

Altération et minéralisation de « type porphyry » à Sibert (Rhône)

par J.-C. ICART *, J.-C. LACHARPAGNE *, H. SIDER **, F. WALGENWITZ *

Mots-clés : Analyse multivariable, Analyse chimique, Microfaciès, Pyroclastique consolidé, Microgranite, Porphyrique, Orogénie hercynienne, Zonalité, Altération hydrothermale, Carotte, Gisement potentiel, Porphyry copper, Cu, Mo, Rhône, Avorté, Sibert.

Résumé

Le prospect de Sibert est situé au Nord-Est du Massif Central, dans des formations dévono-dinantiennes appartenant au faisceau synclinal de la Loire. Le Viséen, qui repose en discordance sur une série volcanique, comporte un ensemble sédimentaire et un complexe volcanique composé de tufs et d'ignimbrites. La zone que nous avons étudiée correspond essentiellement à des microgranites porphyriques très voisins les uns des autres, en petits massifs et en dykes recoupant les tufs ignimbritiques.

Les travaux d'exploration se sont déroulés de 1972 à 1978 : la collecte systématique d'informations de surface (géologie-géochimie) a permis de définir le problème. Elle a été suivie par une campagne de huit sondages carottés : nous avons pu, grâce à l'étude des altérations, délimiter la zone susceptible d'être minéralisée. Celle-ci a été reconnue par deux sondages de 600 mètres, qui ont mis en évidence un couple altération-minéralisation de type porphyry, dont le caractère n'est pas économique.

Les sondages ont été étudiés de façon systématique : description macroscopique, observations en lames minces, prélèvement de un mètre de carotte tous les cinq mètres destiné au dosage des éléments en traces et de quelques majeurs par spectrométrie U-V, et à l'étude des minéraux phylliteux par diffractométrie : ces données ont fait l'objet de traitements statistiques.

L'altération hydrothermale intéresse un volume supérieur à $0,6 \times 1 \times 2$ km : elle est liée à un système de fractures, et se manifeste par une atteinte générale de la roche. Les associations minérales décrites se ramènent à trois épisodes d'altération qui se relaient dans le temps :

- phase propylitique, à chlorite, épidote, pumpellyite, carbonates. Cette paragenèse caractérise la partie externe de la zone altérée,
- phase potassique : biotites conservées, biotites

secondaires, fissures à orthose, et feldspathisation dans la roche. Cette paragenèse existe dans la partie centrale de l'édifice,

- phase quartz-séricite-pyrite, dernier stade d'altération qui rétomorphose en les oblitérant les deux paragenèses précédentes. C'est dans la zone intermédiaire que cette paragenèse est la mieux représentée.

La minéralisation est constituée par la chalcopryrite et la molybdénite : la chalcopryrite est associée à des veines de quartz-séricite-pyrite, ou disséminée dans la roche ; la molybdénite apparaît dans des veines de quartz-pyrite, ou de quartz-orthose. Il existe une zonalité dans la répartition de la minéralisation :

- dans la zone externe, la pyrite est relativement abondante, le molybdène est absent, et le cuivre peut être totalement lessivé,
- dans la zone intermédiaire, les teneurs en pyrite sont de 2 à 3 %, les valeurs en cuivre sont régulières, de 200 à 500 ppm, le molybdène est présent de manière très erratique,
- dans la zone centrale la pyrite devient moins abondante, les teneurs en cuivre sont de 150 à 200 ppm et le molybdène, très fluctuant, fournit une moyenne de 150 à 200 ppm.

On constate que la minéralisation est d'autant plus intense que l'altération est plus poussée, et le dépôt du cuivre et du molybdène est associé à celui de la phase potassique.

Les caractères de l'altération et de la minéralisation, ainsi que la nature de leur association montrent que des phénomènes identiques à ceux qui ont provoqué l'existence de gisements de type porphyry, se sont produits dans cette région à la fin de l'orogénèse hercynienne. La faiblesse des teneurs à Sibert peut s'expliquer soit par des raisons d'ordre régional (province où le stock de cuivre disponible est insuffisant pour alimenter un système de concentration), soit par des raisons d'ordre local (fracturation insuffisante pour que l'altération et la minéralisation atteignent leur développement maximum).

* Société Nationale Elf-Aquitaine (Production) - B.P. 65 64001 Pau Cédex.

** Université de Nancy I. Laboratoire de géologie régionale B. P. 140 - 54037 Nancy Cedex.

Abstract

The Sibert prospect is located in viséan formations of the Synclinorium of the Loire region, North-East of the french Massif Central.

The viséan sediments overlay disconformably an older volcanic group and underlay a volcanic sequence of ignimbritic and tuffaceous rocks. The studied zone consists mainly of numerous quartz-feldspar porphyry dykes, which intrude into the upper volcanic sequence.

The exploration lasted from 1972 to 1978. Geologic mapping and soil geochemistry were used to define the problem. The alterations found in the first diamond drill holes led to the hypothesis of a deeper mineralized zone. A test programme, consisting of two 600 m deep drill holes showed an uneconomic mineralization of porphyry type, with the associated typical alteration.

Cores have been studied systematically by macroscopic description, observation of thin sections, and a 1-meter sample every 5 meters has been assayed (traces and selected major elements) ; clay minerals have been identified, and all the above data statistically studied.

The pervasive hydrothermal alteration follows a fracture system and affects a volume greater than $2 \times 1 \times 0,6$ km.

Three successive stages can be deduced from the different paragenesis :

- a first propylitic phase, with chlorite, epidote, pumpellyite and carbonates is observed in the outer shell ;
- a later potassic phase, with fresh biotites, both primary and secondary, and orthoclase in veins and in the wall rock, forms the porphyry's core ;
- a quartz-sericite pyritic stage, a last retrogressive

alteration, overprints the two previous mineralogical assemblages, mainly in the intermediate zone.

Mineralization consists of chalcopyrite and molybdenite. Chalcopyrite is either associated with quartz-sericitic veins or is disseminated in the rock. Molybdenite is closely related to more or less pyritic quartz or orthoclase-quartz-veins.

In the outer zone, pyrite is relatively abundant, molybdenum is absent, and copper has been completely leached.

In the intermediate zone the pyritic content rises between 2 to 3 %, copper values are constant, around 200 to 500 ppm, molybdenum appears irregularly. In the inner zone, pyrite decreases, the copper average is about 150 to 200 ppm, and the molybdenum fluctuates, usually presenting values of 150-200 ppm.

The mineralization is more intense wherever the alteration is better developed. Copper and molybdenum are closely related to the potassic phase, both in time and space.

Alteration and mineralization processes, as the Cu-Mo association, are those found elsewhere in the porphyry-type deposits. They occur in Sibert at the end of the hercynian orogenesis.

The very low grades found could be explained :

- either by regional characteristics, as for example a low-copper background at the scale of the geochemical province ;
- or by local considerations, such as an insufficient fracturation, preventing alteration and mineralization from fully developing.

Resumen

El cateo de Sibert se encuentra ubicado al Nordeste del Macizo Central de Francia, en formaciones devono-dinantienses pertenecientes al haz sinclinal del Loira. El Viséense, que toma apoyo de forma discordante sobre una serie volcánica, consta de un conjunto sedimentario y un complejo volcánico compuesto por tobas e ignimbritas. La zona que hemos estudiado corresponde básicamente a unos microgranitos porfíricos muy cercanos unos de otros, en pequeños macizos o en filones rocosos (diques) que atraviesan las tobas ignimbriticas.

Los trabajos de exploración se han desarrollado entre

1972 y 1978 : la recogida sistemática de datos de superficie (geología — geoquímica) ha permitido definir el problema. Ha sido continuada por una campaña de ocho sondeos con extracción de testigos. Mediante el estudio de las alteraciones, hemos podido delimitar la zona susceptible de mineralización. Dicha zona ha sido reconocida por medio de dos sondeos de 600 metros, que han puesto en evidencia un conjunto binómico alteración-mineralización de tipo porfírico, que no presenta características económicas.

Los sondeos han sido estudiados en forma sistemática : descripción macroscópica, observaciones en láminas del-

gadas, separación de un metro de testigo de cada cinco metros con destino a la dosificación de los elementos escasos y de algunos elementos principales por espectrometría ultravioleta y, asimismo, al estudio de los minerales filiticos por difracción : estos datos han sido objeto de un procesamiento estadístico.

La alteración hidrotermal alcanza a un volumen superior a $0,6 \times 1 \times 2$ km ; está vinculada con un sistema de fracturas, y se manifiesta por una alteración general de la roca. Las combinaciones minerales descritas se reducen a tres episodios de alteración que se suceden en el tiempo, a saber :

- fase propilítica, con clorita, epidota, pumpellyta, carbonatos. Esta paragénesis es característica de la parte externa de la zona alterada ;

- fase potásica : biotitas conservadas, biotitas secundarias, fisuras con ortosa y feldespatización de la roca. Esta paragénesis existe en la parte central de la estructura ;

- fase cuarzo-sericita-pirita, que corresponde a la última etapa de alteración que retromorfosea, obstruyendo, las dos paragénesis precedentes. La zona intermedia es allá donde mejor se encuentra representada esta paragénesis.

La mineralización está constituida por la calcopirita y la molibdenita : la calcopirita se encuentra en combinación con vetas de cuarzo-sericita-pirita o bien, diseminada en la roca. La molibdenita aparece a su vez en las vetas de cuarzo-pirita, o de cuarzo-ortoclasa. Existe una zonalidad

en el reparto de la mineralización, es decir :

- en la zona externa, la pirita es relativamente abundante, mientras que el molibdeno está ausente y el cobre puede estar completamente lixiviado ;

- en la zona intermedia, los contenidos de pirita son de 2 a 3 %, los valores del cobre son regulares, de 200 a 500 ppm, y el molibdeno se encuentra presente de forma sumamente errática ;

- en la zona central, la pirita llega a ser menos abundante, los contenidos de cobre son de 150 a 200 ppm y a su vez, el molibdeno, sumamente fluctuante, representa de 150 a 200 ppm por término medio.

Se comprueba que la mineralización es tanto más intensa cuanto más señalada es la alteración y el depósito del cobre y del molibdeno se encuentra combinado con aquel de la fase potásica.

Las características de la alteración y la mineralización, así como el género de su combinación, muestran que unos fenómenos idénticos a aquellos que han provocado la existencia de yacimientos de tipo porfírico, se han producido en esta región al final de la orogénesis herciniana. El carácter tan poco abundante de los contenidos de Sibert puede explicarse, ya sea por motivos de orden regional (provincia en la cual el stock de cobre disponible es insuficiente para alimentar a un sistema de concentración), o bien, por motivos de índole local (fracturación insuficiente para que la alteración y la mineralización alcancen su máximo desarrollo).

Introduction

Le prospect de Sibert est situé au Nord-Est du Massif Central, dans des formations viséennes qui appartiennent à une grande structure orientée N 40 à N 60, connue sous le nom de faisceau synclinal de la Loire (fig. 1).

L'implantation de la SNEA(P) dans cette région, en 1972, fut motivée par une recherche de minéralisations de type amas sulfuré dans des séries volcano-sédimentaires

dévonien-dinantien. C'est dans ce cadre que fut entreprise la visite systématique des indices connus, qui nous conduisit à Sibert.

L'hypothèse d'une manifestation de type porphyry fut formulée avec prudence et conditionna les méthodes d'exploration qui furent ensuite utilisées.

Historique des travaux

1. La première phase de travaux, de 1972 à 1974, correspond à une collecte des informations de surface. Elle a comporté :

- un levé géologique au 1.10 000^e,

- un prélèvement systématique d'échantillons de roche sur affleurements ou par puits, et leur étude,

- une campagne de géochimie sol de 22 km², à la maille 200 x 200 m resserrée à 100 x 200 m autour de

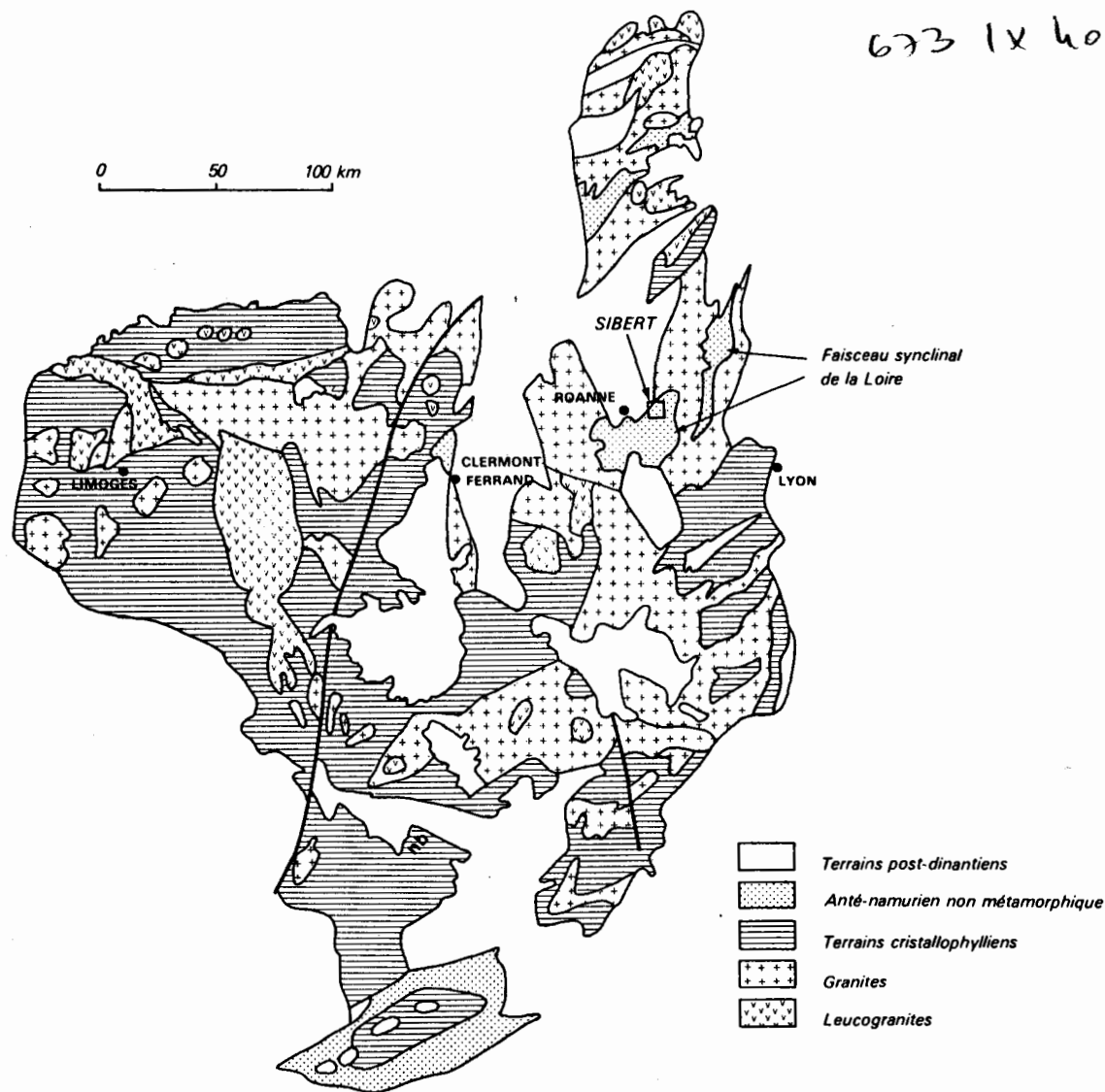


Fig. 1. — D'après J. DIDIER et J. LAMEYRE, 1969.

l'indice (dosage par spectrométrie UV, et en outre, analyses de F, P, W, S, Li).

Les principales conclusions de cette phase de travaux ont été les suivantes :

— il existe en surface, une zone d'altération hydrothermale de 1 km sur 2 km, associée à des microgranites en petits massifs ou en essaims de dykes.

La géochimie sol permet de définir une plage de 300 m sur 800 m, à l'intérieur de la zone d'altération, où les valeurs en molybdène atteignent 40 ppm, et les valeurs en cuivre 120 ppm. Le plomb et le zinc se disposent en halo externe, alors que le phosphore et le fluor s'organisent en anomalies négatives (fig. 2a, 2b, 3a).

Ces résultats ont incité à poursuivre l'exploration, sur la base d'une hypothèse de gisement caché de type porphyry. A ce stade le sujet a bénéficié d'une subvention du Ministère de l'Industrie (Convention Plan Cuivre).

2. La seconde phase de travaux a comporté la réalisation de deux campagnes de sondages carottés (fig. 3b) :

— 1974 : 4 sondages de 300 m chacun,
— 1977 : 3 sondages de 300 m et un sondage de 200 m.

Les études (pétrographie, altérations, répartition des éléments en traces) sur ces huit sondages ont mis en évidence une zone d'altération hydrothermale intense et structurée, à partir de laquelle on a pu délimiter la zone susceptible d'être minéralisée.

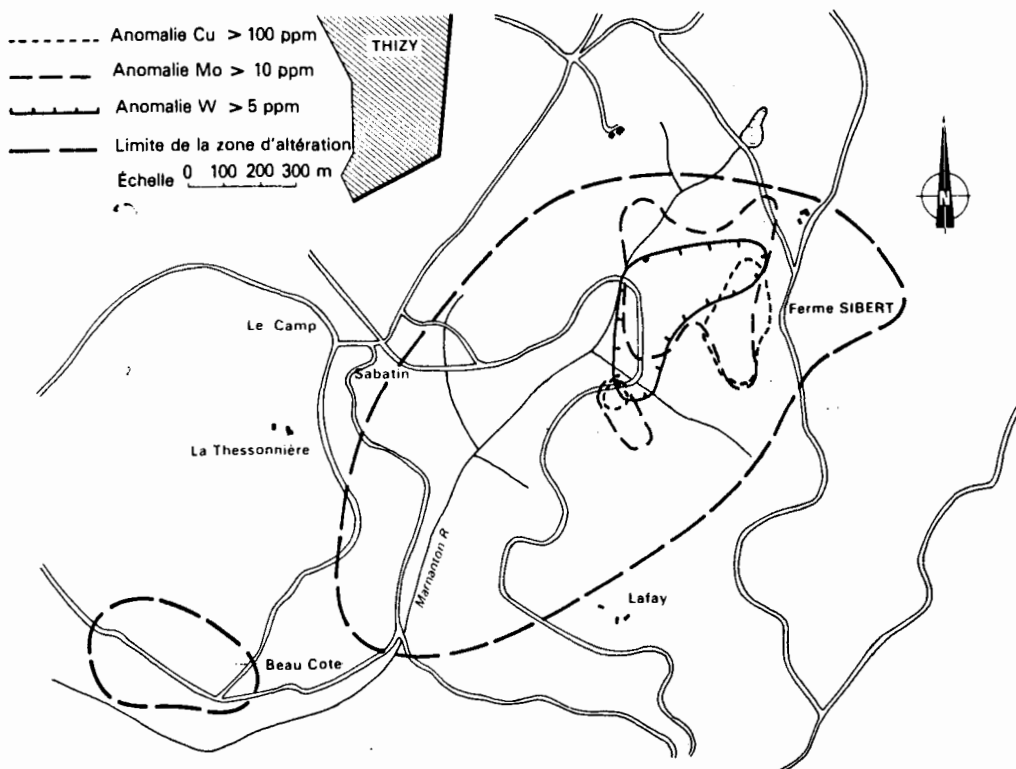


Fig. 2a. — Répartition des anomalies Cuivre, Molybdène, tungstène - géochimie sol.

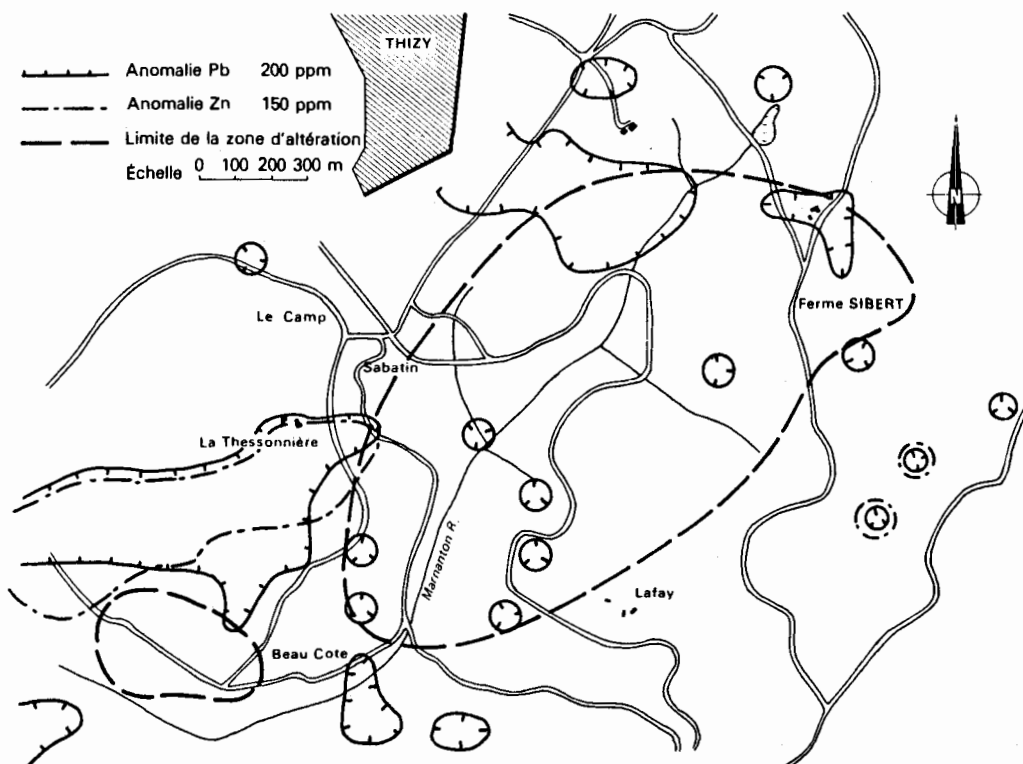


Fig. 2b. — Répartition des anomalies Plomb, Zinc - géochimie sol.

673 IX 6001

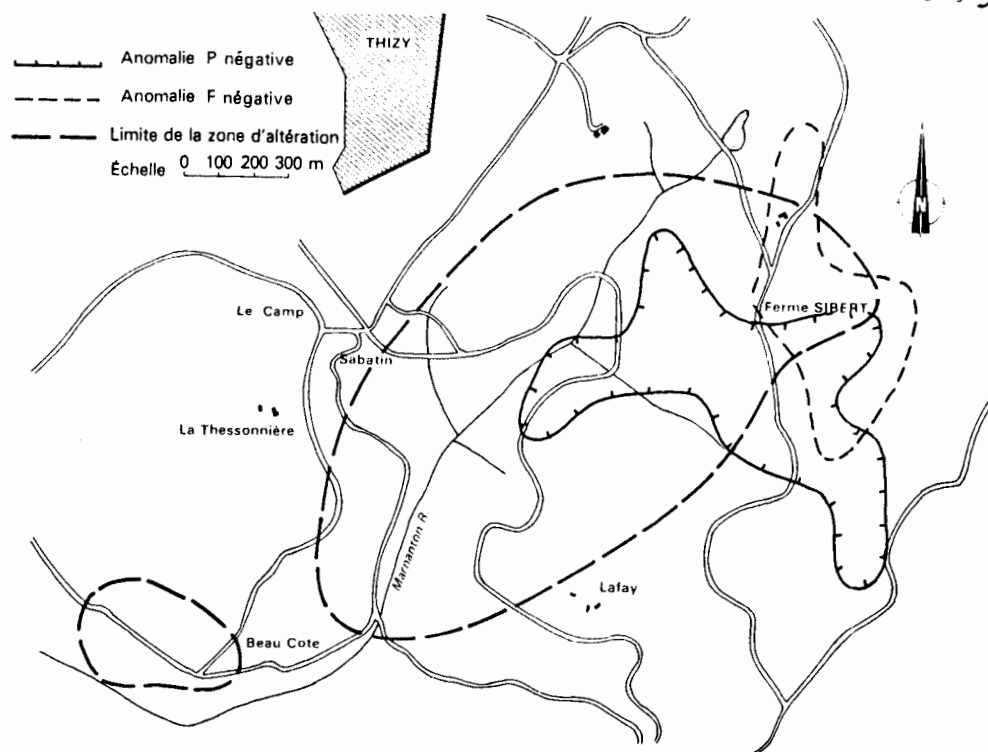


Fig. 3a. — Répartition des anomalies Phosphore, Fluor-géochimie sol.

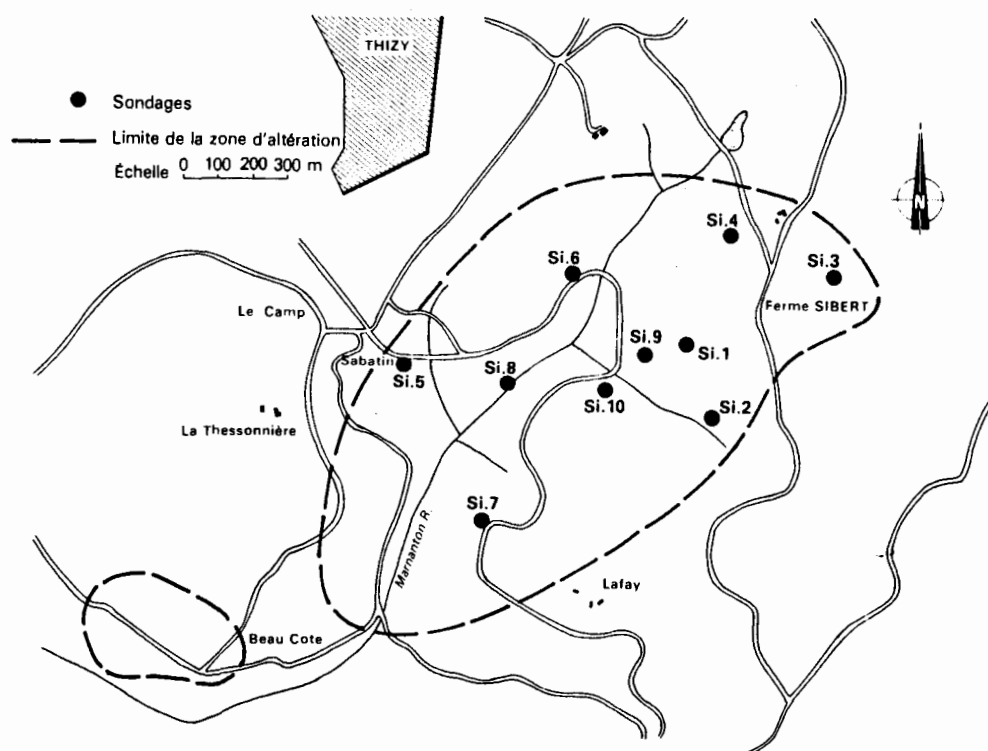


Fig. 3b. — Position des dix sondages.

3. La troisième phase, réalisée en 1978, a comporté deux sondages carottés de 600 m chacun, destinés à vérifier la présence éventuelle d'une minéralisation à cuivre-molybdène.

Elle a effectivement mis en évidence un couple altération-minéralisation de type porphyry, dont le caractère n'est malheureusement pas économique.

Cadre géologique régional

Le faisceau synclinal de la Loire qui correspond à un synclinorium dévono-dinantien est limité au Nord par l'anticlinorium du Charolais, et au Sud par celui du Lyonnais. Il est bordé à l'Ouest par la plaine d'effondrement tertiaire de Roanne et à l'Est par la vallée de la Saône.

la mise en place du « microgranite filonien » post viséen, utilisant la même fracturation que les venues précédentes.

La région qui nous intéresse correspond à un synclinal à cœur de tuf Picard, de direction N 40-N 60 prolongeant une structure mise en évidence sur la feuille de Roanne (fig. 4).

1. Succession lithostratigraphique (fig. 5).

Au Sud de Tarare, la série volcano-sédimentaire de la Brèvenne, à spilites et kératophyres repose en discordance sur les gneiss catazonaux du Lyonnais (gneiss d'Affoux) : elle peut être attribuée au Dévonien supérieur, ou au Viséen inférieur si on l'assimile aux formations du même type, datées par fossiles dans le Morvan (A. MICHEL LÉVY 1908). Elle est affectée par des plis isoclinaux (D. BARDIN 1971) et par un métamorphisme épizonal.

Au nord de Montagny, une série volcano-sédimentaire à spilites et kératophyres comparables repose en discordance sur un socle métamorphique (M. F. RUBIELLO 1980). Elle est elle-même surmontée en discordance par un important épisode sédimentaire du Viséen moyen, débutant par un conglomérat de base, puis constitué de grès et de pélites à intercalations de calcaire, localement associées à des pyroclastites basaltiques.

Au Viséen supérieur, un complexe volcanique composé de tufs, d'ignimbrites et de laves forme l'ensemble des tufs anthracifères qui peut être subdivisé en deux unités :

- à la base, un ensemble de tufs variés débutant par des conglomérats à éléments volcaniques et sédimentaires, pouvant présenter localement des caractères ignimbritiques : ils sont dénommés « tufs communs »,

- au sommet, un ensemble ignimbritique assez homogène : le « tuf Picard », caractérisé par des fiammes abondantes.

Le magmatisme intrusif se manifeste par de nombreux filons dans tous les niveaux des séries décrites précédemment. Il débute par la mise en place d'un microgranite porphyrique du Viséen supérieur, pénécontemporain des tufs anthracifères encaissants (BERTAUX J., GAGNY Cl. 1978). Des petits filons de lamprophyre sont fréquemment associés au microgranite porphyrique qu'ils recoupent parfois.

La fin de l'activité magmatique régionale est marquée par

Le prospect de Sibert se situe plus précisément sur le flanc sud d'un anticlinal dont l'axe, souligné par les formations métamorphiques, passe au Nord de Montagny et de Thizy.

2. Pétrographie des tufs ignimbritiques et des microgranites

2.1. Les tufs communs

Anciennement appelés tufs rhyodacitiques, ces faciès ont été étudiés par A. ECHAVARRI (1966) et A. BLANC (1968). Ils comportent des cristaux de 1 à 3 mm de quartz, plagioclase, orthose et biotite chloritisée, emballés dans un ciment quartzofeldspathique. On y reconnaît très localement des caractères ignimbritiques francs (fiammes, textures vitroclastiques, etc...).

2.2. Le tuf Picard

Sa composition est sensiblement la même que celle du tuf commun. Il est essentiellement défini par sa granulométrie. Les cristaux brisés peuvent atteindre 1 cm pour les feldspaths et la biotite (5 mm) y est souvent très fraîche. Des enclaves homéogènes de deux types y sont très fréquentes (noires vitreuses fiammées, ou roses à aspect de microgranite porphyrique).

2.3. Les microgranites

Les travaux antérieurs en ont distingué deux types :

- le microgranite porphyrique, dont le faciès varie en fonction de la couleur de la matrice et du pourcentage et de la taille des phénocristaux. Il est constitué de quartz, feldspaths potassiques de 5 à 6 cm, plagioclase, biotite, et caractérisé par la présence d'enclaves surmicacées,

- le microgranite filonien, à grain plus fin : les phénocristaux de feldspath potassique dépassent rarement 1 cm, et la biotite y est peu abondante, voire absente.

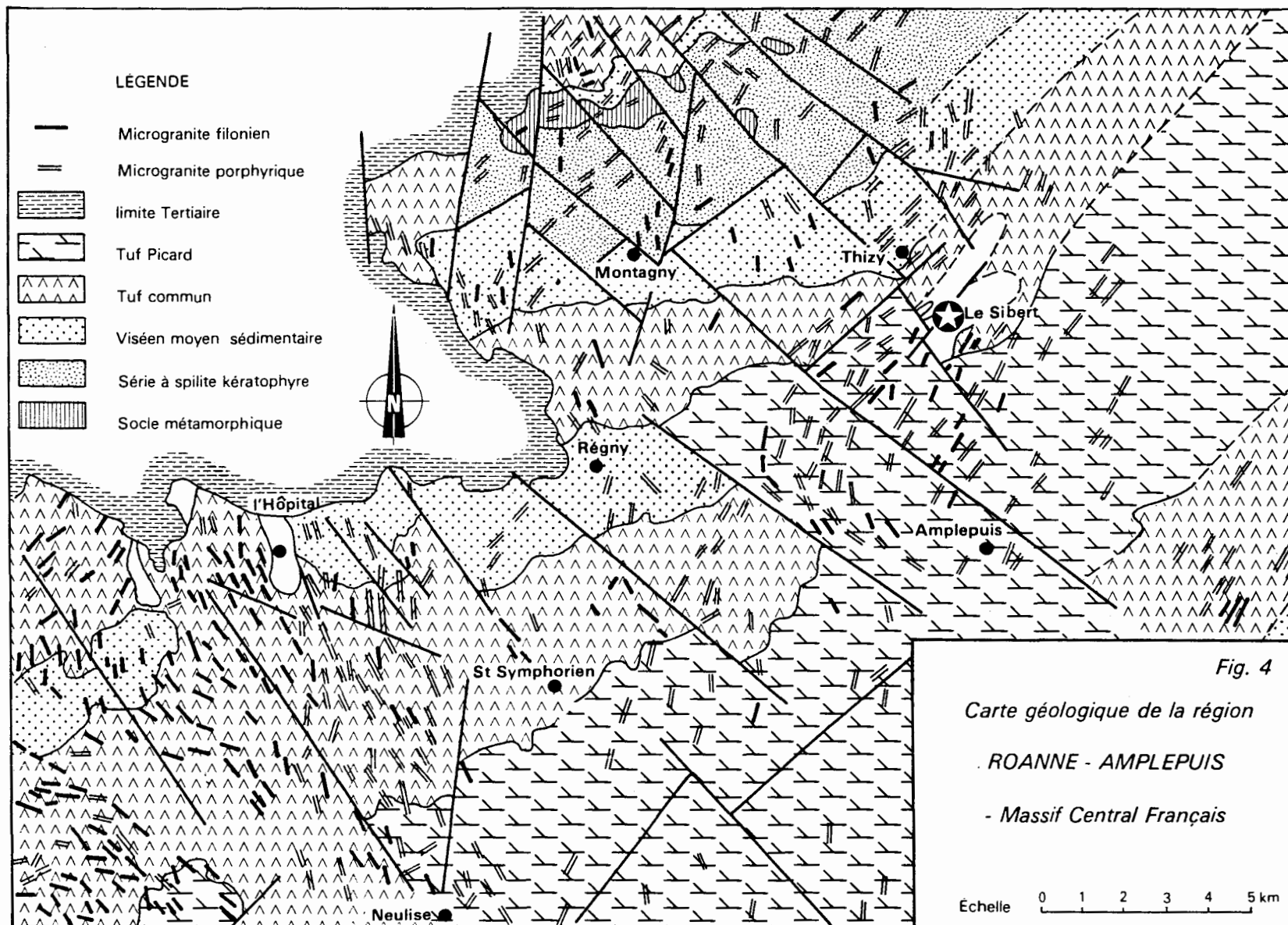
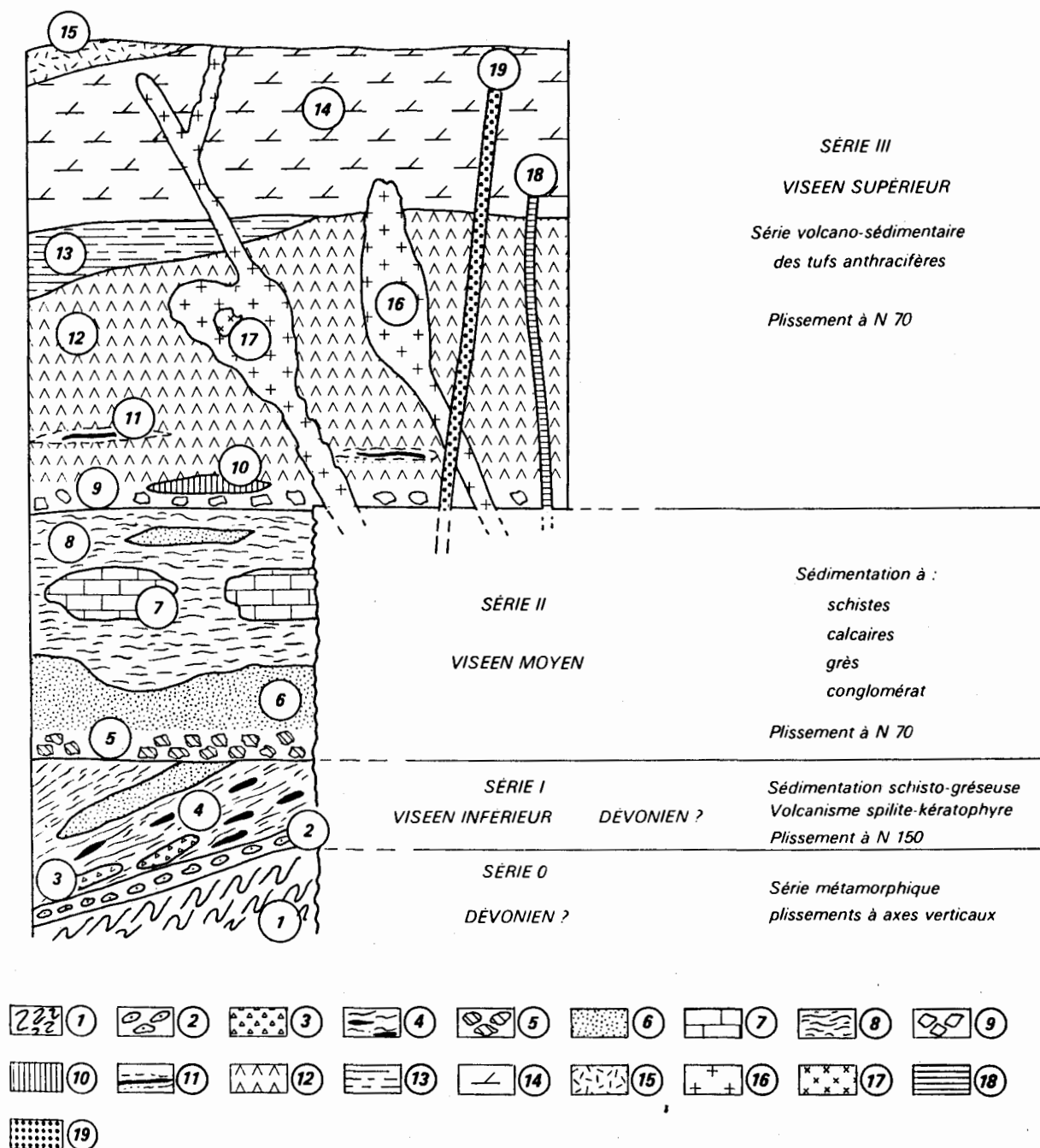


Fig. 4. — Carte géologique de la région Roanne-Amplepuis - Massif Central Français.



1. Série métamorphique ; 2. Conglomérat de base à galets gréseux ; 3. Volcanisme à spilite-kératophyre ; 4. Schistes à nodules gréseux ; 5. Conglomérat à galets de quartzite et lydienne ; 6. Grès ; 7. Calcaire ; 8. Schistes ; 9. conglomérat de base des tufs à éléments volcaniques et sédimentaires ; 10. Volcanisme trachyandésitique ; 11. Passées gréseuses à anthracite ; 12. Tuf commun ; 13. Tuf porphyrique ; 14. Tuf Picard ; 15. Rhyolite de Villerest ; 16. Microgranite porphyrique ; 17. Enclave à faciès lamprophyrique ; 18. Filon de lamprophyre ; 19. Microgranite filonien

Fig. 5. — Tableau de synthèse de la succession lithostratigraphique
 (d'après des travaux de J. BERTAUX et M. F. RUBIELLO).

6731x400

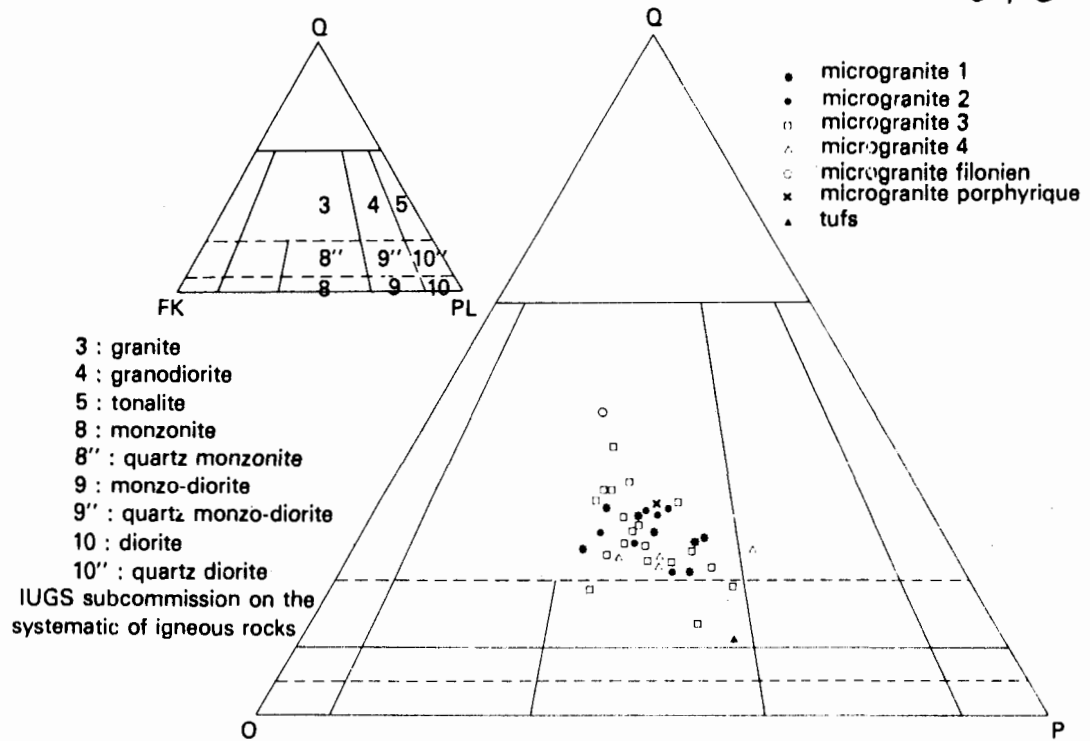


Fig. 6. — Échantillon roche dans sondage.

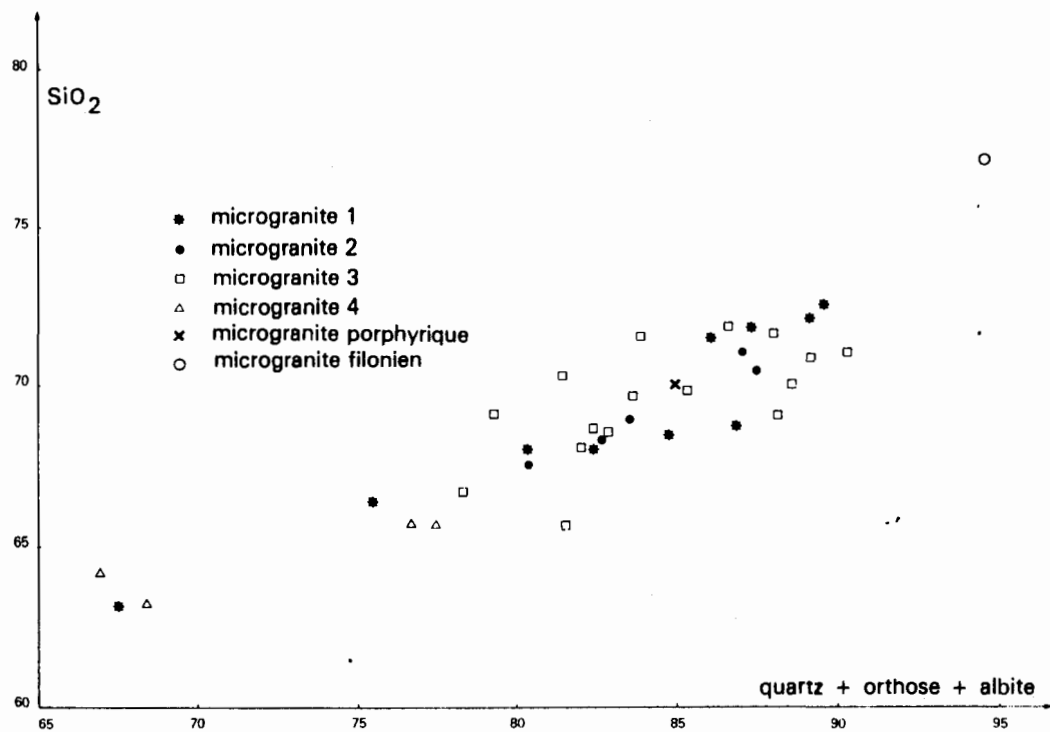


Fig. 7. — Diagramme de différenciation des granites.

Dans le secteur de Sibert les microgranites représentent plus de 70 % des intersections sur les sondages, et se ramènent difficilement aux deux types définis précédemment. Nous avons observé sur chaque sondage plusieurs unités, leur similitude rend malaisées les corrélations latérales et ne permet pas d'établir une chronologie relative, malgré la présence de bordures figées. Nous avons identifié trois microgranites très voisins, à phénocristaux d'orthose (2-3 cm), de plagioclases zonés centimétriques, de quartz globulaires (0,6 à 1 cm) et de biotites ; la matrice est essentiellement quartzo feldspathique, avec quelques

biotites, et des apatites automorphes. Un quatrième microgranite, en filons métriques recoupant les trois autres, se distingue par sa plus grande richesse en minéraux ferro magnésiens.

Le diagramme QFP (fig. 6), et le diagramme de différenciation (fig. 7), établis à partir des normes virtuelles calculées font ressortir l'homogénéité de cette famille : seul le dernier microgranite tend à s'individualiser, par sa teneur en quartz plus faible.

Étude des altérations

Compte tenu des résultats des premières études pétrographiques et du modèle gîtologique pressenti, il a été décidé d'aborder les sondages de façon à pouvoir traiter statistiquement les données obtenues.

Chaque échantillon correspond à une passée métrique systématiquement prélevée tous les cinq mètres : ce pas a été conservé sur tous les sondages.

Les informations sont toujours rapportées à un échantillon de 1 mètre de carotte, où les teneurs en métaux utiles peuvent être diluées par d'éventuelles parties stériles. Il en est de même pour les altérations.

1. Généralités

L'examen microscopique des carottes et la cartographie sur le terrain montrant que les phénomènes d'altération se manifestent de deux façons :

- atteinte générale de la roche,
- altérations liées au système de fractures.

Ces deux types d'expression ont été explorés de façon traditionnelle, à l'aide de descriptions minéralogiques sur lame mince, et par l'étude systématique de la phase phylliteuse de chaque échantillon. Ces données ont été complétées par le décriptage du comportement des éléments en traces, aussi bien sur espèces minérales séparées que sur roche totale.

La taille des minéraux d'altération hydrothermale nous a incités à utiliser des méthodes généralement employées en géochimie pétrolière pour caractériser la fraction argileuse des sédiments.

2. Méthodologie : reconnaissance des phases phylliteuses

Après broyage et décantation, la fraction de granulométrie inférieure à 4 microns restant en suspension est récupérée, lyophilisée, calcinée à 900 °C avant pastillage et

analysée au spectromètre UV. Par ailleurs, sur une aliquote de cette suspension, sont réalisées des préparations orientées pour diffractométrie de rayons X ; à partir des diffractogrammes on identifie et on estime les proportions des minéraux phylliteux.

Ce système offre plusieurs avantages :

a) on évite, ou tout au moins on minimise, l'effet de la dilution par le quartz ; il est facile de vérifier sur les diffractogrammes de Sibert que le quartz a été ainsi éliminé de façon pratiquement parfaite.

b) on élimine également les minéraux accessoires de densité élevée tels qu'apatite, zircon, barytine, magnétite, etc..., ainsi pouvons-nous raisonner principalement sur les phyllosilicates. Remarquons néanmoins que nos préparations ont parfois renfermé de faibles proportions de feldspaths, de sulfures en traces, et de carbonates.

c) on dispose d'une mesure précise et systématique de la perte au feu, imputable à l'eau de constitution des phyllosilicates d'altération.

3. La phase argileuse

Lors de l'examen des lames minces, on a pu constater que les minéraux primaires n'ont pas tous la même sensibilité à l'altération :

— les biotites sont les plus fortement atteintes : elles ont donné naissance, ou servi de support d'expression, à un grand nombre de phases néoformées dont certaines sont spécifiques d'un domaine étroit de température et de pression,

— les plagioclases : ils sont habituellement affectés de façon spectaculaire par destruction du pôle anorthite (cristallisation de calcite), génération de montmorillonite ou encore remplacement partiel ou total par de la séricite,

— les orthoses constituent l'espèce minérale la plus « résistante » bien qu'elles puissent être remplacées par un assemblage séricite/pyrite.

A ces altérations se rajoutent des néoformations impliquant des déplacements de matière : c'est le cas, en particulier, des orthoses de deuxième génération, en veines et/ou dans la masse de la roche.

3.1. Les paragenèses.

Les transformations aboutissent à la formation d'orthose, de biotite, d'épidote et de phyllosilicates difficiles à étudier en lame mince.

Chaque échantillon a donc été soumis à une extraction de la fraction inférieure à 4 μm .

On a identifié sur les diagrammes de diffractométrie les minéraux phyllosilicatés, et déduit leurs proportions approximatives par comparaison des réflexions 001.

C'est ainsi que nous avons rencontré en plus ou moins grande quantité les minéraux suivants :

- Kaolinite, montmorillonite, illite, chlorite ;
- Interstratifiés irréguliers illite-montmorillonite et interstratifiés réguliers de même nature, proches de l'allevardite ;
- Interstratifiés réguliers chlorite-montmorillonite (corrensite) et chlorite alumineuse-montmorillonite (tosudite).

L'étude de l'organisation et des relations entre ces minéraux est présentée ici à partir de quatre sondages (Si 1,2,3,4). Outre la connaissance des argiles, des observations minéralogiques simples ont été utilisées pour caractériser les niveaux d'altération paraissant présenter une certaine cohérence (fig. 8).

Altération à chlorite-épidote et pyrite inférieure à 1 %.

Cette première unité correspond à la présence d'épidote dans une zone où la chlorite est très abondante mais où la pyrite n'est pas encore développée ; c'est ce que nous rencontrons à la base de Si 4. Les minéraux phylliteux présents sont la chlorite et la montmorillonite, avec semble-t-il une quantité variable d'interstratifiés irréguliers. On peut assimiler cette paragenèse au niveau moyen d'altération de la région.

Cette zone est traversée par des « fiammes » à quartz, séricite, pyrite, discontinues et sans répercussion particulière sur leurs épontes.

Altération à chlorite-épidote et pyrite supérieure à 1 %.

La zone suivante comprend l'association : chlorite, épidote, pyrite (supérieure à 1 %). Elle a été rencontrée entre 110 et 185 m dans Si 3 et les minéraux argileux sont représentés par chlorite et montmorillonite.

Zone à pyrite-montmorillonite.

Ce niveau est caractérisé par la disparition des épidotes, et la présence de chlorite, pyrite, et montmorillonite ; c'est le cas de tout le sondage Si 3 excepté dans sa partie médiane (110 à 185 m) traversée par un réseau de fiammes d'altération à quartz, séricite. Il y a dans cette zone une quantité moyenne de 30 % d'illite dans la fraction fine.

Relais entre les montmorillonites et les minéraux interstratifiés.

Ce phénomène s'observe bien sur Si 1.

Dans un milieu où la chlorite et les veinules de séricitisation sont présentes de façon constante, on observe l'apparition d'un interstratifié illite-montmorillonite irrégulier, puis régulier, de type allevardite.

La signification de cette transformation n'est pas clairement expliquée : elle est probablement occasionnée par une évolution des conditions thermodynamiques.

Le relais des chlorites.

Dans l'association illite-chlorite-montmorillonite-interstratifiés, les chlorites vont totalement disparaître, on observe alors l'apparition de kaolinite, mais aussi une augmentation de la quantité de montmorillonite et d'interstratifiés (Si 2).

En observant les formules structurales de 4 phyllites dans le tableau I, on se rend compte que l'évolution par disparition des chlorites et apparition de kaolinite, avec une augmentation du pourcentage d'interstratifiés, implique la

Tableau 1. — Répartition structurale des éléments dans les minéraux argileux

	Couche tétraédrique	Couche octaédrique	Anion	Compensation des déficits de charge
Montmorillonite	Si ₄	Al _{2-x} Mg _x	O ₁₀ (OH) ₂	Na _x
Illite	Si _{4-x} Al _x	Al ₂	O ₁₀ (OH) ₂	K _x
Chlorite	Si _{4-x} Al _x	Mg ₃	O ₁₀ (OH) ₂	Mg _{3-x} Al _x (OH) ₆
Kaolin	Si ₂	Al ₂	O ₅ (OH) ₄	

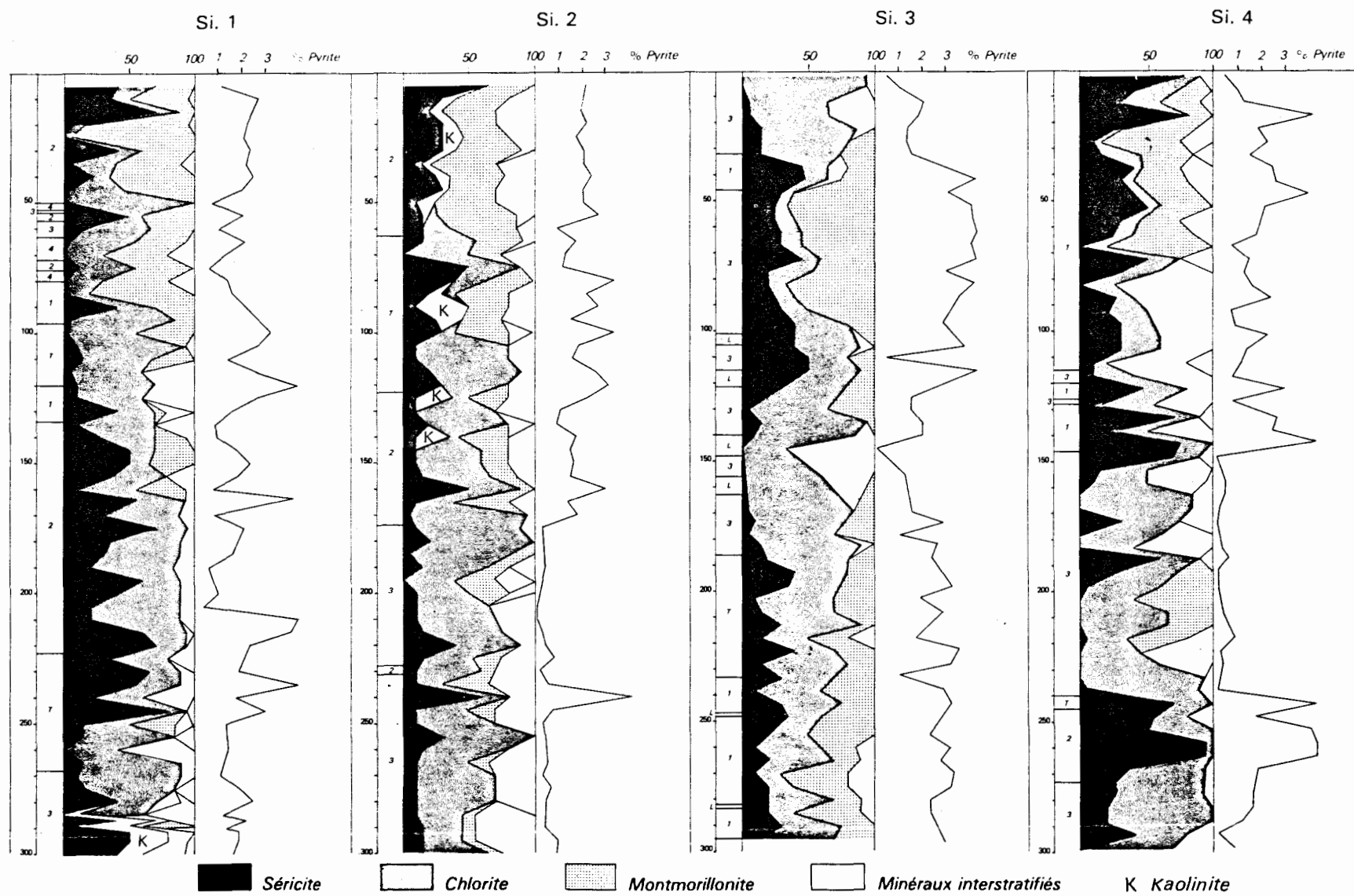


Fig. 8. — Répartition des minéraux argileux dans la fraction inférieure à 4 microns et teneurs en pyrite sur Si. 1 à Si. 4.

présence dans le milieu de Al, K et Na : la disponibilité de K, et surtout de Na, impliquent nécessairement une déstabilisation partielle des feldspaths.

Remplacement des chlorites par kaolinite, tosudite.

Une formation à illite, chlorite, allevardite, (et montmorillonite) passe à :

— illite, kaolinite, montmorillonite, tosudite ;

il y a naissance de kaolinite, mais aussi d'un interstratifié du type chlorite alumineuse-montmorillonite accompagné de façon constante par de la montmorillonite. La destruction des chlorites permet la formation de kaolinite et montmorillonite, dans un milieu où les feldspaths destabilisés libèrent du sodium.

3.2. Discussion.

L'examen des sondages montre donc que 4 paragenèses peuvent être identifiées :

- chlorite-épidote-montmorillonite,
- chlorite-montmorillonite,
- chlorite-interstratifié montmorillonite-chlorite et/ou montmorillonite,
- kaolinite-tosudite.

Les paragenèses à chlorite-épidote montmorillonite sont attribuables au domaine propylitique.

L'illite et la pyrite, surimposées à toutes ces associations, correspondent à un type d'altération qui se développe en bouffées plus ou moins abondantes, soit sur quelques mètres de puissance dans un encaissant non affecté (base de Si 4), soit en veinules de 1 à 10 cm de puissance.

Il est important de noter que ce dernier style d'altération n'affecte jamais toute la roche. On peut le considérer comme le témoin d'une zone plus centrale dont les ramifications se développent le long de zones de plus grande perméabilité.

4. Éléments en traces dans la fraction phylliteuse.

Les résultats de dosages chimiques sur la fraction < 4µm, traités à l'aide de programmes de calcul par ordinateur, ont été soumis à l'analyse factorielle en mode R : cet outil d'analyse des covariances permet de regrouper dans un même facteur les variables chimiques liées à une espèce minéralogique, ou à des espèces minérales dont les proportions varient en étroite relation. Le programme adopté ici utilise le critère « varimax ».

Nous ne commenterons que les associations qui se rattachent clairement à des phases minérales.

4.1. Facteur « Ferromagnésien » (F 1).

Il regroupe Cr, Ni, V, Fe, Mg, Ti, P, supportés en premier lieu par la chlorite. A un moindre degré, les rares biotites néoformées de très fine granulométrie, quelques montmorillonites magnésiennes de Si 4 et la corrensite, dont la présence est anecdotique, contribuent aux variations de cette association.

4.2. Facteur « altération des feldspaths » (F 2).

Il oppose les éléments Al, B, Ga ainsi que la perte au feu au groupe Ba, Sr, Ca, P.

L'association Ba-Sr-Ca évoque une phase « feldspaths ». Sr est présent dans les plagioclases en remplacement diadochique de Na et/ou Ca, et Ba s'explique par son rôle d'accompagnateur du potassium dans l'orthose. On vérifie en effet que les échantillons les plus riches en Sr, Ba, Ca, P ont des proportions importantes de feldspaths dans leur fraction fine. L'association du phosphore s'explique par l'abondance de micro-inclusions d'apatite dans les plagioclases.

Les éléments B, Al, Ga, par contre, caractérisent les kaolinites et les illites alumineuses, que l'on nommera « séricite » pour se conformer à la terminologie pétrographique.

Les diffractogrammes de ces dernières montrent du reste des rapports I 002/I 001 de l'ordre de 0,45 en accord avec leur richesse en alumine. La plupart des interstratifiés illite-montmorillonite de ces préparations sont également très alumineux et contribuent en partie aux variations de l'association considérée. Les montmorillonites elles-mêmes paraissent le plus souvent se rapprocher de la beidellite.

L'opposition entre les groupes Al-B-Ga-perte au feu et Ba-Sr-Ca-P correspond au fait que ces illites se développent au détriment des feldspaths, surtout plagioclases.

Lors de l'altération, les éléments Al et Ga sont peu mobiles alors que Sr, Ba, Ca et P sont par contre aisément lessivés. Le bore est pratiquement inexistant dans les feldspaths, alors que le gallium y est présent, souvent même en proportions élevées. Il faut donc admettre que dans ces séricites le bore constitue un apport lié à l'altération hydrothermale, alors que l'aluminium et le gallium ne sont pas déplacés lors de ce processus.

4.3. Facteur « minéralisation » (F 3).

Il groupe le cuivre et le molybdène. Une faible part de la variance du vanadium s'y rattache. Il est sans doute significatif que la covariance observée entre cuivre et molybdène sur les fractions fines se retrouve dans les analyses sur roches totales concernant l'ensemble des sondages.



4.4. Facteur « autres sulfures » (F 4).

L'association correspondante est pilotée par le zinc et le plomb ; les variations du manganèse, de l'argent et dans une moindre mesure, du fer, sont également expliquées en partie par ce facteur.

Le plomb et l'argent trouvant mal leur place dans le réseau des phyllosilicates, il est raisonnable d'imaginer que ces éléments sont présents sous forme de sulfures, d'une granulométrie nécessairement très fine.

On vérifie en effet que les échantillons les plus riches en éléments de l'association considérée sont les seuls à présenter après calcination une légère teinte rouge imputable à des traces de pyrite grillée.

4.5. Exemple d'application : Si 2 dans le plan des ferromagnésiens et des feldspaths.

On reporte les échantillons dans le plan formé par le couple d'axes factoriels F 1 (« ferromagnésiens ») et F 2 (« intensité d'altération des feldspaths ») : on sait calculer pour chaque échantillon la contribution qu'il apporte aux variations de chacun de ces deux facteurs (ce sont les « factor-scores » de l'échantillon considéré). Ils constitueront ses coordonnées dans le plan « ferromagnésiens-feldspaths ».

Sur la figure 9, les échantillons sont identifiés par ordre croissant de profondeur (01 à 69) sur le sondage Si 2.

La zone 0-50 m (échantillons 01 à 09) est fortement appauvrie en éléments ferromagnésiens et ceci explique sa situation sur la droite du diagramme : en effet, chlorite et biotite sont entièrement absentes de la fraction inférieure à 4 microns de ces niveaux. Par ailleurs, les teneurs en Mn, Zn, Pb, Cu, Mo sont faibles. Ces caractères font penser à un lessivage intense de cet intervalle. Le groupe de points correspondants est proche de l'axe des abscisses : il n'y a pas de séricitisation intense des feldspaths.

Après l'échantillon 10 qui joue un rôle intermédiaire, la lignée 11 à 17 (de 53 à 87 m) s'ordonne suivant une direction oblique par rapport aux axes : elle regroupe des niveaux attribués à un microgranite ainsi qu'au sommet des tufs sous-jacents, jusqu'à une zone de broyage située vers 85 m.

En-dessous de cette zone de broyage, nous assistons à une évolution « à ferromagnésiens constants » (lignée perpendiculaire à l'axe des ferromagnésiens) ; cette évolution caractérise les échantillons 18 à 23 qui font encore partie des tufs ; on remarquera que les échantillons 18 et 19, les plus proches de la zone de broyage, sont également les plus séricitisés ; ceci se discerne mieux à l'examen du chimisme des fractions fines que d'après les proportions des minéraux d'altération estimées à partir des diffractogrammes.

Cette altération affecte ici uniquement les feldspaths.

En-dessous des tufs, on constate que la plupart des échantillons se groupent à nouveau au voisinage de droites, dont les pentes sont comparables à celles du groupe 11-17. L'échelonnement de ces droites sur le diagramme paraît attribuable à des intensités d'altération différentes, le passage par sauts d'une lignée à une autre pouvant être le fait de failles, de variations de perméabilité des roches, etc... Si tel est le cas, la série 42-43-44-46 (de 210 à 230 m) de Si 2 serait la moins altérée, et la position de l'échantillon 46 de cette famille serait alors significative ; il s'agit en effet d'une passée de microgranite tardif qui se distingue outre sa « fraîcheur », par l'abondance de ferromagnésiens dans sa fraction fine. Dans une investigation plus systématique, on voit apparaître une frontière, que nous nommerons « ligne de base », parallèle aux lignes décrites ci-dessus. Sur les diffractogrammes correspondants aux échantillons proches de cette frontière, on identifie uniquement chlorite, orthose et plagioclases. Plus on s'éloigne de la ligne de base, plus les minéraux d'altération (séricite, kaolinite, interstratifiés divers, montmorillonite), se développent aux dépens des feldspaths et de la chlorite.

La flèche de la figure 9 qui fait passer d'un intervalle à un autre, dans le sens d'une altération croissante est inclinée à peu près à 45° : ceci signifie que les deux facteurs considérés (altération des feldspaths, lessivage des éléments ferromagnésiens) ont une importance identique.

Cette approche du système présente l'intérêt de mettre en évidence une zone de base à chlorite-feldspaths, et divers niveaux d'altération. Elle permet aussi d'appréhender la différence entre la notion d'amplitude d'altération (quantité de matériel originel transformé) et celle de niveau d'altération, régi par les conditions de pression-température de formation des diverses paragenèses.

5. Minéraux non phylliteux

L'altération s'exprime de deux façons distinctes : développements liés au réseau de fracture et atteinte générale de tous les minéraux de la roche.

5.1. Les altérations liées au réseau de fractures.

Elles se classent en quatre types principaux :

— les veines à quartz-séricite-pyrite. Ce sont les plus faciles à repérer et elles sont de loin les plus développées : leur puissance apparente moyenne est de quelques centimètres mais elles peuvent affecter jusqu'à 1 m d'encaissant. Elles ont parfois l'aspect d'un greisen fin, à pyrite disséminée ou à veinules enchevêtrées. Leur faciès le plus courant est celui de veines plus ou moins grisâtres à pyrite axiale. L'examen microscopique montre que la séricitisation s'est développée dans la roche à partir des éponges de

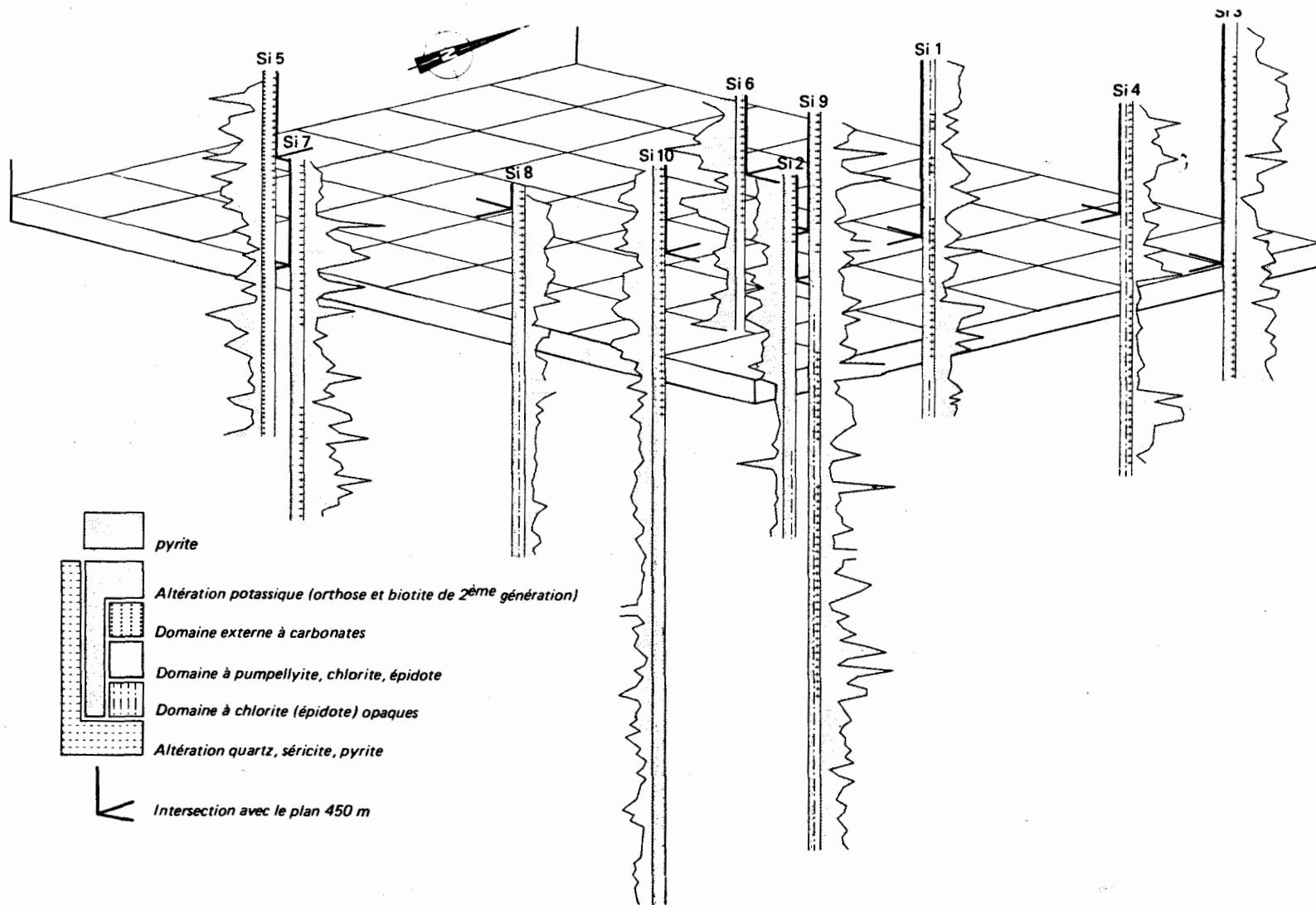


Fig. 10. — Répartition spatiale des teneurs en pyrite et des minéraux d'altération.

la fracture : plagioclase, orthose et biotite sont détruits et remplacés par un assemblage de quartz-séricite, pyrite et minéraux titanés ;

— les veines à quartz-orthose. Elles ont toujours une puissance faible (1 à 5 mm) : l'orthose y apparaît presque toujours en position axiale, mais la teinte rose de certaines épontes et l'examen microscopique montrent que l'encaissant est aussi affecté ;

— les veines de quartz : elles sont fréquentes et peuvent localement constituer un réseau très dense. Leur puissance est millimétrique, le quartz peut être accompagné de pyrite. Elles contiennent la quasi-totalité de la molybdénite observable, associé ou non à la pyrite ;

— les veines à carbonates. Elles sont les plus tardives, leur puissance est réduite ; elles ne sont par ailleurs bien représentées que dans des zones tectonisées postérieurement au phénomène étudié ici.

5.2. L'altération de la masse de la roche.

On a pu, minéral par minéral, décrire les associations coexistantes suivantes :

- a) biotite → séricite, minéraux opaques, carbonates
plagioclase → calcite.
- b) biotite → chlorite, épidote, sphène, pumpellyite
plagioclase → zéolite.
- c) biotite → chlorite ± épidote, minéraux opaques (pyrite très fréquente).

d) biotite bien conservée ; génération de feldspaths potassiques secondaires.

e) biotites recristallisées en paquets à l'emplacement de biotites primaires, génération importante d'orthose secondaire.

f) biotites recristallisées localement sur les plagioclases, génération très importante de biotites secondaires, et d'orthoses.

g) enfin, à ces six paragenèses que nous considérons comme représentatives d'une altération croissante, se superpose, en général sur fractures, le développement massif ou diffus de l'association : quartz, séricite, rutile, pyrite, chlorite accessoire, oblitérant complètement la paragenèse initiale.

La première paragenèse correspond à une altération moyenne de l'environnement régional du prospect de Sibert.

Les points b et c sont à attribuer à l'auréole propylitique conservée.

L'altération potassique plus ou moins bien marquée est représentée par les associations à biotite et feldspaths potassiques (e, f, g).

Enfin, la dernière paragenèse correspond à l'événement quartz-séricite-pyrite rétro-morphosant tous les domaines précédents.

Minéralisation et distribution des métaux

1. Aspect macroscopique.

La minéralisation est principalement constituée par la chalcopryrite et la molybdénite.

La chalcopryrite est surtout associée aux veines à quartz-séricite-pyrite : il s'agit de veines centimétriques à métriques de quartz grisâtre, à pyrite fine, disséminée dans la masse siliceuse, ou massive en lits centimétriques axiaux. La chalcopryrite y apparaît en cristaux de 1 à 5 mm.

Il existe également en dehors des veinules de la chalcopryrite disséminée en mouches millimétriques, faciles à confondre avec de la pyrite oxydée.

La quasi-totalité de la molybdénite observable est associée soit à des veines de quartz avec ou sans pyrite, soit à des veines de quartz et orthose. Les cristaux de molybdénite, aux épontes des veinules, sont généralement de dimension millimétrique ou infra-millimétrique. Dans le

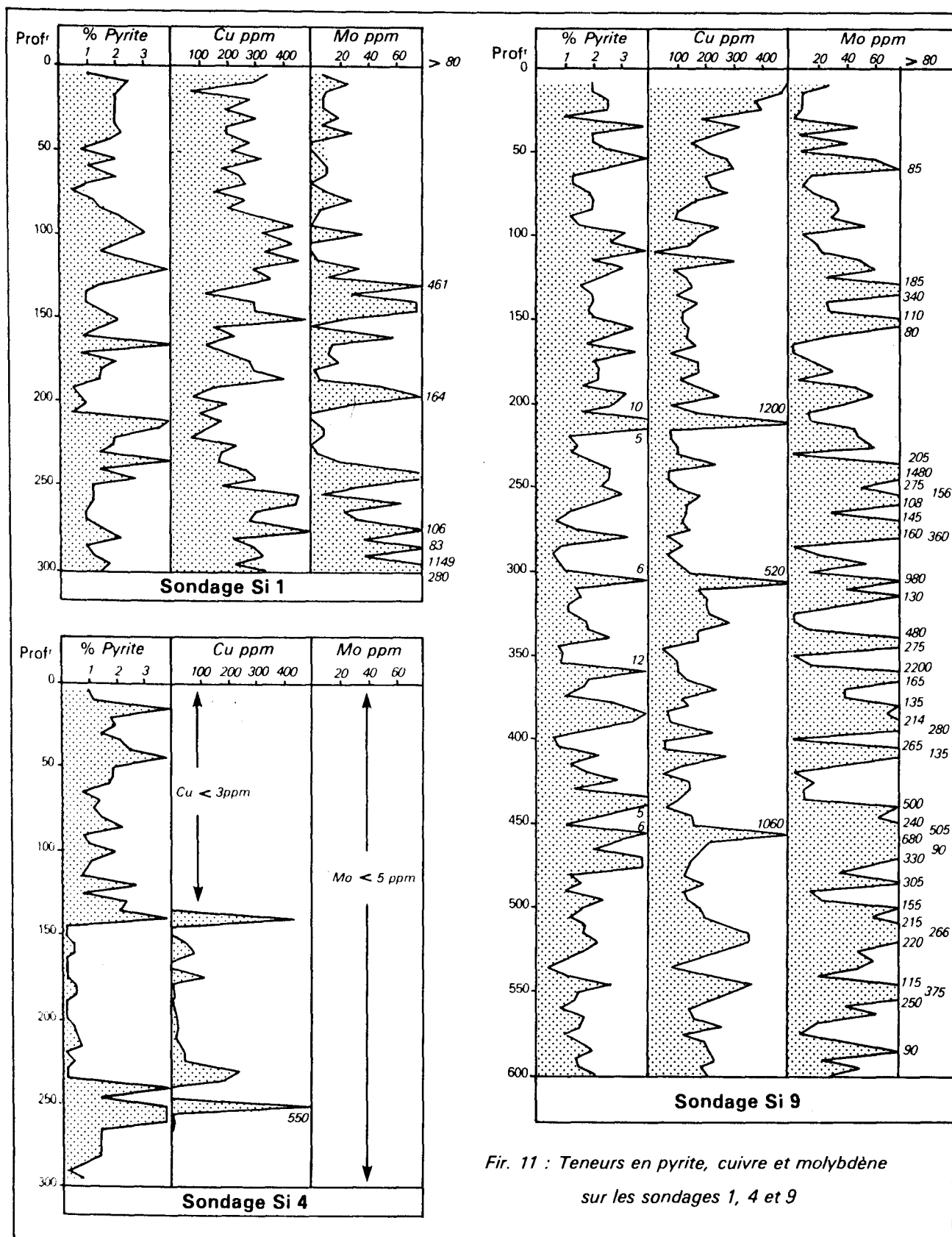
dernier sondage réalisé (Si 10), on a pu observer des joints très minces à molybdénite avec ou sans chlorite. Ce type d'habitus n'avait pas été fréquemment rencontré jusque là.

Les minéraux de plomb et de zinc sont rares en dehors de veines tardives à barytine, fluorine, galène.

2. Cu-Mo. Distribution des valeurs brutes.

Trois sondages peuvent être considérés comme représentatifs de la répartition des valeurs en cuivre et molybdène dans la zone étudiée :

- Si 4, sondage qui s'est avéré être en position marginale par rapport au corps hydrothermalisé,
- Si 1, sondage qui se trouve en position à peu près centrale et dont la longueur est de 300 m,
- Si 9, un des deux sondages réalisés au cours de la dernière phase d'exploration.



Fir. 11 : Teneurs en pyrite, cuivre et molybdène
sur les sondages 1, 4 et 9

La figure 11 et le tableau 2 sont basés sur les résultats d'analyses effectuées à raison d'un mètre tous les 5 mètres.

Tableau 2. — Moyennes des teneurs en cuivre, molybdène et pyrite sur les sondages Si 1, Si 4 et Si 9.

Sondages	Cu ppm	Mo ppm	Pyrite %
Si 4 (0-300 m)	35	5	1,50
Si 1 (0-300 m)	250	55	1,85
Si 9 (0-220 m)	220	43	2,50
Si 9 (225-600 m)	175	175	1,90
Si 9 (0-600 m)	190	125	2,10

Si 4 : ce sondage recoupe sur 300 m, une zone d'altération propylitique, à chlorite, épidote, sphène, à laquelle se surimposent des veines à quartz, séricite, pyrite.

Il donne une bonne image de la répartition de la minéralisation dans la partie la plus externe du corps : le molybdène est absent (aucune valeur supérieure ou égale à 5 ppm, seuil de détection de la méthode de dosage utilisée). La faible teneur moyenne en cuivre résulte de quelques valeurs dues à la présence, entre 145 m et 250 m, de veinules à quartz-séricite. Dans toute la partie supérieure du sondage, le cuivre a été totalement lessivé : Cu < 3 ppm, pour un fond géochimique local de 20 à 30 ppm dans les microgranites qui se trouvent en dehors de la zone d'altération.

- La pyrite, surtout disséminée, est présente sur toute la longueur du sondage avec une teneur moyenne de 1,5 %, relativement faible par rapport à d'autres sondages situés également en position marginale.

Si 1 : ce sondage recoupe sur 300 m une zone d'altération, relativement forte, marquée par un développement d'orthose au détriment des plagioclases et à peu près régulièrement croissante vers le bas. Quoique n'exposant pas les phénomènes d'altération-minéralisation les plus intenses, ce sondage peut être considéré comme central :

- le cuivre, dont la teneur moyenne est de 250 ppm est régulièrement réparti le long du sondage avec des valeurs relativement constantes (100 à 400 ppm) ;

- le molybdène, en quantité mesurable sur presque tous les échantillons, fournit une teneur moyenne de 55 ppm. L'aspect erratique de sa répartition (valeurs généralement inférieures à 40 ppm avec quelques points à plusieurs centaines de ppm), est dû à son association à des veines ; la progression des valeurs vers le bas du sondage correspond à une plus grande fréquence des veines minéralisées ;

- la pyrite dont la teneur moyenne est de 1,85 % est

assez régulièrement distribuée, malgré la présence de quelques bouffées à 4 %.

Si 9 : ce sondage de 600 m visait à reconnaître la minéralisation dans la zone d'altération potassique, qui se marque ici par un développement d'orthoses sur les plagioclases dans la matrice de la roche et le long des fissures, ainsi que par une néoformation de biotites.

Une zonation verticale s'observe de :

— 0 à 220 m : zone à pyrite (2,5 %) avec cuivre (220 ppm) et molybdène faible (43 ppm). Cette partie du sondage peut être rapprochée de Si 1 ; Mo est présent dans tous les échantillons en faible quantité, avec quelques valeurs plus fortes, erratiques, dues à la présence de quelques veines de quartz ;

— 225 à 600 m : les teneurs en pyrite (1,90 %) et en cuivre (175 ppm) chutent, tandis que les teneurs en molybdène atteignent fréquemment plusieurs centaines de ppm et peuvent dépasser, ponctuellement 1 000 ppm. La forte fluctuation des valeurs Mo correspond aux variations d'intensité d'un réseau plus dense de veines de quartz dans cette partie du sondage.

L'étude de la totalité des sondages réalisés permet d'esquisser une zonalité d'ensemble de la minéralisation, en partie décelable à partir des trois sondages Si 4-Si 1-Si 9.

— Zone externe : c'est dans cette zone qu'ont été recoupées les passées les plus pyriteuses avec des teneurs pouvant atteindre localement 4 %. Le molybdène est absent.

Le cuivre est soit au niveau du fond régional, soit totalement lessivé.

— Zone intermédiaire : les teneurs en pyrite sont de 2 à 3 % en moyenne. Le cuivre est présent avec des valeurs assez régulières (200 à 500 ppm en moyenne). Le molybdène, faiblement représenté (10 à 50 ppm en moyenne), est très erratique.

— Zone centrale : la pyrite devient moins abondante (1 à 2 %). Le cuivre se situe vers 150 à 200 ppm. Le molybdène très fluctuant, monte à 150-200 ppm en moyenne.

Ce découpage correspond à une schématisation et le passage d'une zone à l'autre se fait de façon continue ; il est destiné à faire ressortir la position externe de la zone la plus pyriteuse, ainsi que la relative dissociation, dans la partie minéralisée, du cuivre et du molybdène, plus central :

Zone externe	Zone intermédiaire	Zone centrale
Pyrite : 1 à 5 % Cu : 20 ppm ou lessivé Mo : 0	Pyrite : 2 à 3 % Cu : 200 à 500 ppm Mo : 10 à 50 ppm (erratique)	Pyrite : 1 à 2 % Cu : 150 à 200 Mo : 150 à 200 ppm

En outre, bien qu'une évolution progressive de la minéralisation s'observe dans les sondages profonds, la gamme des teneurs en Mo-Cu n'est pas celle d'une cible économique.

3. Relations altérations - minéralisations.

3.1. Présentation.

On sait depuis les publications de CREASEY (1959) et de LOWELL et al. (1970), que les gisements de type porphyry se caractérisent par le couple altération-minéralisation. Le cuivre et le molybdène se développent principalement dans la partie centrale de l'édifice, où ils sont associés à l'altération la plus intense, marquée par la néoformation de phases potassiques.

La confrontation des résultats des observations pétrographiques, des études sur les minéraux phylliteux, et des données concernant la répartition du cuivre et du molybdène fournit les bases qui permettent de définir les caractères principaux de l'association altération-minéralisation. Mais la compréhension de certains aspects plus intimes de cette relation est meilleure en utilisant l'analyse factorielle en mode R des résultats d'analyse chimique sur roche totale.

Bien entendu, l'interprétation des résultats d'une analyse factorielle n'est possible que si l'on a déjà réalisé une étude pétrographique fouillée.

Nous avons traité globalement la totalité des échantillons des huit premiers sondages, soit une population de 473 individus, pour lesquels nous avons retenu 24 variables. Notons que l'homogénéité de la composition chimique initiale des différentes unités de microgranites et de tufs permet de dégager plus facilement la spécificité de chaque zone d'altération.

3.2. Résultats de l'analyse factorielle.

Le facteur 1 est le plus important puisqu'il explique 15 % de la variance totale : il oppose V, Mg, Ti, Fe, P, Cu, Ni à Si et K. Il peut être interprété comme l'expression de la chloritisation des biotites, qui s'accompagne d'une expulsion du potassium ($\text{Fe, Mg/mica} + \text{silice} + \text{eau} \rightarrow (\text{Fe, Mg}) \text{ chlorite} + \text{orthose} + \text{K}$).

Le facteur 2 (10 % de la variance) oppose Sr, Ba, Cr, K, Mg, à Sn, S, Fe, Al, B. Il traduit une altération à séricitite développée aux dépens du groupe feldspath-chlorite-biotite (Sr, Ba, Cr, K, Mg). On remarquera la forte corrélation pyrite-étain.

Le facteur 7 (8 % de la variance) oppose Si, Al, K, Ga qui

correspond à l'orthose, à Ca, Mg, Fe. Ceci peut être interprété comme un argument supplémentaire en faveur du rôle des biotites en tant que source du potassium nécessaire à la néoformation d'orthose.

Les facteurs 4 et 6 expriment la minéralisation :

- F 4 = Pb, Zn, Mn, Fe, Sn, Cr,
- F 6 = (Cr), (Ca), (Mg), (Fe), opposé à Cu, Mo, K, (La), (Pb), (S).

Le fait que la minéralisation soit répartie sur deux axes permet de déduire que les conditions de cristallisation des minéraux porteurs sont indépendantes : ceci concorde parfaitement avec les observations macroscopiques.

D'autre part on remarque la présence de K aux côtés de Cu-Mo. La minéralisation en cuivre-molybdène est associée à l'histoire du potassium : il existe une relation génétique entre la néoformation d'orthose et la cristallisation de molybdénite et de chalcopyrite.

Sur la figure 12 sont reportés les divers éléments dans le plan des facteurs orthose et minéralisation Cu-Mo. Elle permet de visualiser d'une part l'opposition entre les chlorites résultant de l'altération des biotites et le potassium, et d'autre part, la position médiane de cet élément entre le facteur feldspath potassique (F 7) et la minéralisation (F 6).

Par ailleurs si on reporte dans le plan des facteurs altération (F 1, F 2), les points représentatifs de chaque échantillon de sondage, on constate que la minéralisation est d'autant plus forte que l'altération des biotites est importante : évolution à teneur croissante dans le sens des flèches sur la figure 13.

3.3. Conséquences.

L'association de la minéralisation Cu-Mo à une phase potassique apporte une confirmation de poids à l'existence d'un couple altération-minéralisation de type porphyry à Sibert.

La phase potassique trouve probablement son origine dans la chloritisation des biotites. Il ne semble pas nécessaire d'envisager un apport massif de potassium.

La corrélation positive entre l'intensité de la minéralisation et l'altération des biotites conduit à se demander si une partie du cuivre et du molybdène n'était pas potentiellement disponible dans ces micas. L'observation sur certains sondages de zones presque totalement lessivées en cuivre peut être un élément de réponse, mais un grand nombre d'inconnues subsistent (teneur en Cu et Mo des biotites initiales, volume affecté par le système hydrothermal, qui ne permettent pas d'évaluer la vraisemblance de cette hypothèse d'un point de vue quantitatif.

673 1x 4001

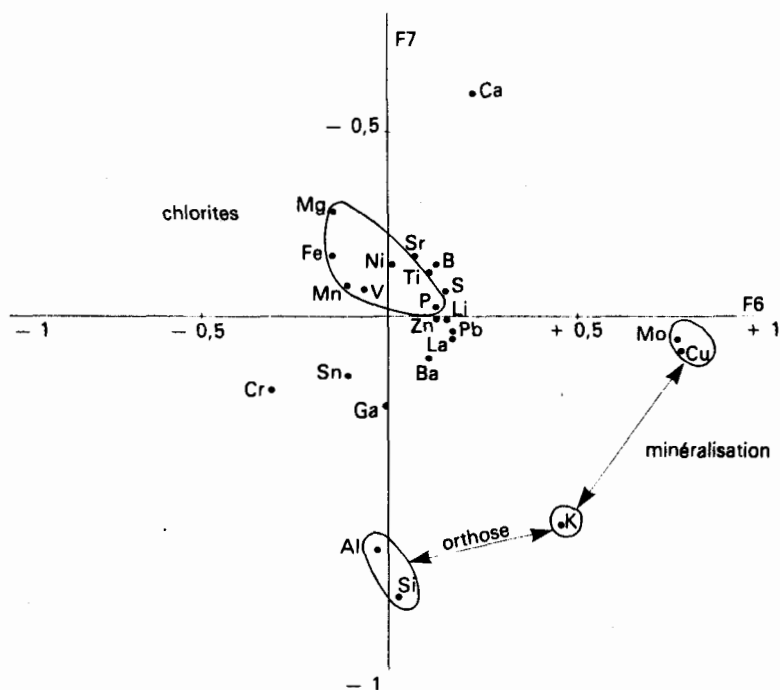


Fig. 12. — Distribution des éléments dans le plan F6-F7.

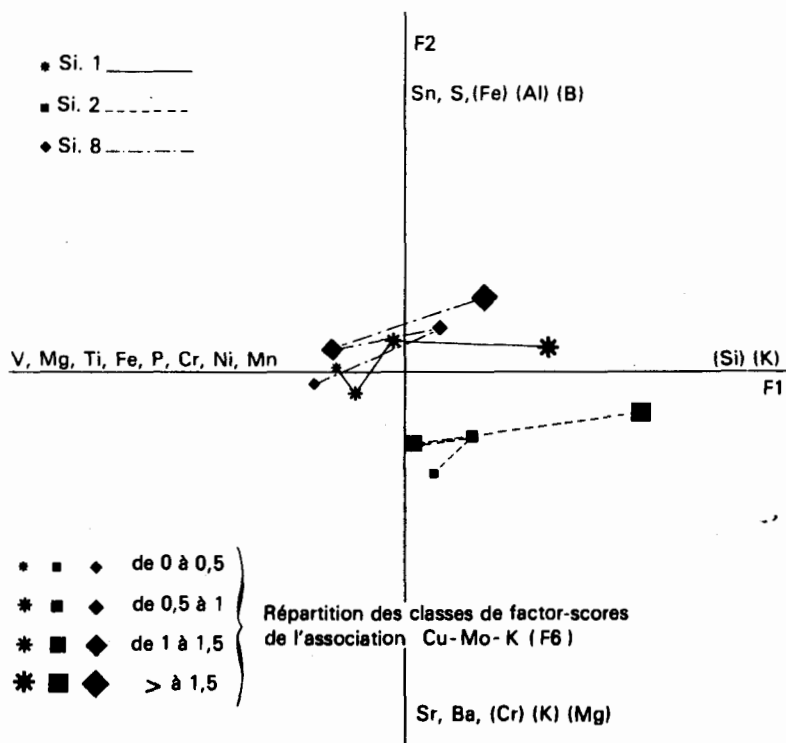


Fig. 13. — Position des barycentres de la minéralisation en fonction de l'altération.

Interprétation

Dès qu'une activité hydrothermale associée à des indices de minéralisation en cuivre-molybdène disséminée, a pu être caractérisée, nous avons tenté de faire référence au schéma désormais classique de LOWELL et GUILBERT (1970). Il est très rapidement apparu que son application était très délicate. Nous avons été conduits à en décomposer les caractéristiques puis à accorder des valeurs différentes à chacune d'elles.

1. Rappel.

Dans leur article de 1970, LOWELL et GUILBERT présentent un schéma synthétique en trois volets. Il correspond à un volume présentant une succession de zones d'altérations et minéralisations moulées les unes sur les autres en « pelure d'oignon ». Il est bon de rappeler que cette image correspond en fait à la superposition de trois phénomènes distincts, étroitement imbriqués dans l'espace : fracturation — altération — distribution des éléments dans l'espace.

La fracturation peut être considérée à divers titres comme un des événements fondamentaux. Sa distribution dans l'espace est très typée, les zones les plus internes correspondent à un réseau très dense orienté dans toutes les directions. Les zones externes au contraire sont représentées par des fractures plus puissantes, mais peu nombreuses et localisées en position radiale. De l'extérieur, vers l'intérieur, on constate donc une augmentation de la densité de fracturation avec apparition de directions conjuguées radiales et concentriques, en même temps que la puissance et l'extension de chacune d'elle diminue. La partie la plus interne correspond à l'intensité maximale. A ce stade, l'échelle des blocs non affectés est de taille centimétrique à millimétrique. Il est clair que dans ces conditions, les différences de compétence de chaque unité pétrographique, ainsi que le contexte dynamique dans lequel le phénomène s'inscrit auront une influence directe sur la forme générale de la zone affectée.

Les altérations résultent directement de l'influence des fluides circulant le long des fractures, et les transformations induites progresseront à partir des éponges vers l'intérieur des blocs. La puissance de la bande affectée par une altération donnée dépendra donc du temps pendant lequel les conditions thermodynamiques régissant la transformation seront respectées.

La notion de zone d'altération mérite d'être précisée : il semble bien que ce soit les mêmes chenaux qui servent aux fluides responsables des transformations successives. Chaque zone définie correspond à un volume où un type d'altération présente son maximum de développement,

mais il est presque toujours superposé à un autre type, plus ou moins profondément rétro-morphosé.

De plus, les parties centrales des blocs limités par les fractures, peuvent conserver intacte l'empreinte de l'événement précédent ou encore être indemne de transformations.

La répartition des minéralisations obéit aux mêmes règles que les altérations.

2. Schéma interprétatif.

Ce schéma utilise la conjonction de ces trois événements mais c'est un tout délicat à utiliser. Le problème principal provient du fait qu'aux altérations concentriques d'intensité croissante, le lecteur superpose implicitement une succession chronologique. Or il semble que cet aspect soit à reconsidérer.

Pour aborder de façon plus compréhensive toutes les données du problème, une évolution théorique des trois données fondamentales : pression, température, temps, a été utilisée.

En prenant l'échelle des temps comme référence, un scénario plausible peut être décrit comme suit :

Temps I.

— les fluides existant dans les microgranites et dans leur encaissant sont à l'équilibre avec les minéraux en présence ;

— la montée des unités intrusives provoque une intumescence thermique relativement ponctuelle où les températures décroissent rapidement vers l'extérieur. Une zone kilométrique est affectée et on y observe le développement d'une paragenèse de type « green schist facies » au centre et « zeolite facies » sur la périphérie. La pression est lithostatique, c'est l'épisode d'altération propylitique.

Lors de cette mise en place, le magma est partiellement cristallisé ; la phase fluide, initialement répartie dans toute la masse de la roche, se trouve progressivement concentrée dans le liquide interstitiel.

Temps II.

Lors de leur mise en place finale, les microgranites intrusifs se trouvent dans un environnement relativement froid et à pression plus faible, ce qui provoque une cristallisation rapide du magma résiduel. Les fluides brutalement expulsés se trouvent en surpression et fracturent l'encaissant.

Les conséquences de cette explosion sont immédiatement sensibles au niveau de la pression, celle-ci passe rapidement de lithostatique à hydrostatique (H. ETMINAN, 1977).

L'équilibre fluides-minéraux, aussi bien dans l'intrusif que dans l'encaissant est détruit. La baisse de pression provoque en particulier une mise en solution du sodium (déstabilisation des plagioclases) et une précipitation du potassium des fluides (M. LAGACHE-A. WEISBROD, 1977).

Cette cristallisation potassique, le long des fractures correspond aussi à l'épisode de minéralisation. Elle se produit dans une fourchette de température et de pression relativement grande (1 200-200 bars et 550-350 °C pour Sar-Shesmeh par exemple) et se superpose à la première structure définie par les auréoles métamorphiques. On peut penser qu'elle peut s'effectuer en même temps qu'un certain nombre de phénomènes post-magmatiques (remplacement partiel des plagioclases par des orthoses).

Temps III.

La baisse conjointe de pression et de température (200-150 bars, et 350-300 °C) provoque la formation de pyrite et séricite aux dépens des espèces sulfurées et potassiques préexistantes.

Compte-tenu de sa situation dans le temps, cette pyritisation se superpose à tous les événements précédents.

3. Commentaires.

On observe donc une phase d'altération relativement large de type propylitique, puis, développée à partir des zones centrales du système, une génération de phases potassiques (biotite-orthose), sur fractures et dans la masse de la roche. Le refroidissement entraîne la progression vers l'intérieur d'une rétro-morphose des types précédents avec formation de quartz-séricite et de pyrite, principalement aux dépens des paragenèses potassiques.

Le schéma interprétatif proposé appelle cependant un certain nombre de commentaires : les fluides vecteurs et les métaux utiles sont considérés comme étant issus des intrusifs. Cependant, dans le cas de Sibert, il est probable qu'une partie non négligeable du cuivre peut trouver sa source dans l'encaissant immédiat (zone déprimée du sondage Si 4) : dans ces conditions, un circuit convectif a pu le drainer vers les zones internes.

Ceci nous conduit à attribuer une importance prépondérante à la fracturation dans le déplacement des fluides, le développement des altérations et l'intensité de la minéralisation.

Conclusions

On a mis en évidence à Sibert un édifice hydrothermalisé où l'association altération-minéralisation évoque les gisements de type porphyry.

Parmi les caractères qui établissent cette parenté, on peut souligner :

- la présence d'intrusions de microgranites tardi-orogéniques mis en place à faible profondeur, et accompagnés par une fracturation,
- la zonalité de l'altération hydrothermale, propylitique dans la partie externe, puis séricitique, et enfin potassique dans la partie interne,
- la nature de la minéralisation, à cuivre et molybdène, en veines et/ou disséminée, et son association à la zone d'altération potassique,
- le volume affecté, supérieur au kilomètre cube.

Ces phénomènes se sont produits dans le domaine hercynien, alors que la plupart des gisements connus de ce type sont associés à des orogènes récents.

La minéralisation rencontrée à Sibert est nettement trop faible pour pouvoir être considérée comme économique, et on peut tenter d'expliquer pourquoi le phénomène minéralisant a avorté.

Plusieurs raisons peuvent être invoquées :

- il ne peut y avoir de gisements économiques de type porphyry dans des orogènes anciens. En ce qui nous concerne, nous pensons que les phénomènes géologiques (intrusions tardives, fracturation, présence de fluides etc...) qui conduisent à l'existence de ces gisements, peuvent être envisagés à des époques anté-tertiaires ; d'ailleurs, on connaît maintenant un certain nombre de gisements relativement anciens : Gaspé, Coed-Y-Brenin, Haib...,
- le stock métal régional est insuffisant. Il est vrai qu'on ne connaît pas, dans l'environnement régional, d'occurrence à cuivre ou molybdène très importante. L'argument, plausible, peut être appliqué à toute région sans gisement, mais l'expérience a prouvé que des découvertes se font parfois dans des provinces réputées stériles,
- la faiblesse des teneurs à Sibert peut être due à des raisons plus étroitement liées aux conditions locales de mise en place des microgranites : la fracturation, facteur fondamental, est peut être ici trop peu dense pour que la minéralisation et l'altération aient atteint leur développement maximum.

Quoiqu'il en soit, cet indice est caractérisé sans ambiguïté comme étant de type porphyry.

673 IX 4001

Pl. 1

Si.5 : 74,5 m

Biotites décolorées et envahies
par des carbonates, rutiles

C . carbonate

R . rutile

B . biotite décolorée

LN. objectif 6,3



Si.3 : 11,75 m

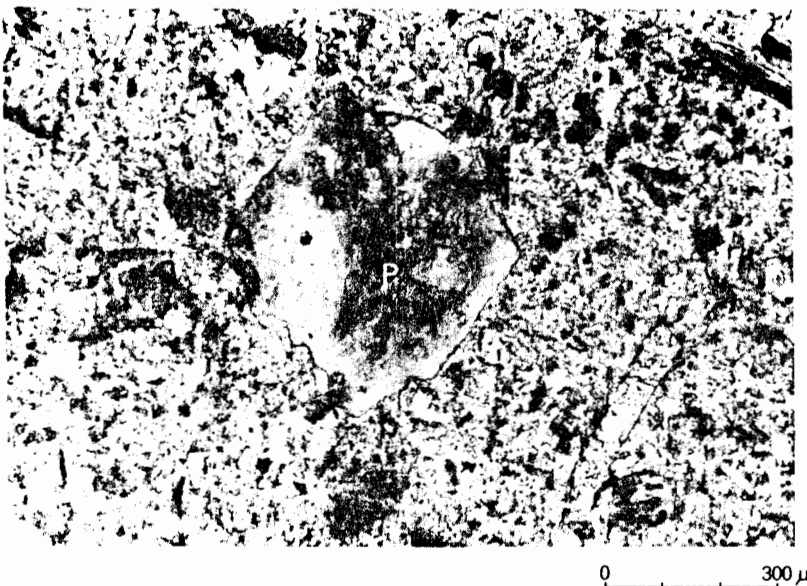
pumpellyite développée sur une biotite

B . biotite

P . pumpellyite

A . apatite

LN. objectif 6,3



Si.3 : 34,40 m

Développement de séricite
en position intergranulaire et
aux dépens de biotites – opaque (pyrite)

B(ch) . biotite chloritisée

Py . pyrite

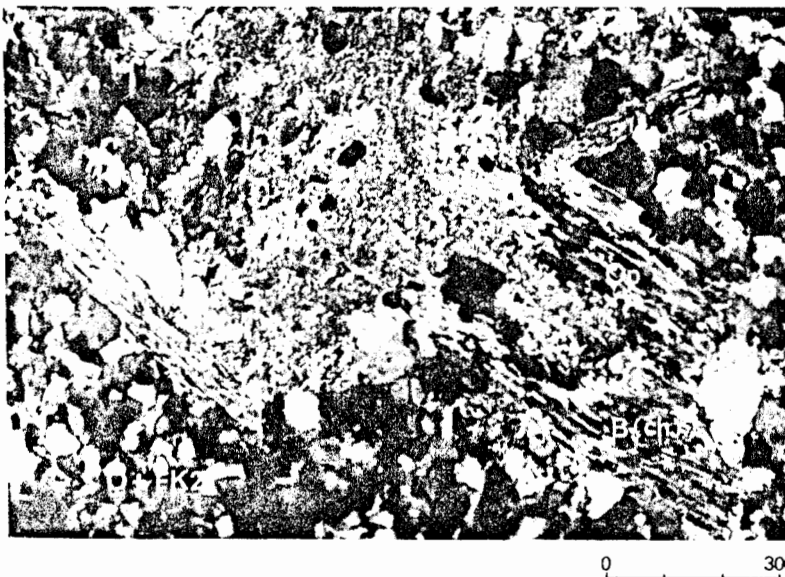
S . séricite

Op. opaque

Q . quartz

FK2 . orthose secondaire

LP. objectif 6,3



Pl. 2

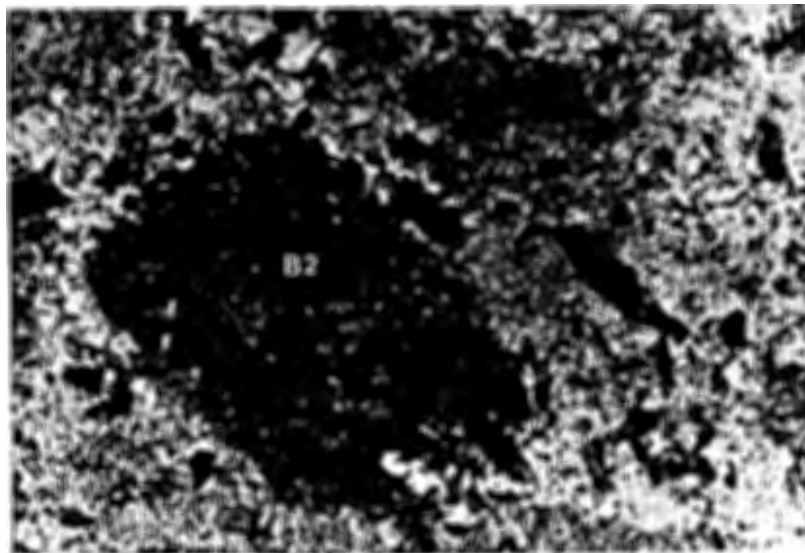
673 1X 4001

Si.9: 11,45 m

Agrégat de biotite de 2^e génération

B2 : biotite secondaire

LN. Objectif 6,3



0 300 μ



0 300 μ

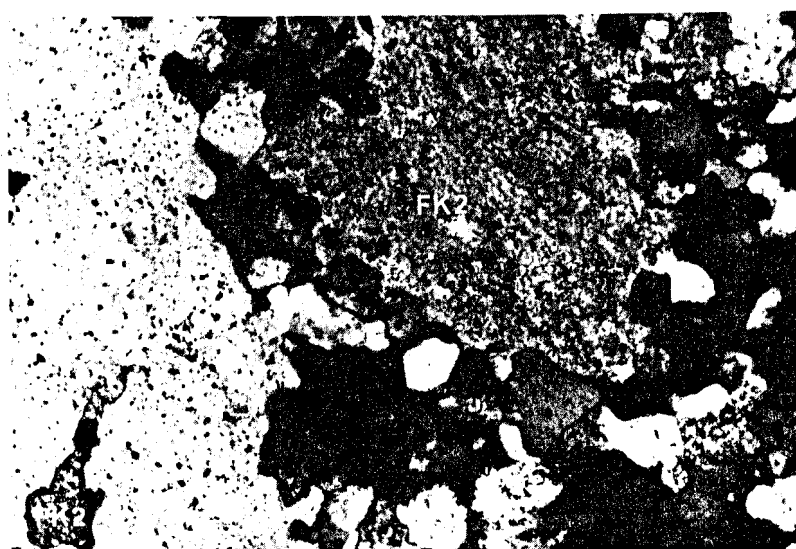
Si.9:150,70 m

Développement d'orthose secondaire
dans une fracture sur un plagioclase

Pl. plagioclase

FK2 . orthose secondaire

LP. objectif 6,3



0 500 μ

Si.9:150,70 m

Orthose secondaire en bordure
d'un filon de quartz – orthose

Q . quartz

FK2 . orthose secondaire

LP. objectif 2,5

Remerciements.

Les études réalisées sur l'indice de Sibert n'ont pas été exclusivement menées par les quatre auteurs, loin s'en faut.

Toutes les informations recueillies correspondent en fait au cumul dans le temps de travaux réalisés sur le terrain avec l'aide de MM. B. de BRION, R. COUSTAU, J. P. LAURENT, Y. MAINGUET-SUARES, J. NOUVEL et L. PAGES.

Par ailleurs, au stade du Laboratoire, les études ont été réalisées le plus souvent en collaboration avec les diverses unités du Département Géologie. A cet égard, il nous faut accorder une mention spéciale à MM. J. ESQUEVIN (Argiles), M. HAURIE et J. BARADAT (Analyses chimiques).

Au niveau du Service Études Minières, nous avons largement utilisé les résultats de travaux internes, réalisés dans le cadre de l'exploration ou de programmes de recherche scientifique, et pour lesquels, outre les auteurs, MM. H. CAPDECOMME et P. SAUVAN ont été mis à contribution.

Nous remercions Monsieur BERNAZEAUD, Chef du Département Opérations Minières, sans la compréhension duquel nous n'aurions pu réaliser toutes les approches qui nous semblaient nécessaires. Enfin nous remercions la Direction d'Elf Aquitaine qui a bien voulu autoriser cette publication.

Références bibliographiques

- ALSAC C., BERTAUX J., RUBIELLO M. F. (1979). — Examen de quelques phénomènes volcanologiques dans les paléo-ignimbrites du Viséen Supérieur de la région de Roanne (Loire). *Bull. B.R.G.M.* (deuxième série), section I, 2, 73-87.
- BARDIN D. (1971). — Les amas pyriteux de Sain-Bel (Rhône) liés au groupe spilite-kératophyres de la Brévenne. *Bull. B.R.G.M.*, 6, (2).
- BANKS N. G. (1973). — Biotite as a source of some of the sulfur in porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, Vol. 68, 697-708.
- BEANE R. E. (1974). — Biotite stability in the porphyry copper environment. *Econ. Geol.*, Vol. 69, 241-246.
- BERTAUX J., GAGNY C., RUBIELLO M. F. (1978). — Note préliminaire sur l'organisation des formations volcaniques et volcano-sédimentaires du Paléozoïque Supérieur de la feuille de Roanne à 1/50 000. *C.R. Somm. Soc. Géol., Fr.*, N° 6, 289-292.
- BERTAUX J., GAGNY C. (1978). — Apport de la géologie structurale à l'étude de filons de microgranites intrusifs dans les tufs anthracifères (Viséen de la région de Roanne, Loire). *Bull. Soc. Géol., Fr.*, (7), 20, n° 6.
- BLANC A. (1968). — Étude pétrographique des tufs anthracifères et des roches associées de la région de Roanne (Loire). Thèse 3^e cycle, Fac. Sci., Paris.
- BLECHA M. (1974). — Batchawana area, a possible pre-cambrian porphyry copper district. *C.I.M. Bull.*, Vol. 67, 748, 71-76.
- BLOOM H. (1966). — Geochemical exploration as applied to copper-molybdenum deposit. *Geol. of porphyry copper dep. South West North Amer.*, 1966, pp. 111-119.
- BURNHAM C. W. (1962). — Facies and types of hydrothermal alteration. *Econ. Geol.*, Vol. 57, 768-784.
- BURNHAM C. W. (1967). — Hydrothermal fluids at the magmatic stage, in Barnes, H. L. Ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* : New York, Holt, Rinehart and Winston, 34-76.
- CATHLES L. M. (1977). — An analysis of the cooling of intrusives by ground-water convection which includes boiling. *Econ. Geol.*, Vol. 72, 804-826.
- CHAFFEE M. A. (1976). — The zonal distribution of selected elements above the Kalamazoo porphyry copper deposit, San Manuel district, Pinal Country, Arizona. *J. Geochem. Explor.*, 5, 1976, 145-165.
- CLARK K. F. (1972). — Stockwerk molybdenum deposits in the Western Cordillera of North America. *Econ. Geol.*, Vol. 67, 1972, 731-758.
- CREASEY. (1959). — Some phase relation in the hydrothermally altered rocks of porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, Vol. 54, 1959, 351-373.
- DAVIES J. F. and LUTHA L. E. (1978). — An archaic « porphyry-type » disseminated copper deposit, Timmins, Ontario. *Econ. Geol.*, Vol. 73, 1978, 383-396.
- DENIS M. (1974). — Alterations et fluides associés dans le porphyre cuprifère de Sierrita, Arizona, États-Unis. Thèse de spécialité, Nancy I, 146 p.

ECHAVARI A. (1966). — Étude pétrographique des tufs anthracifères et des roches associées au Sud de la région de Roanne (Loire). Thèse 3^e cycle, Fac. Sci. Paris.

ELLIS A. J. and MAHON W. A. J. (1964). — Natural hydrothermal system and experimental hot water/rock interaction. *Geoch. and Cosmoch. acta.*, (28), 1323-1357.

ELLIS A. J. and MAHON W. A. J. (1967). — Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interaction. *Geoch. and Cosmoch. acta.*, (31), 519-538.

ELLIS A. J. (1969). — Present day hydrothermal systems and mineral deposition. Ninth Common Wealth Mining and Metallurgical Congress, Mining and Petroleum Geology, Sect. paper 7-30, 211-240.

ETMINAN H. (1977). — Le porphyre cuprifère de Sar Shesme : rôle des phases fluides dans les mécanismes d'altération et de minéralisation. *Sciences de la terre*, mémoire n° 34, Nancy.

EYDE T. H. (1974). — Exploration for deeply buried porphyry copper deposits in the South Western United States. *Trans. soc. Min. Eng. A.I.M.E.* (526), n° 4, 1974.

FOUNTAIN J. R. (1972). — Geological relationships in the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville island, New Guinea. *Econ. Geol.*, Vol. 67, 1972, 1049-1064.

GUILBERT J. M. and LOWELL J. D. (1974). — Variation in zoning patterns in porphyry ore deposit. *Trans. Can. inst. Min.*, LXXVII, 1974.

HAUSSEN D. M., KERR P. F. (1972). — X rays diffraction methods of evaluating potassium silicate alteration in porphyry mineralisation. Primary Halos and lithochemical methods C.I.M. Special volume n° 11.

HELGESON H. C. (1969). — Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *Ame. J. Sci.*, (267), 729-804.

KESLER S. E. (1972). — Copper molybdenum and gold abundances in porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, Vol. 67, 106-112.

KESLER S. E., JONES L. M., WALKER R. L. (1975). — Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralisation in island arc areas. *Econ. Geol.*, Vol. 70, 1975, 515-526.

KESLER S. E. and al. (1975). — Geochemistry of biotites from mineralized and barren intrusive systems. *Econ. Geol.*, Vol. 70, 559-567.

KIRKHAM R. V. (1971). — Intermineral intrusion and their bearing on the origin of porphyry copper and molybdenum deposits. *Econ. Geol.*, Vol. 66, 1971, 1239-1249.

KIRKHAM R. V., SOREGAROLI A. E. (1975). — Preliminary assessment of porphyry deposits in the Canadian Appalachians. *Geol. Survey. Can.*, paper 75-1, part A, 249-282.

LAGACHE M. and WEISBORD A. (1977). — The system : two alkalifeldspars — KCl — NaCl — H₂O at moderate to high temperatures at low pressures. *Contr. Mineral. Petrol.*, (62), 77-101.

LA ROCHE H. DE (1968). — Comportement géochimique différentiel de Na, K, Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C.R. Acad. Sci.*, 267, série D, 39-42.

LA ROCHE H. DE (1972). — Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. *Sci. de la Terre*, XVII 1, 2, 31-46.

LE BEL L. (1979). — Micas magmatiques et hydrothermaux dans l'environnement du porphyre cuprifère de Cerro Verde Santa Rosa, Pérou. *Bull. Minéral.*, 102, 35-41.

LOWELL J. D. and GUILBERT J. M. (1970). — Lateral and vertical alteration. Mineralization zoning in porphyry ore deposit. *Econ. Geol.*, 65, 373-408.

MICHEL-LEVY A. (1908). — Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Bull. Carte Géol.*, France, XVIII, n° 120, p. 291.

MEYER C. and HEMLEY J. J. (1967). — Wall rock alteration, in Barnes, H. L. Ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* : New York, Holt, Rinehart and Winston, 166-235.

NORTON D. L. and KNAPP R. (1977). — Transport phenomena in hydrothermal systems : Nature of porosity. *Am. Jour. Sci.*, 277, 913-936.

NORTON D. L. and KNIGHT J. (1977). — Transport phenomena in hydrothermal systems ; cooling plutons. *AM. Jour. Sci.*, 277, 937-981.

OLADE M. A. (1977). — Major element halo in granitic wall rocks of porphyry copper deposits, Guichon creek batholith B.C. *J. Geochem. Explor.*, 7, 1977, 59-71.

PHILLIPS C. H. and BANKS N. G. (1974). — Biotite as a source of some of the sulfur in porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, Vol. 69, 1974, 704-705.

PORTHAULT B. et SAUVAN P. (1979). — Quelques applications de la géochimie des éléments en traces en exploration pétrolière et minière, in Origin and distribution of the elements, Edited by L. H. AHRENS. Pergamon press, Oxford.

RICE R., SHARP G. J. (1976). — Copper mineralisation in the forest of COED-Y-BRENIN. *Trans. Applied Earth Science*, 85, B 1-B 13.

ROSE A. W. (1970). — Zonal relations of wall rock alteration and sulfide distribution in porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, Vol. 65, 1970, 920-936.

RUBIELLO M. F. (1977). — Étude d'un complexe volcano-sédimentaire (formations viséennes du Roannais) et mise en évidence d'un phénomène ignimbritique. D.E.A. de Pétrologie, Métallogénie, Géochimie. Université de Nancy I.

SILLITOE R. H. (1973). — The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, Vol. 68, 1971, 799-815.

ROEDDER E. (1971). — Fluid inclusions studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana and Climax, Colorado. *Econ. Geol.*, Vol. 66, 1971, 98-120.

SOREGAROLI A.E. (1975). — Geology and genesis of the

Boss Mountain molybdenum deposit, B. C. *Econ. Geol.*, Vol. 70, (1), 4-14.

TITLEY S. R. (1975). — Geological characteristics and environment of some porphyry copper occurrence in the South Western Pacific. *Econ. Geol.*, 70, 1975, 499-514.

WHITE D. E., MUFFLER J. P., TRUESDELL A. H. (1971). — Vapor dominated hydrothermal systems compared with hot water systems. *Econ. Geol.*, Vol. 66, 75-97.

WHITNEY J. A. (1975). — Vapor generation in a quartz monzonite magma : a synthetic model with application to porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, Vol. 70, 1975, 346-358.

WILLIAMS S. A. (1977). — Rutile and Apatite, useful prospecting guides for porphyry copper deposits. *Mineral. Magg* 41, 288-292.

Rapports inédits S.N.E.A.(P) : ICART J. C., LACHARPAGNE J. C., MAINGUET-SUARES Y., NOUVEL J., SAUVAN P., WALGENWITZ F.