

La zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes) : le témoin d'une océanisation mésozoïque circonscrite constituant un milieu hybride, subvolcano-sédimentaire avec mobilisats et adinoles

Henri LOUBAT * et Michel DELALOYE **

RÉSUMÉ. — La zone du Versoyen témoigne de l'océanisation embryonnaire d'un bassin mésozoïque circonscrit (analogue au golfe de Californie), océanisation qui s'est opérée par l'intrusion de nombreux sills basaltiques dans des sédiments meubles et humides, à faible profondeur. Des péridotites serpentinisées appartiennent à l'édifice qui englobe une vaste écaïlle de socle ancien. Un métamorphisme de faciès « schistes verts » avec amphiboles sodiques, stilpnomélanes, grenats et paragenèses très variées, indique l'immaturité physico-chimique du système et son éloignement de l'équilibre des phases : ce caractère est attribué à un épisode tardi-magmatique d'auto-alteration et de minéralisation intense, accentuées par la structure horizontale du bâti subvolcanique, la disponibilité en fluides, et la proximité des évaporites du Trias. Cet ensemble comprend d'importantes masses aphanitiques, finement granoblastiques, difficiles à interpréter, qui associent une composante blanche, porcelanée, à une composante sombre, litée, d'affinité sédimentaire, et très métasomatique. Une étude géochimique des éléments majeurs de cinq affleurements choisis met en évidence ici l'apparition d'un « mobilisat » qui peut être siliceux, sodique ou calcique, au sein d'un milieu volcano-sédimentaire à éléments détritiques, et à affinité hydrogénétique « terrigène ». Des adinoles et des auréoles de réaction autour d'enclaves détritiques dans des boues anciennes constituent les relations typiques entre « mobilisat » et « reliquat » dans ce milieu « hybride » peu profond. Le processus de refroidissement des sills, avec convections de fluides, diffusions et peut-être démixtions, est analysé en soulignant le rôle des éléments volatils dans cette métasomatose deutérique intense, quoiqu'hypabyssale.

ABSTRACT. — The Versoyen area is presented as a Mesozoic embryonic oceanic basin located at the NW margin of the Pennine realm, analogous to the recent gulf of California. Numerous basaltic sills have intruded layered, wet and loose sediments in a shallow basin, together with the emplacement of a serpentinized ultramafic body which engulfs a large segment of the older basement. The varied and irregularly distributed metamorphic paragenesis, involving zoned sodic amphiboles, stilpnomelanes, garnets, tourmaline and axinite, suggests an immature, far from phase equilibrium status: it is attributed to an exceptionally

* Institut Dolomieu, Université de Grenoble.

** Section des Sciences de la Terre, Université de Genève.

active and long lasting late-magmatic auto-alteration, sustained by the available fluids, the overall large horizontal structure and the proximity of Triassic evaporites. A major elements geochemical preliminary study is focused on an unexplained feature, outcropping in the whole area, where a clearcut white, flinty material is associated with a darker, ill-layered metasomatic sedimentary groundmass. Adinoles and reaction aureoles around detrital xenoliths within muddy sediments are among the most typical of these associations. Chemical patterns from five specific outcrops lead to the conclusion that an abundant "mobilisate" has been produced at shallow depth, through various convection, diffusion and immiscibility processes, within a sedimentary recrystallized "restate" of hydrogenetic, terrigenous affinity. The "mobilisate" can belong to three sharply defined varieties: sodic, siliceous or calcic. The cooling process of this "hybrid" complex is finally analyzed, with emphasis on the active fluids and volatile chemical components, and on the very efficient deuteritic and hydrothermal final activity at shallow depth.

I. — UN ÉDIFICE OPHIOLITIQUE MÉTAMORPHIQUE ISOLÉ, A STRUCTURE DE FILONS-COUCHES

Située à la frontière franco-italienne proche du col du Petit Saint-Bernard, l'unité du Roignais-Versoyen garde un mystère que quelques travaux approfondis n'ont pu dissiper (LOUBAT, 1968, ANTOINE, 1971; LASSERRE et LAVERNE, 1976). Ce complexe géologique appartient à la zone valaisanne (ou zone des brèches de Tarentaise) et il s'individualise très bien parmi les autres composantes de cette zone qui se relaient au front du domaine Briançonnais externe (fig. 1).

Soulignons trois caractères de cette unité, qui sont les plus surprenants dans ce secteur de l'arc alpin :

a) Une masse importante et bien groupée de niveaux basaltiques, gabbroïques et ultramafiques.

b) Le métamorphisme particulier de cet ensemble.

c) La présence d'un vaste élément aux caractères de socle cristallin leucocrate avec sa « couverture », enchâssé au milieu de ce complexe basique et ultramafique.

L'unité du Roignais-Versoyen est ainsi une vaste lentille régionale, aujourd'hui en position renversée, dont les différentes composantes ont été peu disloquées les unes par rapport aux autres : il est donc possible d'établir les grandes lignes du mode d'intrusion du magma basaltique (LOUBAT, 1967, 1968).

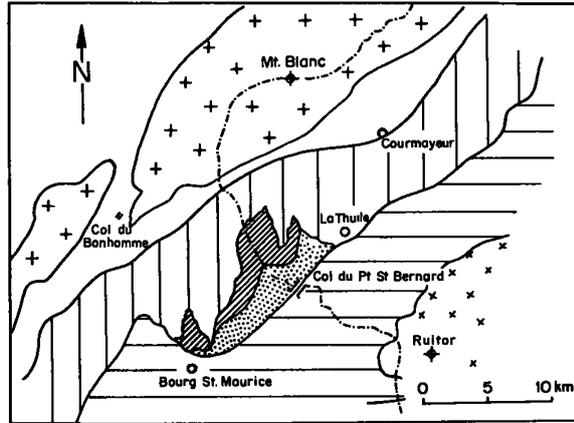
Le volume principal et central du massif témoigne de l'injection très calme d'une vingtaine

de filons-couches basaltiques à peu près contemporains, dans une vaste fosse comblée de sédiments en partie pélitiques, encore meubles et très humides au moment des intrusions (fig. 2). L'épaisseur de ces filons-couches varie entre 3 et 50 m et l'extension horizontale (NE-SW) de certains d'entre eux peut avoir dépassé 10 km. Ces sills ont gonflé localement en lentilles plus épaisses et les niveaux sédimentaires intermédiaires, toujours peu puissants (quelques mètres), se moulent alors sur ces zones dilatées. Vers la surface de cette fosse remplie de vases, la lave a pris la forme de « coussins » parfois éclatés en brèche. L'âge des sédiments flyschoides en contact avec ces laves en coussins est celui de l'épisode magmatique lui-même : il est provisoirement attribué à une période comprise entre le Malm, inclus, et le Sénonien, exclu (ANTOINE, 1972).

La partie profonde du bâti subvolcanique initial s'est constituée sous la forme de sills leucogabbroïques et surtout de dalles péridotitiques entièrement serpentinisées dont le volume et la signification ont été sous-estimés jusqu'à présent. C'est à ce soubassement de l'édifice volcanosédimentaire que sont associés les lambeaux leucocrates de type « socle cristallin » avec sa « couverture », telle que la Pointe Rousse, sur le versant italien du massif.

Il faut souligner ici que tous ces niveaux d'origine magmatique basique se sont mis en place selon un plan horizontal : aucun dyke n'a été observé, ce qui confirmerait la nature meuble du milieu envahi par la lave.

Il est permis de voir en ce genre d'intrusion et de volcanisme en milieu sous-marin, une



- Autchtone et parautochtone
- Zone valaisane = zone des brèches de Tarentaise
- Zone du Versoyen (Roches vertes et leptynites)
- Calcschistes du Pt. St. Bernard
- Houiller (zone briangonnaise)
- Schistes lustrés indifférenciés ? (Mt Jovet)
- Socle cristallin externe (Belledonne et Mt Blanc)
- Massif cristallin interne polymétamorphique (Ruitor)
- Frontière franco-italienne

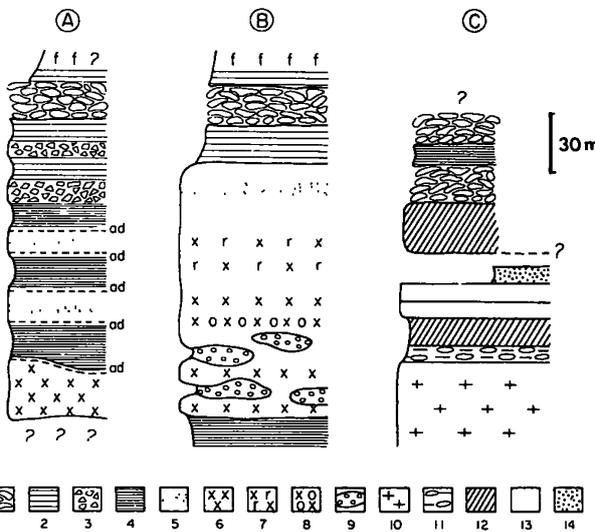
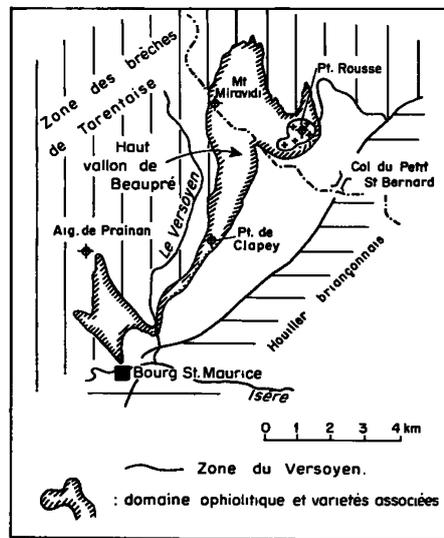


Fig. 1. — Situation générale de la zone du Versoyen. Notons, d'un point de vue tectonique, sa position au front du domaine pennique et dans l'axe transversal du secteur (col du Bonhomme) séparant le massif cristallin externe de Belledonne (vers le SW) de celui du Mont Blanc (vers le NE).

Fig. 2. — Profils caractéristiques de la zone du Versoyen, en position normale. A : dans la région du vallon de Beaupré. B : à la Pointe de Clapey. C : dans la région de la Pointe Rousse et du vallon du Breuil (Italie). f : niveaux de base de la série détritique de Tarentaise (« flysch »). 1 : laves en coussins. 2 : « schistes gris ». 3 : brèche volcanique (coussins). 4 : « schistes noirs ». 5 : diabase. 6 : gabbro. 7 : gabbro porphyrique. 8 : norite. 9 : conglomérat calcaire « Collet des Rousses ». 10 : gneiss ou leptynite de la Pointe Rousse. 11 : conglomérat à éléments de gneiss. 12 : serpentinites. 13 : quartzite. 14 : cagneules. ad : adinoles. (LOUBAT, 1975).

forme très locale d'océanisation, c'est-à-dire d'invasion par des basaltes tholéitiques d'un bassin en extension. L'idée d'un tel bassin, en marge d'un continent disloqué dans son « intersection » avec une dorsale volcanique sous-marine, a été développée précédemment. Le golfe de Californie (mais aussi la Mer Rouge et le golfe d'Aden), s'imposait comme un modèle actuel pour cette hypothèse (LOUBAT, 1975). Or, récemment, des forages sous-marins dans le bassin de Guaymas (golfe de Californie) ont, avec précision et évidence, confirmé cette vue des choses (EINSELE, 1982, ainsi que la plupart des contributions aux « Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. LXIV, two parts, 1982). Ajoutons que l'analogie entre les régions penniques externes au Mésozoïque et le golfe de Californie d'aujourd'hui a été réactivée indépendamment à partir de critères sédimentologiques (KELTS, 1981).

Nous considérons donc l'ensemble du Versoyen comme un type d'édifice ophiolitique circonscrit, formé à proximité d'un continent et dont un « complexe de filons-couches » occuperait la place du « complexe filonien » classique.

Un état métamorphique loin de l'équilibre.

Les phénomènes métamorphiques recèlent les problèmes et les inconnues les plus mystérieux de la zone du Versoyen, comme l'avaient déjà reconnu W. KILIAN et P. TERMIER. L'objet de cette présente mise au point est de situer ce métamorphisme sous un éclairage particulier et d'en souligner certains aspects nouveaux.

D'une façon générale, le métamorphisme des ophiolites du Versoyen appartient au faciès « schistes verts », localement rétro-morphosé. Ce diagnostic est cependant très insuffisant et risquerait de perpétuer une idée incorrecte sur la réalité.

Cette réalité est faite de brusques variations des phénomènes métamorphiques, de point en point, et à toutes les échelles.

A) Variations à l'échelle du spécimen.

Comme l'a observé VUAGNAT (1956), la paragenèse métamorphique est anormalement variée

et abondante, parfois même dans un très petit volume, ce qui indique un grand éloignement des conditions d'équilibre exigées par la règle des phases.

En effet, enrobant des reliques microscopiques de certaines variétés primaires (augite, aegyrine, ilmenite), s'est développé un foisonnement minéralogique ultérieur : amphiboles bleues, grenats (au moins deux variétés distinctes), sphène, plusieurs variétés du groupe de l'épidote ainsi que de l'allanite, amphiboles du groupe actinote-tremolite, stilpnomélane, phengite, chlorites, micas blancs, serpentines, talc, tourmaline, magnetite, sulfures, carbonates, plagioclases sodiques, quartz, hématite. Dans certaines situations spécifiques se rencontrent l'axinite, la pumpellyite, le chloritoïde, de même que quelques variétés non identifiées. L'apatite en longs prismes est très abondante dans certains secteurs basaltiques, mais il est difficile de lui assigner avec certitude une origine primaire plutôt que tardive (malgré son association assez étroite avec des cristaux d'ilménite). En dépit de ses efforts, l'un des auteurs (H.L.) n'est pas parvenu à identifier les scapolites, la lawsonite, ni la jadéite (signalée par LASSERRE et LAVERNE, 1976).

La plupart des minéraux mentionnés ci-dessus sont fortement zonés et souvent passent latéralement à une variété différente, sans qu'il y ait pseudomorphose, en suggérant une parfaite continuité dans la succession d'états physico-chimiques transitoires. Ce « métamorphisme polyphasé continu » s'est interrompu définitivement à des moments différents selon les affleurements, ce qui offre une grande variation de paragenèses métamorphiques de point en point; mais même là où le métamorphisme semble avoir atteint sa « maturité », c'est-à-dire les conditions proches de l'équilibre thermodynamique, plusieurs épisodes de cristallisation antérieurs peuvent encore se déceler microscopiquement par les contours de minéraux disparus, soulignés par une ligne de « poussières » très ténues (grains de sphène, magnétite, voire de graphite).

Donc, même dans les roches les plus homogénéisées par la recristallisation, celle-ci n'a pas été assez longue pour effacer les étapes de ce palimpseste minéralogique et structural (LOUBAT, 1968). L'histoire géologique du Versoyen apparaît comme un scénario bien « enchaîné » dont

nous disposerions ici et là d'une série d' « instantanés », immobilisant les événements de ce film !

Cependant, nous verrons ci-dessous que certaines structures délicates primaires (litages très fins, varioles, gouttelettes de démixtion... ?), dans les variétés très finement grenues, restent diffuses et énigmatiques sous le microscope.

B) *Variations minéralogiques et structurelles à l'échelle du terrain.*

Se déplacer de quelques dizaines de mètres dans la séquence régulière de sills basaltiques et d'écrans sédimentaires permet de passer d'une zone métamorphique de faciès « schistes verts » banal et simple (albite-épidote-actinote-chlorite) à des zones de paragenèse métamorphique extrêmement complexe et variée. Mais ces variations rapprochées, et distribuées de façon apparemment aléatoire, ne concernent pas seulement la minéralogie, elles impliquent aussi l'intensité du dynamométamorphisme, le degré de conservation de structures et minéraux initiaux, la concentration en sulfures métalliques et aussi le type de relation entre magma et sédiments. Aucune loi simple ne permet d'harmoniser les observations faites à partir de ces différents points de vue. Il est fréquent, par exemple, qu'un still ait localement un contact franc avec des cornéennes classiques, sans métasomatose, et que plus loin au contraire se soit formée une variété hybride, où sédiments et magma sont aujourd'hui indiscernables, même à l'observation microscopique.

Une caractéristique essentielle du métamorphisme de la zone du Versoyen est donc l'hétérogénéité à toutes les échelles. L'évolution géologique du massif entier doit être considérée comme « immature », n'ayant pu atteindre un achèvement structurel et minéralogique. Cet éloignement de l'équilibre physico-chimique offre davantage d'informations qu'il n'en cache, en accord avec la théorie thermodynamique de l'équilibre, équilibre qui, s'il avait été atteint, aurait entraîné l'indépendance à l'égard des circonstances passées !

Les caractéristiques résumées ci-dessus résultent, pensons-nous, d'un épisode deutérique exceptionnellement important pendant le refroidissement de ce complexe sub-volcano-sédimentaire sous-marin (LOUBAT, 1967, 1968). L'intensité des actions tardi-magmatiques a pu être exacerbée par les conditions particulières suivantes :

a) La structure générale de cet empilement sur une grande surface, de plus de vingt niveaux basaltiques parallèles.

b) La nature vaseuse, gorgée d'eau, des cloisons sédimentaires, siège probable d'intenses phénomènes convectifs circonscrits.

c) La structure finement litée de la plupart de ces écrans dont les phases pélitiques, dans ce dispositif horizontal « en parallèle », ont joué un rôle d'isolant thermique exceptionnellement efficace, à l'échelle de l'édifice entier.

d) L'assimilation des enclaves dolomitiques par les basaltes et les boues chauffées, phénomène pouvant comporter un épisode très métasomatique à faible profondeur.

e) Une grande activité d'éléments volatils (B, Cl, SO₄, CO₂) provenant de l'assimilation ou simplement de la proximité des sédiments dolomitiques et évaporitiques. L'omniprésence de la tourmaline et les concentrations d'axinite sont à ce titre très significatives (SCHURCH *et al.*, en préparation).

Aujourd'hui, dans les zones océaniques à volcanisme récent, se sont multipliées les indications de métamorphisme à faible profondeur (faciès, schistes verts, voire « amphibolites ») (ELTHON, 1981; KELTS, 1982). L'action minéralisatrice des sources et « cheminées hydrothermales (black smokers) » témoigne aussi de fluides dont la température atteint 350 °C et donc d'un énergique métamorphisme tardi-volcanique très peu profond (BONATTI, 1981). Or, les observations sous-marines indiquent une action hydrothermale intense, ponctuelle, irrégulièrement répartie, et de vie très courte.

C'est à ce type de métamorphisme que nous attribuons les associations minéralogiques les plus spectaculaires et variées au Versoyen. Nous n'attribuons à la phase alpine proprement dite, pour sa part, qu'une rétro-morphose légère et un dynamométamorphisme réparti seulement à la périphérie des grandes composantes de la zone entière. Dans notre vision des choses, l'intensité réelle du métamorphisme alpin *s. stricto* ne pourrait être donnée, à la rigueur, que par la recristallisation métamorphique la moins intense, comme celle qui affecta les laves en coussins de la Croix de Prainan (LOUBAT, 1968).

II. — BIMODALITÉ DES ROCHES APHANITIQUES DU VERSOYEN

La revue générale des roches et affleurements (qui ne sont pas d'origine sédimentaire évidente) de cette zone révèle deux domaines pétrographiques. L'un est magmatique et plus ou moins métamorphique : les laves en coussins, les sills, les ultramafites. Mais l'autre domaine ne peut être défini avec certitude ni à la vue des affleurements ni à l'examen macro- ou microscopique des roches : celles-ci sont toujours très finement recristallisées, parfois porphyroblastiques, et elles constituent d'importants volumes étroitement imbriqués dans les masses magmatiques sous forme apparente d'enclaves ou de milieu encaissant. Le métamorphisme, quelle que soit sa nature, a aggravé les caractères équivoques de ce milieu qui constitue l'objet de notre étude préliminaire.

Or ce dernier domaine, mal identifié, et qui se rencontre sous des formes un peu différentes en de très nombreux points du Versoyen, présente toujours une nette *bimodalité* qui conduit à l'association intime sur le terrain de roches blanches et de roches très mélanocrates : cette association n'est presque jamais explicable de façon simple.

Caractères communs à toutes les variétés aphanitiques du Versoyen.

Les variétés mélanocrates, gris-bleu ou gris-vert très foncé, dures, sont très légèrement foliées et révèlent parfois un litage d'épaisseur centimétrique discret. Ce fin litage, peu apparent, suggère dès l'abord la possibilité d'une origine sédimentaire.

Associées à ces roches sombres, les variétés blanches ou jaune-clair, aphanitiques également, sont d'un aspect porcelané typique, très dures, à cassure esquilleuse, et ne sont jamais foliées. Rarement et très localement elles peuvent être garnies de concentrations bien visibles d'amphiboles bleues et de sulfures.

Le microscope révèle dans ces deux variétés la même structure très finement granoblastique

et la même paragenèse mais évidemment répartie en des proportions modales différentes entre les minéraux colorés, foncés, et les minéraux blanchâtres; ces derniers sont le quartz, l'albite, un minéral du groupe de l'épidote pauvre en Fe, un mica blanc, de très petits grenats, un carbonate, du sphène, et de l'apatite. Les minéraux foncés sont des amphiboles bleues, en gerbes plus ou moins pseudomorphosées par des chlorites, des amphiboles très ténues du groupe actinote-trémolite, des épidotes riches en Fe, la tourmaline, les stilpnomélanes, des concentrations en chlorites, oxydes, sulfures, et peut-être du graphite. Des « fantômes » de minéraux antérieurs, non identifiés, s'observent fugitivement à travers la structure générale finement métamorphique et indiquent une séquence d'épisodes successifs dans la formation de ces roches. L'examen microscopique ne donne pas d'information sur leur nature initiale qui était probablement à composants extrêmement ténus. Une recristallisation légère suffit à estomper les contacts entre zones blanches et foncées, héritage de structures primaires très délicates dont certains constituants pouvaient être amorphes. Il en résulte parfois des structures macroscopiques plus révélatrices qu'un examen microscopique (un exemple en est le spécimen des photos 7 et 8). Signalons qu'une étude attentive oblige d'écarter les hypothèses de plagiogranites et de rodingites (s. stricto) pour les variétés blanches, porcelanées, auxquelles elles ressemblent macroscopiquement. On ne peut pas, de prime abord, assigner à ces variétés une origine magmatique, ou sédimentaire, ou clairement métamorphique.

La géochimie rendra compte, évidemment, de cette bimodalité : LASSERRE et LAVERNE (1976) peuvent la mettre en évidence grâce à 33 analyses de roches variées provenant de la Pointe du Clapey (p. 125-126). La bimodalité transparaît également dans quelques éléments-traces, Cu, Ni, Li, Rb (p. 201-202), et il est aussi intéressant de noter une distribution à tendance bimodale dans 25 analyses de roches définies par ces auteurs comme des métapélites provenant de la région entière (p. 197-198).

Par cette présente contribution, nous cherchons à circonscrire, dans le champ géochimique des éléments majeurs, le problème de la formation

de ces roches hybrides. Or les représentations : $AL/3-K$ par rapport à $AL/3-Na$ (LA ROCHE, 1968 et LA ROCHE *et al.*, 1974), ainsi que $Si/3 - (Na + K + 2Ca/3)$ par rapport à $K - (Na + Ca)$ (LA ROCHE, 1964; LA ROCHE *et al.*, 1974) sont susceptibles de mettre en valeur les gradients légers (tels que la spilitisation) dans des conditions épizonales où les métaux alcalins, le silicium, l'aluminium et le calcium constituent des paramètres intéressants. Ces diagrammes ont déjà été utilisés pour le Versoyen, mais d'une façon plus globale (ANTOINE *et al.*, 1973). Il se trouve de plus que, dans la première de ces représentations (fig. 3), les trois familles minérales métamorphiques les plus originales au Versoyen (à l'exclusion des grenats) : les amphiboles sodiques, les stilpnomélanes et les épidotes tendent à déterminer (moins parfaitement que les feldspaths, cependant) un triangle aplati englobant presque tout le champ géochimique utile. Ces trois familles minérales s'alignent assez remarquablement selon une direction parallèle à une diagonale des axes, dans la deuxième représentation (fig. 4). En outre, la fig. 3 offre une délimitation claire entre les domaines sédimentaires (sauf les grauwackes) et magmatiques classiques, ce qui est prometteur dans les cas de pétrogenèse incertaine.

Pour s'assurer davantage de la validité de ces diagrammes et de la cohérence des analyses, nous représentons (fig. 3 et 4) les analyses de zones concentriques d'un coussin peu métamorphique du Versoyen : il apparaît que le métamorphisme a respecté ces différences concentriques qui restent très proches de la répartition habituelle (voir LA ROCHE *et al.*, 1974, fig. 6 et 11).

A titre de références, la fig. 5 (A et B) localise dans ces mêmes diagrammes deux domaines sédimentaires qui pourraient avoir joué un grand rôle chimique au Versoyen : les terres d'ombre et les ocres, sédiments communément associés aux édifices ophiolitiques (GUILLEMOT *et al.*, 1980), et le domaine argilo-dolomitique et évaporitique (MOINE *et al.*, 1981).

Nous décrivons ci-dessous 5 affleurements différents, représentatifs des variétés hybrides, finement grenues et mal définies, qui se caractérisent par un fort contraste entre une composante

blanche, porcelanée, et une composante mélanocrate également recristallisée. Le contact entre ces deux composantes est franc sur le terrain, sans pour autant que l'histoire de leur formation soit évidente. Le premier de ces problèmes, celui des adinoles, est sans doute le mieux reconnu.

A) LES ADINOLES.

Le contact entre les schistes d'origine sédimentaire et les diabases (massive ou en coussins) est, dans cette région, très souvent constitué d'un liséré blanc très visible, d'une largeur variant entre 2 et 30 cm. La roche, prototype des variétés leucocrates décrites ci-dessus, présente un contact net avec la diabase (parfois elle-même garnie de varioles laminées), mais en revanche passe toujours de façon très graduée, insensible, au sédiment folié et sombre qui encaisse les sills basiques (fig. 6). Le haut vallon de Beaupré (vers le Mont Miravidi et l'Ermitte) et le versant italien du Versoyen sont très riches en contacts de ce type (LOUBAT, 1968, p. 333 sqq). Des filonnets de ce matériau porcelané pénètrent parfois la diabase mais jamais le schiste voisin. Dans un affleurement de laves en coussins plus ou moins bréchiques (brèche d'explosion), la roche blanche constitue un ciment qui enrobe étroitement les fragments de basalte qui sont tantôt ovoïdes, tantôt anguleux, quoiqu'un peu émoussés (photos 1 et 2). Or, dans ce secteur, le liséré blanc s'enrichit progressivement en amphiboles bleues zonées et en pyrite, à quelques centimètres des fragments basaltiques, pour se transformer finalement en un feutrage et en nids constitués exclusivement de ces derniers minéraux qui tapissent les interstices et les irrégularités de la brèche volcanique (LOUBAT, 1968, p. 310, fig. 17).

Ces divers phénomènes sont apparentés aux adinoles dont le Versoyen offre des exemples remarquables. Ce faciès de contact est généralement considéré comme un résultat des effets thermiques et surtout chimiques d'intrusions doléritiques (AGRELL, 1939). Or, au Versoyen, l'adinole paraît contemporaine non seulement de la genèse des amphiboles bleues et de certains sulfures métalliques, mais aussi des déformations plastiques d'éléments diabasiques (encore en cours de refroidissement?). Nous avons un milieu chaud et visqueux, siège d'intenses migrations chimiques, engendrant une variété pétrographique indépen-

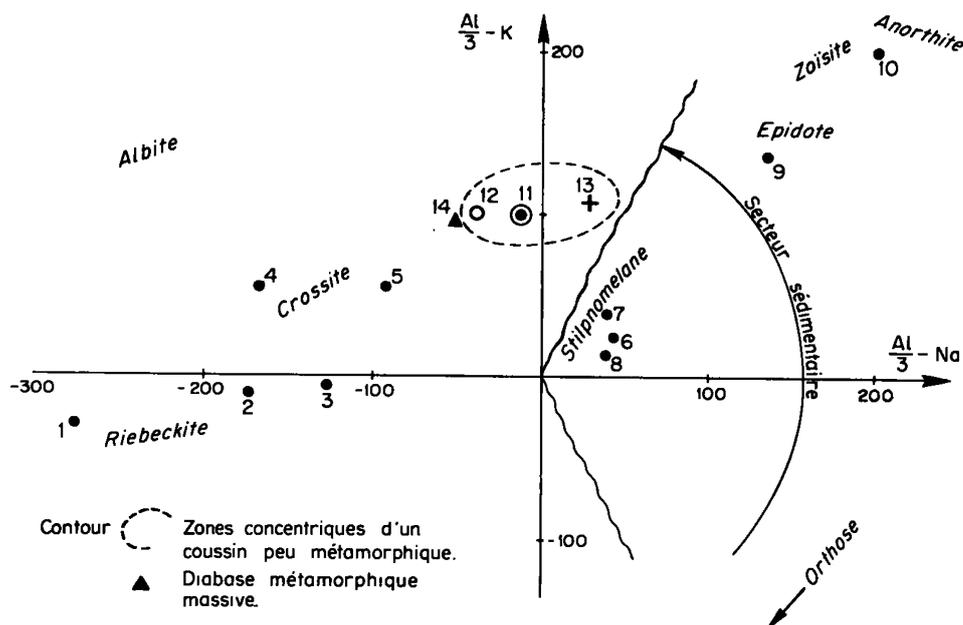


Fig. 3. — Diagramme Al, Na, K (LA ROCHE, 1968; *et al.*, 1974) discriminant les domaines sédimentaires (non détritiques) et magmatiques. Représentation des familles minérales métamorphiques, au Versoyen (sauf les grenats). Correspondant aux points : analyses 1 à 10, tableau I. Centre, marge variolitique et matrice chloriteuse (11, 12, 13, tableau I) d'un coussin de l'Aiguille de Prainan. Diabase (14, t. I) d'un sill massif du vallon de Beaupré.

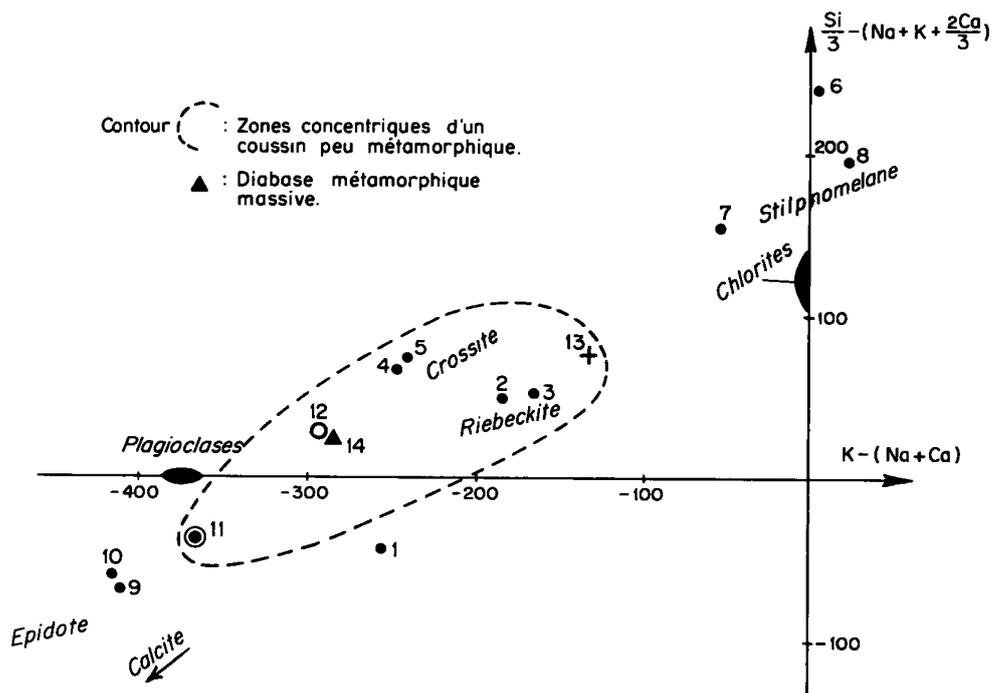


Fig. 4. — Diagramme Si, K, Na, Ca (LA ROCHE, 1964; *et al.*, 1974). Commentaires analogues à ceux de la Figure 3.

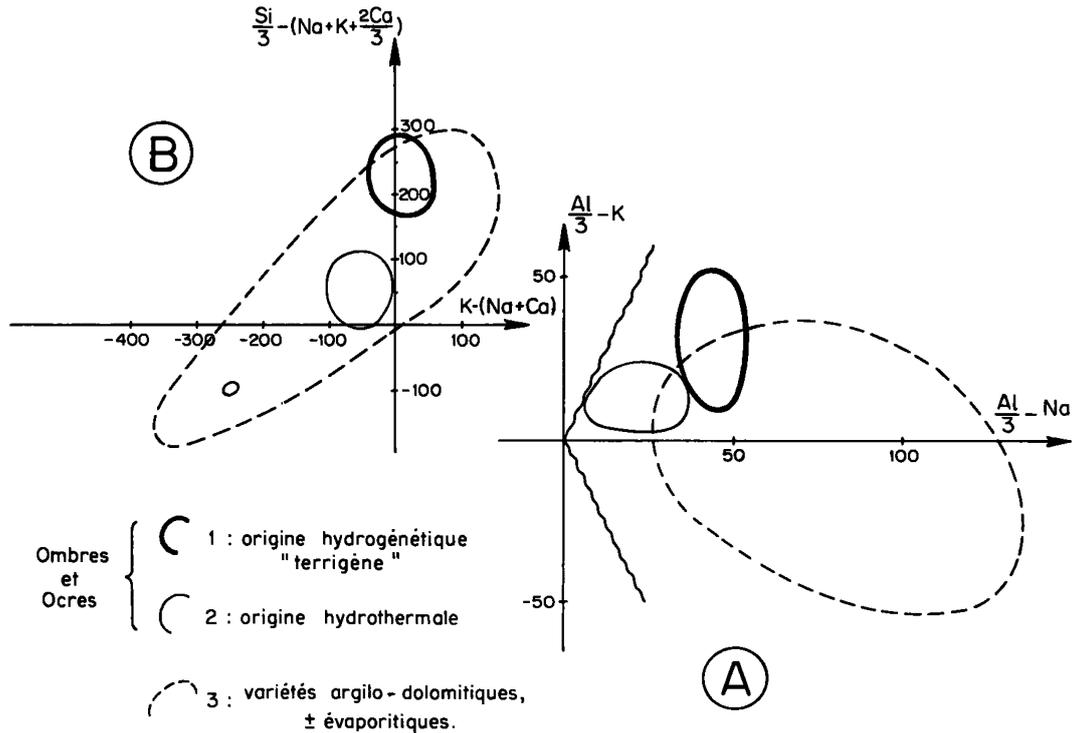


Fig. 5, A et B. — Diagrammes selon H. DE LA ROCHE (*opus cit.*). Publiées par GUILLEMOT *et al.* (1980), 17 analyses de terres d'ombre et d'ocres de Chypre sont réparties ici en deux secteurs distincts conformément aux résultats de K. Boström (références in GUILLEMOT *et al.*, 1980), discriminant d'une part les sédiments océaniques peu influencés par les dorsales volcaniques (hydrogénétiques, plus ou moins « terrigènes »), d'autre part les sédiments métallifères résultant des sources sous-marines minéralisantes (d'origine hydrothermale). Notons qu'un sédiment « hydrothermal » cité a une teneur élevée en Ca. Le « contour » 3 est déterminé par 6 sédiments à tendance dolomitique, associés à des évaporites, choisis dans MOINE *et al.* (1981) : la proximité du Trias suggère un rôle métasomatique des évaporites sur les ophiolites du Versoyen.

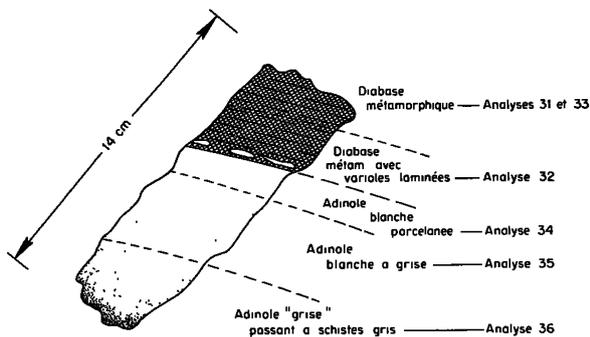


Fig. 6. — Surface polie d'un spécimen au contact entre une diabase en coussin métamorphique et une adinole (ici, à tendance « siliceuse »). Affleurement proche de la Pointe Rousse, voir photos 1 et 2. Les numéros des analyses (tableau II) correspondent à des points dans les graphiques ci-dessous.

dantes des sédiments boueux, d'où elle semble être issue, et des basaltes adjacents. Cherchant à décrire ce phénomène général, on ne peut parler de rhéomorphisme ou de migmatisation, compte tenu des propriétés physiques des vases encaissantes, mais nous serions portés à utiliser occasionnellement le terme de « mobilisat ». Ces adinoles nous ouvrent un domaine métasomatique aux propriétés particulières, qui exigera des études géochimiques approfondies. Nous pouvons mettre en évidence trois variétés d'adinoles :

1) Adinoles sodiques :

Dans une minutieuse description des adinoles de Dinas Head (Cornouailles), AGRELL (1939) établit la progression de l'action métasomatique à partir de schistes intacts, puis de schistes légère-

ment métamorphiques (les spilosités) jusqu'aux adinoles franchement albitiques (fig. 7 et 8).

2) *Adinoles siliceuses* :

Un vaste affleurement de sills leucogabbroïques, de laves en coussins et d'écrans sédimentaires se trouve à proximité de la Pointe Rousse, à l'W de ce sommet, et a fait l'objet d'une description détaillée (LOUBAT, 1968, p. 290 sqq et 309 sqq). Le comportement de l'adinoles y est démonstratif, en particulier son rôle de matrice enveloppant complètement des éléments diabasiques aux contours émoussés (photo 1). Une série de 6 analyses chimiques effectuée le long d'un segment de 14 cm de long perpendiculairement au contact de la diabase, provenant de ce site, nous fait passer progressivement d'un milieu gris, proche des schistes gris foncés encaissant les diabases, à l'adinoles blanche, puis à la diabase métamorphique franche (pourvue de varioles laminées) (fig. 6). La photo 2 nous montre le lien habituel entre ces différentes variétés, constituées initialement de poches boueuses appartenant aux cloisons sédimentaires et localement enclavées entre les intru-

sions de basalte en coussins plus ou moins « éclatés ». La paragenèse du liseré est dominée par le quartz et l'albite dans une structure finement granoblastique analogue à celle des rhyolites dévitrifiées, avec phénoblastes de quartz. Les fig. 7 et 8 définissent ainsi une variété d'adinoles très siliceuse, différente de celles décrites et citées par AGRELL.

3) *Adinoles calciques* :

Une adinoles du haut vallon de Beaupré (LOUBAT, 1968, p. 333 sqq) nous révèle les propriétés d'un « liseré blanc » entre sills et écrans sédimentaires tel qu'il s'est développé assez profondément (500 à 1 000 m sous la surface des sédiments boueux) dans le bâti subvolcanique du Versoyen. L'analyse chimique se situe précisément sur la ligne proposée par H. de la ROCHE (1968) pour délimiter les domaines sédimentaires non-détritique et franchement magmatique ! Cette localisation correspond au développement très marqué de zoïsite ou clinozoïsite et de sphène dans cette variété.

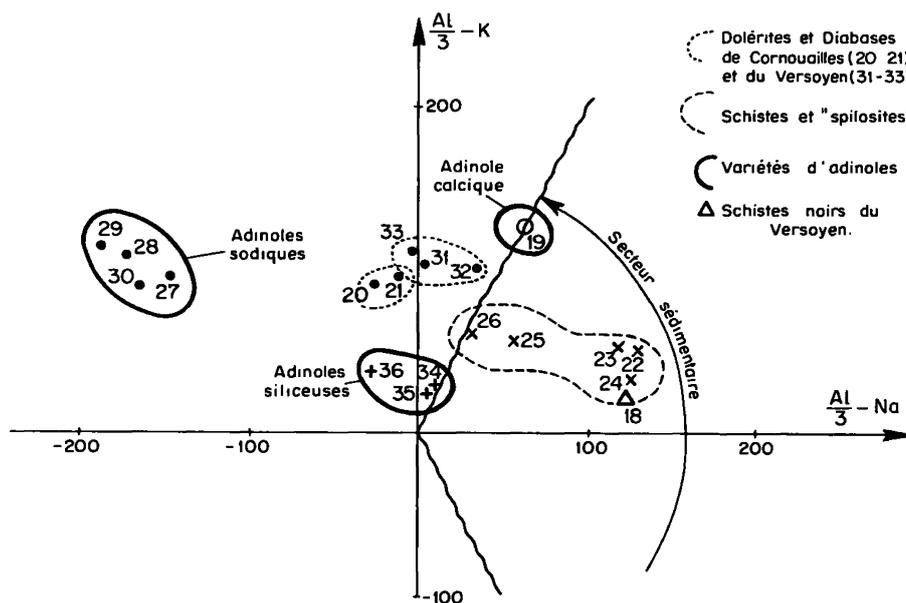


Fig. 7. — Trois variétés d'adinoles : 1) adinoles sodiques, étudiées par AGRELL (1939), au contact de dolérites (20, 21, tableau I) des schistes intacts (22, 23, I) ou peu métamorphiques, les « spilosités » (24 à 26, I) se convertissent en adinoles sodiques (27 à 30, I); 2) adinoles siliceuses (34 à 36, II) au contact avec des diabases (31 à 33, II), au Versoyen; 3) adinoles calciques (19, I) dans le haut vallon de Beaupré (Versoyen), aux bords d'écrans schisteux noirs (18, I) en contact avec les sills.

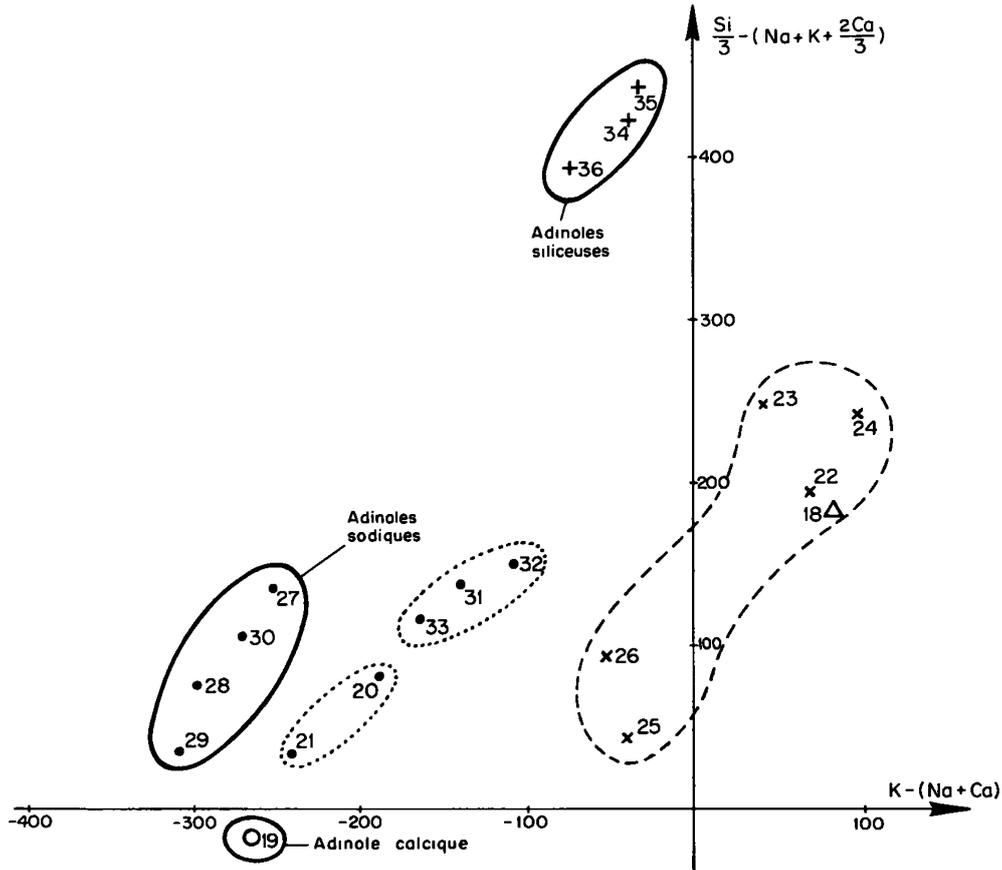


Fig. 8. — Mêmes explications que pour la figure 7.

Ces trois types d'adinoles, très distincts dans les diagrammes utilisés, répondent à trois stades successifs de métasomatose entrevus par AGRELL (1939, p. 334) : une silicification, puis une albitisation et enfin une carbonatation. Il n'est cependant pas évident que la succession de ces épisodes soit identique en Cornouailles et au Versoyen, ni que l'origine des fluides métasomatiques soit, comme le pense AGRELL (ainsi que ROUTHIER, 1946), essentiellement le magma basaltique.

B) LES ROCHES MÉTAMORPHIQUES FINEMENT RUBANÉES (Pointe du Clapey).

La Pointe du Clapey est le constituant le plus massif de l'édifice subvolcanique de la zone du Versoyen (fig. 1). Il présente les problèmes pétrogénétiques les moins résolus, et le métamorphisme irrégulièrement réparti y est parfois porté à un

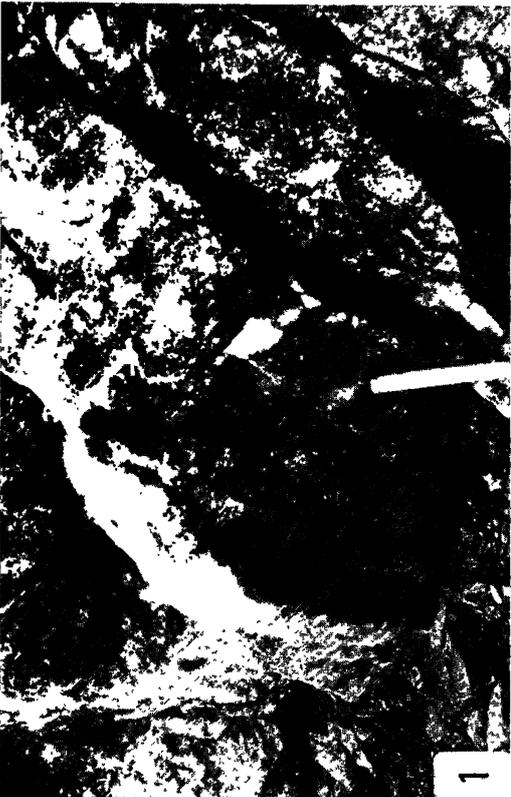
degré très spectaculaire. De toute la périphérie de cette vaste « lentille » diabasique, métamorphique, dévalent de grands éboulis riches en spécimens significatifs. Dans la partie haute du grand éboulis descendant vers le SSE, au-dessus de l'altitude de 2 400 m, se rencontrent des structures finement rubanées, alternativement gris-vert (ou gris-bleu) foncé, et blanches à jaunâtres, de largeur centimétrique, parfois légèrement ondulées (photo 3). Les niveaux clairs sont bordés de très petites ocelles blanches sur le « fond » sombre. La roche est très finement grenue, dure, et sa description microscopique (LOUBAT, 1968, p. 366 sqq et 412 sqq) correspond à ce qui a été dit en introduction à ce chapitre, avec des changements en proportion entre minéraux clairs et foncés conférant sa coloration au rubanement, sans qu'aucune structure primaire fine puisse indiquer la nature initiale de la roche. Il faut cependant noter que le rubane-

Photo 1. — Adinole blanche enveloppant des éléments de laves en coussins. A proximité du contact entre schistes encaissants et intrusions basaltiques peu profondes, des adinoles blanches moulent les éléments de diabase un peu laminés et métamorphiques, dont on distingue les formes ovaloïdes grises au centre et vers la gauche de la photo. (Affleurement situé à 450 m W du sommet de la Pointe Rousse, Italie, alt. 2 630 m) (LOUBAT, 1968, p. 290 et 309).

Photo 2. — Une lentille de schistes gris est enclavée entre des éléments de coulées (ou intrusion peu profonde) basaltique, légèrement métamorphique. La forme ovale, au centre (lentille de vases pincée entre des coulées), est entourée d'un liséré blanc, sorte d'adinole qui pénètre et moule des éléments un peu laminés de la diabase en coussins métamorphique, disloquée en éléments de brèche (affleurement proche de celui de la photo 1).

Photo 3. — Rubanement dans une roche d'origine volcano-sédimentaire hybride, finement litée encaissant une grande intrusion basaltique. Les structures primaires, microscopiques, ont été effacées dans une recrystallisation métamorphique fine. Un crypto-rubanement millimétrique (niveaux à grenats, ou tourmaline, ou stéipnomélane) est présent, surimposé au rubanement visible. Le métamorphisme de contact et une métasomatose semblent avoir accentué le litage primaire, plutôt que l'avoir homogénéisé (Pointe du Clapey, partie haute du grand éboulis orienté au SSE).

Photo 4. — Petites enclaves carbonatées entourées d'auroles d'assimilation, au sein d'une roche « hybride », volcano-sédimentaire. A noter l'allure fluidale des auroles complexes, zonées, autour des enclaves corrodées et émoussées. Il est probable que le milieu encaissant les éléments carbonatés détritiques ait été une boue en partie péltique, meuble et humide, au moment de l'intrusion basaltique peu profonde (Pointe du Clapey, versant SSE, partie haute du « grand éboulis »).



ment macroscopique, bien visible, se superpose à un « crypto-rubanement », microscopique, d'une largeur de un à quelques millimètres, le long duquel se concentrent soit de très petits grenats, soit de la tourmaline, soit du stilpnomélane.

L'assemblage minéralogique étant très finement recristallisé, quatre hypothèses sur l'origine de ces niveaux se présentent à l'esprit.

a) Un rubanement en milieu magmatique, par différenciation gravifique, ou bien plus probablement par phénomènes de trempe au contact avec les milieux sédimentaires encaissants, car nous sommes ici à la périphérie d'une grande masse intrusive.

b) Une immiscibilité entre phases magmatiques fluides, figées elles aussi à la périphérie de l'intrusion.

c) Des « fronts » chimiques de métasomatose, indices de diffusions chimiques s'opérant dans un milieu solide, plus ou moins homogène, d'origine sédimentaire ou magmatique.

d) Un sédiment finement lité, plus ou moins métasomatique, sorte de cornéenne rubanée.

A propos de l'hypothèse (d), signalons qu'il existe ailleurs au Versoyen, à l'W de la Pointe Rousse, de rares affleurements sédimentaires proches de sills diabasiques, finement lités et dont l'aspect et l'échelle sont très semblables au phénomène rencontré ici.

Les analyses de plusieurs niveaux clairs et foncés choisis sur une largeur d'environ 30 cm se répartissent dans les graphiques en une zone allongée qui pénètre nettement dans le domaine magmatique basique (fig. 9 et 10).

Néanmoins, l'hypothèse (d) d'un sédiment finement lité est étayée par la présence de certains niveaux de caractère chimique sédimentaire. Or la présence de sédiments très métallifères dans les fonds océaniques proches des dorsales nous invite à utiliser les représentations triangulaires Al - Fe - Mn et Al - Si - Fe, ainsi que le champ défini par Fe/Ti par rapport à (Al/Al + Mn + Fe), proposés par BOSTROM *et al* (*in* GUILLEMOT *et al.*, 1980). Nous y avons représenté les minéraux métamorphiques marquants ici (fig. 11 et 12 A), en observant que les amphiboles bleues et les stilpnomélanes sont susceptibles de se développer dans un contexte physico-chimique

d'affinité hydrothermale sous-marine. On peut en déduire que, par exemple, lorsqu'une adinole siliceuse s'enrichit fortement en amphiboles sodiques, ceci correspond à des conditions évoluant vers un système d'hydrothermalisme minéralisant, sous-marin. Mais il n'est pas évident que le passage ne se fasse pas en réalité dans l'autre sens à partir de conditions hydrothermales sous-marines vers des conditions de silicification hydrogénétiq ue, bien que l'observation de terrain, et pétrographique fine, ne soit pas en faveur de cette alternative !

Sur les graphiques 11 et 12 (A et B), les niveaux du spécimen rubané, comme les adinoles et un schiste noir d'un écran sédimentaire, se situent vers le pôle hydrogénétiq ue, alumineux, d'affinité « terrigène », bien distinct du domaine dit « hydrothermal » métallifère; notons que ceci est vrai aussi pour les trois analyses de niveaux très enrichis en Mn.

Cet examen géochimique préliminaire nous conduit donc à voir en ce rubanement un litage sédimentaire fin, (hypothèse (d)), enrichi en Mn selon des niveaux discrets, et comportant peut-être certains lits pourvus de composants basaltiques (cinérites très fines?). La tendance nettement « terrigène » de ces lits nous paraît être une première confirmation indirecte de la nature épicontinentale des vases ayant servi d'encaissant aux filons-couches, vases où l'apport hydrothermal de ce volcanisme, pourtant très localisé, est, semble-t-il, très faible.

Il est encore difficile d'établir l'intensité des remobilisations chimiques lors du métamorphisme mais cette recristallisation fine ultérieure ne semble pas avoir *homogénéisé* le litage primaire, comme en témoigne le « cryptorubanement » microscopique observé.

C) AURÉOLES DE CONTAMINATION AUTOUR D'ENCLAVES SÉDIMENTAIRES (Pointe du Clapey).

Dans le haut vallon de Beaupré se rencontrent des filons-couches diabasiques, à enclaves de blocs sédimentaires, souvent dolomitiques. Dans nombre de cas, le contact entre l'enclave et la diabase métamorphique est franc et le transport par le magma ne fait aucun doute. En revanche, dans la zone périphérique de la grande intrusion complexe de la Pointe du Clapey, ces enclaves

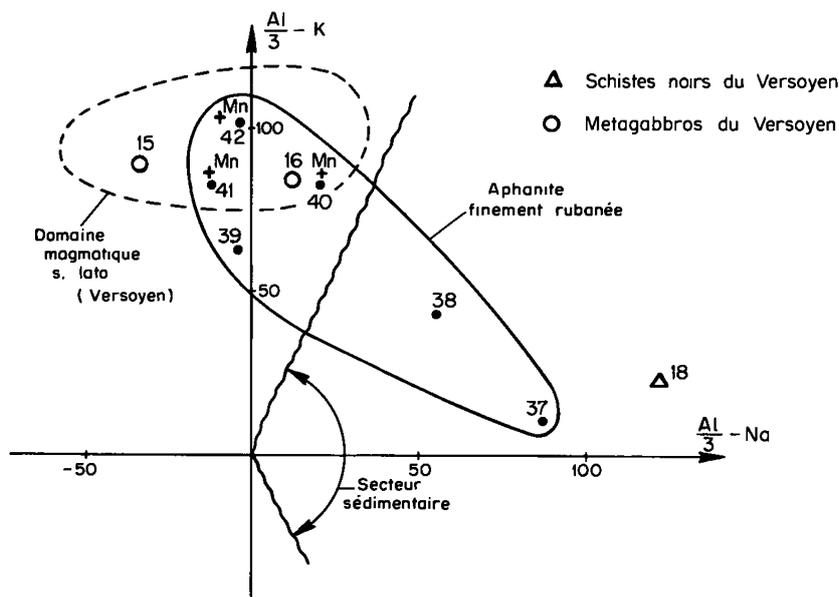


Fig. 9. — Six niveaux centimétriques (37 à 42, tableau II), d'une roche aphanitique de la Pointe du Clapey (Photo 3) déterminent un domaine empiétant sur les secteurs sédimentaires et magmatique basique. Trois de ces niveaux sont exceptionnellement riches en Mn (+ Mn). Il est provisoirement permis de considérer ces variétés finement rubanées comme des sédiments lités, d'origine composite, volcano-sédimentaire, épisodiquement contaminés par des actions hydrothermales, et sensiblement remobilisés par le métasomatisme. Les métagabbros (15, 16, I) de la Pointe du Clapey sont les variétés les plus métamorphiques de cette grande intrusion complexe associant basaltes et enclaves sédimentaires.

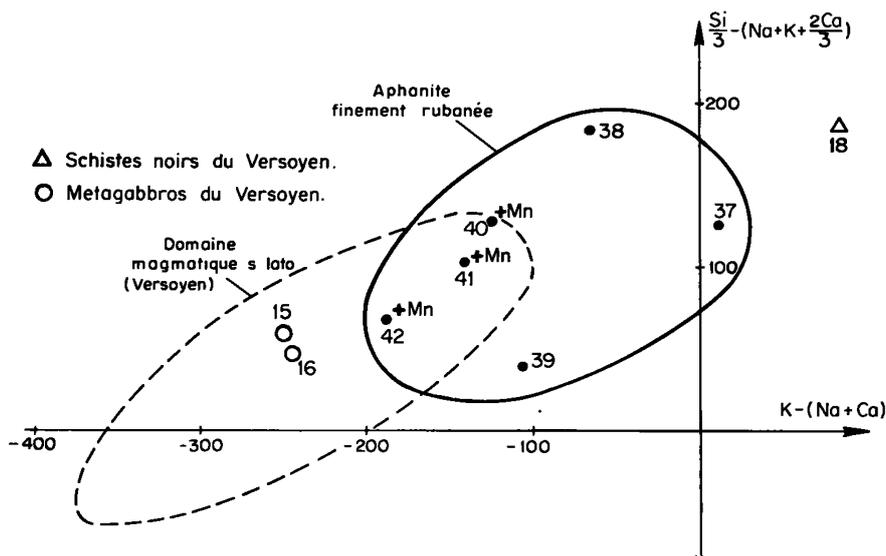


Fig. 10. — Mêmes explications que pour la figure 9.

carbonatées et leur gangue présentent des caractères spéciaux qui jettent un doute sur l'idée d'un simple transport de xénolithes par un magma. Sur tout le versant SE de la montagne,

les enclaves sédimentaires sont déformées, étirées et émoussées comme si, en effet, un milieu visqueux les avait transportées et déformées plastiquement (photos 4 et 5). Elles sont alors entou-

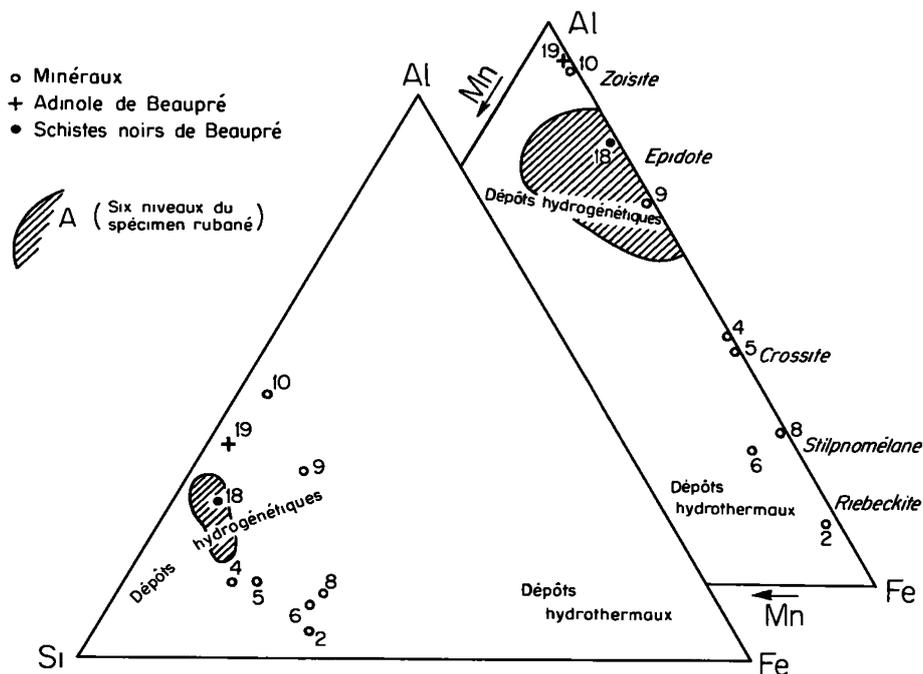


Fig. 11. — Représentations d'après GUILLEMOT *et al.* (1980) où se reconnaissent les pôles hydrogénétiqes « terri-gènes » et hydrothermaux (minéralisés) selon K. BOSTRÖM. Quelques minéraux métamorphiques importants au Versoyen sont localisés dans un triangle (tableau I). Les six niveaux de l'aphanite finement rubanée étudiée ici déterminent un secteur (contour A) d'affinité hydrogénétiqes, malgré leur enrichissement occasionnel en Mn. Même affinité pour l'adinole calcique et le schiste noir du vallon de Beaupré (Versoyen). Ces tendances hydro-génétiqes confirmeraient la prépondérance des caractères de marge continentale sur ceux d'une dorsale franchement océanique, à hydrothermalisme minéralisant.

rées d'une auréole blanc-crème, porcelanée, large de quelques cm à 30 cm, elle-même zonée concentriquement, et ayant un contact franc avec l'enclave, mais plutôt dégradé avec le milieu encaissant qui est mélanocrate, dur et très finement recristallisé. L'auréole et la roche encaissante mélanocrate sont microscopiquement analogues aux variétés fines décrites ci-dessus aux paragraphes A et B.

Une enclave de ce type s'observe dans un gros bloc éboulé au SSE du sommet du Clapey, vers 2 410 m d'altitude, bloc qui a été décrit macroscopiquement par LOUBAT (1968, p. 407 sqq) et qui se caractérise à vrai dire par un autre phénomène, sorte de large niveau leuocrate décrit ci-dessous en E. Sous ce niveau « blanc », et à 1,60 m de lui, une enclave lenticulaire très sombre est entourée d'une auréole claire de 5 cm de large, qui passe progressivement à la roche encaissante gris-bleu foncé.

Un rubanement très diffus peut s'observer dans la roche encaissante, suggérant une nature primaire analogue aux sédiments finement lités et métamorphiques décrits précédemment. L'enclave elle-même est entièrement recristallisée en un feutrage microscopique d'amphiboles bleues, de stilpnomélane, d'un phyllosilicate vert, de carbonate et de quartz. Les compositions de ces différents composants pétrographiques sont représentées sur les figures 13, 14, 15 et 16. Le milieu encaissant l'enclave est chimiquement très proche du champ délimité ci-dessus en B, représentant un litage fin probablement sédimentaire et recristallisé : ceci concorde avec l'aspect macroscopique de la roche. L'auréole entourant l'enclave tend vers la zone épidotique, se rapprochant de la composition de l'adinole calcique de Beaupré. Mais les figures 15 et 16 indiquent pour l'enclave une nature, ou une contamination, qui la rapproche des sédiments sous-marins hydrothermaux minéralisés.

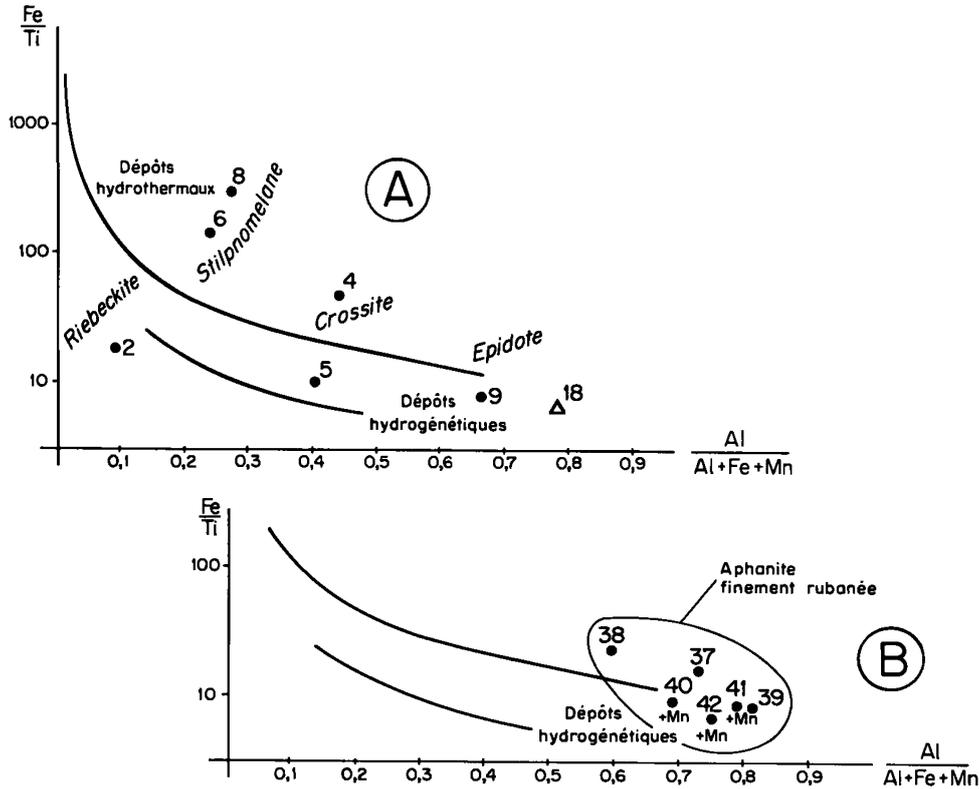


Fig. 12, A et B. — Diagramme proposé par BOSTRÖM (1972, et autres contributions citées et discutées par GUILLEMET *et al.*, 1980). Les deux courbes correspondent à des modèles synthétisés de sédiments océaniques. Les pôles hydrogénétiqes et hydrothermaux y sont bien individualisés; les minéraux intéressants du Versoyen (les grenats exceptés) (tableau I), de même que les six niveaux (37 à 42, II) de l'aphanite rubanée de la Pointe du Clapey, confirment leur affinité respective, commentée à la figure 11. Le champ déterminé par l'aphanite rubanée constitue le domaine volcano-sédimentaire composite encaissant les intrusions diabasiques les plus métamorphiques du Versoyen.

Or, s'agissant de ces enclaves carbonatées ou minéralisées dans un milieu assez hybride, finement lité, il nous faut tenir compte de la découverte d'un affleurement situé à 300 m à l'WSW de la Pointe Rousse et constitué de schistes gris, peu métamorphiques, intercalés entre des sills diabasiques métamorphiques : un de ces niveaux d'origine sédimentaire contient lui-même un bloc un peu laminé de calcaire dolomitique (photo 6).

Nous concluons de ces diverses observations que les xénolithes carbonatés ou minéralisés de la Pointe du Clapey n'ont pas été directement engloutis et transportés par le magma basaltique, mais étaient inclus en gros éléments détritiques dans les boues litées qui furent elles-mêmes envahies par les intrusions basaltiques. Les auréoles leucocrates aux contours déformés plastiquement résulteraient donc de l'interaction phy-

sico-chimique entre boues encaissantes et éléments détritiques, sous un intense gradient thermique de contact. Le milieu encaissant ces enclaves et leurs auréoles est hybride et indiscernable (macro- et microscopiquement) de variétés basaltiques métamorphiques, à grain fin; or, la chimie des éléments majeurs confirme le caractère hybride, proche du domaine magmatique basique, de ces niveaux finement lités, siège d'importantes diffusions engendrant des auréoles de contamination appréciables (photo 5).

D) ENCLAVE LEUCOCRATE DANS L'AMPHIBOLITE DE LA FACE W DE LA POINTE DU CLAPEY.

Le prototype des relations entre roche très mélanocrate et très leucocrate, en très grand volume, est sans doute offert par la paroi W de

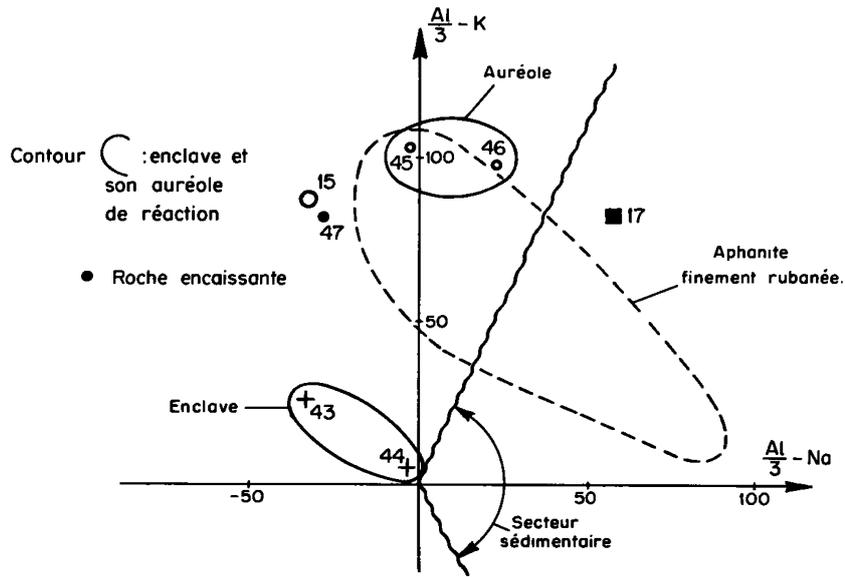


Fig. 13. — Élément (43, 44, tableau II) d'origine détritique, très métasomatique, entouré d'une auréole réactionnelle blanche (45, 46, II), enclavé dans une aphanite sombre, discrètement litée (47, II), ancienne boue volcano-sédimentaire apparentée à l'aphanite rubanée d'origine composite examinée précédemment (ligne interrompue) et ayant subi les mêmes effets thermique et chimique au moment de l'intrusion volumineuse des diabases de la Pointe du Clapey. L'auréole correspond donc à la réaction entre l'enclave (dolomitique?) et son encaissant sédimentaire, sous l'effet d'un gradient thermo-chimique intense. Sous le sommet de la Pointe du Clapey, une masse volumineuse d'aphanite porcelanée blanche (17, I) d'affinité calcique et d'origine énigmatique est enclavée dans un microgabbro très métamorphique (15, I).

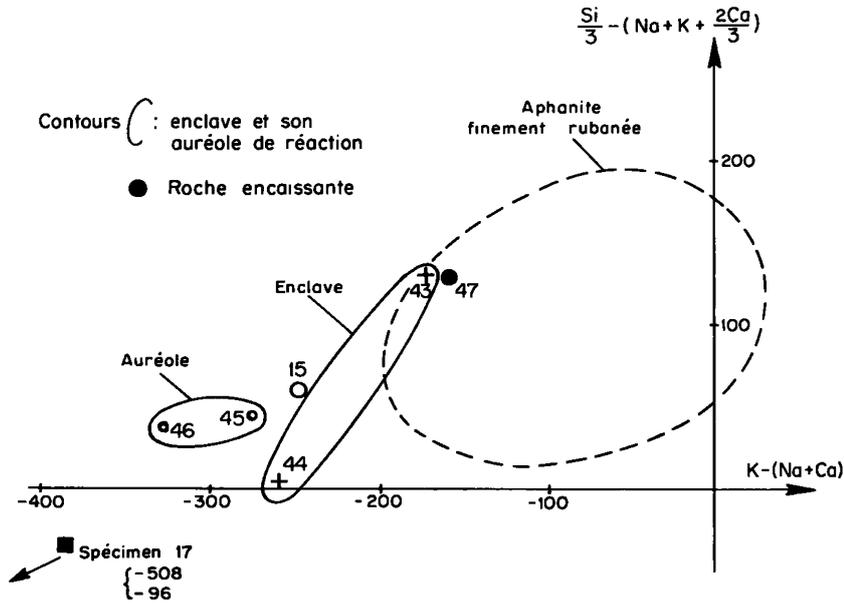


Fig. 14. — Mêmes explications que pour la figure 13.

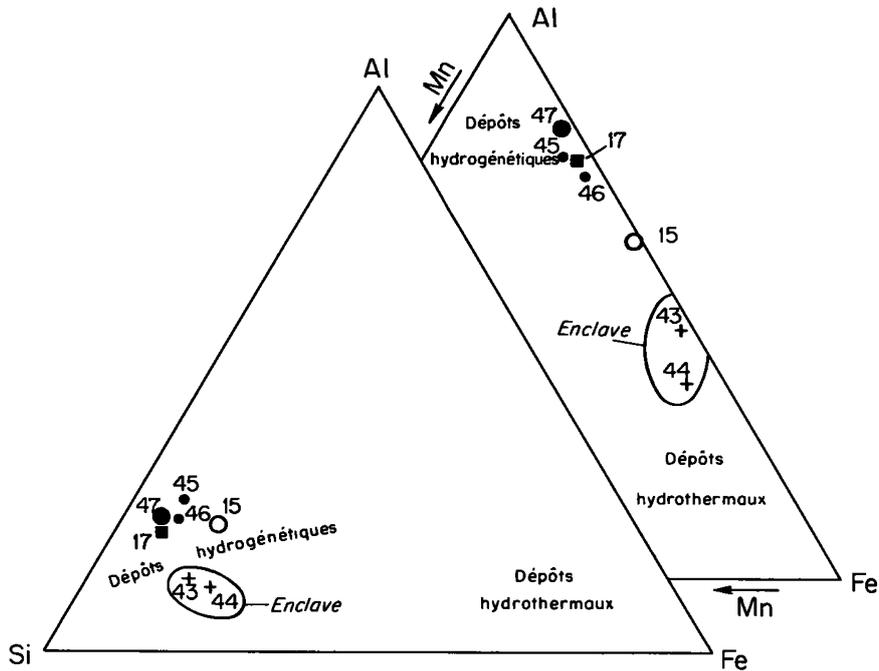


Fig. 15. — L'enclave métamorphique (43, 44, tableau II) se démarque nettement de la plupart des spécimens du Versoyen en direction du pôle hydrothermal, minéralisé, comme en témoigne sa richesse en amphiboles bleues et en stilpnomélanes. Pour les autres points, voir explications de la figure 13.

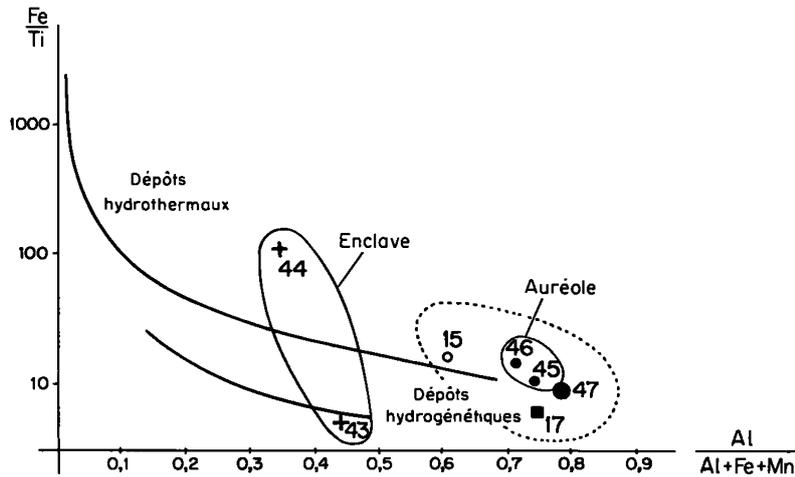


Fig. 16. — La tendance de l'enclave métamorphique (43, 44, tableau II) vers le pôle hydrothermal, remarquée à la figure 15, est ici confirmée. Pour les autres points, voir explications de la figure 13. Le secteur défini en pointillé est celui des aphanites finement rubanées, d'origine volcano-sédimentaire composite. L'intensité des actions métasomatiques est confirmée par la dispersion des analyses de l'enclave (correspondant à une grande hétérogénéité pétrographique) et par le contraste entre celle-ci et son auréole de réaction (45, 46, II) avec les sédiments encaissants (47, II).

Photo 5. — Enclave carbonatée (grand diamètre = 40 cm) entourée d'une large auréole de contamination (ou d'assimilation), elle-même zonée concentriquement. Il est probable que l'encaissant de ce bloc déiritique ait été une boue meuble et humide au moment de l'intrusion basaltique (comparer à photo 6). Affleurement situé sur le versant SSE de la Pointe du Clapey, partie haute du grand éboulis.

Photo 6. — Bloc déiritique isolé (laminé) de calcaire dolomitique inclus dans des schistes gris, eux-mêmes intercalés en « écran » sédimentaire entre deux filons-couches diabasiques (masse plus claire, vers le haut de la photo). Ici, seul un dynamo-métamorphisme a affecté cet ensemble, sans remobilisation chimique importante, comme ce fut le cas dans la photo 5. Affleurement situé à 300 m du sommet de la Pointe Rousse, vers l'WNW.

Photo 7. — Phénomènes de rubanement métasomatique fin, dû à des processus de diffusion en milieu très finement grenu, peut-être en partie amorphe, et doué de propriétés plastiques. Noter les ondulations des niveaux clairs, très fins et parallèles accompagnés d'ocelles claires. Le niveau clair (dont on voit le bord inférieur), n'est pas de même nature que les niveaux fins ondulés : il correspond à la coalescence d'ocelles, d'anneaux et de formes vermiculaires leucocrates (voir photo 8). Grand bloc situé dans la partie haute de l'éboulis SSE de la Pointe du Clapey, alt. 2 450 m environ.

Photo 8. — Détails d'une surface polie du bloc photographié précédemment (Photo 7). On distingue vers le bas des niveaux fins leucocrates, et les ocelles se groupant à leurs bords. La partie supérieure de la photo, un peu plus claire, montre la structure réelle de ce qui paraît, sur le terrain, être un niveau, ou un filon, leucocrate très net : il s'agit en fait d'une coalescence de formes leucocrates variées, qui suggèrent d'intenses diffusions chimiques, dans un milieu très finement grenu, ou partiellement amorphe (immiscibilité, dans boues aux constituants quasi-amorphes ?). Une recristallisation métamorphique très fine (faciès schistes verts *s. lato*) a effacé les structures primaires.



la Pointe du Clapey (fig. 2) à environ 50 m sous le sommet, mais il est malheureusement d'accès périlleux (LOUBAT, 1968, p. 395 sqq.). Les analyses de la roche porcelanée blanche, et de son encaissant sombre, riche en amphiboles bleues, sont jointes, pour mémoire, aux figures 13, 14, 15 et 16. Il pourrait s'agir d'un « mobilisat » au contact entre la diabase intrusive et l'ensemble sédimentaire encaissant, très métasomatique.

E) UN LARGE RUBANEMENT LEUCOCRATE, TYPE DE PSEUDO-FILON (Pointe du Clapey).

Nous avons mentionné au paragraphe C précédent un grand bloc éboulé situé vers 2 410 m d'altitude, sur le versant SSE de la Pointe du Clapey, qui non seulement révèle une enclave particulière et son auréole de contamination, mais surtout une large (70 cm) bande de couleur crème, bien visible en approchant de l'éboulis et qui, à première vue, fait penser à un filon très leucocrate intrusif dans un encaissant gris-bleu foncé finement grenu. Mais l'examen attentif de ce pseudo-filon surprend (photos 7 et 8). Il est bordé de part et d'autre par des bandes leucocrates parallèles, très fines (quelques mm) qui ondulent doucement à quelques cm des épon-

tes apparentes qui, pour leur part, n'épousent pas ces légères ondulations (LOUBAT, 1968, p. 408). Ces niveaux fins se détachent sur la masse encaissante qui apparaît très discrètement litée en gris-bleu ou gris-vert foncé. Un semis de petites ocelles claires, un peu diffuses, se groupent le long de ces bandes. Le bord du grand pseudo-filon leucocrate n'est pas net mais, comme en témoigne une surface polie (photo 8), correspond à la coalescence de facules, de petits anneaux ovales et de vermicules millimétriques ou centimétriques assez flous, vert-jaune clair. Il en est de même sur toute l'épaisseur de ce niveau. Le microscope ne révèle aucune structure primaire significative : les zones claires et foncées correspondent simplement à l'abondance plus ou moins grande des minéraux mélanocrates (mentionnés auparavant) dans ces roches toujours très finement grenues, dures et porcelanées. Les figures 17, 18, 19 et 20 donnent trois analyses du pseudo-filon leucocrate, une analyse de la bordure avec petites ocelles et fines bandes parallèles claires, et une analyse de la roche encaissante foncée. Bien que trop peu nombreux pour autoriser une conclusion, il est remarquable que, d'une part, les diagrammes 19 et 20 (impliquant Si, Al, Mn, Fe et Ti) regroupent en un

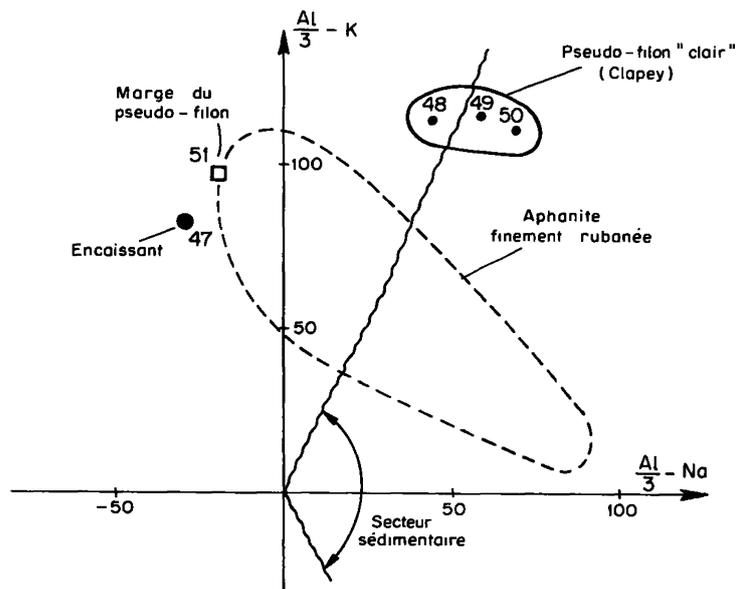


Fig. 17. — Ségrégation métasomatique en forme de filon blanc-crème, aphanitique, porcelané (48 à 50, tableau II) avec sa marge (51, II), se développant au sein d'un sédiment lité (47, II) rubané, composite et finement recristallisé. La nature pétrographique et chimique de ce pseudo-filon le rapproche de la variété calcique des adinoles (voir figure 7).

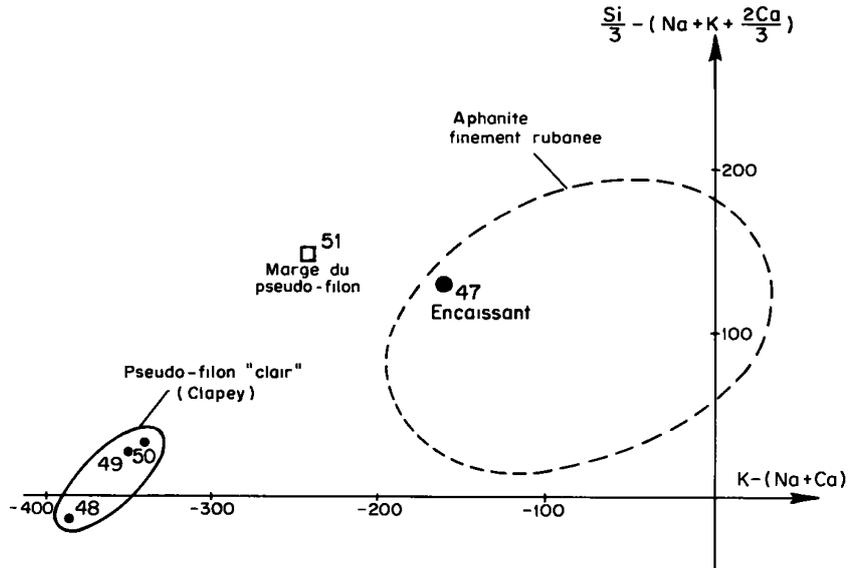


Fig. 18. — Commentaires analogues à ceux de la figure 17. Le pseudo-filon « blanc-crème » du Clapey se rapproche de la composition de l'adinole à tendance calcique (voir figure 8).

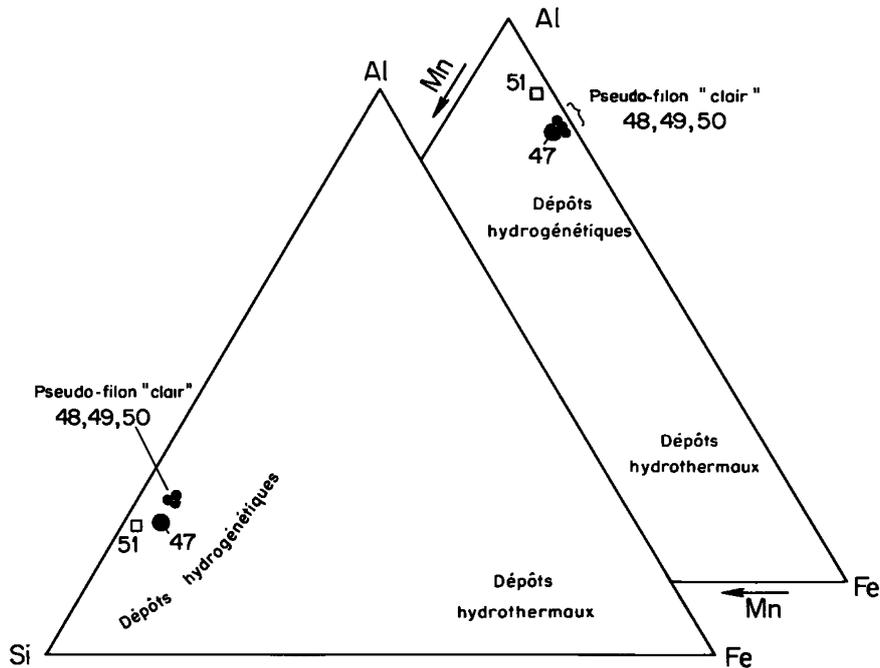


Fig. 19. — Toutes les variétés métasomatiques participant au phénomène d'individualisation d'un pseudo-filon clair, à la Pointe du Clapey, restent cantonnées dans le domaine nettement hydrogénétiqes.

ensemble homogène toutes les variétés, alors que, d'autre part, les diagrammes selon H. de la ROCHE les distribuent en au moins deux familles : la variété très leucocrate, proche de l'adinole calcique du vallon de Beaupré et du pôle épi-

dotique, et les variétés hybrides, volcano-sédimentaires; ceci confirme la sensibilité de ces derniers diagrammes aux redistributions chimiques dans des conditions de métamorphisme faible. Nous attribuons en effet provisoirement

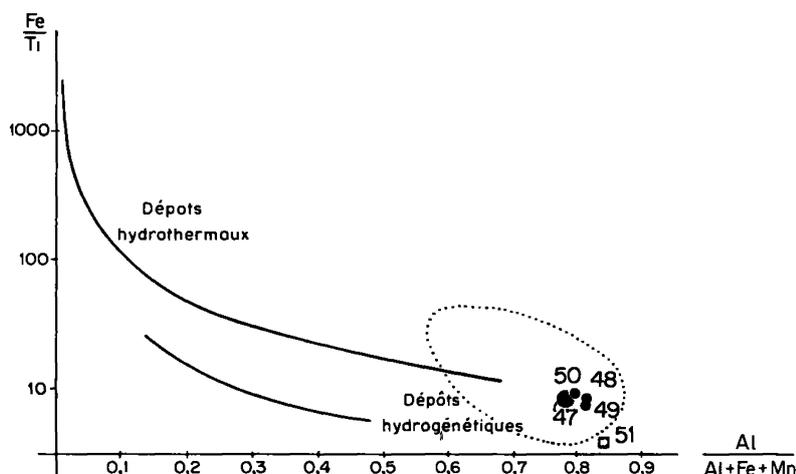


Fig. 20. — Mêmes commentaires que pour la figure 19.

l'existence du « pseudo-filon » leucocrate à une ségrégation chimique en milieu volcano-sédimentaire mal consolidé, très finement grenu et peut-être partiellement amorphe, sous l'effet thermo-chimique de l'intrusion basaltique massive du Clapey. Cette remobilisation d'un milieu très finement grenu et lité, encore plastique et humide, cuit et contaminé par l'intrusion basaltique, nous semble devoir engendrer le cortège des phénomènes régissant la cuisson des céramiques avec migrations de fluides libres, puis adsorbés, diffusions chimiques de types variés, et éventuellement démixtion en phases fluides ou amorphes.

III. — DISCUSSION ET CONCLUSIONS

« Mobilisat » en conditions hypabyssales.

La rencontre entre des sédiments très meubles et gorgés d'eau et un magma basaltique est un phénomène géologique rarement décrit ou étudié sur le plan théorique. La zone du Versoyen en offre cependant un exemple intéressant, en particulier à cause du milieu hybride, volcano-sédimentaire métasomatique, qui s'y est formé.

Nous sommes ici dans un cas extrême de multiples injections horizontales successives dans un encaissant hétérogène et instable : ce bassin magmato-sédimentaire comprend environ 20 km³ de roches magmatiques et 5 km³ (après compaction !) de roches sédimentaires, associées « en

parallèle » et relativement étendues en surface. S'il est certain que la mise en place de cet édifice s'est faite à un seul moment dans l'échelle des temps géologiques, il est probable que les sills intrusifs correspondent à des injections magmatiques distinctes, les unes (encore chaudes) étant déjà solidifiées avec leurs épontes cuites lorsque les autres se présentaient sur les bords de ce bassin comblé de vases. Aucun autre processus d'intrusion peu profonde ne pourrait rendre compte du rapport surprenant entre volume encaissant et volume intrusif (LOUBAT, en préparation). Ces injections successives, assez rapprochées dans le temps, ont considérablement compliqué les schémas de refroidissement de l'ensemble, comme les phénomènes convectifs et les migrations fluides, les actions hydrothermales et le métamorphisme deutérique en général : de ces complications résultent probablement les variations d'intensité du métamorphisme et les hétérogénéités notées précédemment.

Pour décrire les phénomènes thermiques au moment des intrusions et les épisodes de refroidissement, l'utilisation stricte des abaques de JAEGER (1968) se fonde sur des simplifications abusives ici. Il est provisoirement préférable de considérer plusieurs épisodes thermiques et pétrogénétiques importants dans un schéma « temps-t° », simple et qualitatif, (LOFGREN, 1980) concernant une injection basaltique isolée : ce tracé (fig. 21) s'appuiera d'une part sur un profil quasi-linéaire du refroidissement correspondant à

la zone centrale d'une intrusion très puissante, et d'autre part sur un profil à palier très accusé résultant du contact entre sédiments et magma ainsi que dans des sills très peu épais. Tous les tracés intermédiaires entre ces deux « parcours de refroidissement » extrêmes se rencontreront à différents niveaux dans un sill se solidifiant. Si nous voulions tracer le parcours de refroidissement de l'édifice du Versoyen tout entier, il faudrait intégrer les effets successifs et superposés de phénomènes simples représentés sur la figure, plus ou moins atténués, d'où une résultante au profil certainement complexe et aux ondulations plus ou moins périodiques allant en s'amortissant. Le profil cinématique simple (fig. 21) nous permet de situer dans le temps (et, dès lors, hypothétiquement, dans l'échelle des t°) les épisodes importants du métamorphisme et le développement concomitant du domaine hybride étudié ici.

En ne considérant donc qu'une seule intrusion basaltique, nous pouvons associer de façon simple l'évolution thermique du magma en contact avec les sédiments et celle du sédiment lui-même (fig. 22). Plusieurs épisodes de durée très inégale s'enchaînent :

- 1 - l'intrusion elle-même, avec turbulences,
- 2 - l'amorce d'un retour à des conditions plus stables,
- 3 - l'activité deutérique et hydrothermale *s. lato*,

4 ou 5 - une rétomorphose ultime, tardimagmatique, ou bien distincte et ultérieure (alpine).

Le premier épisode (fig. 22, 1) est quasi-instantané, sa durée étant d'échelle volcanique : il est caractérisé par une température ponctuellement très élevée, un gradient thermique très abrupt, une nature plastique quasi-parfaite du milieu (magma très fluide et sédiments meubles), la saturation en fluides (eau essentiellement, à l'état de vapeur ou supercritique). A ce moment deux phénomènes se déclancheront : une trempe très locale du magma au contact avec les sédiments froids, et des migrations et concentrations brutales de fluides dans ces sédiments (eux-mêmes fluants) sous l'effet du gradient thermique. La nature variée du milieu sédimentaire (lité, argileux, limoneux, sableux, volcano-détritique, partiellement amorphe, colloïdal, etc.) jouera un très grand rôle dans l'organisation de ce dernier phénomène : il autorisera, facilitera ou interdira les migrations fluides et mouvements convectifs rapides : le litage fin entre niveaux différents risque par exemple de se voir accentué par « piégeage » des fluides le long de surfaces distinctes à cause des différences de perméabilité entre niveaux très poreux et niveaux « verrouillant » les migrations. Cet épisode violent mais bref (comprenant peut-être des phénomènes locaux de fluidisation)

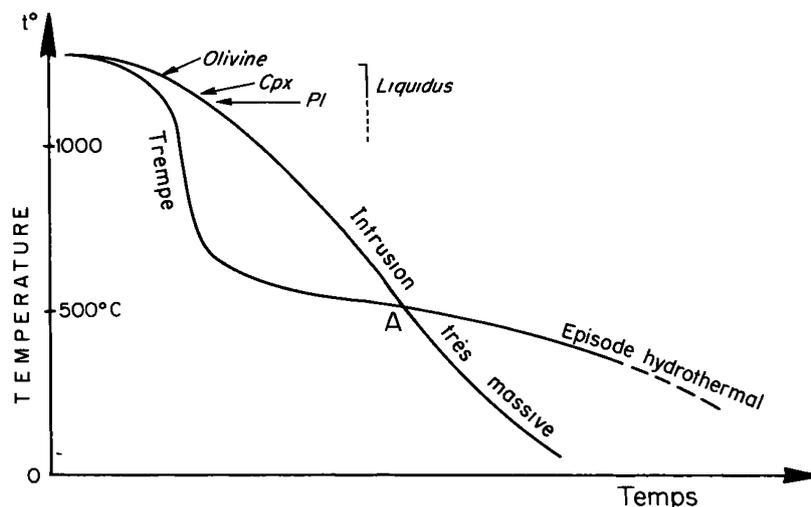


Fig. 21. — Diagramme qualitatif et simplifié, dans le champ : « temps- t° », du refroidissement d'une seule intrusion basaltique en filon-couche, à très faible profondeur, telle qu'en comporte la zone du Versoyen. Les deux courbes jalonnent le processus de refroidissement de la partie centrale de l'intrusion (lent) et de ses marges (rapide, avec trempe). La zone marginale, proche de sédiments humides et riches en éléments volatils, sera susceptible d'une longue activité deutérique et hydrothermale qui opérera éventuellement dans toute la masse de l'intrusion à partir du point A. Les « liquidus » sont donnés par YODER et TILLEY (*in* KUSHIRO, 1979).

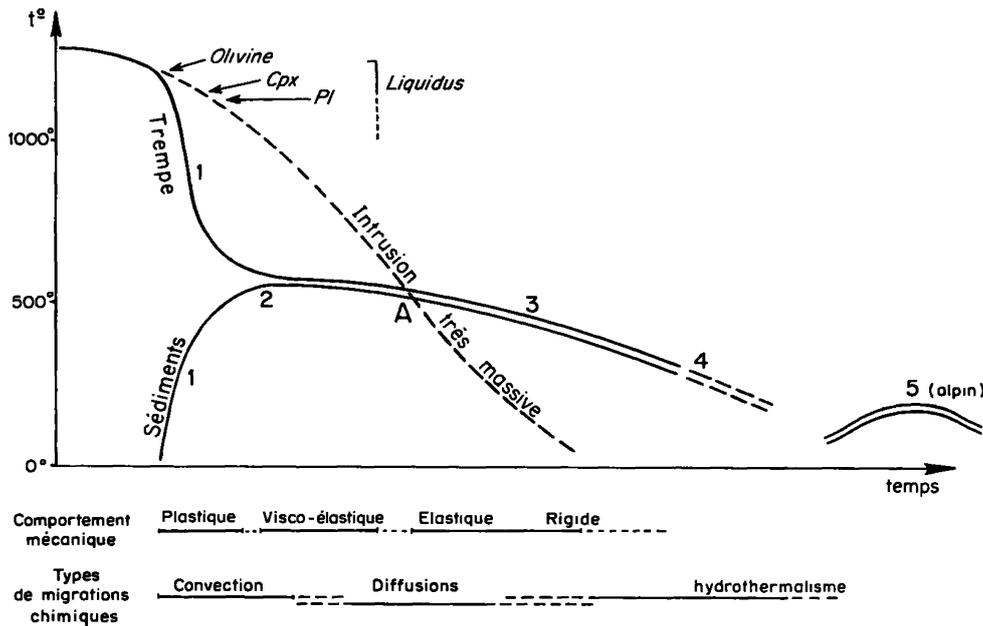


Fig. 22. — Schéma de refroidissement analogue à la figure 21, mais où sont introduits le rôle du sédiment encaissant et les étapes physico-chimiques de la mise en place du magma et de son refroidissement en compagnie de l'encaissant. La zone du Versoyen illustre cette succession d'épisodes enchaînés : d'abord trempe au long des contacts, déformations plastiques, et convections rapides de fluides (1), puis refroidissement lent de l'ensemble magmatique et sédimentaire étroitement juxtaposé, avec phase finale du développement des adinoles et des auréoles de réaction contemporains de déformations visco-élastiques tardives (2 et A), et enfin action deutérique et hydrothermale prolongée dans toute la masse de l'édifice engendrant le métamorphisme général (3). Des intrusions successives de basaltes (probables au Versoyen) superposeraient plusieurs profils analogues « décalés » dans le temps et aboutiraient à un schéma du métamorphisme et des minéralisations particulièrement irrégulier. Les épisodes ultimes de recristallisation et de rétro-morphose sont à attribuer soit aux événements hydrothermaux résiduels (4), soit à un léger métamorphisme alpin, ultérieur et distinct (5).

laisse peu de traces géologiques (sauf les indices de trempe tels que les varioles, ou de projection tels que les pépérites, etc.) mais il joue probablement un rôle important dans la préparation et l'initiation de l'épisode suivant avec lequel il s'enchaîne (une vitrification de certains sédiments encaissants (FRANKEL, 1967) facilitera des démixtions ultérieures par exemple). L'épisode (2) correspond au commencement de refroidissement *commun* à tous les matériaux en présence, sédimentaire et magmatique; ceci signifie une tendance vers un régime mécanique, thermique et chimique moins turbulent, avec affaiblissement des gradients physiques. Les phénomènes convectifs sont encore les plus importants dans une structure en lits parallèles piégeant des fluides surchauffés, où pourront s'opérer des actions osmotiques et différents effets de membrane qui accentueront éventuellement les litages, ainsi que des actions de thermodiffusion (effet Soret). L'in-

dividualisation des adinoles, et spécialement celles qui se moulent autour des éléments émoussés de laves en coussins, appartient en grande partie à cet épisode caractérisé par des déformations dans un style visco-élastique. Cet épisode voit l'amorce de phénomènes variés de diffusion (FREER, 1981) qui prennent progressivement le relais des actions de convection *s. stricto*, beaucoup plus rapides et turbulentes. Par ailleurs les composants sédimentaires ou volcano-sédimentaires amorphes, colloïdaux, seront susceptibles de démixtion (KINGERY *et al.*, 1976; ZARZICKI, 1982) et il est possible que l'apparition des phases leucocrates et mélanocrates décrites ci-dessus en résultent. Si cet épisode est celui où se forment des faciès hybrides dont nous tentons ici de circonscrire le cadre de formation, il est aussi celui du début du métamorphisme deutérique, à la fois dans l'encaissant et dans les filons-couches, où percolent les fluides résiduels.

Le point A de la fig. 22 correspondrait approximativement au début des cristallisations métamorphiques les plus spectaculaires au Versoyen. En effet, il correspond à l'intersection de deux tracés : d'une part celui qui concerne la formation d'une roche magmatique classique non métamorphique, une dolérite par exemple, et d'autre part un tracé plus rare dans la nature, avec palier de trempe et d'échauffement d'épentes gorgées d'eau, suivis d'intenses actions deutériques et hydrothermales. Cette observation confère à la zone du point A sur ce graphique, et à l'épisode 2 qui y conduit, une importance essentielle dans cette région : épisode générateur des faciès proprement hybrides où des « mobilisats » s'individualisent à partir de « reliquats ».

L'épisode 3 est celui du métamorphisme deutérique et hydrothermal *s. lato*. Il est de longue durée et de grande intensité à cause d'un refroidissement exceptionnellement long de l'édifice entier, dû à sa structure en écrans parallèles, localement pélitiques. Il faut s'attendre à un rôle spécialement important des fluides piégés dans les niveaux sédimentaires, et à une grande activité des éléments volatils disponibles dans les sédiments triasiques incorporés (le B par ex., engendrant les très nombreuses concentrations en tourmaline et en axinite). Les adinoles témoignent localement d'un passage continu de l'épisode 2 à l'épisode 3 qui développera la paragenèse métamorphique la plus marquée, avec amphiboles bleues, sulfures et stilpnomélane, par exemple à l'W de la Pointe Rousse et à la Pointe du Clapey.

L'épisode final de recristallisation (albite, quartz, carbonates, chlorites) des pseudomorphoses et rétomorphoses peut être attribué soit aux dernières phases hydrothermales 4, soit à un épisode alpin proprement dit 5, distinct de la séquence précédente.

Les épisodes 2 et 3 sont, pensons-nous, à l'origine des faciès hybrides, très finement recristallisés, qui furent le siège de l'individualisation plus ou moins avancée d'une sorte de « mobilisat » métasomatique. La fig. 22 devrait servir de base pour une analyse plus fine de la succession des phases minérales et des variétés pétrographiques secondaires le long du gradient des températures. La chimie des éléments ma-

jeurs des différents affleurements étudiés ici suggère l'apparition, dans un milieu que nous qualifions d'hybride, de deux domaines, un « reliquat » et un « mobilisat » (fig. 23 et 24).

Le « reliquat » (en général mélanocrate, légèrement folié et lité, pourvu d'enclaves carbonatées) témoigne encore souvent, fugitivement, de sa nature originelle, c'est-à-dire un milieu sédimentaire volcano-détritique ou hydrothermal, mais souvent plutôt pélitique, hydrogénétique ou franchement terrigène, pourvu ou non de niveaux métallifères ou d'éléments grossièrement détritiques. Les éléments majeurs distribués dans les diagrammes d'H. de la ROCHE définissent un domaine remarquablement groupé, qui empiète sur le domaine magmatique en prolongement du champ usuel des variétés pélitiques, ou liées aux évaporites et aux ophiolites (voir fig. 5 A et B, 9 et 10). Nous avons représenté sur les figures 23 et 24 les secteurs de ce « reliquat » qui épousent les caractères magmatiques (très enrichis en Mn).

Le « mobilisat », en revanche, suggère par sa structure macroscopique la naissance de variétés pétrographiques « *per se* ». Or les fig. 23 et 24 délimitent trois types de « mobilisat » bien distincts : siliceux, calcique et sodique. Ce dernier mobilisat est représenté au Versoyen d'une façon spéciale, par l'intermédiaire du développement assez local (mais en très grande concentration) d'amphiboles bleues zonées. Ce qui précède tendrait à montrer que la genèse des « mobilisats » est à peu près contemporaine et en continuité avec les épisodes intenses de métamorphisme du Versoyen (et très spectaculairement au Clapey). Les minéraux spécifiques à ces trois types de « mobilisat » : quartz, épidotes pauvres en Fe et albite sont caractéristiques de faciès métamorphiques épizonaux : le statut des amphiboles telles que crossite et riebeckite, qui semblent tenir lieu d'albite dans certains sites au Versoyen, reste donc à préciser. Il serait intéressant de pouvoir confirmer que la formation de ces amphiboles est compatible avec des températures hydrothermales élevées (300°-450°), à faible profondeur et dans des conditions chimiques alcalines spéciales, avec forte pression partielle d'éléments volatils. Il faut aussi noter que les diagrammes d'H. de la ROCHE, favorables à l'examen de

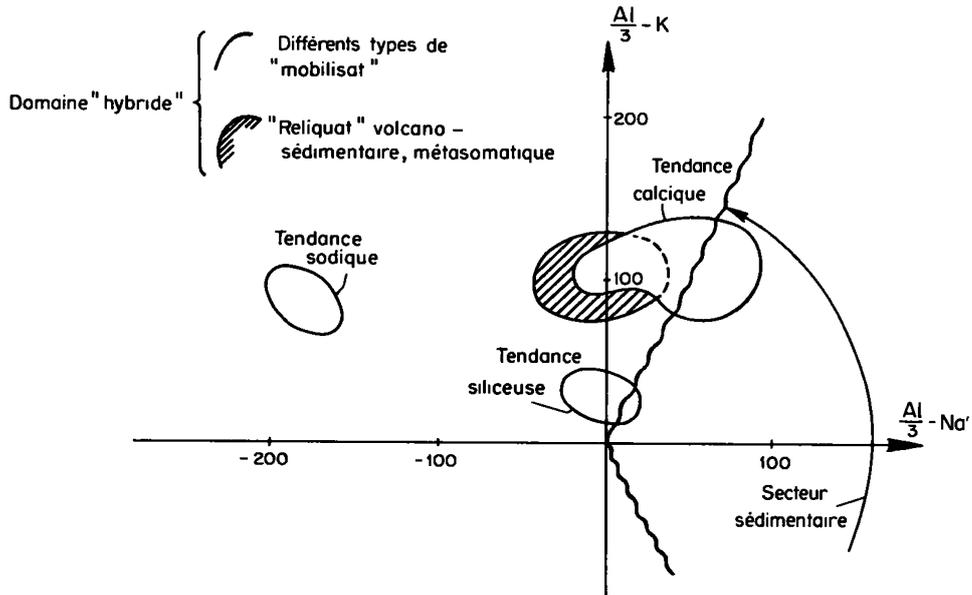


Fig. 23. — Essai de définition d'un milieu « hybride » comportant un « mobilisat » et un « reliquat ». Synthèse des différents problèmes discutés précédemment où, au Versoyen, dans un milieu très peu profond et riche en éléments volatils, des phénomènes *variés* de diffusion et migrations chimiques individualisent trois types de mobilisat pouvant chacun constituer des volumes assez importants, et laissant un reliquat recristallisé dont des éléments conservent (ou acquièrent) des propriétés chimiques d'affinité magmatique. Le reliquat volcano-sédimentaire représenté ici se limite donc à celui dont les propriétés sont particulièrement équivoques, entre sédiments et magmas. En définitive, ce milieu subvolcano-sédimentaire dans son ensemble sera caractérisé par son éloignement de toute condition de « maturité », c'est-à-dire d'équilibre et d'homogénéisation minéralogiques et géochimiques.

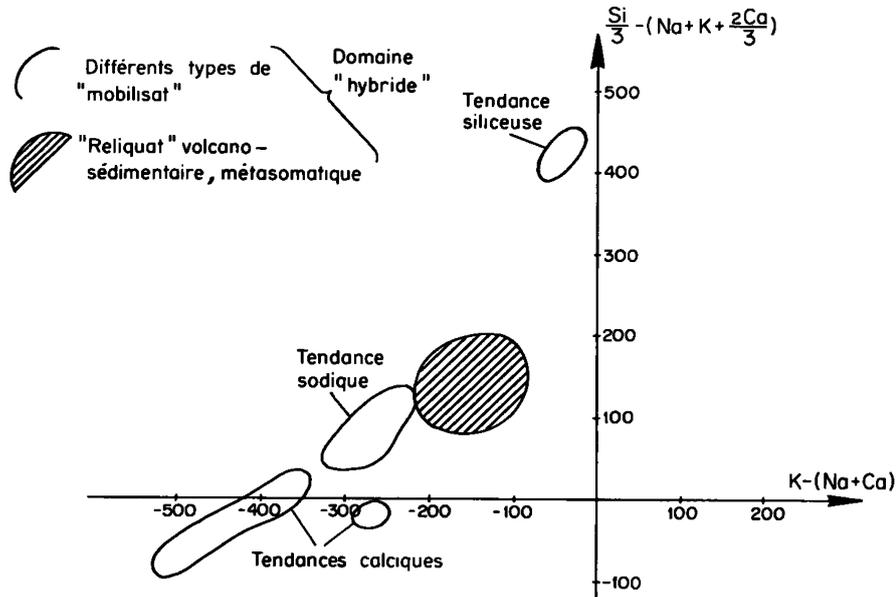


Fig. 24. — Commentaires analogues à ceux de la figure 23.

migrations chimiques dans des conditions épizo-
nales, semblent convenir à une large séparation
entre variétés de mobilisat, au Versoyen.

Le « mobilisat » s'individualise soit au contact
entre magma et sédiments (adinoles), soit au sein
même des sédiments par démixtion ou processus
variés de diffusion. Il est prématuré d'établir
une chronologie exacte dans la formation des
trois types chimiques de « mobilisat » d'autant
plus que le milieu où ils prennent naissance est
lui-même de nature variable. Il serait également
aventuré de distinguer nettement, à propos de ce
domaine hybride, entre ce qui doit être attribué
soit à des percolations de fluides en films inter-
stitiels sous gradient thermique, soit encore à
des phénomènes de diffusion chimique au sein
de phases liquides, amorphes ou finement cris-
tallines, soit enfin à des immiscibilités en phases
interstitielles amorphes ou fluides. Un examen
détaillé de chaque type d'affleurement mentionné
ci-dessus permettra d'approfondir cette étude d'un
domaine exceptionnellement « mobile » du point
de vue physico-chimique, générateur, comme
l'ont excellemment suggéré LASSERRE et LAVERNE
(1976, p. 200 et 225), de « roches métasoma-
tiques » en milieu hypabyssal peu profond.

REFERENCES

- AGRELL S.O. (1939). — The adinoles of Dinas Head,
Cornwall. *Min. Mag.*, Vol. 25, 305-337.
- ANTOINE P. (1971). — La zone des brèches de
Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (Vallée de
l'Isère) et la frontière italo-suisse. Mémoire n° 9,
*Travaux du laboratoire de géologie de l'Univer-
sité de Grenoble*.
- ANTOINE P. (1972). Le domaine pennique externe
entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et la frontière
italo-suisse. *Géologie alpine*, Tome 48, fasc. I,
5-40.
- ANTOINE P., LOUBAT H. et VATIN-PERIGNON N.
(1973). — Hypothèses nouvelles sur l'origine et
la signification des « Ophiolites » du domaine
pennique externe (Savoie-Valais). *Géologie Al-
pine*, Tome 49, 21-39.
- BONATTI E. (1981). — Metal deposits in the oceanic
lithosphere. In "The oceanic lithosphere" ed.
by C. Emiliani. *The Sea*, Vol. 7, Wiley Pub.,
639-686.
- BOSTRÖM K., JOENSUU O., VALDES S. et RIERA M.
(1972). — Geochemical history of South Atlan-
tic ocean sediments since late cretaceous. *Marine
Geology*, Vol. 12, 85-121.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1962). —
Rockforming minerals, 5 vol., Wiley.
- EINSELE G. (1982). — Mechanism of sill intrusion
into soft sediment and expulsion of pore water.
Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.
Vol. LXIV, Part 2, 1169-1176.
- ELTHON D. (1981). — Metamorphism in oceanic
spreading centers. In "The oceanic lithosphere",
ed. by C. Emiliani. *The Sea*. Vol. 7, Wiley Pub.,
285-303.
- FRANKEL J.J. (1968). — Forms and structures of
intrusive basaltic rocks. In "Basalts", Vol. 1,
ed. H.H. Hess and A. Poldervaart, Interscience
Pub., Wiley, 63-102.
- FREER R. (1981). — Diffusion in silicate minerals
and glasses: a data digest and guide to the lite-
rature. *Contrib. Min. Petrol.*, 76, 440-454.
- GUILLEMOT D. et NESTEROFF W.D. (1980). — Les
dépôts métallifères crétacés de Chypre: compa-
raison avec leurs homologues actuels du Paci-
fique. *Proceedings int. ophiolite symp. Cyprus
1979*. Panayiotou A. ed., 139-146.
- JAEGER J.C. (1968). Cooling and solidification of
igneous rocks. In: "Basalts" ed. H.H. Hess and
A. Poldervaart. Interscience Pub., Wiley, Vol. 2,
503-536.
- KELTS K. (1981). — A comparison of some aspects
of sedimentation and translational tectonics from
the Gulf of California and the Mesozoic Tethys,
Northern Penninic Margin. *Eclogae geol. Helv.*,
Vol. 74/2, 317-338.
- KELTS K. (1982). — Petrology of hydrothermally
metamorphosed sediments at deep sea drilling
site 477, Southern Guaymas basin rift, Gulf of
California. *Initial Reports of the Deep Sea Dril-
ling Project*, Vol. LXIV, Part 2, 1123-1136.
- KILIAN W. et TERMIER P. (1895). — Sur quelques
roches éruptives des Alpes françaises. *Bull. Soc.
Géol. France*, n° 1.
- KINGERY W.D., BOWEN H.K. et UHLMANN D.R.
(1976). — Introduction to ceramics, John Wiley
ed.
- KUSHIRO I. (1979). — Fractional crystallization of
basaltic magma. In "The evolution of the igneous
rocks", H.S. Yoder Jr. ed., Princeton Un. Press,
171-203.

- LA ROCHE H. de (1964). — Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique des roches cristallines. *Sci. de la Terre*, t. IX, n° 3, 293-337.
- LA ROCHE H. de (1968). — Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 267, série D, 39-42.
- LA ROCHE H. de, ROCCI G. et JUTEAU Th. (1974). — Essai de caractérisation chimique des associations spilitiques. In « Spilites and spilitic rocks ». Ed. G.C. Amstutz, *International Union of Geol. Sc.*, Series A, n° 4, Springer-Verlag.
- LASSERRE J.L. et LAVERNE C. (1976). — Le volcanisme tholéitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes) : minéralogie, pétrographie et géochimie. Thèse de doctorat de 3^e cycle de l'Université de Grenoble, en géologie appliquée.
- LOFGREN G. (1980). — Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. In "Physics of magmatic processes", Princeton Univ. Press, 487-551.
- LOUBAT H. (1967). — Un type particulier de volcanisme et de métamorphisme : le Versoyen (Alpes franco-italiennes). *C.R. des séances SPHN, Genève*, NS, Vol. 2, Fasc. 3, 217-223.
- LOUBAT H. (1968). — Etude pétrographique des ophiolites de la zone du Versoyen, Savoie (France) et Province d'Aoste (Italie). *Arch. Sc. Genève*, Vol. 21, Fasc. 3, 265-457.
- LOUBAT H. (1975). — La zone du Versoyen, témoin possible d'une intersection entre dorsale volcanique océanique et marge continentale. *Arch. Sc. Genève*, Vol. 28, Fasc. 1, 101-106.
- LOUBAT H. (en préparation). — Le Versoyen : exemple de dynamométamorphisme tardi-volcanique. Rôle mécanique des adinoles.
- MOINE B., SAUVAN P. et JAROUSSE J. (1981). — Geochemistry of evaporite-bearing series: a tentative guide for the identification of metaevaporites. *Contrib. Mineral. Petrol.* (1981), 76, 401-412.
- ROUTHIER P. (1946). — Un type particulier de gîte cuprifère associé à des roches vertes : le gîte de Saint-Véran (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. franç. Minéral.* N° 69, 99-150.
- SCHURCH M.L., BERTRAND J. et LOUBAT H. (en préparation). — Concentrations d'axinite et de tourmaline dans les formations subvolcano-sédimentaires de la Pointe du Clapey (Zone du Versoyen).
- VUAGNAT M. (1956). Sur les roches à stilpnomélane du Versoyen. Savoie. *Arch. Sc. Genève*, Vol. 9, Fasc. 3, 321-325.
- ZARZYCKI J. (1982). Les verres et l'état vitreux. Masson. Paris.

TABLEAU I. — Sources des analyses

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	F	C	B ₂ O ₃	Somme
1	50.30	0.70	0.80	24.40	9.90	0.60	0.30	8.80	1.70	0.60		1.30	--	--	--	--		99.40
2	51.30	2.70	1.90	18.50	14.20	1.10	--	6.00	1.40	0.90		1.90	0.10	0.30	--	--		100.30
3	47.60	3.49	1.09	18.79	11.06	2.56	4.56	4.72	1.42	0.99		2.84	0.74	--	--	--		99.86
4	56.03	8.67	0.36	9.46	7.11	1.28	8.81	6.98	0.13	0.11		1.22	0.29	--	--	--		100.45
5	50.88	8.53	1.86	13.41	4.25	5.19	8.50	4.63	0.03	0.23		2.44	--	--	--	--		99.95
6	48.03	6.48	0.23	22.88	4.12	0.83	4.94	--	0.83	2.67		6.90	2.64	--	--	--		100.55
7	35.64	6.39	--	5.32	27.80	3.11	2.12	0.11	0.09	3.08		7.85	7.31	--	--	--		98.82
8	44.52	7.19	0.10	3.31	27.32	0.23	5.63	0.32	1.77	0.42		6.70	2.70	--	--	--		100.21
9	36.89	20.94	--	0.20	15.92	23.00	0.14			0.13		1.93	0.13	--	--	--		99.28
10	39.08	30.96	--	0.42	4.13	23.32	0.01			0.01		1.86	0.01	--	--	--		99.80
11	43.84	15.14	2.24	5.18	2.61	14.05	5.24	3.51	--	0.21	0.38	2.66	0.04	5.05	--	--		100.15
12	51.24	16.57	2.31	4.37	3.34	8.55	5.14	4.67	0.42	0.15	0.35	2.54	0.06	--	--	--		99.71
13	38.38	18.17	2.75	11.35	5.09	3.04	9.92	2.80	0.47	0.29	0.21	7.48	0.06	--	--	--		100.01
14	48.43	15.05	2.74	9.64	3.10	7.87	5.03	4.68	0.10	0.28	0.45	2.69	(0.62)	0.23	--	--		100.29
15	51.80	15.28	1.02	7.90	6.95	7.10	2.62	4.13	0.55	0.24	0.72	1.60	(0.07)	0.21	--	--		100.12
16	42.39	13.32	4.45	12.58	4.09	9.75	6.36	2.91	0.22	0.31	0.13	3.11	(0.23)	--	--	--		99.62
17	45.28	12.62	1.00	2.68	2.95	28.02	6.07	0.85	(0.10)	0.66	0.09	0.36	0.01	--	--	--		100.59
18	55.44	19.60	1.15	6.17	1.18	0.77	3.75	0.23	4.95	0.38	0.08	4.98	0.11	--	--	1.30		100.09
19	48.50	26.04	1.66	2.92	11.44	1.37	3.30	2.10	0.13	0.17	2.01			--	--	--		99.64
20	46.90	14.92	1.58	9.72	1.63	4.15	6.58	3.79	0.46	0.16	0.13	4.92	0.70	4.38	--	--		100.02
21	45.10	16.04	1.26	8.26	1.67	7.60	7.96	3.61	0.48	0.17	0.10	4.68	0.80	2.22	--	--		99.95
22	56.97	22.36	0.62	5.16	0.63	0.60	2.84	0.51	4.57	--	0.09	4.32	0.60	--	--	0.88		100.15
23	60.36	18.25	0.56	6.94	0.60	1.12	3.24	0.12	3.14	0.04	0.09	4.26	0.70	0.48	--	--		99.90
24	64.70	20.77	0.58	1.86	0.89	--	1.52	0.31	4.81	--	0.12	3.42	0.65	--	--	0.34		99.97
25	52.70	25.28	0.64	1.59	0.68	2.48	2.16	3.35	5.16	--	0.12	3.62	0.70	1.48	--	--	0.15	100.11
26	54.02	21.22	--	6.48	2.51	1.64	3.01	3.36	3.71	1.74	--	1.97	--	--	--	--		99.66
27	70.86	15.17	0.50	1.06	1.52	0.64	1.08	7.58	0.25	--	--	1.05	0.38	--	--	--	0.35	100.44
28	69.03	17.42	0.47	0.71	0.17	1.00	0.47	8.89	0.31	--	0.12	0.64	0.24	0.66	--	--		100.13
29	66.60	19.60	0.80	0.20	0.90	0.40	0.30	9.80	0.70	--	--	0.80	--	--	--	--		100.10
30	72.63	15.81	--	0.74	--	1.02	1.21	8.33	0.75	--	--	0.61	--	--	--	--		101.10

Analyse n°

- 1 : Riebeckite dans Rockallite, Rockhall (2, p. 338, Vol. 2, DEER *et al.*, 1962)
- 2 : Riebeckite dans felsite, Ecosse (3, p. 338, Vol. 2, DEER *et al.*, 1962)
- 3 : Riebeckite dans pegmatite syénitique, Corée (7, p. 339, Vol. 2, DEER *et al.*, 1962)
- 4 : Crossite dans çalcschiste, Serbie (5, p. 337, Vol. 2, DEER *et al.*, 1962)
- 5 : Crossite dans amphibolite, Ecosse (7, p. 337, Vol. 2, DEER *et al.*, 1962)
- 6 : Ferrostilpnomelane, schistes métamorphiques, Nouvelle-Zélande (1, p. 107, Vol. 3, DEER *et al.*, 1962)
- 7 : Stilpnomelane, skarn minéralisé, U.R.S.S. (8, p. 108, Vol. 3, DEER *et al.*, 1962)
- 8 : Stilpnomelane, roche métamorphique, Nouvelle-Zélande (9, p. 109, Vol. 3, DEER *et al.*, 1962)
- 9 : Epidote, Japon (13, p. 199, Vol. 1, DEER *et al.*, 1962)
- 10 : Clinozoisite dans amphibolite, Irlande (2, p. 197, Vol. 1, DEER *et al.*, 1962)
- 11 : Centre de coussin, Prainan, Versoyen (1, p. 284, LOUBAT, 1968)
- 12 : Marge variolitique, Prainan, Versoyen (2, p. 284, LOUBAT, 1968)
- 13 : Matrice chloriteuse, Prainan, Versoyen (3, p. 285, LOUBAT, 1968)

- 14 : Diabase métamorphique massive, Beaupré, Versoyen (4, p. 326, LOUBAT, 1968)
- 15 : Metagabbro, Clapey, Versoyen (9, p. 392, LOUBAT, 1968)
- 16 : Metagabbro métamorphique, Clapey, Versoyen (8, p. 381, LOUBAT, 1968)
- 17 : Aphanite blanche, porcelanée, Clapey, Versoyen (10, p. 397, LOUBAT, 1968)
- 18 : Schiste noir, Beaupré, Versoyen (5, p. 332, LOUBAT, 1968)
- 19 : Adinole, Beaupré, Versoyen (6, p. 347, LOUBAT, 1968)
- 20 : Dolerite, Cornouailles (1, p. 311, AGRELL, 1939)
- 21 : Dolerite, Cornouailles (2, p. 311, AGRELL, 1939)
- 22 : Schiste très peu métamorphique, Cornouailles (3, p. 311, AGRELL, 1939)
- 23 : Schiste tacheté, Cornouailles (4, p. 311, AGRELL, 1939)
- 24 : Spilosite, Cornouailles (5, p. 311, AGRELL, 1939)
- 25 : Spilosite, Cornouailles (6, p. 328, AGRELL, 1939)
- 26 : Spilosite, Harz, Allemagne (B, p. 328, AGRELL, 1939)
- 27 : Adinole, Cornouailles (7, p. 328, AGRELL, 1939)
- 28 : Adinole, Cornouailles (8, p. 328, AGRELL, 1939)
- 29 : Adinole, Cornouailles (C, p. 328, AGRELL, 1939)
- 30 : Adinole, Harz, Allemagne (E, p. 328, AGRELL, 1939)

TABLEAU II. — *Analyses inédites du Laboratoire de Géochimie de la Section des Sciences de la Terre, Université de Genève*

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	Fe _{tot}	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	P. F.	Somme
31	48.47	15.70	2.00	9.12	1.58		2.26	9.68	3.14	0.12	0.37	0.29	6.33	0.62		99.68
32	44.89	15.69	1.64	11.10	1.46		2.35	11.29	2.07	0.10	0.43	0.25	7.00	0.75		99.02
33	48.50	17.30	2.48			10.00	2.81	8.10	3.65	0.11	0.46	0.35			5.46	99.22
34	82.97	4.85	0.55	2.97	0.40		1.12	2.87	0.64	0.10	0.15	0.03	1.82	0.83		99.30
35	86.92	4.40	0.29	2.04	0.33		0.77	2.09	0.67	0.17	0.08	0.02	1.68	0.01		99.47
36	84.38	6.08	0.33	2.53	0.22		0.22	2.30	2.16	0.07	0.08	0.03	1.54	0.15		100.09
37	51.90	16.58	0.69			9.55	3.80	7.21	0.59	4.64	0.62	0.23			3.56	99.37
38	54.43	12.76	0.56			12.78	4.40	8.09	0.78	1.95	0.54	0.40			3.41	100.10
39	55.14	19.63	0.79			6.37	2.44	4.56	4.02	3.11	0.40	0.12			2.75	99.33
40	55.43	18.71	0.73			6.63	3.48	3.15	3.15	1.83	5.52	0.19			1.41	100.23
41	57.58	19.69	0.78			5.19	2.72	3.22	4.31	2.17	2.24	0.10			1.86	99.86
42	53.99	20.98	0.76			4.37	4.83	1.50	4.27	1.72	5.60	0.16			1.49	99.67
43	50.03	9.35	0.33			17.78	6.43	5.09	2.93	1.59	0.58	0.13			5.03	99.27
44	42.94	5.91	0.17			16.05	13.72	4.59	1.33	1.51	1.29	0.28			11.55	99.34
45	49.94	17.12	0.76			7.63	9.57	3.90	3.54	0.40	1.30	0.08			5.17	99.41
46	51.18	15.50	0.62			8.62	14.11	4.29	2.47	0.10	0.97	0.21	1.78	0.36		100.21
47	59.88	17.36	0.73			6.66	2.78	4.10	4.40	1.50	0.50	0.10			2.78	100.29
48	48.42	17.62	0.69			6.07	17.76	2.87	2.10	0.06	0.35	0.17			2.99	99.10
49	51.08	17.41	0.70			5.96	16.73	2.88	1.72	0.05	0.34	0.16			2.19	99.22
50	51.83	17.07	0.68			6.30	16.86	2.55	1.29	0.06	0.39	0.16			2.06	99.25
51	64.76	15.38	0.63			3.04	7.73	2.31	3.73	0.21	0.70	0.09			2.03	100.11

Analyse n°

- | | |
|--|--|
| 31: Diabase en coussins métamorphique, W Pointe Rousse, Italie | 39: Aphanite rubanée, niveau foncé, Clapey, Versoyen |
| 32: Diabase en coussins avec varioles, métam., W Pointe Rousse, Italie | 40: Aphanite rubanée, niveau foncé, Clapey, Versoyen |
| 33: Diabase en coussins métamorphique, W Pointe Rousse, Italie | 41: Aphanite rubanée, niveau clair, Clapey, Versoyen |
| 34: Adinole (voir fig. 6), W Pointe Rousse, Italie | 42: Aphanite rubanée, niveau clair, Clapey, Versoyen |
| 35: Adinole (voir fig. 6), W Pointe Rousse, Italie | 43: Enclave métamorphique, Clapey, Versoyen |
| 36: Adinole grise (voir fig. 6), W Pointe Rousse, Italie | 44: Enclave métamorphique, Clapey, Versoyen |
| 37: Aphanite rubanée, niveau foncé, Clapey, Versoyen | 45: Auréole de réaction, Clapey, Versoyen |
| 38: Aphanite rubanée, niveau foncé, Clapey, Versoyen | 46: Auréole de réaction, Clapey, Versoyen |
| | 47: « Encaissant » de l'enclave, Clapey, Versoyen |
| | 48: Pseudo-filon, Clapey, Versoyen |
| | 49: Pseudo-filon, Clapey, Versoyen |
| | 50: Pseudo-filon, Clapey, Versoyen |
| | 51: Bord du pseudo-filon, Clapey, Versoyen. |