon.

Rappelons que l'A atmosphérique est formé des isotopes A^{40}, A^{38} et A^{36} dont les abondances respectives sont 99,6 %, 0,06 % et 0,34 %.

L'isotope radiogénique produit par la dégradation de K^{40} est A^{40}.

Donc, pour distinguer A^{40} atmosphérique de A^{40} radiogénique accumulé dans l'échantillon, on détermine, par dilution isotopique, la quantité d'A^{36} (nécessairement atmosphérique). Etant donné que dans l'A atmosphérique, le rapport A^{40}/A^{36} est constant, on peut ainsi déterminer, connaissant la quantité d'A^{36}, celle d'A^{40} atmosphérique. L'excès d'A^{40} sera donc radiogénique.

Nos mesures nous ont montré qu'en moyenne on trouve, pour 1 gr. de mica analysé, la quantité de $1 \,.\, 10^{-10}$ mole d'A atmosphérique. Une formule permet de calculer l'erreur E (en %) introduite par l'A atmosphérique dans la mesure de l'A radiogénique: si

e = pourcentage de l'erreur dans la lecture A^{40}/A^{36} (max. 2 %), et f = pourcentage d'A atmosphérique par rapport à la quantité totale d'A^{40} mesurée, alors

$$E = \frac{100 - f}{ef}. \tag{3}$$

Une biotite fraîche contient en général autour de 7 % de K, ce qui donne, pour un gr de biotite, $2{,}13 \,.\, 10^{-7}$ mole de K^{40}.

Cette biotite fournira, après 1 M.a., une quantité d'A^{40} radiogénique de l'ordre de $1{,}25 \,.\, 10^{-11}$ mole, et, après 10 M.a. une quantité approximative 10 fois supérieure, soit env. $1{,}25 \,.\, 10^{-10}$ mole.

On obtiendra dans le premier cas (1 M.a.) un % d'A atmosphérique de 89 % env., dans le second (10 M.a.) 45 % env., ce qui introduit, respectivement, une erreur de 17 % env. et de moins de 2 %, si on applique la formule (3). L'A radiogénique d'une même biotite âgée de 10^5 ans ne pourra être alors mesuré qu'avec une erreur de 150 % environ.

On ne se trouve pas toujours dans des cas si favorables: le minéral analysé peut, pour des raisons souvent difficiles à expliquer, contenir plus d'A atmosphérique, ou

moins de K (biotite chloritisée: 1 à 4% K; amphiboles: 0,1—1% K; pyroxènes et roches totales: 0,01—0,1% K). Notons cependant que la leucite peut contenir jusqu'à 13% de K, et l'orthose 11%. Malheureusement, le feldspathoïde mentionné est relativement rare et l'orthose souvent peu utilisable.

Incertitudes de nature géologique

Pour que la relation $t = \frac{1}{\lambda} \ln\left(1 + \frac{D}{P}\right)$ soit valable, il faut que les conditions suivantes soient respectées:

1. Qu'il n'y ait pas eu, au temps $t = 0$ d'isotope radiogénique dans la roche, ou, si cette condition n'est pas respectée, il est alors nécessaire que l'on puises calculer exactement la proportion de nuclides radiogéniques primitifs non issus de l'isotope radioactif contenu dans l'échantillon.
2. Qu'il n'y ait pas eu, au cours du temps, apport ou départ soit d'élément radiogénique (D), soit d'élément radioactif (P), autrement dit que le minéral ou la roche soit resté depuis le temps $t = 0$ en système fermé.

Présence d'éléments radiogéniques primaires.

L'hypothèse que tous les atomes de nuclides radiogéniques qui se trouvent dans un minéral proviennent de la désintégration de nuclides radioactifs incorporés dans le cristal au moment de sa formation est, en général, inexacte. Le plus souvent, une partie des atomes radiogéniques est primaire; elle représente des traces de l'élément radiogénique admis dans la structure du minéral au moment de sa formation. Si on ne tient pas compte de ce fait, l'âge apparent calculé à partir de la relation fondamentale (2) sera trop élevé. Les risques d'erreur sont importants surtout pour la méthode du plomb total dans laquelle on renonce à faire des déterminations isotopiques; il est, de ce fait, impossible de calculer la quantité de plomb primaire. Fort heureusement, les cristaux de zircons employés pour cette méthode ont une structure qui n'admet que difficilement les atomes de plomb. En général, la quantité de plomb primaire ne dépasse pas, dans ces minéraux, 10% encore qu'exceptionnellement des valeurs bien plus élevées aient été signalées.

L'analyse isotopique au moyen de spectromètres de masse permet de corriger de telles erreurs. En effet, on sait que le plomb 204 n'est pas radiogénique, ce nuclide est donc nécessairement primaire. D'autre part, au moment de la cristallisation du minéral, il n'a pas été incorporé seul mais comme constituant du mélange isotopique représentant le plomb commun terrestre au temps $t = 0$. Les proportions des divers isotopes dans ce mélange permettront de calculer très simplement à partir de la quantité de Pb^{204} celle des nuclides de Pb radiogénique primaire. Toutefois, une possibilité

d'erreur subsiste dans le choix de la composition du mélange isotopique représentant le plomb commun. Cette composition a, d'une part, varié au cours des temps géologiques, en particulier la proportion de Pb^{204} diminue progressivement à l'avantage de la proportion des plombs radiogéniques: Pb^{206}, Pb^{207}, Pb^{208}. D'autre part, à un moment donné, cette proportion peut varier d'un point à l'autre de l'écorce terrestre: il y a des anomalies dans la composition du plomb commun, anomalies qui peuvent avoir diverses raisons.

Il existe une autre cause d'erreur: tous les minéraux de la roche peuvent ne pas avoir cristallisé au moment de la formation de cette dernière, mais représenter des restes de formations plus anciennes. C'est ainsi que dans beaucoup de gneiss para-dérivés, dans certaines migmatites et granites d'anatexie, une partie des zircons ne sont pas d'origine métamorphique ou magmatique mais détritique et constituent un des éléments du sédiment primitif qui a donné naissance à la roche. Comme d'autres zircons peuvent être, eux, contemporains de sa formation, on obtient des âges « mixtes » qui n'ont pas de signification géologique directe. Il semble même que des roches volcaniques peuvent contenir des zircons plus anciens: c'est probablement le cas de certains ignimbrites qui donnent des âges beaucoup plus vieux que celui de leur éruption. Ces roches se sont sans doute formées par fusion ou fluidisation de roches beaucoup plus anciennes, phénomène qui a dû être si rapide que les zircons n'ont pas pu être régénérés.

Un autre exemple de difficulté de la même sorte se présente lors de la détermination de l'âge de certaines roches sédimentaires contenant de la glauconie ou de l'illite par la méthode potassium/argon; il est toujours extrêmement difficile de savoir dans quelle mesure ces minéraux sont authigènes et non détritiques.

Il est intéressant de remarquer que lorsqu'il s'agit de sédiments métamorphosés, trois âges distincts peuvent entrer en ligne de compte: l'âge le plus jeune est celui du métamorphisme ou de la migmatisation, puis vient l'âge du dépot du sédiment, c'est souvent, celui que le géologue désire le plus connaître, c'est malheureusement le plus difficile à déterminer; enfin, il y a l'âge, encore plus élevé, des minéraux détritiques constituant, éventuellement, le sédiment; par exemple, l'âge des zircons détritiques sera celui d'anciens granites qui ont alimenté le sédiment.

Pertes d'éléments radiogéniques ou radioactifs.

Si le système constitué par le minéral ou par la roche n'est pas resté entièrement fermé et qu'il y ait eu départ de l'élément radioactif, l'âge obtenu sera trop grand; en revanche, si c'est l'élément radiogénétique qui est sorti du système, l'âge apparent sera trop faible. (voir équation (2)). Il semble que les risques de pertes soient moins élevés pour des éléments radioactifs que pour des éléments radiogéniques; en effet, ces derniers sont parfois gazeux et possèdent donc une mobilité plus élevée, d'autre part, on peut penser que l'élément radioactif est incorporé dans la structure du minéral plus parfaitement que l'élément radiogénique qui en dérive et qui sera ainsi plus

facilement éliminé. Cette explication peut être invoquée lorsque certains caractères (rayon, charge) de ces éléments diffèrent sensiblement.

Il semble que l'on puisse concevoir deux mécanismes pour expliquer les pertes d'éléments: la simple diffusion d'une part, le lessivage et redistribution par des solutions d'autre part; il est possible que d'autres mécanismes (par exemple, éjection, dans des microfissures, des atomes radiogéniques due à leur énergie de recul) aient joué, mais la chose n'est pas prouvée.

Les pertes par diffusion seront surtout sensibles pour les éléments qui sont gazeux à température ordinaire. Dans les méthodes au plomb, l'hélium est particulièrement mobile à cause de sa petite taille et de sa réactivité chimique nulle, aussi la plupart des minéraux perdent-ils au cours des temps géologiques une bonne partie de leur hélium radiogénique. C'est la raison qui, dans la plupart des cas, invalide la méthode de l'hélium. Si on examine les trois grandes séries radioactives, on s'aperçoit qu'entre l'élément de départ: uranium et thorium et le plomb final s'intercale dans chacune d'elles un élément gazeux dans les conditions standard: le radon 222 dans la série de l'uranium 238 avec une période de 3,285 j., le radon 219, ou actinon, dans la série de l'uranium 235, avec une période de 54,5 sec., enfin le radon 220, ou thoron, dans la série du thorium avec une période de 2,9 sec. On a tenté d'expliquer les résultats discordants, donnés pour certains minéraux par les diverses méthodes au plomb, en se basant sur les différences de période des radons. A priori, on devrait s'attendre à ce que le radon qui possède la période la plus longue, celui de la série de l'uranium 238, ait eu les plus grandes chances de diffusion, autrement dit que les âges donnés par la méthode du Pb^{206} soient trop faibles. Toutefois, au regard de la période de l'uranium, le temps d'existence du radon est si minime que la proportion de ce gaz qui diffuse doit être très faible. Actuellement, on ne retient plus cette hypothèse pour expliquer les âges discordants.

Dans la méthode potassium-argon, la diffusion de l'argon est certainement un facteur qui abaisse les âges apparents de certains minéraux. Les pertes seront surtout sensibles pour les minéraux très anciens. On a calculé qu'un feldspath potassique soumis à une température de 60° pendant 10^9 années, perdrait le tiers de son argon radiogénique, alors que la biotite, dans les mêmes conditions, ne perdra que 4% d'argon radiogénique.

Pour un élément donné, les vitesses de diffusion dépendent de deux facteurs principaux: la température d'une part, la structure du minéral contenant l'élément radioactif d'autre part. Le rôle de la température est très important, la vitesse de diffusion augmente rapidement lors d'un réchauffement et les minéraux qui, au cours d'un stade de métamorphisme, ont été portés à une température de plusieurs centaines de degrés ont généralement perdu une grande partie de leur argon radiogénique.

Pour une température et un élément déterminé, la structure du minéral-hôte est un facteur prépondérant. Si nous reprenons comme exemple le cas de l'argon, il est démontré que, en général du moins, les feldspaths retiennent moins bien cet

élément que les micas ou les hornblendes. Ces derniers minéraux sont donc moins sensibles aux effets d'un léger réchauffement. Il est intéressant de relever que, du fait de ces vitesses de diffusion différentielles, les divers minéraux d'une même roche ne donnent pas toujours le même âge; à la discordance chronologique entre les méthodes s'ajoute une discordance entre minéraux.

Il serait faux de croire que la diffusion n'affecte que les éléments gazeux aux températures ordinaires, le strontium par exemple diffuse sans trop de difficulté. On peut, à ce propos, se demander si le fait que l'atome de l'élément radiogénique ne se trouve pas dans une position d'équilibre normal dans le réseau du minéral n'augmente pas fortement sa capacité de migration en ce sens que l'énergie d'activation nécessaire pour le faire quitter sa position est nulle ou, du moins, négligeable. N'oublions pas d'autre part que les dégâts infligés à la structure par des particules comme les particules alpha ou les noyaux de recul peuvent aussi favoriser le départ de certains éléments.

Il y a lieu, ici, de remarquer que les atomes qui diffusent hors du minéral ne sont pas nécessairement définitivement perdus; il se peut qu'ils restent dans un volume de roche relativement petit (échelle de l'échantillon). Dans ces cas, c'est ce volume de roche qui a constitué un système fermé pour les éléments radioactifs et radiogéniques et non chacun des cristaux constitutifs. On peut alors déterminer l'âge véritable de la roche en appliquant les méthodes analytiques à un échantillon de la roche totale. Pour le strontium, on trouve souvent deux âges fort différents pour la roche totale et pour les minéraux isolés.

A part la simple diffusion atomique, il est certain que des phénomènes de lessivage jouent un rôle dans le bilan des éléments radioactifs et radiogéniques d'une roche. On sait que des solutions aqueuses jouent un rôle primordial dans tous les phénomènes de métamorphisme et de diagénèse. Ces solutions circulent dans les interstices intercristallins et probablement aussi à l'intérieur des cristaux dans les microfissures qui séparent parfois des domaines différemment orientés. Dans certaines circonstances, ces solutions doivent pourvoir extraire divers éléments au voisinage immédiat des lèvres de ces fissures et les transporter ailleurs. Cette action est peut-être d'autant plus marquée que, en ce qui concerne les éléments en traces, et dans beaucoup de minéraux, les éléments radioactifs sont à l'état de traces, il semble bien que la répartition dans le cristal ne soit pas homogène mais qu'il y a accumulation le long des fissures. Dans une telle situation, ces éléments seront beaucoup plus sensibles à un lessivage.

Les apports d'éléments peuvent aussi modifier l'âge apparent d'une roche. S'il y a introduction d'élément radioactif, l'âge sera diminué, si, au contraire, c'est l'élément radiogénique qui a été ajouté, l'âge sera trop élevé. Toutefois, il semble que les apports de matière soient moins fréquemment une cause d'erreur que les pertes. Au voisinage des gisements d'uranium et de thorium, il est possible qu'il se soit formé une auréole où de sphénomènes d'enrichissement en uranium ou en thorium ont eu lieu.

Pour terminer ce chapitre, nous donnerons quelques exemples de discordances observées lors de l'emploi des méthodes au plomb.

Dans la plupart des cas, nous avons, pour les âges, les relations suivantes:

$$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}} < \frac{Pb^{206}}{U^{238}} < \frac{Pb^{207}}{U^{235}} < \frac{Pb^{207}}{Pb^{206}} \leqslant \text{âge réel du minéral.}$$

Lorsque cette discordance est importante, elle est généralement interprétée comme étant le résultat d'une perte de plomb radiogénique, bien que l'on puisse également invoquer un gain en éléments radioactifs.

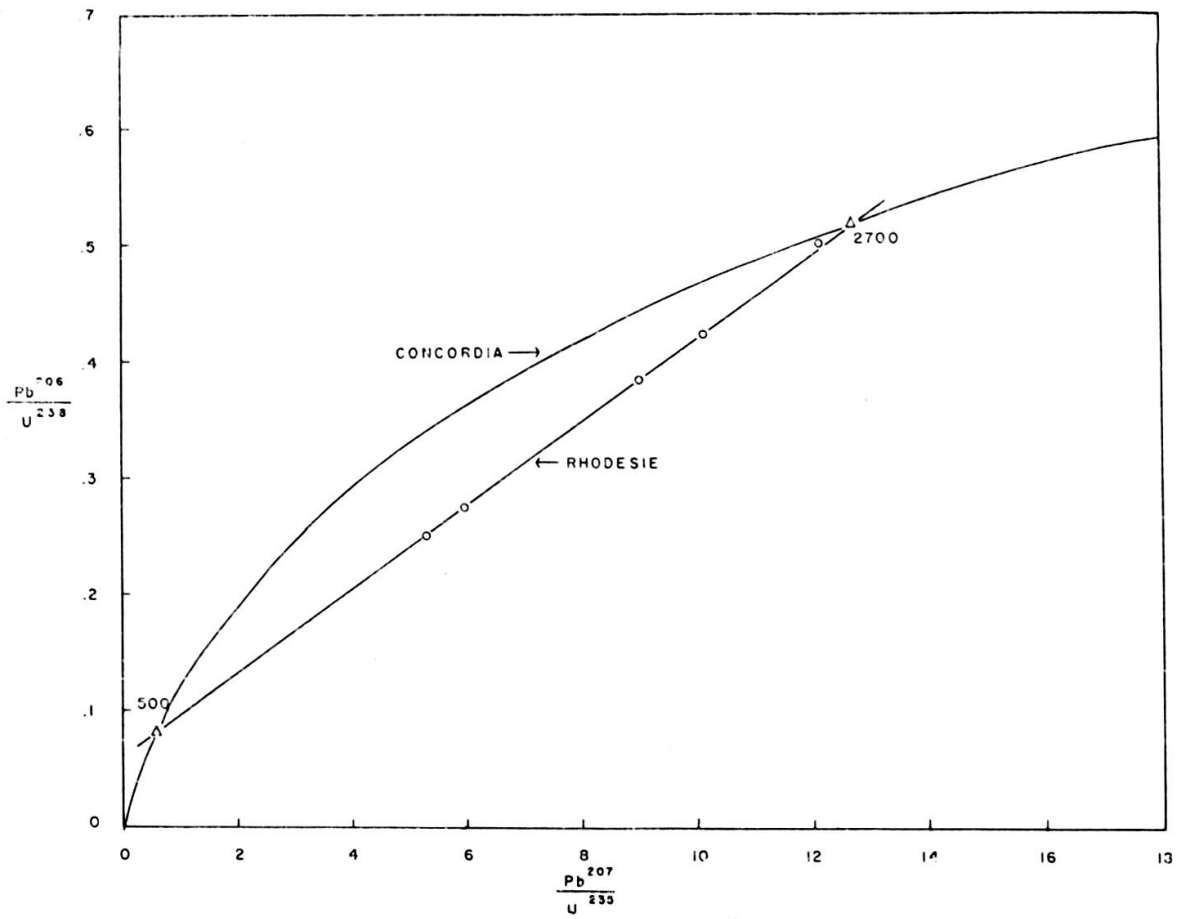

Fig. 1.

Il résulte de considérations théoriques que le rapport $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$ est moins affecté que les autres rapports par une perte de plomb ou un gain en uranium. Si cette perte de plomb est récente, ou très ancienne (suivant de peu la formation du minéral), l'âge $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$ est très proche de l'âge réel du minéral.

Comment expliquer ce type de discordance? Les premières recherches dans ce sens furent effectuées par AHRENS (1955) qui montra que, si le rapport $\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$ de différents échantillons d'un même massif est reporté en abscisse et le rapport $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$ en ordonnée, les points représentatifs sont alignés suivant une droite.

Si l'on trace maintenant, sur le même diagramme (fig. 1), le lieus de points âge $\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$ = âge $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$, on obtient une courbe, passant par l'origine des coordonnées et que WETHERILL (1956) a appelée courbe « Concordia ».

On remarque que, généralement, la droite représentative des échantillons d'un massif ou d'une unité géologique donnée (par exemple, minerais d'uranium et thorium de Rhodésie, du Witwatersrand, etc.) intersecte la courbe « Concordia » en deux points correspondant:

1) à l'âge vrai des minéraux, c'est-à-dire à l'époque de leur cristallisation; dans le cas des minéraux de Rhodésie (fig. 1), cet âge est égal à 2700 m.a.
2) à l'époque où ces minéraux ont perdu tout ou partie de leur plomb radiogénique (500 m.a. dans le diagramme de la fig. 1). Si ce dernier point est confondu avec l'origine des coordonnées, cela signifie que cette perte est très récente.

Pour la plupart des auteurs, ces pertes apparentes de plomb seraient dues à un lessivage, d'origine supergène ou hydrothermale, remontant à un moment déterminé de l'histoire du minéral.

Même si cette opinion peut parfois être contestée (AHRENS, 1955), il n'en reste pas moins que la courbe « Concordia » est d'une utilité certaine pour la reconstitution de l'histoire géologique d'une région donnée.

Dans certains cas, plus rares, nous obtenons les relations suivantes:

$$\text{âge}\ \frac{Pb^{206}}{U^{238}} > \text{âge}\ \frac{Pb^{207}}{U^{235}} > \text{âge}\ \frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$$

Les minéraux exhibant ce type de discordance ont dû subir des altérations complexes accompagnées de pertes d'uranium et de plomb à différentes époques de leur histoire et il est impossible d'obtenir leur âge exact dont la meilleure approximation est donnée par le rapport $\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$. Le minéral le plus important de cette catégorie est la monazite, (Ce, Th) PO_4.

LES MÉTHODES PHYSIQUES

Les méthodes géochronométriques physiques reposent sur l'interprétation de diverses modifications de nature physique dues à la radioactivité. Ces modifications sont produites par les particules alpha ou par les noyaux de recul, par les électrons ou

par les photons gamma émis par les atomes radioactifs au moment de leur désintégration; le cristal dans lequel se trouvent ces atomes, ou les cristaux voisins, gardent des traces de ce bombardement.

Les modifications les moins profondes n'affectent que les électrons des atomes. Dans le cas des auréoles pléochroïques que l'on observe souvent dans les biotites autour des inclusions de zircon, les propriétés optiques du mica sont modifiées. La thermoluminescence de certains minéraux, en particulier des carbonates, consiste en une faible émission de lumière qui se produit à une température déterminée lorsqu'on réchauffe le cristal. On sait maintenant que ce phénomène est causé par des électrons pris dans des « trappes » hors de leur niveau d'équilibre qui « retombent » sur ce niveau; l'excitation des électrons est une des modifications physiques résultant de la présence d'atomes radioactifs dans le cristal.

Dans les dégâts d'irradiation proprement dits, les modifications sont plus profondes puisque les noyaux des atomes eux-mêmes sont déplacés hors des positions d'équilibre qu'ils occupent dans le réseau cristallin. Ces déplacements proviennent de l'action des particules alpha ou encore des noyaux de recul des atomes radioactifs lors de leur désintégration. Le zircon est sensible à ce genre de dégâts qui s'expriment par la modification de ses propriétés physiques (poids spécifique, réfringence, biréfringence, etc.) et surtout des constantes réticulaires de sa maille élémentaire. Dans les cas extrêmes, il perd même son état cristallin et devient quasiment amorphe, on parle alors d'état métamicte.

On sait qu'une très faible proportion des atomes d'uranium et de thorium présents dans un minéral se désintègrent non pas par émission de particules alpha, mais par fission. Très récemment (FLEISCHER et PRICE, 1964), ont réussi à mettre en évidence les traces laissées dans le minéral par les fragments de fission; elles sont observables sous le microscope grâce à une technique d'attaque particulière.

Pour utiliser une technique physique, il faut connaître:

1) La quantité d'élément radioactif contenue dans le cristal étudié.
2) La valeur quantitative de la modification intervenue depuis la formation du minéral (intensité de la thermoluminescence, importance des dégâts d'irradiation, etc.).
3. La relation, généralement linéaire entre certaines limites, qui lie la modification à la teneur en élément radioactif et au temps qui s'est écoulé depuis la cristallisation du minéral.

Les méthodes géochronométriques physiques ont l'avantage d'exiger un appareillage moins coûteux que la plupart des méthodes chimiques, en outre, elles sont susceptibles d'être appliquées à des quantités de matières très petites, à des microcristaux isolés. Malheureusement, elles souffrent de deux handicaps graves. D'une part, leur base théorique est moins bien connue que celle des méthodes chimiques; il semble en particulier que des causes autres que la radioactivité peuvent déterminer des modifications semblables (particulièrement pour la thermoluminescence); d'autre

part, elles sont particulièrement sensibles aux effets d'un réchauffement qui, augmentant la mobilité des atomes, permet aux dégâts de se cicatriser et de disparaître. Il en résulte que les âges obtenus sont souvent trop jeunes et plus proches de l'âge du dernier épisode métamorphique que de l'âge de la formation du minéral.

CONCLUSIONS

Certains se demanderont peut-être si le grand nombre de causes d'erreurs possibles n'invalide pas l'ensemble des méthodes géochronométriques. Nous pensons qu'il n'en est rien. L'attitude du géologue à l'égard de cette discipline nouvelle, doit nous semble-t-il, éviter deux écueils: d'une part la confiance du néophyte qui consiste à croire qu'il suffit d'introduire un échantillon de roche dans un spectromètre de masse pour obtenir directement son âge exact, d'autre part, le mépris se traduisant par le refus d'employer ces méthodes et d'accorder aucune valeur aux résultats qu'elles donnent.

Nous pensons que l'intérêt géologique des résultats géochronométriques sera maximum dans la mesure où l'on tiendra compte des trois considérations suivantes:

Si possible, ne pas se contenter d'une seule méthode, mais employer pour la même roche des techniques différentes et, ensuite, tenter d'interpréter les discordances éventuelles entre les âges trouvés.

Ensuite, s'efforcer de dater plusieurs minéraux différents d'une même roche ainsi que la « roche totale ». Là, à nouveau, il y aura peut-être des résultats discordants, non plus entre méthodes mais entre espèces minérales, qu'il faudra interpréter.

Enfin, examiner les données géochronométriques à la lumière d'une étude géologique, pétrographique et géochimique de la roche. Il arrivera alors souvent que des discordances au premier abord déroutantes s'expliquent logiquement et donnent même un supplément d'information sur l'histoire géologique de l'échantillon.

En suivant ces suggestions, le géologue aura une attitude de critique constructive aussi éloignée du découragement que de l'enthousiasme aveugle.

Institut de Minéralogie
de l'Université de Genève.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

AHRENS, L. H. (1955): Implications of the Rhodesia age pattern. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 8, 1.

BUCHS, A., R. CHESSEX, D. KRUMMENACHER, D., M. VUAGNAT (1962): Ages « plomb total » déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes. *Bull. suisse Minér. Pétrogr.*, 42, 295.

FAUL, H. (Ed.) (1954): *Nuclear Geology*. John Wiley, New York.

FLEISCHER, R. L., P. B. PRICE (1964): Fission track evidence for the simultaneous origin of tektites and other natural glasses. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 28, 755.

RANKAMA, K. (1963): *Progress in isotope geology*. John Wiley, New York.

VUAGNAT, M. (1958): La géochronométrie ou mesure de l'âge des roches. Revue *Bastions de Genève*, 2.

WETHERILL, G. W. (1956): An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. *Geoch. Cosmoch. Acta*, *9*, 290.