

**LE VOLCANISME CARBONIFERE-SUPERIEUR DU MASSIF DES GRANDES ROUSSES (ZONE DAUPHINOISE-ALPES EXTERNES FRANCAISES) : UN MAGMATISME A AFFINITES SHOSHONITIQUES LIE A LA FRACTURATION CRUSTALE TARDI-VARISQUE**

Gilles BANZET\*, Henriette LAPIERRE\*\*, Patrick LE FORT\* et Arnaud PECHER\*\*\*

\* Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques,  
B.P. 20, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy

\*\* Laboratoire de pétrologie, E.R.A. 806, Université de Nancy I,  
B.P. 239, 54506 Vandoeuvre-lès-Nancy

\*\*\* Ecole des Mines, laboratoire de géologie structurale,  
Parc de Saurupt, 54042 Nancy cedex

**RESUME**

Les volcanites stéphaniennes du massif des Grandes Rousses affleurent en trois bandes effondrées. Elles se sont déposées dans des bassins lacustres intracontinentaux et comportent des séquences pyroclastiques ( $\leq 300$  m) où s'intercalent des coulées acides et basiques, auxquelles succèdent, dans la région du col de La Croix de Fer, de puissantes coulées de composition intermédiaire (quartz-latitandésites).

Ces volcanites ont subi deux rétro-morphoses successives :

- la première entraîne une déstabilisation prononcée de la plupart des minéraux magmatiques mais elle ne s'accompagne pas de modifications chimiques notables. Elle intervient probablement au Permien;

- la seconde est une séricitisation d'intensité variable, responsable d'un lessivage de calcium, d'un apport de potassium et d'un départ de sodium dans les échantillons les plus riches en séricite. Elle correspond à l'acquisition de la schistosité régionale alpine.

Tant du point de vue des éléments majeurs que des éléments en trace, les volcanites ont des caractères shoshonitiques (fortes teneurs en  $K_2O$  et éléments lithophiles, absence d'enrichissement en fer) et présentent des analogies avec les associations subalcalines potassiques de la chaîne hercynienne d'Europe, notamment des concentrations élevées en U, Th et terres rares.

La distribution des lanthanides reflète le cogénéisme des laves et suggère un fractionnement précoce du plagioclase, de la hornblende et de certains minéraux accessoires (apatite). Une précipitation massive des oxydes ferro-titanés dès les termes les moins différenciés et celle de la hornblende (suivie de la biotite dans les termes acides) indiquent une évolution magmatique sous forte  $PH_2O$ , sans doute responsable des caractères subalcalins potassiques de la série.

On envisage que ce volcanisme tardiorogénique s'est déclenché à la faveur du fractionnement des grands décrochements du socle en Europe occidentale. Cette interprétation peut s'étendre au magmatisme stéphanien du Sillon houiller du Massif central et, d'une façon générale, au volcanisme à dominante potassique ayant largement affecté la chaîne varisque européenne au Carbonifère supérieur.

**I - Introduction**

Les formations carbonifères du massif des Grandes Rousses, parfois surmontées de Mésozoïque (Trias et Lias) discordant, affleurent dans trois grabens limités par des accidents de socle d'orientation NNE-SSW (Lameyre, 1957a; Giorgi, 1979); ce sont les "synclinaux houillers" (fig.1). La première étude détaillée des volcanites (orthophyres de P. Termier) a été entreprise par Lameyre (1957a et b) dans la région du col de La Croix de Fer (extrémité nord du synclinal houiller oriental). Plus au Sud, ces terrains carbonifères réapparaissent dans la région du Château Noir (col de Sarenne),

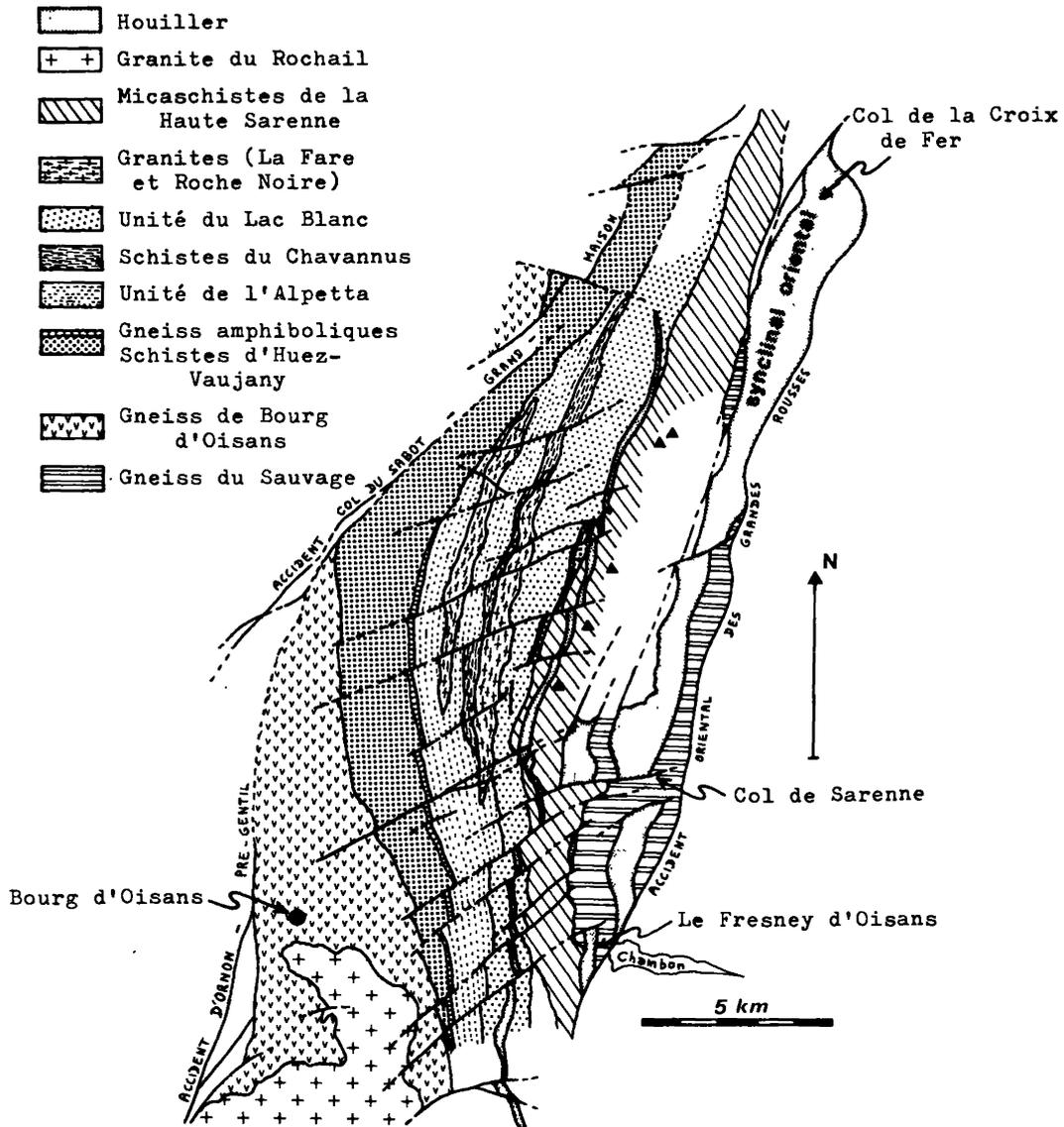


Fig. 1 - Schéma structural du massif des Grandes Rousses, d'après Giorgi (1979), simplifié.

puis du Fresney d'Oisans, au pied du barrage du Chambon (BRGM, feuille au 1/50.000<sup>e</sup> de La Grave, 1973). L'étude présentée ici repose essentiellement sur un échantillonnage de la région de La Croix de Fer (fig.2), où le Houiller atteint 2 km de largeur et s'étend depuis le glacier de Saint-Sorlin au Sud jusqu'au col du Chaput où il disparaît sous sa couverture mésozoïque (BRGM, feuille au 1/50.000<sup>e</sup> de Saint-Jean de Maurienne, 1977).

Des études pétrographiques et géochimiques plus approfondies et des données analytiques nouvelles (U, Th et terres rares) ont permis de mieux cerner les affinités magmatiques des volcanites et les processus intervenant durant leur rétro-morphose, modifiant partiellement les interprétations antérieures (caractère calco-alcalin de ces laves; nature, importance et âge probable des modifications secondaires, cf. Banzet et al., 1984; Banzet, 1984).

## II - Succession lithostratigraphique

Au col de La Croix de Fer ont été distinguées quatre unités magmatiques principales (Banzet et al., 1984), qui sont de la base au sommet de la série (fig.2) :

- les pyroclastites de la chaîne des Perrons (250 à 400 m) dans lesquelles s'intercalent des coulées acides et basiques, dont une coulée basaltique visible à la base du massif des Chansures;
- plus à l'Est affleure une coulée basique interstratifiée dans les sédiments du lac Potron, qui réapparaît vers le Sud au pied du massif de l'Aiguille Rousse, ainsi que deux coulées basiques recoupées par la route D 926 non loin du chalet du col;
- puis, trois coulées intermédiaires très puissantes (atteignant 100 m), intercalées dans les sédiments de La Balme (coulées du Laitalet, du Mollard et du Riétour), dont les caractères pétrographiques et chimiques sont très voisins;
- et enfin, une coulée intermédiaire visible le long de la D 926 (la plus à l'Est) et deux coulées (intermédiaire et acide) interstratifiées dans les sédiments du flanc oriental du Mollard.

Les sédiments houillers, formés d'une alternance régulière de conglomérats, d'arkoses et de schistes noirs à plantes (datés du Stéphanien inférieur par Bordet et Corsin, 1951), reflètent une sédimentation cyclique à caractère torrentiel marqué, en remplissage d'un bassin limnique subsident.

Des formations comparables affleurent au col de Sarenne, mais les volcanites sont exclusivement des tufs, analogues à ceux des Perrons et épais d'environ 200 m. Au Fresney d'Oisans, une coulée basique est intercalée dans des tufs identiques atteignant 50 m d'épaisseur.

Une particularité commune à l'ensemble des coulées recensées est leur extension latérale restreinte, les plus épaisses étant d'aspect lenticulaire; elles pourraient correspondre au remplissage de grabens nés d'une instabilité tectonique contemporaine de l'activité magmatique, instabilité soulignée par le grand développement des conglomérats et des faciès épicycliques (Banzet et al., 1984). Le mode de gisement des laves des Grandes Rousses diffère donc fortement de celui des roches éruptives de la Zone houillère briançonnaise qui forment des sills et des dykes dans le bâti sédimentaire permo-carbonifère (Fabre, 1958; Piantone, 1980; observations personnelles).

## III - Rappel des principaux caractères pétrographiques des laves et des pyroclastites

Une description sommaire des volcanites est nécessaire à la compréhension des processus contrôlant la différenciation magmatique et de ceux accompagnant les rétro-morphoses.

Les minéraux primaires sont presque entièrement déstabilisés; le plagioclase est systématiquement albitisé et/ou adularisé et les minéraux ferro-magnésiens sont pseudomorphosés en un assemblage polyminéral riche en chlorite. Les seules phases magmatiques préservées sont le quartz en phénocristaux et certains minéraux accessoires (apatite, sphène et zircon).

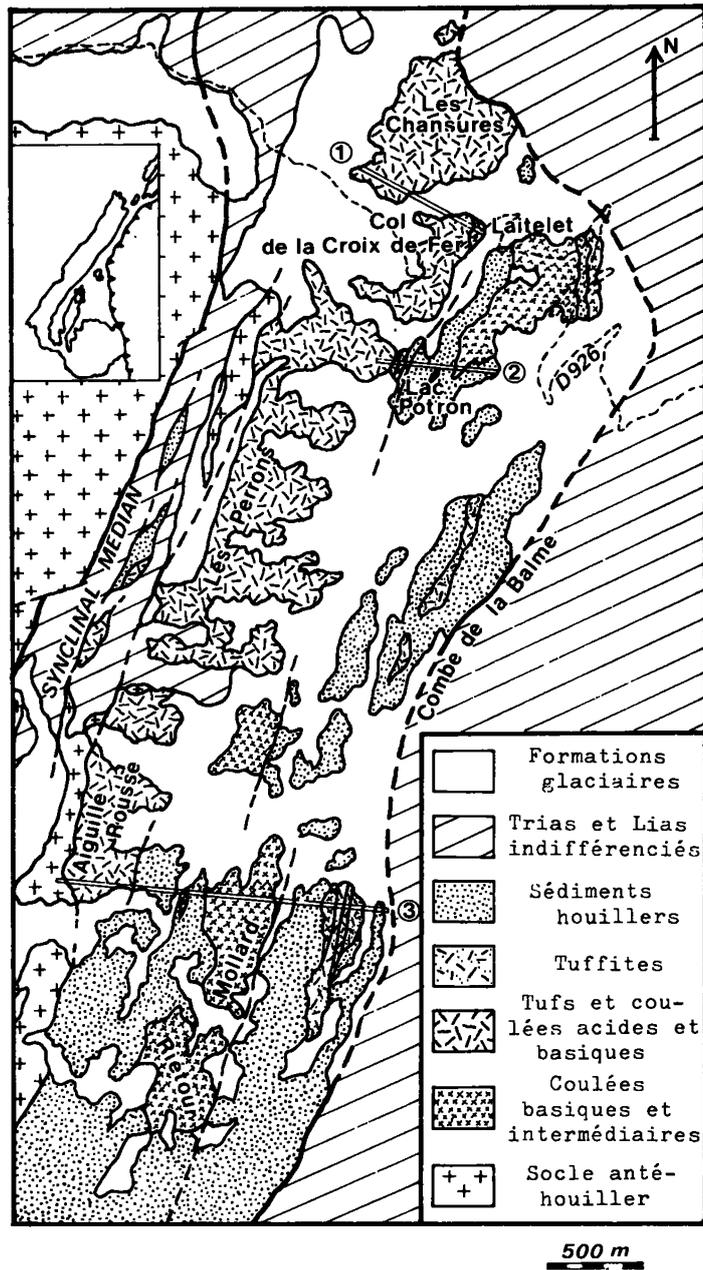


Fig. 2 - Carte des formations houillères de la région du col de la Croix de Fer. Les coupes structurales 1, 2 et 3 sont données dans Banzet et al. 1984.

## 1. Pétrographie des laves

Quatre types de laves ont été distinguées sur la base de leur composition minéralogique, leur texture et, dans une certaine mesure, leur chimisme (teneurs en  $\text{SiO}_2$ ).

Le latibasalte (49,5 %  $\text{SiO}_2$ ) : il est de texture microlitique fluidale et renferme de rares phénocristaux de plagioclase albitisé, adularisé ( $\text{Ab}_{1,9}\text{-Or}_{98,1}$ ) ou saussuritisé, ainsi que d'anciens pyroxènes inframillimétriques. La richesse initiale en oxydes ferro-titanés semble démontrée par l'abondance des granules de sphène (leucoxène).

Les latianésites (55 %  $\text{SiO}_2$ ) : deux faciès ont été distingués :

- des latianésites amygdalaires, presque aphyriques, qui ne diffèrent du basalte que par la présence de rares phénocristaux de quartz et celle de vacuoles ovoïdes (anciennes lithophyses) dont le remplissage est surtout de la chlorite lamellaire (ripidolite et pynochlorite);

- des latianésites un peu plus porphyriques, dont le représentant type est la latianésite prismée de l'Aiguille Rousse, auxquelles se rattache la coulée basique du Fresney d'Oisans. Les minéraux ferro-magnésiens sont d'anciens pyroxènes, auréolés d'oxydes, et de grands cristaux d'amphibole (pouvant atteindre 5 mm), transformés en chlorite, calcite et pyrite soulignant des traces de clivage à  $120^\circ$ . La mésostase est à felsite, quartz, chlorite, sphène (leucoxène) et séricite et renferme du zircon et de l'apatite.

Les quartz-latianésites (61 %  $\text{SiO}_2$ ) : elles diffèrent des termes basiques par un caractère plus porphyrique et un pourcentage de phénocristaux de quartz plus important (2 à 3 % du volume de la roche), fréquemment bordés d'une auréole calcitique (ancienne microtexture coronitique). Leur texture est microlitique porphyrique fluidale (microlites (60 %) imbriqués de façon trachytique). Les phénocristaux de plagioclase (25 à 30 %) sont souvent en groupements complexes à microtextures syneusis, avec un liseré limpide constitué d'albite ( $\text{Ab}_{95}\text{-Or}_{3,7}\text{-An}_{1,3}$ ) et/ou de feldspath potassique ( $\text{Ab}_{31,8}\text{-Or}_{61,4}\text{-An}_{1,8}$ ). Ce liseré correspond sans doute à une ancienne auréole de sanidine, dont le développement est fréquent dans les laves shoshonitiques (Joplin, 1968; Morrison, 1980). Le coeur des phénocristaux est constitué d'albite et d'adulaire souvent très pur ( $\text{Ab}_2\text{-Or}_{98}$ ), en plages enchevêtrées qui reflètent un remplacement complexe du plagioclase initial (Munha et al., 1980; Agron et Bentor, 1981). L'adulaire est également abondant dans la mésostase où il forme des plages interstitielles entre les microlites. Les minéraux accessoires reconnus et séparés sur l'échantillon n°26 sont du zircon, du sphène et de l'apatite, en quantités importantes, et de la magnétite transformée en hématite et pyrite.

Les quartz-latites (64,5 %  $\text{SiO}_2$ ) sont très porphyriques (50 à 60 % de phénocristaux), ce qui les rapproche des laves orogéniques épanchées sur croûte continentale épaisse (Ewart, 1976; Maury, 1984). Pratiquement dépourvues de microlites, leur texture initiale est de type hyalo-porphyrique. Les plagioclases (30 à 35 %) atteignent 3 mm et ont souvent des traces de zonage. D'anciennes amphiboles aciculaires et surtout des biotites (10 à 15 %) sont pseudomorphosées en chlorite fibreuse (pseudothuringite et ripidolite). Le sphène, le zircon et l'apatite sont particulièrement abondants.

## 2. Les roches pyroclastiques

Intimement associées aux laves, ce sont principalement des tufs polygéniques lités et des tufs quartz-latitiques à enclaves, pour l'essentiel localisés à la base de la série (chaîne des Perrons).

Les tufs lités renferment des lithoclastes basaltiques de texture finement microlitique, des fragments de quartz-latite et des cristalloclastes (tufs lapilliques). Le litage s'individualise en relief sur les surfaces altérées et s'accompagne de figures de tassement soulignant la polarité de la série. Certaines structures sont de type slump et suggèrent la présence de pentes au moment du dépôt ainsi que la proximité des centres d'émission.

Les tufs à enclaves, très porphyriques, forment des horizons massifs épais de 20 à 30 m et renferment des lithoclastes subanguleux atteignant le décimètre (brèche pyroclastique à liant tuffacé cristalloclastique selon Peltz, 1972). Leur minéralogie et celle des enclaves sont analogues à la paragenèse des quartz-latites. De l'allanite est parfois incluse dans la biotite.

D'un point de vue génétique, les tufs lités ont typiquement des caractères de dépôts de retombées aériennes : stratifications internes, granoclassement des fragments et dépôts épousant la topographie préexistante (paléopentes). Ils se seraient formés à la périphérie d'une colonne éruptive et/ou d'une coulée pyroclastique (cf. Magonthier, 1984). Les tufs à enclaves seraient, eux, assimilables à de telles coulées pyroclastiques, qui sont des formations habituellement associées aux caldeiras volcaniques (Smith, 1960; Wright et al., 1980).

### 3. Conclusion

Le complexe volcanique, dans la région du col de la Croix de Fer, présente une évolution magmatique continue depuis des termes basaltiques à des quartz-latites. Ce caractère saturé à sursaturé en silice est une particularité des laves orogéniques, de même que la présence de plagioclase en tant que phase phénocristalline dominante (Coulon, 1977; Mauray, 1984). Les faciès intermédiaires (quartz-latiandésites) se sont épanchés tardivement vers le sommet de la série, mais leurs caractères pétrographiques restent dans l'ensemble similaires à ceux des termes basiques latiandésitiques. Les puissantes séquences pyroclastiques observées dans l'ensemble du massif suggèrent un environnement de marge continentale épaisse où intervient une rétention plus ou moins longue des magmas dans la croûte, permettant leur enrichissement en eau et, par conséquent, une tendance explosive importante.

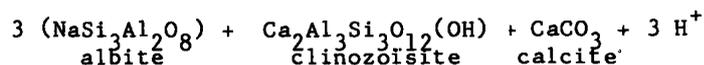
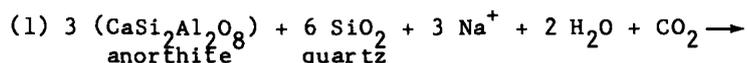
## IV - Les transformations chimico-minéralogiques des volcanites carbonifères

La caractérisation des laves stéphaniennes des Grandes Rousses est ambiguë compte tenu de leurs transformations minéralogiques, dont certaines s'accompagnent d'une modification des concentrations en alcalins et en calcium. Avant d'aborder le chimisme des volcanites, il s'avère ainsi nécessaire de traiter des différents types de transformations ayant affecté ces roches et de cerner l'importance des variations chimiques qui en découlent. Nous proposons également une origine et un âge possible des principaux événements.

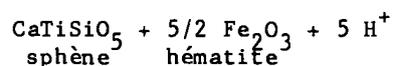
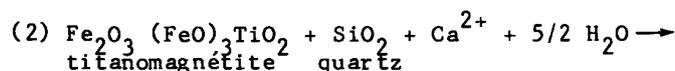
Les transformations minéralogiques observées comportent : une chloritisation intense des minéraux ferromagnésiens, à laquelle succède une muscovitisation affectant surtout la biotite; une albitisation-adularisation du plagioclase, auxquelles s'ajoute une épidotisation du plagioclase des faciès basiques; enfin une déstabilisation des oxydes ferro-titanés en hématite, sphène et pyrite. Le quartz, la chlorite, l'épidote, le sphène (leucoxène) et la pyrite se sont formés aux dépens des minéraux magmatiques ainsi que par recristallisation de la mésostase des volcanites. Ultérieurement, une séricitisation se surimpose à cette paragenèse de basse température : la séricite forme des lits recoupant à la fois les phénocristaux et la matrice des volcanites (acquisition d'une schistosité), notamment dans les tufs des Perrons où existent des couloirs de schistes mylonitiques à texture fortement cataclastique (Banzet et al., 1984). La séricite peut alors remplacer les amandes felsiques ainsi que les plages de chlorite (nouvelle muscovitisation).

### 1. La première altération de basse température

Compte tenu des déstabilisations du plagioclase initial, on peut proposer la réaction globale (1), qui ne peut pas s'effectuer dans le sens indiqué si le milieu est trop acide (Pagel, 1981) :



Cette réaction peut expliquer la présence de calcite tant dans la matrice des volcaniques qu'au coeur des phénocristaux albitiques. Une partie du calcium libéré est cependant utilisée dans le sphène (leucoxène) formé à partir des oxydes ferro-titanés suivant une réaction du type de la réaction (2) :



Cette première phase de transformations, tant par la nature des minéraux néoformés que par la succession des remplacements, est très comparable à une altération propylitique telle que celle décrite par Pagel (1981) dans le granite des Ballons. Selon Rose et Hurt (1979), ce type d'altération ne s'accompagne ni d'un métasomatisme cationique significatif, ni de lessivages des alcalins et des alcalino-terreux; les fluides impliqués sont des solutions aqueuses faiblement acides et renfermant peu de  $\text{CO}_2$  (stabilité du sphène magmatique et immobilité relative des ions  $\text{Ca}^{2+}$ ); le milieu doit être réducteur. Ce caractère réducteur est attesté ici par la présence d'albite, d'adulaire et de pyrite. Par ailleurs, la formation simultanée d'albite et d'adulaire (association intime de ces deux minéraux en remplacement du plagioclase) indique des activités faibles et très voisines de  $\text{Na}^+$  et de  $\text{K}^+$ . Il suffit ainsi, à basse température, d'une légère variation du rapport  $\text{Na}^+/\text{H}^+$  et/ou du rapport  $\text{K}^+/\text{H}^+$  de la phase fluide pour précipiter soit de l'albite, soit de l'adulaire (George, 1984; Pagel, communication orale).

La muscovitisation de la chlorite, elle-même issue de la biotite, doit s'accompagner d'une expulsion de Fe et de Mg ainsi que d'un apport de K, Si et Al. Cet aluminium est libéré lors de la substitution de la molécule anorthitique du plagioclase et l'origine du K doit être en partie à rechercher dans la chloritisation des biotites.

Enfin, la précipitation de pyrite nécessite une fugacité de soufre importante, de sorte que les fluides sont certainement issus de l'encaissant sédimentaire des volcanites (circulations d'eaux météoriques), riche en matière organique et constituant donc une source de soufre appréciable, de même qu'une source de  $\text{CO}_2$  nécessaire à la précipitation de calcite. Les niveaux pélitiques à plantes sont d'ailleurs particulièrement riches en pyrite précoce, antéschisteuse.

## 2. Modifications chimiques liées à la séricitisation ultérieure

Lorsqu'on compare les roches analysées à des laves calco-alcalines ou shoshonitiques de teneurs en silice équivalentes, les sommes ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$ ) sont toujours supérieures dans ces dernières et varient de 15 à 10 % des termes basaltiques aux termes dacitiques, alors qu'elles restent voisines de 9,5 % dans les laves étudiées. Cette singularité résulte d'un caractère hypocalcique net, constant dans l'ensemble des volcanites étudiées (tableau 1), qui reflète une décalcification contemporaine de l'acquisition de la schistosité : on observe dans les échantillons les plus schistosés des phénomènes de dissolution sous contrainte des plages de calcite antérieures. Une telle décalcification nécessite des fluides à Ph faibles (Ca entraîné sous forme de bicarbonate), tout comme la muscovitisation qui l'accompagne.

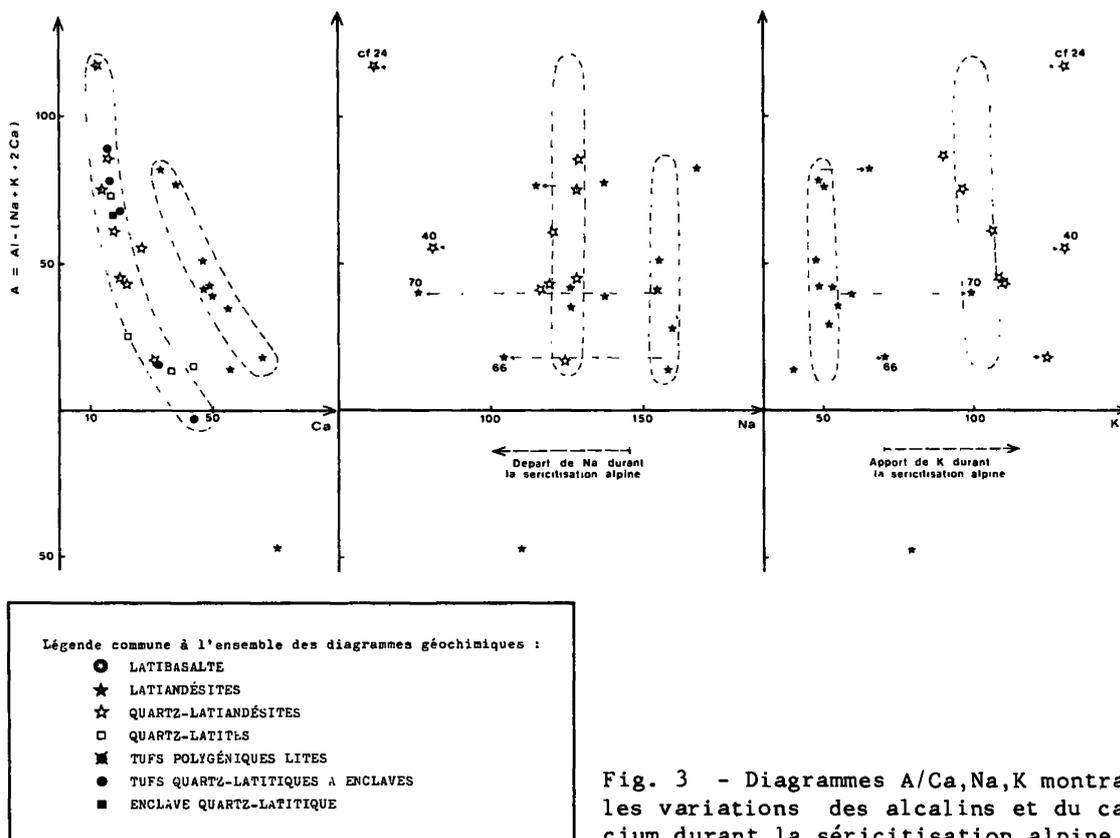
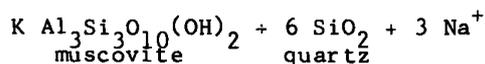
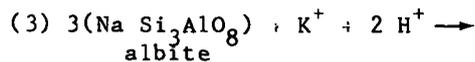


Fig. 3 - Diagrammes A/Ca,Na,K montrant les variations des alcalins et du calcium durant la séricitisation alpine.

Le diagramme A (aluminium en excès après feldspathisations) en fonction de Ca (fig.3) met bien ce lessivage en évidence, le déficit en Ca étant inversement proportionnel à l'excès d'Al. Ce départ de calcium explique aussi que la majorité des volcanites soient situées dans le domaine peralumineux du diagramme A-B du bilan alumineux (Debon et Le Fort, 1982), (fig.4). Si on admet que leur chimisme initial correspondait à celui des associations subcalcalines potassiques type Ploumanac'h ou Ballons (cf. § V), on en déduit que les teneurs originelles en CaO des latiandésites, des quartz-latiandésites et des quartz-latites devaient être de l'ordre de 8, 3,5 et 3 %.

Les diagrammes A en fonction de Na et de K (fig.3) indiquent que la séricitisation est également responsable d'un lessivage de Na contrebalancé par un enrichissement en K, les échantillons étant d'autant plus décalés vers les faibles valeurs de Na et les fortes valeurs de K qu'ils sont plus riches en séricite. Ce phénomène s'explique aisément dans l'hypothèse, largement confirmée par les observations pétrographiques, où la séricite se développe essentiellement aux dépens de l'albite et de l'adulaire de substitution du plagioclase, suivant les réactions (3) et (4), qui entraînent respectivement une libération de Na et de K.



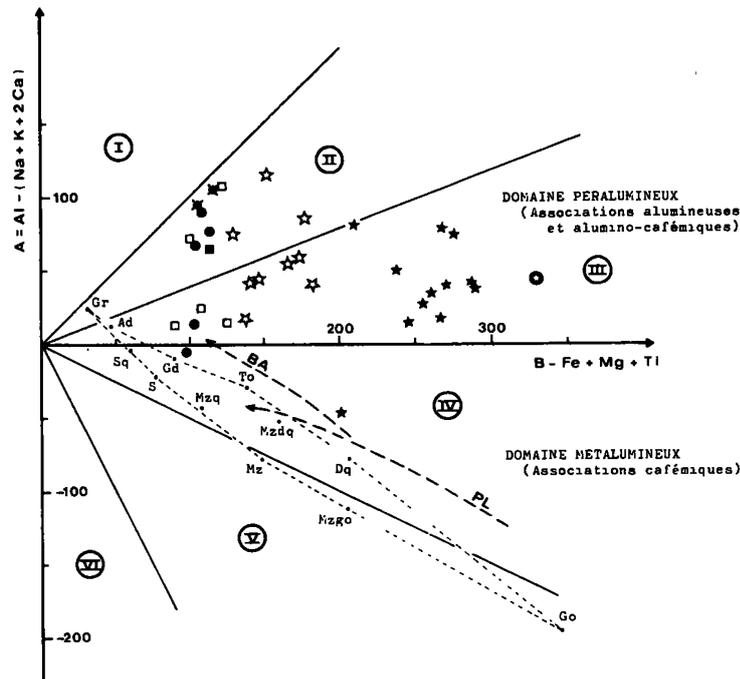
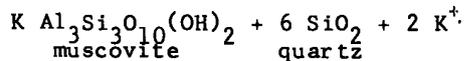


Fig. 4 - Diagramme "des minéraux caractéristiques" ou "du bilan alumineux" de Debon & Le Fort (1982). Gr, Ad, Gd, Sq, S, To, Mzq, Mzdq, Mz, Dq, Modq et Go correspondent aux compositions types données par ces auteurs pour respectivement les faciès : granite, adamellite, granodiorite, quartz-syérite, syérite, tonalite, quartz-monzonite, quartz-monzodiorite, monzonite, quartz-diorite, monzogabbro et gabbro, dont les équivalents volcaniques ont été reportés dans les diagrammes Q-B-F et Q-P (fig. 5 et 6).

II, III, IV correspondent respectivement aux domaines des roches à biotite et muscovite, des roches à biotite et des roches à biotite, amphibole ± pyroxène.

PL et BA : associations subalcalines sombres (gabbroïques) de Ploumanac'h et du massif des Ballons.



Cependant, l'albite étant en quantité supérieure à celle de l'adulaire (notamment dans les faciès basiques), on envisage une réaction globale (5) où, cette fois, seul Na est excédentaire.



Les rapports molaires  $\text{Na}^+/\text{H}^+$  et  $\text{K}^+/\text{H}^+$  de la phase fluide en équilibre avec deux feldspaths alcalins (albite et adulaire dans le cas présent) étant liés, cette muscovitisation se traduit par une baisse du rapport molaire  $\text{NaCl}/\text{HCl}$  (Pagel, 1981), autrement dit par un lessivage du sodium libéré.

Un apport de potassium paraissant restreint aux roches les plus riches en séricite (diag. A/K, fig.3), on en déduit que les teneurs systématiquement élevées des volcanites en  $\text{K}_2\text{O}$  doivent être essentiellement d'origine magmatique et que l'adulaire observé doit provenir d'une simple remobilisation in-situ du potassium de ces roches, initialement concentré dans les verres, la sanidine (auréoles épitaxiales) et la biotite.

### 3. Ages probables des rétromorphoses

Demeulemeester (1982) signale, dans l'ensemble des Massifs cristallins externes, des événements tardi-hercyniens à permien; il les a datés à  $284 \pm 12$  MA et  $265 \pm 8$  MA respectivement par les méthodes K-Ar et Rb-Sr sur les biotites des granites déformés de Roche Noire et de La Fare, affleurant au Sud-Ouest du complexe volcanique de La Croix de Fer (fig.1). Ces événements, que l'auteur rapporte surtout à la phase asturienne, sont responsables d'une chloritisation des biotites et correspondent selon lui au jeu ou au rejeu de grands accidents du socle tels que l'accident col du Sabot - col du Glandon. Par analogie, on peut supposer que l'altération de type propylitique est contemporaine des mouvements antétriasiques responsables du basculement et du pincement du Houiller en "synclinaux".

La séricitisation ultérieure, synchrone des principales modifications chimiques des laves (départ de Ca, modifications éventuelles des teneurs en Na et K), accompagne le développement de la schistosité régionale. Cette schistosité qui affecte à la fois le socle cristallin, le Houiller et la couverture mésozoïque, est d'âge alpin (post-éocène ?, cf. Gratier et al., 1973; Depardon, 1981).

### 4. Problèmes de nomenclature

Lorsqu'on utilise le diagramme de nomenclature classique Q-P (La Roche, 1964, 1966; modifié par Debon et Le Fort, 1982), (fig.5), les volcanites correspondent respectivement aux appellations quartz-latiandésites (latibasalte et latiandésites définis plus haut), quartz-latites et quartz-trachytes, voire rhyolites (quartz-latiandésites), dellénites et rhyolites (quartz-latites). Cette discordance entre les deux nomenclatures illustre bien les transformations chimiques liées à la séricitisation alpine : déplacement global des points parallèlement à la droite Ab-G du diagramme, dû essen-

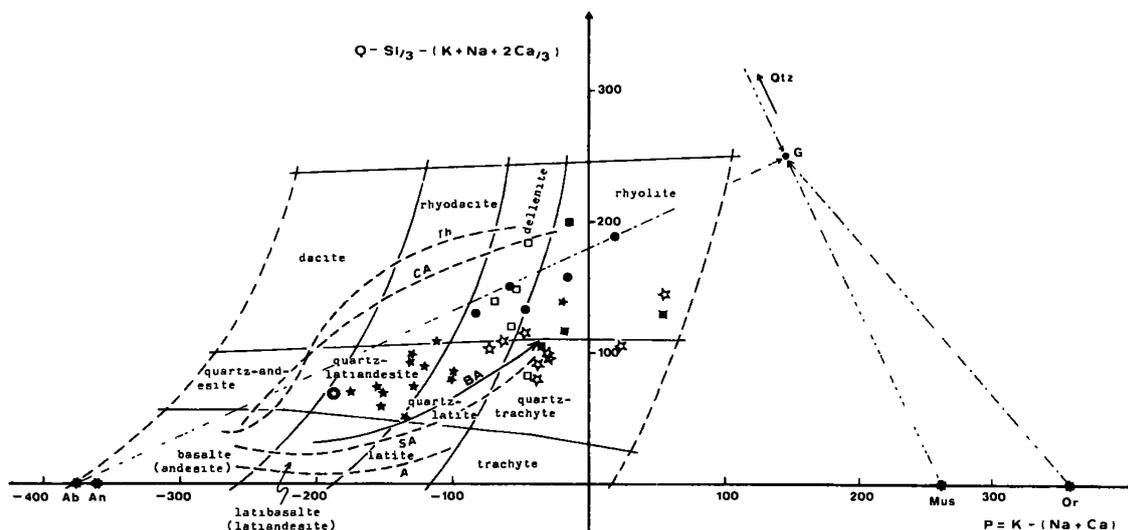


Fig. 5 - Diagramme de nomenclature des roches ignées communes de Debon et Le Fort (1982) (modifié d'après La Roche, 1964, 1966).

Th, CA, SA et A : séries tholéïtique, calco-alcaline, subalcaline et alcaline.

BA : association gabbroïque du complexe des Ballons.

Qtz = quartz, Or = orthose, Ab = albite, An = anorthite et Mus = muscovite, le point G représente l'assemblage (Mus + Qtz) résultant de la muscovitisation des feldspaths alcalins.

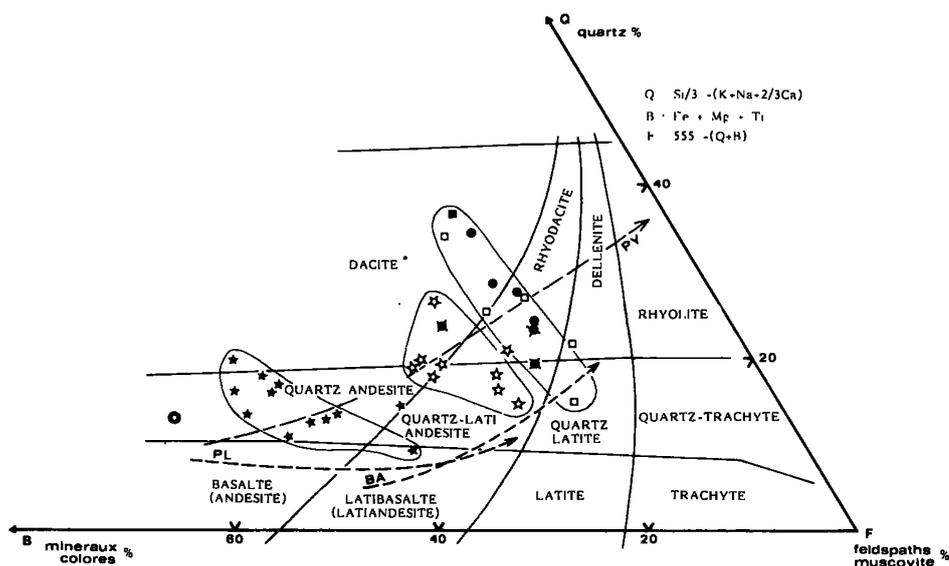


Fig. 6 - Diagramme Q-B-F de Debon & Le Fort (1982).

PL et BA : associations subalcalines sombres des complexes de Ploumanac'h (Barrière, 1977) et des Ballons (Pagel & Leterrier, 1980)

PY : association calco-alcaline des Pyrénées franco-espagnoles; plutons de Quérigut (Leterrier, 1972), oriental de Cauterets et de Panticosa (Debon, 1975).

tiellement au départ de Ca. Le point G figurant l'assemblage issu de la muscovitisation des feldspaths alcalins, ce déplacement confirme en outre l'hypothèse d'un développement de la séricite aux dépens de l'albite et de l'adulaire.

Dans le diagramme Q-B-F (fig.6), les échantillons les moins séricitisés sont situés dans le domaine des associations subalcalines potassiques hercyniennes. Au niveau des termes basiques, le déplacement des points reflète le départ de Ca et éventuellement de Na synchrones de leur séricitisation. Dans les termes plus acides, ce déplacement traduit aussi une silicification (alignement des points parallèlement au côté QF), bien que celle-ci reste en général modérée.

## V - Etude géochimique

Les volcanites analysées ont des particularités les rapprochant des suites shoshonitiques des marges continentales et des arcs insulaires. Parmi les principaux caractéristiques

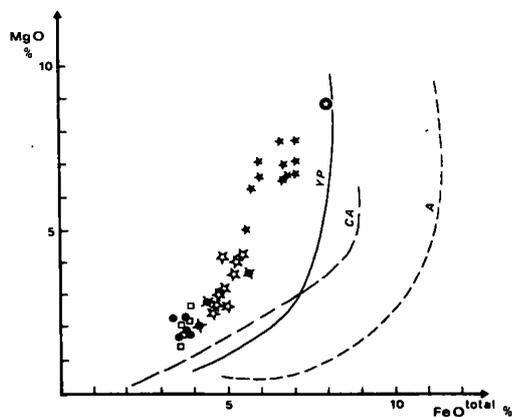


Fig. 7 - Diagramme MgO/FeO<sup>t</sup>. A, CA et YP : séries alcalines de Hawaï et du Japon, séries calco-alcalines normales et série shoshonitique de Yellowstone Park (Wyoming), d'après Joplin (1968).

Tableau 1 : Compositions chimiques moyennes des laves et des pyroclastites de La Croix de Fer

	Latibasalte	Latianésites	Quartz-Latianésites	Quartz-Latites	Tufs lités	Tufs Quartz-latitiques à enclaves
N	1	11	9	6	5	5
SiO <sub>2</sub>	49,43	54,76 (0,80)	60,97 (1,08)	64,49 (0,80)	61,54 (0,85)	66,26 (1,21)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,51	17,08 (1,01)	16,52 (0,51)	15,82 (0,74)	17,31 (0,89)	15,27 (0,53)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	8,47	6,98 (0,63)	5,31 (0,29)	4,42 (0,58)	4,71 (0,68)	3,92 (0,17)
MgO	8,34	6,45 (0,70)	3,19 (0,55)	2,18 (0,67)	2,47 (0,64)	1,96 (0,25)
CaO	4,78	2,70 (0,51)	1,09 (0,79)	1,67 (0,47)	0,96 (0,29)	1,43 (0,59)
Na <sub>2</sub> O	3,84	4,34 (0,62)	3,48 (0,69)	3,69 (0,60)	3,48 (0,80)	3,28 (0,48)
K <sub>2</sub> O	1,06	2,49 (0,37)	5,03 (0,79)	3,85 (1,08)	5,43 (0,63)	4,39 (0,42)
TiO <sub>2</sub>	1,05	0,96 (0,04)	0,75 (0,05)	0,62 (0,02)	0,64 (0,05)	0,56 (0,05)
MnO	0,15	0,13 (0,02)	0,10 (0,02)	0,07 (0,01)	0,08 (0,02)	0,07 (0,01)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0,26 (0,01)	0,31 (0,01)	0,22	0,26 (0,00)	0,23 (0,03)
P.F.	4,43	3,75 (0,55)	3,09 (0,26)	3,08 (0,74)	2,89 (0,70)	2,65 (0,45)
Fe <sup>t</sup> /MgO	0,9	1 (0,1)	1,5 (0,3)	1,9 (0,6)	1,8 (0,3)	1,8 (0,4)
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O + CaO	9,7	9,5 (0,9)	9,8 (0,5)	9,2 (1,3)	9,9 (0,5)	9,1 (0,4)
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,3	0,6 (0,1)	1,6 (0,6)	1,1 (0,1)	1,7 (0,5)	1,4 (0,4)
Ba	-	706 (101)	738 (128)	719	965 (94)	822 (11)
Sr	-	302 (53)	159 (43)	147	137 (50)	162 (34)
Rb	-	64 (16)	185 (54)	138	232 (38)	198 (7)
K/Rb	-	403 (46)	298 (53)	282	236 (29)	245 (19)
U	1,2	1,9 (0,4)	4,0 (0,6)	4,3	-	-
Th	5,8	6,1 (1,3)	9,1 (0,8)	16,1	-	-
Th/U	4,9	3,3 (0,6)	2,3 (0,4)	3,7	-	-
Cr	254	243 (36)	30 (21)	53 (28)	46 (17)	64 (39)
Ni	161	108 (33)	24 (3)	39 (8)	16 (3)	30 (7)
Co	-	29 (7)	14 (3)	36	26	23 (3)
V	-	156 (14)	114 (7)	74	73 (7)	57 (6)
Ni/Co	-	3,7	1,5	1,1	1,6	1,0
Zr	-	146 (13)	141 (4)	185	214 (14)	185
Nb	-	13 (2)	12 (1)	14	17 (3)	16
Y	30	28 (2)	24 (3)	33 (6)	33 (3)	35

N : Nombre d'échantillons pris en compte pour le calcul des moyennes des éléments majeurs.

Les nombres entre parenthèses correspondent aux écarts-types.

- : Éléments non déterminés

Les analyses chimiques des 37 échantillons peuvent être obtenues auprès du service EDTA du CRPG.

Les éléments majeurs, Cr, Ni, Co, V, Rb, Ba et Sr ont été analysés par quantométrie au CRPG (dans Rouer, 1982) et par fluorescence X au service commun des Sciences de la Terre de l'Université de Nancy I (dans Banzet, 1984). U, Th et Terres Rares ont été dosés au CRPG par émission plasma et Zr, Nb et Y au laboratoire de géologie de l'Université de Rennes.

tères chimiques de l'association shoshonitique, on retrouve dans la série étudiée :

- de fortes teneurs en  $K_2O$  et en éléments lithophiles (Ba, Rb, U, Th et terres rares),
- des teneurs élevées mais variables en  $Al_2O_3$ , faibles en  $TiO_2$ ,
- une absence rigoureuse d'enrichissement en fer au cours de la différenciation, très nette dans le diagramme  $MgO/FeO^t$  (fig.7) et le diagramme AFM où les laves occupent le domaine des séries shoshonitiques de Nouvelle Guinée (Mackenzie et Chappell, 1972) et des Andes du Sud du Pérou (Lefèvre, 1973).

### 1. Comportement des éléments de transition

Dans l'ensemble,  $FeO^t$  (fer total exprimé sous forme de  $FeO$ ),  $MgO$  et  $TiO_2$  diminuent régulièrement avec l'enrichissement en  $SiO_2$ , marqueur de la différenciation. Cependant, un fractionnement précoce des oxydes ferro-titanés est suggéré dans les termes basiques par la chute rapide de  $FeO^t$  et  $TiO_2$  en fonction du rapport  $FeO^t/MgO$ . Le vanadium, lui aussi fortement concentré dans la magnétite (Miyashiro et Shido, 1975; Shervais, 1982), présente un comportement analogue. Cette précipitation des oxydes indique une forte fugacité d' $O_2$  que l'on peut tenter de relier à une saturation précoce du magma en eau.

De faibles valeurs du rapport  $FeO^t/MgO$  ( $< 2$ ) se rencontrent dans les andésites shoshonitiques (Gill, 1981), alors qu'elles sont habituellement supérieures à 2 dans les laves calco-alcalines des marges continentales (Jakes et White, 1972; Miyashiro, 1974).

Les teneurs élevées en Cr et Ni des faciès basiques et leur richesse en  $MgO$  semblent représentatives de liquides peu différenciés, les pourcentages théoriques d'olivine fractionnée obtenus dans le diagramme  $Ni/MgO$  de Hart et Davis (1978) étant de l'ordre de 5 à 10 %. Cependant, la présence éventuelle de phénocristaux de quartz dans ces roches et les profils de leurs spectres de terres rares vont à l'encontre d'une telle hypothèse. Une accumulation de l'olivine est exclue également étant donné l'absence de reliques de ce minéral en lame-mince, de sorte que l'hypothèse retenue serait celle avancée par Aumaitre et Buffet (1973) à propos des spilites du Pelvoux. Il y aurait eu résorption de l'olivine dans un stade intratellurique (fusion incongruente en pyroxène). En outre, des rapports  $Ni/Co$  typiquement supérieurs à 1 (tableau 1) sont spécifiques des laves émises sur croûte continentale (Bailey, 1981) et sont une conséquence de l'influence de cette croûte sur la genèse et le fractionnement des magmas (Andriambololona, 1976; Dupuy et al., 1977).

### 2. Comportement des éléments lithophiles et des éléments fortement incompatibles

Les laves analysées ont des concentrations en Sr inférieures à celles de la majorité des laves des marges continentales, ce qui reflète probablement un lessivage de cet élément synchrone du départ de calcium. Par contre, les teneurs en Rb et Ba sont voisines de celles des laves shoshonitiques (Dupuy et Lefèvre, 1974; Dostal et al., 1977a), de même que les teneurs en Zr, Nb et Y (Gest et McBirney, 1979; Morrison, 1980). Des valeurs du rapport  $Zr/Nb$  de l'ordre de 10-20, variant ici de 11 à 13, sont typiques des laves fortement potassiques (Gill, 1981). Ces analogies sont bien marquées au niveau des termes basiques pour un ensemble d'éléments de comportement hygromagmatophile plus ou moins prononcé (fig.8).

Les fortes teneurs en U et Th des laves étudiées, au même titre que leurs concentrations en terres rares, sont une signature de leur caractère subalcalin potassique (Barrière, 1977; Pagel, 1981). Ces concentrations sont du même ordre que les teneurs des laves shoshonitiques des marges continentales (Zarate-Cruz, 1983; Magonthier, 1984). Pe Piper (1980) décrit notamment des andésites shoshonitiques renfermant 10 ppm de Th, abondance typique des quartz-latiandésites de La Croix de Fer. En outre, les concentrations en U et Th des termes basiques sont comparables et même supérieures aux

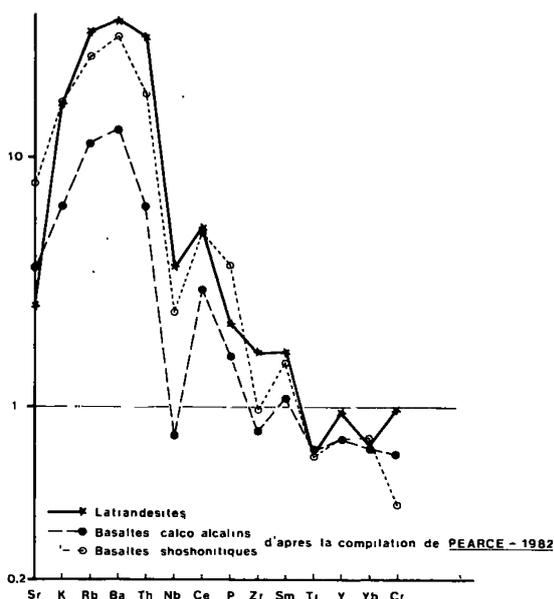


Fig. 8 - Concentrations des latianésites en certains éléments incompatibles et en chrome, normalisées par rapport aux basaltes des planchers océaniques (valeurs de Pearce, 1982) et comparaison avec les basaltes calco-alcalins et shoshonitiques.

teneurs des faciès gabbroïques de l'association subalcaline des Ballons, qui atteignent respectivement 1 et 4 ppm (Pagel, 1981). Les minéraux accessoires observés sont ceux rencontrés dans la plupart des complexes subalcalins potassiques hercyniens, à l'exception de la thorite qui semble absente ici. La géochimie de l'uranium et du thorium étant surtout contrôlée par ces minéraux, le sphène, le zircon et l'apatite des termes latianésitiques et des quartz-latites contribuent de manière significative au stock d'U et de Th de ces laves. Leur cristallisation entraîne une baisse du rapport Th/U (Pagel, 1981) et expliquerait ainsi sa décroissance dans les quartz-latianésites (tableau 1).

Enfin les faibles rapports La/Th des termes basiques sont typiques de laves émises sur croûte continentale épaisse (Joron et Treuil, 1977; Bailey, 1981).

### 3. Etude des terres rares

#### a. Comparaison avec les laves shoshonitiques et les associations subalcalines hercyniennes

Les laves étudiées ont des concentrations en terres rares ( $\Sigma TR = 120$  à  $180$  ppm, tableau 2) et des fractionnements terres rares légères - terres rares lourdes (La/Yb = 7 à 15) relativement forts. Le latibasalte ne possède pas d'anomalie en Eu alors que les autres échantillons ont tous une anomalie négative dont l'amplitude croît des la-

Fig. 9 - Spectres de terres rares des laves de la région de La Croix de Fer (valeurs de normalisation aux chondrites d'après Evensen et al., 1978).

n° 6 : latibasalte

n° 69 et 20 : latianésites amygdalaires

n° 11 et 21 : latianésites du type coulée prismée

n° 26, 25 et 40 : quartz-latianésites

n° 49, 30 et 37 : quartz-latites

Les flèches indiquent l'augmentation des terres rares légères et la décroissance des terres rares moyennes et lourdes accompagnant la différenciation in-situ des quartz-latianésites et des quartz-latites (le point d'inflexion des spectres est au niveau du Sm).

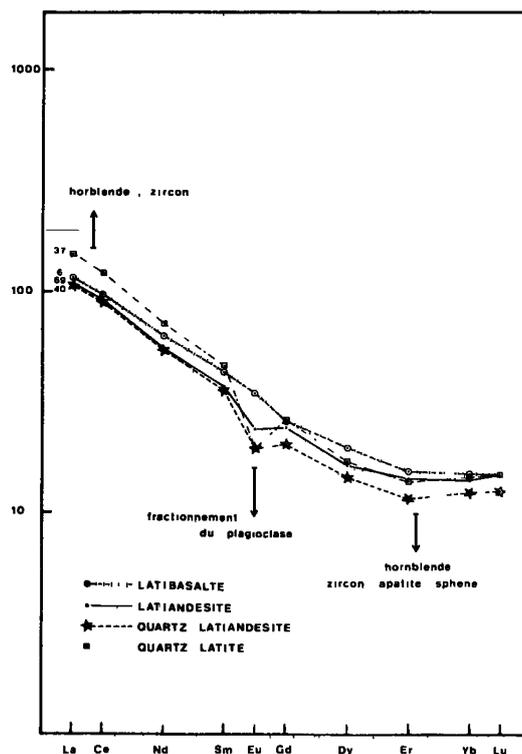
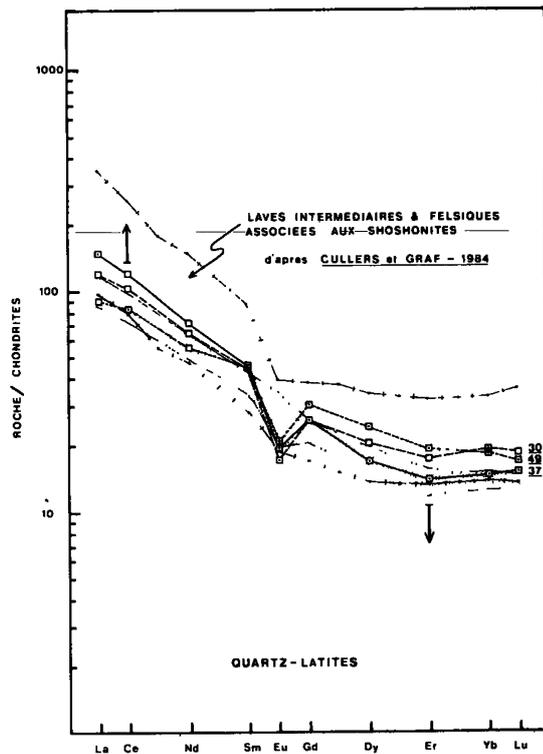
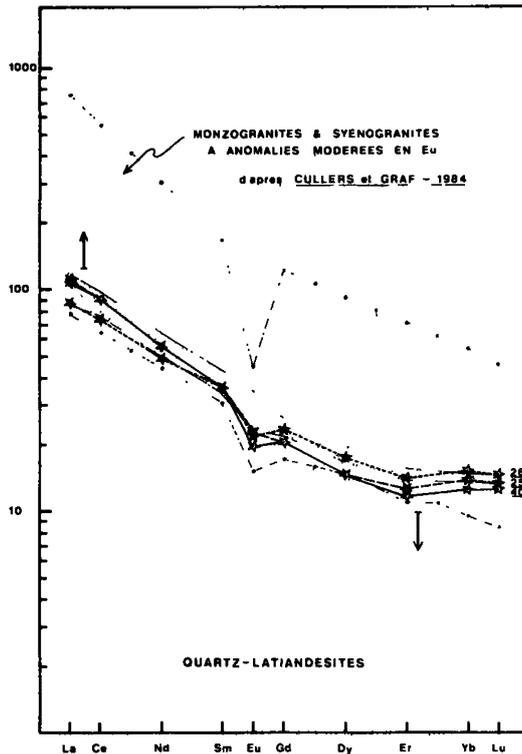
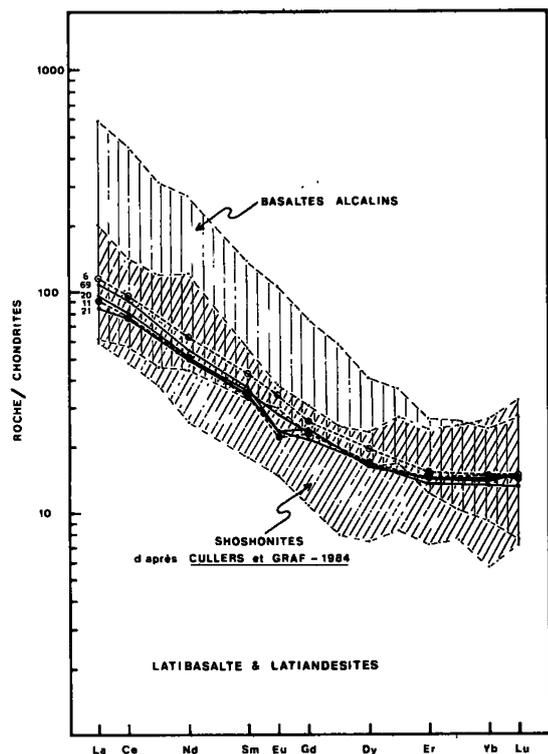


Tableau 2 Latibasalte Latiandésites Quartz-Latiandésites Quartz-Latites Teneurs des Chondrites (Evensen et al., 1978)

Echantillons	6	20	21	11	69	26	25	40	49	30	37	
SiO <sub>2</sub> (%)	49,43	53,90	54,73	55,16	55,69	60,17	60,26	60,45	63,52	64,95	66,31	
K <sub>2</sub> O (%)	1,06	2,48	1,81	2,34	2,53	4,01	4,99	6,12	5,46	4,55	4,04	
U (ppm)	1,20	2,04	1,71	2,76	1,47	3,93	-	4,15	4,31	-	-	
Th	5,83	5,33	5,75	8,76	5,06	9,54	-	8,71	16,08	-	-	
Y	31,4	27,9	27,6	27,7	26,5	27,2	24,2	21,9	39,1	33,7	25,3	
La	28,61	23,48	20,75	22,53	26,91	21,56	27,34	26,52	21,93	29,24	36,59	0,2446
Ce	62,00	50,74	48,85	49,59	58,36	47,09	56,83	57,43	52,87	65,60	77,93	0,6379
Nd	29,94	24,08	23,74	24,09	26,27	23,11	25,92	26,22	26,16	30,47	34,12	0,4738
Sm	6,60	5,51	5,38	5,28	5,75	5,57	5,45	5,55	6,92	6,82	7,12	0,1540
Eu	2,00	1,63	1,39	1,30	1,38	1,26	1,31	1,13	1,22	1,00	1,14	0,05802
Gd	5,36	4,71	4,48	4,75	4,97	4,76	4,16	4,19	6,27	5,29	5,36	0,2043
Dy	5,00	4,27	4,26	4,34	4,21	4,39	3,73	3,72	6,15	5,20	4,31	0,2541
Er	2,57	2,37	2,31	2,44	2,38	2,34	2,10	1,95	3,19	2,88	2,32	0,1660
Yb	2,48	2,42	2,24	2,47	2,35	2,49	2,30	2,07	3,01	3,13	2,41	0,1651
Lu	0,38	0,38	0,34	0,37	0,38	0,37	0,34	0,32	0,43	0,47	0,38	0,02539

ΣTR (ppm)

Eu/Eu*	155	128	122	125	142	121	138	137	138	160	183	
La/Th	1,03	0,97	0,87	0,80	0,81	0,78	0,85	0,73	0,57	0,52	0,56	
La/Yb	4,9	4,4	3,6	2,6	5,3	2,3	-	3,0	1,4	-	-	
La/Sm	11,5	9,7	9,3	9,1	11,4	8,7	11,9	12,8	7,3	9,3	15,2	
Gd/Yb	4,3	4,3	3,9	4,3	4,7	3,9	5,0	4,8	3,2	4,3	5,1	
	2,2	1,9	2,0	1,9	2,1	1,9	1,8	2,0	2,1	1,7	2,2	

ΣTR : Total des teneurs absolues du La au Lu, incluant les teneurs des Terres Rares non mesurées, estimées à partir des courbes de normalisation.

Eu/Eu\* : rapport entre la teneur en Eu mesurée et la teneur en Eu interpolée entre Sm et Gd.

tiandésites aux quartz-latites ( $Eu/Eu^* = 0,97$  à  $0,52$ ), reflétant un fractionnement du plagioclase d'autant plus important que les laves sont siliceuses. Le fractionnement des terres rares lourdes reste du même ordre dans l'ensemble des laves (constance relative des rapports  $Gd/Yb$ ) et d'une façon générale, l'étroite similitude de l'allure des spectres (fig.9) suggère un processus pétrogénétique initial identique, en l'occurrence un magma parent unique.

Les profils de ces spectres sont proches de ceux des laves shoshonitiques (fig.9), en particulier des Andes centrales (Dostal et al., 1977a) et les termes basiques ont des particularités reconnues dans les shoshonites, notamment une absence de corrélation entre leurs concentrations ( $\Sigma TR$ ), leurs rapports  $La/Yb$  et leurs teneurs en  $SiO_2$  (Dostal et al., 1977b; Dupuy et al., 1977; Cullers et Graf, 1984). Comparées aux associations subcalcalines hercyniennes, les laves basiques ont des sommes TR, des rapports  $La/Yb$  et un fractionnement modéré de leurs terres rares lourdes très comparables à ceux des monzogabbros et des monzodiorites de l'association externe nord du complexe des Ballons (Pagel, 1981).

### b. Implications pétrogénétiques

Certaines latianésites et quartz-latianésites ont des concentrations en terres rares et autres incompatibles (Zr, Nb, Y) pratiquement identiques, à l'exception de Eu. Ces analogies indiquent que les termes intermédiaires ne peuvent dériver directement des termes basiques, ni les termes acides des termes intermédiaires, par simple cristallisation fractionnée; elles suggèrent par contre que ces faciès correspondent à des fractions d'un même magma originel ayant évolué de façon indépendante par différenciation in-situ, d'autant plus poussée que ces liquides sont restés piégés dans la croûte avant leur extrusion. Ce processus est apparent dans les diagrammes Ce et La/Sm en fonction de La (fig.10), où les points représentatifs des différents types pétro-

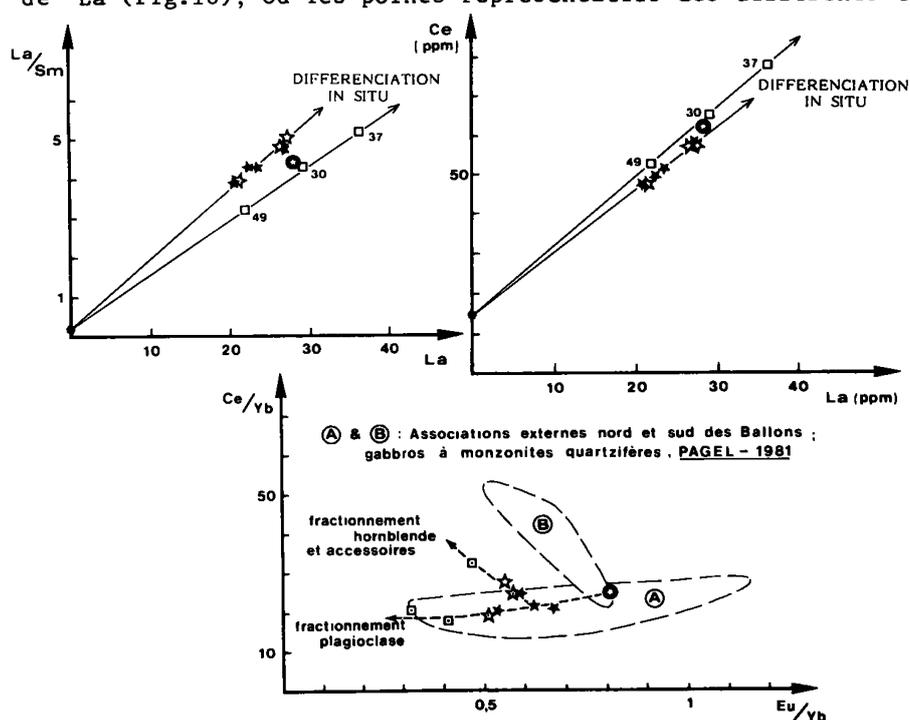


Fig. 10 : Diagrammes La/Sm et Ce en fonction de La et diagramme Ce/Yb en fonction de Eu/Yb de Hart & Allègre (1980).

graphiques forment des alignements distincts mais convergeant tous vers un même point, ce qui renforce l'hypothèse d'un magma parent unique (Treuil et Varet, 1973; Joron et Treuil, 1977). Cette différenciation in-situ s'accompagne d'une augmentation des terres rares légères et d'une décroissance des terres rares moyennes et lourdes dans les quartz-latiandésites comme dans les quartz-latites. Tous les spectres présentent une concavité vers le haut, au niveau des terres rares moyennes et lourdes, caractéristique d'un fractionnement de la hornblende et de certains minéraux accessoires, notamment l'apatite et le sphène (Nagasawa et Schnetzler, 1971; Cocherie, 1978; Hanson, 1978, 1980), processus justement susceptible d'enrichir les terres rares légères. Dans les termes basiques intervient au contraire une décroissance des terres rares légères lors de la différenciation, qui peut s'expliquer par un fractionnement précoce de l'apatite, ce minéral concentrant fréquemment les terres rares cériques dans des proportions importantes (Hanson, 1980; Pagel, 1981; Fourcade, 1981).

Les fortes concentrations en terres rares moyennes et lourdes des quartz-latites les moins différenciées (N° 49 et 30) reflètent une tendance accumulative du zircon, du sphène et de l'apatite, particulièrement abondants dans ces roches.

L'évolution magmatique semble donc essentiellement contrôlée, au niveau des terres rares, par un fractionnement du plagioclase, de la hornblende et des minéraux accessoires, contrairement aux séries calco-alkalines où intervient surtout un fractionnement de minéraux anhydres, fréquemment responsable d'un enrichissement de l'ensemble des lanthanides parallèlement à  $\text{SiO}_2$  (Thorpe et al., 1976; Gill, 1981). La cristallisation d'amphibole traduit une saturation en eau dès les premiers stades de la différenciation, déjà suggérée par la précipitation massive des oxydes ferro-titanés dans les termes basiques. Au sein des quartz-latites, le fractionnement de la biotite induit un appauvrissement des liquides en potassium, qui favorise la précipitation du zircon dans ces laves (Watson, 1979). Le diagramme Ce/Yb en fonction de Eu/Yb (fig.10) montre que l'influence du fractionnement du plagioclase (chute de Eu/Yb) est prépondérante dans les termes basiques, alors que celle de l'amphibole et des minéraux accessoires (augmentation de Ce/Yb) intervient fortement au niveau des quartz-latiandésites et des quartz-latites, mais aussi dès les latiandésites amygdalaires (n° 69), confirmant l'hypothèse d'un fractionnement très précoce de ces minéraux.

## VI - Discussion

### 1. Affinités magmatiques

Les volcanites stéphaniennes du massif des Grandes Rousses ont de fortes affinités shoshonitiques et leurs caractères géochimiques sont en majorité ceux des associations subalcalines potassiques de la chaîne hercynienne d'Europe. L'affinité shoshonitique de ce type de magmatisme a notamment été invoquée à propos des complexes monzonitiques de Ploumanac'h (Barrière, 1977; Fourcade, 1981) et des Ballons (Pagel et Leterrier, 1980; Pagel, 1981), cette convergence étant particulièrement nette dans le diagramme R1-R2 de La Roche et Leterrier (1973). Dans ce même diagramme (fig.11), la lignée évolutive des volcanites étudiées est proche des associations subalcalines et shoshonitiques; néanmoins, l'enracinement de ces dernières s'effectue dans le champ saturé en silice, alors que l'ensemble des points se situe ici de l'autre côté du plan critique de sous-saturation. Ce caractère s'explique en tenant compte des effets combinés du lessivage de calcium et de la quartzification des échantillons (séricitisation alpine), qui entraînent respectivement un abaissement du paramètre R2 et une augmentation de R1. Le diagramme F2F3 de Pearce (1976), adapté aux roches basaltiques et prenant en compte l'ensemble des éléments majeurs (fig.12), reste pertinent et confirme l'affinité shoshonitique des termes basiques.

Les volcanites étudiées sont cogénétiques, mais les termes basiques, bien que particulièrement riches en MgO, Cr et Ni, ne peuvent être assimilés à des liquides primitifs, des traces de fractionnement étant présentes dans ces roches. Les quartz-latian-

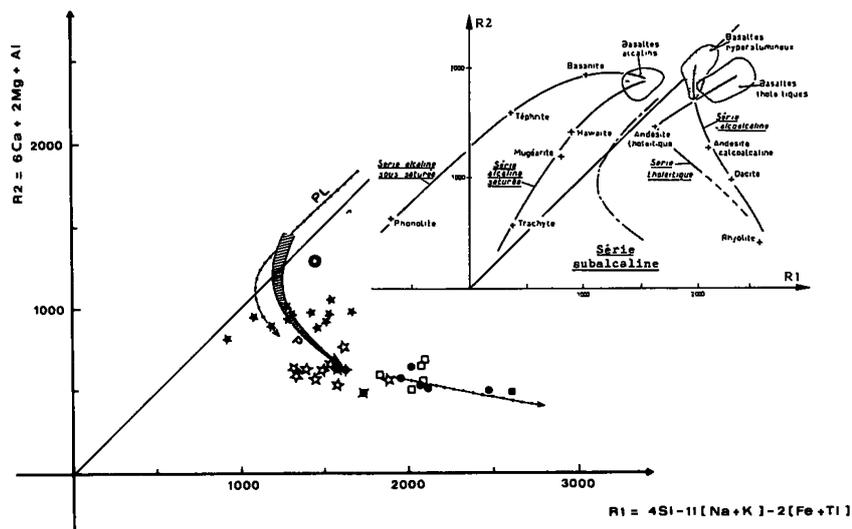


Fig. 11 : Diagramme R1-R2 de La Roche & Leterrier (1973).  
 PL et P correspondent respectivement à l'association subalcaline potassique de Ploumanac'h (Barrière, 1977) et à la série shoshonitique des Andes du Sud du Pérou (Lefèvre, 1973), dans Pagel & Leterrier (1980).

désites, dont la mise en place est tardive vers le sommet de la série, ont des caractères pétrographiques et géochimiques suggérant un stockage assez long des magmas en profondeur, à l'inverse des termes basiques, sans doute rapidement épanchés à la faveur de fractures de distension dans la croûte. Les quartz-latites et les tufs, très porphyriques et riches en minéraux hydroxylés, résultent typiquement d'un piégeage de ces magmas dans des chambres plus superficielles où cristallise la biotite (Coulon et Thorpe, 1980; Hildreth, 1981; Barton et al., 1983). Ces chambres font cependant l'objet de réinjections périodiques de liquides moins différenciés dont les témoins sont les coulées basiques intercalées dans les tufs des Perrons et les lithoclastes basaltiques en enclaves dans les tufs lités, indice d'une immiscibilité prononcée des mag-

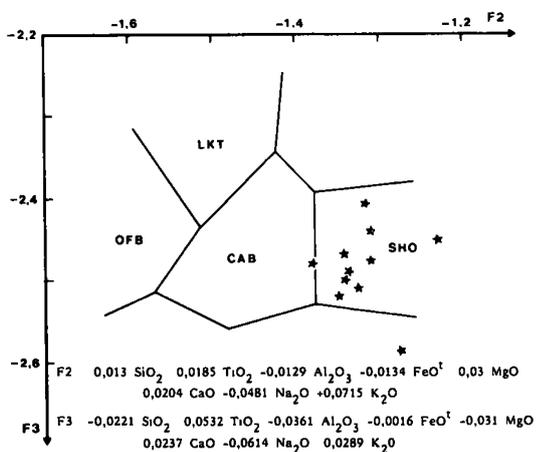


Fig. 12 : Diagramme discriminant F2-F3 de Pearce (1976) appliqué aux latiandésites.

- OFB : basaltes des planchers océaniques
- LKT : basaltes tholéitiques d'arc
- CAB : basaltes calco-alcalins
- SHO : basaltes shoshonitiques (shoshonites)

mas en présence. L'injection d'un magma acide par un magma basique peut entraîner une résorption de l'olivine dans les termes basiques (Eichelberger, 1978), mais cette dernière peut aussi résulter d'une simple réaction d'oxydation de l'olivine, processus qui serait en bon accord avec l'hypothèse d'un magma très tôt saturé à sursaturé en eau.

## 2. Différenciation magmatique

Un fractionnement de l'olivine et du pyroxène explique la chute rapide de MgO, Cr, Ni et Co des termes basiques aux autres faciès, ce fractionnement s'effectuant en profondeur avant l'extraction des liquides dont la différenciation ultérieure conduit aux termes intermédiaires et acides. Cependant, ces minéraux semblent rapidement supplantés par l'amphibole, les oxydes ferro-titanés et certains accessoires (notamment l'apatite) dont le fractionnement, en plus du plagioclase, contrôle l'essentiel de la différenciation in-situ des différents termes.

En effet, lorsque les conditions de  $\text{PH}_2\text{O}$  sont suffisantes, une partie du pyroxène est remplacée par de l'amphibole, plus pauvre en  $\text{SiO}_2$ , ce qui provoque un enrichissement des liquides en cet élément (Barberi et al., 1975; Maury et al., 1980). Un tel processus pourrait être à l'origine de la brusque augmentation de  $\text{SiO}_2$  dans les quartz-latitandésites, un fractionnement important de l'amphibole contribuant à la précipitation du quartz en phénocristaux. Ces auteurs montrent que ce fractionnement est également responsable d'un accroissement des rapports  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , ce rapport étant très faible dans la hornblende, de sorte que l'enrichissement en potassium constaté dès les termes basiques pourrait partiellement résulter de ce processus. Une telle évolution a d'ailleurs été suggérée dans certaines séries shoshonitiques (Kusssmaul et al., 1977; Pearce, 1982) et latitiques (Ruxton, 1966).

## 3. Nature de la source magmatique

On peut envisager que les volcanites des Grandes Rousses soient issues de la fusion anatectique d'une roche crustale dont le résidu serait riche en hornblende (amphibolite, gneiss amphibolitique). Ces roches ont en effet des spectres de terres rares de forme concave vers le haut entre Dy et Lu (Cocherie, 1978; Hanson, 1980; Fourcade, 1981). Cependant la fusion d'une roche amphibolique ne peut être retenue ici, malgré une distribution comparable des lanthanides dès les termes basiques, car il est souvent démontré (Thorpe et al., 1976; Dostal et al., 1977b; Dupuy et al., 1977; Thorpe et Francis, 1979) que les liquides obtenus sont nettement plus riches en terres rares lourdes que ne le sont les laves calco-alcalines et shoshonitiques et qu'un tel processus ne permet pas leur enrichissement en terres rares légères et autres éléments lithophiles.

On peut également envisager la fusion d'une roche crustale à grenat, le grenat étant le seul minéral abondant susceptible de fractionner fortement les terres rares lors des processus de fusion partielle. Une fusion en équilibre avec du grenat explique ainsi les rapports La/Yb élevés des liquides quelque soit leur degré de différenciation et même un faible pourcentage de grenat ( 5 %) contribue à leur appauvrissement en terres rares lourdes par rapport à la source (Hanson, 1978, 1980; Cameron et Hanson, 1982). Les termes basiques étudiés ont cependant des teneurs en terres rares lourdes assez élevées et modérément fractionnées, ce qui tend à exclure une source où le grenat est en quantité importante (éclogite, granulite à grenat).

Enfin, un argument essentiel, développé en particulier par Pagel (1981), permettant d'éliminer une origine crustale (fusion d'une roche de composition basaltique de la croûte inférieure), est l'impossibilité d'engendrer par fusion crustale seule des magmas basiques riches en U et Th. Elle nécessite en effet des taux de fusion élevés s'opposant à l'enrichissement des éléments incompatibles. Un argument analogue est avancé à propos des laves calco-alcalines et shoshonitiques, la fusion anatectique

d'une roche éclogitique ou granulitique ne pouvant expliquer leurs fortes concentrations en éléments lithophiles (Gill, 1974; Dupuy et Lefèvre, 1974; Dostal et al., 1977a et b; Dupuy et al., 1977).

En définitive, on peut d'abord retenir pour le volcanisme carbonifère des Grandes Rousses une hypothèse proche de celle classiquement admise pour les complexes subalkalins potassiques, à savoir l'intervention d'un magma basaltique d'origine mantellique, du type basalte alcalin ou transitionnel. Ensuite on peut invoquer, comme pour les laves shoshonitiques, un faible degré de fusion partielle d'une péridotite mantellique. En effet, un faible degré de fusion mantellique peut induire des magmas riches en U et Th, en particulier dans les séries alcalines (Treuil et Varet, 1973; Wood et al., 1979; Villemant et al., 1980), et les faibles rapports Th/U des laves basiques analysées sont ceux de roches issues du manteau. Par ailleurs, la tendance évolutive (TET) de la population de zircons de la quartz-latite n°49 s'enracine dans le domaine

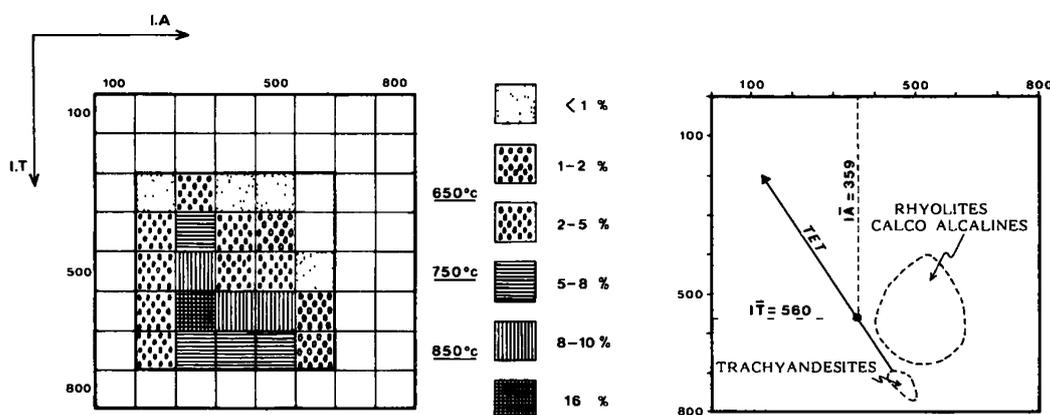


Fig. 13 : Distribution des zircons séparés sur la quartz-latite n°49 dans le diagramme typologique IA-IT (Pupin & Turco, 1972; Pupin, 1980) et tendance évolutive (TET) de cette population, (nombre de cristaux déterminés : 357).

Le domaine des rhyolites calco-alcalines a été défini par Tessier et al. (1978) à partir des populations de zircons des rhyolites hercyniennes de Corse et du Massif central.

Le domaine des trachyandésites est celui reporté dans Pupin (1980).

des trachyandésites défini par Pupin (1980) et les températures de début de cristallisation de ce minéral sont de l'ordre de 850°C (fig.13), c'est-à-dire compatibles avec une telle origine mantellique. Le grand développement du prisme (110) (étirement de la population vers les faibles valeurs de l'indice T) indique là encore une richesse importante du magma en eau (Pupin et al., 1978).

## VII - Conclusion : signification géodynamique possible de ce magmatisme

Une zone de subduction est d'existence improbable au Stéphanien dans cette région des Alpes. On sait par contre que le socle de l'Europe occidentale est affecté à cette époque par des accidents cassants importants (décrochements tardi-hercyniens), nés d'un régime compressif (Arthaud et Matte, 1977; Autran, 1980). Au Carbonifère supérieur et au Permien inférieur, se manifeste, à l'échelle de la plate-forme européenne une activité magmatique tardiorogénique, à laquelle sont fréquemment associées des minéralisations et des phénomènes hydrothermaux importants, souvent responsables d'albitisations intenses (Badia et Fuchs, 1982; Badia et al., 1985). Un volcanisme stéphanien, appartenant à une lignée alcaline à dominante potassique, est particulièrement

bien développé dans le Sillon houiller du Massif central, où il occupe des bassins subsidents dont la distribution et la paléogéographie sont contrôlées par les cassures profondes du socle hercynien (Badia et Fuchs, 1982, 1983). Des structures comparables sont décrites dans l'Ouest-Morvan (Carpena et al., 1984), où sont mises en place des volcanites acides d'âge stéphano-autunien, rattachées à un vaste complexe volcano-plutonique subalcalin potassique (Monnier et Stussi, 1984). Il semblerait que ces bassins intracontinentaux stéphano-permiens soient ménagés dans des zones où se recoupent des cassures d'orientations différentes (zone en distension locale), à la faveur desquelles s'épanchent les magmas (Ziegler, 1980; Badia et al., 1985).

Un modèle du type de ceux préconisés par Afzali et al., 1979 et Lameyre et al., 1983 pourrait rendre compte de la genèse du volcanisme du massif des Grandes Rousses : il serait localisé sur des fractures en extension, liées à des zones de cisaillement. Selon ce modèle, le prolongement des fractures au travers de la lithosphère induit une fusion partielle du manteau, par détente dans des conditions adiabatiques. L'activité magmatique est ainsi mise en marche sans autre intervention que celle de la dynamique lithosphérique et l'augmentation de volume consécutive à la fusion contribue à garder les fractures ouvertes permettant l'intervention éventuelle de l'eau en profondeur.

Dans le cas présent, on peut envisager que les magmas d'origine infra-crustale ont tendance à rester piégés plus ou moins longtemps dans la croûte et acquièrent de ce fait leurs caractères subalcalins potassiques (fractionnement sous fortes  $PH_2O$ ). Ce modèle où l'initiation du magmatisme est sous le contrôle d'une fracturation d'échelle crustale, pourrait également s'appliquer au plutonisme subalcalin hercynien, car il rend compte de la présence constante de masses basiques d'origine mantellique dans ces complexes et ne nécessite pas l'intervention d'un mécanisme de subduction. Il explique en tout cas le volcanisme stéphanien à tendance potassique qui, dépassant largement le cadre des Alpes occidentales, affecte des portions importantes de la chaîne varisque européenne peu après son édification.

#### **Remerciements**

Les auteurs remercient particulièrement le Professeur P. Giraud pour avoir aimablement accepté de relire le présent article. Par ailleurs, les auteurs ont apprécié les critiques constructives de F. Debon, M. Pagel et J.M. Stussi.

### Références bibliographiques

- Afzali H., Debon F., Le Fort P. & Sonet J. 1979 - Le massif monzosyémitique de Zarkachan (Afghanistan central) : caractères, âge Rb-Sr et implications tectono-orogéniques. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 288, 287-290.
- Agron N. & Bentor Y.K. 1981 - The volcanic massif of Biq' at Hayareah (Sinai-Negev) : a case of potassium metasomatism. J. Geol., 89, 4, 479-496.
- Andriambololona R.D. 1976 - Les éléments de transition dans les suites andésitiques et shoshonitiques du Sud du Pérou. Thèse 3è cycle, Montpellier, 88 p.
- Arthaud F. & Matte P. 1977 - Late Paleozoic strike slip in southern Europ and northern Africa : Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Geol. Soc. Am. Bull., 88, 1305-1320.
- Aumaitre R. & Buffet G. 1973 - Minéralogie, pétrographie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises occidentales). Thèse 3è cycle, Grenoble, 301 p.
- Autran A. 1980 - L'évolution structurale de la France du Protérozoïque aux distensions post-hercyniennes. Mém. BRGM, 107, Coll. C7, 26è CGI, 7-23.
- Badia D. & Fuchs Y. 1982 - Phénomènes volcaniques et hypovolcaniques tardihercyniens dans la partie méridionale du Massif Central français; minéralisations associées : U, F, Ba, Pb, Zn, Sn, W. Documents du BRGM, 61, 59-82.
- Badia D. & Fuchs Y. 1983 - Permo-Carboniferous volcanism in the Massif Central (France) and its relations to ore deposits. Mineral deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europ. ed. by H.J. Schneider, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 276-290.
- Badia D., Bégassat P. & Fuchs Y. 1985 - Permo-Carboniferous volcanism in France and Western Europ : Metallogenic significance. IAEA, TEC-DOC n° 11, Vienne (à paraître).
- Bailey J.C. 1981 - Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. Chemi. Geol., 32, 139-154.
- Banzet G. 1984 - Le volcanisme carbonifère du massif des Grandes Rousses : une série calco-alcaline fortement potassique. Mém. DEA, Nancy I, 37 p.
- Banzet G., Rouer O. & Lapierre H. 1984 - Nouvelles données pétrographiques, stratigraphiques et structurales sur le volcanisme carbonifère du col de la Croix-de-Fer (Alpes externes). Bull. Soc. Géol. France, XXVI, 6, 1269-1280.
- Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M. & Varet J. 1975 - A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia). J. Petrol., 16, 22-56.
- Barrière M. 1977 - Le complexe de Ploumanac'h (Massif Armoricaïn). Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcaline tardi-orogénique. Thèse d'Etat, Brest, 291 p.

Barton M., Salters J.M. & Huijsmans J.P. 1983 - Sr isotope and trace element evidence for the role of continental crust in calc-alkaline volcanism on Santorini and Milos, Aegean Sea, Greece. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 63, 273-291.

Bellière J. 1980 - Le massif du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges : structure et pétrologie du socle. *Géologie Alpine*, 56, 237-249.

Bordet P. & Corsin P. 1951 - Flore stéphanienne dans le massif des Grandes Rousses. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, p. 73.

Bureau de Recherches Géologiques et Minières 1973 - Carte géologique de la France 1/50.000. XXXIV-35, La Grave.

Bureau de Recherches Géologiques et Minières 1977 - Carte géologique de la France 1/50.000. XXXIV-34, St Jean-de-Maurienne.

Cameron K. & Hanson G. 1982 - Rare earth element evidence concerning the origin of voluminous mid-Tertiary rhyolitic ignimbrites and related volcanic rocks, Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 1489-1503.

Carpena J., Doubinger J., Guérin R., Juteau J. & Monnier M. 1984 - Le volcanisme acide de l'Ouest-Morvan dans son cadre géologique : caractérisation géochimique, structurale et chronologique de mise en place. *Bull. Soc. Géol. France*, XXVI, 5, 839-859.

Cocherie A. 1978 - Géochimie des Terres Rares dans les granitoïdes. Thèse 3<sup>è</sup> cycle, Rennes, 207 p.

Coulon C. 1977 - Le volcanisme calco-alkalin cénozoïque de Sardaigne (Italie). Pétrographie, géochimie et genèse des laves andésitiques et des ignimbrites. Signification géodynamique. Thèse d'Etat, Univ. Aix-Marseille III.

Coulon C. & Thorpe R.S. 1980 - Role of continental crust in petrogenesis of orogenic volcanic associations. *Tectonophysics*, 77, 79-93.

Cullers R. & Graf J. 1984 - Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust, p.237-316 in Henderson P. (ed) : Rare earth element geochemistry. Elsevier Amsterdam - Oxford - New-York - Tokyo, 510 p.

Debon F. & Le Fort P. 1982 - A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 73, 135-149.

Demeulemeester P. 1982 - Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des Massifs Cristallins Externes. Thèse 3<sup>è</sup> cycle, Grenoble, 227 p.

Depardon J.P. 1979 - Les déformations de la couverture mésozoïque au Nord de l'Oisans. Thèse 3<sup>è</sup> cycle, Univ. Lyon I, 76 p.

Dostal J., Zentilli M., Caelles J.C. & Clark A.H. 1977a - Geochemistry and Origin of volcanic Rocks of the Andes (26°-28°5'). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 113-128.

Dostal J., Dupuy C. & Lefèvre C. 1977b - Rare earth element distribution in Plio-Quaternary volcanic rocks from southern Peru. *Lithos*, 10, 173-183.

Dupuy C. & Lefèvre C. 1974 - Fractionnement des éléments traces Li, Rb, Ba, Sr, dans les séries andésitiques et shoshonitiques du Pérou. Comparaison avec d'autres zones orogéniques. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 46, 147-157.

- Dupuy C., Dostal J. & Vernières J. 1977 - Genesis of volcanic rocks related to subduction zones, geochemical point de view. Bull. Soc. Géol. France, XIX, 6, 1233-1243.
- Eichelberger J.C. 1978 - Andesite genesis and crustal evolution. Nature, 275, 21-27.
- Evensen N., Carter S. & O'Nions R. 1978 - Rare earth abundances in chondritic meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 1199-1212.
- Ewart A. 1976 - Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas. Some statistics and implications. Earth Planet. Sci. Lett., 31, 417-432.
- Fabre J. 1958 - Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). Thèse d'Etat, Paris, Mém. B.R.G.M. n°2, (1961), 315 p.
- Floyd P.A. & Winchester J.A. 1978 - Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. Chemical Geol., 21, 291-306.
- Fourcade S. 1981 - Géochimie des granitoïdes. Thèse d'Etat, Paris 7, 189 p.
- George E. 1984 - Les minéralisations uranifères jurassiques liées spatialement à une discordance hercynienne. Pétrographie, minéralogie et géochimie des gisements du Rouergue (Aveyron- France). Thèse 3è cycle, I.N.P.L., 202 p.
- Gest D.E. & McBirney A.R. 1979 - Genetic relations of shoshonitic and absarokitic magmas, Absaroka Mountains, Wyoming. J. Volcanol. Geotherm. Res., 6, 85-104.
- Giorgi L. 1979 - Contribution à l'étude géologique des terrains cristallins du massif des Grandes Rousses, Isère, France. Thèse 3è cycle, Grenoble.
- Gill J.B. 1974 - Role of underthrust oceanic crust in the genesis of a Fijian calc-alkaline suite. Contrib. Mineral. Petrol., 43, 29-45.
- Gill J.B. 1981 - Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Minerals and Rocks. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 390 p.
- Gratier J.P., Lejeune B. & Vergne J.L. 1973 - Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Thèse 3è cycle, Univ. Grenoble.
- Green D.H. & Ringwood A.E. 1967 - The origin of basaltic magmas. Contrib. Mineral. Petrol. 5, 103-190.
- Gromet P. & Silver L. 1983 - Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. Geochim. Cosmochim. Acta, 47, 925-939.
- Hanson G. 1978 - The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. Earth Planet. Sci. Lett., 38, 26-43.
- Hanson G. 1980 - Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. Ann. Rev. Earth. Planet. Sci., 8, 371-406.
- Hart S.R. & Davis K.E. 1978 - Nickel partitioning between olivine and silicate melt. Earth Planet. Sci. Lett., 40, 203-219.

Hildreth W. 1981 - Gradients in silicic magma chambers : implications for lithospheric magmatism. *J. Geophys. Res.*, 86, 10153-10192.

Jakes P. & White J.R. 1972 - Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 29-40.

Joplin G.A. 1968 - The shoshonite association : a review. *J. Geol. Soc. Austral.*, 15, 275-294.

Joron J.L. & Treuil M. 1977 - Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmaphiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bull. Soc. Géol. France*, XIX, 6, 1197-1205.

Kay R. & Gast P. 1973 - The rare earth content and origin of alkali-rich basalts. *J. Geol.*, 81, 653-682.

Kusssmaul S., Hörmann P.K., Ploskonka E. & Subieta T. 1977 - Volcanism and structure of southwestern Bolivia. *J. Volcanol. Geothermal. Res.*, 2, 73-111.

Lameyre J. 1957a - La partie nord du massif des Grandes Rousses. Etude des schistes cristallins et de la couverture sédimentaire. D.E.S., Grenoble, 105-149.

Lameyre J. 1957b - Le complexe volcanique de la partie nord du synclinal hercynien oriental du massif des Grandes Rousses. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 9, p. 157.

Lameyre J., Black R., Bonin B. & Giret A. 1983 - Les provinces magmatiques de l'Est américain, de l'Ouest africain et des Kerguelen. Indications d'un contrôle tectonique et d'une initiation superficielle du magmatisme intraplaque et des processus associés. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 53, 101-114.

La Roche H. de & Leterrier J. 1973 - Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 276, 3115-3118.

Lefevre C. 1973 - Les caractères magmatiques du volcanisme plio-quaternaire des Andes dans le Sud du Pérou. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 41, 259-272.

MacKenzie D.E. & Chappell B.W. 1972 - Shoshonitic and Calc-alkaline lavas from the Highlands of Papua New Guinea. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 35, 50-62.

Magonthier M.C. 1984 - Les ignimbrites de la Sierra Madre occidentale et de la province uranifère de la Sierra Pena Blanca. Thèse d'état, Paris VI, Mém. Sci. Terre, Univ. Curie, Paris, 84-17, 283 p.

Maury R.C. 1984 - Les conséquences volcaniques de la subduction. *Bull. Soc. Géol. France*, XXVI, 3, 489-500.

Maury R.C., Brousse R., Villemant B., Joron J.L., Jaffrezic H. & Treuil M. 1980 - Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France). I : Pétrologie. *Bull. Minéral.*, 103, 250-266.

Miyashiro A. 1974 - Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *Amer. Journ. of Sci.*, 274, 321-355.

Miyashiro A. & Shido F. 1975 - Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviours of Titanium, Vanadium, Chromium and Nickel. *Amer. Journ. of Sci.*, 275, 265-277.

Monnier M. & Stussi J.M. 1984 - Le bassin de Montreuillon N-Morvan : élément d'une association volcano-plutonique subalcaline hercynienne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 298, 601-604.

Morrison G.W. 1980 - Characteristic and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13, 97-108.

Munha J., Fyfe W.S. & Kerrich R. 1980 - Adularia, the characteristic mineral of felsic spilites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75, 15-19.

Nagasawa H. & Schnetzler C. 1971 - Partitioning of rare earth, alkali and alkaline earth elements between phenocrysts and acidic igneous magma. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35, 953-968.

Pagel M. 1981 - Facteurs de distribution et de concentration de l'uranium et du thorium dans quelques granites de la chaîne hercynienne d'Europe. Thèse d'Etat, INPL, 566 p.

Pagel M. & Leterrier J. 1980 - The subalkaline potassic magmatism of the Ballons massif (Southern Vosges, France) : shoshonitic affinity. *Lithos*, 13, 1-10.

Pearce J.A. 1976 - Statistical analysis of major element patterns in basalt. *J. Petrol.*, 17, 15-43.

Pearce J.A. 1982 - Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. p. 525-548 in Thorpe R.S. (ed) : *Andesites : Orogenic andesites and related rocks*. J. Wiley et Sons, Chichester, 724 p.

Peltz S. 1972 - Quelques considérations sur la nomenclature et la classification des pyroclastites. *Bull. volcanol.*, XXXV, 2, 295-302.

Pe Piper G. 1980 - Geochemistry of Miocene shoshonites, Lesbos, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72, 387-396.

Piantone P. 1980 - Magmatisme et métamorphisme des roches intrusives calco-alkalines du Carbonifère briançonnais entre Arc et Durance. *Minéralogie, pétrographie, géochimie*. Thèse 3è cycle, Univ. Grenoble, 214 p.

Pupin J.P. 1980 - Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 207-220.

Pupin J.P. & Turco G. 1972 - Une typologie originale du zircon accessoire. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 95, 348-359.

Pupin J.P., Bonin B., Tessier M. & Turco G. 1978 - Rôle de l'eau sur les caractères morphologiques et la cristallisation du zircon dans les granitoïdes. *Bull. Soc. Géol. France*, XX, 5, 721-725.

Ruxton B.P. 1966 - A late Pleistocene to recent rhyodacite - trachybasalt - basaltic latite volcanic association in North-East Papua. *Bull. Volcanol.*, XXIX, 347-369.

Shervais J.W. 1982 - Ti - V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 59, 101-118.

Smith R.L. 1960 - Ash flows. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 71, 795-842.

Tessier M., Pupin J.P., Turco G. & Vellutini P. 1978 - Le zircon, un argument pour distinguer les rhyolites orogéniques des rhyolites des complexes annulaires : l'exemple corso-provençal. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 287, 407-410.

Thorpe R.S., Potts P.J. & Francis P.W. 1976 - Rare earth data and petrogenesis of andesite from the North Chilean Andes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54, 65-78.

Thorpe R.S. & Francis P.W. 1979 - Variations in andean andesite compositions and their petrogenetic significance. *Tectonophysics*, 57, 53-70.

Treuil M. & Varet J. 1973 - Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. *Bull. Soc. Géol. France*, XV, 506-540.

Villemant B., Joron J.L., Jaffrezic H., Treuil M., Maury R.C. & Brousse R. 1980 - Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France), II : géochimie. *Bull. Minéral.*, 103, 267-286.

Watson E.B. 1979 - Zircon saturation in felsic liquids : Experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 407-419.

Wood D., Joron J.L. & Treuil M. 1979 - A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 45, 326-336.

Wright J.L., Smith R.L. & Self S. 1980 - A working terminology of pyroclastic deposits. *J. Volcanol. Geothermal Res.*, 8, 315-336.

Zarate Cruz G. 1983 - Etude pétrologique et géochimique des roches volcaniques de la Sierra Del Nido, Chihuahua, Mexique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VI, *Mém. Sci. Terre Univ.*, Paris, 83-30, 68 p.

Ziegler P.A. 1980 - Northwestern Europe : Subsidence patterns of Post-Variscan basins. *Mém. BRGM*, 108, Coll. C 6, 26<sup>e</sup> CGI, 249-280.