# Implications tectoniques possibles des directions des filons carbonifères et triasiques de la partie Sud et Ouest du massif cristallin des Écrins-Pelvoux

par Georges BUFFET \* et Roland AUMAITRE \*\*

RÉSUMÉ. – Dans la partie Sud-Ouest du massif des Écrins-Pelvoux, un réseau de filons lamprophyriques datés radiométriquement du Carbonifère recoupe le socle anté-triasique. Ces filons sont plus abondants que les filons doléritiques d'âge triasique. La dispersion des directions filoniennes lamprophyriques plus grande que celle des dolérites montre que des déformations tectoniques se sont produites entre 310 et 195 MA (phase asturienne?).

Dans la partie Sud du massif, les filons doléritiques triasiques sont les plus abondants. Leur direction dominante Nord-Sud implique une mise en place dans un système distensif causé soit par un bombement de socle d'allongement Nord-Sud, soit par un mécanisme induisant des décrochements sénestres N 50. Cette seconde hypothèse est préférée à la première car elle permet mieux d'interpréter des variations de direction et des courbures locales des filons.

## Introduction.

Le socle cristallophyllien du massif des Écrins-Pelvoux est recoupé par un réseau pafois très dense de filons basiques (VATIN-PÉRIGNON et al., 1972). On y distingue (BELLANGER et BUFFET, 1979) d'une part des filons à caractère lamprophyrique d'âge carbonifère 330 MA), et d'autre part des filons doléritiques d'âge triasique (195-200 MA). La répartition géographique de l'abondance relative de ces deux catégories de filons coincide approximativement avec les domaines structuraux définis par LEFORT (1971). En effet, les lamprophyres dominent dans la zone corticale (Valbonnais et massif du Chaillol), alors que les dolérites sont surtout représentées dans le massif de Crupillouse, le massif du Sirac et le vallon de la Selle de Vallouise, secteurs appartenant au noyau (fig. 1).

Lamprophyres et dolérites recoupent toutes les formations cristallophylliennes du socle mais n'ont jamais été observés en position sécante par rapport aux sédiments permotriasiques.

Ces deux épisodes intrusifs se situent donc dans un intervalle de temps de plus de 100 MA (195 à 310) où les événements géologiques sont difficiles à mettre en évidence par défaut de dépôts sédimentaires. En effet, le Permien et le Trias sont très discontinus et ne sont qu'exceptionnellement fossilifères. L'analyse structurale des directions filoniennes reste dont le seul mar-

<sup>\*</sup> Laboratoire de Géologie Alpine, La CNRS 69, Institut Dolomieu, rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble Cédex.

<sup>\*\*</sup> Minatome, 65-73 rue Dutot, 75738 Paris Cédex.

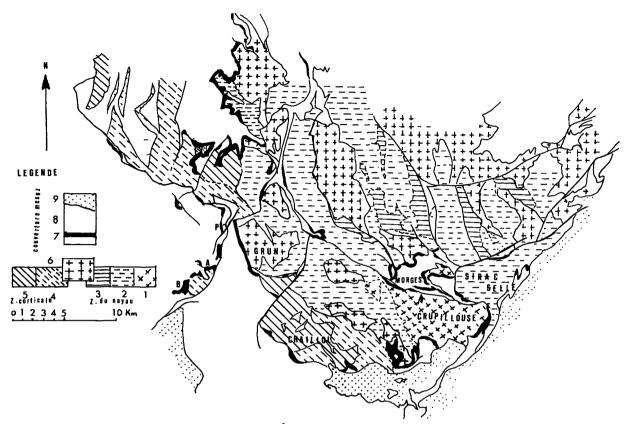


Fig. 1. — Carte schématique du Sud du massif des Écrins Pelvoux d'après GIDON (1976) et LE FORT — PECHER (1971). Dans les formations du noyau plus mobilisé on distingue les orthogneiss de Crupillouse (1), les gneiss océllaires et migmatites (2) et les grandes zones amphiboliques (3). Pour les formations de la zone corticale seules ont été distinguées les leptinoamphibolites (5), des micaschistes et conglomérats (4). Des granites hercyniens (6) recoupent le socle. Dans les niveaux antésénoniens de la couverture mésozoïque (8) la position des principaux affleurements de spilites triasiques (7) a été reportée. Le Tertiaire a été regroupé avec les formations postérieures à la discordance sénonienne (9).

queur dont nous disposons actuellement. Quelques regroupements statistiques des directions filoniennes du massif du Sirac – Selle de Vallouise avaient été tentées (AUMAÎTRE et BUFFET, 1973), mais ils ne concernent que des secteurs limités et ne séparaient pas les lamprophyres des dolérites : l'interprétation restait donc problématique et non représentative à l'échelle du massif des Écrins-Pelvoux.

Depuis, grâce à de nouvelles mesures effectuées d'une part pendant les levers de la feuille Saint-Bonnet 1/50 000° (à paraître), d'autre part au cours de quelques reconnaissances radiométriques, le domaine de représentativité des interprétations peut être élargi à toute la bordure Sud et Sud-Ouest du massif.

# Les lamprophyres carbonifères.

Concentrés dans la zone corticale du socle du massif des Écrins-Pelvoux les filons lamprophyriques se présentent sous la forme de feuillets de 0,50 à 2 m d'épaisseur, et en quelques endroits, d'amygdales pouvant atteindre la vingtaine de m de puissance. Les lamprophyres sont surtout abondants dans le massif du Chaillol où, dans 75 % des cas ils présentent une direction proche de N 50 et un pendage fort (70 à 90 °) vers le Nord-Ouest ou vers le Sud-Est.

Quelques directions de filons sont grossièrement orthogonales aux précédentes. Sur la figure 18, elles se disposent graphiquement autour

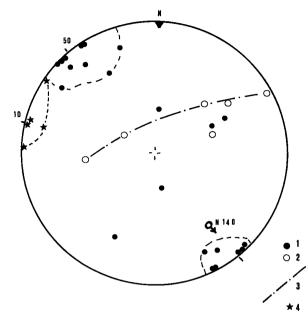


Fig. 2. – Projection stéréographique des pôles des plans filoniens de la Montagne du Petit Chaillol dans le canevas de Wulf (hémisphère inférieur). Les lamprophyres (1) sont assez dispersés, mais à part les filons du Pas du Limon (2) qui se disposent autour d'un pli (3) à axe N 140, ils se regroupent en majorité autour de la direction N 50, distincte de la direction moyenne des rares filons doléritiques (4) manifestement postérieurs.

d'un axe N 140 penté de 10 ° vers le Sud-Est. Il serait bien hasardeux de vouloir trouver une signification structurale précise à cet axe. Toute-fois, dans le même secteur géographique des filons doléritiques présentent une direction beaucoup plus constante, subméridienne et subverticale, donc conforme aux directions filoniennes des dolérites triasiques du reste du massif.

Ceci pourrait signifier qu'entre les deux épisodes intrusifs des déformations tectoniques se sont produites. Or, suivant l'interprétation des mesures radiométriques, l'âge des lamprophyres se situe entre 300 et 335 MA, mais il semble qu'il faille considérer l'âge de 310 MA comme une limite inférieure, l'âge le plus probable se situant aux alentours de 330 MA (BELLANGER et BUFFET, 1979). Les lamprophyres du Pelvoux sont donc sensiblement plus anciens que ne le pensait SARROT REYNAULD (1964) qui voyait en eux le marqueur de la phase asturienne de l'orogénèse hercynienne.

Par ailleurs, les lamprophyres présentent des caractères pétrographiques d'altération hydrothermale (pseudomorphose de minéraux ferromagnésiens par de la chlorite, existence d'exsudations carbonatées), comparables aux effets de la spilitisation des dolérites triasiques. Or dans les deux cas altération et spilitisation se sont surtout produites au cours ou immédiatement après la mise en place des filons, et se sont développées préférentiellement dans des faciès respectivement pegmatitoïdes pour les lamprophyres et porphyroïdes pour les dolérites. Comme ces faciès ont d'étroites analogies minéralogiques et géochimiques (VATIN-PÉRIGNON et BUFFET, 1978) une liaison génétique entre lamprophyres et dolérites paraissait possible. Une telle liaison apparaissait d'autant moins improbable que dans la montagne du Chaperon (Massif du Chaillol) un filon lamprophyrique à cœur doléritique avait été trouvé. Pourtant l'étude géochronologique, comme l'analyse structurale sont en contradiction avec cette hypothèse de consanguinité (par une filiation magmatique directe). On doit donc admettre ici que les directions structurales hercyniennes jalonnées par les lamprophyres ont pu être réutilisées par les dolérites au Trias.

Les filons lamprophyriques du Sud et du Sud-Ouest se placent donc dans la logique de l'orogène hercynien. Leur mise en place apparaît davantage prolonger celle des granites leucocrates à mégacristaux « tardihercyniens » comme le granite du Grun de Saint-Maurice (342 MA ± 25 – STORET, 1968), le granite du Rochail (320 MA ± 30 – BUFFIÈRE, 1961) ou même celui du Pelvoux (296 MA ± 25 – CHESSEX et al., 1963), que constituer un épisode intrusif indépendant.

# Les dolérites triasiques.

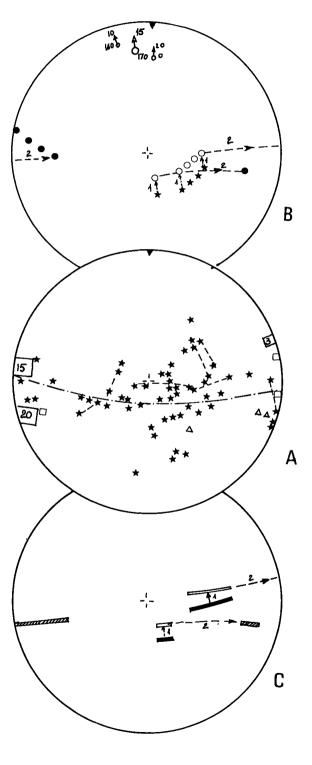
Les études antérieures (TANE et al. 1963; MI-CHEL et VERNET, VATIN-PÉRIGNON et al., 1972-1974; AUMAÎTRE et BUFFET, 1973) concernant aussi bien des spilites triasiques que les filons doléritiques étudiés ici, se sont limitées à la minéralogie, à la pétrographie et à la magmatogenèse de ce matériel volcanique et hypovolcanique, la signification structurale n'ayant été qu'effleurée. L'analyse structurale présentée ici n'a cependant pas la prétention d'être exhaustive. On remarquera par exemple, que les regroupements statistiques n'ont été effectués que visuellement sur canevas de Wulf.

La méthode est loin d'être rigoureuse, mais l'échantillonage des mesures, étalé sur plus de cinq années d'observations par plusieurs géologues n'est pas suffisamment homogène pour autoriser des traitements automatiques. Il s'agit principalement du problème de la représentativité d'une mesure par visée d'un filon affleurant dans une falaise subverticale par rapport aux 20 ou 30 mesures que l'on peut effectuer sur un réseau de filons sécants ou courbes affleurant dans des polis glaciaires. L'analyse se contente donc de visualiser globalement les grandes tendances dans le but de construire une hypothèse tectonique que l'on pourra tester cas par cas. En outre, elle se limite aux massifs du Sud et du Sud-Est de la région étudiée.

Graphiquement (fig. 3), les pôles des plans matérialisant les directions filoniennes se répartissent le long d'un grand cercle dont le pôle a une orientation subméridienne (N 0 à N 10) et est penté de 20° environ vers le Nord. Si l'on admet que tous les filons de ce secteur étaient originellement des dykes subverticaux, la disper-

Fig. 3. - A. Projection stéréographique de l'ensemble des filons du secteur Crupillouse-Sirac. Vallon de la Selle de Vallouise. Sur canevas de Wulf (hémisphère inférieur). Les filons du vallon de la Selle (étoiles) se répartissent grossièrement le long d'un grand cercle (trait mixte) dont le pôle oscille entre Nord-Ouest, 20° Nord et N 10, 15° Nord. Les liaisons en pointillé matérialisent des torsions vues pas à pas sur le terrain. Pour les filons du versant Ouest du Sirac (carrés) la densité est si serrée que l'on a reporté le nombre des filons dont la direction a été mesurée. Le dyke de Crupillouse (triangles) s'inscrit aussi dans la logique de ces directions. - B. Hypothèse de rabattement pour la reconstitution initiale: 1) rotation de 15° autour d'un axe N 100; 2) rabattement autour d'un axe N 10 jusqu'à ce que les filons d'une même zone d'affleurement soit approximativement verticaux. - C. Application pour l'exemple de la figure 6 en noir, position actuelle des filons, en hachuré position initiale probable.

sion majeure des directions actuelles peut s'interpréter comme résultant d'une déformation du socle en un grand pli de direction Nord-Sud à



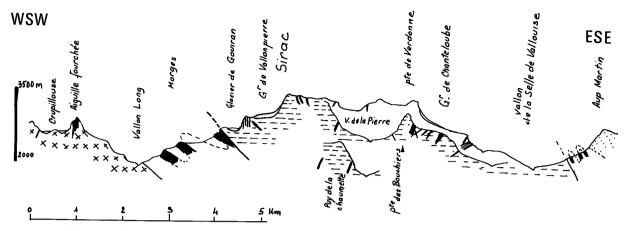


Fig. 4. – Coupe schématique et emplacement approximatif des zones filoniennes, les figurés de la carte fig. 1 ont été conservés.

axe penté vers le Nord. Cette hypothèse est suggérée par le contexte géologique (fig. 4) et n'est pas en désaccord avec le modèle de déformation polyphasé du massif du Pelvoux au cours de la tectonique alpine présenté par GIDON (1979).

Dans un tel pli de socle, les filons situés le plus à l'Ouest (Sirac-Gouiran) n'auraient subi qu'une transition (chevauchement sans rotation) alors que les filons du versant Est (Vallon de la Selle de Vallouise) auraient subi un basculement allant jusqu'au redressement à la verticale de la couverture sédimentaire. Selon cette hypothèse, pour estimer la direction originelle des filons, il faut effectuer tout d'abord une rotation de 20° autour d'un axe horizontal N 10 (remise à l'horizontale de l'axe N 10 du « pli »). Ensuite, chaque groupe de filons appartenant à un même affleurement devra être globalement rabattu jusqu'à la verticale autour de l'axe N 10. A la suite de ces rabattements les directement filoniennes se regroupent en deux modes principaux. Le premier mode correspond à une direction N 160-N 180, il est formé par les deux tiers des valeurs. On y retrouve aussi bien les filons du Sirac que ceux du vallon de la Selle.

Le second mode nettement minoritaire est formé surtout de filons du vallon de la Selle qui donnent des valeurs comprises entre N 10 et N 30. Ils ne constituent pas une génération magmatique distincte, car ils sont indifféremment recoupants ou recoupés, ni une tendance pétro-

graphique particulière, comme en témoignent les deux exemples sélectionnés (fig. 5 et 6).

Ces exemples montrent aussi que les divergences de directions sont originelles et ne sont pas à mettre sur le compte de déformations tec-

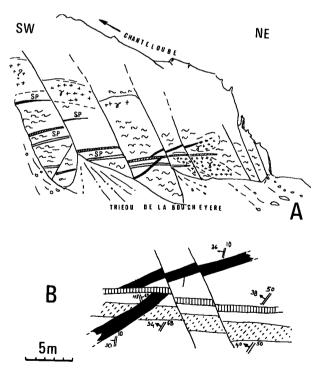


Fig. 5. - A. Filons sécants du Triéou de la Boucheyère.
- B. Exemple des filons du point X = 917,80, Y = 285,14,
Z = 2640.

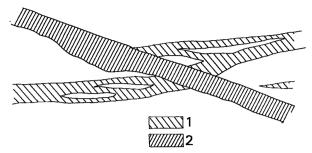


Fig. 6. – Exemple du point X = 917,04 – Y = 284,91 – Z = 2575 où des dolérites microcristallines à amphiboles (1) sont tordues puis recoupées par des dolérites intersertales à pyroxène (2).

toniques secondaires non prises en compte dans notre hypothèse volontairement schématique qui permet cependant une certaine harmonisation des valeurs ainsi qu'une simplification qui nous la feront considérer comme un modèle satisfaisant. Il reste à déterminer la cause de l'ouverture des fissures dans lesquelles le matériel filonien s'est injecté. Or, en milieu continental trois types de mécanismes sont susceptibles d'induire des fissures d'extensions scellées par les dykes.

- 1. Ouverture d'un rift intracontinental à volcanisme fissural axial, dont l'évolution peut donner des volcans boucliers allongés, axés sur un système de bombements et d'effondrements dans lequel des dykes peuvent se recouper sous une faible incidence, et occuper en fin d'évolution des failles curvilinéaires (modèle de VARET, 1973, basé sur une synthèse des observations de l'Afar);
- 2. Intrusion de type anorogénique aboutissant à un complexe annulaire et son cortège de filons radiaires et coniques comme ceux décrits dans le Tibesti par VINCENT (1963);
- 3. Fissures d'extension résultant d'une compression dont la contrainte maximale est horizontale, c'est-à-dire dans un système de décrochements.

Dans le cas du secteur étudié, les observations restent encore trop localisées pour en déduire un régime généralisable à l'ensemble du massif. Nous sommes là encore contraints de rester dans le domaine des hypothèses. Le cas 2 semble devoir être le premier à écarter, du moins dans

sa version schématique, du fait de la stabilité et de la prédominance de la direction subméridienne sur une largeur Est-Ouest de 25 km, jusque dans le massif du Chaillol. L'hypothèse l paraît difficilement conciliable avec la proportion volumique observée entre le matériel intrusif et l'encaissant. En effet, les zones où les filons représentent plus de 20 % du volume total restent limitées à des secteurs discontinus dont l'importance ne dépasse que rarement quelques hectares à l'affleurement. D'autre part, le volume de matériel effusif émis au cours de cette activité volcanique reste relativement modeste (4 à 5 coulées en moyenne, assez discontinues sur la périphérie du massif et donnant des empilements ne dépassant que rarement la centaine de mètres). Il faudrait supposer que le mécanisme ait été limité dans l'espace et surtout rapidement avorté dans le temps pour être invoqué comme générateur du volcanisme triasique.

La dernière hypothèse implique un système de fissures disposées en échelons le long d'une zone de cisaillement. La direction dominante Nord-Sud de ces fissures d'extension verticale implique un système décrochant soit sénestre et orienté autour de N 50 soit dextre et orienté autour de N 130 (fig. 7A, 7B). Les deux systèmes pourraient même être conjugués et dans ce cas correspondre à une déformation résultant d'une contrainte Nord-Sud.

Or de tels accidents, qu'ils soient tardi-hercyniens ou alpins, sont connus aussi bien dans le secteur étudié qu'à une échelle régionale plus étendue:

- 1. A l'échelle du Sud-Est de la France on connaît de très grands décrochements N 50 (faille des Cévennes) tardi-hercyniens datés de 310 à 250 MA (ARTHAUD et MATTE, 1975), pour lequels on peut supposer un rejeu au Trias et au Lias (VIALON et PECHER, 1974). La prolongation de ces accidents coïncide avec des grandes coupures entre et dans les massifs cristallins externes des Alpes en donnant des zones de mobilité qui ont rejoué tout au long de l'évolution structurale (GRATIER et al., 1973).
- 2. A l'échelle du massif des Écrins Pelvoux des accidents N 50 associés à des discontinuités

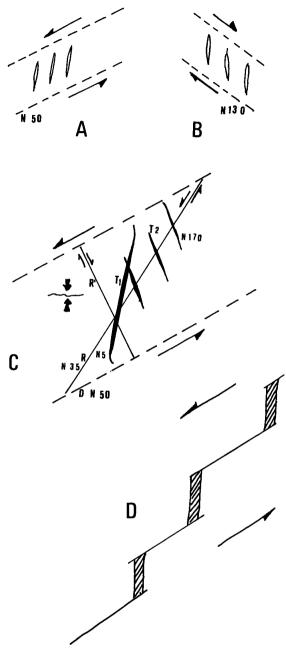


Fig. 7. — Modèle de mise en place de filons dans les fissures d'extension à dominantes Nord-Sud. Cas général correspondant à un sytème de décrochements sénestre N 50 (A) ou dextre N 130 (B). En C la figure plus complète interprète les entrecroisements de filons entre les fissures de tension d'ordre 1 (T 1) et les fissures d'ordre 2 (T 2) induites du décrochement secondaire ou faille de Riedel (R). En D fonctionnement continu d'un système de décrochements relayé par des fissures de tension, laissant une véritable ouverture pour l'ascension de magma.

N 120 à N 140 délimitent un découpage losangique du socle et induisent une disposition en étoile des lambeaux de la couverture mésozoïque (VERNET, 1965; LEFORT et PECHER, 1971; GIDON, 1979). Ce découpage antérieur à toutes déformations alpines synschisteuses serait induit par une compression Nord-Sud (VIALON et al., 1976) et pourrait avoir été amorcé dès le Trias. La relation avec la mise en place du volcanisme spilitique a déjà été suggérée par VIALON et PECHER (1974).

3. A l'échelle de l'affleurement enfin où le modèle de cisaillement repris et complété par ROBERT et VIALON (1976) (voir fig. 7C) permet d'interpréter les entrecroisements de filons comme celui schématisé figure 5 comme des recoupements de fentes de tension de premier et second ordre, donc sans hiérarchie chronologique. De même dans l'exemple de la figure 6, le filon courbe pourrait résulter d'une torsion syncinématique; il est recoupé par un filon qui serait induit par un état des contraintes plus proches de l'état final.

En dernier lieu, le modèle de cisaillement N 50 permettrait d'interpréter aussi la position et la nature particulière de certains empilements de coulées spilitiques principalement ceux de l'alignement Beaufin-Col de Pré Clos (fig. 1). En effet, les gisements de cette zone allongée N 30 à N 50 présentent tous des structures doléritiques subophitiques très caractéristiques que l'on ne retrouve qu'exceptionnellement dans les autres secteurs. Les ressemblances géochimiques rejoignent les ressemblances minéralogiques (AUMAÎ-TRE et BUFFET, 1973). La grande variabilité du nombre et de l'épaisseur des coulées permet difficilement d'envisager une origine commune à partir d'un point d'émission unique pour le secteur. Un chapelet de petits appareils, mis en place dans des conditions identiques, paraît plus vraisemblable. Cette mise en place se concevrait alors aisément en envisageant un fonctionnement sénestre de décrochements N 50 relayés par des fentes de tensions maintenues ouvertes par un fonctionnement relativement continu du régime de cisaillement (fig. 7D). Ce schéma utilisé par BONIN et LAMEYRE (1978) pour expliquer la position de complexes anorogéniques le

long « de grands cisaillements affectant l'ensemble de la lithosphère (faille transformante) » se transpose sans difficulté à l'échelle du socle granitisé rigide de la région étudiée ici.

Ainsi, la mise en place des filons doléritiques et des coulées triasiques s'intègre dans un schéma volcanique cohérent. Ce modèle de mise en place dans un système de décrochements est donc préféré ici aux modèles de rift ou de complexe anulaire centrés sur le massif.

### Conclusions.

L'analyse des directions filoniennes souligne les différences entre le réseau filonien lamprophyrique carbonifère et le réseau doléritique triasique associé au volcanisme spilitique.

- 1. Les directions hercyniennes des filons lamprophyriques localement plus dispersées que les directions triasiques ne permettent pas de définir avec certitude leur signification structurale. Cependant, l'âge radiométrique de ces roches les rattache aux granitisations de la fin du cycle hercynien.
- 2. En revanche, l'épisode triasique permet tout d'abord de mettre en évidence une direction moyenne unique pour tous les filons, après restitution. Ceci peut s'interpréter soit dans un régime de rift très limité causé par un bombement de socle, mais rapidement avorté, soit dans un système de décrochements sénestres N 50. La préférence que nous accordons à la deuxième hypothèse suppose que ces grands accidents N 50 des massifs cristallins externes des Alpes françaises occidentales affectent toute la lithosphère et ont fonctionné dès le Trias, voire même depuis la période tardi-hercynienne. Ceci reste cependant à confirmer par des arguments sédimentologiques et paléogéographiques.

### REFERENCES

ARTHAUD D. & MATTE (Ph.) (1975). – Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe, Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, 1975, 139-171.

- AUMAÎTRE (R.) BUFFET (G.) (1973). Minéralogie, pétrologie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du Massif des Écrins Pelvoux. (Alpes françaises occidentales). Thèse 3° cycle Grenoble. 361 p.
- BELLANGER (D.), BUFFET (G), (1979). Les filons de kersantites de la zones corticale du massif des Écrins-Pelvoux. Un épisode intrusif carbonifère. 7° réunion annuelle des Sciences de la Terre. Lyon 1979. Soc. Geol. Fr. édit. Paris. P. 41.
- BONIN (B.), LAMEYRE (J.) (1978). Réflexions sur la position et l'origine des complexes magmatiques anarogéniques *Bull. Soc. Géol. France*, 1978, 7<sup>e</sup> série, t. XX, nº 1, p. 45-59.
- BUFFIERE (J.M.) (1961). Les formations cristallines de l'extrémité NO du Pelvoux. D.E.S. Grenoble.
- CHESSEX (R.), DELALOYE (M.), KRUMMENACHER (D.), VUAGNAT (M.) (1963). Nouvelles déterminations d'âges plomb total sur les zircons alpins (2° série). Bull. Suisse de Min. et Pétro. n° 43, pp. 43-60.
- GIDON (M.) (1976). Carte géologique des Alpes Occidentales au 1/250 000°. Édition DIDIER RI-CHARD. Grenoble.
- GIDON (M.) (1979). Le rôle des étapes successives de déformation dans la tectonique alpine du massif du Pelvoux (Alpes occidentales). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 288 (5 mars 1979), série D, p. 803-806.
- GRATIER (J.P.), LEJEUNE (B.), VERGNE (J.L.) (1973).
  Étude des déformations de la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Thèse 3° cycle Grenoble. 285 p.
- LE FORT (P.) (1971). « Géologie du Haut-Dauphiné ». Thèse Doctorat État, Nancy, centre Doc CNRS nº AO 5301.
- LE FORT (P.), PECHER (A.) (1971). « Présentation d'un schéma structural du Haut-Dauphiné cristallin » C.R. Acad. Sc. Paris, t. 273, série D, p. 3-5, 1971.
- MICHEL (R.), VERNET (J.) (1956). Une cheminée volcanique triasico-liasique en Dauphiné: l'Aiguille Fourchée (secteur Sud du Pelvoux, Hautes Alpes). C.R. Paris, t. 242, p. 3 096-3 098, série D.
- ROBERT (J.P.) VIALON (P.) (1976). Déformation interne et déformation aux limites dans dans assemblage de blocs découpés par un cisaillement. Le clivage schisteux des niveaux structuraux supérieurs. Bull. Soc. Geol. Fr., 1976, 7° série, t. XVIII, n° 6, p. 1 599-1 604.

- SARROT-REYNAULD (J.) (1964). Le volcanisme permo-carbonifère dans la zone des massifs cristallins externes des Alpes françaises. Ve Congrès Int. Str. Geol. du Carbonifère, 1963. Extraits p. 741-753 – 1974.
- STORET (J.B). (1968). Géochronologie par la méthode au Plomb total sur zircons. Mise en œuvre par fluorescence X. Thèse Grenoble, 1968. 288 p.
- TANE (J.L.) (1963). Sur la genèse des laves spilitiques du Massif du Pelvoux (Alpes du Dauphiné), 88° Congrès Sociétés Savantes (II), p. 191-199.
- VATIN-PERIGNON (N.), AUMAÎTRE (R.), BUFFET (G.) (1974). La spilitisation dans le massif des Écrins Pelvoux. Un cortège intrusif et effusif dolérito spilitique. Géologie Alpine p. 50, t. 153-194.
- VATIN-PERIGNON (N.), BUFFET (G). (1978). Le réseau filonien basique du Massif du Petit Chaillol (Sud-Ouest du Massif des Écrins Pelvoux). 6 réunion Ann. Sciences de la Terre Orsay 1978, Soc. Geol. France Ed., p. 396.

- VATIN-PERIGNON (N.), JUTEAU (Th.), LE FORT (P.). (1972). Les filons du Massif du Pelvoux (Alpes occidentales Françaises). Géologie Alpine, t. 48, p. 207-227.
- VARET (J.). Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques. Exemple de l'Afar. Thèse Orsay. 491 p.
- VERNET (J.) (1965). La zone du Pelvoux Argentera. Étude de la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du sud des Alpes occidentales. Bull. Serv. Carte Géologique Fr., nº 275, t. XL, p. 177-185.
- VIALON (P.), BOUDON (J.), GAMOND (J.F.), GRATIER (J.P.), ROBERT (J.P.), DEPARDON (J.P.), GAY (M.) RUHLAND (M.). (1976). L'arc alpin occidental; réorientation de structures primitivement Est-Ouest par glissement et étirement dans un système de compression Nord-Sud? Eclog. Geol. Helv. 692, p. 509-519.
- VIALON (P.), PECHER (A.) (1974). Métamorphismes, clivages schisteux et dérivés dans le cadre pétrostructural des massifs cristallins du Haut-Dauphiné et de leur couverture. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), XVI, 1974, n° 3, p. 266-268.