

**L'ASSEMBLAGE OPHIOLITIQUE DU BAËR-BASSIT (NORD-OUEST DE LA SYRIE) :
ETUDE PÉTROGRAPHIQUE ET GÉOCHIMIQUE DU COMPLEXE FILONNIEN,
DES LAVES EN COUSSINS QUI LUI SONT ASSOCIÉES,
ET D'UNE PARTIE DES FORMATIONS EFFUSIVES DU VOLCANOSÉDIMENTAIRE**

Jean-François PARROT

*Laboratoire de Géologie
SSC de l'ORSTOM
70-74, route d'Aulnay, 93140 Bondy*

RÉSUMÉ

Le complexe filonien diabasique subvertical de la région ophiolitique du Baër-Bassit (nord-ouest de la Syrie) et les laves qui lui sont associées, sont compris dans des écailles péridotitogabbroïques charriées au Maestrichtien sur la bordure septentrionale de la plateforme arabe, coinçant, plissant et laminant une série volcanosédimentaire triasicojurassique qui renferme deux niveaux effusifs différents : l'un tholéiitique d'âge triasique, l'autre alcalin à péralkalin d'âge fini-jurassique début crétacé.

Le complexe filonien recoupe les gabbros lités ; tholéiitique avec une légère tendance alcaline, il est comparable à celui que l'on retrouve plus au nord, dans le Hatay (Turquie) ; il peut être considéré comme le témoin d'une ride médio-océanique : la ride médiotéthysienne.

Les laves en coussins qui lui sont associées comprennent deux niveaux distincts : un niveau inférieur dont les filons nourriciers forment *pro parte* le complexe filonien, et un niveau supérieur hypertholéiitique discordant et dont l'âge (campano-maestrichtien) et l'origine seraient différents.

Signalons enfin que les manifestations volcaniques triasiques du volcano-sédimentaire peuvent être considérées comme comagmatiques des laves en coussins du niveau inférieur et des dykes du complexe filonien.

SUMMARY

The subvertical diabasic sheeted complex of the Baër-Bassit ophiolitic area (North-western Syria) and the associated pillow-lavas, are comprised in peridotitic and gabbroic slices thrust at Maestrichtian age on the northern border of the arabic platform ; those slices have folded, wedged and laminated a triassic and jurassic volcano-sedimentary formation containing two different volcanic levels : the first one is tholeiitic and triassic ; the second one is alkaline with an upper jurassic-lower cretaceous age.

The dike complex cuts layered gabbros ; it is tholeiitic with a light alkaline tendency ; it is comparable to the Hatay dike complex (Turkey) which is farther to the North ; it may be regarded as the witness of a medio-oceanic ridge : the mediotethysian ridge.

The associated pillow-lavas include two different levels : a lower one, the feeding dikes of which form *pro parte* the sheeted complex, and an upper one unconformed and strongly tholeiitic, the age (campano-maestrichtian) and the origin of which would be different.

The triassic volcanism of the volcano-sedimentary formation is perhaps comagmatic to the lower pillow-lava level and dikes of the sheeted complex.

التجمع الا وفيوليتي لمنطقة الباير والبسيط (شمال غرب سورية)

دراسة بتروغرافية وجيوكيميائية للمعقد العرقي، وللصبات الوسادية المشاركة له وللصبات الترياسية المشاركة للتشكلات الرسوبية.

ان المعقد العرقي الديابازي، والعمودى تقريبا للمنطقة الا وفيوليتية للباير والبسيط (شمال غرب سورية) والصبات التي تشاركه توجد بكاملها ضمن قشور مشكلة من البيريد وتيت والغا برومحملة في المايستريكيان على الطرف الشمالي للعتبة العربية هذا المعقد الا وفيوليتي سبب طي وحصر وتصفيح مجموعة بركانية رسوبية من عمر الترياس والجوراسي هذه المجموعة تحتوى على مستويين من الصبات المختلفة : الا ول هو توليتي من الترياس والثاني هو قلووى فوق قلووى عائد لنهاية — بدء الكريتاسي.

المعقد العرقي يقطع الغابروذو البنية السريرية هذا المعقد التوليتي والذي له قلووية خفيفة يشابه المعقد الذي يوجد الى الشمال من منطقة انطاكية (تركيا) هذا المعقد يمكن اعتباره كشاهد على المرتفع الذي تشكل في وسط المحيط (المرتفع الميد يوتيتيد يان) الصبات الوسادية التي تشاركه تشمل مستويين مميزين : مستوى علوى هيبرتوليتي غير متوافق وعمره يعود للكامبان — مايستريكيان وأصل هذا المستوى العلوى هو مختلف عن الأول.

ونشير اخيرا ان الظواهر البركانية الترياسية للتشكلات البركانية الرسوبية يمكن اعتبارها من نفس عمر الصبات الوسادية للمستوى السفلي وللعروق الجد ادية للمعقد العرقي.

ZUSAMMENFASSUNG

Die senkrechte djabasische Ganggruppe des ophiolitischen Gebietes von Baër-Bassit (Nord-Westen von Syrien) und die verbundenen Laven sind in einer peridotit-gabbroischen Schuppenstruktur einbegriffen. Diese Schuppen wurden während der Maestrichtperiode auf den nördlichen Rand der arabischen Schelfe übergeschoben. Dabei wurde eine Trias-Jura alte vulkansedimentäre Folge verkeilt, gefaltet und gewalzt. Diese Folge begreift zwei verschiedene Bildungen ein : die erste ist Trias-alt und tholeitisch, die zweite ist alkalisch und stammt von dem Ende der Jurazeit und dem Anfang der Kreidezeit.

Die Ganggruppe erbohrt die schichtige Gabbro-bildungen ; sie ist tholeitisch mit einer leichten alkalischen Tendenz ; sie ist mit der mehr nördlichen Hatay-Gruppe (Türkei) vergleichbar ; man kann sie als ein Zeuge der mittelozeanischen Runzel (die mittelthethysche Runzel) ansehen.

Die verbundenen Kissenlaven umfassen zwei verschiedene Bildungen : eine untere Bildung welcher nähernden Gänge die Ganggruppe zum Teil bilden, und eine diskordante und hypertholeitische Oberbildung. Das Alter (Kampan-Maestrichtzeit) und die Herkunft erscheinen verschieden.

Das Triasvulkanismus der vulkansedimentäre Folge kann als gemeinmagmatisch mit den unteren Pillow-lavas und der Ganggruppe betrachtet werden.

РЕЗИОМЕ

Диабазовый субвертикальный жильный комплекс офиолитовой области Баер-Бассит (северо-западная Сирия) и приобщенные к нему лавы включены в перидотито-габбровые чешуи, подвергшиеся, в маестрихтовую эпоху, шарфазму по северному краю арабской платформы, и произведшие заклинивание и сплющивание в складки триасо-юрской вулканоосадочной серии, содержащей два различных эффузивных уровня: толеитовый, триасового возраста, и щелочный-надщелочный, относящийся к периоду поздний юрский-ранний мел.

Жильный комплекс перерезывает залегающие среди слоев габбро; толеитовый, с слегка щелочной тенденцией, он может быть сравним с другим комплексом, находящемся севернее, в Гатае (Турция); его можно считать следом среднеокеанской складки: среднефетидовой.

Приобщенные к нему подушечные лавы содержат два различных уровня: нижний, питающие жилы которого частично составляют жильный комплекс,

и верхний, гиперталеитовый, несогласный, возраст (кампанско-маестрихтовое) и происхождение которого вероятно иные.

Отметим наконец, что триасовые вулканические проявления вулканоосадочного комплекса можно считать происходящими из той-же магмы что и подушечные лавы нижнего уровня и дайки жильного комплекса.

INTRODUCTION

Le « pays des roches vertes » du nord-ouest de la Syrie est une région fortement tectonisée ; s'y mêlent une tectonique tangentielle maestrichtienne contemporaine de la mise en place des ensembles basique-ultrabasiques, et une tectonique cassante ultérieure.

Lors du charriage, apparemment nord-est sud-ouest (cf. WHITECHURCH et PARROT, 1974), des grandes masses péridotitogabbroïques et de l'ensemble volcanique qui leur est directement associé, celles-ci ont entraîné en le plissant et l'écrasant, et ont coincé au cours de leur écaillage, un ensemble volcanique et sédimentaire dont l'âge s'étend du trias au crétacé moyen. Si l'on brosse à grands traits une coupe est-ouest, celle-ci peut se résumer en une importante écaille péridotitogabbroïque de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur formant dans l'arrière-pays les hauteurs du Baër et reposant directement au nord, par un contact anormal, sur le massif calcaire du Djebel Aqraa (1), notamment par endroits sur

(1) Le pendage du contact anormal majeur des péridotites sur les calcaires maestrichtiens du Djebel Aqraa est de 60° Sud, voire plus ; ceci semble accréditer l'existence, à cet endroit, d'un mouvement de surrection du substratum calcaire de la nappe ophiolitique, mouvement qui se serait en outre traduit par la formation, au milieu de l'ensemble ophiolitique du Baër-Bassit, d'une zone étroite de fractures cassantes (cf. fig. 1) qui présente une direction est-ouest, est parallèle à la direction du contact des ophiolites sur leur substratum, et est située à une dizaine de kilomètres au sud de ce contact ; l'existence de cette zone de fractures peut en effet être attribuée au fait que la nappe ophiolitique du Baër-Bassit n'a pas résisté au pliage consécutif à la surrection du Djebel Aqraa et a cassé au point charnière. Le substratum calcaire des ophiolites a dû être surélevé dans le secteur du Djebel Aqraa, ultérieurement au charriage des unités ophiolitiques et des terrains qui leur sont étroitement associés, par suite du mouvement de compression résultant de l'avancée continue de la plateforme arabique vers le nord ; on peut donc penser que, dans son mouvement ascendant, le massif du Djebel Aqraa qui correspond vraisemblablement à un secteur septentrional de la plateforme, a séparé en deux secteurs distincts : le massif basique-ultra-basique du Kizil Dag (Hatay-Turquie) au nord, la région du Baër-Bassit au sud (cf. fig. 3), une même nappe ophiolitique charriée au Maestrichtien sur le pourtour septentrional de la plateforme arabique (RICOU-1971).

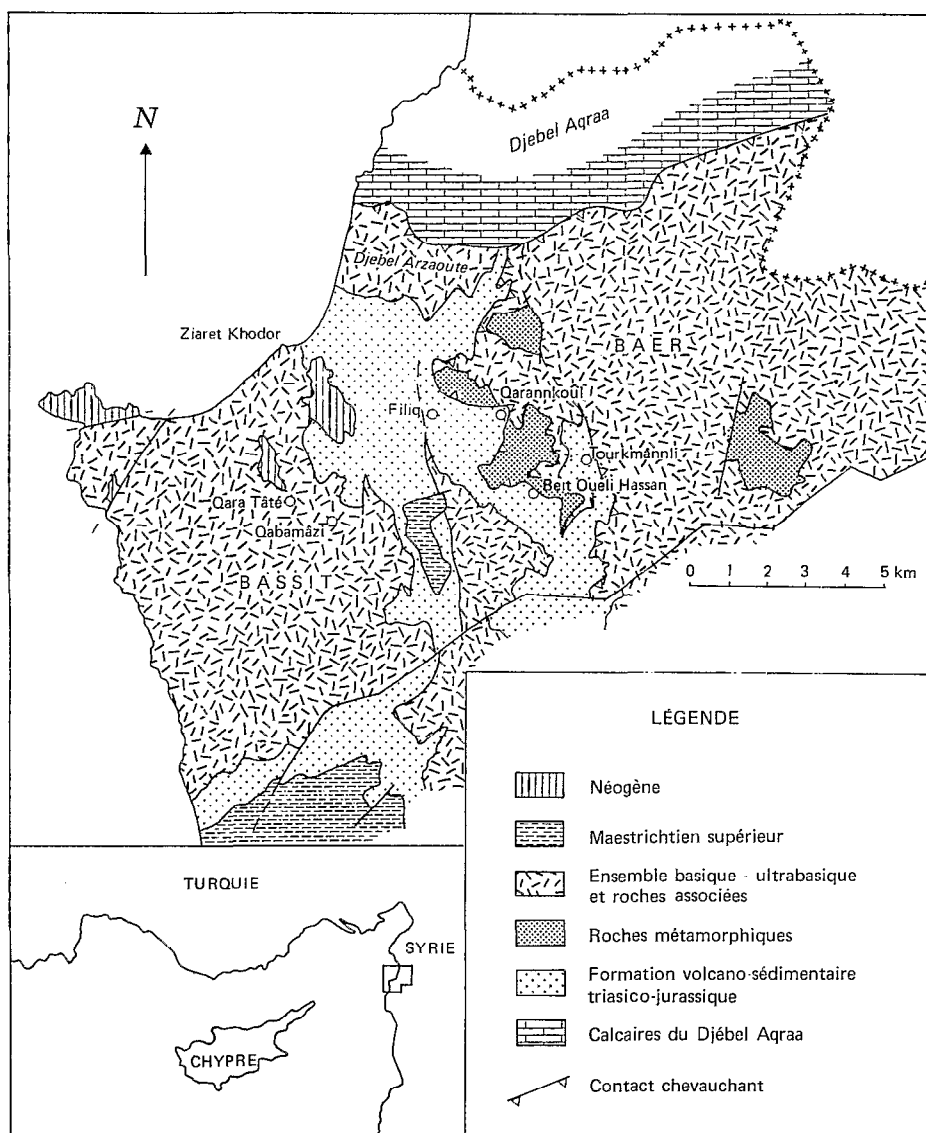


FIG. 1. — Carte de situation et carte géologique schématique de la région étudiée.

des niveaux maestrichtiens (*cf.* coupe AB de la figure 2), et vers l'ouest, par l'intermédiaire d'une semelle métamorphique de plus d'une centaine de mètres d'épaisseur, sur le complexe volcanosédimentaire au sein duquel percent parfois de petites écailles de péridotites serpentinisées et des lambeaux de roches gabbroïques, doléritiques ou métamorphiques (*cf.* coupe CD de la figure 2). Le tout repose

vers l'ouest sur une masse basique-ultrabasique formant, en bordure de la mer, l'extrémité occidentale du Bassit ; ce deuxième ensemble péridotitogabbroïque sert, aux unités déjà décrites, de substratum, correspondant à un autochtone relatif, mais il doit être lui-même en position allochtone comme semblent l'attester les recherches géophysiques en cours (département de géologie Syrien-rapport inédit) qui mon-

COMPLEXE FILONNIEN ET LAVES DES OPHIOLITES DU BAËR-BASSIT (SYRIE)

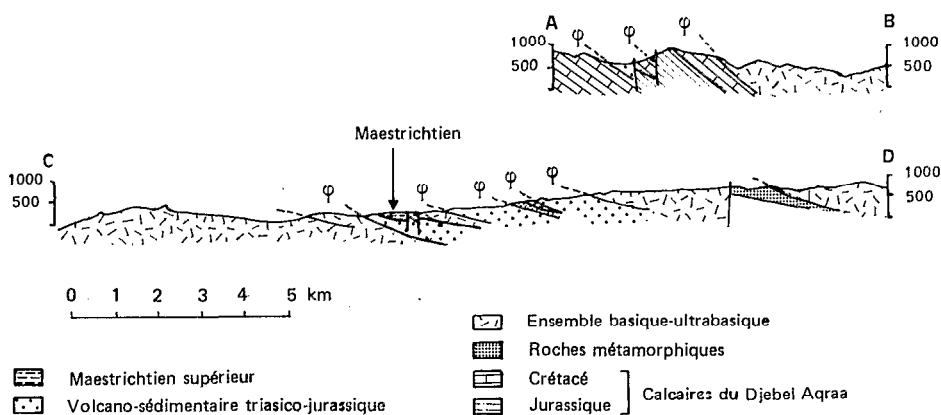


FIG. 2. — Coupe nord-sud du Baër et de son substratum ; coupe ouest-est du Baër-Bassit.

trent qu'il se présente sous forme d'une lame relativement peu épaisse. On observe enfin une transgression maestrichtienne supérieure permettant de dater l'âge des mouvements tangentiels (KAZMIN et KULAKOV, 1964-1968 ; RICOU, 1971 ; LAPIERRE et PARROT, 1972).

Une tectonique cassante ultérieure affecte tous les terrains, y compris le Paléogène et des lambeaux de Miocène transgressif ; elle découpe en de multiples compartiments les ensembles préformés, notamment le volcanosédimentaire déjà fortement perturbé par les mouvements tangentiels qui ont présidé à la mise en place des écailles péridotitogabbroïques.

Je laisserai en partie de côté dans cette note, les

roches volcaniques que renferment à différents niveaux stratigraphiques les sédiments triasicojurassiques et qui feront l'objet d'un travail ultérieur, pour centrer cette étude sur les manifestations volcaniques qui sont en relation directe avec les écailles péridotitogabbroïques. Cet article sera donc essentiellement consacré à la formation diabasique déjà largement décrite à Chypre (GASS, 1967 ; LAPIERRE et ROCCI, 1967 ; MOORES et VINE, 1971), et dans le Hatay-Turquie (VUAGNAT et ÇOGULU, 1967 ; PARROT, 1973) sous le nom de « complexe filonien », complexe que l'on retrouve dans presque tout l'ensemble du bassin de la Méditerranée orientale (MESORIAN, 1973), ainsi qu'aux laves en coussins qui lui sont étroitement associées.

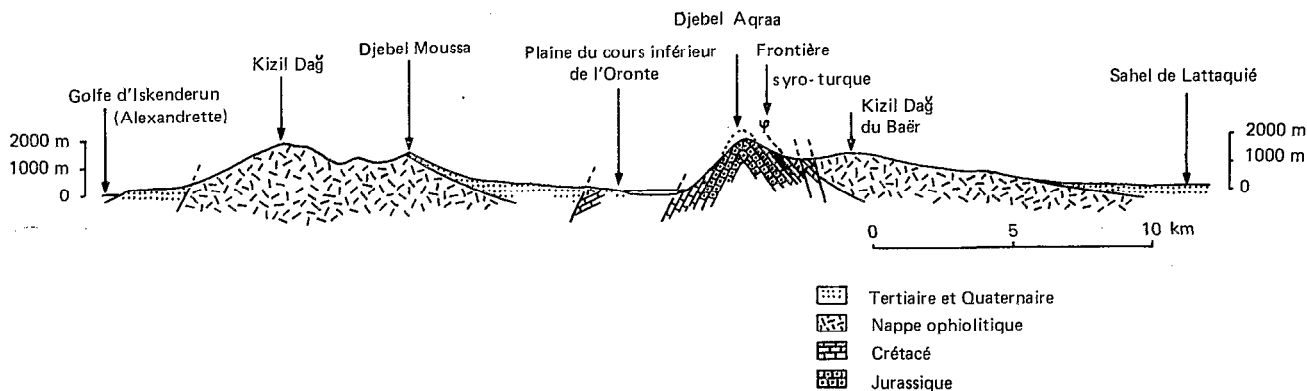


FIG. 3. — Coupe nord-sud de la nappe ophiolitique du Hatay-Baër-Bassit.

DESCRIPTIONS DE TERRAIN

Le complexe filonien

Il s'agit d'un ensemble de filons diabasiques formant un essaim serré de dykes généralement subverticaux et parallèles entre eux. Ces dykes sont habituellement limités par des bordures refroidies qui présentent parfois toutes la même polarité, ce qui tendrait à indiquer que, au moins dans des aires plus ou moins limitées, les dykes se sont successivement formés à partir d'un même point d'émission, le dernier venu écartant de part et d'autre les filons précédents. On observe également des dykes à bordures refroidies symétriques, lorsque ceux-ci recoupent tangentielle-ment l'ensemble du complexe filonien, ce qui se présente parfois, ou lorsqu'ils traversent isolément une roche encaissante qui est le plus souvent un gabbro lité (ou non) et exceptionnellement une périclote.

Ces complexes renferment vraisemblablement les filons nourriciers d'une partie des laves en coussins que l'on rencontre dans la région.

On peut observer en de nombreux points de la région du Baër-Bassit, des lambeaux de complexe filonien, plus ou moins engagés dans la tectonique, mais deux affleurements retiendront plus spécialement notre attention.

Le premier est situé au dos de la masse basique-ultrabasique constituant l'extrémité occidentale du Bassit (cf. fig. 4). C'est le plus important. Il s'étend du nord au sud, sur 3 km, depuis la mer (de part et d'autre du cours inférieur du Nahr Sareu Arhatch) jusqu'aux environs du village de Qara Tâté (ad-defle^h) (2); on le retrouve également dans ce secteur, au fond du Nahr Beït el Qassir que longe, au sud de Qabamâzi (balūta^h), la route conduisant à la mer. Des laves en coussins le surmontent directement, d'une part, en bordure de mer, près de la Qoubba^h, de Zialet Khodor (3), d'autre part entre les villages de Qara Tâté (ad-defle^h) et de Qabamâzi (balūta^h), formant un vaste ensemble qui s'étend largement au-delà de Qabamâzi, vers le sud-ouest (4).

Le deuxième affleurement se place au dos de l'écaille périclote supérieure, à la limite du Bassit et du Baër. A environ deux kilomètres au nord-nord-est du village de Qastal Maâf (qastal m'af), il est traversé par la route Lattaquié-Antioche; toujours sur la même route, on rencontre un affleurement comparable, également situé au dos de la même écaille périclote, de part et d'autre de la frontière turco-syrienne. Il s'agit d'un ensemble plus désordonné que le précédent et dont les dykes se recoupent fré-

quemment les uns les autres et sont souvent en filons épars au sein de gabbros lités qui leur sont donc antérieurs, comme on peut l'observer plus au nord au Hatay (Turquie) dans le massif du Kizil Dağ (PARROT, 1973).

Les laves en coussins

Des laves en coussins s'observent en de nombreux points du Baër-Bassit (DUBERTRET, 1953; KAZMIN, 1962; KAZMIN et KULAKOV, 1964-1968; MAJER, 1962; PIRO, 1967; LAPIERRE et PARROT, 1972; PARROT, 1974a; PARROT et VATIN-PERIGNON, 1974). Une première famille de laves est comprise dans deux niveaux stratigraphiques différents du volcano-sédimentaire: Trias supérieur et Jurassique supérieur; les manifestations effusives rencontrées dans les terrains triasiques datés par des niveaux de calcaires à Halobies du Carnien-Norien, seront succinctement étudiées au cours des

(2) Sur la carte topographique utilisée (1/50 000, édition 1943 du service géographique des FFL), la plupart des noms de villages sont d'origine turque; les villages du Baër-Bassit portent actuellement des noms arabes ou les noms turcs ont été arabisés; ces nouveaux noms (toutes les fois où ils sont connus, ce qui n'est pas toujours le cas) figurent dans ce texte entre parenthèses, la translittération des caractères arabes étant faite en suivant la recommandation ISO (organisation internationale de normalisation) R.233-1961 (F).

(3) La ziaara^h est, suivant le sens étymologique du terme, un lieu de pèlerinage; elle peut présenter les formes les plus variées: tantôt un arbre sacré — en général, chêne ou chêne-vert — entouré d'un enclos de pierres sèches; tantôt un simple cube de maçonnerie au centre d'une petite cour, ces monuments, aussi simples soient-ils, étant blanchis à la chaux, ce qui est le signe même de leur caractère sacré; tantôt une véritable construction en forme de coupole, une qoubba^h abritant un tombeau, ce qui est le cas ici.

Certaines ziaara^h, comme celle-ci, sont dédiées à Khodor, divinité polymorphe que les chrétiens assimilent à Saint Georges, et qui pour les Alaouites est le Sauveur, l'Intercesseur par excellence (WEULERSSE, 1940).

Le terme zialet Khodor représente la translittération française de la forme grammaticale de l'état construit féminin pour les noms féminins se terminant par un tā' marbūta, et signifie la ziaara^h de Khodor.

(4) Au sud-est de Qabamâzi, et à l'est de l'extrémité méridionale de l'affleurement des laves en coussins qui reposent sur les diabases en filons du Nahr Sareu Arhatch, affleure un paquet de complexe filonien (cf. fig. 4); il forme sur 2 km de long et 600 à 700 m de large les hauteurs du Djebel Zaitoun; le contact entre les pillow-lavas et cette portion de complexe filonien est faillée, le compartiment oriental ayant été surélevé; une écaille de périclotes serpentinisées le chevauche au nord-est, celle-ci étant elle-même chevauchée par le volcanosédimentaire où pointent à cet endroit des calcaires triasiques pendants 40-55; c'est sur ce dernier ensemble qu'apparaît un lambeau de la transgression du Maestrichtien supérieur, faillé à son tour par la tectonique cassante post-nappe.

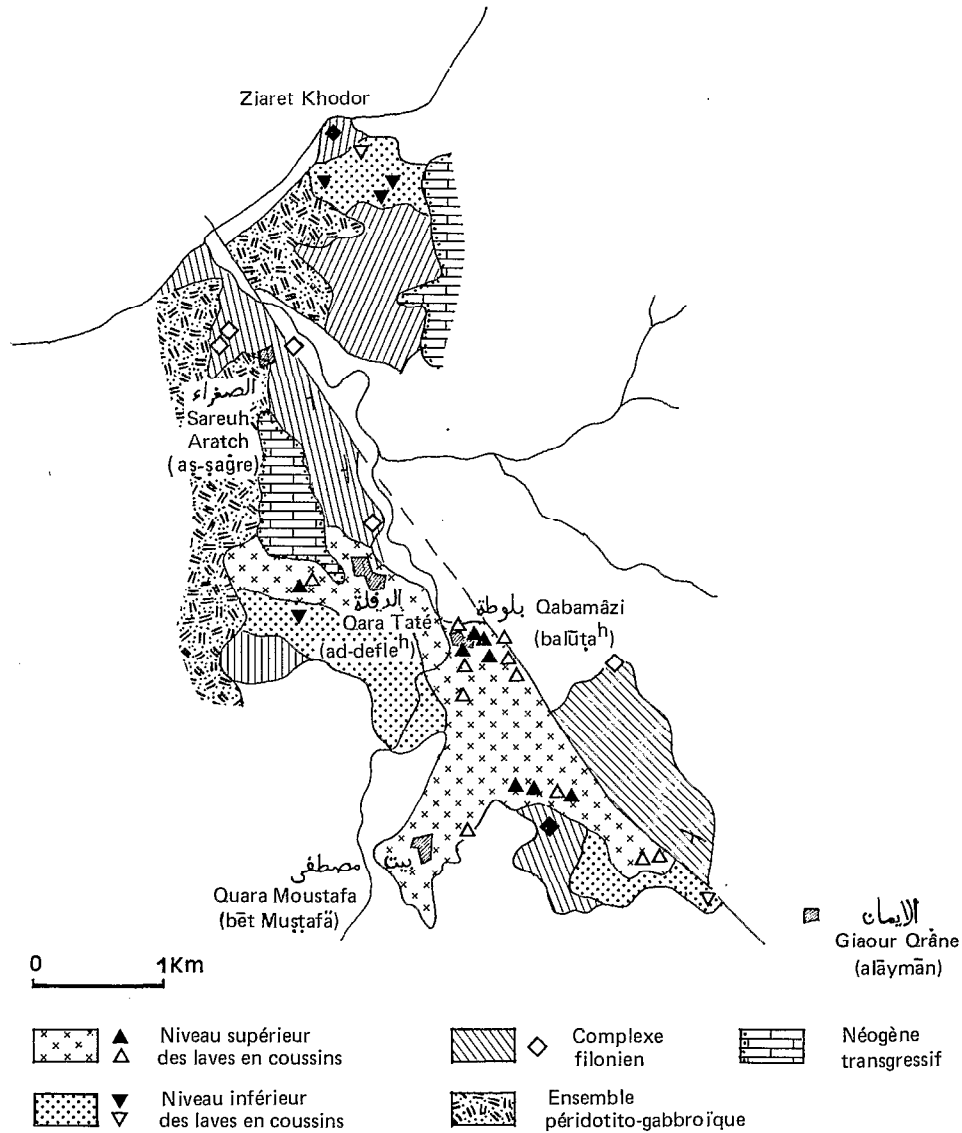


FIG. 4. — Carte géologique schématique du complexe filonien et des laves en coussins associées, ensemble situé au dos de l'écaille du Bassit ; position des échantillons analysés.

paragraphes suivants en raison de leur parenté probable avec une partie des laves en coussins directement liés au complexe filonien ; le volcanisme sommital du volcanosédimentaire sera laissé de côté puisqu'il fait l'objet d'un autre article (PARROT, 1974b). La deuxième famille de laves en coussins est plus ou moins étroitement associée au complexe filonien ; elle est

essentiellement bien développée au dos de la nappe basique-ultrabasique formant l'extrémité occidentale du Bassit, où les laves en coussins constituent un ensemble de 100 à 150 m d'épaisseur, principalement dans la région de Qara Tâté (ad-defle^h) — Qabamâzi (balūṭa^h) ; on les retrouve également dans le Djebel Arzaoute, dans les hauteurs qui dominent la Ziara^h

de Khodor et, de façon plus éparse, dans les différents panneaux volcaniques disloqués qui percent çà et là le volcano-sédimentaire. Les observations de terrain permettent déjà à elles seules de définir au sein de cet ensemble deux niveaux qui se différencient d'une part, par la morphologie des coussins, l'aspect extérieur que provoque leur altération et la composition de leur matrice ou de leur ciment, d'autre part, par la nature des liens qui les unissent aux dykes du complexe filonien ; on peut ainsi distinguer un niveau inférieur qui repose directement sur le complexe filonien et un niveau supérieur qui lui fait suite ou est parfois discordant sur le complexe.

Le niveau inférieur des laves en coussins

Ce niveau est formé par l'accumulation sur une centaine de mètres d'épaisseur au maximum, de laves aphanitiques en petits coussins sphéroïdaux, baignant dans une matrice argilleuse (montmorillonite) ou chloriteuse ; la présence d'un ciment à hyaloclastites est exceptionnelle ; les coussins sont souvent chloritisés et présentent une patine verdâtre ; ils sont de plus fortement diaclasés et se délitent en petits prismes parallélipédiques ou cubiques à arêtes émoussées ; on observe fréquemment de nombreuses amygdales, généralement abondantes à la partie supérieure de l'écorce ; toutefois ceci n'est pas systématique, et les amygdales sont tantôt absentes, tantôt disposées en cercles concentriques au sein du pillow.

Ces laves sont étroitement associées au complexe filonien ; de nombreux filons diabasiques s'y développent.

Le niveau inférieur des laves en coussins associées au complexe filonien est bien représenté à l'ouest de Qara Tâté (*ad-defle*^h) ainsi qu'à proximité de la Ziara^h de Khodor où le passage du complexe filonien à cette formation est particulièrement net.

Le niveau supérieur des laves en coussins

Il s'agit d'un ensemble effusif de 50 à 70 m d'épaisseur constitué par des laves en coussins ellipsoïdaux de grande taille (1 m à 1,20 m de diamètre) ; contrairement au niveau inférieur, cette série n'est jamais ou très rarement recoupée par des dykes ; en revanche, on note la présence de quelques cordons. Lorsque les coussins ne sont pas trop altérés, ce qui est exceptionnel, on remarque que ces coussins sont parfois porphyriques présentant alors des différenciations gravifiques, et ne renferment que peu ou pas d'amygdales ; l'altération qui attaque surtout le cœur des coussins, laisse généralement subsister l'écorce qui est

à son tour fragmentée en éléments de taille décimétrique qui se desquament en boules ou en « œufs » (DUBERTET, 1953) ; ces « œufs » présentent une cassure conchoïdale à éclat vitreux, et c'est dans ces seules formations que l'on récolte des types pétrographiques relativement frais. Légèrement aplatis et moulant successivement les individus inférieurs, les coussins sont étroitement jointifs ou baignent dans une matrice essentiellement pyroclastique, parfois argilo-chloriteuse dans les niveaux supérieurs. Enfin, dans la partie sommitale de cet ensemble, les coussins sont cimentés par une argilite magnésienne fine qui forme par endroits (PARROT et DELAUNE, 1974) des placages de 1 à 2 m d'épaisseur au maximum ; cette formation d'allure sédimentaire, dont l'origine purement volcanique n'est pas exclue, rappelle à tout point de vue les « terres d'ombre » de Chypre (ELDERFIELD et al., 1972 ; ROBERTSON et HUDSON, 1973 ; DESPRAIRIES et LAPIERRE, 1973) dont l'association avec des pillow-lavas vraisemblablement identiques et l'habitus sont comparables.

Ce niveau supérieur de laves en coussins se développe essentiellement aux environs du village de Qabamâzi (balūṭa^h), notamment vers le sud où il forme une importante série entre le Nahr Beit el Qassir et le Djebel Zaïtoun ; on le retrouve également dans le Djebel Arzaoute.

Les manifestations effusives triasiques

Quoique fortement perturbée par la tectonique ambiante qui ne permet pas d'évaluer avec précision l'épaisseur des différentes formations sédimentaires rencontrées, on peut tenter de reconstituer une coupe synthétique globale de la succession stratigraphique.

Les termes les plus anciens, datés du Trias (Carnien-Norien), sont représentés par une alternance de grès à végétaux et de calcaires sublithographiques se débitant en parallélipèdes décimétriques et renfermant des Daonelles et Halobies ; cette formation d'épaisseur variable (50 à 200 m selon les secteurs) est surmontée par une série siliceuse d'une centaine de mètres d'épaisseur (pélites, cherts et jaspes à radiolaires où s'intercalent quelques lits de calcarénites) ; cette série siliceuse s'étend vraisemblablement dans le temps jusqu'au Jurassique supérieur datée par une barre d'une dizaine de mètres d'épaisseur de calcaire graveleux moyennement fossilifère à laquelle fait suite une importante séquence volcanique alcaline.

Quelques coulées éparses, avec parfois l'amorce de structure en coussins, s'observent dans les terrains triasiques ; elles ne sont que très rarement comprises

dans la série sédimentaire proprement dite qui renferme toutefois des niveaux tuffacés et cinéritiques (5), et sont le plus souvent étroitement associées à de grandes masses de calcaire à filaments (fragments d'Halobies) partiellement recristallisé, formant des lentilles d'allure récifale ; le gisement type, situé à Beit Ouéli Hassan (bêt ḥasīn) a déjà été décrit dans une note précédente (LAPIERRE et PARROT, *op. cit.*), ainsi que son analogie structurale, temporelle et pétrochimique avec le gisement de Pétra tou Romiou (Chypre) (LAPIERRE et ROCCI, 1970).

DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

Les dykes du complexe filonien

Comme je l'ai souligné dans le chapitre précédent, on peut distinguer deux ensembles différents de dykes diabasiques : l'un regroupe les filons épars qui recoupent des gabbros lités, l'autre comprend les dykes coalescents subverticaux qui forment le complexe filonien.

Les filons épars

De structures diverses, soit doléritique de type intersertal, soit ophitique avec dans ce cas une taille des grains qui en fait presque des gabbros, soit enfin intersertale avec des passées fluidales dans les filons les plus tardifs, ces roches présentent cependant un trait commun qui permet, outre leur même mode de gisement, de les ranger en une même famille : c'est leur pourcentage relativement élevé en plagioclases (plus de 50 %) dont la teneur en anorthite est toujours voisine de An 70.

A ces 50 à 55 % de plagioclases basiques généralement en lattes entrecroisées de 2 mm de long environ, mais aussi en petits prismes trapus subautomorphes, s'ajoutent 43 % en moyenne d'augite ($2V_z : 50^\circ$) en petits prismes automorphes à subautomorphes de 0,3 à 0,6 mm ou en plages poecilites de plus grande taille, 2 à 3 % de minéraux opaques (magnétite) et parfois un peu d'olivine (Fo 80) généralement xénomorphe (jamais plus de 4 %).

(5) Cette série renferme également des niveaux à nodules et concrétions manganésifères, manganèse dont on retrouve la trace dans les croûtes des pillow-lavas triasiques et de la plupart de ceux qui forment le niveau inférieur des laves en coussins associées au complexe filonien.

Les dykes du complexe filonien

Les filons diabasiques subverticaux du complexe filonien ont une structure essentiellement intersertale, sans grande variation de la taille du grain qui de toute façon n'atteint jamais celle que l'on rencontre au niveau des filons épars, mais l'on observe aussi des structures microlitiques à tendance fluidale, notamment dans les bordures refroidies.

Ces filons sont parfois quartziques, principalement dans le secteur situé au nord de Qara-Tâté (ad-defleⁿ) ; le pourcentage de ces quartz xénomorphes varie alors entre 4 et 6 %.

Dans l'ensemble, le plagioclase est un labrador (An 60 - An 65) et son pourcentage est compris entre 43 et 47 % ; les plagioclases baignent dans des plages de clinopyroxène xénomorphe, ou forment, ce qui est le plus fréquent, un réseau de lattes de 1 à 1,5 mm de long dans les mailles duquel se placent de petits prismes trapus subautomorphes d'augite ($2V_z : 48^\circ$) dont le pourcentage oscille autour de 45 % et peut atteindre 51 % ; on ne retrouve plus d'olivine ; en revanche, le pourcentage en minéraux opaques (magnétite) est de 6 à 10 % ; la magnétite est parfois accompagnée d'un peu de sphène.

Ces roches présentent de plus de nombreuses traces d'altération et de transformation des phases minérales. Tout d'abord, le plagioclase peut être saussuritisé et partiellement transformé en chlorite, mais il peut également être albitisé : le pourcentage en anorthite décroît alors sensiblement et l'on rencontre ainsi des lattes d'oligoclase (An 20 - An 25) ; quant aux pyroxènes, il n'est pas rare qu'ils soient partiellement ou totalement ouralitisés. Dans quelques cas, on observe un peu de calcite secondaire dont la teneur n'excède toutefois pas 1 %.

Il n'est pas possible de définir au sein de cet ensemble des variations significatives selon le niveau auquel on se place, et les variations observées se font latéralement de filons à filons. Cependant, le quartz semble à première vue se concentrer dans les dykes qui sont directement surmontés par le niveau inférieur des laves en coussins, ce qui m'a amené à placer les diabases quartziques, sur la coupe synthétique de la figure 5 au sommet de ce complexe ; mais en raison de la nature des affleurements observés et de la tectonique ambiante, il n'est pas aisé de dire si cette concentration se fait réellement à ce niveau, et si la présence de quartz dans les dykes n'est pas le signe distinctif des filons derniers venus, car on retrouve en effet un peu de quartz dans un des filons qui recoupent tangentielle-ment les venues antérieures.

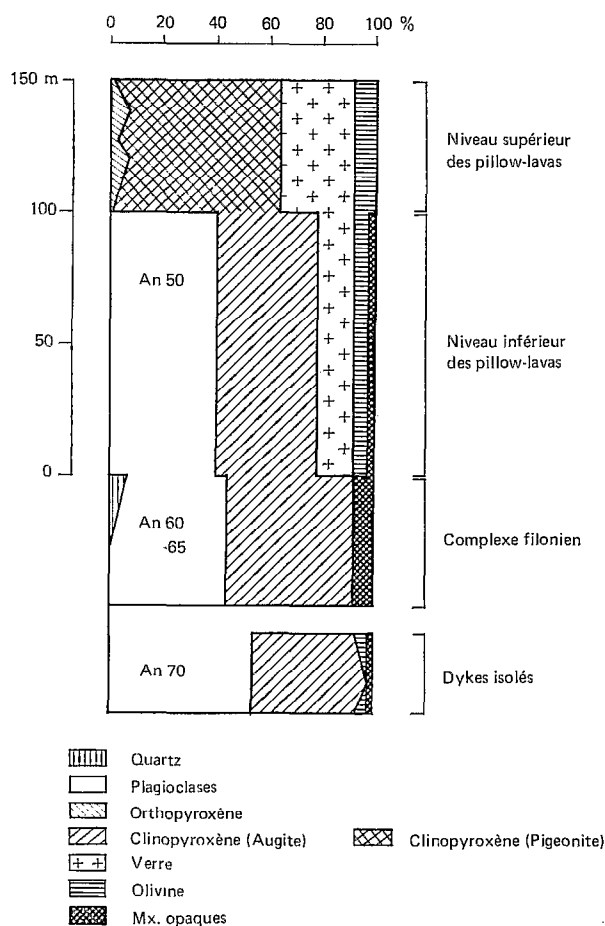


FIG. 5. — Colonne stratigraphique synthétique du complexe filonien et des laves associées.

Le niveau inférieur des laves en coussins

La structure des roches de ce niveau est microlitique ou intersertale, avec parfois des passées microlitiques à tendance porphyrique. Elles contiennent 36 à 42 % de plagioclase (An 50) en lattes de 1 mm de long environ et en microlites, 40 à 36 % d'augite ($2V_z : 48^\circ$) en petits granules, en phénocristaux trapus de petite taille (0,5 mm environ) ou en microlites très allongés et partiellement déchiquetés ; on observe également 1 à 3 % de minéraux opaques (magnétite) et 4 à 6 % de pseudomorphoses d'olivine subautomorphe, parfois en phénocristaux (1 mm), présentant de nombreuses figures de corrosion en doigt de gant et constituées soit par des plages carbonatées,

soit par un minéral phylliteux brun parfois fibroradié et à biréfringence assez élevée (montmorillonite ?). Tous ces minéraux baignent dans un verre le plus souvent chloritisé dont le pourcentage oscille autour de 15 %.

Ces roches sont fréquemment altérées et transformées, principalement au niveau des faciès les plus riches en amygdales qui peuvent dans certains cas atteindre un pourcentage de 7 à 8 % ; ces amygdales qui ont parfois un diamètre d'environ un demi centimètre, présentent généralement un petit liseré de minéraux opaques et sont remplies soit par des zéolites, soit par de la calcite qui se développe également dans les veines et microfractures qui sillonnent la roche ; le pourcentage total en calcite des échantillons qui en renferment le plus, peut être de 19 % environ. Les plagioclases, sans que l'on puisse toutefois mettre en évidence le phénomène, sont nettement albitisés, et ont alors un pourcentage en An voisin de 10, soit à la limite albite-oligoclase ; on observe parfois le développement de microlites d'orthose secondaire ; de plus, les plagioclases sont souvent zéolitisés ou chloritisés. Les clinopyroxènes sont soit fortement bastitisés et corrodés, ou totalement ouralitisés. Le verre enfin est chloritisé, voire dans certains cas, serpentinisé rappelant alors les types décrits par KAZMIN et KULAKOV (1968) comme des spilites à serpentine et bowlingite. On observe aussi un développement d'épidote atteignant parfois 1 %, notamment en remplissage d'amygdales.

On peut ainsi définir deux grands types de roches spilitisées, selon la nature de l'altération du verre et celle du pyroxène :

a)	%
oligoclase	43
pyroxène ouralitisé ou chloritisé	36
carbonates	11 à 10
verre chloritisé	7
minéraux opaques	3
épidote	0 à 1
b)	%
oligoclase plus ou moins sericitisé	44
pyroxène plus ou moins bastitisé	31
carbonates	6 à 1
verre remplacé par de la septochlorite	12 à 17
minéraux opaques	7

Notons enfin que des porphyrites andésitiques ont été signalées dans ces niveaux par KAZMIN et KULAKOV (*op. cit.*), notamment dans la région de Badroussiyé, termes que je n'ai personnellement pas retrouvés.

D'après ces auteurs, le pourcentage des différentes phases minérales serait le suivant : 57 % de plagioclase An 40, 26 % de pyroxène ouralitisé, 9 % de verre chloritisé, 7 % de minéraux opaques et 3 % de calcite. Il n'est malheureusement pas possible de savoir si ces termes correspondent à un début de différenciation de la série tholéiitique ou s'il s'agit d'un intermédiaire entre les types non altérés et les spilites de type (a).

Le niveau supérieur des laves en coussin

Lorsque ces roches ne sont pas transformées, ce qui est assez fréquent, elles se caractérisent sous le microscope par l'habitus particulier des clinopyroxènes ; ceux-ci se présentent soit sous forme d'aiguilles souvent bifides, soit sous forme de cristallites en plumes ou en feuilles de fougères nageant dans un verre brunâtre et abondant ; des clinopyroxènes en petits prismes trapus subautomorphes, peu ou moyennement abondants (de 5 à 15 %) se rencontrent également. Dans l'ensemble, tous ces cristaux ont une composition de pigeonite (2 V_z : 38%), composition que confirme l'étude aux rayons X des minéraux séparés ; le pourcentage moyen de l'ensemble des clinopyroxènes, que ce soit en prismes subautomorphes, en aiguilles ou en cristallites, est compris entre 52 et 63 %. On observe également 1 à 7 % de prismes d'enstatite subautomorphes pouvant atteindre quelquefois 0,3 mm de long, brisés et craquelés (les cra-

quelures sont envahies par le verre), et 6 à 8 % d'olivine (Fo 95) souvent très fraîche, mais à nombreuses figures de corrosion, en phénocristaux de 1 mm environ, un peu de minéraux opaques (0,1 à 0,5 %) et 30 à 33 % de verre renfermant quelques plages d'analcime, exceptionnellement un peu de bytownite; le verre est souvent dévitrifié et peut présenter des structures perlitiques.

Les échantillons transformés voient apparaître au sein du verre des cristaux feldspathiques de petite taille : il s'agit d'albite (voire d'orthose) soit à cristallisation centripète ou dont le cœur est formé d'un agrégat pyroxénique ; les pyroxènes sont partiellement ou totalement ouralitisés ; l'olivine est totalement transformée en un mélange de calcite et montmorillonite ; quant au verre, il est plus ou moins totalement dévitrifié et le nombre des plages analcimiques augmente.

Les laves triasiques

Outre les niveaux tuffacés que renferme le volcanosédimentaire et qui sont des niveaux vitreux et tuffoclastiques contenant dans une matrice zéolitisée et chloritisée des fragments où l'on retrouve de la hornblende, un peu d'augite titanifère et des minéraux opaques baignant dans un verre où apparaissent des fantômes feldspathiques, on observe des coulées pouvant atteindre une trentaine de mètres d'épaisseur, coulées présentant souvent l'amorce de structures en

TABEAU 1

Tableau comparatif des analyses modales des différents types pétrographiques étudiés

	△	◇	◆	▼	▽ (a)	▽ (b)	▲	●
% Quartz			6 à 4					
% Plagioclases	55 à 55	43 à 47	44 à 45	36 à 42	43	44		45
% en Anorthite	70	60 à 65	65	50	10	15		60
% Pigeonite							52 à 63	
% Augite	43	51 à 45	43 à 44	40 à 36		31		33
% Enstatite							7 à 1	
% Hornblende					36			
% Olivine	4 à 0			6 à 4	Pseudo- morphoses		8 à 6	
% Carbonates					11 à 10			
% Mx opaques	3 à 2	6 à 10	7	3	3	7	< 0,5	4
% Epidote					0 à 1			
% Verre				15	7	18	33 à 30	18

△ dykes isolés

◇ dykes diabasiques quartziques du complexe filonien

◆ niveau inférieur des laves en coussins (VI A)

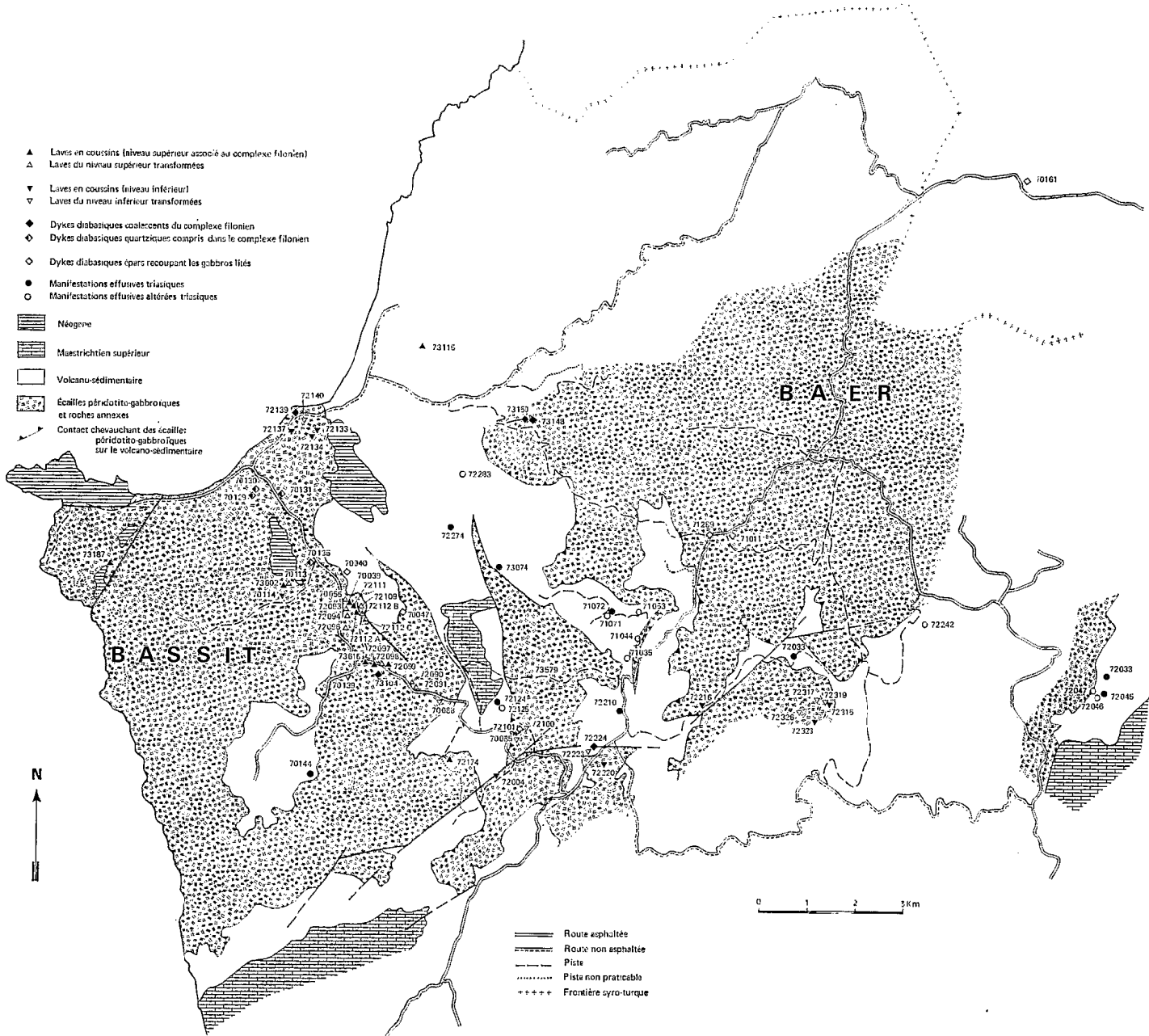
▼ (a) et (b) VI A transformé

▽ dykes du complexe filonien

▲ niveau supérieur des laves en coussins (V3)

● laves triasiques (VI B)

FIG. 6. — Position des échantillons analysés dans l'ensemble du Baër-Bassit.



coussins et de véritables pillows ; ces laves en coussins sont constituées par environ 45 % au maximum de plagioclases An 60, parfois de grande taille (plus de 3 mm), souvent fortement chloritisés et séricitisés ; 32 % de cristaux d'augite parfois titanifère en petits cristaux subautomorphes se plaçant dans le réseau dessiné par les lattes feldspathiques, ou en plages xénomorphes et pœcilitiques, selon la structure rencontrée qui peut être ophitique, intersertale ou hyaloophitique ; 4 % de minéraux opaques (ilménite) et 18 % de verre partiellement remplacé par un fin mélange de chlorite et d'épidote. Ces termes sont souvent très altérés et l'on n'y observe plus que des fantômes feldspathiques, des hornblendes vert pâle, et de petits minéraux opaques laissant diffuser des halos ferrugineux dans un verre totalement chloritisé ; de plus, les amygdales sont nombreuses et renferment de la calcite et un mélange d'albite et de zéolite tapissant les parois, et de nombreuses veinules de calcite recourent les échantillons.

Notons, que de nombreux termes spilitisés ont été observés, ainsi que quelques échantillons renfermant des plagioclases plus alcalins (An 45 - An 50).

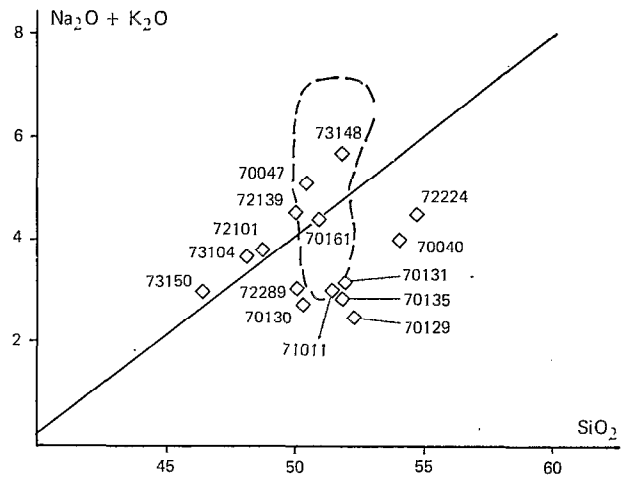
Signalons enfin, pour terminer ce paragraphe que KAZMIN et KULAKOV (1968) ont remarqué, au sein des séries siliceuses triasiques dans un secteur plus méridional que la région du Baër-Bassit, à proximité de Lattaquié, des filons diabasiques présentant parfois un développement de la taille du grain tel qu'ils s'apparentent à des gabbros doléritiques ; des filons semblables ont été décrits à Chypre, dans le secteur des nappes de Mamonía (LAPIERRE, 1972), dans un contexte comparable.

CHIMISME

Les analyses chimiques des quatre groupes étudiés sont réparties en 4 tableaux ; la position des échantillons analysés est indiquée sur la carte de situation de la figure 6.

Les dykes diabasiques

Quinze échantillons ont été analysés (cf. tabl. 2). Les diabases forment un ensemble relativement homogène, qu'ils proviennent du complexe filonien ou se présentent sous forme de filons épars recoupant les gabbros lités. Pour une teneur en K₂O généralement inférieure à 0,5 %, la teneur en Na₂O oscille entre 3,5 et 4,5 %, ce qui place ces roches sur le diagramme alcalins/SiO₂ (McDONALD et KATSATURA, 1964), en partie dans le champ alcalin, en partie dans le champ tholéiitique (fig. 7) ; cette disposition des dykes dia-



○ Complexe filonien du Hatay (PARROT- 1973)

FIG. 7. — Répartition sur le diagramme alcalins/SiO₂ (Mac DONALD and KATSATURA, 1964) des dykes du complexe filonien et des dykes épars recoupant les gabbros.

basiques, à cheval sur la limite qui sépare les deux champs, pour une teneur moyenne en SiO₂ de 52 %, caractérise également les dykes qui forment plus au nord, dans le Hatay (PARROT, 1973) un complexe filonien subvertical que l'on peut suivre sur plus de 3 km le long de la coupe du Djebel Moussa. Cependant, si l'on compare ces deux groupes régionalement distincts (cf. notre infrapaginale 1), sur les diagrammes CaO/Na₂O+K₂O (fig. 8a) et CaO/Al₂O₃ (fig. 8b),

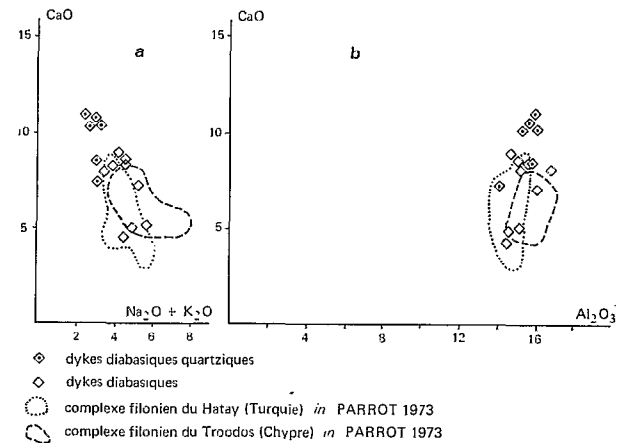


FIG. 8. — Répartition des dykes sur les diagrammes CaO/Na₂O+K₂O et CaO/Al₂O₃ ; comparaison avec deux complexes filoniens voisins.

TABLEAU 2

Analyses chimiques et paramètres CIPW (sur analyses recalculées : suppression de CO_3Ca et Fe_2O_3 ramené à 1,50 % pour toutes les valeurs supérieures à ce seuil) des dykes diabasiques.

	70040	70047	70129	70130	70131	70135	70161	71011	71289	72101	72139	72224	73104	73148	73150	
	(1)	(1)	(10)	(10)	(10)	(10)	(9)	(6)	(10)	(4)	(10)	(8)	(9)	(9)	(9)	
DONNÉES BRUTES	SiO ₂	54.06	50.36	52.27	50.32	51.78	51.78	50.73	51.48	50.06	48.66	50.03	54.60	48.11	51.74	46.36
	Al ₂ O ₃	15.00	15.00	15.89	16.03	14.31	15.79	14.87	15.27	15.55	15.27	15.66	14.50	15.23	15.15	16.85
	Fe ₂ O ₃	4.16	1.86	1.41	1.46	3.89	3.57	1.92	2.94	2.06	9.54	2.66	6.70	1.97	2.34	4.58
	FeO	6.34	5.17	6.36	6.63	4.92	5.01	5.46	5.29	5.46	5.15	4.15	5.38	5.79	4.84	
	MnO	0.33	0.09	0.14	0.12	0.11	0.15	0.14	0.16	0.14	0.16	0.12	0.177	0.14	0.16	0.24
	MgO	4.94	6.79	7.09	7.11	5.06	6.33	7.92	7.34	7.31	7.63	7.21	6.43	8.48	7.39	7.19
	CaO	7.39	11.09	11.02	10.44	7.48	8.74	8.78	10.37	10.51	9.83	8.57	4.79	8.30	5.24	8.13
	Na ₂ O	3.37	3.57	2.42	2.44	1.61	2.31	4.29	2.93	3.07	3.51	4.20	4.21	3.42	4.47	3.50
	K ₂ O	0.74	1.62	0.09	0.42	1.43	0.66	0.21	0.20	0.07	0.31	0.42	0.42	0.38	1.21	0.05
	TiO ₂	0.94	0.57	0.67	0.66	0.69	0.70	0.44	0.74	0.64	0.63	0.64	0.72	0.51	0.51	0.72
	P ₂ O ₅	0.07	0.04	0.05	0.04	0.06	0.04	n.d.	0.03	n.d.	n.d.	0.04	0.06	n.d.	n.d.	n.d.
	CO ₂	0.15	0.11	0.10	< 0.03	1.63	0.33	0.13	0.20	0.13	n.d.	0.07	0.05	0.13	0.14	0.07
	H ₂ O ⁺	1.74	2.76	0.89	1.71	4.21	3.20	3.96	1.93	2.47	4.59	4.07	3.69	6.44	3.68	5.12
	H ₂ O ⁻	0.80	0.70									1.14				
	Total	100.03	99.73	98.40	97.38	97.18	98.61	98.85	98.88	97.47	100.13	98.84	101.637	98.49	97.82	97.65
ANALYSES RECALCULÉES	SiO ₂	54.38	50.64	53.24	51.67	55.55	53.02	51.50	52.38	51.55	48.99	50.76	54.06	49.01	53.15	47.70
	Al ₂ O ₃	15.09	15.09	16.19	16.46	15.35	16.17	15.10	15.53	16.01	15.37	15.89	14.35	15.52	15.56	17.34
	Fe ₂ O ₃	1.50	1.50	1.44	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50
	FeO	8.78	5.53	6.48	6.81	7.67	7.07	5.94	6.72	6.18	7.30	6.31	8.74	5.94	6.71	7.87
	MnO	0.33	0.09	0.14	0.12	0.12	0.15	0.14	0.16	0.14	0.16	0.12	0.17	0.14	0.16	0.25
	MgO	4.97	6.83	7.22	7.30	5.43	6.48	8.04	7.47	7.52	7.68	7.32	6.36	8.64	7.59	7.40
	CaO	7.24	11.01	11.10	10.72	5.80	8.52	8.74	10.30	10.66	9.90	8.60	4.68	8.28	5.20	8.28
	Na ₂ O	3.39	3.59	2.47	2.51	1.73	2.36	4.35	2.98	3.16	3.54	4.26	4.17	3.48	4.59	3.60
	K ₂ O	0.74	1.63	0.09	0.43	1.53	0.67	0.21	0.20	0.07	0.31	0.43	0.41	0.39	1.24	0.05
	TiO ₂	0.94	0.57	0.68	0.68	0.74	0.72	0.45	0.75	0.66	0.64	0.65	0.71	0.52	0.52	0.74
	P ₂ O ₅	0.07	0.04	0.05	0.04	0.06	0.04	n.d.	0.03	n.d.	n.d.	0.04	0.06	n.d.	n.d.	n.d.
	H ₂ O ⁺	1.75	2.77	0.91	1.76	4.51	3.28	4.02	1.96	2.54	4.62	4.12	3.65	6.56	3.78	5.27
	H ₂ O ⁻	0.80	0.70									1.13				
MINÉRAUX VIRTUELS	Q	5.70		4.86	1.68	14.16	6.18	1.44	0.36			3.48				
	Or	3.89	9.45		2.22	8.90	3.89	1.11	1.11	1.67	2.22	2.22	2.22	7.23		
	Ab	28.30	23.71	20.44	20.96	14.15	19.91	36.68	25.15	26.20	29.87	35.63	35.11	29.34	38.78	30.39
	An	23.99	20.29	33.08	32.53	28.63	31.41	21.13	28.36	29.47	25.02	23.07	19.18	25.58	18.07	30.86
	Cor		3.34			0.41										
	Neph															
	Sc	56.10	56.79	58.38	57.39	66.25	61.40	58.92	56.06	56.03	56.56	60.93	59.99	57.14	64.07	61.25
	Pyr	31.38	27.62	37.06	37.21	25.38	31.68	22.10	38.16	37.68	21.23	19.28	31.42	22.56	18.84	15.06
	Ma	2.09	2.09	1.86	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09
	Ilm	1.67	1.06	1.22	1.22	1.37	1.22	0.76	1.37	1.22	1.06	1.22	1.22	0.91	0.91	1.37
	Per		8.60					11.86			14.05	11.98		10.40	9.97	14.52
	Σb	35.14	39.37	40.14	40.52	28.84	34.98	36.81	41.62	40.99	38.43	34.57	34.72	35.97	31.81	33.04
PARAMÈTRES CIPW	p	II (III)	'III	'III	'III	II	II (III)	(II) III	'III	'III	(II) III	II (III)	II (III)	(II) III	II'	II (III)
	q	5	5	5	5	4	(4) 5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
	r	3'	3	4	4	4	4	3	4	4	3'	3	3	3'	3	4
	s	(4) 5	4	5	5	(3) 4	4 (5)	5	5	5	5	5	5	5	4 (5)	5
	h	1 (2)	1'	1'	1'	1 (2)	1 (2)	1'	1'	1'	1'	1 (2)	1 (2)	1'	1 (2)	1 (2)
	k	1	2	1	1	1	1	2 (3)	1	1	(2) 3	(2) 3	1	2'	2 (3)	3
	l	(1) 2	2'	2	2	1	(1) 2	2	2	2	2	2	1	(1) 2	1'	1 (2)
	m	3	2'	2'	2 (3)	(4) 5	(2) 3	2	2'	2'	2 (3)	2'	3	2	2'	(2) 3

Analyses :

- (1) Laboratoire de Chimie des Sols, ORSTOM Bondy (1972).
- (2) Laboratoire de Spectrographie, ORSTOM Bondy (1972) + Lab. Chimie des Sols, ORSTOM Bondy (1972) pour le CO₂.
- (3) Laboratoire de Spectrographie, ORSTOM Bondy (1972) + Lab. Chimie des Sols, ORSTOM Bondy (1973) pour le CO₂.
- (4) CRPG, Nancy (1973).
- (5) CRPG, Nancy (1973) + Lab. Chimie des Sols, ORSTOM Bondy (1973) pour le FeO et le CO₂.
- (6) CRPG, Nancy (1973) + Lab. Chimie des Sols, ORSTOM Bondy (1973) pour le FeO et le CO₂ + BRGM, Orléans (1974) pour le P₂O₅.
- (7) CRPG, Nancy (1973) + BRGM, Orléans (1974) pour le P₂O₅.
- (8) Laboratoire de Spectrographie, ORSTOM Bondy (1973) + Laboratoire de Chimie des Sols, ORSTOM Bondy (1973) pour le CO₂.
- (9) CRPG, Nancy (1974).
- (10) CRPG, Nancy (1974) + BRGM, Orléans (1974) pour le P₂O₅.

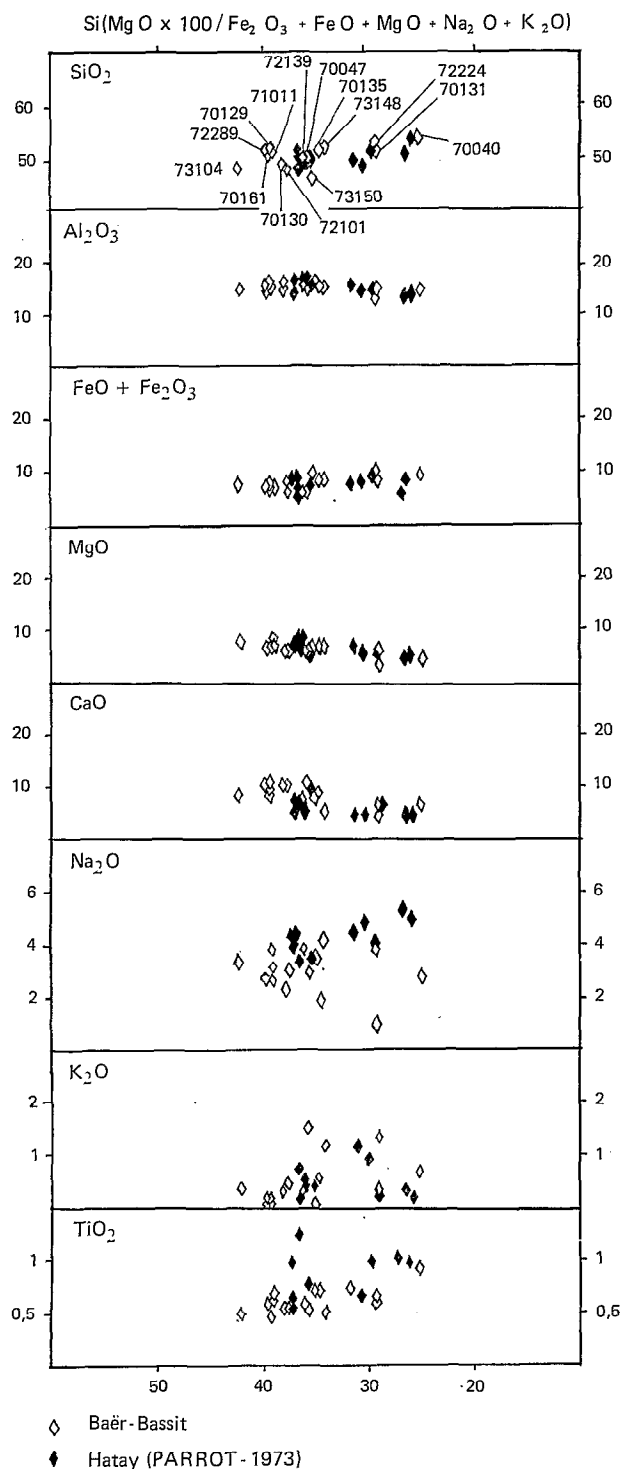


FIG. 9. — Distribution des éléments majeurs des dykes en fonction de l'indice de solidification (KUNO *et al.*, 1957).

on remarque que pour l'ensemble diabasique du Baër-Bassit, les valeurs obtenues forment un nuage de points plus dispersés que dans le cas du Hatay, ce qui correspond sans doute à la plus grande diversité des modes de gisement observés en Syrie. De plus, comme le montre déjà en partie le diagramme $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, et comme le souligne le diagramme oxydes/indice de solidification (fig. 9), la teneur en Na_2O et TiO_2 des dykes du Hatay est sensiblement plus élevée que celle des dykes du Baër-Bassit. En outre, dans le cas de ces derniers, l'indice de solidification évolue entre 45 et 25, alors que ces limites sont 37 et 25 dans le Hatay ; mais les valeurs les plus élevées qui placent quelques échantillons diabasiques de Syrie dans une position voisine de celle qu'occupent les gabbros lités du Hatay, correspondent en fait généralement aux dykes épars qui recoupent les gabbros et sont plus basiques et plus riches en fraction fémique. On peut donc affirmer que, abstraction faite de ces quelques différences mineures, les dykes diabasiques du Baër Bassit sont chimiquement comparables à ceux du Hatay.

Il faut toutefois remarquer que quelques échantillons analysés indiquent une teneur relativement élevée en K_2O , ce qui traduit à mon sens, l'existence de phénomènes de contamination qui se manifestent fréquemment d'ailleurs, au niveau des laves en coussins.

Le niveau inférieur des laves en coussins

Dix-sept échantillons de ce niveau ont été analysés (tableau 3). Globalement tous ces échantillons sont chimiquement semblables à ceux du complexe filonien diabasique comme le montre l'ensemble des diagrammes retenus pour illustrer les caractères pétrochimiques de ce groupe (fig. 10, 11a et b, et 12) ; ils sont également pauvres en K_2O , exception faite des termes transformés et relativement riches en Na_2O (4 % en moyenne) ; les dykes du complexe filonien semblent bien être les filons nourriciers des laves en coussins qui le surmontent. Cependant, cette série ne forme pas un tout réellement homogène, et l'on observe à côté de termes franchement tholéitiques, des termes spilitisés caractérisés par une augmentation sensible de Na_2O et une nette diminution de CaO , et de nombreux termes altérés et transformés, riches en CO_2 , H_2O , K_2O et TiO_2 .

Si quelques échantillons sont proches des types tholéitiques abyssaux dont la composition est remarquablement constante (ENGEL et ENGEL, 1964 a et b ; ENGEL *et al.*, 1965 ; SHIDO *et al.*, 1971), et renferment

TABLEAU 3

Analyses chimiques et paramètres CIPW (sur analyses recalculées) des laves en coussins du niveau inférieur.

		ÉCHANTILLONS TYPES										ÉCHANTILLONS TRANSFORMÉS							
		70114	72004	72100	72133	72134	72137	72216	72220	72315	72323	70085	70088	70139	72140	72317	72319	72326	
		(2)	(4)	(4)	(10)	(7)	(7)	(4)	(8)	(7)	(8)	(2)	(3)	(4)	(7)	(4)	(7)	(10)	
DONNÉES BRUTES	SiO ₂	55.00	48.23	46.89	52.80	51.92	51.76	49.53	50.60	45.72	47.40	47.50	53.50	49.02	53.45	46.25	45.23	44.38	
	Al ₂ O ₃	12.18	14.12	14.77	13.81	14.63	14.23	13.83	14.60	13.36	16.70	15.16	14.92	14.11	15.30	13.40	13.87	14.29	
	Fe ₂ O ₃	5.38	4.13	4.80	4.07	4.58	2.91	5.35	2.90	6.74	4.10	7.25	3.94	5.20	4.06	7.55	7.26	3.54	
	FeO	2.82	5.07	2.83	4.00	5.40	5.02	3.54	4.85	4.55	3.85	2.07	4.95	4.22	4.28	3.58	2.54	5.10	
	MnO	0.092	0.18	0.14	0.16	0.17	0.13	0.15	0.149	0.19	0.134	0.12	0.17	0.19	0.15	0.17	0.17	0.20	
	MgO	7.80	7.11	7.15	8.96	6.37	7.31	7.58	8.16	7.06	5.34	7.00	6.68	6.35	5.13	5.90	4.62	5.71	
	CaO	9.08	10.42	11.35	8.53	4.72	10.14	8.00	7.69	9.13	10.99	5.46	4.90	8.00	6.87	10.76	11.10	15.09	
	Na ₂ O	2.70	3.78	2.10	3.52	4.58	2.76	4.21	3.59	3.77	4.31	4.45	4.11	5.14	4.46	3.07	2.73	2.90	
	K ₂ O	0.24	0.03	0.42	0.20	0.27	0.36	0.20	0.41	0.56	0.27	1.34	0.51	0.04	0.59	0.89	2.52	0.45	
	TiO ₂	0.42	1.02	0.32	0.61	1.15	0.57	0.97	0.49	1.96	1.40	0.59	0.77	1.05	1.08	1.85	1.98	1.17	
	P ₂ O ₅	0.09	n.d.	n.d.	0.07	0.08	0.04	n.d.	0.05	0.25	0.14	0.11	0.11	n.d.	0.06	n.d.	0.19	0.19	
	CO ₂	n.d.	0.30	1.88	0.40	0.17	0.25	0.10	0.19	2.05	1.40	0.11	0.31	0.23	0.13	2.32	4.00	4.42	
	H ₂ O ⁺	2.02							4.04		3.51	5.20	3.39						
	H ₂ O ⁻	1.73	4.94	5.82	2.36	5.43	2.28	5.19	0.86	3.87	0.23	3.28	1.40	5.68	3.04	3.29	3.51	2.13	
Total	99.552	99.33	98.47	99.49	99.47	97.76	98.65	98.579	99.21	99.774	99.64	99.66	99.23	98.60	99.03	99.72	99.57		
ANALYSES RECALCULÉES	SiO ₂	55.46	49.03	49.95	53.70	52.57	53.34	50.52	51.63	48.64	49.21	48.06	54.20	49.85	54.53	49.66	50.24	49.70	
	Al ₂ O ₃	12.28	14.35	15.74	14.05	14.82	14.67	14.11	14.90	14.22	17.34	15.34	15.12	14.35	15.60	14.38	15.41	16.00	
	Fe ₂ O ₃	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	
	FeO	6.37	7.57	6.27	6.45	8.23	6.52	7.19	6.26	9.93	6.48	7.34	7.25	7.71	6.73	9.79	8.74	7.92	
	MnO	0.09	0.18	0.15	0.16	0.17	0.13	0.15	0.15	0.20	0.14	0.12	0.17	0.19	0.15	0.18	0.19	0.22	
	MgO	7.87	7.23	7.62	9.11	6.45	7.53	7.73	8.32	7.51	5.55	7.08	6.77	6.46	5.23	6.33	5.13	6.40	
	CaO	9.16	10.21	9.54	8.16	4.55	10.12	8.03	7.60	6.94	9.56	5.38	4.56	7.84	6.84	8.39	6.67	10.60	
	Na ₂ O	2.72	3.84	2.24	3.58	4.64	2.84	4.30	3.66	4.01	4.47	4.51	4.16	5.23	4.55	3.29	3.03	3.25	
	K ₂ O	0.24	0.03	0.45	0.20	0.27	0.37	0.20	0.42	0.59	0.28	1.36	0.52	0.04	0.60	0.96	2.80	0.50	
	TiO ₂	0.42	1.03	0.34	0.62	1.16	0.59	0.99	0.50	2.09	1.45	0.59	0.78	1.06	1.10	1.98	2.20	1.31	
	P ₂ O ₅	0.09	n.d.	n.d.	0.07	0.08	0.04	n.d.	0.05	0.25	0.14	0.11	0.11	n.d.	0.06	n.d.	0.19	0.21	
	H ₂ O ⁺	2.04							4.13		3.64	5.26	3.44						
	H ₂ O ⁻	1.74	5.01	6.20	2.40	5.50	2.34	5.29	0.88	4.11	0.24	3.35	1.41	5.77	3.10	3.53	3.90	2.39	
	MINÉRAUX VIRTUELS	Q	8.70		2.52	0.90	0.90	3.66		1.11	2.22	3.34	1.11			2.16			
Or		1.11		2.22	1.11	1.11	1.67		1.11				3.60		3.34				
Ab		22.53	31.96	18.86	29.87	38.78	23.58	36.16	30.92	33.54	34.19	34.71	35.11	41.53	38.25	27.77	25.15	27.25	
An		20.85	21.96	31.69	21.68	19.18	26.41	18.63	23.07	19.18	26.41	17.79	21.13	15.57	20.29	21.41	20.57	27.52	
Neph											1.92	1.63		1.35					
Σc		53.19	53.93	55.30	53.56	59.97	55.32	55.89	56.21	56.05	63.63	61.92	62.62	58.44	64.04	54.74	61.85	57.55	
Pyr		39.71	24.56	35.53	40.37	29.90	38.69	23.86	32.74	18.23	16.97	7.26	28.70	16.60	28.32	29.05	22.32	27.38	
Ma		2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	
Ilm		0.76	1.82	0.61	1.06	2.13	1.06	1.82	0.91	3.95	2.74	1.06	1.37	1.98	1.98	3.65	4.10	2.43	
Ap									0.34								0.34	0.34	
Per							10.74	2.78	14.79	10.24	18.67		14.24		6.56	5.11	7.46		
Σb	42.56	12.18	38.22	43.52	34.12	41.84	38.51	38.52	39.39	32.03	29.09	32.16	34.90	32.38	41.35	33.96	39.70		
PARAMÈTRES CIPW	p	III	III	III	III	II (III)	III	III	III	III	II'	II'	II'	II (III)	II'	III	II (III)	III	
	q	4'	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	
r	(3) 4	3'	4	3'	3	4	3	3'	3	3	3	3	(2) 3	3	3	3	(3) 4		
s	5	5	(4) 5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5		
h	1'	1 (2)	1'	1'	1 (2)	1'	1 (2)	1'	(1) 2	(1) 2	1 (2)	1 (2)	1 (2)	1 (2)	(1) 2	(1) 2	(1) 2	1 (2)	
	1	2'	1	1	1	1	2	1	3	(2) 3	4	1	1	1	2	2	2	2	
	2	2	2'	2	2	2	2	(1) 2	(1) 2	2	1 (2)	2	2	2	2	(1) 2	2	2	
	2	2 (3)	2'	2	2	2'	2'	2	2	3	(2) 3	2 (3)	(2) 3	(2) 3	3	3	3	3	

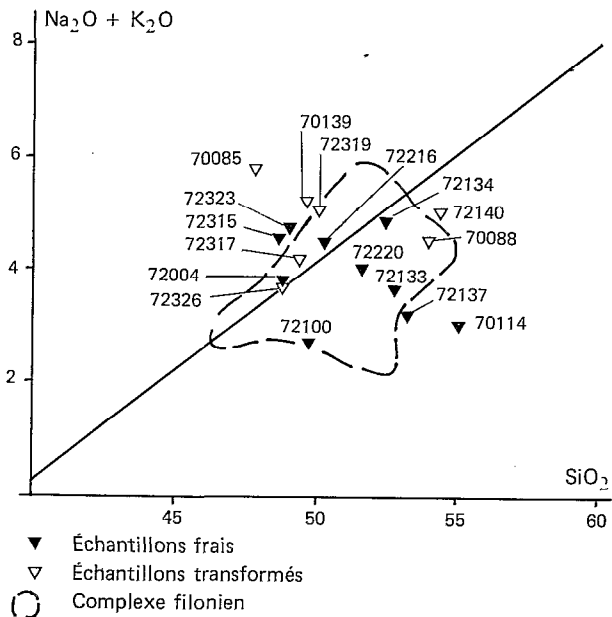


FIG. 10. — Répartition sur le diagramme alcalin/SiO₂ des laves en coussins du niveau inférieur.

un peu d'olivine normative (6), les autres s'apparentent davantage aux « DSDP basalts » récemment dragués dans le Pacifique central (BASS *et al.*, 1973)

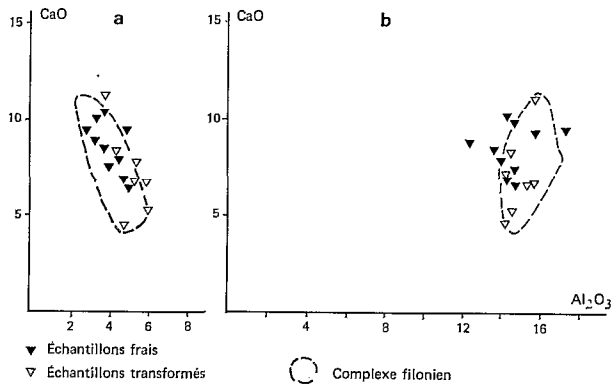
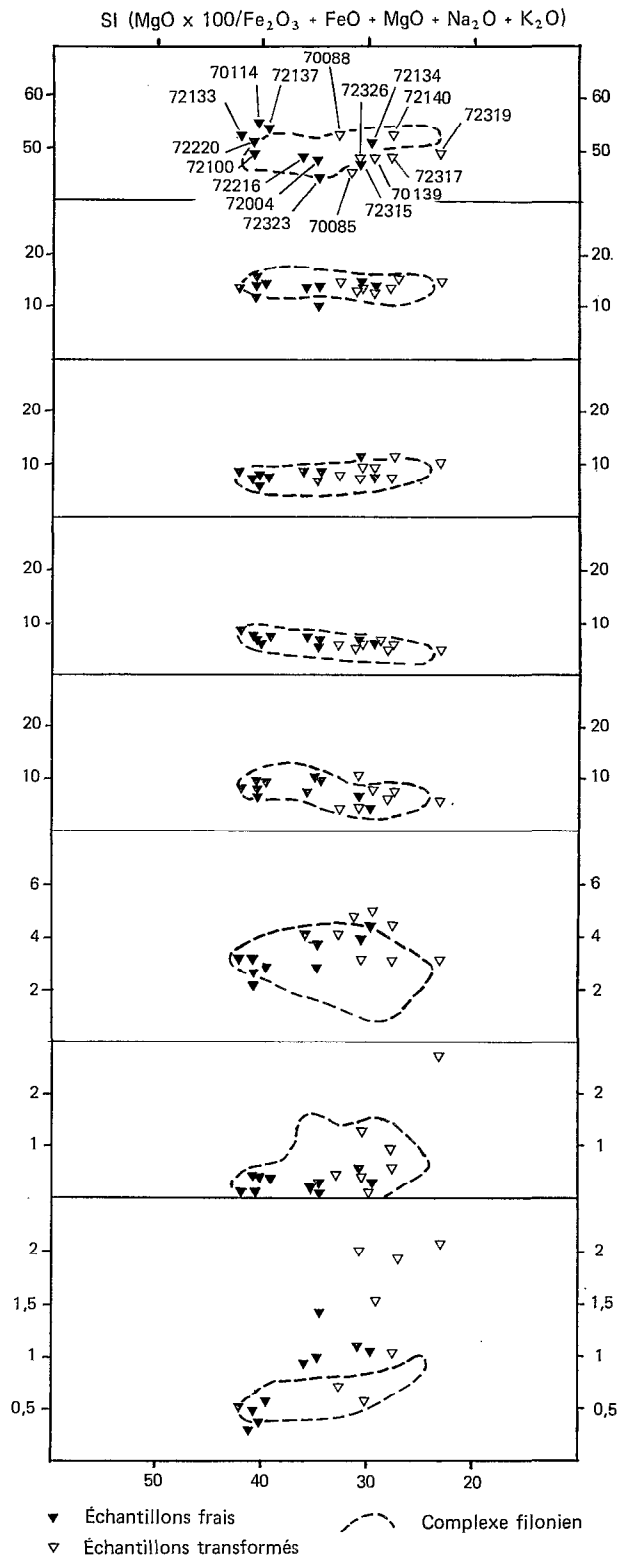


FIG. 11. — Répartition des laves en coussins du niveau inférieur sur les diagrammes CaO/Na₂O+K₂O et CaO/Al₂O₃ ; comparaison avec le complexe filonien.

(6) Les normes CIPW ont été calculées après réduction de Fe₃O₄, chaque fois que la teneur en Fe₂O₃ est supérieure à 1,5% (MIYASHIRO *et al.* - 1969).

FIG. 12. — Distribution des éléments majeurs des laves en coussins du niveau inférieur en fonction de l'indice de solidification ; comparaison avec les dykes.



▼ Échantillons frais
 ▼ Échantillons transformés
 --- Complexe filonien

dont les teneurs en oxydes sont très voisines. Il n'est donc pas impossible de considérer cet ensemble comme un élément constitutif d'une croûte océanique, bien qu'étant plus riche en Na_2O comme le sont d'ailleurs la plupart des termes effusifs rencontrés dans les assemblages ophiolitiques.

Dans le diagramme AFM de la figure 13, sur lequel

sont aussi reportés les points correspondant aux péridotites, gabbros et laves en coussins du niveau supérieur, on observe le regroupement des nuages de points illustrant la position des diabases du complexe filonien et des laves en coussins du niveau inférieur qui forment deux groupes vraisemblablement liés génétiquement.

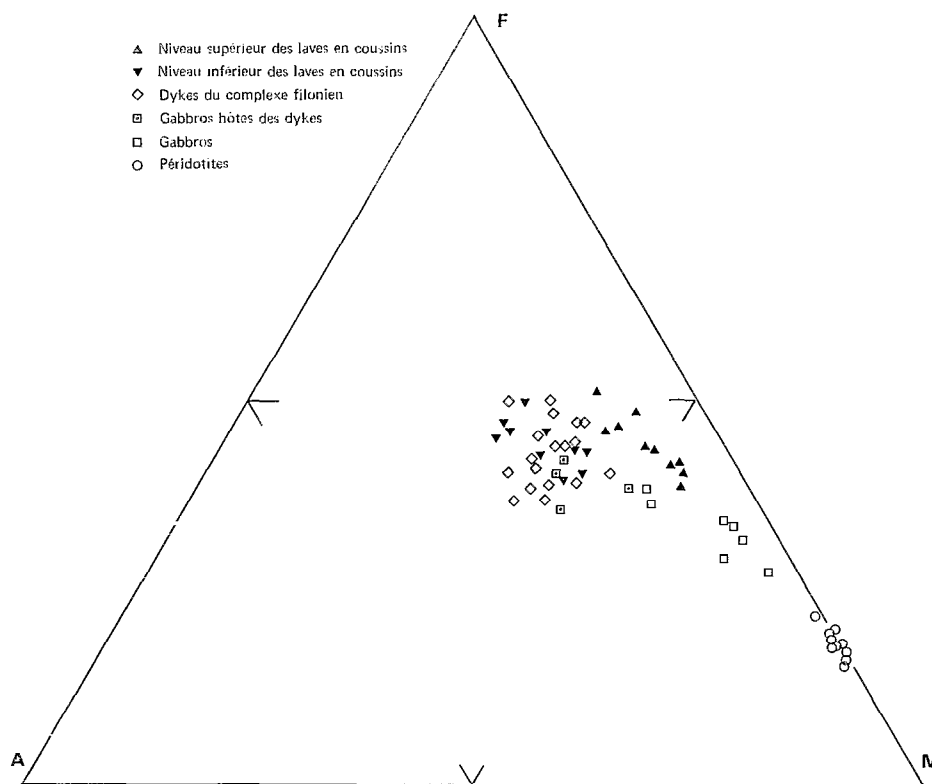


FIG. 13. — Répartition des roches constituant l'assemblage ophiolitique du Baër-Bassit sur le diagramme AFM (NOCKOLDS and ALLEN, 1956).

Le niveau supérieur des laves en coussins

Vingt-trois échantillons ont été analysés (tableau 4).

Il s'agit d'un ensemble tout à fait particulier, caractérisé par d'assez fortes teneurs en SiO_2 et une faible teneur en alcalins; ainsi sur le diagramme alcalins/ SiO_2 (fig. 14), ces roches occupent dans le champ tholéitique, une position particulière, et cette position, si l'on excepte les termes transformés (7), ne correspond en

rien à celle que définissent les laves en coussins du niveau inférieur, que ce soit sur ce diagramme ou sur ceux des figures 15 et 16. De plus, sur le diagramme AFM de la figure 13, on constate qu'elles se placent sur une lignée évolutive totalement indépendante de celle qu'occupent les dykes diabasiques et les laves du niveau inférieur.

Partant, je pense qu'il s'agit d'un ensemble qui doit être mis à part et n'a rien à voir avec les termes qu'il surmonte.

Ces roches, rappelons-le, renferment en moyenne 5 % de forstérite et 50 % de pigeonite (les minéraux séparés sont en cours d'analyse chimique) nageant

(7) Les termes transformés sont caractérisés par une forte teneur en H_2O , en K_2O dont le pourcentage atteint dans certains cas 4 % et par un enrichissement en Na_2O (le pourcentage peut également atteindre 4 %) ; corrélativement la teneur en CaO décroît.

COMPLEXE FILONNIEN ET LAVES DES OPHIOLITES DU BAËR-BASSIT (SYRIE)

TABEAU 4

Analyses chimiques et paramètres CIPW (sur analyses recalculées) des laves en coussins du niveau supérieur.

	ÉCHANTILLONS TYPES										ÉCHANTILLONS TRANSFORMÉS														
	70039	72097	72099	72111	72112 A	72174	73002	73115	73187	73616	70055	70113	72090	72091	72093	72094	72096	72098	72109	72112 B	72112 C ¹	72112 C ²	73758		
	(1)	(7)	(7)	(8)	(4)	(4)	(9)	(9)	(9)	(9)	(1)	(7)	(8)	(8)	(4)	(8)	(7)	(8)	(8)	(4)	(8)	(8)	(10)		
DONNÉES BRUTES	SiO ₂	52.04	53.13	51.10	58.60	54.86	41.58	49.75	51.79	51.97	49.77	47.55	53.43	36.60	51.00	47.77	46.60	43.14	53.60	54.40	50.90	49.40	43.40	50.12	
	Al ₂ O ₃	12.20	14.13	13.20	10.80	11.53	11.71	12.54	14.06	12.00	12.05	15.21	12.11	9.30	14.40	12.33	13.90	14.67	12.80	14.20	15.05	14.40	13.20	14.29	
	Fe ₂ O ₃	2.51	1.77	2.60	3.75	3.79	5.78	1.99	0.91	0.94	1.54	6.98	3.95	6.40	6.30	5.62	6.80	7.95	3.00	2.50	5.90	6.20	6.25	6.65	
	FeO	6.02	6.22	6.15	2.50	4.06	2.35	5.82	6.51	5.99	5.72	1.76	4.07	1.25	2.25	2.29	1.70	0.86	4.75	4.85	2.38	0.80	0.80	2.66	
	MnO	0.19	0.16	0.17	0.888	0.13	0.15	0.14	0.13	0.17	0.15	0.07	0.16	0.177	0.169	0.15	0.151	0.18	0.149	0.283	0.10	0.16	0.12	0.37	
	MgO	9.47	6.12	8.01	6.40	7.38	9.17	10.63	9.88	9.88	10.74	7.39	7.21	5.47	4.97	5.44	6.53	5.39	8.95	6.50	5.57	7.16	6.00	5.36	
	CaO	12.51	9.80	10.84	10.35	9.72	13.54	10.33	10.24	9.35	9.93	9.73	9.13	18.60	5.14	13.60	9.65	8.28	7.55	4.40	6.50	5.68	12.45	6.03	
	Na ₂ O	1.35	1.56	1.31	1.35	1.41	0.95	0.97	1.31	0.85	1.25	1.58	1.84	1.40	4.04	1.68	3.07	4.15	2.13	6.09	5.17	2.75	1.75	5.86	
	K ₂ O	0.35	0.15	0.13	0.54	0.38	0.55	0.20	0.11	0.25	0.18	1.50	2.88	2.29	4.63	0.88	1.11	1.65	1.93	0.89	0.76	1.95	2.31	0.49	
	TiO ₂	0.30	0.55	0.43	0.16	0.25	0.44	0.25	0.34	0.14	0.27	0.41	0.42	0.24	0.20	0.15	0.30	0.26	0.27	0.48	0.39	0.50	0.34	0.67	
	P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.12	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.015	0.04	0.05	0.05	n.d.	0.06	0.03	0.05	0.05	n.d.	0.05	0.05	0.18	
	CO ₂	0.21	0.03	0.08	1.87	0.41	4.91	0.20	0.13	0.20	0.13	n.d.	1.86	11.37	0.15	4.73	2.05	3.98	0.26	0.34	0.07	0.69	4.74	0.13	
	H ₂ O ⁺	3.66			1.46							3.25		2.04	3.28	4.90	4.26		2.96	4.69	5.74	2.66			
	H ₂ O ⁻	1.79	5.77	5.64	1.77	4.34	7.73	6.27	4.13	6.82	6.30	4.90	2.04	2.27	1.89	4.62	2.15	9.75	1.09	0.66	7.05	3.52	2.79	5.49	
	Total	99.42	99.42	99.78	100.458	98.26	98.86	99.14	99.54	98.56	98.03	100.345	99.14	98.697	100.079	99.26	98.331	100.19	99.489	100.333	99.84	99.00	96.86	98.29	
ANALYSES RECALCULÉES	SiO ₂	52.01	53.51	51.37	60.74	56.49	47.66	50.44	52.18	52.97	50.93	47.65	56.47	50.61	51.38	54.24	50.04	47.70	54.29	54.70	51.28	50.96	45.89	51.43	
	Al ₂ O ₃	12.19	14.23	13.27	11.20	11.90	13.42	12.72	14.17	12.23	12.33	15.24	12.79	12.85	14.51	14.00	14.93	16.22	12.96	14.28	15.17	14.86	13.96	14.66	
	Fe ₂ O ₃	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	0.92	0.96	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	
	FeO	6.93	6.51	7.18	5.25	6.33	7.31	6.37	6.56	6.11	5.92	6.70	6.70	8.34	6.64	7.00	7.04	7.40	6.19	5.79	6.41	5.23	5.44	7.52	
	MnO	0.19	0.16	0.17	0.92	0.13	0.17	0.14	0.13	0.17	0.15	0.07	0.17	0.24	0.17	0.17	0.16	0.20	0.15	0.28	0.10	0.16	0.13	0.38	
	MgO	9.47	6.16	8.05	6.63	7.60	10.51	10.83	9.96	10.07	10.99	7.41	7.62	7.56	5.00	6.18	7.01	5.95	9.06	6.54	5.61	7.39	6.34	5.50	
	CaO	12.24	9.83	10.79	8.26	9.47	8.35	10.22	10.15	9.27	9.99	9.75	7.15	5.71	4.98	8.60	7.56	3.55	7.31	3.98	6.46	4.96	12.24	6.01	
	Na ₂ O	1.35	1.57	1.32	1.40	1.45	1.08	0.98	1.32	0.87	1.28	1.58	1.94	1.93	4.07	1.91	3.30	4.58	2.15	6.13	5.21	2.83	1.85	6.01	
	K ₂ O	0.35	0.15	0.13	0.39	0.39	0.63	0.20	0.11	0.25	0.18	1.50	3.05	3.16	4.66	0.99	1.19	1.82	1.95	0.89	0.76	2.01	2.44	0.50	
	TiO ₂	0.30	0.55	0.43	0.26	0.26	0.50	0.25	0.34	0.14	0.28	0.41	0.44	0.33	0.20	0.17	0.32	0.28	0.27	0.48	0.39	0.51	0.36	0.68	
	P ₂ O ₅	0.02	n.d.	0.12	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.07	0.05	n.d.	0.06	n.d.	0.05	0.05	n.d.	0.05	0.05	0.18	
	H ₂ O ⁺	1.66			1.52							3.26		4.53	4.93		4.58		2.99	4.72		5.92	6.07		
	H ₂ O ⁻	1.79	5.81	5.67	1.84	4.47	8.86	6.35	4.16	6.95	6.45	4.91	2.15	3.14	1.89	5.26	2.31	10.78	1.10	0.66	7.10	3.63	3.72	5.62	
MINÉRAUX VIRTUELS	Q	5.22	13.02	8.10	23.28	15.30	2.94	6.06	6.54	11.16	5.94	0.36	6.18	0.18		10.26		4.50			2.58				
	Or	1.67	0.56	0.56	2.22	2.22	3.34	1.11	0.56	1.11	0.56	8.34	17.78	18.35	27.24	5.56	6.67	10.56	11.12	5.00	4.45	11.68	13.90	2.78	
	Ab	11.00	13.10	11.00	11.53	12.05	8.91	7.86	11.00	7.34	10.48	13.10	16.24	16.24	23.84	15.72	27.77	37.73	17.82	51.35	43.10	23.58	10.09	45.06	
	An	26.41	31.41	30.02	23.07	24.74	30.02	29.75	32.25	28.67	27.52	30.30	17.24	16.96	7.78	26.97	22.52	17.51	20.29	8.90	15.57	21.96	22.80	11.68	
	Cor																	0.41							
	Neph																	0.28			0.50				
	Σc	44.30	58.09	49.68	60.11	54.32	45.21	44.78	50.35	48.24	44.50	52.10	57.45	51.73	64.41	58.51	56.96	66.50	53.73	65.25	63.61	59.80	49.55	62.36	
	Pyx	49.22	32.66	41.46	33.56	38.34	42.57	46.00	43.30	42.98	46.07	36.60	37.23	37.43	13.73	33.51	27.63	39.24	15.38	13.42	27.23	30.66	14.19		
	Ma	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	1.16	1.16	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	
	Ilm	0.46	0.91	0.76	0.46	0.46	0.91	0.46	0.61	0.15	0.46	0.76	0.76	0.61	0.30	0.30	0.46	0.46	0.46	0.76	0.61	0.91	0.61	1.22	
	Ap																							0.34	
	Per																							0.34	
	Σb	51.76	35.66	44.31	36.10	40.89	45.57	48.54	45.06	44.30	48.61	39.45	40.08	40.13		12.22	5.46	19.88		10.66	12.85		6.79	13.87	
																28.34	35.90	35.64	22.43	41.79	28.89	28.96	30.23	40.14	31.70
PARAMÈTRES CIPW	p	III	(II) III	III	(II) III	III	III	III	III	III	III	III	III	III	II	(II) III	(II) III	II	III	II	II	III	III	III	III
	q	(4) 5	4	4'	3 (4)	4	'5	4 (5)	4 (5)	4	4'	4	3	3	5'	4	5	5	'5	5	5	5	5	5	5
	r	4	4'	4'	4	4	4'	4 (5)	4'	4 (5)	4'	4	3	3	2	4	3	'3	3'	2	(2) 3	3	3'	3'	2
	s	(4) 5	5	5	4 (5)	4 (5)	4	(4) 5	5	4 (5)	5	(3) 4	3	3	3'	4	4'	4	(3) 4	'5	'5	'4	3	5	5
	h	1	1'	1'	1'	1	1'	1	1	1	1	1'	1'	1'	1'	1'	1 (2)	1	1 (2)	1'	1 (2)	1'	1 (2)	1 (2)	1 (2)
	k	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	3	1	'2	5	1	'3	3	1	'2	3	3
	l	2	2	2	2	2	1 (2)	'2	'2	(1) 2	'2	2	'2	1 (2)	2	'2	2	1	(1) 2	2	2	1	2 (3)	2	2
	m	2	(2) 3	2'	2'	2'	2	2	2	2	2	2'	2'	(2) 3	'3	(2) 3	2 (3)	'3	'3	2	(2) 3	2	2'	3	3

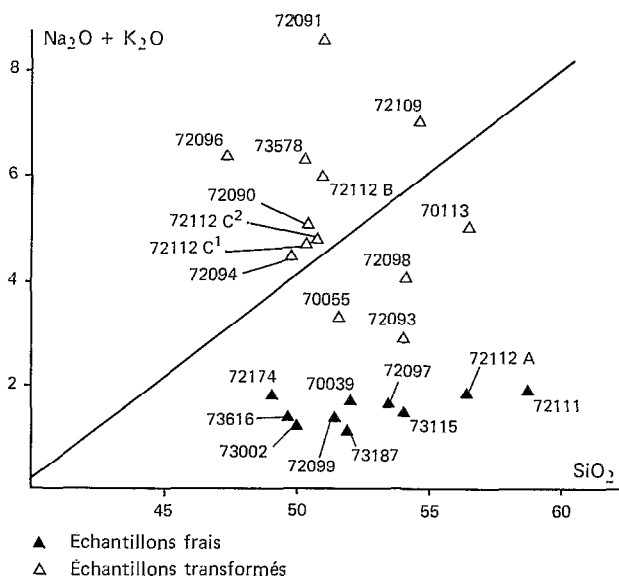


Fig. 14. — Répartition des laves en coussins du niveau supérieur sur le diagramme alcalins/SiO₂.

dans un verre brunâtre sans feldspath. Les minéraux séparés et le verre n'ayant pas encore été analysés, on peut cependant tenter d'établir un bilan géochimique approximatif ; on constate alors que ce verre contient environ 57 % de SiO₂, 28 % d'Al₂O₃, 0,5 % de Fe₂O₃, 12 % de CaO, 2 % de Na₂O et 0,5 % de K₂O, soit en minéraux virtuels (18 % de quartz, 2,78 % d'orthose, 18,78 % d'albite, 59,49 % d'anorthite, 2,34 % de corindon, soit 99,39 % de coupholithes pour 0,48 de barylithes représentés uniquement par de l'hématite) ; il y a donc un contraste entre le caractère hypertholéiitique de la roche globale et le caractère dacitique du verre qu'elle contient.

En dehors de cette particularité, on observe au niveau des quelques éléments en trace analysés (PARROT et VATIN-PERIGNON, 1974), des teneurs élevées en Cr et Ni, faibles en Y, Sr et Ba. Des teneurs équivalentes ont été observées dans les komatiites de Terre-Neuve (8) (GALE, 1973) qui se différencient toutefois des laves du niveau supérieur par leurs teneurs en Al₂O₃ et MgO qui sont exactement à

(8) Il faut signaler que dans ce cas, ces termes d'âge ordovicien, sont également associés à des basaltes tholéiitiques faisant partie d'un assemblage ophiolitique, mais qu'ils y forment le niveau inférieur des pillow-lavas (DUKE et HUTCHINSON, 1974).

l'inverse de celle que l'on trouve dans le cas du Baër-Bassit. Ces teneurs traduisent pour cet auteur soit une cristallisation fractionnée relativement faible, soit un fort degré de fusion partielle.

Des termes à peu près semblables ont été décrits au Cap Vogel, Papouasie (DALLWITZ, 1968), dans un contexte similaire, et sont identiques aux laves en coussins du niveau supérieur du Baër-Bassit, à cela près qu'elles sont formées d'un assemblage de verre et clinostatite, alors qu'en Syrie le pyroxène est une pigeonite, et qu'elles contiennent, mais en proportion moindre que les komatiites de Terre-Neuve, un peu plus de MgO et un peu moins d'Al₂O₃ ; cependant, si l'on considère par exemple les rapports diopside/enstatite normatifs des laves du niveau supérieur (0,8 en moyenne), on constate qu'il sont très proches des roches à clinostatite de Papouasie (0,2 en moyenne), alors qu'ils diffèrent nettement de ceux que l'on obtient dans le cas des laves du niveau inférieur (20 et plus). Les roches à clinostatite du Cap Vogel qui, comme celles du Baër-Bassit, sont associées à des niveaux de basaltes tholéiitiques, sont interprétées comme le résultat de la montée rapide d'un magma non différencié.

On est donc conduit à penser que les laves en coussins du niveau supérieur, quoique comprises dans un même contexte, ont une origine différente des laves qu'elles surmontent et qui sont, elles, directement liées au complexe filonien.

Si l'on peut admettre que les venues effusives qui forment le complexe filonien et les laves en coussins du niveau inférieur, se sont développées par suite d'une fusion partielle se faisant à partir d'un milieu à composition ultrabasique (pyrolite ?) don-

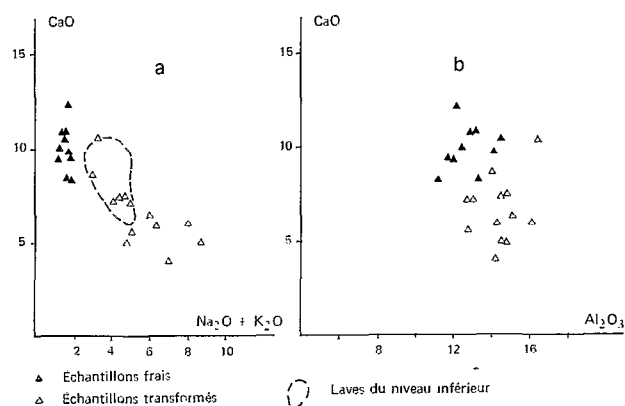
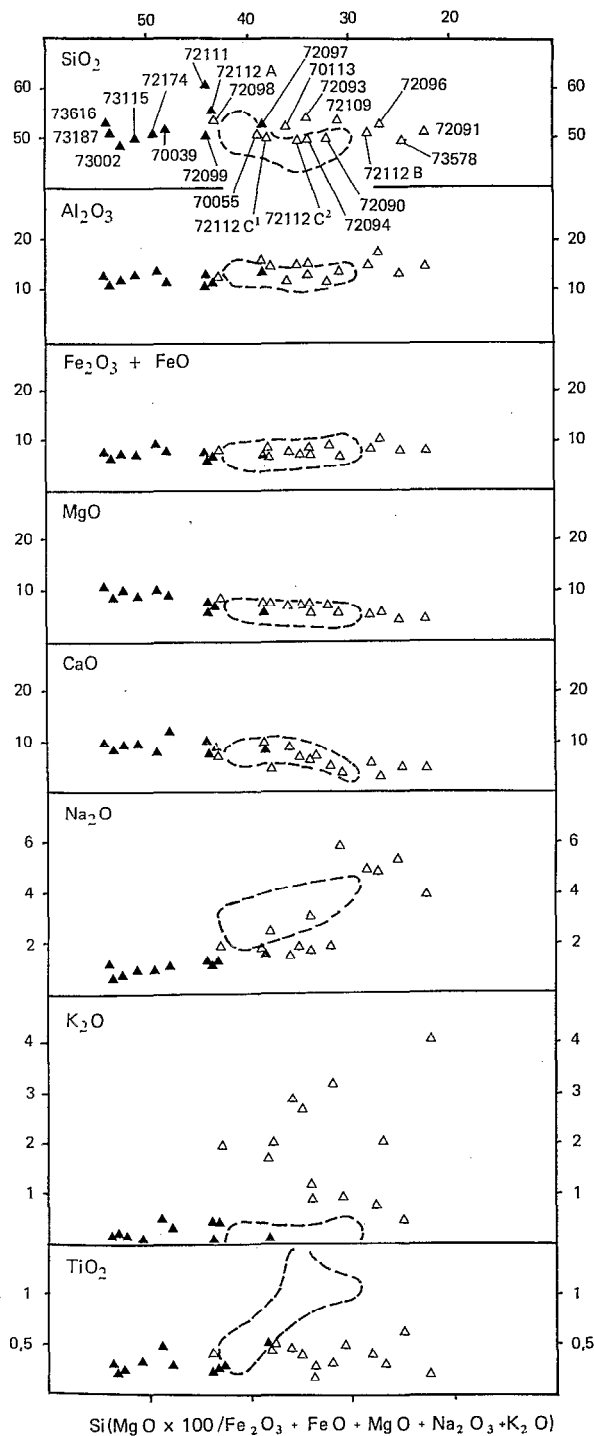


Fig. 15. — Répartition des laves en coussins du niveau supérieur sur les diagrammes CaO/Na₂O+K₂O et CaO/Al₂O₃.



▲ Échantillons frais
 △ Échantillons transformés

— Laves du niveau inférieur

FIG. 16. — Distribution des éléments majeurs des laves en coussins du niveau supérieur en fonction de l'indice de solidification ; comparaison avec celle des laves en coussins du niveau inférieur.

nant un liquide à composition tholéiitique qui s'épanche en surface à l'aplomb d'une ride active, peut-être même à l'aplomb d'une crête naissante, ce qui pourrait expliquer la tendance alcaline des laves reconstruées (ALLEGRE *et al.*, 1973), à moins que celle-ci ne soit que le résultat d'une contamination, il faut également admettre que les laves en coussins du niveau supérieur tirent leur origine d'un processus similaire, ne serait-ce qu'en raison de l'association que présentent les deux niveaux de laves en coussins. Le processus qui est à l'origine de la formation des laves du niveau supérieur, tout en étant vraisemblablement hérité du modèle précédent, doit en fait représenter un aléa de son fonctionnement. Le caractère hypertholéiitique global des laves supérieures, ainsi que par exemple, la présence de phénocristaux de forstérite automorphe, laissent supposer que là encore la souche hypothétique probable est bien un assemblage péridotitique subissant une fusion partielle, ce phénomène étant suivi d'une montée rapide du distillat. Toutefois, ce niveau péridotitique doit être différent de celui qui a fourni, selon le même processus, le magma tholéiitique que l'on retrouve au niveau des laves inférieures, à moins que la différence ne porte exclusivement que sur la nature de l'évolution magmatique du distillat.

On peut alors envisager, soit que le niveau de péridotites corresponde à une restite issue du manteau par un premier processus de fusion partielle, lui-même à l'origine de la différenciation classique du magma tholéiitique, soit qu'il s'agisse du résultat d'un simple aléa du fonctionnement de la fusion partielle.

Dans le premier cas, ceci suppose que le niveau de restite en question ne se présente pas comme un ensemble totalement réfractaire et qu'il porte encore en lui des éléments susceptibles d'être mobilisés. Par voie de conséquence, on est conduit à admettre que le premier processus de fusion partielle n'a pas été complet. Or, nous l'avons vu, la composition des tholéiites constituant le niveau inférieur des laves en coussins du Baer-Bassit, ainsi que leurs probables filons nourriciers, présente une légère tendance alcaline. Dans ce cas, si l'on veut invoquer la formation en un premier temps d'un magma issu d'une fusion partielle du manteau, il faut admettre que ce magma qui devrait normalement être moins différencié, a subi une importante contamination, ce qui revient à exclure des facteurs tels que le processus de ride naissante ou celui de la faible vitesse du taux d'expansion. Je m'en tiendrai donc dans la suite de l'exposé à ce phénomène de contamination, bien que la for-

mation d'épanchements à la suite de la fracturation du toit de la chambre magmatique où se forment par cristallisation fractionnée des cumulats périclétiques, des gabbros lités et des dolérites (9) puisse prendre à son compte la légère tendance alcaline des laves inférieures (ainsi que l'alcalinité et l'acidité des dykes du complexe filonien). Si l'on retient donc un processus de contamination pour répondre à l'alcalinité plus grande que celle que l'on serait en droit d'attendre dans le cas du modèle retenu, il n'est pas exclu que les niveaux supérieurs de laves en coussins tirent leur origine de restites non réfractaires. Mais ceci soulève toutefois un problème et une objection fondamentale, car, dans ce cas, la mise en place d'une partie au moins de l'ensemble effusif compris dans l'assemblage ophiolitique, se ferait indépendamment du phénomène qui participe à la constitution de la croûte océanique.

On est donc conduit à envisager une autre hypothèse, la première se heurtant principalement au problème du moteur responsable de la mobilisation des éléments que cette restite pourrait éventuellement contenir, et expliquant mal que la mise en place des laves en coussins du niveau supérieur soit totalement indépendante des phénomènes qui président à celles des laves du niveau inférieur, d'autant plus que l'on a récemment mis en évidence dans le Troodos (DESMET, communication orale) des filons nourriciers des « upper pillow-lavas » recoupant les dykes du « basal group ». On est ainsi amené à considérer une hypothèse qui tienne compte du lien existant entre ces deux formations et de la discordance observée entre elles. Dans le cadre du modèle génétique proposé par ALLEGRE *et al.* (*op. cit.*), seule une fusion partielle pourrait expliquer le phénomène ; les venues supérieures seraient donc le résultat d'une fusion partielle se produisant dans des zones peut-être plus profondes du manteau, cette fusion partielle étant suivie d'une montée rapide du distillat ne lui permettant pas de se différencier comme le font les magmas tholéitiques précédents ; on peut également admettre que ce phénomène, qui correspond d'ailleurs ici à la phase terminale du fonctionnement de la ride, se produise aux dépens d'un pyrolite appauvri par suite de la montée des dernières venues tholéitiques. Mais, quelle qu'en

soit l'origine, on doit dans ce cas, postuler une mise en place du magma ne se faisant pas au droit de la ride, comme le suggère d'ailleurs STRONG (1974) à propos de termes comparables de Terre-Neuve et des termes similaires du Troodos (10).

Les manifestations effusives triasiques

Dix huit échantillons ont été analysés (tableau 5).

Ces roches comprises dans un ensemble volcano-sédimentaire sont comparables, tant au point de vue minéralogique qu'au point de vue chimique, au niveau inférieur des laves en coussins liées au complexe filonien. Les diagrammes des figures 17 et 18 et surtout le diagramme oxydes/indice de solidification de la figure 19 illustrent bien l'analogie qui existe entre ces deux groupes. Partant, il est peut-être possible de les considérer comme comagmatiques.

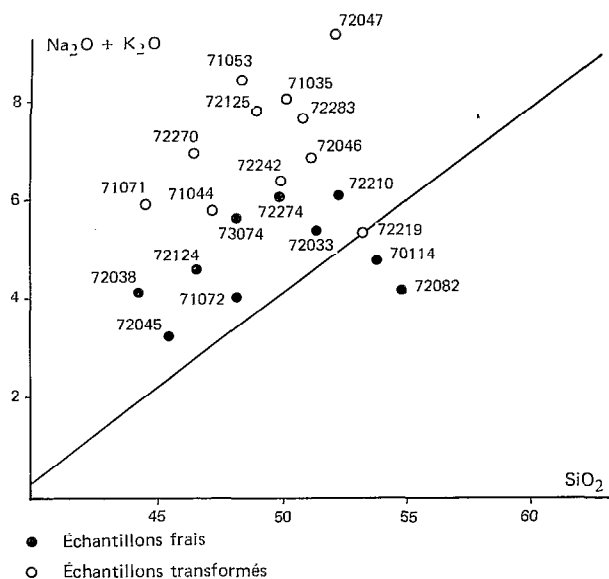


FIG. 17. — Répartition des laves triasiques du volcanosédimentaire sur le diagramme alcalins/SiO₂.

(9) Dans ce cas, la chambre magmatique fonctionnerait en système ouvert, alimentée à l'arrière au niveau de l'axe de la ride et se débarrassant à l'avant des termes les plus alcalins situés en positions sommitale et non encore cristallisés par suite de la fracturation de son toit ; ceci expliquerait entre autres la grande homogénéité des séries gabbroïques litées, observée sur de grandes épaisseurs dans le Hatay notamment.

(10) Notons que STRONG, dans l'analogie qu'il fait entre Terre-Neuve et Chypre, considère les niveaux supérieurs du Troodos comme des termes alcalins, alors que, nous l'avons vu, ils sont vraisemblablement hypertholéitiques, comme les termes équivalents du Baër-Bassit, l'enrichissement en K₂O (4 % parfois) et Na₂O n'étant que secondaire. Il faut de plus rappeler, (*cf.* note infrapaginale 6), que la disposition entre les tholéites et les komatiites de Terre-Neuve est inverse des termes équivalents observés dans le Baër-Bassit et dans le Troodos.

COMPLEXE FILONIEN ET LAVES DES OPHIOLITES DU BAËR-BASSIT (SYRIE)

TABLEAU 5

Analyses chimiques et paramètres CIPW (sur analyses recalculées) des laves triasiques du volcanosédimentaire.

	ÉCHANTILLONS TYPES										ÉCHANTILLONS TRANSFORMÉS								
	70144	71072	72033	72038	72045	72124	72210	72274	73074		71035	71044	71053	71071	72046	72047	72125	72242	72283
	(4)	(6)	(7)	(7)	(4)	(7)	(4)	(8)	(10)		(8)	(3)	(3)	(2)	(5)	(8)	(8)	(8)	(8)
DONNÉES BRUTES	SiO ₂	50.68	47.25	48.39	43.59	44.56	45.11	49.65	49.60	44.82	48.00	46.50	35.00	42.20	51.18	44.80	40.20	44.40	43.40
	Al ₂ O ₃	12.87	12.10	14.47	12.49	13.98	16.93	14.87	14.20	13.82	15.90	12.29	12.28	15.39	14.55	14.60	15.50	13.80	13.50
	Fe ₂ O ₃	2.84	4.45	5.81	4.35	4.16	6.55	5.93	6.70	8.96	7.85	12.72	6.01	8.30	7.92	3.90	5.50	8.05	10.70
	FeO	6.53	6.28	2.64	7.87	7.10	2.65	4.10	4.15		1.10	2.61	2.70	2.25		2.80	2.80	1.60	1.15
	MnO	0.43	0.19	0.20	0.18	0.19	0.17	0.18	0.163	0.15	0.10	0.45	0.12	0.10	0.20	0.154	0.174	0.146	0.263
	MgO	5.41	9.20	4.98	7.51	5.82	5.21	4.57	5.80	5.68	4.48	4.73	3.67	5.33	1.98	2.50	1.75	4.87	4.24
	CaO	10.27	10.84	9.58	13.75	13.69	10.42	8.43	6.85	10.79	5.46	7.55	17.07	9.51	13.96	11.75	13.99	11.47	7.41
	Na ₂ O	4.58	3.42	4.62	2.30	3.02	3.33	4.75	5.53	4.86	5.39	5.53	4.72	3.88	5.71	6.15	4.50	2.78	4.91
	K ₂ O	0.02	0.58	1.46	1.80	0.11	1.15	1.07	0.62	0.50	2.41	0.15	1.49	1.75	1.16	1.95	1.95	2.94	1.64
	TiO ₂	0.68	2.28	1.92	2.95	2.91	1.23	1.33	2.50	1.04	1.12	1.36	1.80	2.64	1.86	2.20	2.94	1.64	1.84
	P ₂ O ₅	n.d.	0.33	0.18	0.36	n.d.	0.14	n.d.	0.28	0.14	0.13	2.07	0.54	0.96	n.d.	0.66	0.40	0.16	0.26
	CO ₂	4.67	0.76	2.55	0.56	0.16	1.21	1.93	0.73	n.d.	1.89	0.05	11.98	2.14	0.81	5.96	8.22	4.77	6.14
	H ₂ O ⁺	} 0.97	2.42	3.49	2.58	2.76	5.79	2.77	3.68	9.08	4.46	2.16	2.18	4.13	} 1.01	2.30	2.33	2.38	2.98
H ₂ O ⁻	1.92										0.40	0.21	1.28	0.31		0.74	1.05	1.07	
Total	99.95	100.10	100.29	100.26	98.46	99.89	99.58	101.413	99.70	100.21	98.57	99.77	99.86	100.34	100.034	101.044	100.56	99.503	
ANALYSES RECALCULÉES	SiO ₂	59.90	48.17	51.45	44.15	45.55	46.68	52.40	49.98	45.23	50.38	47.77	49.82	44.75	52.30	51.74	49.09	50.14	51.05
	Al ₂ O ₃	15.35	12.34	15.38	12.65	14.29	17.52	15.69	14.31	13.95	16.69	12.62	17.48	16.32	14.87	16.86	18.93	15.58	15.88
	Fe ₂ O ₃	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50
	FeO	7.67	9.13	7.02	10.58	9.74	7.50	6.78	8.92	6.77	7.22	13.10	10.20	8.96	5.93	6.38	8.18	8.62	11.33
	MnO	0.52	0.19	0.21	0.18	0.19	0.18	0.15	0.16	0.15	0.10	0.46	0.16	0.10	0.20	0.17	0.21	0.17	0.31
	MgO	6.45	9.38	5.29	7.60	5.95	5.39	4.82	5.84	5.73	4.70	4.85	5.22	5.65	2.02	2.88	2.14	5.50	4.99
	CaO	5.14	10.07	6.73	13.21	13.79	9.19	6.31	5.97	10.89	3.20	7.70	2.59	7.19	13.21	4.80	4.31	6.09	0.00
	Na ₂ O	5.46	3.49	4.91	2.33	3.09	3.45	5.01	5.57	4.90	5.66	5.68	6.72	4.11	5.83	7.10	5.50	3.14	5.78
	K ₂ O	0.02	0.59	1.56	1.83	0.11	1.19	1.13	0.62	0.50	2.53	0.15	2.12	1.85	1.19	2.25	2.38	3.32	1.93
	TiO ₂	0.82	2.33	2.04	2.99	2.98	1.28	1.41	2.52	1.05	1.18	1.39	2.56	2.80	1.90	2.54	3.59	1.85	2.16
	P ₂ O ₅	n.d.	0.34	0.19	0.36	n.d.	0.14	n.d.	0.28	0.14	0.14	2.12	0.76	1.02	n.d.	0.76	0.49	0.18	0.30
	H ₂ O ⁺	} 1.16	2.47	3.71	2.62	2.82	5.99	9.16	3.71	9.16	4.68	2.21	3.11	4.38	} 1.03	2.66	2.84	2.69	3.50
	H ₂ O ⁻										2.01	0.41	0.30	1.36		0.36	0.90	1.19	1.26
MINÉRAUX VIRTUELS	Or		3.34	8.90	10.56	0.56	6.67	6.67	3.34	2.78	14.46	0.56	12.23	10.56	6.67	13.34	13.90	19.46	11.12
	Ab	46.11	26.59	39.43	3.14	15.98	24.76	41.92	42.71	18.34	38.64	40.48	39.82	25.02	42.84	40.48	39.43	26.20	48.73
	An	17.24	16.12	15.29	18.90	25.02	28.91	16.96	12.51	14.46	12.79	8.62	8.62	20.57	10.84	7.50	18.63	18.63	
	Cor												1.02				0.51		4.28
	Neph		1.49	1.06	8.80	5.25	2.20		2.13	12.50	4.90	3.91	9.09	5.18	3.48	10.48	3.62		
	Σc	63.65	47.54	64.68	41.42	46.81	62.54	65.55	60.68	48.07	70.79	53.56	70.78	61.34	63.83	71.80	76.09	64.29	64.14
	Pyr	30.81	25.90	14.06	36.60	35.62	13.70	15.07	13.23	32.24	2.54	15.01		7.54	23.94	10.08		13.33	10.94
	Ma	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09
	Ilm	1.52	4.41	3.80	5.62	5.62	2.28	2.58	4.71	1.98	2.13	2.58	4.71	5.32	3.50	4.86	6.69	3.50	3.95
	Ap		0.67	0.34	0.67				0.34				4.70	1.68	2.35	1.68	1.01	0.34	
	Per	0.76	16.56	10.93	10.71	6.84	12.78	11.44	14.23	6.09	15.18	19.37	19.64	15.48		6.48	10.10	12.22	13.42
	Σb	35.18	49.62	31.22	55.70	50.17	30.84	31.18	34.60	42.39	21.94	43.75	28.12	32.78	29.53	25.19	19.89	31.47	30.39
	PARAMÈTRES CIPW	p	II (III)	III	II'	III'	III	II'	II'	II (III)	III	II	III	II	II (III)	II'	II	II	II'
r		5	5	5	6	5 (6)	5	5	5	6	5'	5'	(5) 6	5'	5	5	5	5	5
s	3	3	2 (3)	3	(3) 4	3'	(2) 3	2'	(2) 3	2	2	2	3	2	2	2 (3)	3	1	
	5	(4) 5	4'	4	5	4'	4 (5)	5	5	4	5	4'	4	(4) 5	4'	4	3'	4'	
h	1 (2)	(1) 2	2	(1) 2	(1) 2	(1) 2	(1) 2	2	1 (2)	2	1 (2)	2	2	2	2	3	2	2	
k	1	(2) 3	3	2	2	3	3	3	2	4 (5)	3'	5	4	1	(2) 3	5	3	3	
l	1 (2)	2	2	2'	2 (3)	2	2	2	2 (3)	1	2	1	1 (2)	3	2	1	(1) 2	1	
m	2	2 (3)	3	3	3	3	3	3	(2) 3	3	3'	3	3	(3) 4	3	4	3	3'	

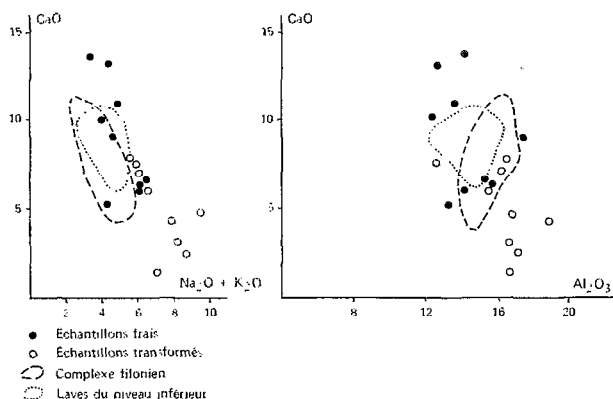


FIG. 18. — Répartition des laves triasiques du volcanosédimentaire sur les diagrammes $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ et $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$.

La disposition des points sur le diagramme $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ (fig. 20) indique une légère différence de répartition entre d'une part, les venues triasiques, d'autre part l'ensemble de toutes les laves en coussins liées du complexe filonien, qu'il s'agisse du niveau inférieur ou du niveau supérieur. Ceci est dû, pour le volcanisme triasique, à une plus grande teneur en TiO_2 (déjà observable sur le diagramme de la figure 18) et à une plus grande teneur corrélative en P_2O_5 .

Si les laves en coussins du niveau inférieur et celles du Trias sont comagmatiques, il faut admettre que celles-ci ont été intrudées hors du voisinage immédiat de la ride, dans un domaine plus marginal, ce qui laisserait également supposer que la ride devait fonctionner au Carnien-Norien (début du fonctionnement de cette ride ?), mais ne permet pas de dater les pillow-lavas inférieurs liés au complexe filonien, cette ride ayant pu fonctionner pendant un laps de temps sur lequel nous n'avons aucune information.

Conclusion à l'étude géochimique et comparaison des types étudiés avec les formations de Chypre qui leur sont analogues

Dans une note antérieure (PARROT, 1974a), j'ai montré l'analogie qui existe d'une part entre les « lower pillow-lavas » du Troodos et le niveau inférieur des laves en coussins du Baër-Bassit, et d'autre part, entre les « upper pillow-lavas » campano-maestrichtiens (MANTIS, 1971) du Troodos et le niveau supérieur des laves en coussins du Baër-Bassit, ainsi que l'analogie minéralogico-chimique qui existe entre les laves du niveau inférieur et les venues effusives rencontrées dans les niveaux triasiques du volcanosédimentaire, que ce soit en Syrie, ou à Chypre

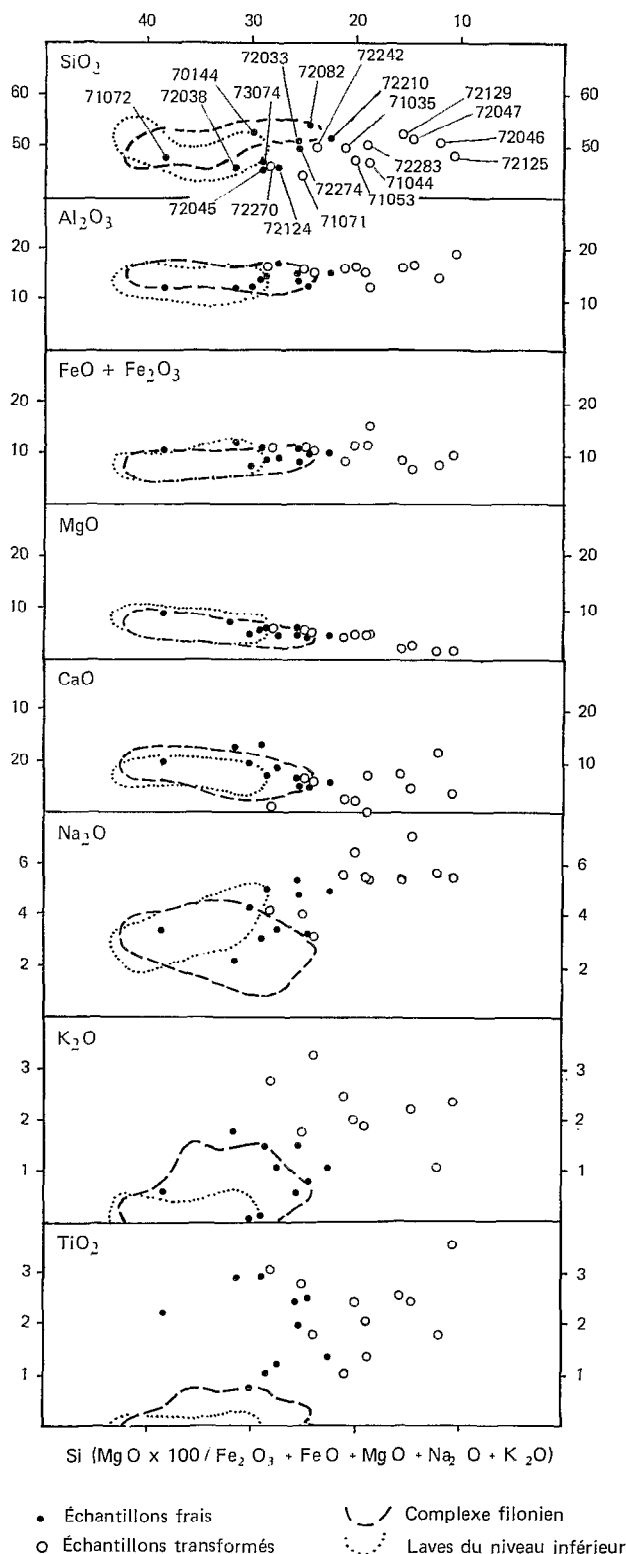


FIG. 19. — Distribution des éléments majeurs des laves triasiques en fonction de l'indice de solidification ; comparaison avec le complexe filonien et les laves en coussins associées au niveau inférieur.

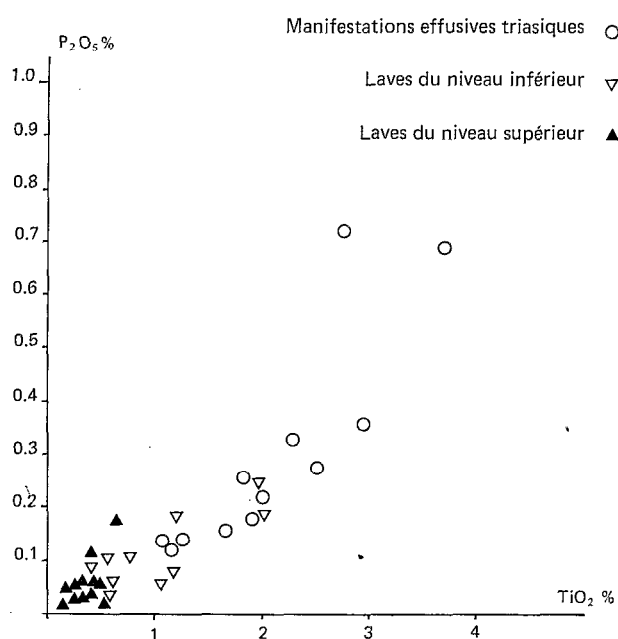


FIG. 20. — Répartition des laves étudiées sur le diagramme P_2O_5/TiO_2 .

dans les nappes de Mamonia. J'avais également soulevé le problème de l'existence, au sein du volcanosédimentaire triasicojurassique du Baër-Bassit, d'un niveau volcanique alcalin à peralcalin d'âge jurassique début crétacé, et j'avais dit ce que cela entraînait par voie de conséquence pour les différentes manifestations volcaniques rencontrées dans les nappes de Mamonia, région à plus d'un point de vue identique à celle du Baër-Bassit, et jusqu'à présent interprétées comme faisant toutes partie d'une série alcaline d'âge triasique (LAPIERRE, 1972). Bien que ne faisant pas directement l'objet de cette note, j'envisagerai rapidement à nouveau ce problème, puisqu'il s'avère que les niveaux indiscutablement triasiques du Mamonia sont des termes tholéïtiques comparables à ceux de même âge du Baër-Bassit.

Les laves associées au complexe filonien

Comme dans le cas du Baër-Bassit, le massif du Troodos renferme deux niveaux (11) distincts de

(11) La distinction entre un niveau riche en dykes et pillow-lavas directement sous-jacent au niveau inférieur des laves en coussins n'ayant pas été faite dans le cas du Baër-Bassit, en raison de la faiblesse du développement de ce « groupe de base », j'ai pris le parti de regrouper des termes répartis dans le Troodos en un « basal group » et un niveau de « lower pillow-lavas ».

laves (GASS, 1967), un niveau inférieur ou « lower pillow-lavas » et un niveau supérieur ou « upper pillow-lavas ». En étudiant la répartition des différents minéraux de métamorphisme existant dans les « lower pillow-lavas » et les « upper pillow-lavas », GASS et SMEWING (1973) ont récemment montré qu'il existe une coupure nette entre ces deux niveaux. La preuve de l'existence de cette coupure est renforcée par la présence d'une discordance entre ces deux formations et d'une surface de ravinement au sommet du niveau inférieur, ayant entraîné la formation de petites poches où se sont accumulées de rares lentilles sédimentaires ayant livré une microfaune campanienne (MANTIS, *op. cit.*) ; cette datation et l'âge senonien de la transgression qui surmonte les « upper pillow-lavas » permettent de caler l'âge de cette formation. Cette coupure se retrouve aussi au point de vue géochimique et l'on constate de plus par exemple sur le diagramme AFM de la figure 21, qu'elle correspond à celle qui a été mise en évidence à propos des laves du Baër-Bassit, le regroupement des points étant particulièrement net à propos des « upper pillow-lavas » du Troodos et des laves du niveau supérieur du Bassit.

De plus, si l'on place sur un même diagramme AFM (fig. 22) l'ensemble des points correspondant aux types pétrographiques qui définissent dans différentes régions une suite ophiolitique : par exemple, le Pinde septentrional-Grèce (BRUNN, 1956-1960 ; PARROT, 1967-1969), le Vourinos-Grèce (MOORES, 1969), le massif de Kemer-Taurus lycien, Turquie (JUTEAU, 1974), les massifs du Troodos et du Kellaki-Chypre (BEAR, 1966 ; LAPIERRE, 1966 ; LAPIERRE et ROCCI, 1967 ; MOORES et VINE, 1971) le Hatay, Turquie (DUBERTRET, 1953 ; PARROT, 1973), on constate que seules les laves inférieures semblent réellement faire partie d'un assemblage ophiolitique classique, ce qui confirme l'importance de la coupure observée, aussi bien à Chypre qu'en Syrie, entre les deux niveaux de laves en coussins.

Qui plus est, la stricte analogie existant entre les 2 niveaux de laves supérieurs permet de penser qu'en Syrie comme à Chypre, l'âge de cette formation est campano-maestrichtien.

Les laves triasiques du volcanosédimentaire

Comme je l'ai déjà signalé, ces laves occupant sur les différents diagrammes retenus une position comparable à celle que définissent les laves du niveau inférieur, on pourrait peut-être envisager une origine comagmatique.

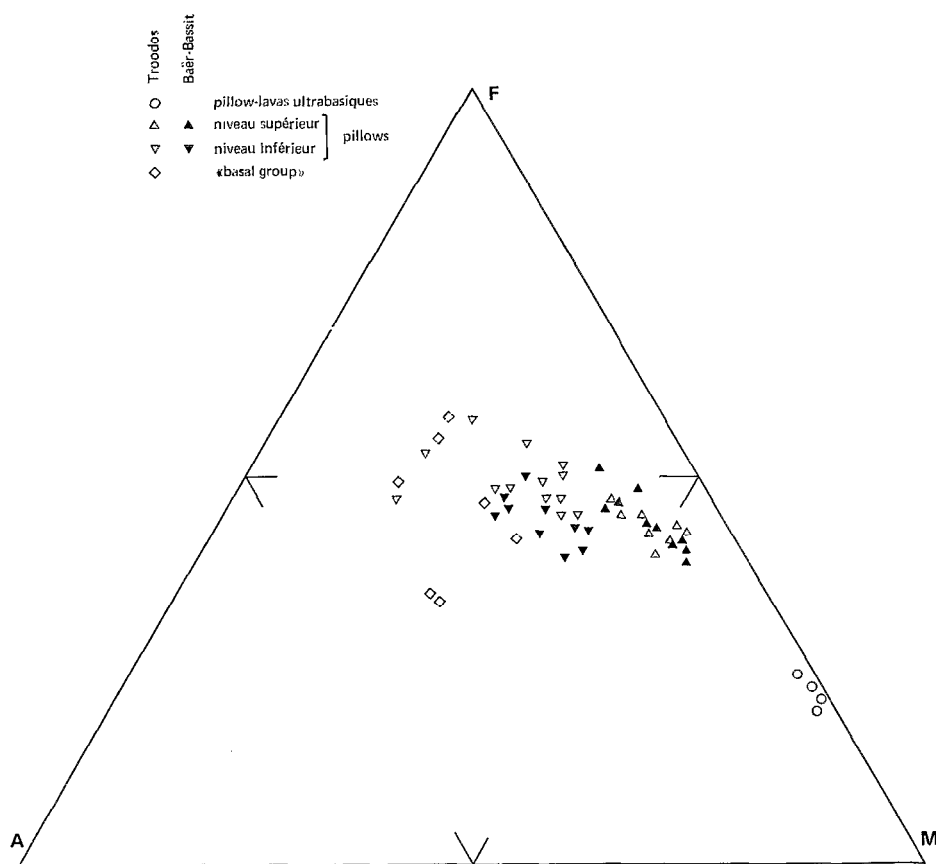


FIG. 21. — Comparaison de la distribution sur le diagramme AFM des laves en coussins des niveaux supérieur et inférieur des massifs du Baër-Bassit et du Troodos.

On peut également constater que le diagramme physicochimique de LETERRIER et DE LA ROCHE (12)

(12) Il faut signaler que l'usage de ce diagramme exige un minimum de précautions. Ainsi par exemple, dans le cas qui nous intéresse, il convient, avant de pointer les roches analysées, d'éliminer la calcite secondaire dont la présence par la trop forte teneur en CaO qu'elle entraîne, fausse considérablement la position des échantillons analysés ; or le déplacement consécutif à un excès de CaO peut placer des échantillons tholéïtiques dans un domaine alcalin, voire un domaine alcalin sous-saturé ; ce problème est particulièrement important dans le cas des roches triasiques qui se sont généralement épanchées sur une boue calcaire et sont donc très riches en calcite ; ceci suppose évidemment que l'on puisse faire la part de ce qui doit être tenu pour secondaire ; le calcul des valeurs paramétriques doit donc être précédé, toutes les fois que cela est possible, par une étude détaillée de chaque lame mince correspondante, ce qui pose évidemment un problème lorsque l'on veut comparer entre elles des analyses chimiques rencontrées dans la littérature, surtout si l'on a affaire à des termes altérés.

(1972) de la figure 23, qui rend compte des lignées évolutives, illustre de façon comparable cette similitude.

De plus, cette analogie se vérifie aussi si l'on pointe sur ce diagramme une partie des venues effusives triasiques de Mamonia, Chypre, récemment étudiées par LAPIERRE (1972).

De nouveaux calculs pétrochimiques faits sur les analyses chimiques fournies par cet auteur montrent clairement que les laves du district de Paphos se rangent en deux catégories : l'une tholéïtique, l'autre alcaline. D'après ce qui ressort de l'examen de ces roches, seules les venues tholéïtiques à tendance plus ou moins alcalines sont indiscutablement triasiques (par exemple : les laves de Pétra Tou Romiou, ROCCI et LAPIERRE, 1970), les venues alcalines (trachytes notamment, ne se présentant jamais dans des positions

COMPLEXE FILONIEN ET LAVES DES OPHIOLITES DU BAËR-BASSIT (SYRIE)

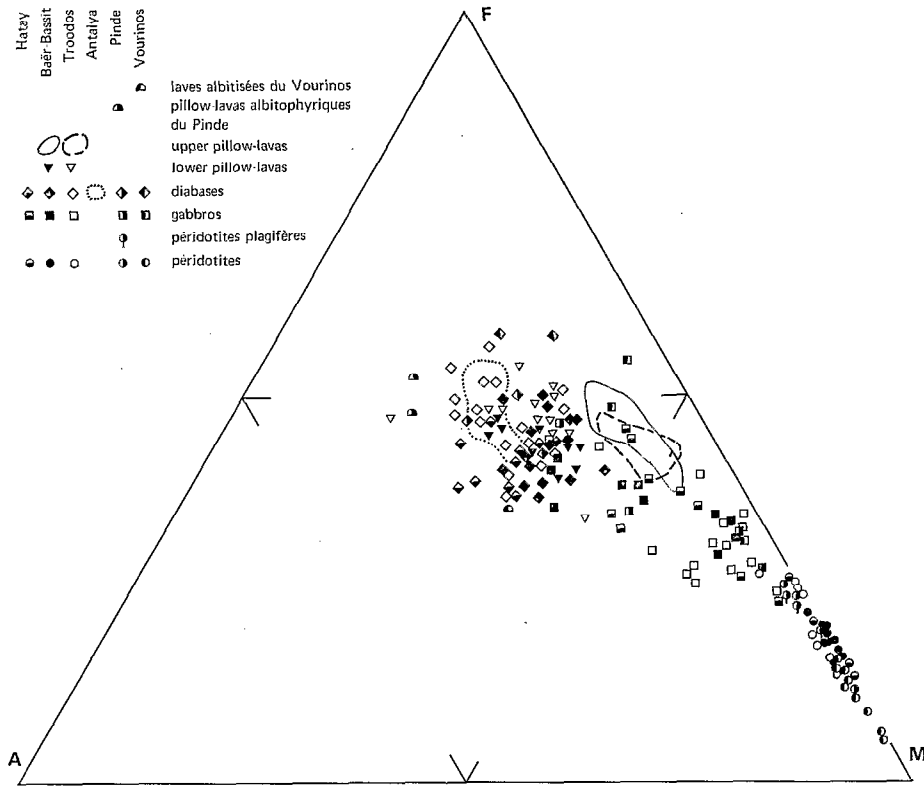


FIG. 22. — Comparaison de la position sur le diagramme AFM des roches constituant 6 massifs ophiolitiques de la Méditerranée orientale.

structurales ou stratigraphiques suffisamment claires pour qu'elles puissent être datées ; elles pourraient donc être plus récentes et pourraient être comparables aux séries alcalines à péralkalines que l'on retrouve dans le Baër-Bassit (PARROT, 1974b) dont l'âge serait ici fini-jurassique début crétacé.

Si l'on essaye de replacer les roches analysées en faisant une estimation grossière du CO_2 contenu (13) d'après les analyses modales disponibles, on constate qu'une partie de ces roches, précisément les échantillons indiscutablement triasiques, se placent approximativement sur la courbe qu'épousent les 3 unités précédemment définies («lower pillow-lavas» du

Troodos, niveau inférieur de laves en coussins et volcanisme triasique du Baër-Bassit).

Nous sommes ici en présence de tout un réseau de faits qui indiquent d'une part, que des manifestations effusives de même nature se sont produites au Trias dans une région qui englobait le district de Paphos et le Baër-Bassit (14), d'autre part, que la nature des manifestations effusives de la ride méditerranéenne dont le complexe filonien serait un des témoins est apparemment identique, et qu'enfin, tout cet ensemble est peut-être comagmatique.

(13) Le CO_2 n'a pas été dosé, mais la plupart des roches analysées indique une perte au feu supérieure à 6 %, pouvant atteindre dans certains cas 11 %.

(14) Dans un article antérieur (PARROT, 1973), j'envisageai que ces deux régions fussent symétriques étant situées de part et d'autre de la ride méditerranéenne, avant que Chypre ne subisse au Maestrichtien une rotation trigonométrique de 90°.

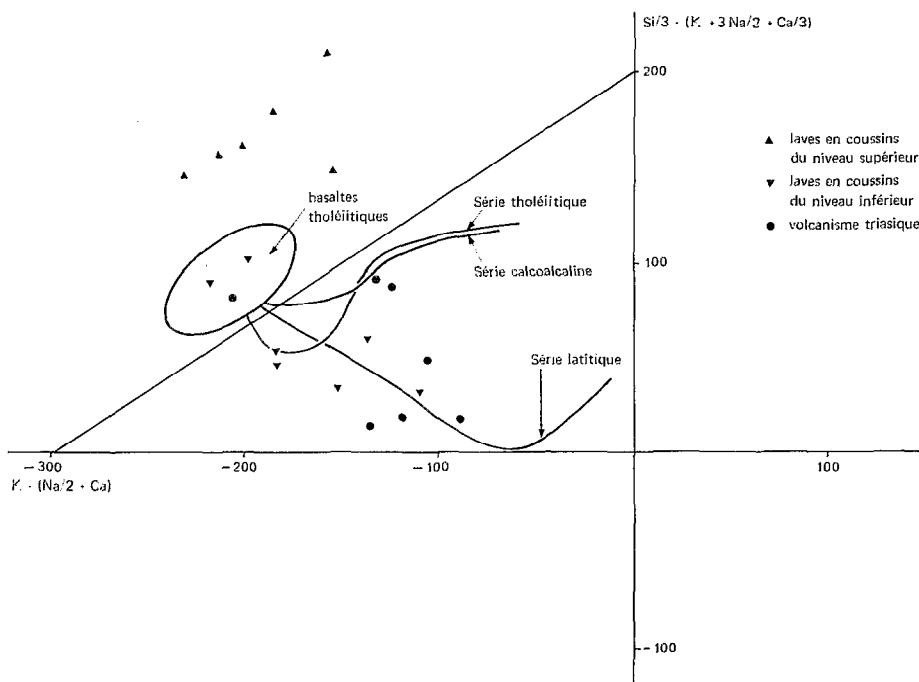


FIG. 23. — Répartition sur le diagramme de LETERRIER et De La ROCHE (1972), de quelques échantillons non transformés, de la série triasique et des laves en coussins associées au complexe filonien.

CONCLUSIONS

1. Les écailles péridotitogabbroïques du Baër-Bassit renferment un complexe filonien diabasique subvertical traversant les gabbros lités de l'assemblage ophiolitique, complexe filonien que l'on retrouve plus au nord, dans le massif basique-ultrabasique du Kizil Dag (Hatay, Turquie); ces deux régions ophiolitiques formaient vraisemblablement, avant la surrection post-nappe du Djebel Aqraa qui les sépare actuellement, un seul et même ensemble charrié au Maestrichtien sur la bordure septentrionale de la plateforme arabe, la région du Baër-Bassit correspondant à la base et à l'extrémité de cette nappe comme le montrent la complexité tectonique et la présence de nombreux lambeaux de charriage. Le complexe filonien renferme les filons nourriciers des laves en coussins qui le surmontent directement.

2. L'ensemble des laves en coussins qui surmontent le complexe filonien, comprend deux niveaux distincts : le niveau inférieur, qui fait directement suite au com-

plexe filonien est caractérisé par la morphologie des coussins, la nature de la matrice et du ciment, et son chimisme qui est identique à celui des dykes subverticaux auxquels il est étroitement lié ; le niveau supérieur forme un ensemble hypertholéiitique discordant sur les laves du niveau inférieur et parfois même sur le complexe filonien.

3. Les laves en coussins du niveau supérieur seraient, par analogie avec les termes identiques datés du Troodos, d'âge campano-maestrichtien ; les différences pétrographiques et géochimiques qu'ils présentent avec les laves du niveau inférieur en font un ensemble dont l'origine doit être différente ; un modèle a été proposé dans les chapitres précédents.

4. Le volcanosédimentaire triasicojurassique, plissé, laminé et coïncé par les écailles péridotitogabbroïques, renferme deux niveaux volcaniques d'âge et de chimisme différent : un niveau fini-jurassique début crétacé alcalin à péralkalin et un niveau triasique tholéiitique considéré comme comagmatique des ve-

nues du complexe filonien et des laves directement associées, ce qui implique que la ride médiotéthysienne dont ce complexe est l'un des témoins a pu fonctionner dès cette époque. Ceci ne permet pas toutefois de dater les laves du niveau inférieur, ces venues pouvant correspondre à un stade d'évolution plus tardif de la ride.

5. La comparaison avec des termes similaires de Chypre montre que les conclusions auxquelles on arrive à propos du Baër-Bassit, peuvent aussi s'appli-

quer dans cette région. L'assemblage ophiolitique observé dans le Baër-Bassit correspond à la suite ophiolitique décrite dans le Troodos, ce massif renfermant également deux niveaux de laves distincts présentant les mêmes différences. Enfin, le volcanosédimentaire du Baër-Bassit est presque en tout point similaire à la région des nappes de Mamonia qui comprendrait elle aussi deux niveaux volcaniques d'âge et de chimisme différents.

Manuscrit reçu au SCD le 31 juillet 1974

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEGRE (C.J.), MONTIGNY (R.) et BOTTINGA (Y.), 1973. — Cortège ophiolitique et cortège océanique, géochimie comparée et mode de genèse, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 ser., XV, n° 5/6 : 461-477.
- BASS (M.N.), MOBERLY (R.), RHODES (J.M.), SHIH (C.) and CHURCH (S.E.), 1973. — Volcanic rocks cored in the Central Pacific, Leg 17, Deep sea drilling project. *Eos*, 54, n° 11 : 991-995.
- BEAR (L.M.), 1966. — The evolution and Petrogenesis of the Troodos complex. In : Hji Stavrinou Y., *Cyprus ann. report for 1965, Nicosia, Geol. surv. Dept.* : 26-38.
- BRUNN (J.H.), 1956. — Contribution à l'étude géologique du Pindé septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale (Grèce). *Ann. Géol. Pays hellen.*, v. VII, ser. A : 1-358.
- BRUNN (J.H.), 1960. — Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, III, fasc. 3 : 115-132.
- DALLWITZ (W.B.), 1968. — Chemical composition and genesis of Clinostatite bearing rocks from Cap Vogel, Papua : a discussion. *XII Intern. Congr. Copenhagen*, 2 : 229-242.
- DESPRAIRIES (A.) et LAPIERRE (H.), 1973. — Les argiles liées au volcanisme du massif du Troodos et leur remaniement dans sa couverture. *Rev. Géogr. et Géol. Dyn.*, XV, fasc. 5 : 499-510.
- DUBERTRET (L.), 1953. — Géologie des roches vertes du nord-ouest de la Syrie et du Hatay. *Notes et Mem. Moy. Orient.*, 6 : 2-179.
- DUKE (N.A.) and HUTCHINSON (R.W.), 1974. — Geochemical relationships between massive sulfide bodies and ophiolitic volcanic rocks near Year Harbour, Newfoundland. *Can. J. Earth Sci.*, 11, n° 1 : 53-69.
- ELDERFIELD (H.), GASS (I.G.), HAMMOND (A.) and BEAR (L.M.), 1972. — The origin of ferromanganese sediments associated with the Troodos massif of Cyprus. *Sedimentology*, 19, n° 1/2 : 1-19.
- ENGEL (A.E.J.), ENGEL (C.G.), 1964a. — Composition of basalts of the Mid-atlantic ridge. *Science*, v. 144, n° 3624 : 1330-1333.
- ENGEL (A.E.J.) and ENGEL (C.G.), 1964b. — Igneous rocks of the East Pacific rise. *Science*, v. 146, n° 3643 : 477-485.
- ENGEL (C.G.), FISCHER (R.L.) and ENGEL (A.E.J.), 1965. — Igneous rocks of the Indian oceanic floor. *Science*, v. 150, n° 3696 : 605-609.
- GALE (G.H.), 1973. — Paleozoic basaltic komatiite and ocean-floor type basalts from northeastern Newfoundland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 18 : 22-28.
- GASS (I.G.), 1967. — The ultrabasic volcanic assemblage of the Troodos massif, Cyprus. In *Ultramafic and related rocks*, P.J. Wyllie, édit., New York : 121-134.
- GASS (I.G.) and SMEWING (J.D.), 1973. — Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins : evidence from the Troodos massif, Cyprus. *Nature*, v. 242 : 26-29.
- JUTEAU (T.), 1974. — Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. Thèse Nancy, 692 p. *multigr.*
- KAZMIN (V.G.), 1962. — Structure of the nord-east Mediterranean and conditions of origin of the ophiolite formations in North-east Syria and adjacent territories (résumé de 18 p.). Doc ; Biblio. dept géol. Damas, 18 p. *multigr.*
- KAZMIN (V.G.) and KULAKOV (V.V.), 1964. — (en russe). *Isvest. vyzh. ucheb. zaved. Geol. y razv.*, n° 2, p. 3-14.
- KAZMIN (V.G.) and KULAKOV (V.V.), 1968. — Geological map of Syria. Report on the geological survey. *Techno-Export, Moscou*, 124 p.
- LAPIERRE (H.), 1966. — Etude pétrographique et structurale du massif pluto-volcanique de Kellaki (Chypre). Th. 3^e cycle, Nancy, p. *multigr.*
- LAPIERRE (H.) et Rocci (G.), 1967. — Le massif pluto-volcanique de Kellaki (Chypre). I. Etude pétrographique et structurale. *Sci. de la Terre*. XII, n° 3, p. 145-181.
- LAPIERRE (H.) et Rocci (G.), 1970. — Un bel exemple d'association cogénétique laves-radiolarites-calcaires : la formation triasique de Pétra tou Romiou (Chypre). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 268, ser. D, p. 2737-2640.
- LAPIERRE (H.), 1972. — Les formations sédimentaires et éruptives des nappes de Mamonia et leurs relations avec le massif du Troodos (Chypre). Thèse Univ. Nancy, 420 p. *multigr.*

- LAPIERRE (H.) et PARROT (J.-F.), 1972. — Identité géologique des régions de Paphos (Chypre) et du Baër-Bassit (Syrie). *C.R. Acad. Sci., Paris, Sér. D*, t. 274 : 1999-2002.
- LETERRIER (J.) et LA ROCHE (de) (H.), 1972. — Extension aux basaltes d'une typologie chimique des roches ignées acides et intermédiaires. *C.R. Acad. Sci., Paris, sér. D*, 274 : 788-791.
- MCDONALD (G.A.) and KATSATURA (T.), 1964. — Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrology*, v. 5, part 1 : 82-133.
- MAJER (V.), 1962. — Magmatische Gesteine im Gebiet von Bassit zwischen Latakia and Kessab im nordwestlichen Syrien. *Neues Jhrb., Min., Abh.*, 98 : 250-282.
- MANTIS (M.), 1971. — Paleontological evidence defining the age of the Troodos pillow-lava series in Cyprus. *Kipriakos Logos* ; Nicosia, Cyprus.
- MESORIAN (H.), 1973. — Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésogènes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XV, n° 5/6 : 478-493.
- MIYASHIRO (A.), SHIDO (F.) and EWING (M.), 1969. — Diversity and origin of abyssal tholeiite from the Mid-atlantic ridge near 24° and 30° north latitude. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 23 : 38-52.
- MOORES (E.M.), 1969. — Petrology and structure of the Vou-rinos ophiolitic complex, Northern Greece. *Geol. Soc. amer., Spec. paper*, n° 118, 74 p.
- MOORES (E.M.) and VINE (F.J.), 1971. — The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust : evaluation and implications. *Phil. Trans. roy. Soc. Lond.*, A 268 : 443-466.
- PARROT (J.F.), 1967. — Le cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce). in 8°, 114 p., ORSTOM Paris, *multigr.*
- PARROT (J.F.), 1969. — Etude d'une coupe de référence dans le cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce) : la vallée de l'Aspropotamos. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, 1, n° 2 : 35-55.
- PARROT (J.F.), 1973. — Pétrologie de la coupe du Djebel Moussa, massif basique-ultrabasique du Kizil Dag (Hatay, Turquie). *Sci. de la Terre*, t. XVIII, n° 2 : 143-172.
- PARROT (J.F.), 1974a. — Les différentes manifestations effusives de la région ophiolitique du Baër-Bassit (Nord-Ouest de la Syrie) : comparaison pétrographique et géochimique. *C.R. Acad. Sci. Paris, sér. D*, t. 279 : 627-630.
- PARROT (J.F.), 1974b. — Le secteur de Tamima^h (Tourkmânali) : étude d'une séquence volcanosédimentaire de la région ophiolitique du Baër-Bassit (nord-ouest de la Syrie). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, VI, n° 2 : 127-146.
- PARROT (J.F.) et DELAUNE (M.), 1974. — Les terres d'ombre du Bassit (nord-ouest syrien). Comparaison avec les termes similaires du Troodos (Chypre). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, VI, n° 2 : 147-159.
- PARROT (J.F.) et VATIN-PERIGNON (N.), 1974. — Répartition de quelques éléments en trace dans les différentes roches effusives de la région ophiolitique du nord-ouest syrien. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, VI, n° 2 : 185-226.
- PIRO (Y.), 1967. — Contribution à l'étude des roches vertes du nord-ouest de la Syrie. Th. 3^e cycle, Montpellier, 142 p. *multigr.*
- RICOU (L.E.), 1971. — Le croissant ophiolitique péri-arabe, une ceinture de nappes mise en place au Crétacé supérieur. *Rev. Géogr. Phys., Géol. Dyn.*, XIII, fasc. 4 : 327-349.
- ROBERTSON (A.H.F.) and HUDSON (J.D.), 1973. — Cyprus umbers : chemical precipitates on a Tethyan ocean ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 18 : 93-101.
- SHIDO (F.), MIYASHIRO (A.) and EWING (M.), 1971. — Crystallization of abyssal tholeiites. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 31 : 251-266.
- STRONG (D.P.), 1974. — An « off-axis » alkali volcanic suite associated with the Bay of Islands Ophiolites, Newfoundland. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 21 : 301-309.
- VUAGNAT (M.) et ÇOGULU (E.), 1967. — Quelques réflexions sur le massif basique-ultrabasique du Kizil Dag, Hatay, Turquie. *Soc. Phys. Hist. nat., Genève, C.R.* 2 : 210-216.
- WEULERSSE (J.), 1940. — Le pays des Alaouites.
- WHITECHURCH (H.) et PARROT (J.F.), 1974. — Les écailles métamorphiques infrapéridotitiques du Baër-Bassit (nord-ouest de la Syrie). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, VI, n° 2 : 173-184.

RÉGION OPHIOLITIQUE DU BAER-BASSIT (NORD-OUEST SYRIEN)

RÉPUBLIQUE FRANÇAISE
OFFICE DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE
OUTRE-MER

POSITION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS

Fond géologique dressé par J.-F. PARROT

LÉGENDE

FORMATIONS POST-NAPPES

- Quaternaire
- Transgression débutant au Pliocène (argiles avec occasionnellement des bancs de grès et de calcaires coquilliers)
- Série de transgressions dont la première débute au Maestrichtien supérieur (marno-calcaires) ; les autres se placent respectivement à l'Éocène moyen (marno-calcaires), à l'Aquitainien (marno-calcaires fins), au Burdigalien (marno-calcaires bitumineux et marnes) et à l'Helvétien (marno-calcaires, marnes, grès et conglomérats)

NAPPES CHARRIÉES AU MAESTRICHTIEN MOYEN

a - ASSEMBLAGE OPHIOLITIQUE

- Laves en coussins, supérieures
- Laves en coussins, inférieures
- Complexe filonien
- Gabbros
- Plagiogranites
- Alternance lherzolitite-gabbroïque
- Péridotites et serpentines
- Roches métamorphiques provenant de la transformation du volcano-sédimentaire

b - VOLCANO-SÉDIMENTAIRE

- Série débutant au Trias supérieur (grès à plantes et calcaires à Halobies), se poursuivant au Jurassique (pélites + faciès latéraux siliceux du Jurassique supérieur ; environs de Tourkmânli et de Zaïtoundjiq) et au Crétacé inférieur et moyen (cherts + faciès latéraux grésocalcaires de l'Albien-Aptien ; environs de Képir et de Beit Moulq).

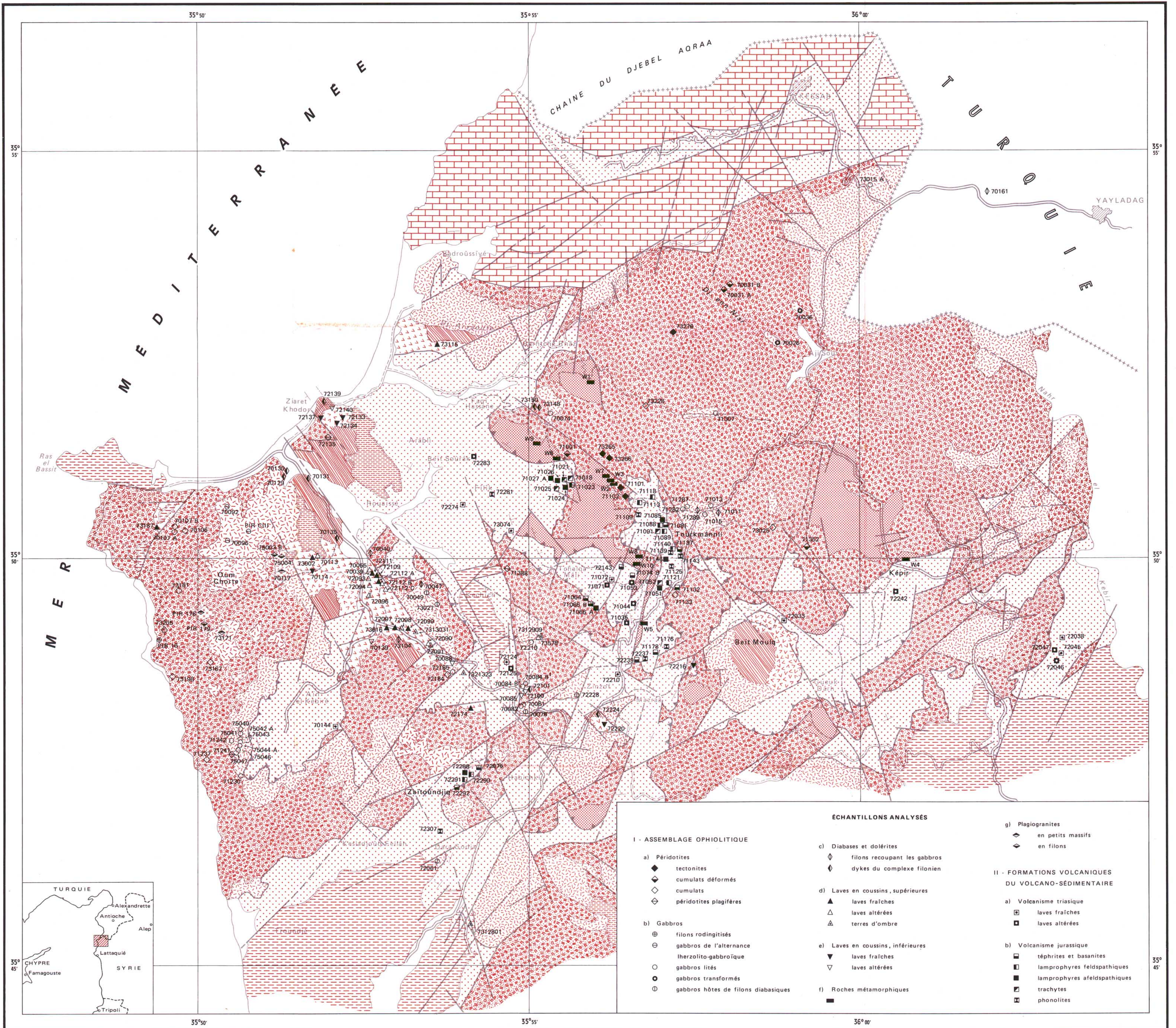
SUBSTRATUM DES NAPPES

- Calcaires jurassiques et crétacés du Djebel Aqraa (la formation infra-nappe la plus élevée est datée du Maestrichtien inférieur)

- contacts normaux
- contacts normaux supposés
- failles
- failles supposées
- contact anormal des nappes sur le substratum calcaire du Djebel Aqraa
- contacts anormaux entre l'assemblage ophiolitique et le volcano-sédimentaire
- contacts transgressifs
- pendage faible
- pendage fort
- pendage vertical

ÉTAT DES ROUTES (relevé 1973)

- route asphaltée
- piste améliorée
- piste praticable
- piste impraticable



- ### ÉCHANTILLONS ANALYSÉS
- | | | |
|---|--|--|
| I - ASSEMBLAGE OPHIOLITIQUE | | g) Plagiogranites |
| a) Péridotites | c) Diabases et dolérites | en petits massifs |
| tectonites | filons recoupant les gabbros | en filons |
| cumulus déformés | dykes du complexe filonien | |
| cumulus | | |
| péridotites plagiifères | d) Laves en coussins, supérieures | II - FORMATIONS VOLCANIQUES DU VOLCANO-SÉDIMENTAIRE |
| b) Gabbros | laves fraîches | a) Volcanisme triasique |
| filons rodingitiques | laves altérées | laves fraîches |
| gabbros de l'alternance lherzolitite-gabbroïque | terres d'ombre | laves altérées |
| gabbros lités | | |
| gabbros transformés | e) Laves en coussins, inférieures | b) Volcanisme jurassique |
| gabbros hôtes de filons diabasiques | laves fraîches | téphrites et basanites |
| | laves altérées | lamprophyres feldspathiques |
| | | lamprophyres afdspathiques |
| | f) Roches métamorphiques | trachytes |
| | | phonolites |

REFERENCES
Fond topographique : carte du Levant des F.L.L. à 1/50 000
Feuilles N1. 36-XXIV-4 d et N1. 37-XIX-3 c
Carte géologique : Geological map of Syria
V.O. Technoexport, Moscou USSR

ECHELLE : 1/50 000
0 1 2 3 4 5 Km

SERVICE CARTOGRAPHIQUE DE L'O.R.S.T.O.M. G. LE ROUGET 1976