

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 51 (1971)
Heft: 1

Artikel: Magmatismes tertiaire et subrécent entre Taleghan et Alamout, Elbourz Central (Iran)
Autor: Stalder, Pierre
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-39814>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 27.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Magmatismes tertiaire et subrécent entre Taleghan et Alamout, Elbourz Central (Iran)

Par *Pierre Stalder* (Martigny)*)

Avec 52 figures dans le texte et 12 planches hors-texte

Summary

The area dealt with in this study covers a surface of about 750 km² in the Central Elburz Mountains, 80 km West of Tehran. It contains almost exclusively Tertiary series. The main emphasis of this thesis is the petrographic analysis of Eo-Oligocene volcanic and subvolcanic rocks as well as the Subrecent discovered during the mapping work.

The Karadj Formation (Eo-Oligocene) begins in the southern part of the area with the transgressive Middle Tuff Member lying directly over a sharp relief of the Cretaceous Tiz-Kuh Formation. In the North there is no outcrop of the older Formations. The volcanic series of pyroclastics and effusives may be correlated with the Middle and Upper Tuff Members, of the typical Karadj Formation, with ages of Middle to Upper Eocene and probably Lower Oligocene. Their deposition begins generally with tuffs and ends with flows. The lack of fossils and the thrust tectonics make the correlation within the Eo-Oligocene very difficult.

During the deposition of the tuffs in the South there was already an important effusive activity in the central zone, while in the North a shaly facies with tuffs and gypsum was dominant. After the first orogenic phase which slightly folded the basement during the Oligocene, the erosional products of the flows (locally the tuffs) accumulated in the synclinal areas. Within these generally closed basin deposits (Red Formation) gypsum is frequently found. At that time the big valleys of Taleghan and Alamut were already outlined; coarse conglomerates and silty marls, all red in colour, alternate horizontally as well as vertically. In the Mio-Pliocene an orogenic paroxysm affected all the existing series, reactivating the old folding and causing the observed thrusts. The uplift of the chain and its morphogenesis are of Plio-Pleistocene age during which the substratum was in an extension state and was accompanied by a previously unsuspected igneous activity.

The Tertiary volcanic series studied are characterized by rather strong folding and thrusts over Miocene synclines. The vergence, as would be expected in the Central Elburz, is southwards oriented.

*) Adresse actuelle: c/o B.I.P.M., Carel van Bylandtlaan 30, La Haye, Pays-Bas.

It is possible to distinguish two important igneous phases in that area:

1. The Eo-Oligocene phase attributed to subsequent volcanism.
2. The less voluminous but important Subrecent phase, attributed to final volcanism.

The Eo-Oligocene igneous activity comprises on one hand the flows and on the other the dykes, sills and lacoliths.

The flows can be divided into three types:

1. Basanites of variable colours with analcite, pyroxene and olivine.
2. Trachyandesites with labradorite, pyroxene and olivine.
3. Iddingsite basalts with bytownite and andesine which lie at the top of the series.

Contrary to expectations, the andesites are very rare. Chemically, the three types are very similar to one another; their normative composition varies between monzodiorites for saturated types and theralites-essaxes for unsaturated types. The typical mineralogical composition is: analcite (for basanites), labradorite, augite and olivine. Their association corresponds to a type of pacific (calcalkalic) province ($al > alk$) with secondary tendency to an atlantic (alkalic) province type.

The dykes, sills and lacoliths are composed of trachybasalts, trachyandesites, basanites, monzonites, monzogabbros and glassy andesites. Typical minerals are labradorite, pyroxene (commonly augite, rarely hypersthene) and olivine. They represent a pacific type of differentiation with secondary mediterranean (kali) tendency with high k-value.

The igneous activity of the Miocene (or younger) is represented by a sill of olivine-titaniferous augite-microgabbro.

The Subrecent igneous activity comprises, on one hand, one or several flows of hornblende-trachyandesites which remain as „Klippen“ and, on the other, an important number of dykes which intruded into the vicinity of the Kandevan Thrust Fault. These are: vogesites, micromonzonites, microkentallenites, latites, monzodiorites, glassy trachytes, rhyodacites, and rhyolites. Typical minerals are andesine, hornblende and biotite. Pyroxene is less common as in the Tertiary series and olivine is practically unknown. Their association represents a weak to medium atlantic type with secondary pacific and mediterranean tendencies, very similar to the association of the Damavand. The two sub-provinces are coupled to form the Damavand-province „sensu lato“. The nearest comparable example of doubtless final volcanism is the Mt Dore (Auvergne, France).

In conclusion:

1. The final, subrecent, volcanism of the Elburz Range is more fully developed than previously thought.
2. This volcanism is closely related to one from the orogenic "forelands", such as Mt Dore. This point of view corresponds well with that of STOECKLIN (1959), who sees the Elburz as a system of border chains of the Central Iranian Orogeny.

In a broad sense, the Tertiary and Subrecent volcanisms, with their mixed character, differ considerably from that expected in a part of the Alpine-Himalayan chain. Significantly, the Elburz, apart from the metamorphic complex of the Alam-Kuh culmination, does not show a eugeosynclinal character, but rather a miogeosynclinal or even a platform one.

One problem now without a definite solution is the age of intrusion of the Alam-Kuh and Akapol batholiths. The close similarity, if not identity, of some of their dykes (glassy rhyolites and trachytes) with others of Subrecent age in the Taleghan area suggests, indeed, a similar age for these intrusions.

Table des matières

Préface	4
I. Introduction	5
A. Situation géographique et géologique	5
B. But de ce travail	7
C. Aperçu bibliographique et historique	7
II. Stratigraphie	9
A. Le Paléozoïque	9
B. Le Mésozoïque	11
C. Le Cénozoïque	12
1. Formation de Karadj (Eo-Oligocène)	12
L'Unité I	14
L'Unité II	20
L'Unité III	22
L'Unité IV	23
Corrélation entre les 4 Unités	26
2. Formation des Couches Rouges (Miocène)	27
3. Quaternaire	31
Les coulées de trachyandésites à hornblende	31
Les filons	32
Phénomènes glaciaires	33
Couverture quaternaire	33
D. Résumé stratigraphique	34
III. Pétrographie	35
A. Considérations générales et description des roches	35
1. Coulées tertiaires	38
— de l'Unité tectonique I	38
— de l'Unité tectonique II	45
— de l'Unité tectonique III	56
— de l'Unité tectonique IV A	58
2. Filons, filons-couches et laccolites tertiaires	59
3. Filon-couche du Miocène (au plus)	74
4. Coulées subrécentes	75
5. Filons subrécents	79
Tableau I Résultats des analyses et désignation des échantillons ana-	
lysés	96
Tableau II Paramètres de Niggli	98
Tableau III Bases et valeurs QLM	100
Tableau IV Normes standards	101

B. Considérations pétrochimiques	103
1. Le magmatisme éo-oligocène	104
2. Le magmatisme subrécent	112
C. Etude comparative des roches tertiaires et subrécentes	116
1. Types de roches	116
2. Propriétés des minéraux constitutifs et leurs teneurs	117
3. Chimisme comparé des roches tertiaires et subrécentes	121
a) Types d'association et évolution	121
b) Teneurs comparées des principaux oxydes	124
c) Etude comparée des normes standards	126
d) Phénomènes d'hétéromorphie	127
D. Conclusions relatives à la pétrographie	127
IV. Tectonique	129
A. La chaîne paléozoïque et mésozoïque au NE	129
B. La zone de chevauchement du Kandevan	129
C. La zone tertiaire centrale	130
D. Les synclinaux de Miocène (Couches rouges)	132
E. Analyse des directions axiales	134
F. Résumé de la Tectonique	134
V. Bibliographie	135
Photos 1–18	Pl. I–IX
Carte géologique	Pl. X
Coupes géologiques	Pl. XI
Lieux de prélèvement des échantillons analysés	Pl. XII

Préface

Je tiens à exprimer ma gratitude à mon Professeur M. A. Gansser pour le sujet d'étude qu'il m'a proposé et pour les conseils qu'il m'a prodigués. Je remercie également M. le Professeur C. Burri de l'aide constante qu'il m'a donnée dans l'élaboration de cette thèse. Ma reconnaissance va à tous les autres professeurs à qui je dois aussi ma formation de géologue: MM. R. Trümpy, E. Dal Vesco, W. Leupold et R. Parker.

Cette thèse n'aurait pas vu le jour sans les aides matérielles de l'Assistance Technique Suisse à Berne qui a financé les voyages en Iran et du Service géologique Iranien dirigé par MM. N. Khadem et D. A. Andrews qui s'est occupé des questions matérielles qu'entraînait le travail sur le terrain. Je leur dis ici ma gratitude. Je remercie également la Fondation Suisse pour Explorations Alpines à Zurich ainsi que les „Zentenarfonds“ (Ecole polytechnique fédérale de Zurich) de leur importante aide financière pour l'impression de cette thèse.

Je remercie également tous ceux qui, de près ou de loin ont participé à cette entreprise, spécialement M. le Professeur M. Weibel pour l'exécution de 12 analyses chimiques

et l'Institut de Photogrammétrie de l'EPF pour avoir gentiment mis à ma disposition un autographe. Je pense aussi et surtout à MM. les Docteurs J. Stöcklin, chef géologue du Service géologique d'Iran et A. Ruttner qui m'ont si bien reçu et aidé lors de mes séjours en Iran en 1965 et 1966.

Je dis ici ma reconnaissance à mes parents et à ma femme pour leur aide et leur soutien. Je dédie ce travail à la mémoire de mon père.

I. INTRODUCTION

A. Situation géographique et géologique

La région étudiée dans cette thèse se situe à environ 80 km à l'W de Téhéran dans la chaîne alpine de l'Elbourz, dans le prolongement occidental de la région étudiée par GLAUS (1965); au S, elle confine à celle de MEYER (1967). Elle forme un rectangle dont un sommet (NE) aurait été tronqué. Sa limite N

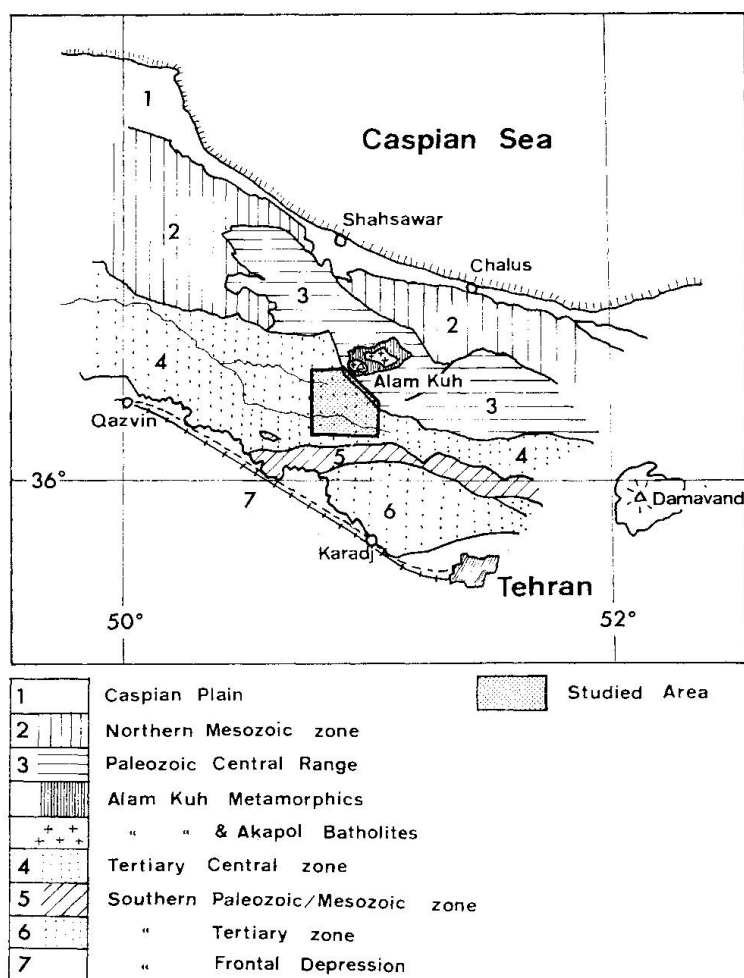


Fig. 1. Situation géographique et géologique de l'aire étudiée.

longe la crête montagneuse du flanc N de la haute vallée de l'Alamout; au NE, elle suit le flanc SW de la chaîne du Takht-e-Suleiman pour atteindre, à l'E, la crête de partage des eaux Karadj-Safid Rud formées par des sommets culminant tous à plus de 4000 m (Gemaùrà, Lashkerak, Sialis, Alanesar, Mastechal). La limite méridionale suit à quelque distance vers le S le cours du Shah-Rud (vallée de Taleghan) qui va se jeter plus à l'W dans le Safid-Rud. Par le village de Shahrak passe la droite N-S fermant le quadrilatère (fig. 1).

Les cours plus ou moins parallèles du Shah-Rud et de l'Alamout marquent les deux grandes dépressions de la région qui sont visiblement conditionnées par la géologie comme on le verra par après. Entre ces deux rivières s'élève la chaîne comprenant les deux sommets du Kuh-e-Elbourz (4200 m) et du Kuh-e-Sât (4000 m). De la rive droit de l'Alamout montent les pentes conduisant à la crête passant par le Narghiz-Kuh et le Karbalakot, Col du Shirbash reliant Taleghan à Sehezàr. La surface couverte par le quadrilatère est d'environ 750 km².

La carte de BOBEK (Karte der Takht-e-Sulaimangruppe im mittleren Alburzgebirge, Nordiran 1 : 100 000) a servi de base pour l'orientation, alors que le lever s'est fait sur photos aériennes. La carte géologique a été dessinée à l'Institut de Photogrammétrie de l'EPF.

GANSSEER et HUBER (1962) distinguent dans l'Elbourz Central les entités structurales et stratigraphiques suivantes, du N au S (fig. 1):

1. La plaine caspienne.
2. La zone mésozoïque bordière septentrionale.
3. La chaîne centrale paléozoïque chevauchant 4.
4. La zone tertiaire centrale, de nature volcanique surtout.
5. La zone paléozoïque/mésozoïque méridionale.
6. La zone tertiaire méridionale.
7. La dépression frontale méridionale.

La présente étude concerne la 4e entité, mis à part une mince frange pré-paléozoïque/paléozoïque/mésozoïque appartenant à la 3e située au NE et chevauchant le Tertiaire par l'intermédiaire du chevauchement de Kandevan.

Le pré-paléozoïque métamorphique affleurant dans la haute vallée de Séhézar est coupé par une intrusion de granite dont sont composés les sommets élevés du Takht-e-Suleiman et de l'Alam-Kuh (4840 m); l'âge de cette intrusion ainsi que celui de la monzonite quartzifère d'Akapol est sûrement post-Dévonien mais sans plus de précisions (GANSSEER et HUBER, 1962). Une discussion à ce sujet, née d'une comparaison entre leur cortège filonien et celui de l'aire étudiée figure dans le chapitre consacré à la pétrographie.

La partie la plus méridionale de la zone tertiaire centrale n'est pas comprise dans ce travail; par l'intermédiaire de la faille de Taleghan, elle est contiguë à la zone 5 (MEYER, 1967) (fig. 2).

B. But de ce travail

Jusqu'à aujourd'hui, il manquait une *étude pétrographique détaillée* du volcanisme effusif et filonien Eo-Oligocène de l'Elbourz. Le but de ce travail est de combler cette lacune. De plus, la découverte inattendue, lors du lever géologique, d'une activité magmatique subrécente a fourni le sujet d'une étude complémentaire. L'association étroite des deux phases magmatiques présente d'autre part une occasion idéale de comparaison.

Enfin, il s'agissait d'effectuer un lever géologique au 1 : 50 000 de la région choisie. La carte géologique et la série des coupes annexées représentent le résultat de ce travail (Pl. X et Pl. XI).

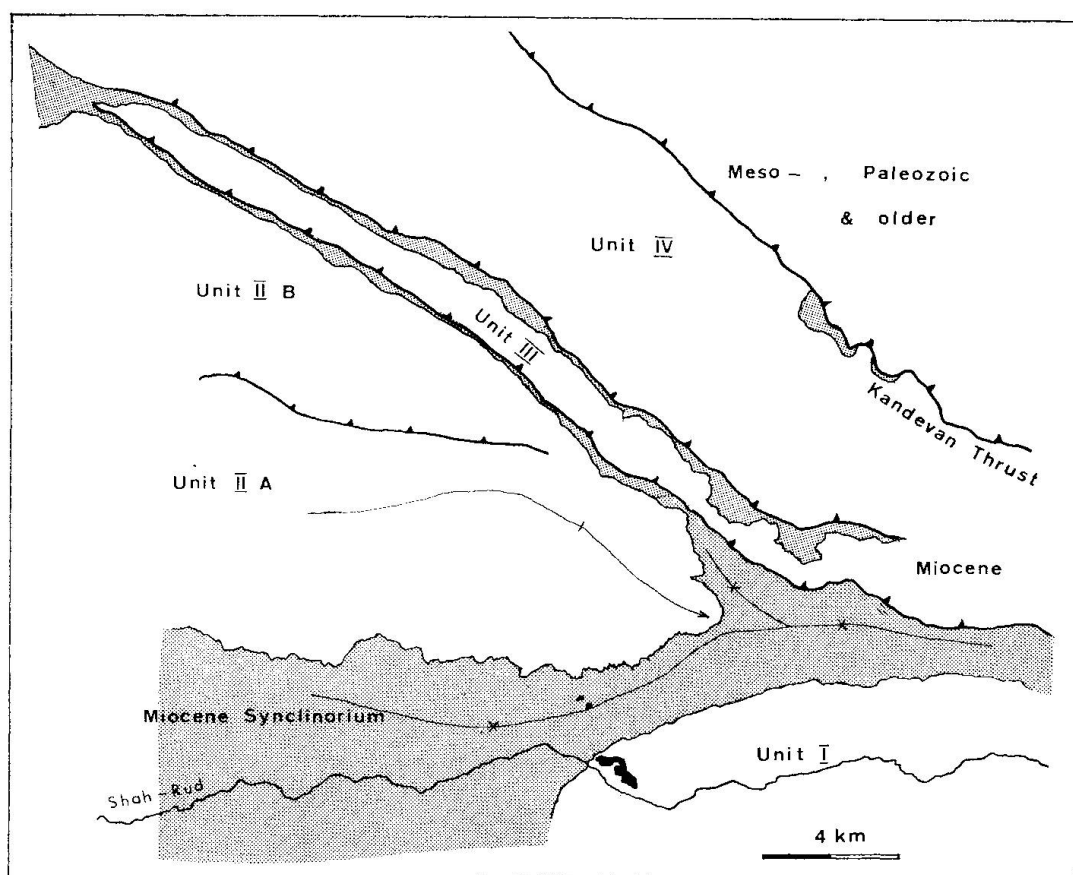


Fig. 2. Carte tectonique de l'aire étudiée.

C. Aperçu bibliographique et historique

De très bons résumés des travaux concernant la géologie de l'Iran en général et de l'Elbourz en particulier ont été publiés récemment dans une série de thèses de l'Ecole polytechnique fédérale de Zurich (LORENZ 1964, GLAUS 1965, ALLENBACH 1966, STEIGER 1966, DEDUAL 1967 et MEYER 1967). Les notices

explicatives de la carte géologique de l'Iran au 1 : 2500000 de la National Iranian Oil Company (1959) ainsi que les ouvrages précités contiennent une liste exhaustive des ouvrages relatifs à l'Iran. Il n'entre pas dans le but de cette thèse de répéter ce qui a déjà été dit; qu'il soit fait spécialement mention des travaux qui la touchent de très près.

Comme premier ouvrage de base, il faut citer celui de RIVIÈRE (1934) „Contribution à l'étude géologique de l'Elbourz“ qui donne de l'Elbourz central une image moderne et cohérente. Durant cette même année et les deux qui suivirent, le géographe autrichien BOBEK récolta des informations morphologiques et géologiques à côté du lever photogrammétrique de la région située entre la vallée de Taleghan et le massif du Takht-e-Suleiman. Sa carte topographique au 1 : 100000 en représente l'excellent résultat de même que diverses publications concernant les glaciations actuelles et anciennes (1934, 1937 et 1953). C'est aussi à lui que revient le mérite de la découverte d'une faune ordovicienne non loin du sommet du Lashkerak, décrite par DIETRICH (1937).

La base stratigraphique pour le lever des séries précambriennes, paléozoïques et mésozoïques se trouve dans l'ouvrage récent de STÖCKLIN, RUTTNER et NABAVI (1964) ainsi que dans les travaux de ASSERETO (1962, 1963, 1964) et de STÖCKLIN, NABAVI et SAMIMI (1965). Il y est fait état d'une stratigraphie applicable à grande échelle dans l'Elbourz.

Les *séries volcaniques* tertiaires ont été l'objet de nombreuses études. Le premier, TIETZE (1877) les appelle „Grüne Serie“ dans son „Bemerkungen über die Tektonik des Albursgebirges“; il y décrit aussi une monzonite (barrage de Karadj) comme syénite et mentionne les roches granitiques et syénitiques du Takht-e-Suleiman. STAHL (1897) attribue ces séries à l'Oligocène.

En 1944, SCHRÖDER publie un travail sur l'âge des „Couches vertes de l'Elbourz“ qu'il attribue à l'Eocène sur la base d'un gisement de *Nummulithes perforatus*.

En 1948, BAILEY, JONES et ASFIA traitent entre autres des „Green beds“ dans lesquels il décrivent *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp. et *Lenticulina* sp.

La publication de GANSSEER et HUBER (1962) présente un intérêt majeur dans le cadre de la présente étude. Il s'agit surtout de la première étude de la culmination de l'Alam Kuh et de son complexe métamorphique et igné ainsi que d'une étude stratigraphique et tectonique de la région avoisinante, le tout riche en observations pétrographiques. L'âge des batholites de l'Alam Kuh et d'Akapol est discuté et s'avère post-Dévonien. Les formations tertiaires y sont divisées en une série inférieure schisteuse sombre et une série supérieure pyroclastique-volcanique. Enfin, on y voit une coupe transversale composite de la plaine caspienne à la vallée de Taleghan; quelques types de roches volcaniques effusives et filoniennes y sont décrits.

Plus récemment ont paru les thèses de DELLENBACH (1964) qui traite entre autre de la sédimentation des „Couches vertes“ et de LORENZ (1964) avec une

description détaillée et une analyse pétrochimique des tufs verts des „Green series“.

Entre 1965 et 1967 paraissent plusieurs thèses de l'EPF à Zurich (GLAUS, MEYER, DEDUAL, ALLENBACH et STEIGER). Les régions mitoyennes de celle de Taleghan y sont étudiées au point de vue de la géologie générale. GLAUS (1965) traite spécialement de la stratigraphie du Paléozoïque à l'E de Taleghan, ALLENBACH (1966) de la pétrographie du Damavand dont il souligne le caractère mixte de l'évolution ainsi que le type atlantique de différenciation semblable à celui du Mt Dore, MEYER de la stratigraphie générale ainsi que du chimisme de quelques roches filoniennes et effusives; DEDUAL propose le nom de Formation de Karadj pour l'Eocène généralement volcanique au S de la chaîne paléozoïque centrale dans l'Elbourz Central. On y trouve une description détaillée des dépôts pyroclastiques éocènes et de leur stratigraphie ainsi qu'une analyse pétrochimique de filons et de tufs de la Formation de Karadj, qui révèle un type de différenciation méditerranéen avec légère tendance pacifique pour les filons et faiblement atlantique pour les tufs.

Par ces auteurs, la Formation de Karadj est divisée en 5 membres, à savoir de haut en bas:

Kandevan Shales
Upper Tuff Member
Asteria Shales
Middle Tuff Member
Lower Shale Member

En 1966, paraît le rapport no 8 du Service géologique de l'Iran consacré à la partie occidentale du district de Tarom (HIRAYAMA, SAMIMI, ZAHEDI et HUSHMAND-ZADEH). On y trouve une stratigraphie détaillée de l'Eo-Oligocène ainsi que la division de la Formation de Karadj en deux Membres, celui inférieur de Korkand et celui supérieur d'Amand comprenant une alternance de schistes, grès, porphyrites, andésites et tufs. Cette division détaillée ne s'applique malheureusement pas à l'aire étudiée.

Il faut retenir de ces travaux que toutes les coulées décrites de la Formation de Karadj se composent d'andésites et de porphyrites alors que les filons sont des diabases.

II. STRATIGRAPHIE

A. Le Paléozoïque

Le Paléozoïque n'occupe qu'une faible partie de la région étudiée; affleurant à l'E de la faille-chevauchement du Kandevan, il s'y trouve en contact direct avec les tufs et monzonites tertiaires lorsque ne s'insèrent pas entre deux des lambeaux écrasés de Mésozoïque (Formation de Shemshak).

Ces formations paléozoïques ont été décrites et discutées en détail par M. GLAUS (1965) qui disposait de coupes complètes et continues sur le flanc E de la chaîne Gemaürà-Mastechal. Sur le flanc W le Paléozoïque a été morcelé par un système de failles NW-SE et NE-SW; les coupes stratigraphiques y sont très incomplètes.

On se contentera d'une seule coupe prise sur le flanc SW du Lashkerak (fig. 3) pour illustrer les conditions de gisement. Elle est instructive aussi

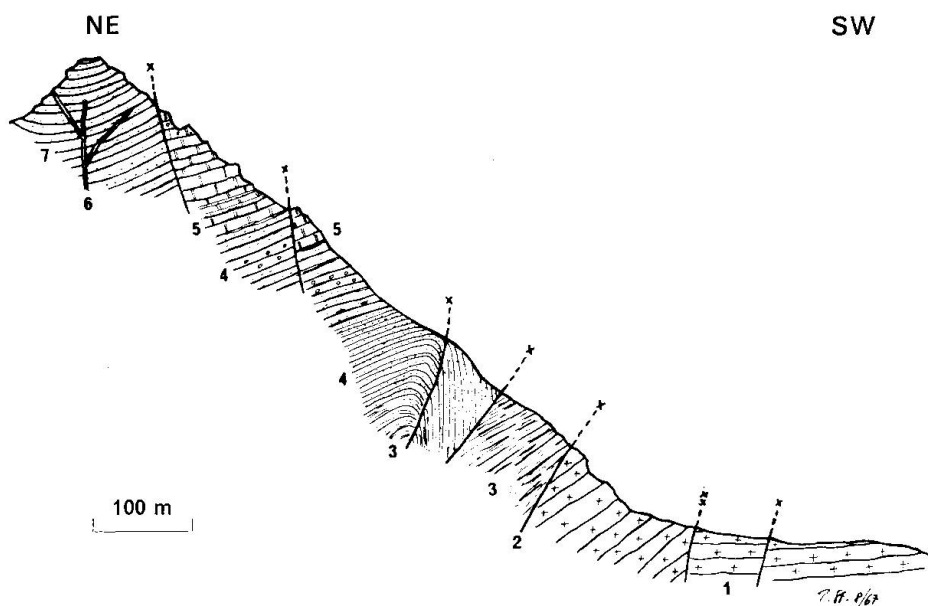


Fig. 3. Coupe schématique dans le flanc SW du Lashkerak.

7 Formation du Lashkerak. 6 Filon de phanéroryholite subrécent. 5 Formation de Mila. 4 Formation de Lalun. 3 Formation de Barut-Zaigun. 2 Faille du Kandevan. 1 Monzonites éo-oligocène.

parce qu'on y voit la vergence S d'un grand anticlinal dont le noyau est formé par les schistes de la Formation de Zaigun-Barut et l'enveloppe externe (non érodée) par les dolomies de la Formation de Mila; ces dernières jouxtent aux quartzites blancs à stratification entrecroisée de la Formation de Lashkerak.

Les Formations de Barut et de Zaigun (Précambrien supérieur à Cambrien inférieur) se composent essentiellement de schistes verdâtres et rouges avec bancs de dolomie. Elles sont surmontées en concordance par les grès rouges de la Formation de Lalun; ceux-ci contiennent des „galets“ d'argile („mud-pellets“) vers le haut. Des phénomènes tels que stratification entrecroisée et „graded-bedding“ y sont fréquents. Le clivage en outre est très fort.

Il faut mentionner l'existence de bancs d'hématite sédimentaire („placers“). Ces grès passent à des conglomérats à composants arrondis de quartzite, silex et porphyre quartzifère. Le toit de la formation est marqué par les fameux „top-quartzites“ blancs (environ 35 m) dans lesquels s'intercalent des bancs schisteux qui annoncent la Formation de Mila; cette dernière comprend au mur des dolomies alternant avec des grès du type „top-quartzite“, des grès

rougeâtres et verdâtres et des schistes argileux rouges. Vers le haut, les intercalations schisteuses et gréseuses disparaissent et seule la dolomie beige à rougeâtre subsiste et devient conglomératique au toit; le reste de la coupe a été érodé. Le membre le plus élevé de la colonne stratigraphique dans cette coupe se retrouve dans la Formation du Lashkerak (Ordovicien inférieur) avec ses quartzites blancs traversés par des filons de phanérorhyolite très probablement subrécente (no 353) qui font l'objet d'une étude dans le chapitre pétrographique.

Vers le NW la Formation du Lashkerak est surmontée de celle de Mobarak (Carbonifère) qui forme le sommet élevé du Gemaürà. Lithologiquement, il s'agit de calcaires organogènes et détritiques avec des horizons très fossilifères (spécialement des coraux).

Dans cette esquisse, il faut retenir surtout les faits suivants:

1. Concordance des différentes formations.
 2. Passage graduel de la Formation de Lalun à celle de Mila.
 3. Eventuelle corrélation entre la Formation de Mila et celle de Lashkerak.
- A ce sujet SIEBER (thèse en préparation, Zurich) apportera des précisions nouvelles.

B. Le Mésozoïque

Celui-ci est représenté par les Formations de Shemshak (Rhétien-Lias) et probablement Tiz-Kuh (Crétacé).

1. La première affleure uniquement sous forme d'„injection“ dans la faille du Kandevan et sépare les roches volcaniques et subvolcaniques tertiaires (Karadj Formation) des formations paléozoïques. Elle se compose de grès à plantes et de schistes charbonneux (parfois exploités) fortement tectonisés (cf. fig. 4).
2. Quant aux roches crétaciques, elles affleurent comme noyaux d'anticlinaux au S de Gatideh et Dehdar d'une part; ce sont des calcaires marmorisés gris à blancs qui n'ont pas été étudiés plus en détail. Il s'agit d'îlots (érosion pré-éocène) surmontés en discordance (cf. coupes géologiques) par les tufs éo-oligocènes au N de la faille de Taleghan (cf. MEYER, 1967). D'autre part, elles affleurent comme antiforme pincée entre tufs et coulées éocènes sur le flanc NE du Mt Elbourz. Le contact est sans aucun doute de nature tectonique (cf. planche XI). La section comprend, de bas en haut:
 - a) Environ 100 m de calcaires du faciès urgonien à Orbitolines, le tout recristallisé. Restes de Lamellibranches, Gastropodes et Echinodermes et probablement aussi petites colonies de vers. „Mud-pellets“ et „slumping“ vers le haut. Age Albien à Aptien sur la base des Orbitolines. A mettre en corrélation avec l'Unité I de ASSERETO (1964), donc Formation de Tiz-Kuh.
 - b) 60 m grès quartzitiques gris et blancs reposant en concordance sur les calcaires.
 - c) 30 m grès gris-vert et lie-de-vin avec minces bancs calcaires au toit.

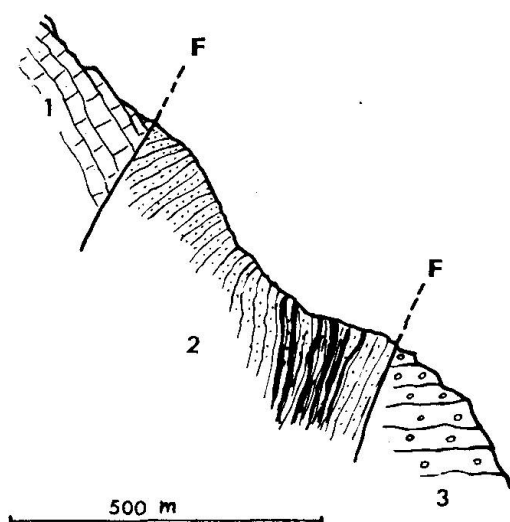


Fig. 4. Formation de Shemshak „injectée“ dans le chevauchement du Kandevan. Flanc SW de la chaîne Lashkerak-Alanesar.

1. Calcaires de la Formation de Mobarak. 2. Formation de Shemshak. 3. Miocène éventuel (URF).

Les membres b) et c) ne contiennent aucun fossile; d'autre part, ce faciès détritique n'est pas connu dans le Crétacé. On peut dès lors se demander s'ils ne représentent pas une transgression Tertiaire. Il pourrait éventuellement s'agir d'un équivalent du conglomérat de base de LORENZ (1964) (Paléocène à Eocène inférieur).

C. Le Cénozoïque

Le Cénozoïque recouvre le 90 % de la superficie étudiée. Il s'agit surtout de pyroclastites et de roches effusives et subvolcaniques dont le dépôt commence à l'Eocène. Une attention spéciale sera portée dans ce chapitre à la chronologie du magmatisme, objet principal de ce mémoire.

1. Formation de Karadj (Eo-Oligocène) (anciennement „Green Series“ et „Couches vertes“)

Avant de décrire cette importante formation, il convient de rappeler en gros l'architecture de la région de Taleghan-Alamout. Les dépôts éo-oligocènes (pyroclastites et coulées de la Formation de Karadj) se divisent en quatre unités tectoniques qui se sont chevauchées les unes sur les autres le long de lignes de faiblesse marquées par des synclinaux couchés de Couches rouges, sauf entre l'Unité I et l'Unité II; la corrélation entre les différents paquets ne se laisse saisir qu'avec difficulté.

Ainsi qu'il a été mentionné plus haut, une éventuelle base du Tertiaire peut se retrouver dans les couches immédiatement en contact avec le Crétacé sporadique. On n'y trouve aucune trace de la Formation de Ziarat dans son développement calcaire. Au S, les calcaires marmorisés du Crétacé sont directement recouverts par les tufs verts de l'Unité I tandis qu'au N (Flanc NE du Mt Elbourz), une série de grès transgresse directement sur les calcaires urgoniens.

Malheureusement la suite de la coupe manque et les relations entre ces grès et les masses pyroclastiques restent cachées. Au point de vue pétrographique, on remarque que la granulométrie diminue vers le haut tout en étant très constante à l'intérieur de chaque banc; le ciment est composite (calcaire, argileux et limonitique) et le grain possède une bonne sphéricité avec un émoussé moyen.

Pour l'analyse stratigraphique, on suivra le chemin indiqué par la structure tectonique, à savoir étude de chaque unité, puis essai de corrélation des unités entre elles et de celles-ci avec les divisions opérées par DEDUAL, MEYER et GLAUS.

La nomenclature des produits pyroclastiques est basée sur les définitions apportées récemment par DEDUAL (1967). Elles conviennent très bien sur le terrain et pour l'étude microscopique. Elles sont reproduites ci-dessous avec la traduction française adoptée dans ce travail:

1. *Agglomerate* / agglomérats (weniger 10% Sediment)

Verfestigte Ablagerung von vulk. Bomben (\varnothing grösser 2 cm)

Matrix: Asche, evtl. wenig Sediment

Komponenten \pm gerundet

2. *Pyroklastische Breccien* / brèches pyroclastiques (weniger 10% Sediment)

Zerbrochene, eckige Blöcke (\varnothing grösser 2 cm)

Matrix: Asche oder vulk. Glas

3. *Tuffe* / tufs (weniger 10% Sediment)

a) Lapillituff: Komponenten \varnothing 20–2 mm (Lapilli)

tuf à lapillis Besteht vorwiegend aus Lapilli in einer Aschenmatrix

b) Glastuff: mehr als 75% Glasfragmente

tuf vitreux wenn verschweisst Schmelztuff = Ignimbrite
mit Fliesstextur Rheoignimbrite

c) Kristalltuff: mehr als 75% Kristallfragmente

tuf cristallifère

Zwischen b und c bestehen Übergänge kristallführender GT
glasführender KT

d) Aschentuff: Komponenten haben Aschengrösse (kleiner 1 mm)

tuf cinéritique

e) Lithische Tuffe: Bestehen zum grössten Teil aus früher gebildeten Gesteins-

tuf lithique partikeln \pm Kristallfragmente, Glas und Asche

4. *Tuffitische Gesteine* / roches tuffitiques

a) mit 10–50% Sediment:

Komp. grösser 2 mm brecciöser Tuffit / tuffite bréchique
konglom. Tuffit / tuffite conglomératique

Komp. 2,0–0,02 mm sandiger Tuffit / tuffite gréseuse

Komp. kleiner 0,02 mm toniger Tuffit / tuffite argileuse
mergeliger Tuffit / tuffite marneuse

b) mit mehr als 50% Sediment:

Komp. grösser 2 mm	tuffit. Breccie/Konglomerat / brèche, conglomérat tuffitique
Komp. 2,0–0,02 mm	tuffit. Sandstein / grès tuffitique
Komp. kleiner 0,02 mm	tuffit. Tone/Schiefer etc. / argile, schiste tuffitique

L'Unité I

Elle affleure entre Joistan et Gatideh et se prolonge plus à l'E sur le terrain étudié par GLAUS. La structure générale est isoclinale à légèrement ondulée avec plongement de 30° environ vers le N à l'E et vers l'WNW à l'W. On peut donc considérer le tout comme le flanc N d'un grand anticlinal plongeant vers l'W. Des plis et des chevauchements mineurs s'observent à l'E de la vallée de Nariàn et au S du Taleghan-Rud où ils sont visiblement conditionnés par la présence des îlots de Crétacé. Le Taleghan-Rud a creusé son lit à l'intérieur de cette Unité qu'il recoupe en amont de Joistan.

La coupe décrite est composite en raison des conditions d'affleurement („dip slope“ sur la rive gauche du Taleghan-Rud pour la partie inférieure de la coupe). De bas en haut, elle présente les membres suivants:

1. 740–840 m Alternance de tufs vitreux très fins à Radiolaires, de tufs cristallifères fins et grossiers et de tufs lithiques grossiers, généralement verts. Rares bancs brunâtres dus à la présence de ciment ferrugineux. Ciment, à de rares exceptions près, de verre dévitrifié, conférant aux tufs leur couleur verte.
2. 25–30 m Calcaires nummulithiques, légèrement gréseux. Matrice pel-micritique. Contenu fossilifère: Nummulithes sp, Acerbulina, Rotalia sp., Asterigerina sp., débris d'Echinodermes, Bryozoaires.
Age Eocène supérieur à Oligocène inférieur.
3. env. 150 m Tufs verts et beiges plissés; cristallifères et lithiques avec bancs de conglomérats tuffitiques.
 - 25 m Conglomérats tuffitiques.
 - 1,5 m Coulée d'andésite à petits plagioclases.
 - 20 m Tufs cristallifères à lithiques gris vert.
 - 15 m Coulée ou filon de trachylabradorite un banc de trachybasalte.
 - 55 m Tufs cristallifères à lithiques gris-vert.
 - 4,5 m Filon-couche de trachylabradorite.
 - 5 m (Trachy-)andésite.
 - 12 m Filon-couche de trachylabradorite.
4. 420 m Coulées de basanites à analcime.

Miocène transgressif.

Cette coupe a été levée à 1,5 km à l'W de Dehdar et passe par le point 2753 (fig. 5).

Le membre 3. à la lithologie assez monotone change de faciès vers l'W en même temps que croît son épaisseur. A 800 m environ à l'W de la gorge de



Fig. 5. Vallée de Taleghan entre Dehdar et la Tchah-khané Lambarân.

1. Tufs verts de base. 2. Calcaires nummulithiques. 3. Filon-couche de trachylabradorite (type no 38, cf. p. 62). 4. Calcschistes et tufs. 5. Gypse. 6./7. Tufs. 8. Basanites à analcime.

Nariân, la stratigraphie au-dessus du membre 2 se présente ainsi, de bas en haut:

- 3 a. 242,20 m Alternance de calcschistes sombres et cassants et de tufs cristallifères, lithiques ou conglomératiques. A 60 m de la base, des tufs grossiers ont livré une faune de *Nummulithes variolatus* ou *incrassatus*, indiquant un âge Eocène supérieur à Oligocène inférieur. A 5,5 m de la base, un tuf beige cristallifère montre l'association fossilifère suivante:
- restes d'algues corallines,
 - restes de Globigérinides,
 - restes d'Anomalinides,
 - restes de Planorboulinides,
 - petits Rotalides sp.,
 - indiquant un âge Eocène supérieur à Oligocène inférieur.
- 3 c. 25 à 50 m Gypse à replis diapiriques.
- 3 d. 50 m Tufs cristallo-lithiques verts.
25 m Tufs violets.
- 3 e. 4 m Grès marneux grisâtres, stylolithiques.
- Contenu fossilifère: Brachiopodes
Peneroplis sp.
Nonion sp.
Spirolina sp.
petits Rotalides
Elphidium
Trifarina
rares Ostracodes

Age: *Oligocène?*

Ces grès marneux atteignent plus à l'W une puissance de 15 m.

- 3 f. 375 m Tufs cristallifères à lithiques et conglomérats tuffitiques par place. Au toit, alternent avec les premières effusions.
- 4. 417,5 m Coulées de basanites à analcime avec une seule coulée (10 m de puissance environ) de trachyandésite à labrador, pyroxène et olivine. Agglomérats à la base (62 m) (scories?).
- 5. 60 m Coulées de phanérobasaltes et basaltes à iddingsite.

Puis au-dessus les conglomérats rouges du Miocène.

Plus à l'W encore, s'insère entre 3a et 3c un banc de calcaires fossilifères (3b) dont la coupe près de la Tchäi-khàné Lambaràn est la suivante (fig. 6) de bas en haut:

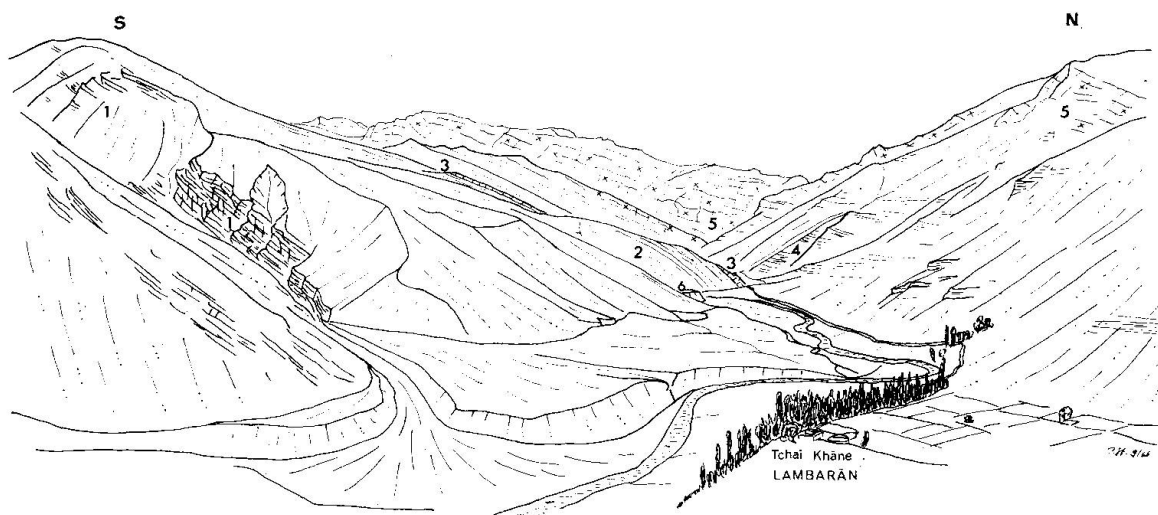


Fig. 6. Unité I dans les environs de la Tchäi-khàné Lambaràn:

- 1. Calcaires de Lambaràn (3b). 2. Tufs et conglomérats tuffitiques (3d). 3. Grès marneux (3c) à Brachiopodes. 4. Tufs verts (3f). 5. Basanites à analcime (4). 6. Terrasse, alt. 2050 m.

- 3 b. 8 m Calcaires gréseux gris-jaune à composantes de quartz et feldspaths anguleux. Ciment calcaire.
 - 12 m Calcaires gréseux jaunes avec schistes gréseux gris-vert, „graded-bedding“ indiquant une position normale.
 - 4 m Calcaires gréseux fossilifères (dents de requins?, Echinodermes, Crustacés, etc.).
 - 6 m Calcaire à Miliolides (recristallisé), blanc. Quelques lits conglomératiques. Contenu fossilifère:

Miliolide	Discorbis
Globigerina sp. (rare)	spicules de Spongiaires
Rotalides	fragments de Brachiopodes
Bolivinides	
Spirolina sp.	petits Ostracodes
- Age: Oligocène inférieur (??)

A mesure que l'on progresse vers l'W, le membre 3d devient plus grossier et conglomératique et plus épais. On y observe une grande quantité de conglomérats grossiers à composantes arrondies et émoussées de tufs vitreux verts (\varnothing 30 cm). L'épaisseur totale de ce membre atteint entre Lambaràn et Khuchiré 163 m.

Il n'en est pas de même du membre 3f dont l'épaisseur atteint à 1 km à l'W de Lambaràn 267 m en comptant les intercalations effusives au toit (environ 50 m). Il faut noter à la base de ce membre la présence de coulées très minces d'andésites fortement altérées (propylites).

La coupe de Khuchiré-Joistan a servi de base à une étude pétrochimique du *magmatisme effusif*. Les échantillons choisis dans ce but sont indiqués par leur numéro de prélèvement en regard de la colonne stratigraphique correspondante de la fig. 7.

Dans la coupe Kuchiré-Joistan, le membre 5 sur lequel transgressent les conglomérats rouges du Miocène se compose essentiellement de phanérobasaltes gris bleuté à iddingsite (ou hématite) du type no 12 alternant avec des agglomérats et scories de même composition sur une épaisseur de 488 m. Le membre 4 comprend :

1. Dans la partie supérieure, des phanérobasanites violettes plus ou moins altérées du type no 171 avec au toit des phanérobasanites grises ou violettes à grosses analcimes du type no 485, alternant avec des agglomérats de même composition.
2. Dans la partie inférieure, des basanites vert foncé à analcime et pyroxène du type nos 168 B, 169 et 170 alternant avec des agglomérats de même composition.

Le membre 4 complet mesure 533 m.

Au point de vue du *magmatisme filonien*, on note la présence d'un essaim de filons et filons-couches coupant l'Unité I et dont quelques-uns seront traités dans le chapitre pétrographique tels que :

1. Filons-couches du type no 38 (trachylabradorite) intercalés dans les membres 3a et 3c. Phénomènes nets de cuisson au toit et au mur. Epaisseur variant de 5 à 15 m.
2. Filons-couches du type no 202 (trachybasalte à pyroxène) dans 3a accompagnés de minéralisations peu importantes de barytine et galène.
3. Filon no 35 (phanérolabradorite) coupant 3d entre Lambaràn et Khuchiré.
4. Filons et filons-couches du type no 139 (phanérotachylabradorite) coupant 3c.

Il semble que ces filons et filons-couches ne soient pas liés à un horizon précis car on n'a pas pu observer de troncatures sommitales; ils doivent se coïncider soit par manque d'apport soit par resserrement des conduits fissuraux. Comme on les retrouve aussi coupant les coulées, on peut leur assigner un âge post- à syneffusif.

La figure 7 résume les données acquises sur l'Unité I, ainsi que la variation

à l'intérieur de celle-ci, saisie dans quatre coupes échelonnées sur 15 km. Les numéros encerclés renvoient à ceux de la description et désignent des entités levées sur le terrain (cf. carte annexée). On y remarque :

- a) La concordance des diverses entités levées.
- b) L'importance des coulées croissant d'E en W (grâce au membre 5), celles-ci s'annonçant déjà dans le terrain de M. GLAUS. Les coulées ont été décrites par ce dernier comme andésites; dans la zone étudiée, ce sont des (phanéro)-basanites à analcime et de rares trachyandésites. Il doit donc s'agir d'un changement pétrographique, à moins que les andésites décrites n'en aient pas été. Les phanérobasaltes à iddingsite qui se coincent rapidement vers l'E représentent une découverte.
- c) L'augmentation d'épaisseur vers l'W des tufs supérieurs (3) ainsi que leur diversification. A noter surtout les intercalations de calcaires marins fossilifères.
- d) La présence de gypse qui semble liée à un horizon bien déterminé, à savoir au-dessus du membre (3a) composé essentiellement de calcschistes. Cette situation rappelle celle mentionnée par GANSSER et HUBER (1962) dans la vallée de Séhézar où le gypse diapirique se situe entre la formation des schistes sombres („dark shale formation“) et les premières coulées. De même, du gypse stratiforme ou diapirique est associé à la formation des schistes sombres dans la haute vallée de l'Alamout près d'Ivatar. C'est la même formation qui est mise en contact avec le Paléozoïque par l'intermédiaire du chevauchement de Kandevan, et du gypse diapirique s'est amoncelé en plusieurs points de ce contact (cf. GLAUS, 1965). On peut dès lors se demander si ce gypse n'est pas associé stratigraphiquement à cet horizon, tant sont nombreux les parallélismes observés.
- e) La transgression des Couches rouges concordantes avec le soubassement sauf, éventuellement, en un point.

Age de l'Unité I

Le diagnostic des microfaunes contenues dans les bancs (spécialement) calcaires a été effectué par M. le Prof. ALLEMAN de l'Université de Berne que je remercie ici de son aide. Jusqu'au membre (3a), l'âge le plus probable se situerait entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur; au-dessus, il pourrait s'agir d'Oligocène inférieur et éventuellement Oligocène plus jeune. On en conclut que la phase effusive se situe au plus à l'*Oligocène* et peut fort bien se subordonner au „Upper Tuff Member“. Le prolongement oriental de cette Unité I a été levé par GLAUS comme „Middle Tuff Member“ auquel il assigne un âge Eocène moyen. Lithologiquement uniforme, il est semblable à la coupe de Dehdar, exception faite du calcaire nummulitique (2) et comprend les membres 1, 3 et 4. La corrélation semble donc établie avec les levés environnants.

Milieu et faciès

Le milieu de dépôt des „Green Series“ s'avère donc être indubitablement marin comme on le sait depuis longtemps et en grande partie proche de la côte, comme en témoignent le gypse, les plantes fossiles et les conglomérats tuffitiques à galets roulés. Il est également probable que les premières coulées se soient épanchées en milieu aquatique en raison de leur alternance avec les tufs. Quant aux suivantes, aucun indice relatif au milieu d'épanchement n'a été décelé.

Relativement aux régions avoisinantes, les coupes à l'W de Dehdar s'apparentent à celles relevées par LORENZ, DEDUAL et MEYER tandis qu'à l'E la monotonie lithologique ressemble plutôt à celle notée par GLAUS entre Taleghan et le Col du Kandevan. Il faut donc tirer une ligne de changement de faciès oblique qui passerait au SW du terrain de GLAUS et au N des régions étudiées par DEDUAL et LORENZ.

L'Unité II

Grâce à son extension importante et croissant vers l'W, l'Unité II recouvre environ le 30 % de la superficie étudiée. La stratigraphie est malaisée à établir, car l'Unité est scindée en deux blocs qui se chevauchent, l'un méridional et appelé Unité II A et l'autre septentrional et appelé Unité II B. Cette coupure marque aussi une ligne de partage des faciès. Le tout peut être caractérisé comme une grande antiforme plongeant vers l'E, près de Dizàn (fig. 2).

Le manque de fossiles rend les corrélations assez difficiles; on a tenté de les effectuer sur la base des deux hypothèses suivantes:

1. La transgression du Miocène a eu lieu en même temps sur l'étendue étudiée.
2. Les coulées de même nature pétrographique se sont épanchées plus ou moins en même temps.

Grosso modo l'Unité II A est formée de matériaux de nature effusive, tandis que l'Unité II B comporte du matériel de nature explosive. Il existe un seul point, situé au S du Mt Elbourz où les deux Unités sont en rapport apparemment stratigraphique, et duquel on peut conclure à un changement de faciès.

Afin de saisir les variations à l'intérieur de l'Unité II, on donnera:

1. Des coupes de W en E des sous-unités respectives.
2. Un essai de reconstruction stratigraphique en début du Miocène où sera établie une corrélation entre toutes les unités distinguées, cela pour la variation N-S (cf. fig. 14).

La Sous-Unité II A a été l'objet d'une *étude pétrochimique* (coupe de Karkabout). Les échantillons choisis pour cette étude sont indiqués dans la descrip-

tion des complexes respectifs d'où ils ont été tirés. La séquence stratigraphique est, de haut en bas :

Miocène transgressif et concordant

- 5. 75–107,5 m Phanérobasaltes foncés, bleutés et verdâtres à iddingsite (nos 293 A, 67 et 68 A) bancs scoriacés et agglomérats de même composition. Passent à l'E vers le front de l'anticlinal plongeant à des basanites à grosses analcimes (no 485).
Correspond au membre 5 de l'Unité I.
- 4 c. 183–498 m Basanites à analcime et pyroxène (nos 277, 278, 282), grises et ocre avec rares coulées de trachyandésites à pyroxène et olivine et agglomérats rougeâtres.
Correspond au membre 4 supérieur de l'Unité I (photo 1).
- 4 b. 300–400 m Basanites vert foncé à analcime (no 286) et agglomérats de même composition.
Correspond aux coulées de base du membre 4 de l'Unité I.
- 4 a. 252–258 m Trachyandésites porphyriques ocre, vertes et grises à labrador, augite et olivine (no 395).
- 3. ? ?-m Tufs du complexe du Mt Elbourz.

L'activité *filonienne* à l'intérieur de cette série est modérée. Il s'agit de roches basanitiques en général, dont une prélevée dans la vallée de Rudbar-e-Aliza à 3 km au N de Joistan, a été analysée (no 136).

La Sous-Unité II B se compose en grande majorité de tufs et de calcschistes avec quelques intercalations effusives et intrusives. On en reproduira deux coupes pour illustrer la variation longitudinale, la première relevée entre le Col du Tundurkhan et Dinerud, la seconde, observée à 1,5 km à l'W de la Tchâi-khâné Laravân.

a) Miocène transgressif ou en contact tectonique (à l'W).

222 m Tufs et calcschistes gris (tufs du Sât). Ces tufs sont de couleur grise à verte, lithiques et cristallifères, alternativement fins et grossiers et se caractérisent :

1. par la présence de *biotite*;
2. par un ciment à forte teneur en calcite.

Les calcschistes sont très fins, de couleur sombre, cassants et tuffitiques. Ils ont livré une faune de petits foraminifères.

La quantité de calcschistes l'emporte sur celle des tufs vers la base du complexe.

Ce membre se coince dans la vallée de Rudbar-e-Aliza près de Laravân et est probablement l'équivalent stratigraphique des membres 4a et 4b de l'Unité II A.

465,5 m Tufs, tuffites et calcschistes verts (tuf de l'Elbourz).

La lithologie de ce complexe du Mt Elbourz ne se distingue guère de celle du complexe surincombant à part une plus grande abondance en matériel conglomératique. Il a été reporté sur la carte afin de rendre plus apparentes les structures tectoniques.

350 m Trachyandésites ocre (fig. 8).



Fig. 8. Flanc N du Mt Elbourz.

1. Névé. 2. Moraine. 3. Tufs du Mt Elbourz. 4. Trachyandésites ocre.

La base n'affleure pas en raison de complications tectoniques. Entre les tufs de l'Elbourz et ceux du Sât s'insère un filon-couche de monzonite (éch. no 267 et 270) dont l'épaisseur varie de 30 à 135 m; faciès porphyrique de 3 m d'épaisseur au toit et au mur.

L'activité filonienne, mis à part ce filon-couche, se réduit à de rares filons inaccessibles dans la face N du Mt Elbourz et à un petit filon-couche (no 426) de phanéroandésite noire dans les tufs de l'Elbourz.

b) Miocène transgressif et concordant.

217 m De tufs du Sât passant latéralement vers l'E à une série de basanites avec trachyandésites et quelques bancs de tufs grossiers ocre et d'agglomérats (en tout 152,5 m).

185 m Basanites ocre (altération) avec agglomérats de même composition.

Faïlle – chevauchement.

Faciès et âge de l'Unité II

La constatation la plus importante réside dans le changement de faciès latéral assez brusque. L'épaisseur des coulées de l'Unité II A dépasse encore celle des coulées de l'Unité I. Le ou les centres d'émission n'ont pas pu être localisés, mais ils doivent se situer quelque part à la latitude de Laravàn-Tundurkhàn.

Les calcschistes s'échelonnent sur toute la séquence explosive alors que dans l'Unité I ils se concentrent en un complexe bien distinct du reste. Ce fait doit indiquer que l'on s'éloigne vers le N des centres d'émission.

L'Unité III

Cette Unité montre sur toute son extension une uniformité remarquable. Une coupe levée entre les villages de Nariàn et Dizàn, se présente ainsi, de haut en bas:

Miocène transgressif concordant

- 4d. 226 m Trachyandésites légèrement à très altérées (oxydées); couleur violette; vésicules, structure porphyrique (labrador, augite et olivine altérées).
 20 m Trachybasalte porphyrique à labrador, augite et olivine.
 72 m Trachyandésites altérées de couleur grise à violette.
 2 m Trachybasalte.
 145 m Trachyandésites altérées grises et rosâtres.
 15 m Andésite ou trachyandésite altérée beige.
 2 m Phanérotachybasalte (no 71).
 70 m Andésite ou trachyandésite altérée beige.
 30 m Phanérotachybasalte.
 13 m Andésite ou trachyandésite altérée beige à taches vertes.
 67 m Trachyandésite porphyrique à augites, altérée.
3. 95 m Trachyandésite porphyrique à augite avec tufs cristallifères verts à la base et au sommet.

On constate que la composition pétrographique des coulées a subi un changement en passant des basanites à analcime des Unités I et II aux trachyandésites et trachybasaltes dans l'unité III. Mais comme on le verra plus bas, la composition chimique reste assez constante et cette apparente variation s'interprète comme une absence d'hétéromorphie; en effet, la grande majorité des roches analysées possède une composition trachyandésitique (syénodioritique).

L'Unité III disparaît sous le Miocène de la vallée de l'Alamout à la faveur d'un anticlinal plongeant. Au point de vue faciès, on remarque dans ces parages une forte concentration d'agglomérats rouges à très grosses composantes ($\varnothing \sim 1$ m). L'activité filonienne se réduit à deux filons d'âge *subrécent* prélevés à fin d'analyses (nos 97 et 338 B).

L'Unité IV

L'Unité IV se laisse subdiviser en 3 membres bien distincts et relativement aisés à lever sur le terrain, de haut en bas:

1. Complexe effusif et intrusif (nos 381 et 382).
2. Complexe de tufs et de schistes avec intrusions de monzonites (fig. 9).
3. Complexe effusif (no 297).

Entre 1. et 2. s'intercalent des intrusions de monzonites sombres et de kentallénites.

Le complexe supérieur se compose de 200 à 300 m de trachyandésites ocre à labrador, augite et olivine au toit et d'une alternance de trachyandésites et trachybasaltes apparemment effusifs et de monzonites et syénogabbros intrusifs au mur.

Le complexe moyen se compose de 350 à 550 m d'une alternance de tufs lithiques et cristallifères gris à *pyroxène* fin ou grossier (ciment le plus souvent

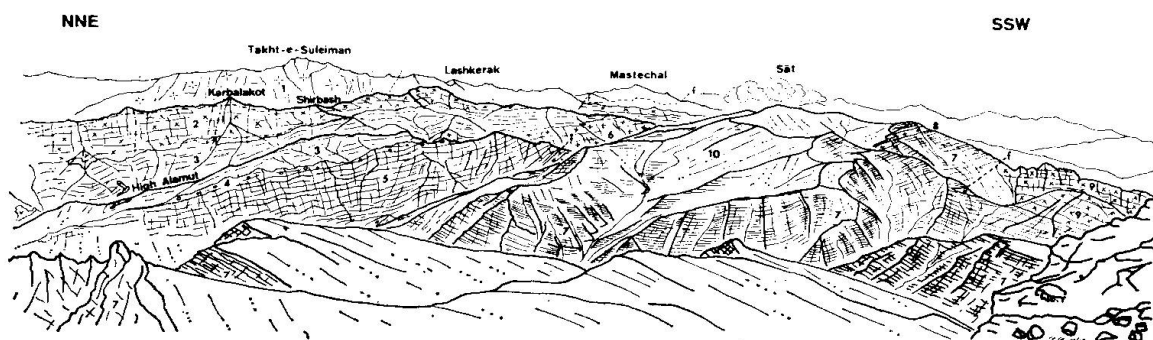


Fig. 9. Vue du sommet de Mt Elbourz vers le NNE.

1. Granite de l'Alam Kuh. 2. Syénogabbros et trachyandésites du sommet de l'Unité IV.
3. Calcschistes et tufs de l'Unité IV. 4. Miocène (URF). 5. Trachyandésites de l'Unité III.
6. Laccolite monzonitique dans l'Unité IV. 7. Tufs du Mt Elbourz. 8. Filon-couche monzonitique du Sât. 9. Basanites à analcime de l'Unité II. 10. Tufs du Sât.

calcaire) et de calcschistes tuffitiques noirs ayant livré des fragments de petits foraminifères (*Globigerina* sp., *Globorotalia*?). Au mur s'insèrent des filons-couches de syénogabbros et monzonites sombres.

On observe spécialement dans les tufs à grain moyen, la formation de globules à noyau vitreux.

Dans la Haute Vallée de l'Alamout se trouve du gypse stratiforme et diapirique (fig. 10). Il se situe au milieu du complexe moyen et s'apparente certainement au gypse du Nargiz Kuh (cf. GANSSER et HUBER, 1962) et aux grands diapirs de la Vallée de l'Alamout.

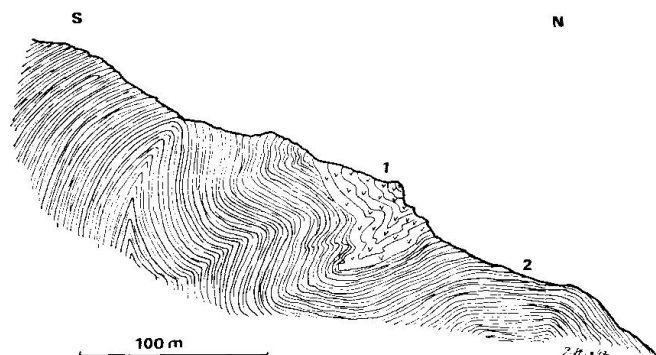


Fig. 10. Tectonique diapirique dans les calcschistes de l'Unité IV au-dessus d'Ivatar.

1. Gypse. 2. Calcschistes.

Les caractéristiques de ces tufs sont:

1. La présence de pyroxène en assez grande quantité.
2. L'absence presque totale de fragments de quartz.
3. La nature presque exclusivement effusive des composants lithiques.

Ce complexe a été cartographié par GANSSER et HUBER dans la vallée de Séhézar-Rud comme „dark shale member“ et par GLAUS à l'E de la région étudiée comme appartenant en grande partie au Middle Tuff Member, ce qui

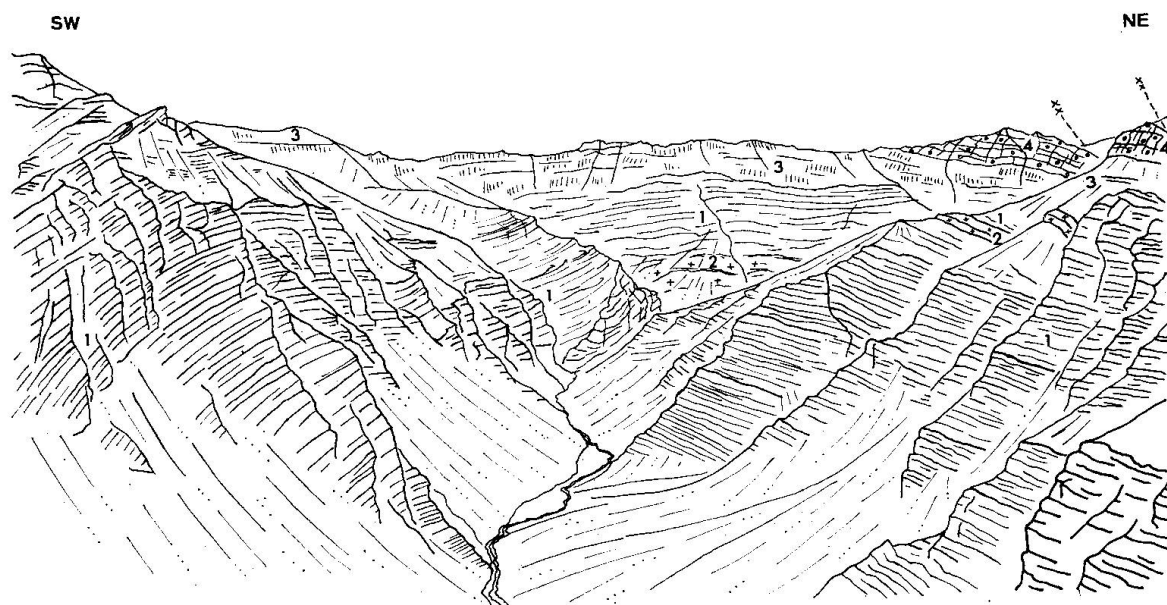


Fig. 11. Vallée anticlinale de Nariàn au pied du Sialis.

1. Calcschistes de l'Unité IV. 2. Filon-couche monzonitique. 3. Syénogabbros et trachyandésites sommitaux de l'Unité IV. 4. Eventuel conglomérat rouge du Miocène.

semble justifié. A l'E de Khàkidaré, le complexe passe à une majorité de calcschistes (fig. 11).

Le complexe inférieur n'apparaît que localement dans la vallée de Rudbar-e-Aliza où il se compose de 194 m de trachyandésites porphyriques à labrador, augite et olivine plus ou moins altérées (couleur grise à ocre) avec une seule coulée de basanite à analcime près du toit.

La base de l'Unité IV n'affleure pas en raison du chevauchement au-dessus de l'Unité III.

Magmatisme dans l'Unité IV

L'Unité IV est le siège d'une activité filonienne et intrusive accentuée dont on peut distinguer deux phases :

1. Une phase Eo-Oligocène responsable des filons-couches et laccolites situés dans les complexes moyens et supérieurs (monzonites, syénogabbros et phanéroandésite (no 412 A) (fig. 12). La mise en place des filons-couches et laccolites de monzonites s'est probablement faite d'E en W comme en témoigne la Fig. 13, représentant le flanc SW du Bamebergà.
2. Une phase certainement subrécente à laquelle appartiennent les filons coupant les 3 complexes: vogésites, micromonzonites, microkentallénites, latites à hornblende, latites à pyroxène et biotite, syénodiorite microgrenue, trachyandésite à hornblende, phanéotrachytes et phanéorhyolites des nos 97, 110 A, 110 B, 302, 315, 330, 338 B, 347, 319 A, 319 B traités dans le chapitre pétrographique.

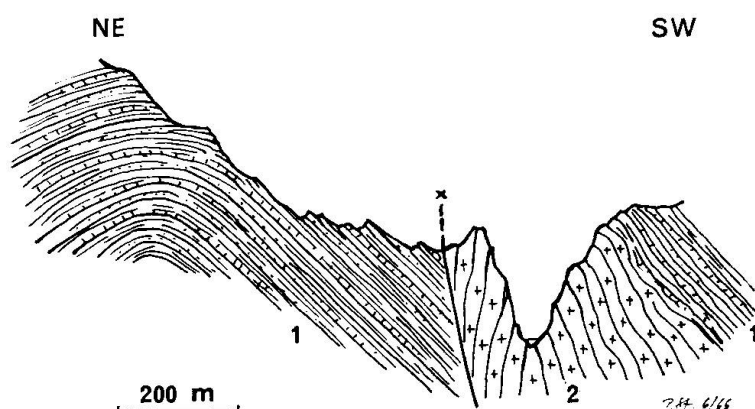


Fig. 12. Contacts normaux et faillés entre apophyse monzonitique et calcschistes de l'Unité IV. Haute vallée de Nariàn.

1. Calcschistes. 2. Monzonites.

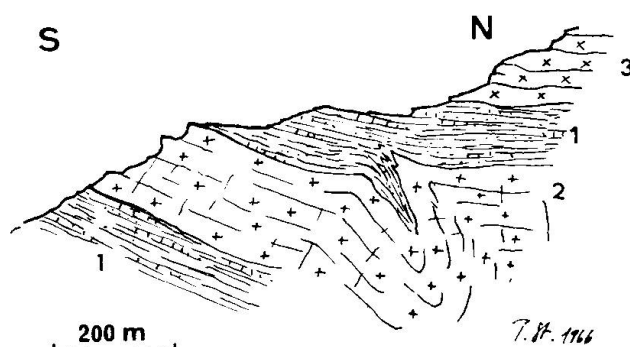


Fig. 13. Coupe dans le flanc SW du Bameberg. Lors de sa mise en place le filon-couche de monzonites 2. a écarté un coin de calcschistes 1. 3. coulées et filons-couches du sommet de l'Unité IV.

Age et faciès de l'Unité IV

Parmi les quatre unités distinguées, l'Unité IV présente nettement le faciès le plus schisteux avec ses calcschistes tuffitiques prédominants; cela indique bien que l'on se trouve à l'intérieur d'une fosse relativement éloignée des centres volcaniques. D'autre part, les composantes lithiques effusives des tufs avec abondance de pyroxène suggèrent que leur dépôt a eu lieu à un moment où plus au S avait déjà commencé l'épanchement des coulées. Sur la base de ces considérations, l'Unité IV correspondrait au „Middle Tuff Member“ et même peut-être au „Upper Tuff Member“ avec lequel elle est assez comparable (cf. coupe DEDUAL, 1967).

Corrélation entre les 4 Unités

On a déjà exposé plus haut les principes sur lesquels se fonderont les essais de corrélation qui sont un pis-aller étant donné l'absence d'une biostratigraphie.

On a pu établir une corrélation membre à membre entre les Unités III et I malgré les dissemblances pétrographiques apparentes, les coulées de trachy-andésites 4d correspondant au membre 4, le sommet des tufs 3 correspondant au membre 3.

L'Unité I et l'Unité II sont directement reliées par l'intermédiaire du synclinorium Miocène de Taleghan et par la pétrographie identique (du moins en partie) des effusions.

L'Unité IV représente un faciès bordier, marin à lagunaire, équivalent aux membres supérieurs de l'Unité I.

La fig. 14 illustre et résume les considérations précédentes. On a tenté une hypothétique reconstruction du soubassement au début du Miocène. Les numéros renvoient aux membres distingués dans le texte.

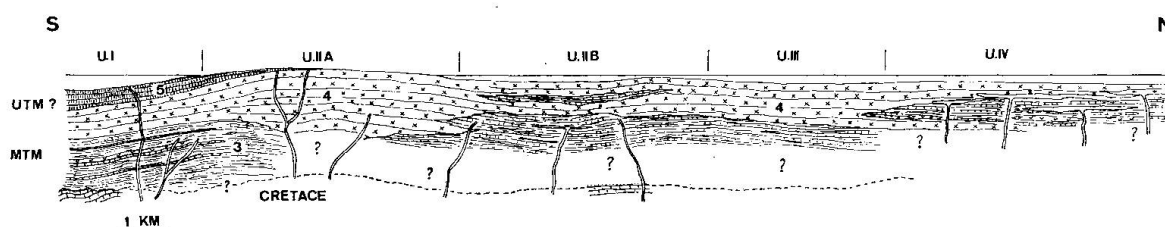


Fig. 14. Corrélation paléogéographique au début du Miocène des 4 Unités distinguées.

2. Formation des Couches rouges (Miocène)

L'extinction du volcanisme Eo-Oligocène a été suivie dans l'Elbourz d'une phase de plissement. Le matériel détritique provenant de l'érosion de la chaîne récemment formée s'est accumulé dans des bassins peu profonds coïncidant avec des synclinaux très ouverts, nés de la phase orogénique immédiatement antérieure. Il s'agit surtout de conglomérats, grès et marnes gréseuses lie-de-vin avec bancs d'évaporites. A l'E de Nariàn, se trouve au-dessous des conglomérats une alternance de grès, schistes et calcaires forte de 215 m. Dans l'aire étudiée, les Couches rouges forment de larges synclinaux (dont le rôle morphologique est important puisqu'ils déterminent les grandes vallées telles que celles de Taleghan (Shah-Rud) et de l'Alamout) ou des synclinaux déversés vers le S qui peuvent être intensément plissés (fig. 15).

Presque toujours concordant, le contact avec l'Eo-Oligocène emprunte une surface marquée par des paléosols et des poches d'érosion. On en déduit que le plissement préalable n'a pas dû atteindre une grande amplitude. En un seul point, on a noté une discordance angulaire, à 3 km à l'ENE de Joistan dans un secteur fortement plissé.

La Formation des Couches rouges est sujette à de rapides changements de faciès, surtout en ce qui concerne les conglomérats dont les amoncellements très locaux suggèrent un dépôt en milieu deltaïque. Ainsi, dans la vallée de

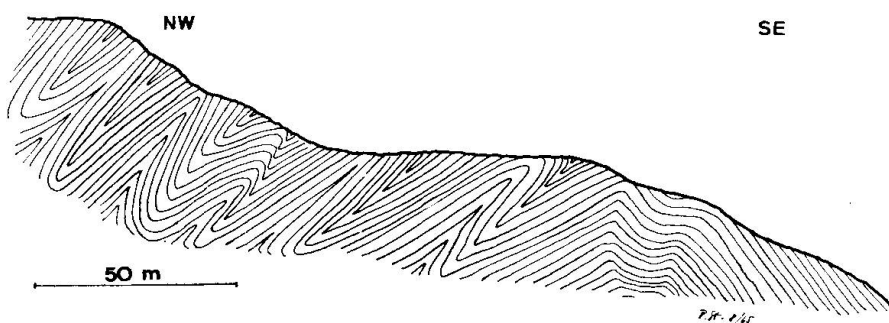


Fig. 15. Plissement dans les marnes gréseuses rouges du Miocène au NE de Dizàn.

Taleghan, à la hauteur de Joistan, les Couches rouges transgressent sur les phanérobasaltes à iddingsite (5), par une série conglomératique très grossière dont l'épaisseur passe de quelques 500 m sur la rive gauche (photo 2) à quelques mètres sur la rive droite. Ils passent à une alternance forte de plus de 200 m (toit érodé!) de grès marneux et de marnes lie-de-vin avec lits de gypse feuilleté échelonnés sur toute la séquence. Les marnes elles-mêmes témoignent d'un faciès lagunaire et contiennent une notable proportion de petites concrétions de gypse, le contenu fossilifère se réduit à des fragments d'ostracodes non identifiables. Le gypse peut engendrer localement une tectonique diapirique.

Les conglomérats sont de composition variable et fonction de l'aire de gisement: galets principalement de tufs là où les tufs représentent le membre le plus haut de la série sous-jacente, c'est-à-dire à l'E du Asal-e-Sar, de roches effusives partout ailleurs. La nature des composantes semble aussi varier dans le sens vertical; en effet, plus on monte dans les conglomérats, plus la teneur en galets pyroclastiques augmente, ce qui correspond à une érosion plus profonde du soubassement: or ce dernier se compose en général de coulées au toit et de pyroclastites au mur. La couleur rouge à lie-de-vin commune à tous les dépôts de cette époque témoigne par là d'un milieu climatique commun (semi-désertique).

La coupe la plus complète a été levée dans le synclinal passant par Nariàn. Ce synclinal ouvert près de Nariàn se ferme plus à l'E où il est déversé vers le S. On y note de bas en haut:

- 3 m Paléosol formé sur le membre (4) de l'Unité I.
- 217 m *Calcaires de base* (no (10) de la carte en annexe) dont:
 - 2,5 m Grès calcaires pourpres plaquetés.
 - 35 m Schistes sombres, micrites à algues.
 - 6,5 m Calcaire gris, massif, très calcitisé.
 - 15 m Calcaire compact gris à taches rougeâtres; nombreux débris fossilifères; par place oolithique.
 - 12 m Grès pourpre, conglomératique (galets de tufs).
 - 9 m Calcaire gréseux gris-vert.

- 24 m Filon-couche de microgabbro à olivine et augite titanifère (échantillon no 54 analysé).
- 7 m Schistes argileux rouges.
- 2 m Calcschistes clairs.
- 4 m Calcaires gris avec intercalations noduleuses violettes.
- 12 m Conglomérats.
- 3 m Grès gris.
- 7 m Conglomérats.
- 1 m Calcaire gréseux à Miliolides ayant livré la faune suivante:
- Elphidium sp.
un Discorbide
Nonionide?
rares Ostracodes
Algues corallines
Gastropodes à test d'aragonite.
- Très probablement „Upper Red Formation“ (Burdigalien-Sarmatien).
- 10 m Schistes violets et grès.
- 8 m Conglomérats grossiers.
- 2,5 m Calcaire conglomératique d'eau douce à Characées.
- 12 m Schistes lie-de-vin.
- 2,5 m Grès grèses.
- 5 m Schistes lie-de-vin.
- 6 m Grès conglomératiques.
- 9 m Schistes gris et lie-de-vin.
- 2 m Calcaire spathique à parties micritiques, ayant livré la faune suivante:
- Gastropodes
Miliolides
Ostracodes
Peneroplis sp.
Ammonia becarii (Linn.)
Nummulithes sp. remanié
- restes de Bivalves
Brachiopodes
Echinodermes
- Age: probablement „Upper Red Formation“.
- 20 m Schistes et grès lie-de-vin.
- 200–250 m Conglomérats grossiers schisteux, lie-de-vin à composantes effusives.

Sur le flanc renversé du synclinal (c'est-à-dire sous l'Unité III), l'alternance de calcaires, schistes, grès et conglomérats résumée sous l'appellation „calcaire de base“ passent à une série nettement plus monotone avec grès verts grossiers en haut (environ 80 m) et calcaires gris fossilifères à la base (environ 35 m).

Vers l'W (fig. 16) le synclinal s'élargit et l'on y voit les conglomérats rouges surmontés de

- 200 m Grès marneux rouges.
- ? 150 m Conglomérats gris alternant avec des grès de même couleur. Composantes pyroclastiques et effusives émoussées et peu arrondies (faible transport) dans un ciment calcaire. (15 sur la carte en annexe, „grey sandstones and conglomerates“.)

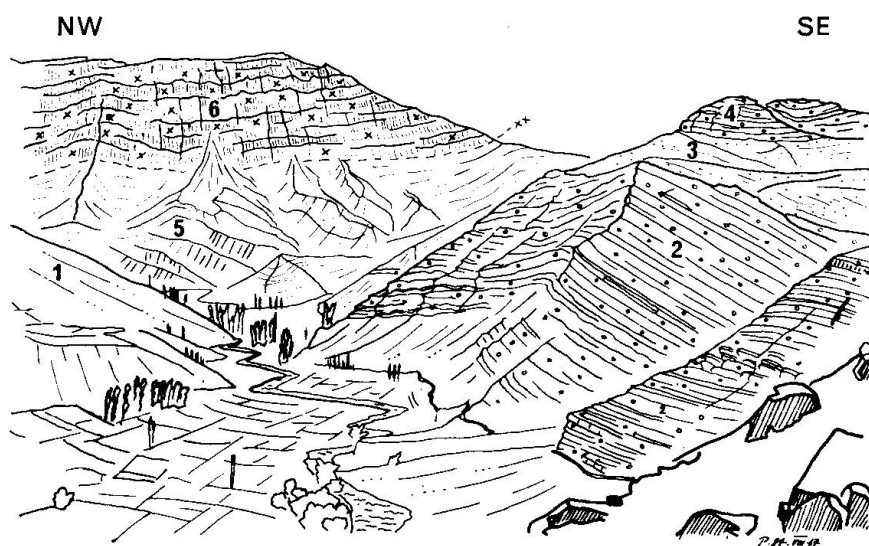


Fig. 16. Miocène dans les environs de Dizàn.

1. Plongement anticlinal de l'Unité II. 2. Grès et conglomérats rouges du Miocène. 3. Grès gris du Miocène. 4. Conglomérats supérieurs du Miocène. 5. Marnes gréseuses rouges plissotées du Miocène. 6. Trachyandésites de l'Unité III.

Faciès et âge des Couches rouges

Comme on l'a vu, les ingressions marines du début de la transgression des Couches rouges se font rares vers l'W. En un seul point, situé à 5 km au NNW de la Tchaï-khàné Laravàn, on a observé une alternance de schistes, grès rouges et calcaires à cherts fossilifères (fragments) sur 20 m d'épaisseur, surmontée des grès marneux rouges et des conglomérats. La prédominance du faciès détritique, marneux et lagunaire est nette. Etant donné la position tectonique très particulière des Couches rouges, il est impossible de se faire une idée exacte de la répartition des faciès et des épaisseurs.

On note aussi le passage graduel de la couleur rouge à la couleur grise, dans le synclinal de Dizàn-Nariàn, qui est imputable à une oxydation moindre, due au climat.

D'autre part, le gypse se trouve nettement en liaison stratigraphique avec le reste de la série et se retrouve tout au long du grand synclinorium de Taleghan.

A l'instar de GANSSER (1955) et sur la base des quelques faunes observées dans les calcaires de base, on peut considérer les Couches rouges de Taleghan comme un faciès bordier de la „Upper Red Formation“ d'âge Miocène inférieur à supérieur.

Extension régionale

Les Couches rouges présentent une épaisseur considérable dans les deux synclinaux principaux de Taleghan-Nariàn et Alamout. Les autres synclinaux

sont déversés et faillés. Deux d'entre eux se rejoignent au point où disparaît l'Unité III pour former celui de l'Alamout.

Comme indiqué plus haut, ils se situent dans les synclinaux pré-Couches rouges. On voit donc que le parcours des grandes vallées et même des plus petites a été déterminé déjà avant le Miocène.

Magmatisme

Seul un filon-couche de microgabbro à olivine et augite titanifère (no 54 du chapitre pétrographique) a été découvert dans la partie inférieure des calcaires de base au N de Nariàn. Son extension latérale est très limitée, son épaisseur atteint 24 m.

Dans le flanc du Band-e-Sar, les synclinaux de Couches rouges sont traversés par des filons subrécents dont on traitera dans le paragraphe sur le Quaternaire.

Il arrive que le gypse réparti dans les marnes en petits nodules ait migré et recristallisé dans des cavités rectangulaires donnant ainsi naissance à des petits cristaux idiomorphes très transparents.

3. Quaternaire

Le Quaternaire revêt dans ce mémoire une importance spéciale en raison d'une activité magmatique ignorée jusqu'à cette étude. On a pu identifier de façon certaine 3 vestiges de coulées subrécentes et un certain nombre de filons du même âge (*grosso modo*) injectés dans les parages de la faille du Kandevar.

Les coulées de trachyandésite à hornblende

La première de celle-ci, et la plus importante, se situe à 2 km à l'ESE de Joistan où elle s'est épanchée sur un ancien relief façonné dans des phanérobasaltes à iddingsite (membre (5)) de l'Unité I (fig. 17).



Fig. 17. Vue sur le synclinerium de Couches rouges entre Joistan et Dizàn et sur l'affleurement principal de coulées quaternaires.

1. Trachyandésite à hornblende subrécente. 2. Marnes gréseuses des Couches rouges. 3. Conglomérats de Couches rouges. 4. Phanérobasaltes à iddingsite. 5. Trachyandésites de l'Unité III.

Elle occupe une surface d'environ 10 km² et a flué du moins en partie sur le versant N de la vallée de Taleghan. Le centre d'émission n'a pas été décelé.

L'émission des coulées proprement dites a été précédée d'une phase explosive (photo 3) ayant donné lieu à un dépôt d'agglomérats de 15 à 20 m d'épaisseur où des blocs de trachyandésite de taille fort variable baignent dans un ciment apparemment de même composition.

La ou les coulées sont constituées de trachyandésite très claire, grise à verdâtre, à hornblende. Les nos 18 et 19 représentent celles-ci dans le chapitre pétrographique. Directement au-dessus des agglomérats, les trachyandésites montrent un débit en colonnes marqué. Des dernières peuvent être tordues (photo 4).

Les deux autres „klippes“ sont nettement moins étendus et subsistent sur les marnes gréseuses plissées du Miocène. Les deux petites collines qu'elles forment sont situées à 1,5 km au NE de Joistan et sont distantes l'une de l'autre de 350 m. Il s'agit aussi de trachyandésite à hornblende (no 30 analysé) de couleur gris clair et légèrement poreuse.

Ces roches douces à la taille sont utilisées pour confectionner des rouleaux et des meules.

Les filons

Tout un essaim de filons subrécents (cf. planche X) a été découvert dans les parages du chevauchement du Kandevan. Un certain nombre de ceux-ci traversent le synclinal de Miocène le plus septentrional pour s'élever dans l'Unité IV; il s'agit des nos 89 (vogésite), 97 (vogésite) (photo 5), 110 A et 110 B (micromonzonites).

Ils sont donc d'âge sûrement subrécent.

D'autres filons coupent les Unités IV et III dans une bien moindre mesure (no 338 B seulement, syénodiorite microgrenue). Un grand nombre de filons vitreux verdâtres à gris de phanérotrachytes et phanérorhyolites ont été classés comme subrécents en raison:

1. De leur ressemblance frappante tant chimique que minéralogique avec un amas découvert par N. SIEBER dans les marnes Miocène plissées (N. Sieber, thèse en préparation); une phanérorhyolite de cet amas a été analysée (P. Stalder) et possède la composition suivante:

Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
13,3	1,19	0,43	0,03	0,8	0,46	2,67	5,67
	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O	SiO ₂	Total		
	0,74	0,07	1,2	73,5	100,06		

qui s'apparente remarquablement aux échantillons mentionnés ci-dessous.

2. De leur association avec les filons sûrement subrécents de l'aire étudiée.

Il s'agit des nos 319 A, 319 B, 353, 355 B et 356. Leur importance relativement au massif de l'Alam-Kuh sera discutée dans le chapitre pétrographique.

Les autres filons no 302 microkentallénite
no 315 latite à hornblende
no 330 latite à pyroxène et hornblende
no 347 trachyandésite à hornblende
no 371 micromonzonite à hornblende

ont été considérés comme subrécents en raison :

1. De leur aspect clair très semblable à celui des coulées.
2. De l'abondance de la hornblende et de la biotite.
3. De leur association étroite avec les filons datés univoquement.
4. Du fait qu'ils coupent des structures telles que failles et chevauchements et ne montrent aucun signe de plissement ou cassure postintrusifs.

Les filons subrécents sont indiqués sur la carte en annexe par un signe conventionnel différent de celui des tertiaires.

On verra dans le chapitre pétrographique, que l'association des roches subrécentes de Taleghan est pratiquement identique à celle du Damavand et montre un caractère *atlantique* (volcanisme final) avec tendances secondaires méditerranéenne et pacifique.

Phénomènes glaciaires

Les phénomènes glaciaires de l'Elbourz ont été traités en détail par H. BOBEK (1953-1957). Plus récemment, ils ont été repris par M. GLAUS (1965) qui résume les données de Bobek et les applique à l'aire étudiée. On renverra donc à ces deux auteurs pour les détails. Qu'il soit cependant mentionné que, dans la région étudiée, des glaciers (névés) avec ou sans couverture morainique se concentrent sur le flanc N du Mt Elbourz et sur la rive gauche de la haute vallée de Sehezâr. On rencontre un sol strié sur le flanc SW du Lashkerak. Ces reliques d'une époque où la glaciation était bien plus développée qu'aujourd'hui se trouvent dans des cirques témoignant de l'ancienne érosion glaciaire.

Couverture quaternaire

Les éboulis de pente avec ou sans cônes de déjection sont monnaie courante tandis que les éboulements sont plus rares. Sur le flanc SW de la chaîne Mastechal-Gemaurâ se trouvent des brèches de pente bien cimentées à éléments de roches paléozoïques.

La couverture la plus digne de mention résulte des alluvions du prédécesseur du Taleghan-Shah-Rud et s'exprime dans l'existence d'un *système de terrasses* très développé dont les plus longues atteignent 3 km. On peut y reconnaître

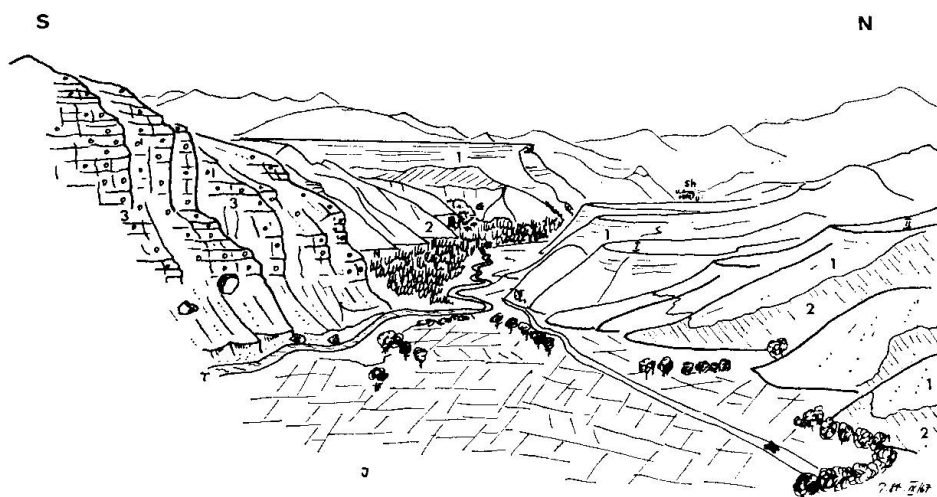


Fig. 18. Terrasses de la vallée de Taleghan à l'W de Joistan.

J Joistan, T Taleghan-River, N Nesa Ulla, G Guràn, Sh Shahrak.

plusieurs niveaux dont un important situé à 2100–2150 m environ qui est celui des terrasses de Joistan et Guràn. Un autre niveau plus profond se situe aux alentours de 2030–2050 m (fig. 18). Les niveaux plus élevés sont rares; une terrasse de faible extension a été découverte au pied SW du Mastechal (alt. plus ou moins 2500 m). Dans la vallée de Joistan, ce système de terrasses est le trait le plus caractéristique du paysage, trait également commun à la vallée de l'Alamout, qu'à permis d'entrevoir une rapide tournée d'exploration. La discordance des couches plus ou moins horizontales claires formant les terrasses et des marnes rouges du Miocène peut être par place très nette (photo 6); le contact donne naissance à un niveau hydrologique marqué par l'existence d'une bande de végétation.

Les *glissements* se confinent aux marnes rouges du Miocène; le village de Jazinat en a été affecté tristement puisqu'il a été détruit il y a plus d'une dizaine d'années. Un autre glissement avec éventuelle dissolution souterraine du gypse se remarque à environ 1 km à l'W de Hashan.

Une série de *dolines* jalonne la zone de gypse injecté dans le chevauchement du Kandevan sur les flancs SW du Mastechal et des Lànà dans la haute vallée de Sehezàr.

La région étudiée est peu fournie en *sources minérales*. Une source sulfatée existe au bord du chemin menant de Joistan au Col du Shirbash. D'autres sources sulfurées dans les calcschistes de l'Unité IV, au N de Nariàn, ont été trouvées.

D. Résumé stratigraphique

À l'Eo-Oligocène le milieu où se sont déposés les tufs et calcschistes est caractérisé par un haut-fond puisque la transgression sur les calcaires crétaciques se fait par le „Middle Tuff Member“. Ces dépôts ont été suivis généralement par l'épanchement des

coulées et la mise en place de laccolites, filons et filons-couches probablement pendant une partie de l'Oligocène. Cette phase volcanique où le substratum se trouvait en état de tension se termine par une phase de plissement de faible amplitude (état de compression). Les synclinaux ainsi formés reçoivent au Miocène les produits d'érosion des anticlinaux („Upper Red Formation“). A part quelques ingressions marines au début de la transgression Miocène, le milieu est celui de bassins très peu profonds et fermés dans un climat fortement oxydant. Cette période de calme relatif précède une autre phase de plissement de grande amplitude qui atteint son paroxysme au Mio-Pliocène et inclut tous les membres de la série.

L'érosion ensuite commence à façonner un premier relief sur lequel viennent s'épancher les coulées subrécentes de trachyandésite à hornblende. Ensuite les vallées se creusent plus profondément et les alluvions se déposent. Le niveau le plus bas atteint par ces dernières est récemment excavé; le Taleghan-Shah-Rud actuel se trouve dans un état alluvionnaire (photo 7). L'époque subrécente est marquée par un état de tension qui a facilité l'injection de nombreux filons probablement synchronisés avec la surrection de la chaîne.

III. PÉTROGRAPHIE

A. Considérations générales et description des roches

Il ressort de l'étude stratigraphique que l'activité magmatique commençant à l'Eocène s'est poursuivie jusqu'à l'époque subrécente. Sa nature est variable puisqu'elle recouvre tout l'éventail des phénomènes volcaniques explosifs, effusifs, intrusifs et filoniens. Les échantillons décrits ci-dessous, dont le choix a été dicté par l'état de conservation, en représentent les produits d'une façon plus ou moins exhaustive, mais ne comprennent pas de pyroclastites (tufs).

Le but proposé étant une étude combinée des caractères minéralogiques et chimiques, seuls seront donc décrits les échantillons pour lesquels existe une analyse chimique.

Bien que les relations chronologiques entre les diverses roches aient été exposées auparavant, une brève récapitulation s'impose ici. Sont sûrement éo-oligocènes les coulées des échantillons nos 12, 67, 68 A, 71, 168 B, 169, 170, 171, 277, 278, 282, 286, 293 A, 297, 395 et 485; le filon no 136 est sûrement postérieur aux coulées; il en est éventuellement de même pour les filons et filons-couches nos 35, 38, 139, 202, 267, 270, 314, 381, 382, 412 A et 426. La parenté qui relie ces derniers sera démontrée dans le chapitre concernant la pétrochimie. Du Miocène date au plus le filon-couche représenté par le no 54. Les coulées représentées par les nos 18, 19 et 30 sont sûrement subrécentes; il en va de même pour les filons nos 89, 97, 110 A et 110 B. Les autres filons classés comme subrécents l'ont été pour des raisons minéralogiques et géologiques (nos 302, 315, 319 A, 319 B, 330, 338 B, 347, 353, 355 B, 356 et 371).

Un autre échantillon sûrement subrécent a été perdu lors de l'emballage des échantillons à Téhéran.

Les lieux de prélèvement sont indiqués sur la planche XII. Le mode de gisement et l'extension de chaque roche figureront dans chaque description.

Chacun des échantillons a été soumis à une analyse modale et à une analyse chimique. Les résultats de cette dernière se trouvent dans le tableau no I, pages 96–97; les calculs pétrochimiques suivent dans les tableaux no II, III et IV, pages 98–99, 100–101, 101–102. L'analyse modale a été effectuée au moyen du compteur de points, l'erreur analytique se situant autour de 2%. Pour les échantillons montrant des phénocristaux, une assez grande surface polie a été intégrée au moyen de papier millimétré tandis que la mésostase l'a été par la première méthode.

Le but de ces analyses minéralogiques est triple:

1. Identification exacte de la roche.
2. Base pour le calcul de la norme ou plutôt variante de la norme standard.
3. Etude des phénomènes d'hétéromorphie très intéressants pour certaines des roches à analcime.

Pour la détermination, on a utilisé l'ouvrage de JUNG et BROUSSE (1959). Les minéraux constitutifs ont été, autant que possible, examinés au moyen de la platine universelle; il s'agit avant tout des plagioclases, ensuite des pyroxènes, amphiboles et feldspaths alcalins.

La norme standard (cata) a été calculée suivant les règles indiquées par C. BURRI (1959). Pour les cas particuliers rencontrés dans cette étude, on a utilisé des règles appropriées; par exemple:

1. L'analcime a été calculée à partir de l'équation $4 \text{ Anc} + 1 \text{ Q} = 5 \text{ Ab}$.
2. L'adaptation au mode s'est faite à partir de la teneur en plagioclase de composition déterminée par les mesures.
3. En général les minéraux fémiques ont été „fabriqués“ sur la base de compositions idéales, par exemple



Ce sera toujours le cas pour la biotite. Cependant, il s'est avéré quelquefois utile d'employer des compositions réelles pour le pyroxène et l'amphibole; ce sont les tables de TRÖGER (1935) qui ont servi à cet effet. On a pu obtenir ainsi un meilleur accord entre la norme et le mode malgré le caractère quelque peu hypothétique de ce procédé. La référence du minéral réel sera indiquée chaque fois qu'il en sera fait usage.

4. Il a été nécessaire parfois aussi d'oxyder le Fe^{+2} en Fe^{+3} ; c'est spécialement le cas du no 54.
5. Une quantité arbitraire de 3 à 4% de molécule „orthose“ a été incluse dans le plagioclase.

Les nos 353, 355 B et 356 méritent une mention spéciale. On a procédé à leur analyse afin de :

1. Prouver leur similitude avec les nos 319 A et 319 B et par conséquent, leur âge plus ou moins identique.
2. Montrer par là que l'activité magmatique subrécente n'affecte pas seulement les formations les plus récentes, mais s'étend à presque toutes les formations connues affleurant dans la région, à savoir :

Formation de Lalun traversée par le no 356.

Formation du Lashkerak traversée par le no 353, identique à la roche décrite par M. GLAUS (1965, p. 108) sous le nom de Quarzporphyr. Il a été cité par A. GANSSER et H. HUBER ainsi que son cortège comme étant très probablement anté-permien (1962, p. 605-611).

Formation de Mobarak traversée par no 355 B.

Formation de Tiz-Kuh

Formation de Karadj

Formation des Couches rouges.

Les arguments sont les suivants :

1. Composition chimique identique.
2. Aspect identique.
3. Composition modale presque identique.
4. Fraîcheur et quantité du verre (environ 80 %).
5. Situation tectonique identique à celles des filons quaternaires.

Ces filons se trouvent dans les environs de la grande faille-chevauchement du Kandevar, à un maximum de 7 km de distance à vol d'oiseau, donc dans une situation tectonique identique. Cette dernière a dû jouer un rôle décisif dans leurs venues en leur ouvrant la voie, la coïncidence n'étant sûrement pas fortuite.

Les filons coupant U. II et U. I sont d'aspect et de composition bien différents et ne sauraient être assimilés aux précédents. Il y a donc coupure nette à la hauteur du premier chevauchement de Miocène. Seules les coulées formant les trois „klippes“ quaternaires décrites sous „Stratigraphie“ se trouvent au S de celui-ci.

Conséquences

Selon A. GANSSER et H. HUBER (1962), il apparaît que certains membres du cortège filonien des batholites de l'Alam-Kuh et d'Akapol présentent des ressemblances marquées avec les roches acides susmentionnées. On voit dès lors les conséquences des considérations précédentes sur le problème de l'âge de ces intrusions. Si les filons sont vraiment semblables, la mise en place de ces batholites ne remonterait pas très haut dans le temps. Il s'agit donc d'une hypothèse qui devra être vérifiée par des études ultérieures telles que caractère magmatique et âges radiométriques.

Remarque sur la dénomination des roches

Il arrivera fréquemment que du verre entre dans la composition des roches étudiées. Or celui-ci contient virtuellement certains minéraux dont on peut calculer les teneurs. Si l'on tient compte des minéraux réels et des minéraux virtuels (nomenclature combinée), la roche hyaline peut changer d'identité. Ainsi donc la nomenclature se dédouble et sera donnée sous ses deux formes chaque fois qu'il sera nécessaire. Toutefois, la roche sera désignée au moyen de sa détermination modale augmentée du préfixe „phanéro“ (selon les conseils de JUNG et BROUSSE), car seule est accessible sur le terrain cette dernière. Mais lorsque celle-ci et la norme standard coïncident, le préfixe „phanéro“ est omis.

Comparaison entre les compositions normatives et modales

Le mode est donné ici en pour cent de volume tandis que la norme l'est en pour cent d'équivalents. La méthode de Niggli qui est appliquée permet d'opérer directement cette comparaison sauf par exemple lorsqu'il y a de la calcite (volume équivalent de 36,8).

1. Coulées tertiaires

*Unité tectonique I – Coupe de Joistan – Khuchiré*No 168 B *Basanite à analcime, pyroxène et olivine*

Roche massive vert foncé à phénocristaux noirs de pyroxène. Couleur d'altération superficielle beige. Alterne avec des agglomérats de composition identique sur une épaisseur de 110 m; s'étend sur toute la zone étudiée. Prélevé à 3,3 km à l'ESE de Joistan.

Structure holocristalline porphyrique à mégaphénocristaux de pyroxène monoclinique, phénocristaux d'olivine pseudomorphosée et matrice hypidiomorphe à intergranulaire.

Analyse modale

		orthose +			chlorite
pyroxène	olivine	plagioclase	analcime	magnétite	verre calcite
31,8	5,8	43,0	14,8	8,7	3,9

Cette composition est celle d'une basanite à analcime.

Mégaphénocristaux de pyroxène:

Incolores, idiomorphes, 1–10 mm de section, octogonaux ou hexagonaux par réduction du pinacoïde latéral, trapus, rares macles selon (100), légèrement zonés, clivages typiques bien développés, dispersion moyenne $R > V$, $c \wedge n_\gamma = 42^\circ\text{--}44^\circ$ et $2V_\gamma = 56^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,024$; probablement augite commune.

Phénocristaux d'olivine:

Idiomorphes, hexagonaux, 0,5–2 mm, contours soulignés par la serpentinisation (serpentine verdâtre + magnétite) et l'iddingsitisation (iddingsite + hématite + magnétite). Optiquement neutre (12–15% Fa).

Matrice:

Plagioclase: labrador à An 66–76 avec la plus grande fréquence autour de An 70–71 HT avec $2V_{\gamma} = 89^{\circ}$ – 90° , idiomorphe, tabulaire selon (010) frais, macles selon Carlsbad, Albite, Roc Tourné, Banat*) et rarement Péricline, franges d'orthose.

Analcime: xénomorphe en grains incolores de 0,1 mm environ, identifiée aux rayons X, sans aucun doute d'origine primaire.

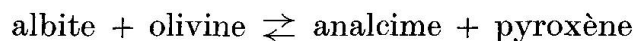
Pyroxène: granuleux à idiomorphe, section octogonale, incolore, monoclinique, clivage moyennement développé, probablement augite.

Olivine: grains verts plus ou moins idiomorphes de 0,05 mm de diamètre, complètement envahis par la serpentinisation.

Norme standard:

Or	Ab	An	Ne	Di	Fa	Fo	Mt	Ru	Cp	Total
8,5	20,2	25,5	8,8	20,2	2,0	7,2	5,7	0,9	1,1	100,1
45,7 plag. An 56			9,2 Olivine							

Cette composition est celle d'une essexite leucocrate à pyroxène et olivine, faciès plutonique équivalent à la basanite. Il faut remarquer ici que le terme basanite a été employé si le mode ou la norme contient de l'olivine. Le plagioclase résultant comporte 56% d'anorthite. Or les mesures donnent An 70 et le mode comporte Anc = 14,8, pyroxène = 25–30%. La divergence s'explique par une hétéromorphie bien connue:



Or	Ab	An	Anc	Di	Fo	Fa	Mt	Ru	Cp	Total
8,5	18,3	25,5	13,2	20,2	7,2	2,0	5,7	0,9	1,1	100,1
43,8 plag. An 58			9,2 Olivine			7,7 Access.				

Il se peut aussi que l'orthose comporte un fort pourcentage d'Ab ce qui élèverait la teneur en An du plagioclase, ou encore une partie d'aluminium serait contenue dans le pyroxène; en effet, ce dernier est une augite et la norme présente un diopside pur. Cet aluminium serait à tirer de Ab augmentant ainsi les teneurs en analcime et pyroxène, élevant la teneur en An du plagioclase et abaissant celle en olivine de la roche totale. De toute façon, la concordance entre norme et mode est bonne; elle confirme la détermination comme basanite à analcime, pyroxène et olivine.

N.B. Essai de calcul d'une seconde variante; la teneur en An du plagioclase étant égale à 70%: tout Ab est transformé en Anc; Q restant est employé pour former En + Hy.

*) Par macles du Banat, on entendra ici les macles bien connues de plagioclases selon la loi de Baveno, développées en forme de croix et appelées par BURRI (1963) „Bavenoer Zwillinge vom Banater Typ“.

Or	Ab	An	Anc	Di	En+Hy	Fo+Fa	Mt	Ru	Cp
8,5	10,9	25,5	19,1	20,2	6,0	4,7	5,7	0,9	1,1
<div style="text-align: center;"> 36,4 plag. An 70 </div>									

No 169 *Basanite à analcime*

Roche massive vert foncé à mégaphénocristaux noirs de pyroxène. Petites et rares amygdales remplies de natrolite, calcédoine et calcite. Coulée de 8 m d'épaisseur comportant une répartition inégale des amygdales. Repose directement sur no 168 B. Prélevé à 3,150 km à l'ESE de Joistan.

Structure holocristalline porphyrique à mégaphénocristaux de pyroxène, phénocristaux de plagioclase et olivine et matrice hypidiomorphe.

Analyse modale

Mégaphénocristaux	pyroxène			
	15,0			
Phénocristaux	plagioclase	olivine		
	20,0	6,3		
Matrice	plagioclase + orthose		analcime	pyroxène
	12,0		20,4	10,4
	minéraux opaques		verre + calcite	
	11,5		4,7	

Cette composition est celle d'une basanite à analcime, pyroxène et olivine, très semblable à celle du no 168 B.

Mégaphénocristaux de pyroxène:

Légèrement verdâtres, relativement idiomorphes, de 1 à 5 mm, parfois glomérophyriques, inclusions de magnétite surtout, macles selon (100); dispersion de B visible, $R > V$, légèrement zonés, clivages bien développés, $c \wedge n_\gamma = 39^\circ-44^\circ$ et $2V_\gamma = 58^\circ-61^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,023$; probablement augite diopsidique.

Phénocristaux de plagioclase:

Sections prismatiques, tabulaires selon (010), de 1 à 1,5 mm de longueur, idiomorphes légèrement zonés, zone interne d'altération suivie de croissance, macles habituelles dont celle du Banat, franges minces d'orthose, An 68-70 HT et $2V_\gamma = 83^\circ-86^\circ$.

Phénocristaux d'olivine:

De 0,1 à 1 mm de section, idiomorphes, complètement transformés en serpentine verte, bordure de magnétite et hématite (ou iddingsite?).

Matrice:

- Plagioclases très petits non identifiables.
- Pyroxène monoclinique, granuleux, beige à légèrement verdâtre, section de 0,05 mm environ, clivage peu développé.
- Verre légèrement dévitrifié.
- Minéraux opaques: ilménite en squelette, hématite légèrement dichroïque, magnétite avec franges de biotite? Leur répartition uniforme produit l'aspect sombre de la roche.

Norme standard:

Or	Ab	An	Ne	Di	Fa	Fo	Mt	Ru	Cp	Total
11,5	23,8	23,8	6,7	16,8	0,9	8,0	6,3	0,9	1,2	99,9
47,6 plag. An 70					8,9 olivine					

Cette composition est celle d'une essexite, équivalent plutonique de la basanite.

Le plagioclase normatif comporte 50% d'An alors qu'on mesure réellement 70%. Cette différence a la même cause que celle du no 168 B et peut être expliquée de la même façon. Il en résulte la variante suivante:

Or	Ab	An	Anc	Di	En + Hy	Fo + Fa	Mt	Ru	Cp	Total
11,5	9,4	23,8	20,4	16,8	10,4	0,3	6,3	0,9	1,2	101,0
33,2 plag. An 70										

En désaccord avec le mode, la norme indique 10,4 (En + Hy).

No 170 *Basanite à analcime, pyroxène et olivine*

Roche massive foncée, verte à violette, formant une couche de 85 m de puissance. Mégaphénocristaux noirs de pyroxène. Il s'agit probablement de plusieurs épanchements car il y a plusieurs niveaux à amygdales remplies de zéolithe, calcite et calcédoine. Suit une phase explosive représentée par 40 m d'agglomérats. Prélevé à 3,1 km à l'ESE de Joistan.

Structure hémicristalline porphyrique à mégaphénocristaux de pyroxène monoclinique, phénocristaux d'olivine et de plagioclase et matrice microcristalline hypidiomorphe à intergranulaire.

Analyse modale: composition d'une phanérobasanite

Mégaphénocristaux: pyroxène
19,8

Phénocristaux: olivine plagioclase
2,2 19,4

Matrice: analcime opaque orthose verre
22,6 3,3 7,0 15,6

Mégaphénocristaux de pyroxène:

Beiges à légèrement verdâtres, sections de 1 à 10 mm, rarement idiomorphes, glomérophyriques, macles selon (100), clivages peu développés, légèrement zonés, inclusions nombreuses de magnétite (ilménite?) surtout, verre et olivine; extinction incomplète, caractère de la dispersion non identifiable,

$$c \wedge n_{\gamma} = 38-40^{\circ} \text{ et } 2 V_{\gamma} = 58-62^{\circ};$$

probablement augite diopsidique.

Phénocristaux d'olivine:

Pseudomorphoses en serpentine verte, bordures et fissures de magnétite avec franges très fines d'hématite, sections de 1 à 2 mm.

Phénocristaux de plagioclases:

Sections allongées de 0,5 à 2 mm, tabulaires selon (010), intensément maclés (fréquentes croix du Banat), frais à légèrement altérés, franges très minces d'orthose, zonés à légèrement zonés;

$$\text{An } 70\text{--}72 \text{ HT et } 2 V_{\gamma} = 85^{\circ}.$$

Matrice:

- Verre légèrement dévitrifié, interstitiel.
- Analcime granuleuse et interstitielle.
- Pyroxène à franges de magnétite, beige.
- Orthose interstitielle.
- Magnétite, ilménite et hématite légèrement dichroïque.
- Quelques nids de natrolite en gerbes.

Norme standard:

Or	Ab	An	Ne	Di	Fa	Fo	Mt	Ru	Cp	Total
10,3	24,7	21,6	15,8	15,4	0,8	3,1	6,2	0,6	1,4	99,9
46,3 plag. An 47										

La composition est celle d'une essexite, équivalent plutonique de la basanite. Le désaccord avec le mode est de même nature que dans les échantillons nos 168 B et 169 et se laisse réduire par les mêmes procédés.

Variante à pyroxène, analcime et olivine:

Or	Ab	An	Anc	Ne	Di	Fo	Hm	Mt	Ru	Cp	Total
10,3	9,5	21,7	22,6	8,1	15,4	4,8	4,1	1,5	0,6	1,4	100,0
31,2 plag. An 69,5			6,2								

Le mode contient 15,6% de verre; il se peut qu'une partie de (Ab + An) et Ne soient inclus dans ce dernier. La bonne concordance des teneurs pour les minéraux fémiques confirme le diagnostic du pyroxène qui doit être un diopside presque pur. La variante possède la composition d'une basanite à analcime et néphéline, tandis que le mode est celui d'une phanérobasanite à analcime.

No 171 Phanérobasanite à analcime altérée

Roche massive gris foncé à mégaphénocristaux clairs de plagioclase (structure zonée visible) et de pyroxène noir et phénocristaux d'olivine en taches brun-rouge. Banc de 30 m de puissance; grande quantité d'amygdales minéralisées. Prélevé à 3,05 km à l'ESE de Joistan.

Structure hémicristalline porphyrique à méga- et phénocristaux de plagioclase, augite, olivine et analcime.

Analyse modale: composition d'une phanérobasanite à analcime

plagioclase	pyroxène	analcime	olivine (pseudomorphose)	magnétite + hématite	matrice
18,9	5,3	8,6	1,7	21,0	39,8

Mégaphénocristaux de plagioclase:

Idiomorphes, tabulaires selon (010), allongement selon [100] et [001] plus ou moins égal (~ 5 mm), contours arrondis, parfois très fines franges d'orthose, macles habituelles, très fissurés, inclusions de magnétite et hématite parallèles à (010). Teneur moyenne de 63% en An.

Mégaphénocristaux de pyroxène:

Verts très clair, en sections de 5 mm de diamètre, clivages bien développés, extinction incomplète, idiomorphes, macles selon (100), légèrement zonés, inclusions de magnétite surtout.

Phénocristaux d'olivine:

Idiomorphes, complètement serpentinisés et (ou) chloritisés, contours soulignés par la magnétite, sections de 0,5 mm environ.

Phénocristaux d'analcime:

Idiomorphes, glomérphyriques, 0,5 à 1 mm de section.

Matrice:

- Microcristaux de plagioclase, orthose, magnétite, analcime, pyroxène et hématite.
- Verre interstitiel.

Quelques nids de natrolite.

Norme standard (cata)

Or	Ab	An	En	Fo	Cord	Mt	Hm	Ru	Cp	Total
19,2	32,8	18,5	7,2	5,2	8,8	4,0	2,3	0,6	1,4	100,0
51,3 plag. An 36					6,9					

Composition d'une syénodiorite à enstatite, olivine et cordiérite. La différence entre le mode et la norme est très grande et de nature irréductible. Elle provient peut-être d'une ou deux erreurs dans l'analyse chimique. On n'en tiendra d'ailleurs pas compte dans l'étude pétrochimique qui suivra en raison du manque de fraîcheur (excès d'alumine).

No 12 Phanérobasalte à iddingsite, bytownite et andésine (et fœide)

Roche tantôt massive tantôt fortement clivée. Couleur gris foncé à gris-bleu. Caractérisée par une grande quantité de points rougeâtres qui sont de l'olivine iddingsitisée. Représentante d'une série d'épanchements dont l'épaisseur varie de 60 à 480 m. Associée parfois à des coulées de basanites à grosses analcimes (cf. no 485). Prélevé à 600 m à l'ESE de Joistan.

Structure holo- à hémicristalline porphyrique à phénocristaux d'olivine (iddingsite) et plagioclase. Matrice pilotaxitique à intergranulaire.

Analyse modale:

Phénocristaux:	plagioclase	pyroxène			
	14,3	11,2			
Matrice:	iddingsite	plagioclase	verre	foïde	magnétite
	11,2	43,4	7,2	1,7	10,8

Composition d'un phanérobasalte à iddingsite.

Phénocristaux de plagioclase

Idiomorphes, tabulaires selon (010), 1 à 3 mm de côté, fortement protoclastiques, frais, macles habituelles (Albite, Carlsbad, Roc-Tourné, Banat), presque pas zonés, très rares franges d'orthose.

Bytownite à An 73 HT et $2 V_{\gamma} = 88^{\circ}$.

Phénocristaux d'olivine:

Pseudomorphoses complètes d'iddingsite rouge-brun, idiomorphes, en sections de 0,2 mm, clivages bien développés, léger pléochroïsme.

Phénocristaux de pyroxène:

Beiges, plus ou moins idiomorphes, de 0,1 à 0,5 mm, à extinction incomplète, macles rares, clivages typiques développés, glomérophyres fréquents, augite à augite diopsidique; entre nicols croisés, ils montrent une frange non identifiable de pyroxène jaune-doré (augite-aegyrinique?).

Matrice:

Composée de microlites de plagioclase (An 45), d'iddingsite, pyroxène, magnétite, ilménite, verre et analcime.

Norme standard:

Or	Ab	An	Ne	Di	Fo	Mt	Hm	Ru	Cp	Total
3,5	35,6	32,3	1,1	14,6	4,0	6,4	0,7	1,1	0,9	100,2
67,9 plag. An 48										

Composition d'une essexite faiblement foïdique, équivalent de la basanite.

Le calcul d'une variante adaptée aux mesures et fait sur la base de 14,3 % de plagioclase (73,5 An, 23,5 Ab, 3,0 Or arbitraire) et de l'augite no 8 (Tabelles de TRÖGER, 1938) donne les résultats suivants qui se laissent assez bien comparer au mode:

An	Ab	Or	An	Ab	Or	Di	Or	An	Ab	Anc
10,5	3,4	0,4	19,5	22,6	1,3	14,6	1,8	2,3	7,6	3,1
14,3 plag. An			43,4 plag. An			14,8 verre + foïde				
73,5 (phénocristaux)			45 (microlites)							
			Fo	Mt	Hm	Ru	Cp	Total		
			4,0	6,4	0,7	1,1	0,9	100,2		
			8,2 opaque							

La composition calculée correspond à la composition réelle, si bien que l'on peut appeler cette roche phanérobasalte à iddingsite, bytownite et andésine.

Unité tectonique II – Coupe de Karkabout

No 395 *Trachyandésite à olivine et augite*

Roche massive à cassure gris foncé et surface gris clair. Mégaphénocristaux noirs de pyroxène, plagioclase et olivine (taches rouille foncé). Représente une série de coulées totalisant une épaisseur de 160 m. Niveau le plus bas de l'Unité II A, se trouvant dans le noyau du grand anticlinal. Prélevé à 3,9 km au NNW du village de Karkabut.

Structure holocristalline porphyrique; matrice microcristalline monzonitique.

Analyse modale:

Phénocristaux:	plagioclase	pyroxène		
	30,0	11,6		
Matrice:	olivine	magnétite	orthose	plagioclase
	6,1	10,7	25,3	16,4

Composition d'une trachyandésite à olivine.

Mégaphénocristaux de pyroxène:

Idiomorphes à corrodés (2–3 mm), verdâtres protoclastiques, clivages moyennement développés, inclusions de magnétite et de verre, macles (100) fréquentes,

$$c \wedge n_{\gamma} = 41^{\circ}-43^{\circ} \text{ et } 2 V_{\gamma} = 54^{\circ},$$

probablement augite.

Mégaphénocristaux de plagioclase:

Labrador à An 53–55 HT et $2 V_{\gamma} = 77-78^{\circ}$, idiomorphes, tabulaires selon (010), 1–5 mm de section, macles polysynthétiques nombreuses (loi de l'Albite), alignements subparallèles, franges d'orthose.

Mégaphénocristaux d'olivine:

Pseudomorphoses complètes en serpentine et en magnétite; idiomorphes, 0,5–1 mm de section.

Matrice:

Plagioclase, orthose, pyroxène, magnétite, ilménite, hématite (et éventuellement biotite) et accessoires.

Norme standard:

Ne	Or	Ab	An	Di	Fo	Mt	Ru	Cp	Total
1,9	25,8	27,0	19,0	13,6	5,6	5,5	0,7	1,0	100,1
		46,0 plag. An 41				6,2			

Composition d'une syénodiorite faiblement fœidique, équivalent de la trachyandésite.

Une roche de cette composition serait une syénodiorite à fœide, olivine et pyroxène, de telle sorte que le terme de trachyandésite paraît sans autre justifié et suffisant pour la désigner. Le mode contient 30 % de plagioclase à 53–55 % d'An et $\sim 16,4\%$ de plagioclase de teneur en An non mesurable; le rapport des quantités des deux plagioclases est de 2 à 1. On peut donc estimer la composition du plagioclase de la mésostase au moyen de l'équation suivante:

$$\frac{2 \times \text{An } 53 + 11 \times \text{An } X}{3} = \text{An } 38,6,$$

$$X = \text{An } 9,8.$$

Malgré le peu de précision, on se rend compte de l'acidité de celui-ci (albite à oligoclase). Dans ce cas, l'orthose ne contiendrait que très peu de Ab.

No 286 *Phanérobasanite à analcime*

Roche massive vert foncé à mégaphénocristaux noirs de pyroxène. En alternance avec des agglomérats (et scories) sur une épaisseur de 185 m. Plusieurs horizons à amygdales. Couleur d'altération superficielle beige. Prélevé à 1,4 km à l'WNW de l'Imamzadeh Karkabout.

Structure holocristalline porphyrique à mégaphénocristaux de pyroxène monoclinique, phénocristaux de plagioclase et d'olivine, matrice hypidiomorphe à intergranulaire ou légèrement intersertale.

Analyse modale:

Phénocristaux:	pyroxène	plagioclase	olivine
	8,4	27,1	3,3
Matrice:	orthose + plagioclase		pyroxène
	35,4		7,4
	analcime + verre		magnétite
	11,8		6,6

Composition d'une basanite à analcime.

Mégaphénocristaux de pyroxène:

Idiomorphes de 1 à 10 mm, beiges, légèrement zonés, dispersion faible mais à caractère non analysable, clivages développés, contours parfois un peu corrodés, inclusions de magnétite et de verre, $c \wedge n_{\gamma} = 39-43^{\circ}$ et $2 V_{\gamma} = 55^{\circ}$; probablement augite commune.

Phénocristaux de plagioclase:

An 71 HT avec $2 V_{\gamma} = 85^{\circ}-86^{\circ}$, idiomorphes, tabulaires selon (010), sections selon (100) et (001) de 1 à 3 mm, macles nombreuses (spécialement Banat et Roc-Tourné), franges d'orthose, légèrement zonés avec noyau parfois assez altéré, légèrement proto-clastiques.

Phénocristaux d'olivine:

Idiomorphes de 1 à 3 mm de section, complètement transformés en un mélange de serpentine (chlorite?) et de calcite.

Matrice:

De plagioclase, orthose, magnétite, ilménite, pyroxène monoclinique, olivine serpentinisée, analcime et verre (plus éventuellement très peu de biotite). La distinction entre l'analcime et le verre est très difficile surtout lorsque ce dernier est très acide, car les deux indices de réfraction deviennent égaux.

Norme standard:

Or	Ab	An	Wo	Hy	En	Fo	Mt	Ru	Cp	Total
6,7	29,5	31,3	7,9	5,7	10,4	2,8	3,8	0,7	1,2	100,0
60,8 plag. An 50,7										

Composition d'un syénogabbro à pyroxène et olivine qui semble donc être un faciès hétéromorphe de la basanite. Le calcul d'une variante où Anc est fixé arbitrairement à 5 % donne les résultats suivants:

Or	Ab	An	Anc	Serpentine	Wo	Hy	En	Mt
0,8	7,0	19,3	5,0	3,1	7,9	11,0		6,3
27,1 plag. An 71			18,9 pyroxène					
Or 3								
Ab 26								
Or	Ab	An	Q	Total				
5,9	16,3	12,1	3,5	100,1				
28,4 plag. An 42,5								

Cette variante pose le problème de la nomenclature combinée (cf. JUNG et BROUSSE, 1959, p. 37) basée à la fois sur les cristaux présents et sur les virtualités du verre; en effet, le mode contient un foïde, tandis que le verre contient du quartz libre, coexistence inimaginable en soi si la roche n'est pas vitreuse. La seule désignation possible est dès lors celle de phanérobasanite à analcime (c'est-à-dire sans considérer les minéraux potentiels du verre).

No 282 *Basanite à analcime*

Roche massive grise à violette à mégaphénocristaux de plagioclase, pyroxène noir et olivine ocre. Plusieurs zones à amygdales. Epaisseur totale 118,5 m. Ces coulées reposent sur la série de basanites vert foncé du type no 286. Prélevé à 1,3 km à l'WNW de l'Imamzadeh Karkabout.

Structure holocristalline porphyrique à matrice ophitique.

Analyse modale:

Mégaphénocristaux: olivine
1,5

Phénocristaux:	plagioclase 25,7	pyroxène 2,6	magnétite 2,2
Matrice:	analcime 17,3	minéraux opaques 15,2	
	pyroxène 5,0	plag. + orthose + verre dévitrifié 30,4	

Composition d'une basanite à olivine.

Mégaphénocristaux de pyroxène:

Idiomorphes à glomérophyriques, trapus 2–3 mm de section, beiges à légèrement verdâtres, dispersion moyenne, clivages bien développés, inclusions de magnétite, macles selon (100) fréquentes; parfois intimement associés à l'olivine; probablement augite diopsidique.

Mégaphénocristaux de plagioclase:

Labrador de An 63–67 HT avec $2 V_\gamma = 80\text{--}81^\circ$ (moyenne 65), sections allongées plus ou moins également selon [100] et [001], tabulaires selon (010), idiomorphes, intensément macclés, fissuration protoclastique; légèrement zonés, contours parfois arrondis par corrosion, noyau en général un peu altéré, franges très minces d'orthose.

Mégaphénocristaux d'olivine:

Sections idiomorphes de 0,5 à 1 mm, pseudomorphoses complètes en magnétite, hématite, limonite et serpentine incolore (noyau).

Matrice:

A microlites de plagioclase, orthose, analcime en grains idiomorphes de 0,05 à 0,1 mm de section ou bien interstitielle, pyroxène, magnétite, ilménite, hématite, limonite et un peu de pâte dévitrifiée.

Norme standard:

Or	Ab	An	Ne	Wo	En	Fo	Mt	Hm	Ru	Cp	Total
16,3	32,0	21,7	7,9	3,5	3,5	6,8	3,2	3,1	0,8	1,3	100,1
53,7 plag. An 40				7,0 Di		7,1 opaque					

C'est la composition d'une essexite à pyroxène et olivine, faciès plutonique équivalent de la basanite.

Variante à analcime, pyroxène et olivine:

Or	Ab	An	Anc	Di	Fo	Mt	Hm	Ru	Cp
1,0	8,0	16,7	20,9	7,0	6,8	3,2	3,1	0,8	1,3
25,7 plag. An 65					7,1 opaque				

Or	Ab	An	Total
15,3	11,0	5,0	100,1

31,3 orthose + plagioclase + verre

L'accord avec le mode est satisfaisant, sauf pour les teneurs en minéraux opaques où la différence est de 10 %, bien que les analyses chimique et modale aient été effectuées sur le même échantillon. Malgré ce désaccord, la dénomination peut être maintenue.

En tenant compte des minéraux potentiels du verre, cette roche deviendrait une hyalobasanite à analcime, labrador et andésine.

No 278 *Phanérobasanite à analcime*

Roche massive gris-vert à mégaphénocristaux de pyroxène noir-verdâtre, de plagioclase et d'olivine de couleur rouille. Forme un banc (coulée) de 2,5 m de puissance. Située au-dessus d'autres basanites dont le no 282. Prélevé à 1,15 km à l'WNW de l'Imamzadeh Karkabout.

Structure holocristalline porphyrique à matrice intergranulaire.

Analyse modale

Mégaphénocristaux :	plagioclase 22,1	pyroxène 12,2	olivine 2,3
Phénocristaux :	analcime 5,9	magnétite + ilménite 2,3	
Matrice : 55,1% environ	{ 5% pyroxène 45% orthose + plagioclase + verre 5% minéraux opaques		

Composition d'une basanite à pyroxène et olivine.

Mégaphénocristaux de pyroxène:

Idiomorphes, parfois glomérophyriques, trapus, en sections de 5 mm environ; olivâtres, clivages moyennement développés, dispersion moyenne $R > V$, macles selon (100), contours parfois arrondis par corrosion, inclusions de magnétite surtout, $c \wedge n_{\gamma} = 43^{\circ}-44^{\circ}$; probablement augite diopsidique.

Mégaphénocristaux de plagioclase:

Labrador à An 64-65 HT avec $2 V_{\gamma} = 79-80^{\circ}$, sections allongées de 1 à 8 mm, tabulaires selon (010), idiomorphes, zonés avec récurrences en bandes très minces, légèrement protoclastiques, frais, texture sub-fluidale, macles habituelles dont Banat, minces franges d'orthose.

Mégaphénocristaux d'olivine:

Pseudomorphoses complètes en serpentine ou chlorite et minéraux opaques.

Phénocristaux d'analcime:

Grains trapézoïdaux, de 0,05 à 0,5 mm de section.

Matrice:

Plagioclase, orthose, pyroxène, minéraux opaques et accessoires.

Norme standard:

Or	Ab	An	Wo	En	Fo	Mt	Hm	Ru	Cp	Total
10,2	39,0	31,5	2,0	4,4	5,1	5,0	1,1	0,5	1,1	99,9
70,5 plag. An 45										

Composition d'une syénodiorite à pyroxène et olivine, faciès plutonique de la trachyandésite qui est donc un faciès hétéromorphe de la basanite à analcime.

En transformant Fo en En et une partie de Ab en Anc, on obtient la variante à analcime et pyroxène:

Or	Ab	An	Anc	Di	En	Mt	Hm	Ru	Cp
0,9	6,8	14,4	6,8	4,0	9,2	5,0	1,1	0,5	1,1
22,1 plag. An 65				13,2		6,6 opaque			
			Or	Ab	An	Total			
			9,3	23,7	17,1	99,9			
			40,8 plag. An 42						

Le calcul donne comme pyroxènes le diopside et l'enstatite, en désaccord avec le mode, mais rend compte quand même de l'hétéromorphie syénodiorite-essexite. L'olivine doit être formé à partir de En et Mt ce qui libère un peu de quartz qui demeure dans le verre.

No 277 *Basanite à analcime*

Roche massive grisâtre à mégaphénocristaux de plagioclase, de pyroxène vert-noirâtre et d'olivine ocre. Coulée de 4 m d'épaisseur. Toit des basanites à analcime. Prélevé à 1,1 km à l'WNW de l'Imamzadeh Karkabout.

Structure holocristalline porphyrique (photo 8).

Analyse modale:

Mégaphénocristaux:	plagioclase	pyroxène	olivine
	28,4	5,9	2,8
Phénocristaux:	analcime	magnétite + ilménite	
	7,4	2,5	
Matrice:	53,0		

Composition d'une basanite à analcime, pyroxène et olivine.

Mégaphénocristaux de pyroxène:

Idiomorphes de 2 à 4 mm de section, trapus, clivages développés, macles selon (100), dispersion très faible, $c \wedge n_{\gamma} = 38^{\circ}-44^{\circ}$ et $2 V_{\gamma} = 57^{\circ}-62^{\circ}$, inclusions de magnétite; probablement augite diopsidique.

Mégaphénocristaux de plagioclase:

Labrador à An 63–64 HT et $2 V_{\gamma} = 78-79$; idiomorphes, jusqu'à 1 cm de côté, tabulaires selon (010), frais, zonés, noyau fréquemment altéré, macles habituelles, signes de protoclaste, contours parfois arrondis, inclusions d'hématite, magnétite et verre.

Mégaphénocristaux d'olivine:

Pseudomorphoses complètes en serpentine, magnétite, hématite et limonite, sections de 0,5 mm environ.

Phénocristaux d'analcime:

En trapézoèdres idiomorphes de 0,3 à 0,4 mm de diamètre.

Matrice:

Composée de microcristaux de plagioclase, orthose, analcime, pyroxène, minéraux opaques et de quelques plages de pâte dévitrifiée.

Norme standard:

Or	Ab	An	Ne	Wo	En	Fo	Mt	Hm	Ru	Cp	Total
10,3	38,3	30,4	0,8	3,3	3,3	6,0	4,0	1,9	0,5	1,2	100,0
68,7 plag. An 44											

Composition d'une essexite à pyroxène et olivine, équivalent plutonique de la basanite. Il y a donc de nouveau la même hétéromorphie que dans plusieurs des échantillons précités. La variante correspondant au faciès réel se compose des minéraux:

Or	Ab	An	Anc	Di	Mt	Hm	Ru	Cp
1,1	9,4	17,9	7,4	6,6	4,0	1,6	0,5	1,2
28,4 plag. An 63				6,1 opaque				
En	Hy	Anc	Or	Ab	An	Total		
		(matrice)						
8,3	0,3	3,6	9,2	16,4	12,5	100,0		
28,9 plag. An 43								

Le résultat obtenu est satisfaisant et justifie la dénomination employée. En tenant compte du verre, on aurait une hyalobasanite à analcime, labrador et andésine.

No 68 A Phanérobasalte à augite et olivine

Roche massive vert foncé très dense sans mégaphénocristaux, formant une „couche“ de 80 m d'épaisseur. Annonce les basaltes andésitoïdes à iddingsite qui se trouvent au toit de la coupe. Prélevé à 3,4 km au N de Mariàn.

Structure hémicristalline microporphyrrique.

Analyse modale

Microphénocristaux:	plagioclase	pyroxène	olivine (serpentine)
	12,6	5,8	2,8
Matrice:	plagioclase	minéraux opaques	verre et microlite
79%	38,2	19,6	21,2

Composition d'un phanérobasilte à pyroxène et olivine.

Microphénocristaux de plagioclase:

Labrador à An 64–67 HT et $2V_{\gamma} = 79-82^{\circ}$; sections de 1 mm de long, tabulaires selon (010), idiomorphes, macles développées, frais, légèrement zoné d'une manière continue.

Microphénocristaux de pyroxène:

Idiomorphes, 0,2–0,5 mm de section, isolés ou glomérphyriques, extinction incomplète, beiges, légèrement zonés, macles pratiquement inexistantes, clivages peu développés, monocliniques; probablement augite.

Microphénocristaux d'olivine:

Idiomorphes, sections de 0,2 à 0,5 mm, pseudomorphoses complètes en serpentine (chlorite?) et magnétite.

Matrice:

Microlites de plagioclase, minéraux opaques et pyroxène, et verre.

Norme standard:

Q	Or	Ab	An	Wo	Hy	En	Mt	Ru	Cp	Total
3,4	7,2	31,7	29,8	2,0	0,3	16,4	6,5	0,8	1,8	99,9
61,5 plag. An 48,5										

Composition d'une syénodiorite à pyroxène (monzodiorite), faciès plutonique équivalent de la trachyandésite à pyroxène.

Variante calculée sur la base du plagioclase connu:

Or	Ab	An	Di	Mt	Ru	Cp	Fo
0,5	3,8	8,3	4,0	6,5	0,8	1,8	2,8
12,6 plag. An 66			9,1				
Or	Ab	An	En	Q			
6,7	27,9	21,5	11,0	4,3			
49,5 plag. An 43,5							
matrice							

La différence entre le mode qui contient de l'olivine (seule la serpentine a été comptée) et la norme qui contient du quartz n'offre aucune difficulté.

Les conditions volcaniques qui ont présidé à la formation de cette roche

n'ont simplement pas permis à l'olivine de réagir avec la silice pour donner du pyroxène.

Ainsi la variante possède la composition d'un hyalobasalte quartzifère à labrador et andésine (nomenclature combinée).

No 67 *Phanérobasalte porphyrique*

Roche vert foncé très compacte à mégaphénocristaux de pyroxène noir et de plagioclase blanc. Coulée de 2 m d'épaisseur, stratigraphiquement au-dessus de 68 A. Prélevé à 3,4 km au N de Mariàn.

Structure holocristalline porphyrique à matrice intersertale.

Analyse modale

Mégaphénocristaux :	plagioclase 29,1	pyroxène 17,1	olivine 0,5
Phénocristaux :	magnétite + ilménite 3,3		
Matrice: 43,0%	plagioclase 13,6	pyroxène 9,2	minéraux opaques 6,6
	accessoires 0,3	verre + chlorite 20,2	

Composition d'un basalte à pyroxène et olivine.

Mégaphénocristaux de pyroxène :

$c \wedge n_{\gamma} = 43^{\circ}$ et $2 V_{\gamma} = 48-61^{\circ}$, verdâtres, idiomorphes, trapus, jusqu'à 10 mm de section, parfois glomérphyriques; inclusions de magnétite, verre et plagioclase, dispersion moyenne, clivages bien développés, macles selon (100); probablement augite (diopsidique).

Mégaphénocristaux de plagioclase :

Labrador à An 63 HT et $2 V_{\gamma} = 79^{\circ}$, idiomorphes, en sections allongées de 2 mm, tabulaires selon (010), frais, zones internes de corrosion, légèrement zonés (réurrences), maclés (spécialement Banat), contours parfois arrondis.

Phénocristaux d'olivine :

Complètement serpentinisés, idiomorphes, verts, de 0,5 mm de section environ.

Matrice :

Verre de couleur olive (serpentinisé), plages orange (verre limonitisé?), plagioclases indéterminables, minéraux opaques et pyroxène.

Norme standard

Q	Or	Ab	An	Wo	Hy	En	Mt	Ru	Cp	Total
0,1	11,7	30,7	26,3	7,3	1,7	14,0	6,4	0,7	1,0	99,9
57,0 plag. An 45,5										

Composition d'une syénodiorite à pyroxène (monzodiorite), équivalent plutonique de la trachyandésite.

Dans le calcul de la variante, on s'est basé sur l'augite no 8 de TRÖGER (1935).

Augite	Or	Ab	An	Fo	Mt	Ru	Cp	Q	Or	Ab	An
23,4	1,2	9,5	18,5	4,0	5,3	0,6	1,0	1,8	10,3	20,3	4,0
29,2 plag. An 63,5				36,4 plag. + verre + orthose							

Si l'on s'en tient aux propositions de JUNG et BROUSSE, cette roche peut se désigner soit comme un hyalotrachybasalte à labrador et andésine, si l'on se base sur l'analyse chimique, soit comme un phanérobasalte mésohyalin à pyroxène et olivine.

No 293 A *Phanérobasalte à iddingsite*

Roche massive à amygdaloïde de couleur gris-bleu. Taches rouges d'iddingsite. En alternance avec des agglomérats et des scories de même composition sur 75 m environ. Se situe au toit de la série, juste au-dessous des Couches rouges. Prélevé à 1,8 km au N de Navis.

Structure hémicristalline pilotaxitique, légèrement porphyrique.

Analyse modale

Plagioclase	iddingsite	pyroxène	magnétite + ilménite	verre
48,5	12,6	24,6	9,5	4,8

Plagioclase:

Labrador à An 65–70 HT et $2V_{\gamma} = 80^{\circ}$ et plus; idiomorphe, frais, de 0,1 mm et de 0,5 à 1 cm de section, macles Albite, Carlsbad, Roc-Tourné, Péricline (rare).

Olivine:

Pseudomorphose complète en magnétite, iddingsite, hématite et serpentine (ou talc).

Pyroxène:

Beige, grains xénomorphes, extinction incomplète, en association intergranulaire avec les plagioclases.

Magnétite:

En partie produite par la serpentinisation de l'olivine, répartie uniformément dans toute la roche.

Verre:

De couleur vert clair, interstitiel; indice de réfraction bas.

Norme standard

Or	Ab	An	Wo	Hy	En	Fo	Mt	Ru	Cp	Total
10,5	32,8	26,2	5,7	0,4	14,0	1,2	6,7	0,9	1,6	100,0
59,0 plag. An 44,5										

Composition d'une syénodiorite (monzodiorite) à pyroxène et olivine, équivalent de la trachyandésite.

Une variante sur la base de serpentine et d'augite no 7 de TRÖGER (1935) se présente ainsi:

Or	Ab	An	Augite	Serpentine	Mt	Hm	Ru	Cp	Total
10,3	31,6	24,5	19,7	6,7	2,6	2,1	0,9	1,6	100,0
56,1 plag. An 43,5					5,6				

Elle se compare assez bien au mode, sauf en ce qui concerne la basicité du plagioclase. Il faut noter à ce sujet que les plagioclases sont de taille assez variable et qu'il est fort possible que les plus petits d'entre eux soient beaucoup plus acides que les autres, qui ont pu être mesurés. Il s'agit donc d'un hyalo-trachybasalte à augite selon la nomenclature combinée.

No 485 *Phanérobasanite à grosse analcime*

Roche massive grisâtre à mégaphénocristaux trapézoïdaux d'analcime et mégaphénocristaux blancs de plagioclase (photo 9). La désintégration granulaire et l'altération superficielle permettent de recueillir les cristaux d'analcime crème qui présentent un habitus trapézoïdal presque parfait et un diamètre pouvant atteindre 2 cm. Ce type de roche se trouve en intercalation avec les phanérobasaltes à iddingsite aussi bien dans l'Unité I que dans l'Unité II A. Cependant, il y a dans cette dernière une accumulation spéciale entre Dizan et Parachàn, où ils sont au toit de la série, c'est-à-dire en contact immédiat avec les conglomérats des Couches rouges. Prélevé à 300 m au SW de Khikàn.

Structure hémicristalline porphyrique à matrice intersertale.

Analyse modale

Analcime	plagioclase dans analcime		plagioclase en phénocristaux	
17,0	6,5		10,5	
<i>Matrice:</i>	olivine	plagioclase	minéraux opaques	verre
	2,1	22,9	6,0	20,9
	pyroxène	chlorite		
	9,1	4,9		

Composition d'une basanite à analcime.

Mégaphénocristaux d'analcime:

Identifiés aux rayons X, clivage octogonal, idiomorphes (trapézoèdre), jusqu'à 2 cm de section, tout à fait isotropes pour la lumière. Fait très remarquable, ils contiennent des plagioclases ordonnés en zones concentriques (traces de (010) parallèles aux faces du trapézoèdre) (photo 10).

BROUSSE (1961) cite un cas analogue pour les analcimes des ordanchites du Mt Dore; ce sont toutefois des pyroxènes et non des plagioclases qui sont en zones concentriques. Le fait est aussi à rapprocher des inclusions bien connues de la leucite, comme dans les laves du Vésuve par exemple.

Les plagioclases inclus dans les cristaux d'analcime ont une composition peu variable autour de 60% d'An HT avec $2 V_{\gamma} = 77^{\circ}$. Très fissurés, idiomorphes, clivage (001) très développé, section allongée de 3–4 mm, peu zonés, fissures remplies de matériaux limoniteux, macles habituelles (y compris Péricline peu fréquent).

Mégaphénocristaux de plagioclase:

Labrador à An 57–62 HT avec $2 V_{\gamma} = 76^{\circ}$ – 78° , donc composition identique aux plagioclases inclus dans l'analcime ce qui montre bien l'existence primaire de cette dernière.

Phénocristaux d'olivine:

Pseudomorphoses complètes en serpentine verdâtre et matériaux limoniteux, de 0,5 à 0,8 mm de section.

Matrice:

Plagioclase, orthose, verre (+ chlorite), pyroxène monoclinique et minéraux opaques.

Norme standard

Or	Ab	An	Hy	En	Fo	Cord	Mt	Ru	Cp	Total
14,5	47,0	24,8	0,9	2,0	1,8	3,3	4,1	0,5	1,3	100,2
71,8 plag. An 34,5										

Composition d'une syénodiorite à (cordiélite), pyroxène et olivine, équivalent plutonique de la trachyandésite. La basanite réelle est donc ici aussi un hétéromorphe de la trachyandésite. La variante rendant compte de cette hétéromorphie est la suivante (augite no 7 de TRÖGER):

Augite	Or	Ab	An	Ab	An	Anc	Olivine	Mt	Ru	Cp
9,1	0,7	6,1	10,2	19,2	7,3	17,0	1,6	3,6	0,5	1,3
17,0 plag. An 60			26,5 plag. 27,5			4,1				
		Or	Q	C	Total					
		13,6	6,3	3,8	100,3					
		24,4 verre								

Ainsi, le calcul justifie l'appellation de phanérobasanite à analcime.

Unité tectonique III

No 71 Phanérotachybasalte

Roche brune à vert sombre, massive, à mégaphénocristaux de pyroxène et de plagioclase noir et à taches rouille (olivine). Coulée de 2 m d'épaisseur. Prélevé à 2,1 km à l'E de Dizàn.

Structure hémicristalline porphyrique à matrice intersertale.

Analyse modale

Mégaphénocristaux:	plagioclase total	pyroxène	olivine (serpentinisée)
	36,8	13,1	3,4

Matrice:	orthose	pyroxène	verre
	19,2	6,4	11,4
	minéraux opaques	accessoires	
	9,3	0,4	

Composition d'un phanérotrachybasalte à pyroxène et olivine.

Mégaphénocristaux de pyroxène:

$c \wedge n_{\gamma} = 41^{\circ}$ et $2 V_{\gamma} = 55^{\circ}$, beiges à légèrement verdâtres, idiomorphes mais à contours arrondis et corrodés, protoclastiques, sections de 5 mm environ, trapus, clivages peu développés, macles selon (100), dispersion axiale moyenne, inclusions de magnétite et verre (chloritisé et limonitisé) et plagioclase; probablement augite diopsidique.

Mégaphénocristaux de plagioclase:

Labrador à An 65 HT et $2 V_{\gamma} = 80^{\circ}$, idiomorphes, franges d'orthose, légèrement zonés, 2-3 mm, intensément maclés, protoclastiques (fissures colmatées par matériaux limoniteux), inclusions de verre et magnétite.

Mégaphénocristaux d'olivine:

Pseudomorphoses complètes en serpentine brun-vert et limonite plus magnétite.

Matrice:

De plagioclase, orthose, pyroxène, minéraux opaques, verre limonitisé et chloritisé (jaunâtre) et accessoires (apatite claire), éventuellement un peu de quartz libre interstitiel.

Norme standard

Q	Or	Ab	An	Wo	Hy	En	Mt	Ru	Cp	Total
3,1	21,0	28,3	19,2	8,3	1,6	11,9	5,1	0,6	0,9	100,0
47,5 plag. An 40,5										

Composition d'une syénodiorite à pyroxène, équivalent de la trachyandésite. La variante à pyroxène, olivine et plagioclase basique (An 65) est la suivante:

Or	Ab	An	Or	Di	Fo	Mt	Ru	Cp	Q	Ab	Total
1,4	13,3	19,2	19,6	16,6	3,5	5,4	0,6	0,9	4,5	15,0	100,0
33,9 plag. An 65						6,0					

Cette composition s'approche assez bien de la composition modale sauf pour la teneur en verre. Cette différence provient probablement du fait que tout le plagioclase a été calculé sur la base d'une teneur en An de 65%, ce qui ne doit pas être réalisé pour la partie de celui-ci comprise dans la matrice. Sur la base combinée (mode plus norme), la roche est à désigner comme un hyalo-trachybasalte quartzifère. Sans tenir compte du verre, elle est un phanéro-trachybasalte.

*Unité tectonique IV A***No 297** *Phanérotrachylabradorite*

Roche gris foncé, massive à mégaphénocristaux de plagioclase tabulaire. Coulée de 2,5 m d'épaisseur se trouvant dans la partie inférieure de la série. Prélevé à 3,1 km au SSW du Col de Shirbash.

Structure hémicristalline porphyrique à matrice hyalopilitique.

Analyse modale

Mégaphénocristaux: plagioclase pyroxène
33,6 0,9

Matrice: 64,7 (plagioclase, orthose, minéraux opaques, pyroxène, verre)

Composition d'une trachylabradorite.

Mégaphénocristaux de plagioclase:

Labrador à An 58–60 HT; idiomorphes à fortement résorbés et arrondis, sections de 2–5 mm passablement altérés (séricite, chlorite), macles habituelles, inclusions de verre plus matériel opaque, légèrement protoclastiques (fissures colmatées par du verre).

Mégaphénocristaux de pyroxène:

Monocliniques, incolores, clivages développés, arrondis par corrosion, macles selon (100), probablement augite commune.

Mégaphénocristaux d'olivine:

Complètement pseudomorphosés en magnétite, serpentine et calcite.

Matrice:

Microlites de plagioclase, orthose, pyroxène, minéraux opaques et rares paillettes de biotite noyés dans une gangue de verre brunâtre à opaque.

Norme standard

Q	Or	Ab	An	En	Cord	Mt	Hm	Ru	Cp	Total
3,0	30,2	38,5	19,8	0,7	2,9	1,6	1,9	0,5	1,0	100,1
58,3 plag. An 34				4,0						

Composition d'une syénodiorite à enstatite et coordiérte, équivalent plutonique de la trachyandésite. En se basant sur la teneur en plagioclase, de composition connue, on obtient la variante suivante:

Or	Ab	An	En	Cord	Mt	Hm	Ru	Cp	Q	Or	Ab
1,4	12,4	19,8	0,7	2,9	1,6	1,9	0,5	1,0	3,0	28,8	26,1
33,6 plag. An 59				4,0 opaque				57,9 verre			

Total 100,1

Le verre a la composition virtuelle d'une monzonite quartzifère. D'après la nomenclature combinée, il s'agit d'une hyalotrachylabradorite quartzifère à albite.

2. Filons, filons-couches et laccolites tertiaires

No 136 *Phanérobasanite mésohyaline*

Roche massive gris foncé à mégaphénocristaux de pyroxène noir et taches rouille. Filon faisant partie d'un essaim coupant les phanérobasanites de l'Unité II A entre Joistan et Laravân. De 2 à 3 m d'épaisseur sans phénomène quelconque de contact. Prélevé à 3 km au Nord de Joistan.

Structure holocristalline porphyrique à matrice intersertale.

Analyse modale

Mégaphénocristaux:	plagioclase		pyroxène
	26,7		12,2
Matrice:	orthose	plagioclase	pyroxène
	19,6	4,2	6,5
			analcime
			14,5
	minéraux opaques	verre	
	13,4	2,6	

Composition d'une phanérobasanite.

Mégaphénocristaux de pyroxène:

$c \wedge n_{\gamma} = 44^{\circ}$ et $2 V_{\gamma} = 54^{\circ}$, sections de 5 mm environ, idiomorphes, verdâtres avec léger pléochroïsme, protoclastiques, clivages bien développés, dispersion axiale, inclusions de magnétite surtout, macles selon (100), parfois glomérphyriques; probablement augite.

Mégaphénocristaux de plagioclase:

Labrador à An 65 HT et $2 V_{\gamma} = 80^{\circ}$, sections allant jusqu'à 5 mm, idiomorphes, tabulaires selon (010), intensivement maclés (beaux exemples de macles du Banat), frange d'orthose, assez fortement zonés, zones internes concentriques de corrosion, noyau parfois altéré.

Mégaphénocristaux d'olivine:

Complètement remplacés par un mélange de magnétite, hématite et iddingsite dans de moindres proportions.

Matrice:

Plagioclase, orthose, analcime, pyroxène, minéraux opaques, pâte dévitrifiée et accessoires.

Norme standard

Q	Or	Ab	An	Wo	En	Mt	Hm	Ru	Cp	Total
0,4	14,7	35,4	27,5	4,4	9,5	3,8	2,4	0,7	1,2	100,0
		62,9 plag. An 44				6,9				

Composition d'une syénodiorite à pyroxène, équivalent de la trachy-andésite.

Variante à analcime et augite no 5 de TRÖGER:

Or	Ab	An	Anc	Augite	Hm	Ru	Cp
1,1	8,2	17,4	14,5	15,7	4,4	0,7	1,2
26,7 plag. An 65				5,1 opaque			
	Q	En	Or	Ab	An	Total	
	3,3	3,2	13,4	8,1	8,8	100,0	
				16,9 plag. An 52			

La teneur en Or est trop basse et peut être rapprochée de la composition modale en supposant que l'orthose est riche en Ab, ce qui abaisserait du même coup la teneur trop forte en plagioclase de la norme. La plus grande différence réside dans la teneur en minéraux opaques qui est trois fois trop faible dans la variante. Malgré cela, la roche reste une hyalobasanite à analcime et augite, faciès hétéromorphe de la trachyandésite, comme dans les cas précédents.

No 35 *Phanérolabradorite*

Roche grisâtre compacte à phénocristaux blancs de plagioclase. Filon de 2 à 3 m d'épaisseur coupant la série conglomératique et les calcaires fossilifères de Lambaràn entre Khuchiré et Lambaràn. Prélevé à 1,5 km au NE de Khuchiré.

Structure hémicristalline intersertale. Cristaux de plagioclase baignant dans une gangue de calcite et de verre chloritisé.

Analyse modale

Plagioclase	calcite	pâte dévitrifiée	magnétite
60,0	26,8	8,0	5,2

Composition d'une phanérolabradorite.

Plagioclase:

Labrador à An 64–67 HT, qui est zoné, idiomorphe de 0,2 à 1 mm, frais, sauf le noyau. Exemple de cristal zoné:

noyau An 67 BT,
bord An 55 HT.

En général au-dessus de 60% d'An, cristaux de BT et au-dessous de 60% d'An, cristaux de HT; macles habituelles dont celle du Banat.

Calcite:

Interstitielle et en pseudomorphose de pyroxène et olivine.

Magnétite:

En cristaux (\varnothing 0,03 mm) répartis uniformément dans toute la roche, en grains très petits (\varnothing 0,002 mm) associés aux pseudomorphoses.

Verre:

Verdâtre dévitrifié (calcédoine, chlorite, etc.).

Norme standard

Dans les tableaux nos III et IV, cet échantillon a été marqué d'un astérisque. Les compositions reproduites à cet endroit ont été calculées sans tenir compte de la calcite (respectivement CO₂). La base où la calcite a été calculée ainsi que la norme standard qui en dérive sont celles-ci (mises en parallèle avec celles des tableaux III et IV):

	Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Fo	Fa	Fs	Cc	Ru	Cp	Total
*	29,9	3,8	23,3	10,5	—	10,1	4,5	4,0	11,0	1,1	1,8	100,0
	27,1	3,8	23,3	16,3	8,1	10,1	4,5	4,0	—	1,1	1,8	100,1

Norme standard (cata)

	Q	Or	Ab	An	Cc	Wo	Ne	Hy	Fa	En	Fo	Mt
*	2,7	6,3	38,8	17,5	11,0	—	—	3,3	—	13,5	—	4,0
	—	6,3	25,8	27,2	—	10,8	7,8	2,2	0,8	8,6	3,7	4,0

53,0 plag. An 51

	Ru	Cp	Total
*	1,1	1,8	100,0
	1,1	1,8	100,1

Théralite à pyroxène et olivine, équivalent plutonique de la basanite.

Dans le premier cas, il y a une teneur de 56,3 de plagioclase à 31% d'An, tandis que dans le second il y en a 53 à 51%.

Les différences que montre la norme standard à calcite vis-à-vis du mode s'expliquent ainsi:

1. La calcite normative équivalente ne peut être comparée directement aux données volumétriques du mode, car elle possède un volume équivalent très élevé de 36,8 et donc très différent des volumes habituels situés entre 15 et 22. Si l'on transforme la norme équivalente en norme volumétrique, on obtient 18,5% de calcite, chiffre déjà plus proche de la réalité. Et la teneur en plagioclase s'abaisse à 52,5, celle de (En plus Hy) à 14,6 et celle en Mt à 2,7.
2. La différence de teneur en anorthite du plagioclase doit son existence à l'altération des noyaux en séricite, saussurite, etc.
3. Il se pourrait donc qu'une partie du calcium liée à l'anhydride carbonique provienne de l'altération des plagioclases (chaux feldspathisable) tandis que l'autre proviendrait des pyroxènes (chaux non feldspathisable).

Composition d'un syénogabbro (monzogabbro à leucomonzogabbro) quartzifère à pyroxène, équivalent de la trachylabradorite.

Variante à diopside, olivine et ilménite:

Or	Ab	An	Di	Fo + Fa	Or	Ab	An	Ilm	Mt	Cp
1,7	14,1	25,7	9,0	0,9	10,1	14,1	5,0	1,7	5,7	1,2
41,5 plag. An 62			29,2 plag. An 26			7,4				
			+ orthose							
			Q (En + Hy)		Total					
			6,4 4,4		100,0					
			10,8 verre							

Cette composition s'approche bien de celle du mode; c'est une hyalotrachylabradorite quartzifère à labrador, oligoclase, pyroxène et olivine. L'absence de différence entre les diagnostics du mode et de la norme justifie la suppression du préfixe phanéro.

No 139 *Phanérotrachylabradorite à pyroxène et olivine*

Roche massive brun foncé à mégaphénocristaux foncés de plagioclase. Un exemple parmi les filons et filons-couches traversant les schistes noirs de l'Unité I. Echantillon prélevé à 1 km à l'E du Tchaï-khané Lambaràn au bord du chemin menant à Dehdar. Phénomènes de cuisson au contact des schistes encaissants.

Structure hémicristalline porphyrique à matrice intersertale.

Analyse modale

Mégaphénocristaux de plagioclase 29,7

Phénocristaux:	pyroxène	olivine	magnétite
	12,0	6,7	3,8
Matrice	verre (y compris orthose)		plagioclase
	27,1		20,8

Composition d'une phanérolabradorite à pyroxène et olivine.

Mégaphénocristaux de plagioclase:

Sections allongées de 3 à 9 mm, tabulaires selon (010), épaisseur atteignant 3 mm, idiomorphes, contours arrondis par corrosion pour les plus grands cristaux; parfois corrosion très profonde amiboïdale; fissures protoclastiques colmatées par du verre limoniteux, très nombreuses inclusions de matériaux opaques (verre dévitrifié?), intensivement maclés selon les lois à plan de croissance (010); un gros cristal très corrodé montre An 74 HT avec $2V_\gamma = 89^\circ$ les autres montrent An 65-67 avec $2V_\gamma = 80^\circ-82^\circ$.

Phénocristaux de pyroxène:

$c \wedge n_\gamma = 40^\circ$ avec $n_\gamma - n_\alpha = 0,023$; idiomorphes, 2-3 mm de section, clivages bien développés, macles selon (100), très légère dispersion $R > V \perp n_\gamma$, contours parfois corrodés; probablement augite diopsidique.

Phénocristaux d'olivine:

Pseudomorphoses en serpentine, limonite et quartz.

Matrice:

De verre brun foncé à pigments ferrugineux et de verre serpentinisé jaunâtre, plagioclase (\sim An 40), pyroxène et minéraux opaques (magnétite et ilménite).

Norme standard

Q	Or	Ab	An	Wo	Hy	En	Mt	Ru	Cp	Total
2,7	16,5	29,6	28,4	4,8	1,2	9,7	5,5	0,8	0,9	100,1
58,0 plag. An 49										

Composition d'une syénodiorite à pyroxène, équivalent plutonique de la trachyandésite.

Variante à diopside et olivine:

Or	Ab	An	Ab	An	Di	En + Hy	Fo	Fa	Mt	Ru
1,2	9,2	19,3	11,7	9,1	9,6	0,7	6,0	0,7	3,8	0,8
29,7 plag. An 65			20,8 plag. An 44		10,3 pyroxène		6,7 olivine		4,6	
			Cp	Q	Or	Ab	Total			
			0,9	3,2	15,3	8,7	100,2			
			27,2 verre							

Bonne correspondance avec le mode. Selon la nomenclature combinée, il s'agit d'une hyalotrachylabradorite à andésine, pyroxène et olivine.

No 202 *Trachybasalte à pyroxène, olivine et biotite*

Roche massive grise truffée de mégaphénocristaux de pyroxène noir avec plagioclases dans les interstices (photo 12). Représentant de toute une série de filons et filons-couches affleurant dans les schistes noirs de l'Unité I à 2,2 km à l'E de la Tchaï-khané Lambaràn au bord du chemin menant à Dehdar.

Structure hémi- à holocristalline porphyrique.

Analyse modale

Mégaphénocristaux:	pyroxène	plagioclase			
	41,0	26,0			
Matrice:	verre et ou orthose	olivine	pyroxène	magnétite	biotite
	19,6	3,1	2,5	3,7	3,9
	accessoires				
	0,3				

Composition d'un trachybasalte à pyroxène (et olivine).

Mégaphénocristaux de pyroxène:

Idiomorphes à glomérophyriques, beiges, jusqu'à 1 cm de section, $c \wedge n_\gamma = 39-42^\circ$ et $2 V_\gamma = 50-55^\circ$, clivages bien développés, dispersion moyenne (extinction incomplète), macles selon (100) fréquentes, inclusions de magnétite, verre serpentinisé, olivine et plagioclase, contours attaqués par corrosion (résorption), fissurés, probablement augite diopsidique.

Mégaphénocristaux de plagioclase:

Labrador à An 67 HT, jusqu'à 4 mm de long, tabulaires selon (010), assez altérés, légèrement zonés, franges d'orthose, macles habituelles.

Mégaphénocristaux d'olivine:

Jusqu'à 2 mm de section, idiomorphes à grenus, contours et fissures en voie de serpentinisation avec formation de magnétite et biotite enrobant la magnétite, $2 V_\gamma = 88^\circ$ (\rightarrow forstérite).

Matrice:

Orthose assez altérée ou pâte dévitrifiée, biotite, pyroxène monoclinique, minéraux opaques et accessoires.

Norme standard:

Or	Ab	An	Ne	Wo	Hy	En	Fo	Fa	Mt	Ru	Cp	Total
14,0	9,0	19,3	5,1	18,9	5,2	13,7	7,1	0,8	5,3	0,8	0,9	100,1
28,3 plag. An 68				37,8 Di			7,9					

Composition d'une théralite à pyroxène et olivine. Le mode contient 3,9 Bi dont le calcul livre la variante:

Or	Ab	An	Bi	Di	Fo + Fa	Mt	Ru	Cp
0,8	7,8	17,4	3,9	37,8	5,7	5,3	0,8	0,9
					olivine			
26,0 plag. An 67					6,1 opaque			
	Or	Ab	An	Ne	Total			
	10,8	3,0	1,9	4,0	100,1			
19,7 verre et ou orthose								

Cette variante se compare assez bien au mode, donc justifie la désignation indiquée plus haut. De plus cette concordance relativement bonne indique que l'augite doit posséder une composition très proche de celle du diopside.

No 267 Monzonite à pyroxène et olivine

Roche massive grenue claire à débit plus ou moins cubique. Représentante du filon-couche ou laccolite de même nature intercalé dans les tufs du Sât au SE de ce même sommet. Prélevé à 4,5 km au NNW de l'Imamzadeh Karkabout.

Structure holocristalline monzonitique, c'est-à-dire plagioclase idiomorphe et orthose xénomorphe.

Analyse modale

Plagioclase	orthose	pyroxène	olivine	chlorite + serpent. + biotite
36,0	32,5	18,5	5,5	4,0
magnétite + ilménite				
3,2				

Composition d'une monzonite à pyroxène et olivine.

Plagioclase:

Labrador à An 60–64 HT; idiomorphe, baguettes (sections) de 1 à 3 mm de longueur, intensivement maclé, frais, fissures très minces remplies de matériaux ferrugineux. Les gros cristaux sont très altérés.

Pyroxène:

Monoclinique, $c \wedge n_\gamma = 39-41^\circ$ avec $2 V_\gamma = 51^\circ$ et $n_\gamma - n_\alpha = 0,023$; beige, clivages très marqués, idiomorphe, macles selon (100); inclusions de verre serpentinisé verdâtre, magnétite et olivine; parfois en relation kelyphitique avec l'olivine; faible dispersion; parfois résorbé avec formation de biotite.

Olivine:

Optiquement plus ou moins neutre (12–15% Fa), contours serpentinisés (avec formation de matériaux limoniteux et de carbonate, magnésite?).

Magnétite:

Souvent enrobée d'une mince frange de biotite.

Norme standard

Q	Or	Ab	An	Wo	Hy	En	Mt	Ru	Cp	Total
7,3	19,7	26,2	23,4	7,2	8,8	3,7	2,1	0,7	1,0	100,1
49,6 plag. An 47										

Composition d'une syénodiorite quartzifère à pyroxène.

Le plagioclase moyen comporte 47 An et est en quantité bien supérieure à celle du mode; c'est l'inverse pour l'orthose. Comme orthose et plagioclase ont des volumes équivalents à peu près semblables (21,8 et 20,5 environ), on peut comparer directement mode volumétrique et pourcentage d'équivalents pour en tirer la composition de l'orthose telle qu'elle apparaît dans la variante:

Q	Or	Ab	An	Or	Ab	Di	Hy + En	Fo	Fa
8,4	1,4	12,9	23,4	18,3	13,3	14,4	0,9	1,0	2,3
37,7 plag. An 62				31,6 orthose riche en Ab		3,3 olivine			
				Mt	Ru	Cp	Total		
				2,1	0,7	1,0	100,1		
				2,8 opaque					

Grosso modo, la concordance est bonne sauf pour la teneur en Q de 8,4 qui ne s'explique guère à moins qu'il ne soit intimément associé à la chlorite et à la serpentine interstitielle. Le rapport orthose – feldspaths est rétabli et ramène la composition de la roche dans le champ monzonitique. La variante livre un granite monzonitique peu quartzique alors que d'après le mode on a une monzonite.

No 270 *Monzonite à pyroxène et olivine*

Roche massive grenue de même aspect que le no 267. Echantillon du même filon-couche que le no 267, prélevé 42 m plus haut dans la coupe.

Structure holocristalline monzonitique.

Analyse modale

Plagioclase	orthose	pyroxène	olivine	magnétite ilménite
32,3	31,4	25,5	4,2	5,4
biotite	accessoires			
0,8	0,4			

Par rapport au no 267, plus finement grenue. Les caractéristiques des différents minéraux sont plus ou moins les mêmes; on n'y reviendra pas sauf pour:

1. Plagioclase nettement en 2 générations:
 - gros plagioclases An 58–64 HT et 2 $V_y = 77-78^\circ$;
 - petits plagioclases (\varnothing environ 0,3 mm).
2. Pyroxène plus petit et plus résorbé.
3. Olivine complètement pseudomorphosée en serpentine (et chlorite).
4. Comme dans le no 267, la biotite semble être un produit de réaction du pyroxène avec le bain résiduel.

Norme standard

Or	Ab	An	Wo	Hy	En	Fo	Mt	Ru	Cp	Total
19,7	25,4	23,2	5,6	5,7	9,2	6,5	3,3	0,6	0,8	100,0
48,6 plag. An 52,3						3,9				

Composition d'un syénogabbro à pyroxène et olivine. Comme dans l'échantillon précédent, le rapport feldspath alcalin – feldspath total ne correspond pas à celui du mode et la teneur en anorthite du plagioclase est trop basse. La variante à orthose riche en albite est la suivante:

Or	An	An	Or	Ab	Bi	Fo	Di	Hy	En	Mt	Ru
1,5	12,3	23,2	17,8	13,1	0,8	5,3	11,2	3,7	6,4	3,3	0,6
37,0 plag. An 63			30,9 orthose				21,3			3,9 opaque	
					Cp	Total					
					0,8	100,0					

La correspondance est déjà meilleure mais encore imparfaite. Toutefois la norme montre aussi, malgré cette différence, une composition monzonitique et la roche est une monzonite à pyroxène et olivine.

No 314 *Syénogabbro à pyroxène et olivine*

Roche massive grenue très sombre affleurant sous forme de filon-couche au contact schistes-coulées de l'Unité IV. Couleur d'altération superficielle brun clair; en ce cas, les pyroxènes noirs se détachent sur le fond plus clair. Echantillon prélevé dans la chaîne Shirbash-Ushgar, sur le versant S de celle-ci.

Structure holocristalline monzonitique à grain moyen.

Analyse modale

Plagioclase	orthose	pyroxène	serpentine, chlorite, etc.	magnétite + ilménite
38,3	26,8	13,3	19,4	2,1

Composition d'une monzonite à pyroxène et olivine.

Plagioclase:

Labrador à An 56–63; idiomorphe, de 1 à 3 mm de section allongée, frais à altéré, macles serrées; inclusions de verre et magnétite; fissures très minces remplies de matériaux limoniteux, clivages selon (001) bien développés, zones internes de corrosion.

Pyroxène:

$c \wedge n_{\gamma} = 38-42^{\circ}$ avec $2 V_{\gamma} = 51-53^{\circ}$; idiomorphe, de 2 à 5 mm de section, macles selon (100), clivages bien développés, beige, contours corrodés, poécilitique et proto-clastique; probablement augite.

Olivine:

Pseudomorphoses complètes en serpentine et chlorite avec formation de magnétite.

Norme standard

Or	Ab	An	Wo	Hy	En	Fo	Mt	Ru	Cp	Total
17,9	27,0	26,5	7,6	3,2	5,2	6,6	4,6	0,6	0,9	100,1
53,5 plag. An 49,5										

Composition d'une syénodiorite à pyroxène et olivine. Comme dans les nos 267 et 270, l'orthose normative est trop peu abondante et le plagioclase normatif est trop acide, ce qui signifie que l'orthose est riche en albite ainsi que le montre la variante:

Or	Ab	An	Or	Ab	Di	Hy	Fo	Mt	Ru	Cp	Total
1,7	16,3	26,5	16,2	10,7	15,2	0,8	6,6	4,6	0,6	0,9	100,1
44,5 plag. An 59,5			26,9 orthose		16,0 pyroxène		5,2				

C'est la composition d'un syénogabbro à pyroxène et olivine, presque à la limite avec le domaine monzonitique.

No 381 *Monzonite à olivine et augite*

Roche vert sombre, massive à mégaphénocristaux noirs de pyroxène. Filon-couche (20 m d'épaisseur) à la base des coulées supérieures de l'Unité IV. Prélevé sur le flanc S du Bamebergà.

Structure holocristalline monzonitique à grain fin.

Analyse modale

Plagioclase	orthose	pyroxène	magnétite + ilménite	feldspath altéré (zoïsité-épidote-séricite)
33,0	28,7	15,5	10,2	10,0
serpentine				
2,4				

Composition d'une monzonite à pyroxène, même si tout le feldspath altéré est du plagioclase.

Plagioclase:

Labrador à An 58–65 HT et avec $2 V_{\gamma} = 79-81^{\circ}$; idiomorphe, 1 à 2 mm, de section allongée, macles habituelles; un peu altéré.

Pyroxène:

$c \wedge n_{\gamma} = 39^{\circ}-43^{\circ}$ avec $2 V_{\gamma} = 52^{\circ}-57^{\circ}$; couleur beige, idiomorphe avec contours corrodés, macles selon (100), clivages développés, fissuré, parfois glomérphyrique, parfois sous forme de manteau de réaction autour de l'olivine serpentinisée, section trappue jusqu'à 2–3 mm de long.

Olivine:

Complètement pseudomorphosée en serpentine verte et magnétite.

Orthose:

Interstitielle et en franges autour du plagioclase, en partie altérée.

Accessoires:

Titanite rare et apatite très petite.

Magnétite:

Cristaux primaires et secondaires dus à la serpentinitisation.

Norme standard:

Ne	Or	Ab	An	Wo	Hy	En	Fo	Mt	Ru	Cp	Total
0,5	17,8	30,9	23,5	5,7	3,2	2,5	9,8	4,7	0,6	0,8	100,0
		54,4 plag.		11,4 Di				5,3			
		An 43									

Composition d'une syénodiorite à pyroxène et olivine. La même différence que précédemment avec le mode que dans les nos 267, 270, etc. L'orthose doit donc comporter une notable proportion de Ab. Pour le calcul de la variante, on admet que tout le feldspath altéré se compose de plagioclase:

Or	Ab	Ab	An	Ne	Di	Fo	Mt	Ru	Cp	Total
17,8	15,2	15,7	23,5	0,5	11,4	9,8	4,7	0,6	0,8	100,0
33,0		39,2 plag.					5,3 opaque			
orthose		An 60								

L'accord est assez bon avec le mode et justifie la désignation de monzonite à olivine et augite.

No 382 *Syénogabbro à olivine*

Roche vert foncé, massive à altération beige. Forme un ou des filons-couches au sommet des tufs et schistes de l'Unité IV. Epaisseur variant autour de 30 m. Plus ou moins semblable au no 314. Echantillon prélevé sur le flanc S du Bamebergà.

Structure holocristalline monzonitique, grenue.

Analyse modale

Plagioclase	orthose	pyroxène	olivine	verre serpentinisé
37,9	22,8	17,5	2,4	15,5
minéraux opaques				
4,0				

Composition d'un syénogabbro à olivine.

Plagioclase:

1. Labrador à An 58–64 avec $2 V_{\gamma} = 76^{\circ}-80^{\circ}$; idiomorphe (\varnothing 1–3 mm), franges d'orthose, intensément maculé, frais avec inclusions de verre et de matériel ferrugineux en anneaux ou régulièrement répartis; très faiblement zoné en sections plus ou moins parallèles à (010).
2. Petits cristaux de 0,1 à 0,5 mm environ.

Pyroxène:

Monoclinique, $c \wedge n_{\gamma} = 44^{\circ}-45^{\circ}$ et $2 V_{\gamma} = 51^{\circ}-52^{\circ}$; beige, idiomorphe, avec contours corrodés; macles, inclusions et clivages développés, sections de 2–3 mm.

Olivine:

Bordures et fissures serpentinisées (jaune-clivâtre); optiquement presque neutre (12–15% Fa); sections de 1 mm environ.

Orthose:

En franges autour des plagioclases et en grains interstitiels.

Norme standard. Composition d'un syénogabbro à pyroxène.

Q	Or	Ab	An	Wo	Hy	En	Mt	Ru	Cp	Total
3,5	20,2	18,5	29,2	2,8	0,8	17,6	6,0	0,6	0,9	100,1
47,7 plag. An 61				6,6						

Variante indiquant une possible répartition des feldspaths sur la base d'orthose contenant du Ab en proportion telle que la teneur devienne égale à celle du mode :

Or	Ab	Ab	An	Di	Hy + En	Olivine	Mt	Ru
20,2	2,6	14,8	23,2	5,6	12,4	2,4	6,0	0,6
22,8		38,0 plag.		18,0 pyroxène			6,6	
orthose		An 61						
		Cp	Q	An	Ab			
		0,9	0,8	6,0	1,1			
			7.9 verre					

Grâce à cet artifice, la norme acquiert une composition plus proche de celle du mode et justifie le terme de syénogabbro.

No 412 A *Phanéroandésite à augite et hypersthène*

Roche massive noire à mégaphénocristaux brun-olivâtre de plagioclase dans une matrice vitreuse. Forme un filon-couche passant à un laccolite de 60 m d'épaisseur dans les schistes et tufs de l'Unité IV. Echantillon prélevé à 2,5 km à l'W d'Ivatar, dans la partie supérieure de la vallée de l'Alamout.

Structure hémicristalline porphyrique à matrice hyalopilitique.

Analyse modale

Mégaphénocristaux :	plagioclase 20,2	
Phénocristaux :	pyroxène monoclinique 5,7	hypersthène 2,0
magnétite 1,5	olivine 1,1	accessoires 0,2
Matrice reste 69,3	{ 60% plagioclase 35% verre 5% pyroxène + opaques	

Mégaphénocristaux de plagioclase :

1. Quelques gros phénocristaux très résorbés, An 73–77.
2. Phénocristaux communs, An 60–65 HT avec $2 V_{\gamma} = 77-80^{\circ}$, caractérisés par une très forte résorption, frais, section moyenne d'environ 1,5 mm, inclusions (résorption) de verre brunâtre, glomérphyriques avec pyroxène monoclinique et orthorhombique, intensément maclés.

Phénocristaux de pyroxène monoclinique:

$c \wedge n_{\gamma} = 43^{\circ}$ idiomorphes à résorbés et arrondis, beiges, inclusions de verre, plagioclase et magnétite, protoclastiques, glomérophyriques, mince frange de réaction brun-jaune avec milieu ambiant; macles, clivages développés, probablement augite diopsidique.

Phénocristaux d'hypersthène:

$2 V_x = 65-70^{\circ}$, beiges, protoclastiques, clivages développés.

Phénocristaux d'olivine:

Très résorbés, en grains ronds (section de 0,2 mm), $2 V_x = 66^{\circ}$ (70% Fa).

Phénocristaux de magnétite:

En grains arrondis (\varnothing de 0,1 à 0,4 mm) franges de réaction avec la matrice vitreuse.

Accessoires:

Zircon très petit et apatite rare et incolore.

Matrice:

Verre brun, plagioclase microlitique, minéraux opaques et pyroxène.

Norme standard

Q	Or	Ab	An	Wo	Hy	En	Mt	Ru	Cp	Total
10,4	13,3	33,5	23,7	2,0	3,9	10,0	2,6	0,5	0,5	100,2
57,2 plag. An 41,5							3,1			

Composition d'une granodiorite (leucomonzodiorite d'après STRECKEISEN) peu quartzique à pyroxène, équivalent plutonique de la rhyodacite (leucoandésite latitique selon STRECKEISEN).

Le calcul de la variante sur la base du mode permet d'estimer grosso modo la composition de la matrice:

Or	Ab	An	Hy	Di	Mt	Ru	Cp	Fa	Fo
0,8	7,2	12,0	2,0	4,0	2,6	0,5	0,3	0,8	0,3
20,0 plag. An 60			3,1			1,1 olivine			
			Hy	En	Q	Or	Ab	An	
			1,3	8,6	10,8	12,5	26,3	11,7	
			9,9 ortho-pyroxène		38,0 plag. An 31				
			50,5 feldspaths						
71,2 matrice									

La matrice possède la composition d'une granodiorite peu quartzique à enstatite et hypersthène. Selon la nomenclature combinée, ce serait donc une hyalorhyodacite à labrador et andésine acide. En raison de cet excès normatif en Q, on pourrait ajouter à la désignation modale le terme rhyodacitoïde, selon la proposition de LACROIX.

A noter l'association des deux sortes de pyroxène, l'une riche en calcium (augite), l'autre pauvre (hypersthène), qui est typique pour la série des basaltes tholéitiques.

No 426 *Phanéroandésite à pyroxène*

Roche massive noire très dense formant un filon-couche dans les tufs de l'Unité II B. Prélevé sur l'arête Col Tundurkhan-Mt Elbourz à 2,2 km à l'ESE de ce sommet.

Structure hémicristalline porphyrique à matrice hyalopilitique.

Analyse modale

Phénocristaux:	plagioclase 1,8	augite + hypersthène 0,6
Matrice: 97,5 dont	{	plagioclase 39,8
		verre 38,9
		serpentine et chlorite 15,6
		minéraux opaques 3,0
		accessoires 0,2

Phénocristaux de plagioclase:

1. Fréquemment labrador à An 63–65 HT et $2 V_{\gamma} = 78^{\circ}-82^{\circ}$.
2. Rarement labrador à An 54 HT avec $2 V_{\gamma} = 77^{\circ}$, idiomorphes à très résorbés, frais, glomérophyriques avec pyroxène, légèrement zonés, maclés, allongés en baguette (1–3 mm), composition variable.

Phénocristaux de pyroxène:

Arrondis par résorption, monocliniques, beiges, jusqu'à 0,5 mm de section, $2 V_{\gamma} = 60^{\circ}$, clivages moyennement développés, probablement augite diopsidique.

Phénocristaux d'hypersthène:

Très petits aussi, arrondis, beiges.

Norme standard

Q	Or	Ab	An	Wo	Hy	En	Mt	Ru	Cp	Total
6,9	16,5	35,3	21,0	1,7	6,1	7,2	3,3	0,7	1,3	100,0
56,3 plag. An 37										

Composition d'une syénodiorite quartzifère, équivalent de la trachyandésite.

En calculant la variante sur la base de 41,6% de plagioclase contenant tout An disponible, on obtient l'image suivante:

Or	Ab	An	Wo	Hy	En	Hy	En	Q	Or	Ab
1,7	18,9	21,0	1,7	0,8	0,9	5,3	6,3	6,9	14,8	16,4
41,6 plag. An 50,5			3,4 diopside			11,3 ortho- pyroxènes		verre		
			Mt	Ru	Cp	Total				
			3,3	0,7	1,3	100,0				
			4,0 opaque							

La matrice a une composition de rhyolite latitique peu quartzique, tandis que selon la nomenclature combinée la roche est à désigner comme une hyalotrachyandésite quartzifère à labrador ou bien hyalotrachylabradorite. Son appellation de terrain reste phanéroandésite à augite et hypersthène.

Il est évident que les phénocristaux sont des produits étrangers à la matrice (comme le montre la composition très variable des plagioclases), et qu'ils ont été corrodés par celle-ci. La coexistence ici aussi de deux pyroxènes témoigne d'une parenté avec le no 412 A, parenté étayée encore par la proximité de leur gisement. Ces deux filons-couches représentent les membres les plus acides de l'ensemble des filons et appartiennent à des types magmatiques pacifiques.

3. Filon-couche du Miocène (au plus)

No 54 *Mélamicrogabbro à olivine et augite titanifère*

Roche massive foncée à grain très fin. Forme un filon-couche de 24 m de puissance intercalé dans les calcaires de base du Miocène. Echantillon prélevé à 1,7 km au NNW de Dehdar.

Structure légèrement hémicristalline ophitique (photo 13).

Analyse modale

Plagioclase	pyroxène	olivine	chlorite	verre	magnétite + ilménite
26,9	32,4	23,5	7,7	3,8	5,5
accessoires					
0,2					

Composition d'un mélamicrogabbro à pyroxène et olivine.

Plagioclase

Labrador à bytownite à An 65–71 HT avec $2 V_{\gamma} = 80-86^{\circ}$, idiomorphe, aciculaire (0,5–2 mm de long), frais, macles habituelles; formé après l'olivine et le pyroxène (parfois avant le pyroxène).

Pyroxène:

Couleur brun pâle avec nuance violacée, idiomorphe à glomérophyrique avec contours corrodés (0,2–2,5 mm), $c \wedge n_{\gamma} = 49^{\circ}$ et $2 V_{\gamma} = 50^{\circ}$; fortement zoné, dispersion forte, clivages moyennement développés, structure en sablier, très fréquemment formé autour d'un noyau d'olivine en partie serpentinisée; macles très rares; probablement augite titanifère.

Olivine:

Idiomorphe, section de 2 mm environ, parfois arrondie par la corrosion, contours et fissures attaqués par la serpentinisation (verdâtre) avec formation de magnétite, optiquement presque neutre (15% Fa).

Norme standard

Ne	Or	Ab	An	Wo	Hy	En	Fa	Fo	Ru	Cp	Total
2,0	4,7	16,4	20,7	9,9	2,5	7,4	8,2	26,4	1,0	0,9	100,1
37,1 plag. An 56				19,8 Di			34,6 olivine				

Composition d'une théralite mésocrate à olivine et pyroxène.

Le rapport pyroxène-olivine ne correspond pas à celui du mode. Il peut s'en approcher mieux par le calcul d'une variante à augite titanifère no 12 de TRÖGER:

Augite							
Or	Ab	An	titanifère	Fo	Mt	Ru	Cp
1,2	8,2	19,5	29,8	25,5	3,9	0,8	0,9
28,9 plag. An 67,5			4,7				
Q			Or	Ab	Total		
5,1			3,1	4,0	100,1		
12.2 verre + chlorite							

L'accord est bien meilleur; il a été réalisé en oxydant une partie du fer ferreux en fer ferrique. Il est probable que cet artifice corrige une erreur dans l'analyse chimique (faux rapport $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+3}$). Comme la norme donne aussi un gabbro, il n'est pas nécessaire d'utiliser le préfixe „phanéro“.

4. Coulées subrécentes

No 18 *Trachyandésite à oxyhornblende et biotite*

Roche légèrement poreuse gris clair à verdâtre avec mégaphénocristaux de hornblende noire et de plagioclase incolore vitreux. Il s'agit d'une coulée épanchée sur un ancien relief façonné dans les coulées tertiaires de l'Unité I à 2 km au SE de Joistan sur la rive droite du Shah Rud. Elle recouvre une superficie de 1 km² environ. Echantillon prélevé à 2 km à l'ESE de Joistan sur le front (actuel) de la coulée.

Structure hémicristalline porphyrique. Matrice hyalopilitique à pilotaxitique (photo 14).

Analyse modale

Mégaphénocristaux:	plagioclase	hornblende	biotite
	16,8	7,9	0,8
	magnétite + ilménite		apatite
	3,5		0,8

Matrice 70,2% microlites de plagioclase, sanidine?, magnétite, ilménite, hématite, très rares pyroxènes et verre en partie dévitrifié.

Mégaphénocristaux de plagioclase:

Andésine à An 40–45° HT pour les noyaux ($2 V_\gamma = 82-79^\circ$) et Andésine à An 30–35° HT pour les zones externes ($2 V_x = 79-86^\circ$), idiomorphes, tabulaires selon (010), frais, aux contours parfois résorbés; zonés, inclusions de verre, magnétite et apatite; macles de Carlsbad, Albite, Roc-Tourné, rarement Péricline.

Mégaphénocristaux à hornblende:

$c \wedge n_\gamma = 5-12^\circ$ et $2 V_x = 59-61^\circ$; idiomorphes, en réaction avec la formation de couronne d'opacite, pléochroïques: n_γ brun foncé

n_β brun

n_α jaune à brun très clair

biréfringence forte, clivages bien développés; certainement oxyhornblende.

Phénocristaux de biotite:

Idiomorphes avec couronne d'opacite.

Phénocristaux d'apatite:

Habitus prismatique jusqu'à 0,5 mm de longueur, grisâtres à cause d'inclusions non identifiables.

Norme standard

Q	Or	Ab	An	Wo	En	Ilm	Mt	Cp	Total
6,6	22,4	47,5	11,0	2,5	4,4	1,1	2,7	1,1	99,9
58,5 plag. An 19						3,8			

Composition d'une syénodiorite quartzifère, équivalent plutonique de la trachyandésite.

Variante à hornblende no 17 de TRÖGER (1935):

Plag. An 35	Ho	Bi	Mt	Ru	Cp
17,0	8,0	1,1	1,9	0,6	1,1
2,5					
Di	Q	Or	Ab	An	Total
3,4	7,8	20,6	36,3	2,5	100,3
38,8 plag. An 6,4					
matrice 70,6					

Donc aussi trachyandésite quartzifère à hornblende et biotite. En raison de la correspondance entre norme et mode, on abandonnera le préfixe „phanéro“.

No 19 Trachyandésite à hornblende et biotite

Roche en tous points semblable au no 18, couleur plutôt verdâtre. Echantillon prélevé 300 m plus à l'E du no 18 dans la même coulée.

Structure hémicristalline porphyrique. Matrice hyalopilitique à pilotaxitique.

Analyse modale

Mégaphénocristaux:	plagioclase	hornblende	
	16,7	9,3	
Phénocristaux:	magnétite + ilménite	apatite	pyroxène
	4,2	0,8	0,4
Matrice: 68,6	microlites de { sanidine plagioclase verre et minéraux opaques		

Composition d'une trachyandésite à hornblende.

Mégaphénocristaux: mêmes caractéristiques que pour le no 18.

Plagioclase:

Andésine à An 40-41° BT avec $2 V_\gamma = 80-82^\circ$ (noyaux).

Oxyhornblende:

$c \wedge n_\gamma = 4-11^\circ$ avec couronne d'opacité.

Phénocristaux identiques à ceux du no 18, avec glomérophyres de *pyroxène* monoclinique.

Matrice identique à celle du no 18.

Norme standard

Q	Or	Ab	An	Wo	En	Mt	Hm	Ru	Cp	Total
8,0	22,4	46,6	11,0	2,7	4,4	3,0	0,2	0,7	1,1	100,1
57,6 plag. An 19						3,9				

Composition d'une syénodiorite quartzifère à pyroxène, équivalent de la trachyandésite.

Variante à hornblende:

Or	Ab	An	Ho	Di	Mt	Hm	Tit	Cp
0,6	9,9	6,2	8,3	0,4	3,0	0,1	2,1	1,1
16,7 plag. An 37					3,1			

Q	Or	Ab	An	Total
7,9	21,8	36,7	2,0	100,1
68,4 matrice				

On voit que la matrice possède une composition granodioritique (ou rhyodacitique). La roche totale reste une trachyandésite quartzifère à hornblende.

No 30 *Trachyandésite à hornblende*

Roche légèrement poreuse grisâtre à mégaphénocristaux de hornblende noire. Représentante d'une coulée ayant persisté sous la forme de deux îlots posés au-dessus des marnes des Couches rouges du synclinorium de Taleghan. Echantillon prélevé à 1,75 km au NE de Joistàn.

Structure hémi- à holocristalline porphyrique à matrice trachytique.

Analyse modale

Hornblende et opacite 11,7

Phénocristaux:	plagioclase	pyroxène	magnétite + ilménite + iddingsite	apatite
	32,2	0,1	3,7	0,4

Matrice 51,8: microlites de plagioclase, sanidine, minéraux opaques, de verre et minéraux argileux.

Composition d'une trachyandésite à hornblende.

Méga- et phénocristaux de hornblende:

$c \wedge n_\gamma = 4-16^\circ$, teintes de pléochroïsme: n_γ brun foncé,
 n_α brun;

en grande partie transformés en opacite, habitus prismatique, idiomorphes à résorbés; certainement oxyhornblende.

Phénocristaux de plagioclase:

Andésine à An 35-37° HT; nettement en deux générations:

1. 0,5 mm, très rares et très résorbés;
2. 0,2-0,5 mm, frais, idiomorphes, prismatiques à tabulaires, à texture fluidale.

Phénocristaux de pyroxène:

Idiomorphes à glomérophyriques, formés après ou en même temps que l'apatite, en sections de 0,5 mm environ, parfois pseudomorphosés en calcite, incolores, clivages développés, monocliniques.

Phénocristaux d'apatite:

Prismatiques (jusqu'à 1 mm de long), troublés par des traînées d'inclusions opaques.

Magnétite (et ilménite):

Parcourt tous les stades de la cristallisation et se trouve:

1. En inclusions dans les phénocristaux.
2. En cristaux de 0,1 mm environ.
3. Dans la pâte en points uniformément répartis.

Norme standard

Q	Or	Ab	An	Wo	En	Mt	Hm	Ru	Cp	Total
0,8	22,4	50,0	10,0	4,7	6,0	3,0	0,9	0,8	1,5	100,1
60,0 plag. An 16,7				4,7 opaque						

Composition d'une syénodiorite à pyroxène, équivalent plutonique de la trachyandésite.

Variante à hornblende:

Or	Ab	An	Ho	Di	Mt	Hm	Tit	Cp	Or	Ab
1,1	20,2	6,2	11,3	3,2	3,0	0,1	2,4	1,5	31,3	29,8
27,5 plag. An 26,5				5,5				51,1 matrice		

Cette variante diffère du mode par la basse teneur en An du plagioclase. Cette déviation s'explique par le fait qu'on a formé une quantité de Ho égale à celle du mode sans tenir compte du fait que cette dernière comporte une forte proportion d'opacité.

La matrice possède une composition monzonitique, tandis que la roche totale reste une trachyandésite à hornblende.

5. Filons subrécents

No 89 *Vogésite à biotite et pyroxène*

Roche grise à verdâtre, massive, mouchetée, très finement grenue. Représente un filon de 2 à 3 m d'épaisseur coupant le synclinal de Couches rouges entre les Unités III et IV A. Echantillon prélevé au point où le synclinal est traversé par la rivière de Rudbar-e-Aliza à environ 5,5 km en ligne droite au NNW de la Tchaï-khané Laravân.

Structure holocristalline subophitique à hypidiomorphe, finement grenue.

Analyse modale

orthose	plagioclase	pyroxène	biotite	min. opaques	access.
38,9	13,8	20,3	18,6	4,2	0,7
<hr/>					
52,7 feldspaths					
verre	chlorite + amygdales				
1,2	2,3				

Composition d'une mélasynite ou vogésite à biotite.

Orthose et plagioclase:

Assez altérés (séricite, minéraux argileux), aciculaires, composition non définie.

Pyroxène:

Monoclinique, trapu à aciculaire, incolore à beige, $c \wedge n_\gamma = 44-45^\circ$ et $2 V_\gamma = 60^\circ$, parfois à structure en sablier, idiomorphe à résorbé, protoclastique, zoné, dispersion faible, clivages bien développés, macles selon (100) fréquentes, inclusions de magnétite; augite commune.

Biotite:

Teintes de pléochroïsme: n_γ brun,
 n_α incolore,
 n_β brun clair;

apparemment en 2 générations, la première en grands cristaux (rares), la seconde en petits cristaux (fréquents), déformés par les mouvements du bain et altérés en produits opaques non identifiés.

Reste:

Formé de minéraux opaques (magnétite, ilménite, rutile rare), accessoires (apatite claire aciculaire, sphène et zircon rares), calcite interstitielle, chlorite et verre.

Norme standard:

Or	Ab	An	Ne	Wo	Hy	En	Fo	Fa	Mt	Ru
28,7	16,4	16,8	3,8	7,8	1,3	6,5	7,8	1,6	5,4	1,3
33,2 plag. An 51				15,6 Di			9,4 olivine		6,7	
				Cp	Total					
				2,7	100,1					

Composition d'une théralite feldspathoïdique, équivalent plutonique de la basanite. Le rapport orthose-feldspath ne correspond pas à celui observé; il est donc probable que l'orthose comprend une notable partie d'Ab. La variante à augite no 5 de TRÖGER et biotite peut en rendre compte (quantité arbitraire de Ab dans l'orthose):

Or	Ab	Ab	An	Augite	Bi	Mt	Ru	Cp	Total
19,7	15,0	5,2	16,3	20,7	14,4	4,6	1,3	2,7	100,3
34,7 orthose		21,5 plag. An 76			5,9 opaque				
56,2 feldspath									

Pour les minéraux fémiques, la correspondance entre norme et mode est satisfaisante. Quant aux feldspaths:

1. Il n'a pas été tenu compte du fait que la roche contient 0,6% de CO₂ lié au calcium sous forme de calcite, ce qui s'exprime par une trop forte teneur en plagioclase (très basique).
2. La biotite a été calculée comme si elle était tout à fait fraîche, ce qui n'est pas le cas. Une partie d'Or s'y cache qui devrait se trouver dans l'orthose de la norme, augmentant ainsi la quantité de cette dernière.

Il n'est toutefois pas nécessaire d'opérer ces corrections (impossibles d'ailleurs dans le second cas), car la correspondance est déjà assez bonne et susceptible d'améliorations.

On voit donc qu'une vogésite à pyroxène et biotite représente un faciès hétéromorphe de la théralite à olivine et pyroxène.

No 97 *Vogésite à augite, biotite et hornblende*

Roche très légèrement poreuse, sombre et microgrenue. Feldspaths blancs apparents. Forme un filon de 1 m d'épaisseur coupant les marnes des Couches rouges du synclinal reliant les Unités III et IV. Echantillon prélevé à 1,9 km au SE du no 89.

Structure holocristalline hypidiomorphe à grain très fin.

Analyse modale

orthose	plagioclase	pyroxène	biotite	hornblende
21,1	15,8	24,5	20,8	5,2
magnétite + ilménite		accessoires	chlorite + amygdales	
5,2		0,8	6,6	

Composition d'une mélamonzonite ou kentallénite à pyroxène, biotite et hornblende.

Orthose et plagioclase:

Forment la pâte entre les minéraux fémiqes; en partie altérés, indéterminables.

Pyroxène:

Idiomorphe à glomérphyrique, sections de 0,2 à 0,5 mm, grisâtre, aciculaire à trapu; protoclastique, macles rares, clivages peu développés; probablement augite à augite diopsidique.

Biotite:

Teintes de pléochroïsme: n_γ brun sombre,
 n_β brun,
 n_α beige clair à incolore;

en deux générations:

1. Gros individus (3 mm de long) très résorbés et chloritisés.
2. Petits individus à extrémités parfois opaques (ferrugineuses); un peu déformée par les mouvements du bain.

Hornblende:

$c \wedge n_\gamma = 0,5^\circ - 13^\circ$

Teintes de pléochroïsme: n_γ brun foncé,
 n_β brun,
 n_α beige clair;

biréfringence élevée, protoclastique, en partie chloritisée, très probablement oxyhornblende.

Accessoires:

- apatite claire surtout, sphène et zircon rares;
- quelques petites amygdales remplies de calcite et de chlorite;
- éventuellement un peu de néphéline (?).

Ordre de cristallisation

Magnétite et accessoires – pyroxène – hornblende – biotite et plagioclase – plagioclase – orthose.

Norme standard

Or	Ab	An	Wo	Hy	En	Fo	Mt	Ru	Cp	Total
20,5	16,0	19,9	9,7	2,0	8,8	1,3	6,3	1,3	2,5	100,0
35,9 plag. An 55,5						7,6				

Composition d'un syénogabbro (monzonite selon STRECKEISEN) à pyroxène et olivine.

Variante à hornblende, augite no 5 de TRÖGER et biotite:

Q	Or	Ab	An	Augite	Bi	Ho	Mt	Ru	Cp	Total
3,3	7,3	13,4	17,5	24,0	20,8	5,2	4,8	1,3	2,5	100,1
		30,9					6,1 opaque			
		38,2 feldspaths								

Le rapport orthose – plagioclase ne coïncide pas avec l'observation pour les mêmes raisons que dans le no 89: biotite chloritisé, teneur en calcite, feldspaths altérés. La séparation modale du feldspath alcalin du plagioclase s'est faite par coloration à l'hexanitrocobaltate de sodium. On peut donc en admettre la validité. Les données précises manquent pour corriger la norme et l'adaptation au mode. Il s'en suit que la vogésite à augite diopsidique, biotite et hornblende est un faciès hétéromorphe du syénogabbro à pyroxène et olivine.

No 110 A *Micromonzonite à hornblende et biotite*

Roche gris clair compacte et microgrenue à mégaphénocristaux blancs de plagioclase (1–5 mm) et noirs de hornblende. Forme un filon relié à celui du no 97 coupant l'Unité III, les Couches rouges et l'Unité IV B. Echantillon prélevé sur l'arête SW du Kurgesou à 1,1 km au S de ce sommet.

Structure holocristalline panidiomorphe, légèrement porphyrique.

Analyse modale

Plagioclase y compris les mégaphénocristaux	orthose	quartz	hornblende	biotite
41,3	28,3	6,0	7,6	4,0
chlorite + squelette de pyroxène	magnétite + ilménite	calcite	accessoires	
6,2	5,7	0,8	0,1	

Composition d'une monzonite quartzifère à hornblende et biotite.

Mégaphénocristaux de plagioclase:

Anésine à An 44–45° HT et $2 V_{\gamma} = 85-84^{\circ}$, zonés d'une façon tantôt continue et tantôt discontinue: exemple noyau 45 An, zone externe 34 An; altérés, parfois complètement calcitisés, inclusions de magnétite et hornblende, idiomorphes.

Mégaphénocristaux de hornblende:

Idiomorphes, parfois fortement chloritisés avec formation de magnétite, $c \wedge n_{\gamma} = 10^{\circ}-20^{\circ}$, teintes de pléochroïsme n_{γ} brun-olivâtre, n_{β} brun, n_{α} beige verdâtre très clair;

macles rares, sections atteignant 3 mm; probablement oxyhornblende.

Biotite:

Teintes de pléochroïsme n_γ brun sombre,
 n_β brun,
 n_α jaune à incolore;

sections allongées atteignant 0,3–0,5 mm, clivage bien développé, 2 générations d'individus.

Orthose:

Idiomorphe ou en franges et interstitielle, fraîche à altérée, sections atteignant 0,5 mm.

Plagioclase:

D'habitus prismatique, court, un peu altéré, macle, à texture plus ou moins fluidale.

Accessoires:

Magnétite (et ilménite) primaire et secondaire liée à la hornblende chloritisée:
 Apatite aciculaire incolore; zircon rare et sphène très petit.

Norme standard

Q	Or	Ab	An	Wo	Hy	En	Mt	Ru	Cp	Total
7,5	21,0	40,0	16,3	0,5	1,5	7,3	3,3	1,3	1,2	99,9
56,3 plag. An 29										

Composition d'une syénodiorite quartzifère à pyroxène, équivalent plutonique de la trachyandésite.

Variante à hornblende no 17 de TRÖGER et biotite:

Or	Ab	Ab	An	Ho	Bi	Mt	Ru	Cp	Q	En	Total
18,4	10,6	29,4	14,8	5,5	4,0	3,4	1,3	1,2	9,7	2,8	99,9
29,0		44,2 plag.				4,7					
orthose?		An 33.5									

Composition d'une monzonite selon l'ouvrage de A. STRECKEISEN et d'une granodiorite selon JUNG et BROUSSE. On s'en tiendra au terme de monzonite. Il faut ajouter que l'état de conservation est assez relatif, ce qui explique les différences entre la norme et le mode.

No 110 B Micromonzonite à hornblende et analcime

Roche gris clair à amphibole noire. Fait partie d'un embranchement du filon représenté par les nos 97 et 110 A. Echantillon récolté dans l'éboulis au-dessous de la paroi coupée par ce filon et ses veines, 400 m au SE de l'emplacement du no 97.

Structure holocristalline monzonitique microgrenue.

Analyse modale

Plagioclase	orthose	analcime?	hornblende	biotite
33,0	31,4	3,0	26,0	0,2
magnétite	apatite			
4,2	2,1			

Composition d'une micromonzonite à hornblende et analcime.

Plagioclase:

An non déterminable à cause de l'altération (paillettes de séricite); idiomorphe, en sections rectangulaires de 0,5 mm de longueur, légèrement zoné.

Orthose:

Interstices dans le plagioclase et la hornblende; degré d'altération moyen.

Analcime:

Interstitielle, légèrement altérée, incolore, isotrope à très faiblement biréfringente.

Hornblende:

Idiomorphe à résorbée, fraîche en général (rarement chloritisée), habitus prismatique (jusqu'à 2 mm de longueur), biréfringence faible $n_\gamma - n_\alpha = 0,01$, $c \wedge n_\gamma = 12^\circ$ et $2V_x = 73^\circ$, macles selon (100) fréquentes, clivages développés, teintes de pléochroïsme

n_γ brun,
 n_β brun clair,
 n_α beige très clair;

probablement hornblende basaltique (kaersutite).

Magnétite et ilménite:

Visiblement concentrées près de la hornblende.

Accessoires:

- Apatite prismatique incolore,
- zircon et sphène petits.
- Accidentellement un peu de calcite et de chlorite.

Norme standard

Or	Ab	An	Ne	Wo	Hy	En	Fo	Fa	Mt	Ru
24,2	36,6	15,7	3,4	2,9	0,9	2,0	5,9	2,3	3,7	0,7
52,3 plag. An 70				5,8 Di			8,2 olivine			
				Cp	Total					
				1,8	100,1					

Composition d'une théralite à olivine et pyroxène.

Il ressort donc de ces considérations que la monzonite à hornblende et néphéline est une variété hétéromorphe de la théralite à olivine et pyroxène.

Variante à hornblende no 17 de TRÖGER et biotite (tout Cs dans Ho et oxydation partielle de Fe^{+2} en Fe^{+3}):

Ho	Bi	Or	Ab	Ab	An	Ne	Mt	Ru	Cp	Total
29,4	1,1	22,4	9,0	25,0	7,3	2,0	1,5	0,7	1,8	100,2
		31,4 orthose		32,9 plag. An 22,6			2,2			

Cette composition s'approche bien de ce qui est observé de telle sorte que l'on peut garder le terme de monzonite à hornblende et analcime.

No 302 *Microkentallénite (altérée) à hornblende et pyroxène*

Roche massive gris clair à hornblende, microgrenue. Forme un filon de 2 m d'épaisseur coupant les coulées de base de l'Unité IV.

Structure holocristalline monzonitique microgrenue.

Analyse modale

Plagioclase (altéré)	orthose	hornblende	augite	magnétite + ilménite
19,2	31,1	25,7	6,9	3,4
accessoires	chlorite + calcite			
1,2	12,7			

Composition d'une mélamonzonite ou kentallénite à hornblende et augite.

Plagioclase et *orthose* altérés.

Hornblende:

Aciculaire, teintes de pléochroïsme: n_γ brun ($= n_\beta$)
 n_α beige,

biréfringence basse, macles selon (100), protoclastique; résorbée, en relation étroite avec le pyroxène; probablement hornblende basaltique.

Pyroxène:

Monoclinique, altéré en chlorite, incolore à beige, clivage moyennement développé, résorbé (\rightarrow hornblende); probablement augite.

Accessoires:

- petite apatite claire surtout,
- sphène et zircon rares.

Norme standard:

Or	Ab	An	Ne	Wo	Hy	En	Fo	Fa	Mt	Ru
22,0	22,8	21,2	5,2	6,4	1,6	4,8	6,2	2,0	4,1	1,2
44,0 plag. An 48				12,8 Di			8,2 olivine			
				Cp	Total					
				2,6	100,1					

Composition d'une essexite à pyroxène et olivine, apparemment variation hétéromorphe de la kentallénite à hornblende et pyroxène.

Variante à hornblende no 17 et diopside:

Or	Ab	Ab	An	Ho	Di	Ne	Fo	Mt	Ru	Cp	Total
20,8	10,2	9,1	12,8	29,4	7,0	4,4	1,0	1,4	1,2	2,6	99,9
31,0 orthose		21,9 plag. An 58,5						2,6 opaque			

Le résultat obtenu est satisfaisant pour le rapport entre les feldspaths et leur quantité globale. Quant à la Ne présente, il n'est pas exclu qu'elle ait été manquée lors de l'analyse modale, car l'altération est assez forte. Cette variante tombe donc aussi dans le champ monzonitique ce qui justifie le diagnostic porté plus haut.

No 315 *Latite à hornblende et biotite*

Roche légèrement poreuse grise à mégaphénocristaux blancs de plagioclase zoné et noirs de hornblende. Forme un filon de 2 à 3 m d'épaisseur coupant les schistes et coulées supérieures de l'Unité IV (B et C). Echantillon prélevé à 1,25 km à l'WNW du sommet du Ushgar.

Structure holo- à hémicristalline porphyrique. Matrice monzonitique.

Analyse modale

Mégaphénocristaux	plagioclase	hornblende		
	16,8	3,5		
Phénocristaux	biotite	pyroxène		
	1,4	1,7		
Matrice 76,6 dont	orthose	plagioclase	magnétite + ilménite	accessoires
	52,6	21,8	1,4	0,8

Composition d'une latite à hornblende, pyroxène et biotite.

Mégaphénocristaux de plagioclase:

L'altération (saussurite, calcite, quartz) empêche l'identification; fortement zonés, tabulaires selon (010), allongement selon [100] et [001] variant de 1 à 4 mm, couronnes d'orthose.

Mégaphénocristaux de hornblende:

Prismatiques (jusqu'à 3 mm de longueur, 0,5 mm de largeur), idiomorphes, légèrement zonés, frais, clivages bien développés, $c \wedge n_\gamma = 11^\circ - 14^\circ$ et $2 V_x = 65 - 67^\circ$, biréfringence faible, teintes de pléochroïsme: n_γ brun olivâtre clair,

n_β brun clair,

n_α incolore à beige très clair;

parfois inclusions de plagioclase et magnétite, certainement hornblende basaltique (kaersutite).

Phénocristaux de pyroxène:

Glomérophyriques, incolores, en grains arrondis.

Phénocristaux de biotite:

Altérés (chlorite plus matériau opaque), tordus.

Accessoires:

- surtout apatite incolore idiomorphe (en sections jusqu'à 2 mm);
- quelques grains de sphène et de zircon;
- magnétite et ilménite en phénocristaux et en grains très petits uniformément répartis dans la pâte.

Norme standard

Q	Or	Ab	An	Wo	Hy	En	Mt	Ru	Cp	Total
4,1	29,2	48,8	10,3	0,3	0,7	3,6	2,2	0,3	0,6	100,1
59,1 plag. An 17,5										

Composition d'une syénodiorite à pyroxène, équivalent de la trachyandésite.

Variante à hornblende no 17 de TRÖGER, pyroxène et biotite:

Q	Or	Ab	Ab	An	Ho	En	Bi	Mt	Ru	Cp	Total
4,9	28,2	20,0	28,3	9,7	2,7	1,7	1,4	2,2	0,3	0,6	100,0
48,2 orthose			38,0 plag. An 25,5		2,5						

En admettant que l'orthose était riche en Ab, on a réussi à reconstituer la norme avec une approximation satisfaisante. Composition donc d'une latite quartzifère à hornblende, pyroxène et biotite.

No 319 A *Phanérotrachyte mésohyalin*

Roche massive grise à légèrement verdâtre, vitreuse. Mégaphénocristaux blancs à rosâtres de feldspaths, verts de hornblende et incolores de quartz. Représentant d'une nombreuse série de filons recoupant l'Unité IV B et l'Unité IV C. Forme avec le no 319 B (mélange des deux roches) un filon dont les échantillons ont été prélevés à 850 m au NW du sommet du Ushgar sur l'arête Shirbash-Ushgar.

Structure vitrophyrique à microfelsitique (photo 15).

Analyse modale

Mégaphénocristaux	quartz	plagioclase	sanidine	magnétite
	1,8	4,8	10,9	0,8
Matrice	verre	taches riches en K ⁺ (cryptocristalline)		
	46,0	35,4		

Composition d'une phanérotrachyte mésohyaline.

Mégaphénocristaux de plagioclase:

Idiomorphes à contours arrondis, en sections jusqu'à 4 mm, intensément maclés, glomérophyriques; inclusions de verre et titanite; tabulaires.

Mégaphénocristaux de sanidine:

Jusqu'à 5 mm de section, idiomorphes à résorbés (contours arrondis), glomérophyriques.

Mégaphénocristaux de quartz:

Idiomorphes à très résorbés, facettes visibles à l'œil nu, développement des rhomboèdres.

Mégaphénocristaux et phénocristaux de hornblende:

Résorbés, teintes de pléochroïsme verdâtre; probablement hornblende commune.

Phénocristaux de biotite:

Presque complètement remplacés par un mélange de quartz; associés à la magnétite, au zircon et au sphène.

Phénocristaux de sphène (jusqu'à 0,6 mm), zircon, apatite et magnétite, associés en glomérophyres.

Magnétite en petits grains uniformément répartis dans le verre.

Verre dévitrifié en matériau cryptocristallin et en globules apparemment riches en K⁺ (très jaunes). Ces mêmes zones riches en K⁺ forment toujours une couronne autour des méga- et phénocristaux.

Norme standard

Q	Or	Ab	An	Hy	En	Cord	Mt	Ru	Cp	Total
33,9	26,8	27,5	9,2	0,3	0,1	1,3	0,8	0,1	0,1	100,1
36,7 plag. An 25										

Composition d'une *rhyolite latitique* pour JUNG et BROUSSE et d'une *rhyodacite* fortement quartzique pour STRECKEISEN.

No 319 B *Phanérorhyolite à hornblende*

Roche vitreuse à cassure conchoïdale. Couleur vert olive. Mégaphénocristaux de sanidine et plagioclase. Echantillon prélevé sur le même emplacement et dans le même filon que le no 319 A.

Structure hémicristalline vitrophyrique à microfelsitique.

Analyse modale

Mégaphénocristaux:	sanidine (2 V _x = 49°)	quartz
	15,3	2,9
	plagioclase (An ~ 25 HT)	

Phénocristaux (titanite, magnétite, zircon) 0,3

Verre en partie dévitrifié 80,5

Composition d'une phanérorhyolite alcaline mésohyaline.

Mêmes minéraux avec mêmes caractéristiques que dans le no 319 A : glomérphyres de sphène, magnétite et biotite. Hornblende pléochroïque (n_γ vert clair, n_α incolore à beige) prismatique avec sections de 3 mm de longueur. Pas de magnétite répartie dans la pâte vitro-cryptocristalline, d'ailleurs moins dévitrifiée que dans le no 319 A ; globules riches en potassium moins développées.

Norme standard

Q	Or	Ab	An	Cord	Fe-Cord	Sill	Hm	Ru	Total
42,7	11,0	24,7	15,7	3,3	1,7	0,3	0,5	0,1	100,0

40,4 plag. An 39

Composition d'une granodiorite, équivalent plutonique de la dacite dans les tables de STRECKEISEN et de la rhyodacite dans celles de JUNG et BROUSSE.

De ce calcul, on peut conclure que le verre est riche en quartz et plagioclase virtuels et pauvre en orthose, ce qui correspond assez bien au moindre développement des globules riches en potassium.

No 330 *Latite à pyroxène et biotite*

Roche poreuse grise à mégaphénocristaux blancs à rosâtres de feldspath et noirs de pyroxène et biotite. Forme un filon de 2 à 3 m d'épaisseur, coupant les schistes et les tufs de l'Unité IV B. Echantillon prélevé à 1,75 km au SSE du col de Shirbash.

Structure holocristalline porphyrique à matrice monzonitique.

Analyse modale

Mégaphénocristaux :	plagioclase	pyroxène global	biotite
	15,6	9,0	9,0
Phénocristaux :	olivine serpentinisée		
	3,7		
Matrice	orthose	plagioclase	magnétite
	34,0	24,2	2,7
			1,8

Mégaphénocristaux de pyroxène :

$c \wedge n_\gamma = 42^\circ$ et $2 V_\gamma = 54^\circ$; incolores à légèrement verdâtres, idiomorphes à résorbés (diamètre environ 1 mm) ; clivages bien développés ; probablement augite commune.

Le pyroxène de la matrice présente les mêmes caractéristiques.

Mégaphénocristaux de plagioclase :

Tabulaires selon (010), zonés, idiomorphes, très saussuritisés, franges d'orthose, inclusions de magnétite et de biotite.

Mégaphénocristaux de biotite :

Paillettes atteignant 2 mm de longueur, pléochroïques :

n_γ brun très sombre
 n_β brun
 n_α incolore à beige

Phénocristaux d'olivine:

Serpentinisés et chloritisés avec formation de magnétite sur les bords.

Matrice:

- plagioclase en partie saussuritisé,
- orthose en partie séricitisée,
- biotite, augite, magnétite et ilménite, gros sphène à contours de magnétite et ilménite, apatite claire et zircon.

Norme standard

Q	Or	Ab	An	Wo	Hy	En	Mt	Ru	Cp	Total
3,4	23,5	42,0	13,4	0,8	0,9	10,4	3,6	0,7	1,4	100,1
55,4 plag. An 24				4,3						

Composition d'une syénodiorite quartzifère à pyroxène, équivalent plutonique de la trachyandésite. Le résultat de ce calcul surprend par la très faible teneur en Wo qui ne suffit pas à rendre compte de la quantité d'augite observée et par la teneur en Q de 3,4, ce minéral n'ayant pas été décelé optiquement. Il faut en rechercher la raison dans l'état d'altération assez prononcé des feldspaths. D'autre part en supposant l'orthose riche en Ab, la composition normative passe dans le clan de la monzonite si bien que l'on peut garder la dénomination de latite à pyroxène et biotite.

No 338 B Syénodiorite microgrenue à hornblende et augite

Roche légèrement poreuse microgrenue. Forme un filon de 3 m d'épaisseur coupant les coulées de l'Unité III. Echantillon prélevé à 4,7 km en amont de la tchaï-khané Laravàn au bord du chemin menant au col de Shirbash.

Structure holocristalline microgrenue monzonitique.

Analyse modale

Plagioclase (altéré)	orthose	hornblende	pyroxène	+ hématite magnétite + ilménite
39,4	19,3	18,6	3,2	4,1
serpentine et chlorite	accessoires			
0,8	1,8			

Composition d'une syénodiorite à hornblende et augite.

Pyroxène:

$c \wedge n_{\gamma} = 38^{\circ}$; idiomorphe à résorbé, glomérphyrique, extinction incomplète, sections d'environ 0,5 mm, parfois chloritisé; clivages développés; probablement augite à augite diopsidique.

Hornblende:

$c \wedge n_\gamma = 1^\circ-9^\circ$ et $2 V_x = 70-71^\circ$; idiomorphe, aciculaire (1-2 mm de longueur), clivages développés, macles, parfois chloritisée, pléochroïque:

n_γ brun clair ($= n_\beta$),
 n_α incolore à légèrement beige.

Biréfringence basse, inclusions d'apatite et magnétite, certainement hornblende „basaltique“ (kaersutite).

Plagioclase:

Très rares phénocristaux tabulaires épais, en général aciculaire (0,3 mm de longueur), saussuritisé et probablement transformé en analcime (très faiblement biréfringent), teneur en An non déterminable mais probablement assez faible.

Orthose:

Xénomorphe, dans les interstices, altérée (séricite, etc).

Accessoires:

Surtout apatite prismatique (0,5-2 mm), incolore, bipyramide bien développée.

Norme standard:

Or	Ab	An	Ne	Wo	Hy	En	Fa	Fo	Mt	Ru
19,5	38,8	13,5	4,7	4,8	0,5	4,3	0,5	5,2	4,9	0,8
52,3 plag. An 26				9,6 Di			5,7 olivine			
				Cp	Total					
				2,4	99,9					

Composition d'une essexite à pyroxène et olivine.

Variante sur la base de la hornblende no 18 de TRÖGER (1935):

Or	Ab	An	Ne	Ho	Di	Fo	Mt	Hm	Ru	Cp	Total
19,0	35,0	9,8	5,4	18,6	4,0	1,8	2,2	1,2	0,8	2,4	100,2
44,8 plag. An 22							4,2				

La composition reste celle d'une syénodiorite avec un bon accord entre le mode et la norme.

No 347 (Hyal) Trachyandésite à hornblende

Roche gris clair très légèrement poreuse à mégaphénocristaux noirs de hornblende (jusqu'à 5 mm de long). Forme un filon coupant les filons-couches et coulées de l'Unité IV C. Echantillon prélevé à 200 m au S du sommet du Chahàrsi. On remarque que tous les cristaux de hornblende ont leur axe c parallèle au plan du filon. Rappelle fortement les nos 18, 19 et 30.

Structure hémicristalline porphyrique à matrice hyalopilitique.

Analyse modale

Mégaphénocristaux de	hornblende 13,9		
phénocristaux de	plagioclase 1,5		
matrice	magnétite 3,1	accessoires 0,5	matériel cryptocristallin 81,0

Mégaphénocristaux de hornblende:

$c \wedge n_\gamma = 9^\circ - 10^\circ$ (-27°), idiomorphes, prismatiques allongés, clivages bien développés, macles, parfois résorbés; inclusions d'apatite et de magnétite; légèrement zonés (récurrences), $2V \approx 90^\circ$, biréfringence élevée, pléochroïques: n_γ brun olivâtre
 n_β brun
 n_α brun clair doré

certainement oxyhornblende.

Phénocristaux de plagioclase:

Andésine à An 38–42° HT et $2V = 90-87^\circ$, idiomorphes à fortement résorbés, frais, maclés (Carlsbad surtout).

Matrice:

Verre, plagioclase microlitique, hornblende, magnétite, apatite.

Norme standard:

Or	Ab	An	Wo	Hy	En	Fo	Mt	Ru	Cp	Total
20,5	47,0	15,2	3,7	0,3	5,6	2,7	3,4	0,6	1,1	100,1
62,2 plag. An 24,5						4,0 opaque				

Composition d'une syénodiorite à pyroxène et olivine, équivalent de la trachyandésite.

Variante à hornblende standard:

Or	Ab	An	Ho	Mt	Ru	Cp	Or	Ab	An	Wo	Fo
0,1	0,8	0,6	14,0	2,6	0,6	1,1	20,4	46,2	9,9	1,9	1,7
1,5 plag. An 40			3,2			56,1 plag. An 17,6					
Total 99,9							80,1 matrice sans Ho, Mt, Ru, Cp				

La matrice possède comme la roche totale une composition syénodioritique. Seule la norme est exactement déterminée; on donnera donc à la roche la dénomination obtenue à partir de celle-ci, à savoir hyalotrachyandésite à hornblende.

No 371 *Micromonzonite porphyrique à hornblende*

Roche légèrement poreuse d'un gris très clair et microgrenue. Forme un filon coupant les coulées supérieures de l'Unité IV. Echantillon prélevé sur l'arête Bamebergà-Ushgàr à 600 m à l'W du premier sommet.

Structure holocristalline porphyrique à matrice monzonitique.

Analyse modale

Phénocristaux:	plagioclase	hornblende	augite
	6,5	11,5	0,2
Matrice	plagioclase	orthose	magnétite + ilménite
	36,6	35,0	3,2
	serpentine et chlorite		
	4,6		

Composition d'une micromonzonite porphyrique à hornblende.

Phénocristaux de plagioclase:

Prismatiques à tabulaires selon (010), en section jusqu'à 2 mm, saussuritisés, maclés, manteau d'orthose.

Phénocristaux de hornblende:

Idiomorphes à résorbés, sections de 0,2–0,5 mm, pléochroïques:

n_γ brun foncé
 n_β brun
 n_α beige,

biréfringence élevée, $c \wedge n_\gamma = 5^\circ\text{--}15^\circ$; probablement oxyhornblende.

Phénocristaux de pyroxène:

Résorbés avec formation de hornblende et altérés (chlorite, calcite), incolores à légèrement verdâtres.

Matrice:

Plagioclase, orthose, magnétite, ilménite, serpentine, chlorite et accessoires (apatite claire, sphène et zircon très petits et très peu de quartz).

Norme standard

Q	Or	Ab	An	Wo	Hy	En	Mt	Ru	Cp	Total
0,3	19,8	52,0	11,2	2,4	1,1	7,9	3,5	0,6	1,2	100,0
63,2 plag. An 17,7										

Composition d'une syénodiorite à pyroxène. De la comparaison des rapports modal et normatif orthose/plagioclase, on déduit aussitôt que l'orthose comporte une teneur notable en Ab.

Variante à hornblende et pyroxène:

Q	Or	Ab	An	Ho	Di	En + Hy	Mt	Ru	Cp	Total
0,3	19,8	52,0	7,4	11,5	1,6	2,1	3,5	0,6	1,2	100,0
				3,7 pyroxène			4,1			

La concordance avec le mode est satisfaisante. La répartition de Or, Ab et An dans l'orthose et le plagioclase pourrait être:

Or	Ab	Ab	An
19,8	15,2	36,8	7,4
<u>35,0 orthose</u>		<u>44,2 plag. An 16,8</u>	

Ce rapport est presque exactement celui du mode de telle sorte que l'on peut conserver l'attribution modale.

No 353 *Rhyolite mésohyaline*

Roche verte à éclat vitreux à mégaphénocristaux de plagioclase et de sanidine. Représentant une série de filons recoupant les quartzites de la Formation du Lashkerak (Ordovicien). Frappe d'emblée par sa ressemblance à l'œil nu avec les filons des nos 319 A et 319 B. Echantillon prélevé à 520 m au S du Lashkerak sur l'arête joignant ce sommet au Alànesar.

Cette roche a déjà été décrite par GLAUS (1965) comme „Quarzporphyr“ et mentionnée par GANSSER et HUBER (1962).

Structure vitrophyrique; matrice microfelsitique.

Analyse modale

Sanidine	quartz	plagioclase	hornblende	biotite	accessoires
11,4	6,8	5,2	0,5	0,3	0,7
magnétite	verre (cryptocristallin)				
0,3	74,8				

Composition d'une phanérorhyolite subalcaline.

Description minéralogique, cf. M. GLAUS (1965, p. 108–109).

Norme standard

Q	Or	Ab	An	Hy	En	Cord	Mt	Ru	Cp	Total
24,4	37,5	25,2	7,2	0,5	2,9	1,5	0,9	0,1	0,2	100,3
		<u>32,4 plag. An 22,2</u>								

Composition d'un granite, équivalent plutonique de la rhyolite.

Ce calcul confirme le diagnostic porté plus haut d'après le mode et montre que le verre possède à peu près la même composition que la partie cristallisée.

On se convaincra aisément de la ressemblance chimique et minéralogique de cette roche avec les nos 319 A et 319 B par la comparaison des descriptions et des analyses.

No 355 B *Rhyolite mésohyaline*

Roche vert foncé très semblable au no 353 mais à l'éclat encore plus vitreux. Mégaphénocristaux de feldspath légèrement rosâtres. Représente l'un des

nombreux filons coupant la formation de Mobarak. Echantillon prélevé sur l'arête SE du Gemaurà à 400 m du sommet.

Structure vitrophyrique à matrice variolitique.

Analyse modale

Sanidine	quartz	hornblende	accessoires	verre	varioles
11,4	1,4	1,4	0,4	58,7	26,7

Composition d'une phanérorhyolite alcaline pour JUNG et BROUSSE et d'un phanérotrachyte alcalin pour STRECKEISEN.

Sanidine:

Idiomorphe, en cristaux ayant jusqu'à 5 mm de section, légèrement altérée, inclusions de verre dévitrifié en partie, $2 V_x = 45-50^\circ$; glomérophyrique, clivages développés, franges épaisses de verre riche en potassium.

Quartz:

Idiomorphe à très résorbé; inclusions de sphène.

Hornblende:

Idiomorphe, résorbée, pléochroïque: n_γ vert brunâtre,
 n_x beige

clivages développés, inclusions de zircon, magnétite et sphène, $c \wedge n_\gamma = 8-12^\circ$, maclée; frange de réaction avec le verre; probablement hornblende commune.

Accessoires:

Zircon, sphène, magnétite et apatite (prismes avec bipyramide ayant jusqu'à 2 mm de longueur).

Verre:

Texture fluidale, transformé en matériel cryptocristallin à varioles riches en potassium. Le flux vitreux contourne les varioles, indiquant ainsi que ces dernières se sont formées avant la mise en place du filon.

Norme standard

Q	Or	Ab	An	Wo	Hy	En	Mt	Ru	Cp	Total
26,6	28,3	37,0	5,8	0,3	0,3	0,5	0,7	0,2	0,3	100,0
42,8 plag. An 13,5										

Composition d'un leucogranite à pyroxène, équivalent plutonique de la rhyolite. Il convient donc d'appeler cette roche plutôt rhyolite que phanérotrachyte.

Comme pour le no 353, très forte ressemblance avec les nos 319 A et 319 B.

Tableau I. *Résultats des analyses*

No	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	H ₂ O	CO ₂	Total
<i>Roches subrécentes</i>														
18	61,6	16,9	2,6	1,8	0,06	1,6	4,2	5,3	3,8	0,55	0,9	0,3	—	99,6
19	62,0	16,7	3,2	1,2	0,06	1,6	4,2	5,2	3,8	0,55	1,0	0,3	—	99,8
30	58,0	17,0	4,2	1,2	0,09	2,2	5,3	5,6	3,8	0,75	1,1	0,3	0,2	99,7
89	46,9	14,8	4,9	4,1	0,21	5,8	8,5	2,4	4,6	1,3	1,8	3,5	0,6	99,4
97	45,5	13,3	5,7	3,7	0,16	9,0	9,9	1,7	3,3	1,2	1,8	3,8	0,5	99,6
110A	58,8	16,9	3,1	2,3	0,08	2,6	4,2	4,4	3,5	0,6	1,8	1,7	0,3	99,5
110B	52,5	17,5	3,5	4,0	0,13	3,5	5,6	4,6	4,0	0,9	1,0	1,8	—	99,6
302	48,2	17,0	3,8	4,2	0,16	4,6	8,8	3,4	3,6	1,3	1,7	3,1	0,2	100,0
315	61,2	17,9	2,1	1,3	0,06	1,3	2,5	5,4	4,9	0,3	0,5	1,3	0,2	99,0
319A	72,4	13,0	0,7	0,4	0,05	0,2	1,8	2,9	4,3	0,04	0,1	5,3	—	101,2
319B	71,6	12,8	0,6	0,3	0,04	0,4	2,9	2,5	1,7	0,02	0,1	8,2	—	101,2
330	57,4	16,6	3,4	2,0	0,10	3,7	3,9	4,6	3,9	0,7	0,95	2,3	—	99,6
338B	52,5	17,1	4,7	2,8	0,11	4,1	6,6	5,2	3,3	1,2	1,2	2,2	—	101,0
347	57,9	18,1	3,3	1,6	0,08	2,9	5,6	5,3	3,5	0,55	0,8	1,4	—	101,0
371	57,0	17,0	3,3	2,1	0,09	2,8	4,1	5,7	3,3	0,6	0,9	2,8	—	99,7
353	69,9	14,0	0,8	0,6	0,05	1,2	1,5	2,7	6,1	0,1	0,2	3,9	—	101,0
355B	70,0	13,4	0,6	0,4	0,05	0,2	1,4	3,9	4,5	0,1	0,2	5,5	—	100,3
356	72,4	14,8	1,3	0,2	0,06	0,3	1,4	3,8	4,2	0,1	0,2	2,0	—	100,8
54	46,6	12,1	—	8,5	0,20	15,5	9,7	2,2	0,8	0,45	1,4	2,2	—	99,7
<i>Roches tertiaires</i>														
12	45,9	18,1	6,7	2,3	0,32	4,3	10,1	3,9	0,6	0,8	1,4	4,6	—	99,0
35	45,0	16,9	3,5	3,3	0,25	4,5	11,1	4,0	1,0	0,85	1,5	4,0	4,0	99,9
38	51,1	17,7	5,2	4,1	0,19	3,0	8,8	3,0	1,9	0,6	1,2	2,9	—	99,7
67	49,5	16,8	5,9	3,5	0,18	4,9	9,3	3,3	1,9	0,5	1,0	3,0	—	99,8
68A	51,4	17,9	6,2	2,5	0,44	5,9	8,0	3,5	1,2	0,9	1,2	2,4	—	101,5
71	54,3	15,8	4,8	3,1	0,13	4,2	8,4	3,1	3,5	0,45	0,9	2,0	—	100,7
136	50,5	18,6	6,8	1,4	0,17	3,3	8,3	3,8	2,4	0,6	1,0	3,0	0,2	100,1
139	51,8	18,2	5,1	2,8	0,15	3,4	8,4	3,2	2,7	0,45	1,05	2,4	—	99,7
168B	46,0	16,9	5,3	5,2	0,25	6,2	10,7	3,8	1,4	0,55	1,3	2,8	—	100,4
169	46,5	16,8	5,9	3,8	0,25	6,4	9,5	3,8	1,9	0,6	1,2	3,5	—	100,2
170	45,7	18,6	5,7	3,3	0,19	4,0	8,8	5,5	1,7	0,7	0,9	4,3	—	99,4
171	49,5	18,4	6,9	1,5	0,15	6,0	4,4	3,5	3,1	0,7	0,8	4,7	—	99,7
202	47,0	12,5	4,9	6,0	0,22	8,2	13,6	1,9	2,3	0,45	1,1	1,4	—	99,6
267	55,9	16,3	1,9	6,2	0,17	1,3	8,6	2,8	3,2	0,5	0,9	1,6	—	99,4
270	52,1	16,6	3,1	5,0	0,15	6,4	7,9	2,8	3,3	0,4	0,9	2,1	—	100,8
277	49,3	19,7	6,3	1,5	0,15	4,0	8,3	4,3	1,7	0,6	0,7	3,4	—	100,0
278	50,0	20,2	6,2	1,9	0,18	4,0	7,9	4,3	1,7	0,6	0,7	3,5	—	101,2
282	48,5	18,7	7,4	1,1	0,12	4,4	6,7	4,9	2,7	0,65	1,05	3,8	—	100,2
286	49,6	17,6	3,5	5,0	0,16	5,0	10,7	3,2	1,1	0,6	1,0	3,3	0,2	101,0
293A	48,5	16,8	6,1	2,9	0,11	5,4	8,8	3,5	1,7	0,8	1,3	3,4	—	99,3
297	56,9	20,4	4,2	0,6	0,05	0,6	4,5	4,2	5,0	0,5	0,7	2,0	—	99,7
314	50,0	17,4	4,3	3,9	0,14	4,9	9,4	2,9	2,9	0,4	0,9	3,6	—	100,7
381	51,0	17,1	5,5	3,0	0,14	6,1	7,6	2,0	3,3	0,5	0,8	3,8	—	100,8
382	51,3	17,6	4,5	3,9	0,13	5,6	8,1	3,5	3,0	0,4	0,9	2,1	—	101,0
395	51,5	16,9	5,2	2,5	0,20	4,8	7,7	3,3	4,3	0,5	1,0	2,1	—	100,0
412A	58,2	16,6	2,4	3,4	0,12	3,5	5,7	3,6	2,2	0,2	0,6	3,1	—	99,6
426	56,2	16,6	3,0	5,0	0,17	2,5	5,7	3,8	2,7	0,7	1,0	3,2	—	100,5
485	50,9	20,1	3,7	2,0	0,14	1,9	5,4	4,9	2,3	0,6	0,6	7,3	—	99,8
L	50,6	15,8	2,5	5,9		5,5	8,3	5,1	2,2	0,6	1,0	3,1	—	100,1
M	51,7	18,0	2,5	4,3		9,6	7,0	3,4	3,8	0,5	0,7	3,9	—	99,2
D 1	51,0	18,3	3,1	5,7	0,15	5,2	8,6	3,0	2,5	0,5	0,8	1,3	—	100,2
D 2	50,0	18,6	2,8	5,1	0,19	4,5	7,9	2,7	4,0	0,4	0,8	2,7	—	99,7
D 3	49,5	16,7	2,3	5,8	0,15	6,9	8,0	2,9	3,3	0,3	0,7	3,1	—	99,7
D 4	64,5	15,9	2,1	1,6	0,10	1,9	1,9	5,0	4,5	0,2	0,3	1,3	0,3	99,6
D 7	53,5	17,6	2,4	4,0	0,50	4,6	2,3	6,0	2,8	0,3	0,6	3,5	1,4	99,6
D 8	50,0	20,3	2,7	4,4	0,10	4,6	8,1	4,1	1,2	0,3	0,8	2,8	0,6	100,0
D 9	49,5	17,9	3,4	4,8	0,20	4,5	8,2	4,0	2,0	0,3	0,7	4,1	0,2	99,8

Désignation des échantillons analysés (Taleghan uniquement)

W = Prof. M. WEIBEL, St = P. STALDER

Nos Analystes

18	W	trachyandésite à hornblende, 2 km à l'ESE de Joistan
19	W	trachyandésite à hornblende, 2,3 km à l'ESE de Joistan
30	W	trachyandésite à hornblende, 1,75 km au NE de Joistan
89	W	vogésite à biotite, 5,5 km au NNW de Laravân
97	W	vogésite à augite, biotite et hornblende, 1,9 km au SE du no 89
110 A	W	micromonzonite à hornblende et biotite, 1,1 km au S du Kurgesou
110 B	W	micromonzonite à hornblende (et analcime) 400 m au SE du no 97
302	St	microkentallénite (altérée) à hornblende et pyroxène, à 3,3 km au SSW du Col de Shirbash
315	St	latite à hornblende et biotite, 1,25 km à l'WNW du sommet du Ushgar
319 A	St	phanérotachyte mésohyalin, à 850 m au NW du sommet du Ushgar
319 B	St	phanérorhyolite mésohyaline à hornblende, même emplacement que le no 319 A
330	St	latite à pyroxène et biotite, à 1,75 km au SSE du Col de Shirbash
338 B	St	syénodiorite microgrenue à hornblende et augite, à 4,7 km en amont de Laravân au bord du chemin menant au Col de Shirbash
347	St	trachyandésite à hornblende, 200 m au S du sommet du Chaharsi
371	St	micromonzonite porphyrique à hornblende, à 600 m à l'W du Bamebergà
353	St	rhyolite mésohyaline, 520 m au S du sommet du Lashkeràk
355 B	St	rhyolite mésohyaline, 400 m du sommet du Gemaurà sur l'arête SE
356	St	rhyodacite (altérée), 900 m NNW de Shahsheshmé
54	St	mélamicrogabbro à olivine et augite titanifère, à 1,7 km au NNW de Dehdar
12	St	phanérobasilte à iddingsite, bytownite et andésine, à 600 m à l'ESE de Joistan
35	St	phanérolabradorite à 1,5 km au NE de Khuchiré
38	W	trachylabradorite à pyroxène et olivine, à 2,5 km au NW de Khuchiré
67	W	phanérobasilte porphyrique à augite et olivine, à 3,4 km au N de Mariàn
68 A	St	phanérobasilte à augite et olivine, à 3,4 km au N de Mariàn
71	W	phanérotachybasalte à pyroxène et olivine, à 2,1 km à l'E de Dizàn
136	W	phanérobasilite à analcime et pyroxène, à 3 km au N de Joistan
139	St	phanérotachylabradorite à pyroxène et olivine, à 1 km à l'E Lambaràn
168 B	St	basanite à analcime, pyroxène et olivine, à 3,3 km à l'ESE de Joistan
169	St	basanite à analcime, pyroxène et olivine, à 3,15 km à l'ESE de Joistan
170	St	basanite à analcime, pyroxène et olivine, à 3,1 km à l'ESE de Joistan
171	St	phanérobasilite à analcime (altérée), à 3,05 km à l'ESE de Joistan
202	W	trachybasalte à olivine, pyroxène et biotite, à 2,2 km à l'E de Lambaràn
267	St	monzonite à pyroxène et olivine, à 4,5 km au NNW de l'Imamzadeh Karkabout
270	St	monzonite à pyroxène et olivine, à 4,6 km au NNW de l'Imamzadeh Karkabout
277	St	basanite à analcime, pyroxène et olivine, à 1,1 km à l'WNW de l'Imamzadeh Karkabout
278	St	phanérobasilite à analcime, pyroxène et olivine, à 1,15 km à l'WNW de l'Imamzadeh Karkabout
282	St	basanite à analcime, pyroxène et olivine, à 1,3 km à l'WNW de l'Imamzadeh Karkabout
286	St	phanérobasilite à analcime, pyroxène et olivine, à 1,4 km à l'WNW de l'Imamzadeh Karkabout
293 A	St	phanérobasilte à iddingsite, à 1,8 km au N de Navis
297	St	phanérotachylabradorite à 3,1 km au SSW du Col de Shirbash
314	St	syénogabbro à pyroxène et olivine, à 1,6 km à l'W du Ushgar
381	St	monzonite à olivine et augite, flanc S du Bamebergà
382	St	syénogabbro à pyroxène et olivine, flanc S du Bamebergà
395	St	trachyandésite à olivine et augite, à 3,9 km au NNW du village de Karkabout
412 A	St	phanéroandésite à augite et hypersthène, à 2,5 km à l'W d'Ivatar
426	St	phanéroandésite à augite et hypersthène, à 2,2 km à l'ESE du Mt Elbourz
485	St	phanérobasilite à grosse analcime, à 300 m au SW de Khikàn

Tableau II. Paramètres de Niggli

No	si	al	fm	e	alk	ti	p	k	mg	qz	si°	ac°	Type magmatique	Série
<i>Roches subrécentes</i>														
319B	462,2	48,7	8,6	20,1	22,6	0,5	0,1	0,31	0,45	271,6	2,43	0,82	yosémitoaplitique	C
319A	442,9	46,9	7,4	11,8	34,0	0,5	0,1	0,49	0,25	207,0	1,88	0,82	yosémitoaplitique	C
355B	409,0	46,0	6,6	8,7	38,7	0,9	0,2	0,43	0,26	177,7	1,70	0,81	aplitogranitique	C
356	397,2	47,8	9,0	8,2	34,9	0,8	0,2	0,42	0,27	157,6	1,66	0,80	aplitogranitique	C
353	362,2	42,7	15,2	8,3	33,7	0,8	0,2	0,60	0,61	127,3	1,54	0,78	rapakivitique	K
315	233,0	40,2	17,7	10,2	31,9	1,4	0,5	0,37	0,42	5,4	1,02	0,70	granosyenitique	K
19	224,2	35,6	21,1	16,3	27,0	2,7	0,8	0,32	0,41	16,2	1,08	0,69	larvikitique	N
18	220,6	35,7	21,1	16,1	27,1	2,4	0,8	0,32	0,40	12,3	1,06	0,69	larvikitique	N
110A	201,7	34,2	28,1	15,4	22,3	4,6	0,9	0,34	0,47	12,5	1,07	0,67	maenaitique	N
330	186,7	31,8	32,0	13,6	22,6	2,3	1,0	0,36	0,56	- 3,7	0,98	0,65	syénitique	K
371	186,7	32,8	27,8	14,4	25,0	2,2	0,8	0,28	0,49	-13,3	0,93	0,65	maenaitique	N
30	186,7	32,2	24,2	18,3	25,3	2,7	1,0	0,31	0,44	-14,4	0,93	0,65	kassaitique	N
347	179,5	33,1	25,5	18,6	22,9	1,9	0,7	0,30	0,53	-11,9	0,94	0,64	kassaitique	N
110B	151,6	29,8	32,6	17,3	20,2	2,2	1,1	0,36	0,46	-29,4	0,84	0,60	monzonitique	K
338B	144,3	27,7	33,2	19,4	19,6	2,5	1,4	0,29	0,51	-34,3	0,81	0,59	essexitique	N
302	125,5	26,1	34,8	24,6	14,6	3,3	1,4	0,41	0,51	-32,7	0,79	0,56	sommaitoossipitique	K
89	120,2	22,3	40,8	23,3	13,5	3,5	1,4	0,56	0,54	-33,7	0,78	0,55	sommaïtodoritique	K
97	105,5	18,2	48,5	24,6	8,7	3,1	1,2	0,56	0,64	-29,3	0,78	0,51	shonkinitique	K
54	92,2	14,1	60,1	20,6	5,2	2,1	0,4	0,19	0,76	-28,7	0,76	0,48	hornblenditique	C
<i>Roches tertiaires</i>														
297	198,2	41,9	16,0	16,8	25,3	1,8	0,7	0,44	0,19	- 2,9	0,99	0,66	monzonitosyenitique	K
412A	189,0	31,8	32,4	19,9	15,9	1,5	0,3	0,29	0,52	19,8	1,12	0,65	essexitoakéritique	N
426	177,8	31,0	32,6	19,3	17,1	2,4	0,9	0,32	0,36	9,4	1,06	0,64	essexitoakéritique	N
267	173,2	29,8	26,9	28,6	14,7	2,1	0,7	0,43	0,22	14,3	1,09	0,63	sommaïtomonzonitique	K
485	162,9	37,9	23,7	18,5	19,9	1,4	0,8	0,24	0,38	-16,7	0,91	0,62	rouvillitique	N
71	150,3	25,8	34,8	24,9	14,5	1,9	0,5	0,43	0,50	- 7,7	0,95	0,60	sommaïtomonzonitique	K
139	144,2	29,9	31,7	25,1	13,4	2,3	0,5	0,36	0,45	- 9,5	0,94	0,59	sommaïtomonzonitique	K
38	142,1	29,0	33,3	26,2	11,5	2,5	0,7	0,29	0,37	- 3,7	0,97	0,59	bélugitique	C
136	138,7	30,1	31,2	24,4	14,3	2,1	0,7	0,29	0,43	-18,6	0,88	0,58	sommaïtomonzonitique	K
395	137,6	26,6	35,5	22,0	15,9	2,0	0,6	0,46	0,54	-25,9	0,84	0,58	monzonitodoritique	K
171	135,8	29,8	42,6	12,9	14,7	1,7	0,8	0,37	0,58	-23,1	0,85	0,58	lamprosyénitique	K
381	134,0	26,4	41,6	21,4	10,6	1,6	0,5	0,52	0,57	- 8,4	0,97	0,58	sommaïtodoritique	K
270	132,8	24,9	41,2	21,6	12,3	1,7	0,4	0,44	0,59	-16,4	0,89	0,57	sommaïtodoritique	K

278	131,7	31,3	32,6	22,3	13,8	1,4	0,7	0,21	0,48	-23,5	0,89	0,58	dioritique	C
68A	131,1	26,9	40,6	21,9	10,6	2,3	1,0	0,18	0,55	-11,3	0,92	0,57	gabrodioritique	C
277	130,3	30,7	31,9	23,5	13,9	1,4	0,7	0,21	0,49	-25,2	0,84	0,57	dioritique	C
382	130,0	26,3	38,3	22,0	13,4	1,7	0,4	0,36	0,55	-23,8	0,85	0,57	monzonitodioritique	K
314	128,4	26,4	35,8	25,9	12,0	1,7	0,4	0,40	0,52	-19,6	0,90	0,57	sommatitique	K
282	127,9	29,1	35,0	18,9	17,1	2,1	0,7	0,27	0,49	-40,4	0,76	0,56	essexitique	N
67	126,6	25,3	37,9	25,5	11,3	1,9	0,5	0,27	0,49	-18,5	0,87	0,56	leucomiharaitique	C
293A	124,5	25,4	38,9	24,2	11,5	2,5	0,9	0,24	0,53	-21,5	0,85	0,55	orbitique	C
286	123,9	25,9	36,0	28,6	9,5	1,9	0,6	0,18	0,52	-14,1	0,90	0,55	leucomiharaitique	C
12	116,6	27,1	34,7	27,5	10,6	2,7	0,9	0,09	0,47	-25,8	0,88	0,56	bélugitique	C
35	116,3	25,7	31,8	30,7	11,7	2,9	0,9	0,14	0,54	-30,4	0,79	0,54	bélugitique	C
170	114,6	27,4	32,9	23,6	16,0	1,7	0,7	0,17	0,45	-40,4	0,75	0,55	sommatitique	K
169	109,8	23,4	41,0	24,0	11,6	2,1	0,6	0,25	0,55	-36,4	0,75	0,52	essexitogabbrodioritique	N
168B	105,0	22,7	40,6	26,2	10,5	2,2	0,5	0,20	0,52	-36,8	0,74	0,51	essexitogabbrodioritique	N
202	101,4	15,9	45,5	31,4	7,1	1,8	0,4	0,44	0,58	-27,2	0,79	0,50	missouritique	K
D 4	258,0	37,8	23,2	8,0	31,0			0,4	0,5		1,15	0,72	leucosyénotogranitique	K
D 7	163,0	31,5	37,8	7,5	23,2			0,2	0,6		0,85	0,62	mélanatronsyénotique	K
D 8	139,0	33,2	32,0	21,6	13,2			0,2	0,6		0,91	0,58	normaldioritique	C
D 9	132,0	27,8	35,5	23,0	13,7			0,25	0,5		0,85	0,57	normaldioritique	C
D 1	130,0	27,7	38,0	23,2	11,1			0,4	0,5		0,93	0,57	sommatitodioritique	K
D 2	129,5	28,9	35,3	22,3	13,5			0,5	0,5		0,84	0,57	monzonitodioritique	K
L	128,0	23,6	37,9	22,5	16,0			0,2	0,5		0,78	0,56	béringitique	N
D 3	124,0	24,6	42,1	21,2	12,1			0,4	0,6		0,84	0,55	sommatitodioritique	K
M	118,5	24,4	45,3	17,2	13,1			0,4	0,7		0,77	0,54	lamprosommatitique	K

Tableau III. Bases et valeurs *QLM*

No	Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Sp	Fo	Hz	Fa	C	Fs	Ru	Op	Q	L	M	π	γ
<i>Roches subrécentes</i>																		
18	39,6	13,4	28,5	6,7	1,9	—	3,3	—	2,2	—	2,7	0,6	1,1	39,6	48,6	11,8	0,14	0,19
19	40,2	13,4	28,0	6,6	2,0	—	3,3	—	1,5	—	3,3	0,7	1,1	40,2	48,0	11,9	0,14	0,20
30	34,4	13,4	30,0	6,0	3,5	—	4,5	—	1,5	—	4,4	0,8	1,5	34,4	49,5	16,2	0,12	0,25
89	25,8	17,2	13,6	10,1	5,9	—	12,7	—	5,3	—	5,4	1,3	2,7	25,8	41,0	33,2	0,25	0,20
97	24,4	12,3	9,6	11,9	7,3	—	19,6	—	4,7	—	6,3	1,3	2,5	24,4	33,9	41,7	0,35	0,19
110A	39,1	12,6	24,1	9,8	0,4	—	5,5	—	2,8	—	3,3	1,3	1,2	39,1	46,5	14,4	0,21	0,03
110B	30,2	14,5	25,3	9,4	2,2	—	7,4	—	4,9	—	3,7	0,7	1,8	30,2	49,0	20,7	0,19	0,12
302	27,4	13,2	18,9	12,7	4,8	—	9,8	—	5,2	—	4,1	1,2	2,6	27,4	44,8	27,8	0,28	0,20
315	39,4	17,5	29,3	6,2	0,2	—	2,7	—	1,6	—	2,2	0,3	0,6	39,4	53,0	7,6	0,12	0,02
319A	59,6	16,1	16,5	5,5	—	0,7	0,1	—	0,6	—	0,8	0,1	0,1	59,6	38,2	2,3	0,14	0,00
319B	65,5	6,6	14,8	9,4	—	1,8	—	0,9	—	0,2	0,7	0,1	—	65,5	30,8	3,7	0,31	0,00
330	36,1	14,1	25,2	8,0	0,6	—	7,8	—	2,5	—	3,6	0,7	1,4	36,1	47,3	16,6	0,17	0,04
338B	28,6	11,7	28,0	8,1	3,6	—	8,5	—	3,4	—	4,9	0,8	2,4	28,6	47,8	23,6	0,17	0,18
347	34,8	12,3	28,2	9,1	2,8	—	5,9	—	1,9	—	3,4	0,6	1,1	34,8	49,5	15,6	0,18	0,20
371	34,7	11,9	31,2	6,7	1,8	—	5,9	—	2,6	—	3,5	0,6	1,2	34,7	49,8	15,6	0,14	0,13
353	53,3	22,4	15,1	4,3	—	0,8	2,2	—	0,8	—	0,9	0,1	0,2	53,3	41,7	5,0	0,10	0,00
355B	54,9	17,0	22,2	3,5	0,2	—	0,4	—	0,6	—	0,7	0,2	0,3	54,9	42,7	2,4	0,09	0,10
356	55,9	15,8	20,9	3,9	—	1,3	—	0,6	—	0,6	1,4	0,1	0,2	55,9	39,9	4,2	0,10	0,00
54	21,7	2,8	11,8	12,4	7,4	—	32,0	—	10,1	—	—	—	0,9	21,7	27,1	51,3	0,46	0,15
<i>Roches tertiaires</i>																		
12	28,5	2,1	22,4	19,4	5,5	—	9,5	—	3,2	—	7,5	1,1	0,9	28,5	43,9	27,6	0,44	0,19
35*	27,1	3,8	23,3	16,3	8,1	—	10,1	—	4,5	—	4,0	1,1	1,8	27,1	43,4	29,5	0,38	0,30
38	34,7	7,1	16,9	18,4	3,4	—	6,5	—	5,2	—	5,7	0,9	1,2	34,7	42,4	23,0	0,43	0,16
67	30,1	7,0	18,4	15,8	5,5	—	10,5	—	4,5	—	6,4	0,7	1,0	30,1	41,3	28,6	0,38	0,21
68A	32,4	4,3	19,0	17,9	1,5	—	12,3	—	3,5	—	6,5	0,8	1,8	32,4	41,2	26,4	0,43	0,06
71	33,4	12,6	17,0	11,5	6,2	—	8,9	—	3,8	—	5,1	0,6	0,9	33,4	41,2	25,5	0,28	0,26
136	31,8	8,8	21,2	16,5	3,4	—	7,1	—	1,9	—	7,4	0,7	1,2	31,8	46,5	21,7	0,36	0,17
139	33,7	9,9	17,8	17,0	3,6	—	7,3	—	3,6	—	5,5	0,8	0,9	33,7	44,7	21,6	0,38	0,18
168B	23,9	5,1	20,9	15,3	7,6	—	13,1	—	6,5	—	5,7	0,9	1,1	23,9	41,2	34,9	0,37	0,23
169	24,6	6,9	21,0	14,3	6,3	—	13,6	—	4,8	—	6,3	0,9	1,2	24,6	42,3	33,2	0,34	0,20
170	23,2	6,2	30,8	13,0	5,8	—	8,6	—	4,2	—	6,2	0,6	1,4	23,2	50,0	26,8	0,26	0,23
171	30,8	11,5	19,7	11,1	—	4,8	10,6	—	2,0	—	7,5	0,6	1,4	30,8	42,3	26,9	0,26	0,00
202	23,6	8,4	10,5	11,6	14,2	—	17,4	—	7,4	—	5,3	0,8	0,9	23,6	30,6	46,0	0,38	0,32
267	38,8	11,8	15,7	14,0	5,4	—	2,8	—	7,7	—	2,1	0,7	1,0	38,8	41,6	19,7	0,34	0,30
270	30,7	11,8	15,2	13,9	4,2	—	13,4	—	6,0	—	3,3	0,6	0,8	30,7	41,0	28,3	0,34	0,16

277	30,3	6,2	23,8	18,2	2,5	—	8,5	—	2,0	—	6,8	0,5	1,2	30,3	48,2	21,5	0,38	0,13
278	30,9	6,1	23,4	18,9	1,5	—	8,4	—	2,5	—	6,6	0,5	1,1	30,9	48,4	20,7	0,39	0,08
282	26,6	9,8	27,1	13,0	2,6	—	9,4	—	1,6	—	7,9	0,8	1,3	26,6	49,9	23,5	0,26	0,12
286	31,1	4,0	17,7	18,8	5,9	—	10,6	—	6,2	—	3,8	0,7	1,2	31,1	40,5	28,4	0,46	0,22
293A	29,4	6,3	19,7	15,7	4,3	—	11,7	—	3,7	—	6,7	0,9	1,6	29,4	41,7	28,9	0,38	0,16
297	38,1	18,1	23,1	11,9	—	1,6	0,5	—	0,8	—	4,5	0,5	1,0	38,1	53,0	8,8	0,22	0,00
314	30,2	10,7	16,2	15,9	5,7	—	10,5	—	4,7	—	4,6	0,6	0,9	30,2	42,8	27,0	0,37	0,22
381	33,0	12,1	11,1	17,5	2,1	—	13,2	—	3,6	—	6,0	0,6	0,9	33,0	40,7	26,3	0,43	0,08
382	29,4	10,7	19,0	14,1	4,3	—	11,7	—	4,7	—	4,7	0,6	0,8	29,4	43,8	26,8	0,32	0,17
395	29,4	15,5	18,1	11,4	5,1	—	10,1	—	3,2	—	5,5	0,7	1,0	29,4	45,0	25,6	0,25	0,21
412A	41,3	8,0	20,1	14,2	1,5	—	7,5	—	4,2	—	2,6	0,5	0,3	41,3	42,3	16,4	0,34	0,09
426	38,1	9,9	21,2	12,6	1,3	—	5,4	—	6,2	—	3,3	0,7	1,3	38,1	43,7	18,2	0,29	0,08
485	34,7	8,7	28,2	14,9	—	1,8	3,3	—	2,7	—	4,1	0,5	1,3	34,7	51,8	13,6	0,29	0,00
L	26,6	7,8	27,6	8,5	7,2	—	11,0	—	6,9	—	2,7	0,6	1,1	26,6	43,9	29,5	0,20	0,25
M	26,2	12,8	17,6	13,1	2,7	—	4,7	—	19,1	—	2,6	0,4	0,8	26,2	43,5	30,3	0,30	0,09
D 1	31,8	8,8	15,9	18,1	2,8	—	10,9	—	7,0	—	3,2	0,5	1,0	31,8	42,8	25,4	0,42	0,12
D 2	30,5	14,4	14,8	16,8	3,0	—	9,6	—	6,3	—	3,1	0,6	0,9	30,5	46,0	23,5	0,37	0,14
D 3	28,3	12,0	15,8	14,2	4,6	—	14,6	—	7,0	—	2,4	0,5	0,6	28,3	42,0	29,7	0,44	0,16
D 4	43,4	16,3	26,9	4,8	—	—	3,9	—	1,9	—	2,2	0,2	0,4	43,4	48,0	8,6	0,10	0,00
D 7	31,0	9,9	33,3	6,0	—	1,9	8,9	—	5,4	—	2,5	0,5	0,6	31,0	49,2	19,8	0,12	0,00
D 8	32,5	4,5	22,7	20,7	0,4	—	9,8	—	5,3	—	2,9	0,6	0,6	32,5	47,9	19,6	0,56	0,02
D 9	30,0	7,3	22,5	15,4	4,3	—	9,7	—	6,0	—	3,7	0,5	0,6	30,0	45,2	24,8	0,34	0,18

Tableau IV. Normes standards (cata.)

No	Q	Or	Ab	An	Ne	Wo	En	Hy	Fa	Fo	Mt	Hm	Ru	Cp	Cord	Fe-Cord	Sill
<i>Roches subvolcaniques</i>																	
18	6,6	22,4	47,5	11,0	—	2,5	4,4	1,1	—	—	2,7	—	0,6	1,1	—	—	—
19	8,0	22,4	46,6	11,0	—	2,7	4,4	—	—	—	3,0	0,2	0,7	1,1	—	—	—
30	0,8	22,4	50,0	10,0	—	4,7	6,0	—	—	—	3,0	0,9	0,8	1,5	—	—	—
89	—	28,7	16,4	16,8	3,8	7,8	6,5	1,3	1,6	7,8	5,4	—	1,3	2,7	—	—	—
97	—	20,5	16,0	19,9	—	9,7	8,8	2,0	—	13,0	6,3	—	1,3	2,5	—	—	—
110A	7,5	21,0	40,0	16,3	—	0,5	7,3	1,5	—	—	3,3	—	1,3	1,2	—	—	—
110B	—	24,2	36,6	15,7	3,4	2,9	2,0	0,9	2,3	5,9	3,7	—	0,7	1,8	—	—	—
302	—	22,0	22,8	21,2	5,2	6,4	4,8	1,6	2,0	6,2	4,1	—	1,2	2,6	—	—	—
315	4,1	29,2	48,8	10,3	—	0,3	3,6	0,7	—	—	2,2	—	0,3	0,6	—	—	—
319A	33,9	26,8	27,5	9,2	—	—	0,1	0,3	—	—	0,8	—	0,1	0,1	1,3	—	—
319B	42,7	11,0	24,7	15,7	—	—	—	—	—	—	—	0,5	0,1	—	3,3	1,7	0,3

No	Q	Or	Ab	An	Ne	Wo	En	Hy	Fa	Fo	Mt	Hm	Ru	Cp	Cord	Fe-Cord	Sill
330	3,4	23,5	42,0	13,4	—	0,8	10,4	0,9	—	—	3,6	—	0,7	1,4	—	—	—
338B	—	19,5	38,8	13,5	4,7	4,8	4,3	0,5	0,5	5,2	4,9	—	0,8	2,4	—	—	—
347	—	20,5	47,0	15,2	—	3,7	5,6	0,3	—	2,7	3,4	—	0,6	1,1	—	—	—
371	0,3	19,8	52,0	11,2	—	2,4	7,9	1,1	—	—	3,5	—	0,6	1,2	—	—	—
353	24,4	37,4	25,2	7,2	—	—	2,9	0,5	—	—	0,9	—	0,1	0,2	1,5	—	—
355B	26,6	28,3	37,0	5,8	—	0,3	0,5	0,3	—	—	0,7	—	0,2	0,3	—	—	—
356	27,9	25,3	34,8	6,5	—	—	—	—	—	—	—	0,9	0,1	0,2	2,4	1,1	0,9
54	—	4,7	16,4	20,7	2,0	9,9	7,4	2,5	8,2	26,4	—	—	1,0	0,9	—	—	—
<i>Roches tertiaires</i>																	
12	—	3,5	35,6	32,3	1,1	7,3	4,4	2,9	—	4,0	6,4	0,7	1,1	0,9	—	—	—
35*	—	6,3	25,8	27,2	7,8	10,8	8,6	2,2	0,8	3,7	4,0	—	1,1	1,8	—	—	—
38	5,2	11,8	28,2	30,7	—	4,5	8,7	3,1	—	—	5,7	—	0,9	1,2	—	—	—
67	0,1	11,7	30,7	26,3	—	7,3	14,0	1,7	—	—	6,4	—	0,7	1,0	—	—	—
68A	3,4	7,2	31,7	29,8	—	2,0	16,4	0,3	—	—	6,5	—	0,8	1,8	—	—	—
71	3,1	21,0	28,3	19,2	—	8,3	11,9	1,6	—	—	5,1	—	0,6	0,9	—	—	—
136	0,4	14,7	35,4	27,5	—	4,4	9,5	—	—	—	3,8	2,4	0,7	1,2	—	—	—
139	2,7	16,5	29,6	28,4	—	4,8	9,7	1,2	—	—	5,5	—	0,8	0,9	—	—	—
168B	—	8,5	20,2	25,5	8,8	10,1	7,8	2,3	2,0	7,2	5,7	—	0,9	1,1	—	—	—
169	—	11,5	23,8	23,8	6,7	8,4	7,2	1,2	0,9	8,0	6,3	—	0,9	1,2	—	—	—
170	—	10,3	24,7	21,6	15,8	7,7	0,4	7,3	0,8	3,1	6,2	—	0,6	1,4	—	—	—
171	—	19,2	32,8	18,5	—	—	7,2	—	—	5,2	4,0	2,3	0,6	1,4	8,8	—	—
202	—	14,0	9,0	19,3	5,1	18,9	13,7	5,2	0,8	7,1	5,3	—	0,8	0,9	—	—	—
267	7,3	19,7	26,2	23,4	—	7,2	3,7	8,8	—	—	2,1	—	0,7	1,0	—	—	—
270	—	19,7	25,4	23,2	—	5,6	9,2	5,6	—	6,5	3,3	—	0,6	0,8	—	—	—
277	—	10,3	38,3	30,4	0,8	3,3	3,3	—	—	6,0	4,0	1,9	0,5	1,2	—	—	—
278	—	10,2	39,0	31,5	—	2,0	4,4	—	—	5,1	5,0	1,1	0,5	1,1	—	—	—
282	—	16,3	32,0	21,7	7,9	3,5	3,5	—	—	6,8	3,2	3,1	0,8	1,3	—	—	—
286	—	6,7	29,5	31,3	—	7,9	10,4	5,7	—	2,8	3,8	—	0,7	1,2	—	—	—
293A	—	10,5	32,8	26,2	—	5,7	14,0	0,4	—	1,2	6,7	—	0,9	1,6	—	—	—
297	3,0	30,2	38,5	19,8	—	—	0,7	—	—	—	1,6	1,9	0,5	1,0	2,9	—	—
314	—	17,9	27,0	26,5	—	7,6	5,2	3,2	—	6,6	4,6	—	0,6	0,9	—	—	—
381	—	17,8	30,9	23,5	0,5	5,7	2,5	3,2	—	9,8	4,7	—	0,6	0,8	—	—	—
282	3,5	20,2	18,5	29,2	—	2,8	17,6	0,8	—	—	6,0	—	0,6	0,9	—	—	—
395	—	25,8	27,0	19,0	1,9	6,8	6,0	0,8	—	5,6	5,5	—	0,7	1,0	—	—	—
412A	10,4	13,3	33,5	23,7	—	2,0	10,0	3,9	—	—	2,6	—	0,5	0,3	—	—	—
426	6,9	16,5	35,3	21,0	—	1,7	7,2	6,1	—	—	3,3	—	0,7	1,3	—	—	—
485	—	14,5	47,0	24,8	—	—	2,0	0,9	—	1,8	4,1	—	0,5	1,3	3,3	—	—

No 356 *Rhyodacite (altérée)*

Roche massive gris clair où l'on remarque immédiatement une altération des mégaphénocristaux. Filon coupant les Formations de Lalun et de Zargun. Echantillon prélevé à 900 m au NNW de Shahsheshmé dans le flanc SW du Lashkerak. Est aussi à rapprocher des nos 319 A et 319 B.

Structure vitrophyrique à verre très dévitrifié.

Analyse modale

Non effectuée en raison du mauvais état de conservation de la roche.

Mégaphénocristaux de sanidine (plagioclase sanidine), plagioclase, quartz, apatite et constituants fémiques transformés en magnétite, limonite et leucoxène nageant dans une pâte de cristallites. Comme dans le no 353, les grains de plagioclase sont entourés par de la sanidine idiomorphe.

Norme standard

Q	Or	Ab	An	Cord	Sill	Fe-Cord	Hm	Ru	Cp	Total
27,9	25,3	34,8	6,5	2,4	0,9	1,1	0,9	0,1	0,2	100,1
		41,4 plag. An 15,7					1,0			

Composition d'une granodiorite, équivalent de la rhyodacite. La roche peut être désignée comme une rhyodacite.

B. Considérations pétrochimiques

Après avoir traité de chaque roche en particulier, il convient d'étudier leur association dans son ensemble. Il ressort de l'étude sur le terrain que le magmatisme de l'aire étudiée se soumet à la division chronologique suivante:

- Le volcanisme d'âge éo-oligocène comprenant d'une part les coulées et d'autre part les filons-couches et les filons.
- Le volcanisme d'âge subrécent comprenant une ou plusieurs coulées ainsi qu'un important essaim de filons. Aucune relation chronologique entre coulées et filons n'a pu être décelée sur le terrain.

Un filon-couche représenté par le no 54 et d'âge Miocène au plus a été placé dans les roches subrécentes.

Aux analyses chimiques des roches déjà décrites plus haut, on a ajouté 9 analyses de roches effusives et intrusives éo-oligocènes prélevées dans des régions voisines et empruntées aux travaux de DEDUAL (1967), LORENZ (1964) et MEYER (1967).

Pour obtenir une vision du caractère chimique et de l'évolution du magmatisme de Taleghan-Alamout, on a choisi comme moyen la méthode proposée par P. NIGGLI et dans laquelle entrent surtout trois sortes de diagrammes:

1. Les diagrammes de variation chimique des paramètres de NIGGLI où al, fm, c et alk sont reportés en fonction de si.
2. Les triangles de concentration Q, L, M – K, Na, Ca (chaux feldspathisable) et Mg, Fe, Ca (chaux non feldspathisable).
3. Le diagramme k–mg.

La nature de ces diagrammes permet de savoir de quel type d'association de roches connue (pacifique, atlantique ou méditerranéenne) où de quel mélange de types il s'agit. Le caractère de cette association sera mis en corrélation avec le développement structural de l'aire étudiée.

Une série de tableaux rassemble les données fournies par les analyses chimiques des roches:

Le tableau I, pages 96–97, donne les résultats des analyses des roches de Taleghan-Alamout au nombre de 47; le no 171, à cause de son manque de fraîcheur, ne sera pas considéré par la suite. A celles-ci s'ajoutent les 9 analyses tirées de la littérature. Toutes ont été effectuées au laboratoire de géochimie du Prof. M. Weibel à l'EPF (Zurich).

Les paramètres de Niggli sont rassemblés par ordre de si croissant dans le tableau II pages 98–99. Le type magmatique ainsi que le type de province auquel il appartient ont été indiqués pour chaque roche: C pour la série calco-alcaline (pacifique), N pour la série sodique (atlantique) et K pour la série potassique (méditerranéenne).

Les bases et valeurs Q, L, M se trouvent dans le tableau III, pages 100–101.

Les paramètres de NIGGLI, les bases et les valeurs Q, L, M ont été calculés en partie „à la main“, en partie au moyen du programme pour ordinateur mis à ma disposition par le Dr R. SCHMID (1965); qu'il en soit ici vivement remercié.

1. Le magmatisme éo-oligocène

Sur les 36 analyses, 17 appartiennent à la série potassique, 11 à la série calco-alcaline et 8 à la série sodique. Il ressort déjà de ces considérations que la province de Taleghan forme un bel exemple du type mixte (Mischprovinz).

a) Diagrammes de variation des paramètres de Niggli

La fig. 19 reproduit les diagrammes de variation chimique où les paramètres al, fm, c et alk ont été reportés en fonction de si. Toutes les roches tertiaires de Taleghan-Alamout et les 9 autres empruntées à la littérature s'y trouvent. On y constate une dispersion assez forte causée très probablement par l'existence de plusieurs séries distinctes de roches à l'intérieur de l'Eo-Oligocène. Une séparation, basée sur les connaissances de la géologie, entre coulées et cortège filonien, s'impose aussitôt. La justification de ce procédé deviendra

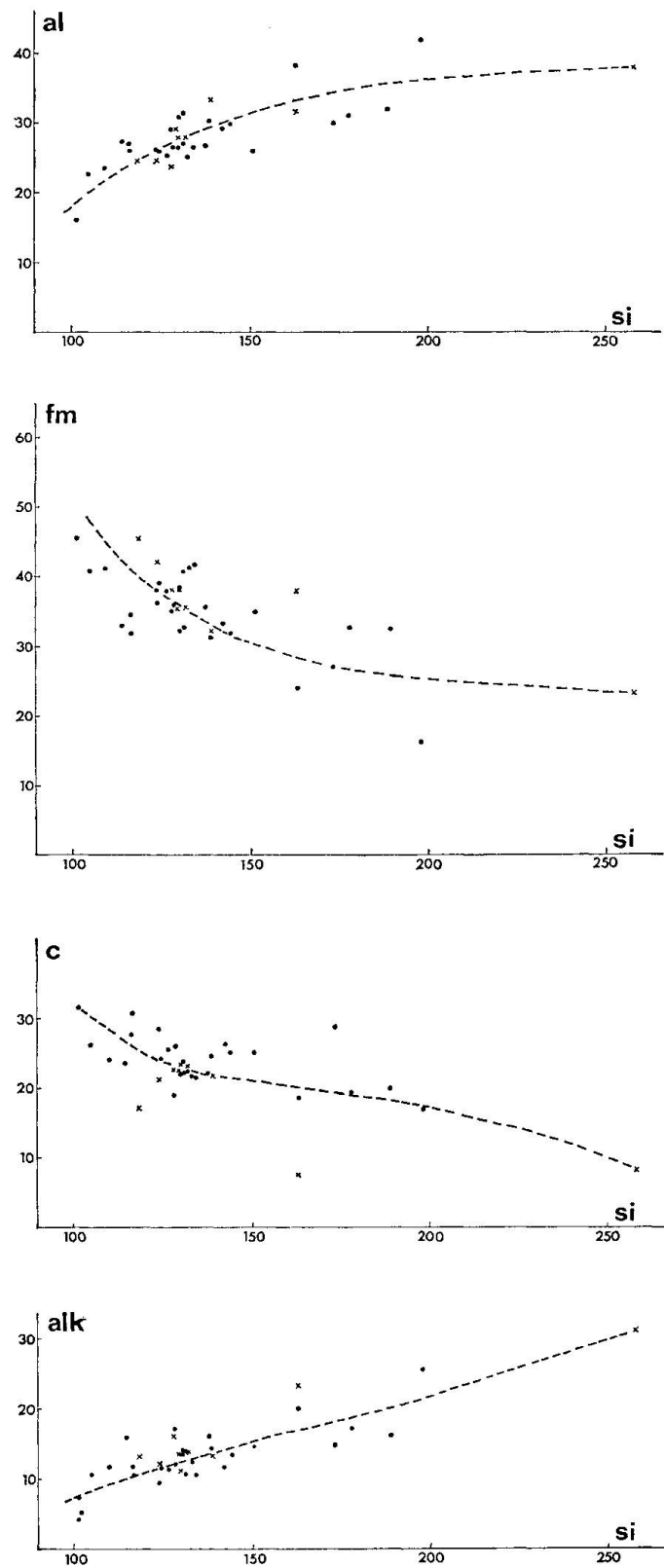


Fig. 19. Diagrammes de variation globale des paramètres de NIGLI des roches Tertiaires.

● Taleghan. × Tiré de DEDUAL.

évidente par les résultats obtenus et par la répartition des types magmatiques: 17 des 21 filons et filons-couches s'inscrivent dans la série potassique, 2 dans la sodique et 2 dans la calcosodique. Parmi les coulées (12), 7 sont de la série calco-alcaline, 4 de la sodique et 1 de la potassique. Les différentes tendances sont donc déjà nettement indiquées.

On établira donc des diagrammes différents pour les coulées et pour les filons et filons-couches.

a 1. *Les coulées*

Elles sont représentées par les roches prélevées dans deux coupes différentes, la première dans l'Unité I entre Joistan et Khuchiré, la seconde dans l'Unité II à l'aplomb de l'Imam-Zadeh Kar-Kabout. Un seul échantillon, le no 485, prélevé dans l'Unité II près de Khikàn, a été utilisé dans chacun des deux diagrammes effectué pour chaque coupe, car il se retrouve à la même place dans les deux Unités.

La coupe de Joistan (cf. fig. 20)

La différence (al-alk) varie entre 12 et 18 unités, ce qui indique nettement l'importance du plagioclase (anorthite) et rappelle les séries pacifiques. Cependant, l'alk plus élevé et la valeur de l'isofali située à $si = 128$, valeur typique pour les associations atlantiques, démontrent ce dernier type d'association, observation corroborée par la présence normative de Ne (analcime modale) dans 4 (ou peut-être même toutes) des 5 roches représentées. En résumé, caractère faiblement atlantique avec tendance pacifique.

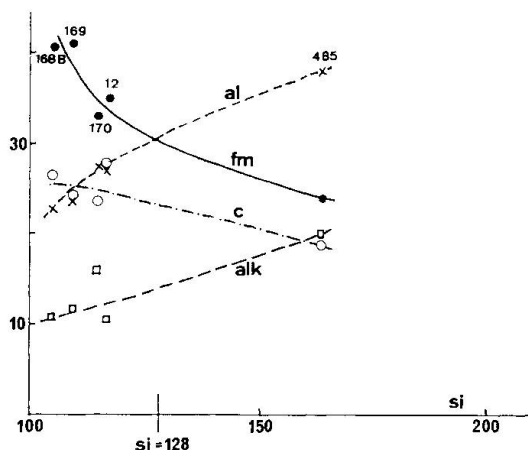


Fig. 20. Diagramme de variation des paramètres de NIGGLI de la coupe de Joistan.

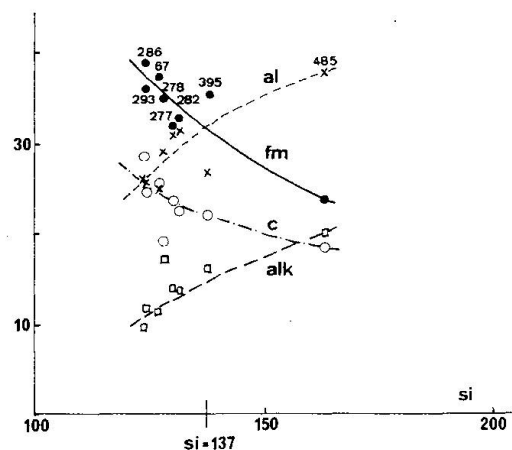


Fig. 21. Diagramme de variation des paramètres de NIGGLI dans la coupe de Karkabout.

La coupe de Karkabout (cf. fig. 21)

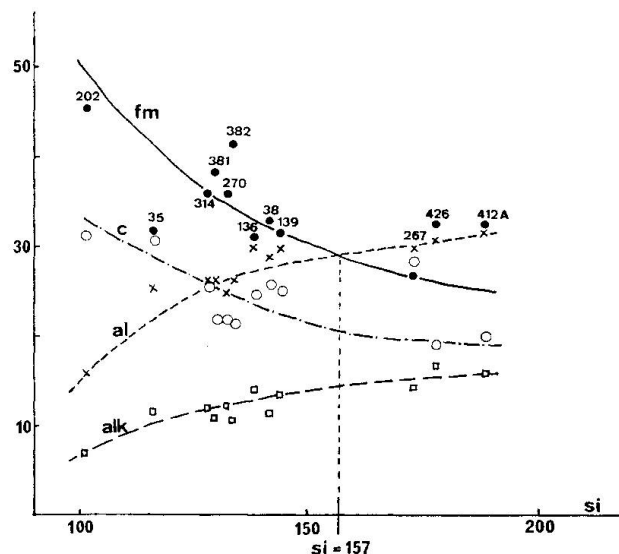
Ici aussi la dispersion est relativement faible, permettant le dessin d'une courbe moyenne valable. 6 des 8 analyses appartiennent à des magmas paci-

fiques, 2 à des magmas atlantiques. Comme dans la première coupe, la différence (al-alk) varie de 14 à 18 unités. L'isofali se situe légèrement plus haut, à $si = 137$, valeur encore de caractère atlantique (130–150). si varie de 123,5 à 162,5 tandis que dans la première coupe il descend jusqu'à 104,5. Cette coupe contient des échantillons (nos 278, 286, 485) présentant des cas intéressants d'hétéromorphie avec analcime modale mais non normative. Donc caractère faiblement atlantique avec tendance pacifique.

a 2. *Les filons et filons-couches* (cf. fig. 22)

Le domaine de variation de si va de 101 à 198,5. La différence (al-alk) est plus faible à si égal que pour les coulées; elle passe de 8,5 pour $si = 101$ à 15,5

Fig. 22. Variation des paramètres de NIGGLI des filons et filons-couches éo-oligocènes.



pour $si = 188,5$. L'isofali se situe à $si = 157$, valeur se trouvant dans l'intervalle méditerranéen (150–170). Donc évolution de type pacifique mais avec tendance méditerranéenne, corroborée par les valeurs de k plus élevées.

b) *Diagrammes k-mg*

Les coulées et les filons se différencient aussi nettement dans le diagramme k-mg, fig. 23. Dans celui-ci toutes les coulées et tous les filons ont été reportés, y compris ceux de la littérature; il représente donc l'ensemble des roches tertiaires analysées. On peut y constater les faits suivants:

1. A part 3 échantillons (M, 267, 297) qui sortent complètement du domaine de concentration, toutes les valeurs sont groupées dans une aire assez restreinte.
2. Les coulées, sauf les nos 71, 395, 297, forment un groupe très serré où k est compris entre 0,09 et 0,28 et mg entre 0,36 et 0,56. Cet amas tombe aussi

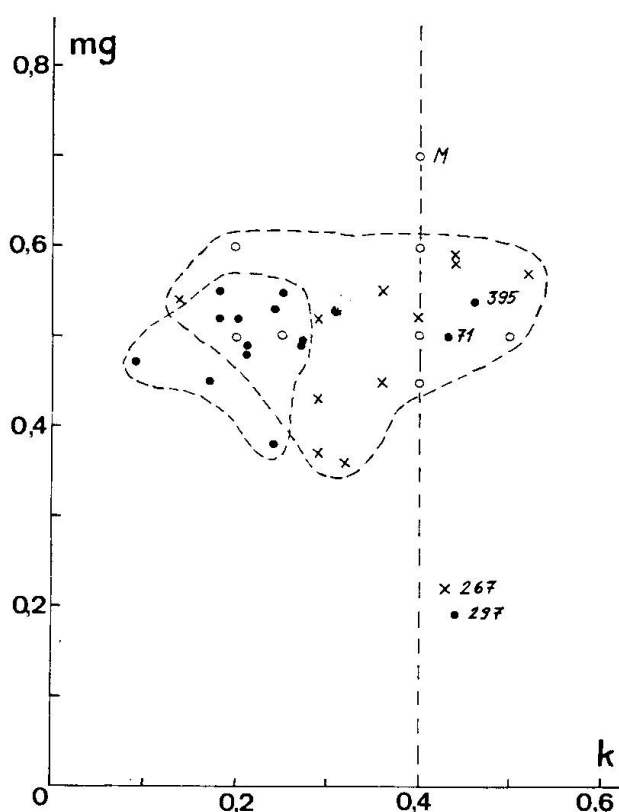


Fig. 23. Diagramme k-mg des roches éo-oligocènes.

Points noirs: coulées.
 Croix: filons et filons-couches.
 Cercles: roches filoniennes empruntées à la littérature (DEDUAL, 1967).

bien sur les nuages représentatifs des séries calco-alcalines que sodiques (C. BURRI, 1959). Le nuage de points k-mg coïncide parfaitement avec celui du Lassen Peak, province typiquement pacifique.

3. Les filons sont caractérisés par des valeurs de k plus élevées en général, égales à 0,4 ou dépassant cette valeur pour 11 de ceux-ci (sur 21). Ces derniers s'inscrivent dans une région située aussi bien dans les concentrations pacifiques que méditerranéennes. Sauf pour les échantillons M et 267, le nuage est assez homogène et recoupe en partie celui des filons dans l'espace compris entre $k = 0,14$ et $k = 0,25$ où tous les points représentent des magmas de séries pacifique et atlantique. Le nuage de points k-mg acquiert une extension vers la droite et ainsi une composante méditerranéenne: il coïncide assez bien avec les plus fortes concentrations de la Cordillère Nord-Américaine.

c) Triangles de concentration

Afin d'obtenir une vision d'ensemble sur la répartition des minéraux normatifs, on s'est servi des triangles de concentration des fig. 24, 26 et 28. Les valeurs de base utilisées se trouvent dans le tableau III, pages 100-101.

Le triangle Q, L, M de la fig. 24 donne la répartition entre silice Q, minéraux sombres (type olivine) M et saliques clairs (type néphéline) L, la ligne PF marque le niveau de saturation (P de pyroxènes et F de feldspaths) au-dessus

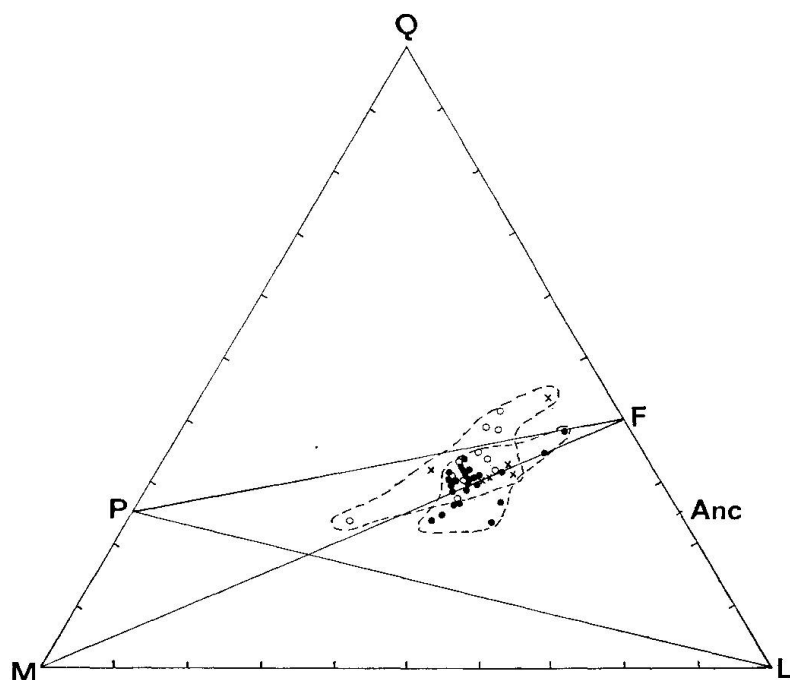


Fig. 24. Diagramme Q, L, M des roches éo-oligocènes. Pour la légende cf. fig. 23.

duquel seulement peut exister du quartz libre. Anc désigne le point de projection de l'analcime selon l'équation $3 \text{ Ne} + 1 \text{ Q} = 4 \text{ Anc}$. Les triangles partiels PMF et FPL indiquent les paragénèses possibles pour les points situés à l'intérieur de ceux-ci. A titre de comparaison, on se référera à la figure 25.

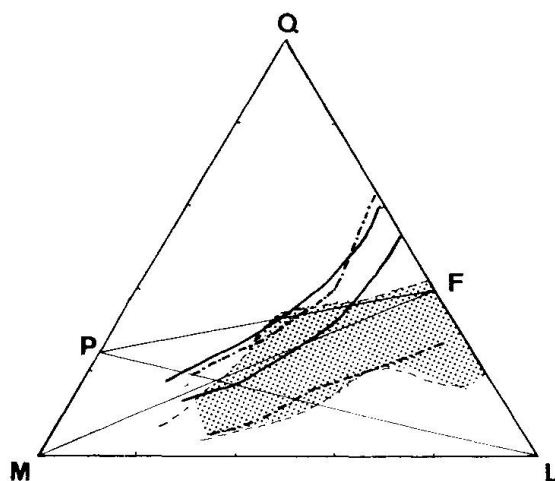


Fig. 25. Répartition et projection des 3 types de provinces pétrographiques: pacifique en trait continu, atlantique en pointillé et méditerranéenne en tireté. D'après P. NIGGLI (1938).

Toutes les coulées se situent au-dessous de PF; quatre filons-couches la transgressent, trois contiennent du verre dans lequel se cache la silice, le quatrième contient du quartz modal. La sous-saturation maximale est atteinte par les coulées de basanite. Les champs occupés par les coulées et les filons s'interpénètrent. En accord avec les données fournies par les diagrammes de

variation des paramètres de NIGGLI, les coulées suivent une évolution principale atlantique tendant vers le pôle feldspathique F avec évolution secondaire pacifique vers le pôle Anc tandis que les filons montrent le maximum de variation pacifique passant du trachybasalte aux phanéroryodacite et autre diorite quartzifère.

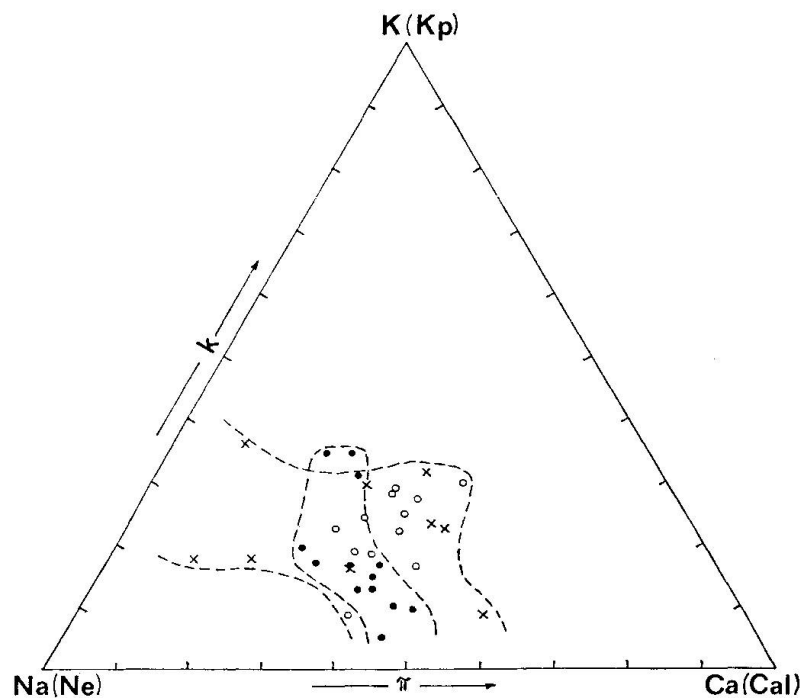


Fig. 26. Diagramme K, Na, Ca des roches éo-oligocènes. Pour la légende cf. fig. 23.

Le triangle K, Na, Ca (fig. 26) explicite la répartition à l'intérieur de L, des métaux alcalins et alcalino-terreux. On peut en tirer le rapport Or : Ab : An lorsque la quantité de SiO_2 permet la formation de feldspaths. Le champ atlantique y est presque complètement inscrit dans le pacifique. Le champ méditerranéen au contraire est bien individualisé. On voit aussitôt que le

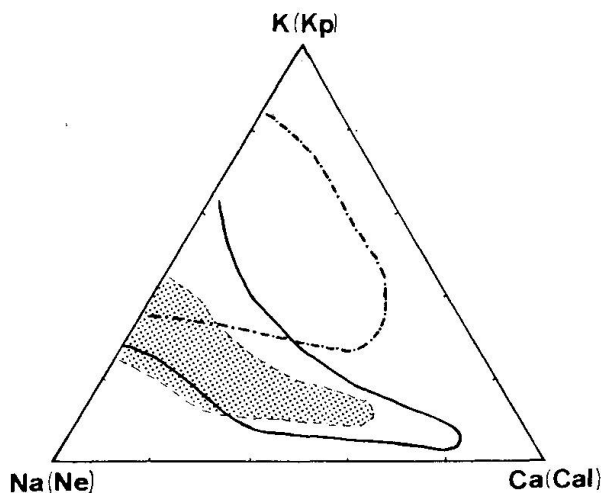


Fig. 27. Répartition et projection des 3 types de provinces pétrographiques. Pour légende cf. fig. 25. D'après P. NIGGLI (1938).

nuage des points projetés coïncide avec celui des grandes provinces (fig. 27) pacifiques typiques, les filons montrant à nouveau la plus forte tendance méditerranéenne. Trois coulées (nos 71, 297 et 395) s'éloignent passablement de la concentration principale et l'interprétation de cette dispersion restera des plus hypothétiques jusqu'à ce que l'on dispose d'un nombre plus important d'analyses qui pourra faire apparaître soit un hasard, soit une véritable tendance.

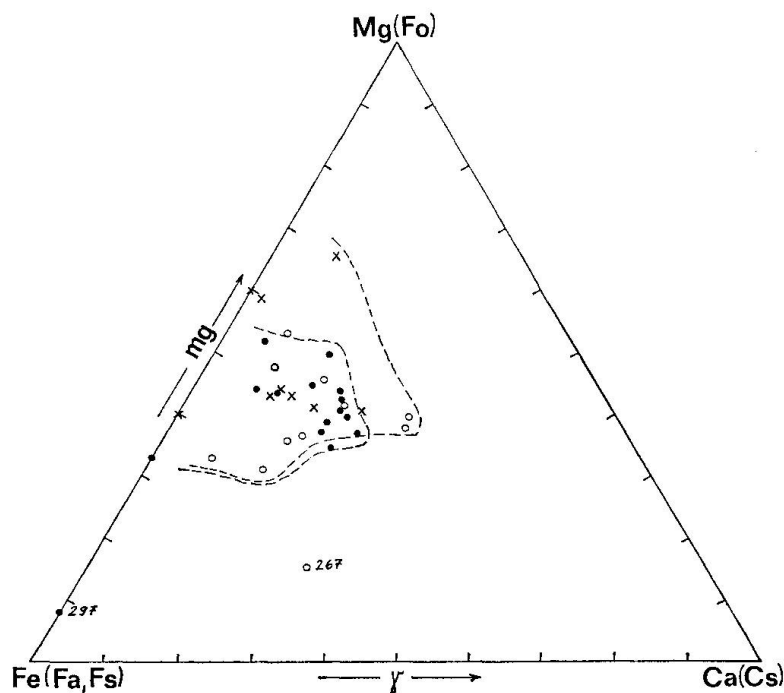


Fig. 28. Diagramme Mg, Fe, Ca des roches éo-oligocènes. Pour la légende, cf. fig. 23.

Dans le diagramme Mg, Fe, Ca (fig. 28) (Ca = chaux non feldspathisable), répartition de ces trois cations à l'intérieur de M (minéraux mélanocrates), la coïncidence des roches de Taleghan, à deux exceptions près, avec le domaine pacifique (fig. 29) est parfaite.

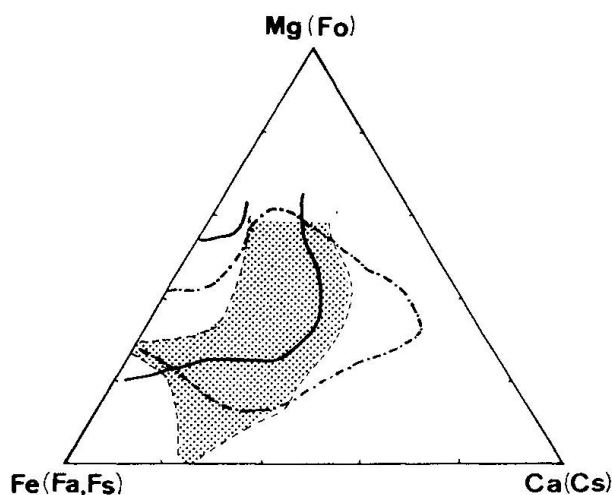


Fig. 29. Champs de projection des 3 types de provinces pétrographiques. D'après P. NIGGLI (1938).

2. Le magmatisme subrécent

Après les épanchements et l'activité filonienne de l'Eocène se situe dans l'Elbourz une première et importante phase orogénique marquée par les discordances entre les Couches rouges du Miocène et la Formation de Karadj. Le dépôt de ces séries clastiques a été suivi d'une seconde phase orogénique responsable des grands plissements et chevauchements. Une troisième phase de surrection doit se placer au Plio-Pleistocène. Par „subrécent“ on entend ici des roches venant après la deuxième phase de plissement et pouvant aussi (mais sans preuve sauf analogiques) être plus jeunes que la dernière phase de surrection.

Sur les 21 analyses, 5 sont de la série calco-alkaline, 7 de la sodique et 7 de la potassique. A ce sujet, les remarques suivantes s'imposent: 4 des roches „pacifiques“ sont si acides qu'il est difficile de les classer univoquement, la cinquième (no 54) se situe stratigraphiquement entre la première et la deuxième phase orogénique et n'est „subrécente“ que sensu lato.

Le diagramme de variation des paramètres de NIGGLI (fig. 30) montre une bonne corrélation et ne laisse pas entrevoir de complications spéciales. La différence (al-alk) ne s'élève qu'à 8 unités environ et ne varie que très peu de $si = 92$ à 440 ; malgré la grosse lacune de 240 à 360 , la courbe a été tirée. c possède un maximum pour si compris entre 100 et 120 . L'isofali se situe à $si = 163$ (pour $al = fm = 31$); à ce point alk est supérieur à c de 5 unités environ. Tous ces faits indiquent que l'on a affaire à une association de transition entre les types pacifique, atlantique et méditerranéen, le dernier étant indiqué par des valeurs de k assez élevées. Un point de comparaison qui s'impose aussitôt par sa position géographique et stratigraphique est celui du Damavand, volcan subrécent situé dans la chaîne de l'Elbourz à 75 km au NE de Téhéran. Le tracé des courbes de variation de ce dernier a été reproduit en tireté sur le diagramme de la fig. 30: la concordance est presque parfaite, cela du moins dans le domaine de si qui est commun aux deux „subprovinces“.

Dans le diagramme k - mg (fig. 31) ont été reportés les roches de Taleghan (points) et le champ occupé par le Damavand. Pour la concentration principale la coïncidence est bonne. Mais Taleghan montre des valeurs de k plus élevées que $0,4$ pour 7 échantillons, 4 d'entre eux étant extrêmement acides (nos 353, 355 B, 356 et 319 A), et appartenant à la série calco-alkaline. Le no 353 possède une valeur de mg quelque peu élevée pour un si égal à 361 , fait dû peut-être à une erreur analytique ($MgO = 1,2\%$ au lieu de $0,2-0,5\%$ pour roches identiques). Quant aux nos 89 et 97, ils s'inscrivent nettement dans le champ méditerranéen tel que celui des Highwood Mts pour citer un exemple typique de province méditerranéenne. Il en suit que par rapport à la province du Damavand, la subprovince de Taleghan tend encore plus fortement vers le pôle méditerranéen.

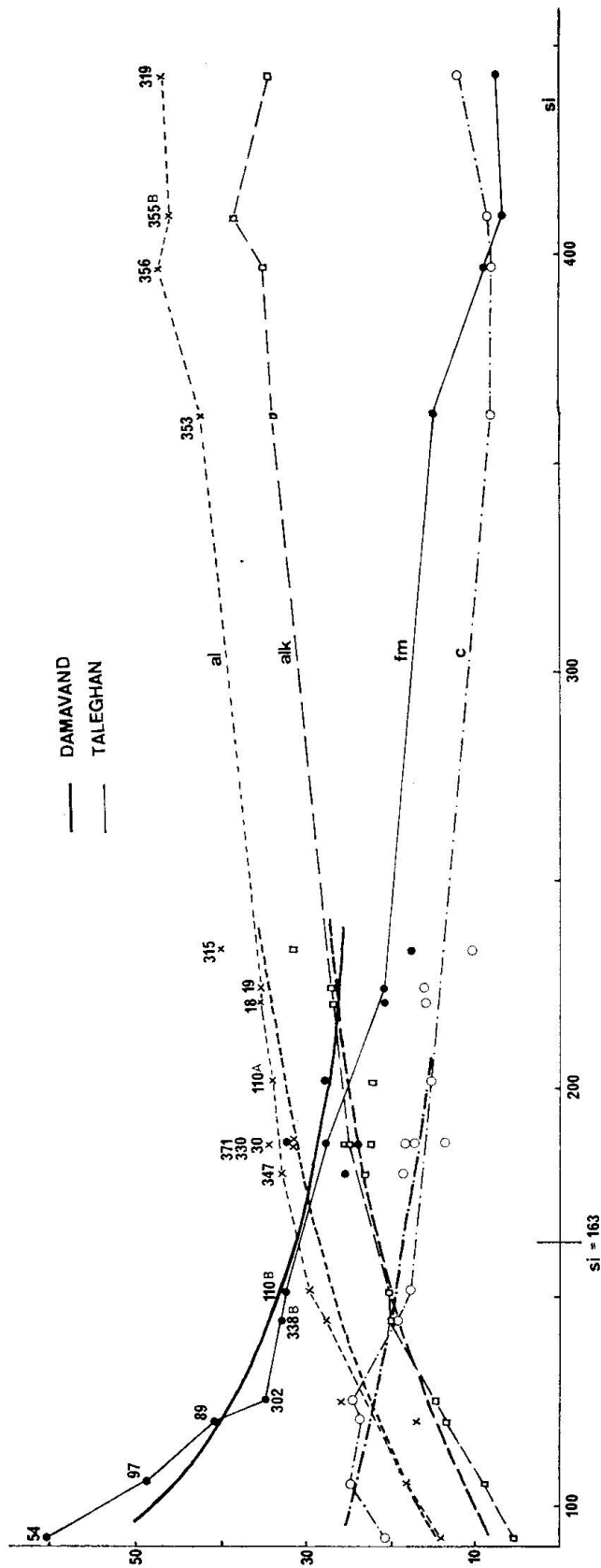


Fig. 30. Diagramme de variation des paramètres de NIGGLI des roches subécrites.
 Trait mince: Taleghan. Trait épais: Damavand (emprunté à ALLENBACH 1966).

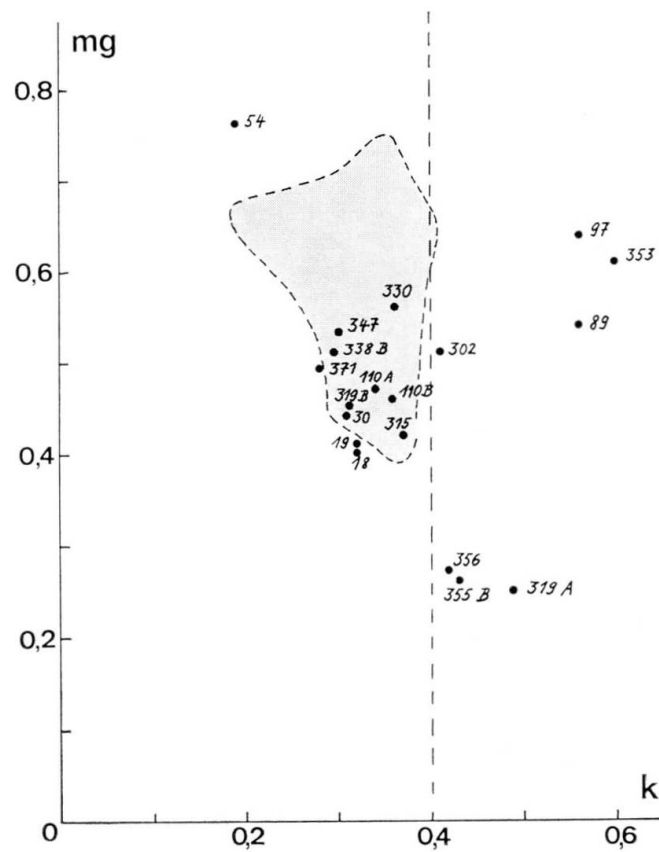


Fig. 31. Diagramme k-mg des roches subrécentes.
Nuage foncé: champ occupé par les roches du Damavand.

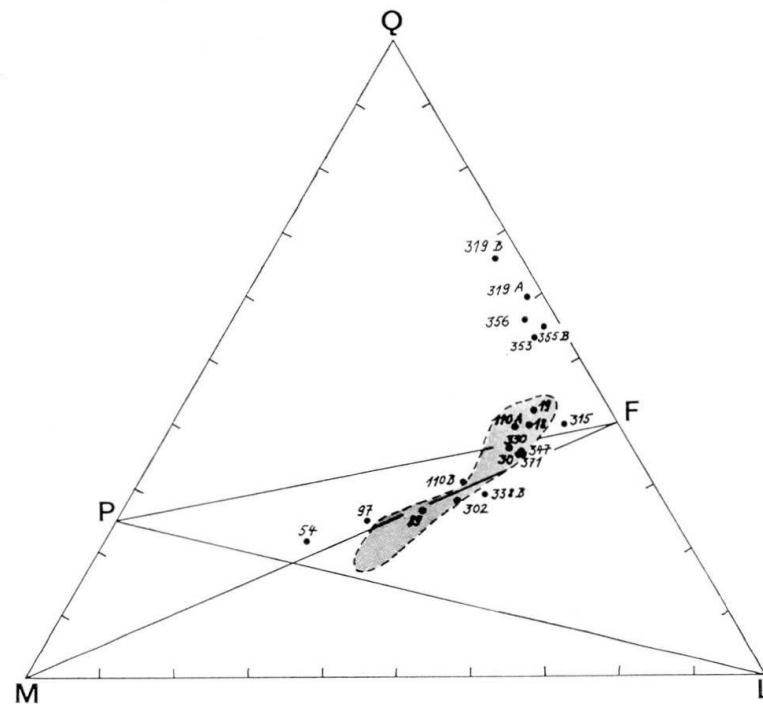


Fig. 32. Diagramme Q, L, M des roches subrécentes.
Nuage foncé: Roches du Damavand.

La figure 32 représente les roches de la „subprovince“ de Taleghan dans le triangle Q L M. Le champ du Damavand y est marqué par le nuage foncé. On y reconnaît deux concentrations principales de points, la première à cheval sur la ligne PF correspond au volcanisme final du Mt Dore avec lequel la série du Damavand fut comparée par ALLENBACH (1966) et qui se montre faiblement atlantique. La seconde à sursaturation très nette s'inscrit dans les „traînées“ à caractère pacifique fort. On voit donc que le comportement des deux subprovinces est identique sauf pour les roches très acides et pour les roches basiques.

Le caractère mixte de la „subprovince“ de Taleghan ressort aussi très bien dans le triangle K, Na, Ca. Il y a coïncidence principale avec le „champ“ atlantique et secondaire avec le méditerranéen, due aux valeurs élevées de k pour les roches basiques. Pour les roches acides, il y a recouvrement des deux associations. Le Damavand, à cet égard, possède un caractère méditerranéen bien moins accentué (cf. fig. 33).

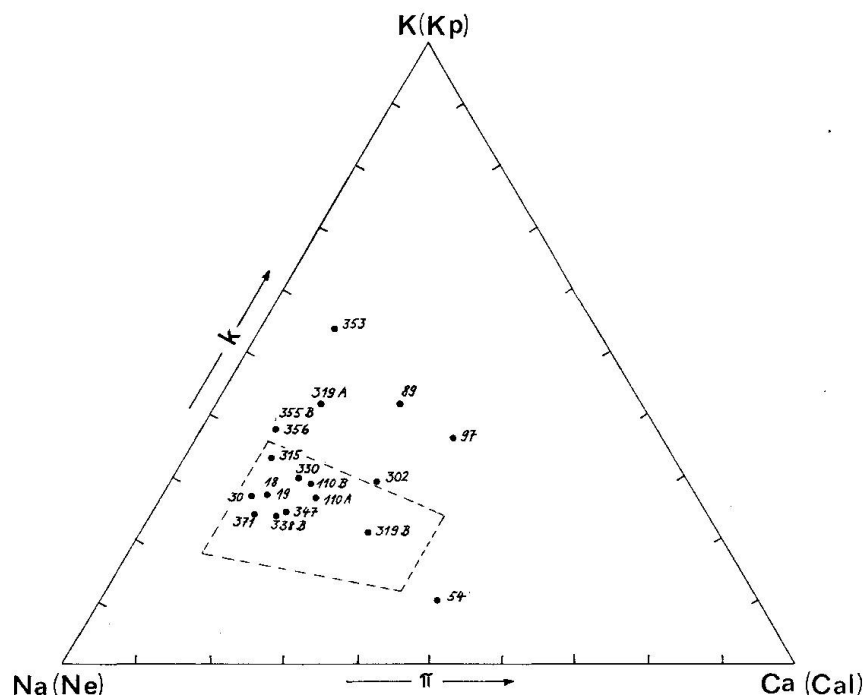


Fig. 33. Diagramme K, Na, Ca des roches subrécentes. Le champ occupé par les roches du Damavand est délimité par le tireté.

Quant au triangle Mg, Fe, Ca (fig. 34), il renseigne moins car les trois champs provinciaux se recouvrent en grande partie (cf. fig. 29). On y voit toutefois les relations étroites existant entre les deux „subprovinces“ de Taleghan-Alamout et du Damavand. L'emplacement quelque peu insolite des nos 319 A, 319 B et 356 s'explique par un léger excès en alumine qui s'exprime normalement dans la présence de Cord et, ou Fe-Cord et Sill.

L'image réfléchiée par les considérations précédentes est celle d'une province

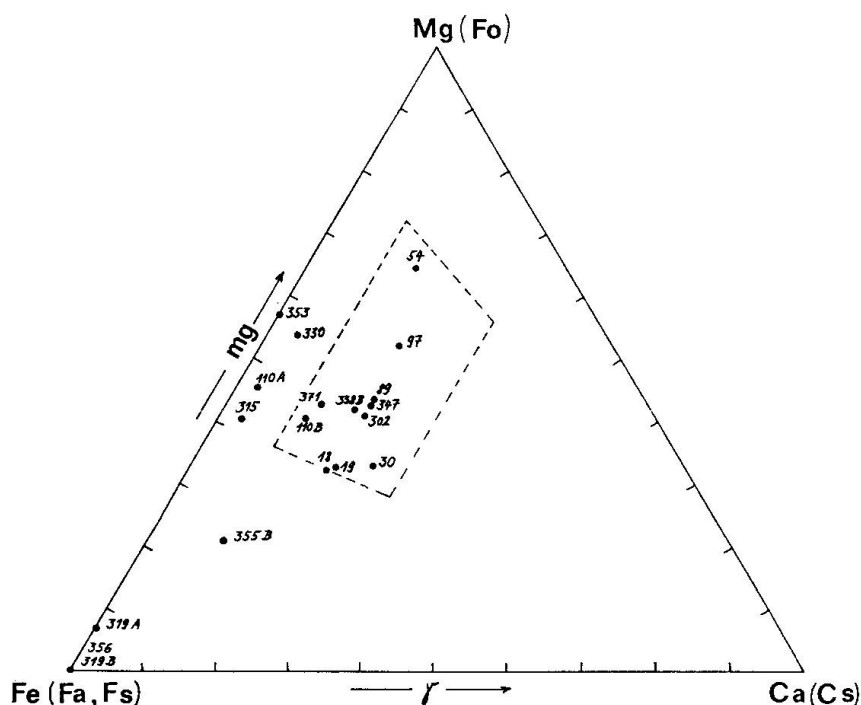


Fig. 34. Diagramme Mg, Fe, Ca des roches subrécentes. Le champ occupé par les roches du Damavand est délimité par le tireté.

atlantique faible à moyenne avec tendances pacifiques et méditerranéennes, très apparentée à celle du Damavand. Les seules différences affectent les tendances secondaires qui sont plus fortes à Taleghan. On a donc affaire à deux „subprovinces“ que l'on peut grouper sous le nom de province du Damavand pour des raisons évidentes de priorité et d'importance. Ainsi le volcanisme final, qui devrait être en soi de caractère atlantique fort, mais n'est ici que moyen, a acquis dans l'Elbourz une extension qui déborde le cadre jusqu'ici étroit du Damavand et de ses satellites pour ressurgir quelques 150 km plus à l'W de celui-ci. Il n'est pas exclu que des études ultérieures puissent amener encore du nouveau à cet égard.

C. Etude comparative des roches tertiaires et subrécentes

En possession des données fournies par les examens minéralogiques et par les études pétrochimiques, il s'avère possible d'esquisser une vue d'ensemble pétrographique du Taleghan-Alamout. Qu'on ait pu, dans la grande majorité des cas, adapter la norme au mode permet de se fier aux résultats obtenus.

1. Types de roches

a) *Eo-Oligocène*

Les coulées se composent principalement de (phanéro-) basanites à analcime, de trachyandésites, de (phanéro-)basaltes et de très peu d'andésites.

Les filons et filons-couches se composent de (phanéro-)trachylabradorites, de phanérobasanites, de (phanéro-)trachybasaltes, de monzonites, phanéro-andésites et syénogabbros.

b) *Subrécent*

La (ou les) coulée (s) est constituée de trachyandésite à hornblende tandis que les filons embrassent une multitude de types: vogésites, micromonzonites, microkentallénites, latites, phanérotrachytes, (phanéro-)rhyolites, syénodiorites, trachyandésites et rhyodacites.

2. Propriétés des minéraux constitutifs et leurs teneurs

a) *Propriétés*

Si l'on rassemble en un tableau les propriétés optiques des minéraux examinés et par voie de conséquence, leur composition chimique (cf. composition minéralogique résumée, page 118), on s'aperçoit que celles-ci ne varient que dans des domaines respectifs assez restreints. C'est surtout le cas des (méga)-phénocristaux de plagioclase des roches tertiaires; la raison de cette remarquable constance réside probablement dans le fait qu'ils ont cristallisé dans les mêmes conditions physiques et chimiques, donc qu'ils sont issus d'un même magma.

On observe donc les caractères suivants:

— Pour les minéraux constitutifs de roches tertiaires

Le plagioclase qu'il provienne de filons, filons-couches ou coulées montre une teneur en anorthite qui varie dans le domaine de (53) – 55 – 70 – (76)% avec un maximum de fréquence autour de 65%. Il s'agit invariablement de la forme de haute température possédant un angle $2V_\gamma$ compris entre 76° et 90° avec une fréquence maximale voisine de 80° . Parmi les macles habituelles, celles à plan d'accrolement (010) dominent nettement sur celles à plan d'accrolement (001) et (021); on retrouve donc invariablement les lois de l'Albite, de Carlsbad et du Roc-Tourné puis dans une plus faible proportion de Baveno (type Banat), de la Péricline et de Manebach.

En accord avec ces faits, le plagioclase moyen normatif possède une composition dont le domaine de variations est compris entre des limites assez rapprochées: (31) – 36 – 52 – (61) avec fréquence maximale autour de 45% d'anorthite.

Le fait que le plagioclase calculé soit nettement plus acide que le plagioclase observé s'explique aisément de plusieurs façons:

- a) Dans les roches à 2 générations de plagioclase, les cristaux de la matrice sont généralement plus acides.
- b) Par la teneur en „albite“ de l'orthose.
- c) Par la teneur en analcime dans les cas d'hétéromorphie.
- d) Par l'influence des pyroxènes et amphiboles aluminifères sur la composition du plagioclase modal. Comme ces minéraux peuvent contenir des quantités considérables d'albite ou d'anorthite virtuelles, la composition du plagioclase coexistant peut notamment différer de celui calculé en combinaison avec des pyroxènes non aluminifères.

Composition minéralogique résumée

Ech. nos	Plagioclase			Pyroxène	
	% An phénochr.	% An normatif	2 V _γ	c ∧ n _γ	2 V _γ
<i>Roches tertiaires</i>					
	70-71				
168 B	66-76	56	89-90	42-44	56
169	68-70	50	83-86	39-44	58-61
170	70-72	47	85	38-40	58-62
171	63	36			
12	73	48	88		
395	53-55	41	77-78	41-43	54
286	71	50	85-86	39-43	55
282	63-67	40	80-81		
278	64-65	45	79-80	43-44	
277	63-64	44	78-79	38-44	57-62
68 A	64-67	48	79-82		
67	63	45	79	43	48-61
293 A	65-70	44	80		
485	60	34	77		
71	65	40	80	41	55
297	58-60	34			
136	65	44	80	44	54
35	64-67	51			
38	62	52	78		
139	65-67	49	80-82	40	
202	67	68		39-42	50-55
267	60-64	47		39-41	51
270	58-64	52	77-78		
314	56-63	49		38-42	51-53
381	58-65	43	79-81	39-43	52-57
382	58-64	61	76-80	44-45	51-52
412 A	73-77	41	77-80	43	
	60-65				
426	63-65		78-82		
	54	37	77		60
<i>Roches subrécentes</i>					
				hornblende	
				c ∧ n _γ	2 V _x
54	65-71	56	80-86	49	50
18	40-45	19	82-79		
	30-35		79-86		
19	40-41	19			
30	35-37				
89		51		44-45	60
97	5	55			
110 A	44-45	29	85-84		
110 B		70			
302		48			
315		17			
319 A		25			
319 B		39			
330		24		42	54
338 B		26		38	
347	38-42	24	90-87		
371		17			
353		22			
355 B		13			
356		15			
				9-10	90
				5-15	
				8-12	

L'*orthose* se trouve en franges autour des plagioclases, en microlites dans la matrice ou bien sous forme de remplissage des interstices. Elle n'a pas été spécialement étudiée.

L'*analcime* représente en quelque sorte le minéral typique des coulées. Sa cristallisation est primaire, due en partie à une sous-saturation globale de la roche et en partie à un phénomène d'hétéromorphie (olivine + albite \rightleftharpoons pyroxène + analcime), conditionné probablement par une teneur élevée du magma en vapeur d'eau et en sodium. Elle coexiste parfois avec du quartz normatif, mais toujours contenu dans le verre résiduel ce qui explique sans autre ce paradoxe. On l'observe soit en cristaux idiomorphes, trapézoïdaux de 0,05 à 2 cm, soit en remplissage interstitiel.

Les *phénocristaux de pyroxène* monoclinique possèdent également des propriétés optiques assez constantes: $c \wedge n_\gamma = 38^\circ - 45^\circ$ et $2 V_\gamma = 48^\circ - 62^\circ$. Il s'agit donc d'augite à augite diopsidique. On retrouve invariablement la macle à plan d'accrolement (100).

Le *pyroxène orthorhombique* est très rare, on ne l'a trouvé que dans deux échantillons (nos 412 A et 426) où il coexiste avec de l'augite.

L'*olivine* est généralement altérée en serpentine, chlorite, carbonates de Ca et Mg, magnétite et limonite. Lorsque son état permet des mesures, on constate que la forstérite prédomine sur la fayalite.

La *biotite* est très rare et provient de réactions entre minéraux fémiqes et bain résiduel.

Les *minéraux accessoires* semblent ne jouer qu'un rôle secondaire, spécialement l'apatite. La magnétite se répartit en deux générations, la première primaire, la seconde due à l'altération des minéraux fémiqes (spécialement l'olivine).

— Pour les minéraux constitutifs des roches subrécentes

Le *plagioclase* (phénocristaux) y est plus acide que dans les roches tertiaires. Sa composition oscille dans le domaine restreint de 30 – 35 – 45% d'anorthite avec un maximum de fréquence autour de 40%; l'angle $2 V_\gamma$ varie de 79° à 90° . Il arrive que les noyaux à 40–45% d'An soient des formes de basse température (BT) tandis qu'en général c'est la forme de haute température (HT) qui prédomine. Les macles sont de même nature que dans les roches tertiaires; la loi de Baveno y est toutefois moins fréquente.

La teneur en An du plagioclase normatif varie de 13 à 55% avec fréquence maximale entre 20 et 30%. La différence entre teneur normative et teneur observée des phénocristaux s'explique par les mêmes raisons que dans les roches tertiaires, sauf l'hétéromorphie albite + olivine \rightleftharpoons analcime + pyroxène.

Les mesures effectuées sur les phénocristaux sont de plus en accord avec celles réalisées sur les roches du Damavand où ALLENBACH (1966) a obtenu une moyenne de 35 à 40% d'anorthite.

Le *feldspath alcalin* se trouve soit sous forme de sanidine dans les (phanéro)rhyolites, phanéotrachytes, rhyodacites et éventuellement dans la matrice des coulées de trachyandésite soit sous forme d'orthose, idiomorphe ou xénomorphe, dans les filons.

Le premier minéral typique de ce groupe qu'il faut citer est la *hornblende* (oxy- ou basaltique) avec les propriétés optiques suivantes: $c \wedge n_\gamma = 4^\circ - 20^\circ$ avec maximum de fréquence autour de 12° , $2 V_x = 59^\circ$ à 60° . Exception faite des filons très acides, les teintes de pléochroïsme se situent dans le brun. Sans exception, macles selon (100).

Le *pyroxène* est monoclinique et se trouve en moindre quantité que dans les roches tertiaires. C'est aussi une augite avec $c \wedge n_\gamma = 38^\circ - 45^\circ$ et $2 V_\gamma = 54^\circ - 60^\circ$. Macles (100).

La *biotite* peut aussi être considérée comme minéral typique. Également à ton de pléochroïsme brun, elle est pseuduniaxe et tordue. Deux générations se distinguent spécialement dans les lamprophyres.

L'*olivine* ne se trouve que dans le no 54 qui n'est pas à proprement parler une roche subrécente bien qu'elle ait été traitée avec celles-ci.

L'apatite est bien développée, ce qui constitue un autre lien de parenté avec les laves du Damavand. Les tableaux III et IV (pages 100–101 et 101–102) en témoignent: effectivement, Cp (phosphate de calcium normatif) y atteint les valeurs extrêmes de 2,7 qui dépassent largement celles des roches tertiaires.

D'autre part, on constate un développement marqué des autres accessoires tels que le sphène et le zircon.

b) Teneurs comparées des minéraux constitutifs

On a donné les caractéristiques des minéraux constitutifs; il s'agit maintenant d'en exprimer l'abondance dans les roches tertiaires et dans les roches subrécentes. Dans ce but, on a calculé les teneurs moyennes des minéraux en % de volume de la roche. Le tableau ci-dessous en donne les résultats:

Teneur dans les roches tertiaires (au nombre de 28) en %	Teneur dans les roches subrécentes (au nombre de 16, les nos 353, 355 B et 356, n'étant pas employés)	Minéral
14,8	5,8	Pyroxène
—	8,2	Hornblende
—	2,7	Biotite
4,8	1,5 (seulement dans le no 54)	Olivine
5,1	0,2	Analcime

Il ressort de cette statistique que les minéraux typiques des roches tertiaires sont l'analcime, le pyroxène, l'olivine et le labrador (-bytownite); il n'a pas été nécessaire d'effectuer le calcul pour ce dernier minéral, son caractère typique étant évident si l'on considère la rubrique précédente. Les roches subrécentes sont caractérisées par la présence d'andésine, de hornblende, de pyroxène, de biotite et d'apatite.

La répartition des indices de coloration modaux telle qu'elle apparaît dans la figure 35 livre un résultat intéressant bien que prévisible. La majorité des roches tertiaires possède un indice compris entre 30 et 40 alors que celui des roches subrécentes se situe entre 0 et 10.

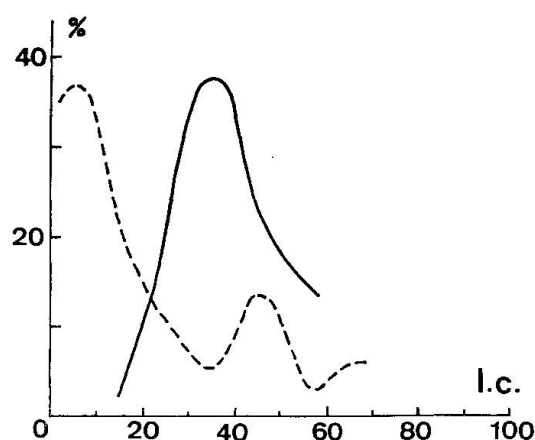


Fig. 35. Fréquence cumulative de l'indice de coloration des roches subrécentes (tireté) et tertiaires (continu).

3. Chimisme comparé des roches tertiaires et subrécentes

a) *Types d'association et évolution*

En se basant sur les études pétrochimiques exposées plus haut, on peut comparer les résultats relatifs aux roches éo-oligocènes et aux roches subrécentes et esquisser l'évolution pétrochimique de Taleghan-Alamout.

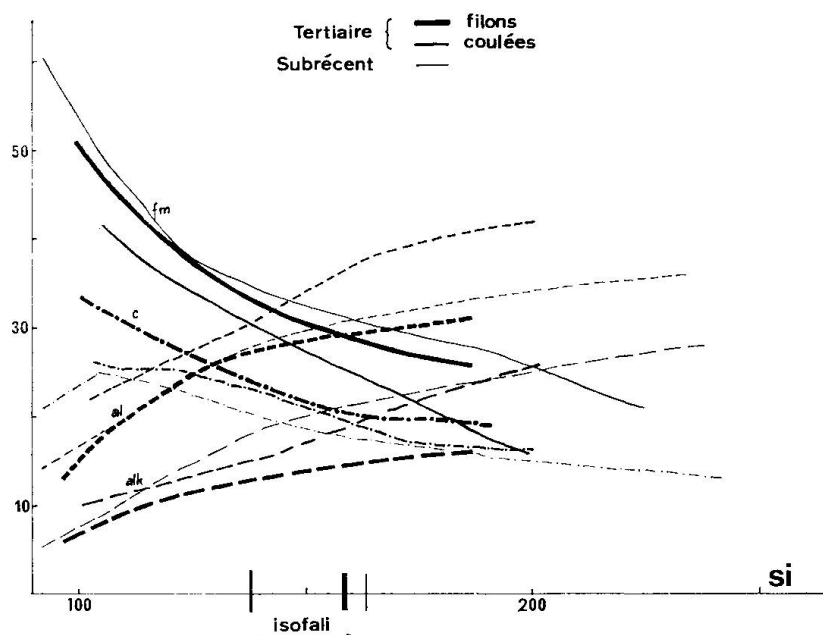


Fig. 36. Variations comparées des paramètres de NIGGLI des roches tertiaires et subrécentes.

Dans la figure 36 sont tracées les courbes idéalisées des paramètres de NIGGLI pour les coulées éo-oligocènes, les filons et filons-couches éo-oligocènes et les roches subrécentes (coulées et filons). Les coulées éo-oligocènes sont représentées par des courbes moyennes des deux coupes étudiées; afin d'en élargir le domaine de variation de si, on a utilisé la projection de l'échantillon no 297 représentatif des coulées à la base de l'Unité IV. L'ordre chronologique des phénomènes magmatiques étant coulées éo-oligocènes, filons et filons-couches éo-oligocènes, coulée(s) et filons subrécents, on observe dans le même sens l'évolution suivante des paramètres de NIGGLI:

1. Augmentation progressive de fm.
2. Diminution progressive de (al-alk) passant de 16 à 9 unités.
3. Déplacement de l'isofali vers des valeurs plus élevées de si, à savoir 137 → 157 → 163.

Le diagramme k-mg de la figure 37 fait aussi très bien ressortir le déplacement vers la droite (c'est-à-dire vers des valeurs plus élevées de k) des con-

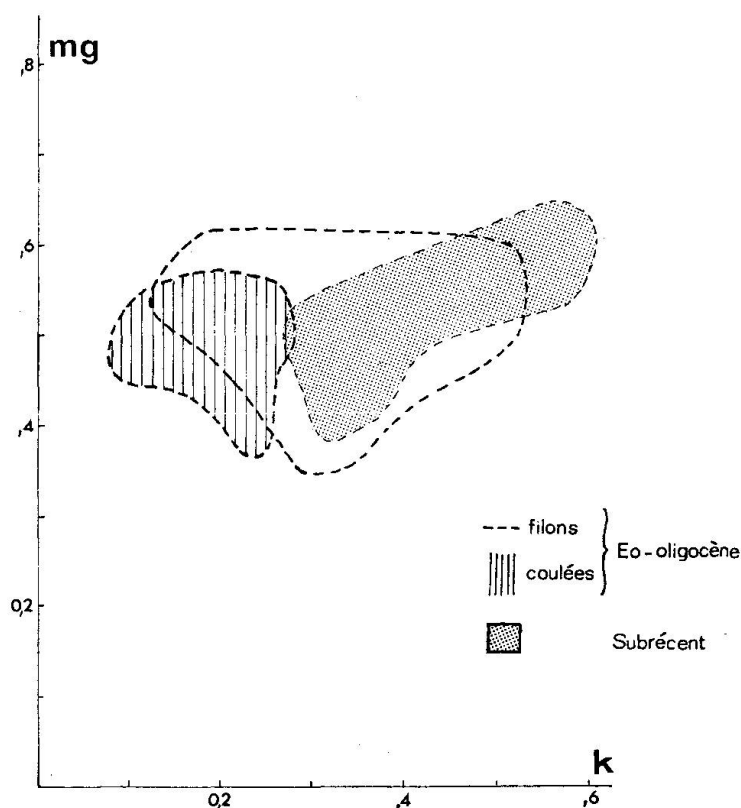


Fig. 37. Diagramme k-mg comparatif des roches tertiaires et subrécentes.

centrations principales des trois entités pétrographiques. Les nuages des coulées éocènes et des roches subrécentes ne s'interpénètrent pratiquement pas, tandis que les filons éo-oligocènes occupent une position intermédiaire.

Dans les triangles de concentration, le champ occupé par les roches subrécentes est indiqué en foncé. Par rapport à Q, L, M (fig. 38), on remarque d'emblée l'évolution opérée, l'éventail éo-oligocène allant de roches fortement sous-saturées (basanites à analcime) à des roches sursaturées (filons-couches) en passant par les roches saturées tendant vers le pôle F. Les roches subrécentes vont, elles, de F à des types extrêmement sursaturés (rhyolites). En résumé, il y a une tendance de Q à croître et à transgresser plus fortement la ligne de PF.

Dans le diagramme K, Na, Ca (Cal) (fig. 39), le champ subrécent se situe plus près du pôle K (Kp), tandis que le champ éo-oligocène s'approche plus du pôle Ca (Cal) indiquant une importance accrue de la „chaux feldspathisable“, donc de la „molécule“ anorthite. Dans le diagramme Mg, Fe, Ca (Cs) (fig. 40) le champ éo-oligocène dépasse le subrécent dans la direction de Ca (Cs), ce qui signifie importance accrue de la „chaux non feldspathisable“ exprimée par une teneur moyenne en pyroxène plus élevée (normative et modale comme on l'a vu plus haut).

En résumé, le passage du magmatisme éo-oligocène au magmatisme sub-

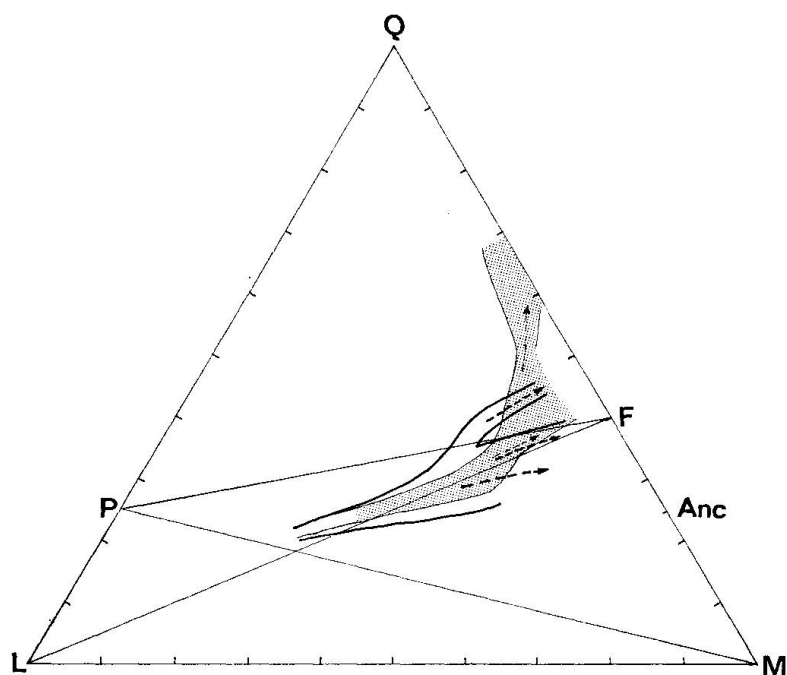


Fig. 38. Diagramme comparatif Q, L, M des roches tertiaires (champ délimité par la ligne continue), et des roches subrécentes (nuage foncé).

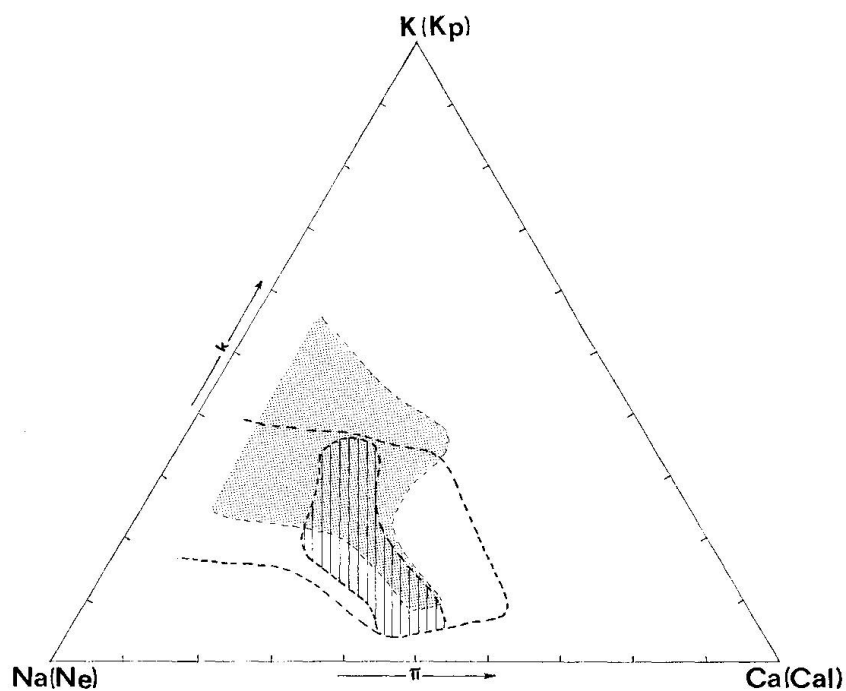


Fig. 39. Diagramme comparatif des filons tertiaires (tireté), des coulées tertiaires (hachures) et des roches subrécentes (nuage foncé).

récent s'accompagne d'une variation (ou évolution?) du type d'association commençant par un type atlantique avec tendance pacifique réalisé par les coulées, passant par un type pacifique avec tendance méditerranéenne carac-

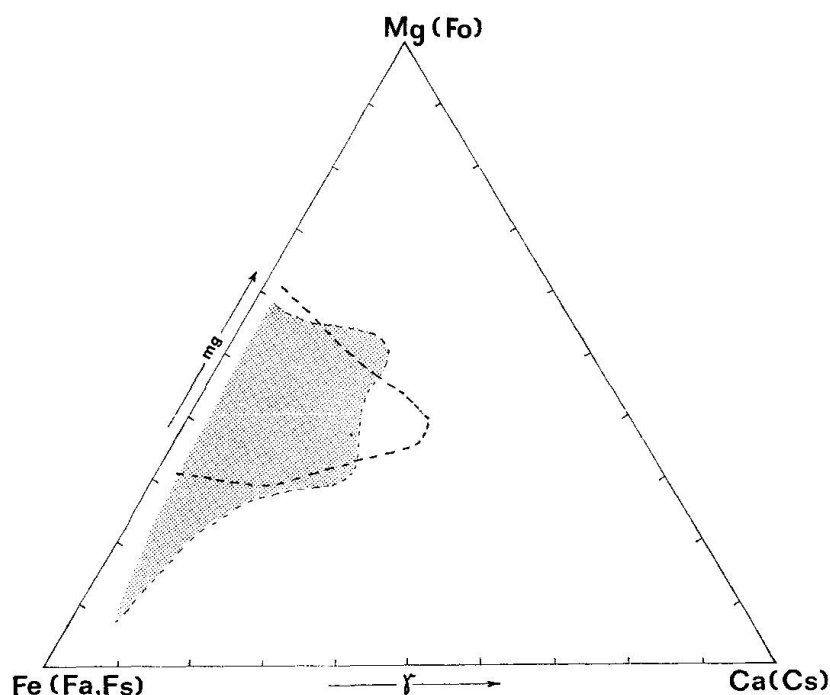


Fig. 40. Diagramme comparatif des roches tertiaires (tireté) et des roches subrécentes (nuage foncé).

téristique de l'activité filonienne pour atteindre finalement un type atlantique avec tendances pacifiques et méditerranéennes pour les coulées et filons subrécents.

On constate donc clairement qu'il n'y existe dans la région étudiée pas de type de province pétrographique bien défini, mais qu'il s'agit d'une province „mixte“ (Mischprovinz).

b) Teneurs comparées des principaux oxydes (cf. fig. 41, 42, 43, 44)

On a tenté ici d'étudier la répartition des oxydes les plus importants dans les roches tertiaires d'une part et dans les roches subrécentes d'autre part. On a donc établi pour chacun de ces oxydes (SiO_2 , Na_2O , K_2O et CaO) un diagramme cummulatif, utilisant pour cette statistique 16 analyses chimiques dans le Subrécent et 36 dans l'Eo-Oligocène; dans ce dernier se trouvent les 9 analyses de la littérature. Dans les analyses des roches subrécentes, les échantillons nos 353, 355 B et 356, très semblables entre eux, n'ont pas été utilisés pour ne pas fausser les résultats; ils n'ont, en effet, pas été prélevés „au hasard“ comme on l'a expliqué plus haut.

Les figures 41, 42, 43 et 44 montrent clairement l'augmentation des teneurs en SiO_2 , Na_2O et K_2O et la diminution en CaO accompagnant le passage des roches tertiaires aux roches subrécentes. Ces résultats s'accordent parfaitement avec toutes les observations précédentes.

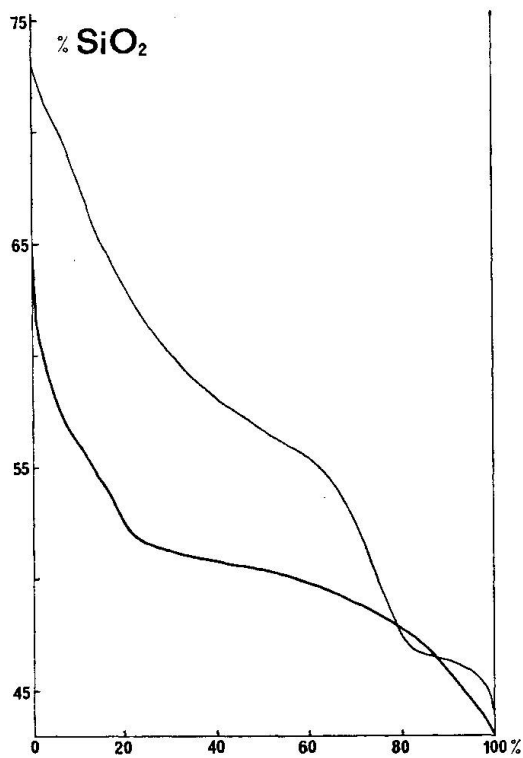


Fig. 41. Fréquence cumulative de SiO_2 en trait épais pour les roches tertiaires et mince pour les roches récentes.

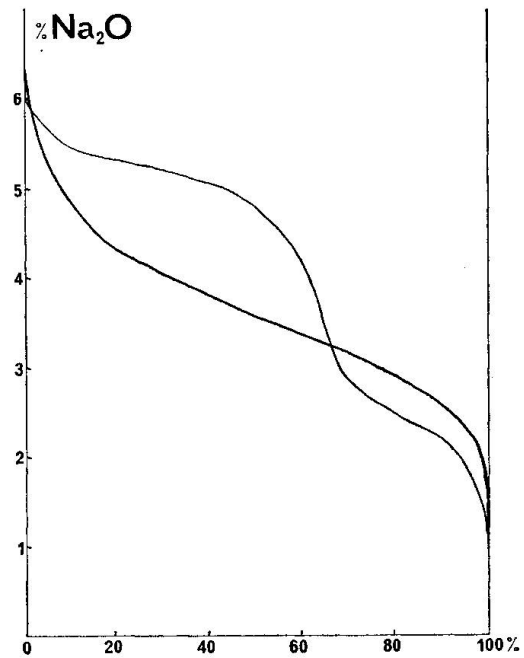


Fig. 42. Fréquence cumulative de Na_2O . Trait épais: roches tertiaires. Trait mince: roches récentes.

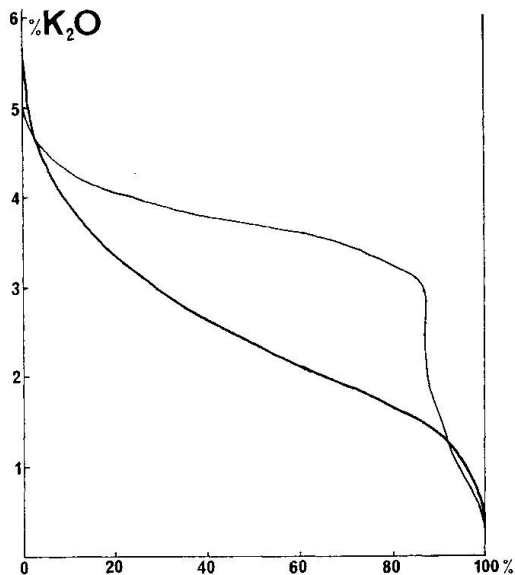


Fig. 43. Fréquence cumulative de K_2O . Trait épais: roches tertiaires. Trait mince: roches récentes.

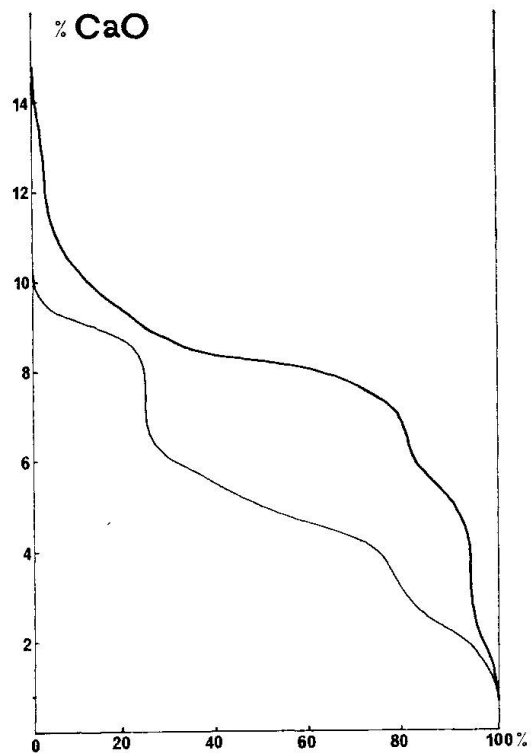


Fig. 44. Fréquence cumulative de CaO . Trait épais: roches tertiaires. Trait mince: roches récentes.

c) *Etude comparée des normes standards* (fig. 45)

Finalement, on a essayé de représenter en un diagramme la totalité des compositions normatives calculées en employant des symboles différents pour les 3 entités pétrographiques distinguées comme auparavant. Ce diagramme, proposé par JUNG et BROUSSE (1959), met en relation les indices de coloration et feldspathiques calculés comme suit :

$$\text{Indice de coloration} = 100 - (\text{Or} + \text{Ab} + \text{An} + \text{Q ou Foïde})$$

$$\text{Indice feldspathique} = \text{Or} : (\text{Or} + \text{Ab} + \text{An})$$

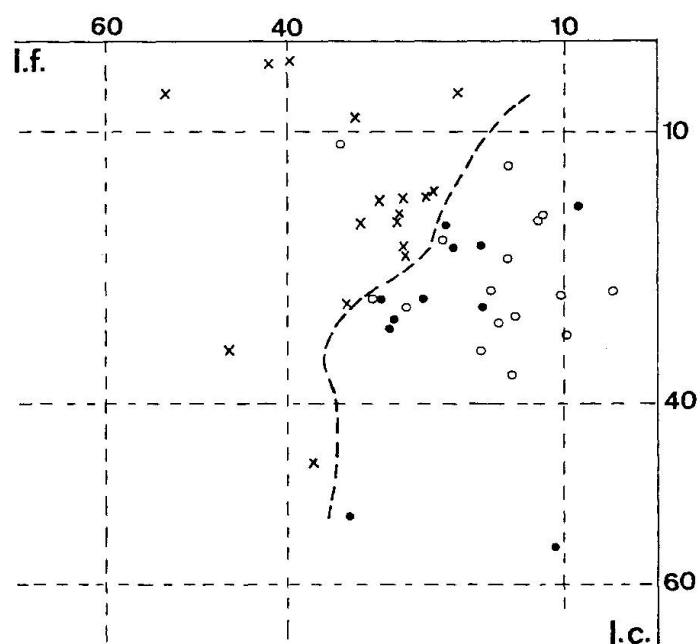


Fig. 45. Champ pétrographique occupé par les roches tertiaires (coulées petits cercles, filons et filons-couches points noirs) et subrécentes (croix).

Indice feldspathique = I.f. Indice de coloration = I.c.

Ce diagramme (fig. 45) fait bien ressortir :

1. Le champ pétrographique occupé par les roches analysées.
2. Les places différentes occupées dans ce champ par les roches éo-oligocènes et les roches subrécentes.

On y voit donc que :

1. La grande majorité des roches analysées est leucocrate et subplagioclasiq. Il s'agit donc surtout de granodiorites (rhyodacite) pour les roches sursaturées, de syénodiorites (trachyandésite) pour les roches saturées et d'essénites et théralites (basanites) pour les roches sous-saturées.
2. A de rares exceptions près, les roches éo-oligocènes sont plus riches en minéraux foncés et ont un caractère calco-sodique plus accentué. La pre-

mière différence s'observe déjà facilement à l'œil nu. Les filons et filons-couches forment la transition chimique entre les coulées éo-oligocènes et les roches subrécentes. Ce fait s'accorde parfaitement avec les relations chronologiques qui ont été mentionnées plus haut.

Ce procédé de comparaison se justifie par le fait que nombre des roches analysées sont partiellement vitreuses et montrent des phénomènes d'hétéromorphie; cela exclut a priori toute possibilité de comparaison sur des bases uniquement minéralogiques. D'où la nécessité de comparer entre elles des roches dont la composition minéralogique a été calculée à partir de la composition chimique, selon des règles communes (celles du calcul de la norme standard).

d) *Phénomènes d'hétéromorphie*

Les phénomènes d'hétéromorphie semblent jouer un rôle important dans l'aire étudiée. Parmi ceux-ci le plus courant remplace la paragénèse (olivine + albite) par l'association (pyroxène + analcime), faisant d'une trachyandésite ou d'un trachybasalte une basanite à analcime. Les facteurs physico-chimiques déplaçant l'équilibre de la réaction $\text{olivine} + \text{albite} \rightleftharpoons \text{pyroxène} + \text{olivine}$ vers la droite restent obscurs; parmi ceux-ci, il faut toutefois citer à coup sûr une teneur élevée en vapeur d'eau. Non seulement les coulées mais encore les filons (ex. no 136) sont sujets à ces déplacements d'équilibre. On remarque, en outre, qu'il n'y a, en général, pas d'alternance de coulées de trachyandésites et de coulées de basanites. Ainsi l'Unité I ne comporte que des (phanéro) basanites, l'Unité II est composée, entre autre, de deux paquets bien distincts de trachyandésites et de (phanéro)basanites, l'Unité III ne comporte que des trachyandésites et trachybasaltes, l'Unité IV ne contient, à part une mince coulée de basanite, que des trachyandésites et trachybasaltes. Il paraît dès lors raisonnable de penser que trachyandésites et basanites sont engendrés à des niveaux de profondeur différents d'un foyer magmatique commun.

D. Conclusions relatives à la pétrographie

Les résultats exposés dans les chapitres précédents permettent de tirer les conclusions principales suivantes:

1. Magmatisme Eo-Oligocène

- a) L'absence quasi totale d'andésites surprend pour le moins dans une portion de la chaîne alpine. Bien plus, on constate une abondance de basanites à analcime, ce qui constitue un fait inattendu. Leur présence est due à une composition chimique essexitique en combinaison avec un phénomène d'hétéromorphie.

- b) L'association des roches éo-oligocènes, attribuée au volcanisme subséquent, est de type *mixte* à forte tendance pacifique (calco-alcaline). Les minéraux constitutifs y montrent une remarquable constance de leurs propriétés et composition.

2. Magmatisme subrécent

- a) L'activité volcanique et filonienne subrécente découverte entre Taleghan et Alamout s'ajoute à celle du Damavand, connue depuis fort longtemps. Leur parenté chimique a été évoquée plus haut. Ces deux „subprovinces“ sont donc réunies pour former la province pétrographique du Damavand sensu lato.
- b) L'association des roches subrécentes, attribuée au volcanisme final, présente également un caractère *mixte* à prédominance atlantique (sodique). On y constate aussi une constance dans les propriétés et les compositions des minéraux constitutifs.

3. Activité magmatique totale

- a) Il y a tout d'abord un saut brusque de la composition chimique (et minéralogique) entre les roches éo-oligocènes et les roches subrécentes, exprimé par une augmentation des teneurs en SiO_2 , Na_2O et K_2O et une diminution de la teneur en CaO . Il faut en rendre probablement responsable le paroxysme orogénique qui sépare la première phase volcanique de la seconde.
- b) Malgré ce saut, la presque totalité des compositions normatives standard n'occupe qu'un domaine restreint du champ pétrographique (leucocrate-subplagioclasiq). Ce fait soutient l'hypothèse d'un magma commun ayant subi les transformations causées par la phase tectonique pliocène.
- c) Relations avec l'histoire structural de l'Elbourz.

Placé dans son contexte structural, ce magmatisme de type transitionnel prend toute sa signification. En effet, „la chaîne de l'Elbourz représente une plateforme plissée et non pas un eugéosynclinal“ comme le souligne STOECKLIN (1965 et 1969). Le schéma tectonique de STILLE ne s'y vérifie donc que très partiellement et ne semble guère applicable; il y manque le volcanisme initial ophiolitique et le plutonisme synorogénique; le volcanisme éo-oligocène n'a de subséquent que son caractère pacifique bien atténué par des tendances secondaires et ne suit aucune phase orogénique (si ce n'est les mouvements épirogéniques de la fin du Crétacé). Le volcanisme final de la province du Damavand y est faiblement atlantique.

Il apparaît dès lors tentant d'associer cet orogène sans caractère géosynclinal et ce magmatisme de type mixte et mal défini par un lien de causalité.

IV. TECTONIQUE

L'aire étudiée s'inscrit presque entièrement dans la zone tertiaire centrale de GANSSER (1962). Elle englobe au NE une frange appartenant à la chaîne paléozoïque centrale. Ces deux entités sont mises en contact par le chevauchement du Kandevan.

A. La chaîne paléozoïque et mésozoïque au NE

Cette chaîne se compose de sommets culminant à plus de 4000 m; GLAUS (1965) a rendu compte en détail de sa stratigraphie et de sa tectonique. La série stratigraphique va du Précambrien supérieur au Permien (et au Jurassique); un système d'anciennes failles rajeunies au Tertiaire la morcelle en une série de blocs de faible extension. A part quelques rares plis représentés à la figure 3, le style tectonique général est cassant.

B. La zone de chevauchement du Kandevan

La chaîne paléozoïque/mésozoïque confine immédiatement ou par l'intermédiaire de lambeaux de Lias (Shemshak Formation) aux roches pyroclastiques et effusives de la Formation de Karadj (Eo-Oligocène). Le chevauchement du Kandevan qui les met en contact possède une composante verticale de l'ordre de plusieurs kilomètres alors que la composante horizontale ne peut être estimée. La portion visible du plan de chevauchement s'incline (dans l'aire étudiée) vers le NNE d'un angle allant de 70 à 90° (GANSSER et HUBER, 1962) (fig. 46).

Près du chevauchement, là où le Tertiaire est représenté par les monzonites, le plissement est très faible (fig. 47).

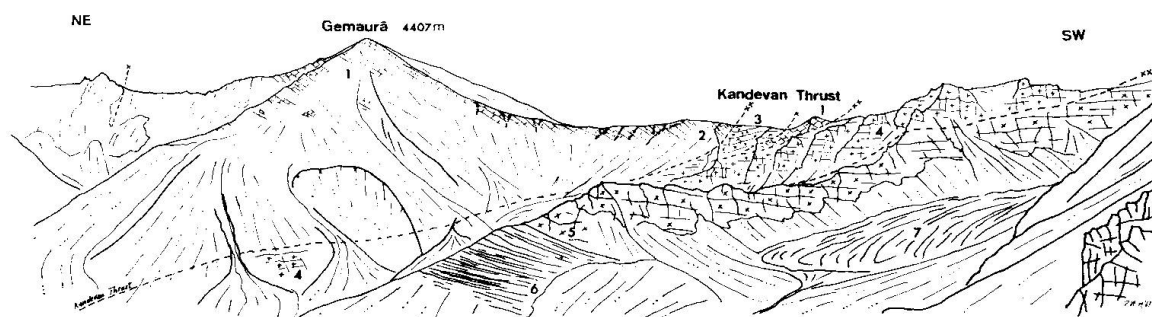


Fig. 46. Contact entre le Paléozoïque (1) de la chaîne centrale et le Tertiaire, haute vallée de Séhézar.

2. Quartzites d'âge inconnu. 3. Trachyandésites de l'Unité IV. 4. Filon-couche de monzonite.
5. Trachyandésites de l'Unité IV. 6. Calcschistes et tufs de l'Unité IV. 7. Moraine à texture fluidale.

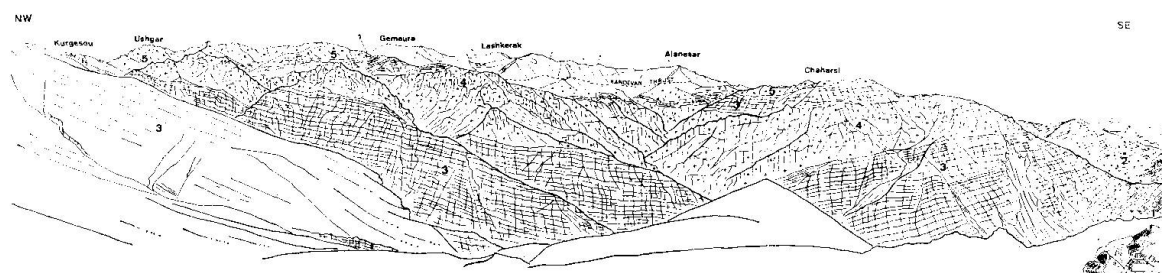


Fig. 47. Position subhorizontale de l'Unité IV (3-4-5) près de la faille du Kandevan. (1) Unité III, (4) filon-couche de monzonite, (3) tufs, (5) trachyandésites et syénogabbros, (2) Miocène.

Par contre, dans les alternances de tufs et de coulées, le plissement s'accroît. Les derniers mouvements décelés le long de cette importante ligne de fracture sont au plus post-miocènes; en effet, un amas de conglomérats rouges du Miocène (Couches rouges) sur le flanc SW de l'Alanesar en est aussi affecté. Toutes les structures des séries paléozoïques et mésozoïques sont coupées tandis que les structures cénozoïques semblent s'aligner sur la direction du chevauchement du Kandevan.

C. La zone tertiaire centrale

La zone tertiaire présente une structure assez complexe dont le style tectonique rappelle un peu celui du Jura plissé.

On peut y distinguer quatre Unités structurales et stratigraphiques qui sont, du N au S:

1. L'Unité IV comprenant de bas en haut des coulées et des filons-couches, des tufs et des calcschistes et des coulées, le tout chevauchant l'Unité III.
2. L'Unité III composée principalement de coulées et chevauchant l'Unité II.
3. L'Unité II composée de tufs au N, de coulées au S et reliée à l'Unité I par le synclinatorium de la vallée de Taleghan.
4. L'Unité I comprenant des tufs et des coulées au toit; elle entre en contact au S avec la zone paléozoïque/mésozoïque méridionale (GANSSEY et HUBER, 1962) par l'intermédiaire de la faille de Taleghan.

Ces quatre unités sont séparées les unes des autres par des synclinaux de Miocène (Upper Red Formation) qui peuvent être soit ouverts comme ceux de Taleghan et Alamout soit couchés et faillés comme celui de Nariàn-Askan et ceux séparant les unes des autres les Unités IV, III et II.

La vergence des chevauchements est généralement orientée vers le SW; leur plan s'incline généralement vers le NE d'un angle allant de 30 à 90° (fig. 48).

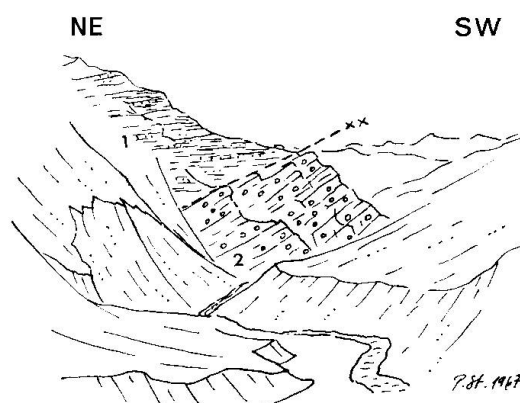


Fig. 48. Chevauchement à angle faible de l'Unité IV (1) sur le synclinal de Miocène (2) dans la vallée de Tarikdaré.

A l'intérieur des Unités elles-mêmes, l'intensité du plissement est fonction de la composition lithologique d'une part et de la proximité des chevauchements d'autre part; elle est forte dans les couches incompetentes (les calcschistes), faible dans les couches compétentes éloignées des chevauchements. Dans la Haute Vallée de l'Alamout par exemple, l'Unité IV forme un grand anticlinal. On y remarque une disharmonie entre les coulées et les filons-couches au toit et les tufs et les calcschistes à la base; les premiers sont affectés de plis évasés dont les axes se prolongent loin vers le SE (plus de 25 km) tandis que les tufs et les calcschistes se caractérisent par un plissement très serré.

L'Unité III disparaît à l'W à la faveur d'un anticlinal plongeant sous le grand synclinal de Couches rouges formant la vallée de l'Alamout et issu de la réunion des deux synclinaux couchés séparant les unes des autres les Unités II, III et IV. Cet anticlinal ainsi qu'un synclinal plus méridional se transforment vers l'E en de légères ondulations, conférant à l'Unité III une structure „grosso modo“ isoclinale.

L'Unité II se scinde en une partie septentrionale composée de tufs surtout et en une partie méridionale composée essentiellement de coulées de basanite. Leur scission s'opère le long d'un chevauchement dont le plan s'incline vers le N d'un angle de 60° à 30° environ (fig. 49, photo 17). La partie septentrionale est affectée de grands plis évasés; un coin de Crétacé atteint la surface dans cette dernière (au S de Dinerud) à la faveur de failles dont on ne peut estimer le rejet. La partie méridionale forme un grand anticlinal plongeant ($\sim 20^\circ$)

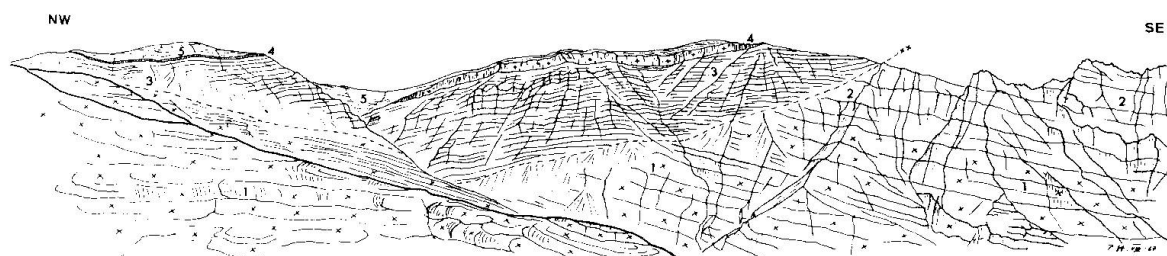


Fig. 49. Chevauchement de l'Unité IIB sur l'Unité IIA près du Col du Tundurkhan.

1. Trachyandésites de l'Unité IIA. 2. Basanites foncées à analcime de l'Unité IIA. 3. Tufs du Mt Elbourz (Unité IIB). 4. Filon-couche de monzonite. 5. Tufs du Kuh-e-Sât (Unité IIB).

sous les Couches rouges près de Dizàn, à la jonction des synclinaux de Paràchan et de la vallée de Taleghan. Près de la ligne de fracture Laràvan-Col du Tundurkhan, le plissement s'intensifie comme il fallait s'y attendre.

L'Unité I présente quelques plis peu importants et peu continus au niveau des tufs. Leur intensité et leur extension s'accroît dans les parages de la faille de Taleghan où apparaissent des îlots de Crétacé sous forme de noyau d'anticlinaux. En gros, l'Unité I représente le flanc N d'un grand anticlinal coupé par la faille de Taleghan.

D. Les synclinaux de Miocène (Couches rouges)

Les synclinaux de Miocène ont joué dans l'histoire structurale de l'aire étudiée un rôle déterminant en fixant les lignes de rupture séparant les diverses unités. Ces synclinaux de Miocène ont été ébauchés à l'Oligocène et ils ont acquis une forme définitive au Plio-Pleistocène comme en témoignent d'une part les discordances angulaires (rares dans cette région) et les discontinuités entre la Formation de Karadj et les Couches rouges et d'autre part le plissement parfois extrême de ces dernières.

Au point de vue systématique, les synclinaux de Miocène se divisent en deux groupes :

- a) Un premier groupe comprenant les synclinaux qui ne sont pas liés à un chevauchement, tels que celui de Taleghan et celui qui s'amorce près d'Awanak dans la vallée de l'Alamout. Ils déterminent donc l'emplacement des grandes vallées d'orientation EW. Ils ne présentent pas de plissements secondaires très violents; l'épaisseur des Couches rouges ainsi que leur extension horizontale y sont considérables; lithologiquement, il s'agit surtout de marnes pures à gréseuses, donc de matériel assez plastique.
- b) Un deuxième groupe lié aux chevauchements des Unités les unes sur les autres (photo 18). La base des Couches rouges repose en concordance sur l'Eo-Oligocène le plus méridional, tandis que l'Unité la plus septentrionale repose sur celles-ci le long d'un plan de pente variable. Lithologiquement, elles se composent surtout de conglomérats et grès qui réagissent d'une façon assez rigide aux sollicitations dynamiques (fig. 50). Lorsqu'il y a une concentration de marnes, comme entre Dizàn et Nariàn, le plissement est extrême et s'accompagne de chevauchements mineurs (fig. 51). Le lien étroit unissant ces synclinaux aux chevauchements s'explique schématiquement de la façon suivante (fig. 52):
 1. Après le dépôt de la Formation de Karadj, vers la fin de l'Oligocène, une première poussée plisse le substratum.
 2. Dans les synclinaux s'accumulent au Miocène les produits d'érosion des anticlinaux, à savoir les Couches rouges.

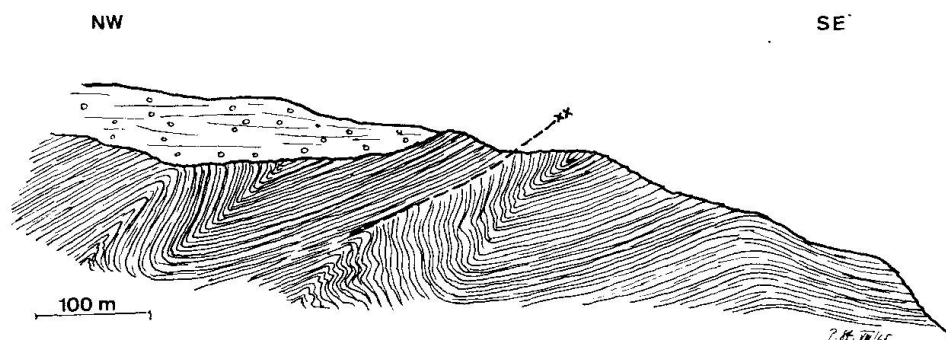
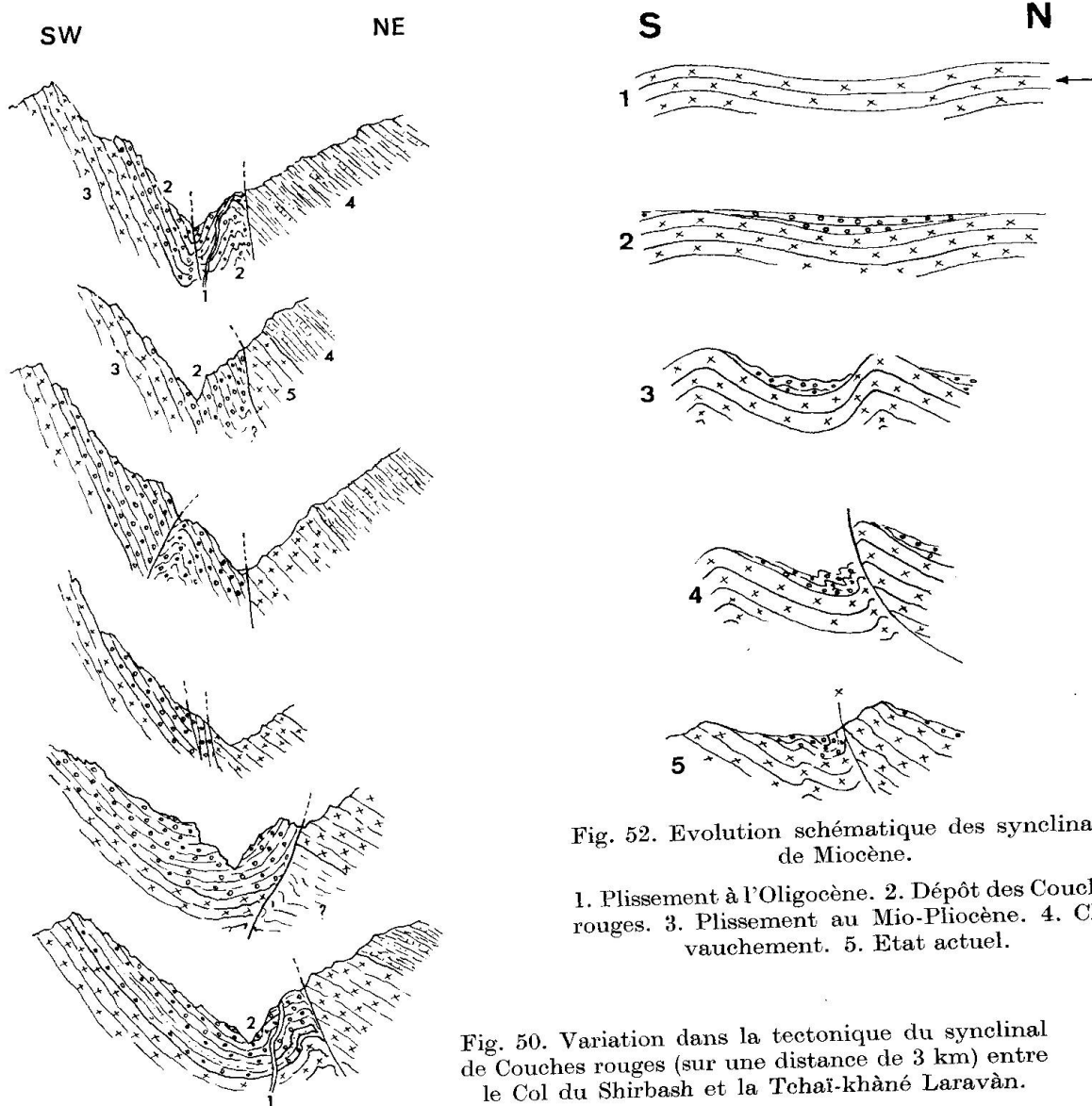


Fig. 51. Plissement avec chevauchement dans les marnes gréseuses du Miocène près de Dizàn.

Fig. 52. Evolution schématique des synclinaux de Miocène.

1. Plissement à l'Oligocène. 2. Dépôt des Couches rouges. 3. Plissement au Mio-Pliocène. 4. Chevauchement. 5. Etat actuel.

3. Au Pliocène, une nouvelle phase plus violente reprend le plissement qui s'accroît. Les synclinaux remplis de Couches rouges opposent une forte résistance aux pressions orogéniques; cette dernière détermine l'emplacement des lignes de rupture (chevauchements).
4. L'érosion modèle le paysage actuel.

E. Analyse des directions axiales

Si l'on entreprend une analyse des directions des structures, les faits suivants ressortent aussitôt:

1. Le parallélisme du chevauchement du Kandevan et des chevauchements à synclinaux de Miocène d'orientation NW-SE.
2. L'obliquité par rapport au chevauchement du Kandevan des structures des Unités I et II de directions E et NE. Elle doit probablement son existence à la grande masse de coulées de l'Unité II qui, réagissant en bloc rigide, a déterminé les directions de ses structures propres ainsi que celles de l'Unité I.

F. Résumé de la Tectonique

Comme déjà souligné à plusieurs reprises (GANSSEY 1955, STOECKLIN 1959, GANSSEY et HUBER 1962, GLAUS 1965), la concordance des séries allant du Précambrien supérieur à l'Eocène inférieur dans l'Elbourz central septentrional est parfaite, toutefois les importantes lacunes de sédimentation indiquent des mouvements épirogéniques verticaux. Aucune trace des phases orogéniques calédoniennes et hercyniennes ne se décèle à part ces lacunes.

La chaîne paléozoïque/mésozoïque centrale (GANSSEY et HUBER, 1962) s'individualise tout d'abord à la fin du Crétacé et l'Eocène à la faveur de mouvements verticaux; la faille du Kandevan, formée ou rajeunie alors, marque la limite septentrionale du bassin éocène dans lequel vont se déposer les tufs de la Formation de Karadj ainsi que les premières coulées (?).

Une première phase de plissement située à l'Oligocène affecte la zone tertiaire (faiblement dans l'aire étudiée) ainsi que la chaîne paléozoïque/mésozoïque méridionale. Les synclinaux éocènes se remplissent de dépôts détritiques (Couches rouges du Miocène).

Au Mio-Pliocène une phase de plissement cause les chevauchements observés en accentuant les structures ébauchées à la phase orogénique précédente. Elle n'a toutefois qu'une légère influence sur les sédiments posttriassiques de la chaîne centrale alors que dans les séries paléozoïques centrales les anciens systèmes de failles reprennent leur activité. La surrection de l'Elbourz et sa morphogénèse remontent au Plio-Pleistocène.

Dans la zone étudiée, les structures ont une direction analogue à celle de la

chaîne en général, observation en harmonie avec celle de M. GLAUS (1965). Il existe des déviations locales mais qui sont compensées à longue distance. La vergence est nettement orientée au S comme c'est le cas pour l'Elbourz central et occidental.

V. BIBLIOGRAPHIE

SMPM = Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

- ALLENBACH, P. (1966): *Geologie und Petrographie des Damavand und seiner Umgebung* (Zentral-Elburz), Iran. Zurich, thèse.
- ARGAND, E. (1924): *La tectonique de l'Asie*. Extrait du compte-rendu du XIIIe Congr. géol. int. 1922.
- ASHGIREI, G. D. (1963): *Strukturgeologie*. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin.
- ASSERETO, R. (1963): "The Paleozoic Formations in Central Elburz (Iran) (Preliminary note)." *Riv. Ital. Paleont. e Strat.* 69/4.
- (1965): „Sui caratteri stratigrafici e tettonici del Mesozoico e del Terziario nei dintorni di Garmabdar (Elburz Centrale, Iran).“ *Riv. Ital. Paleont. e Strat.* 71/1.
- ASSERETO, R., IPPOLITO, I. (1964): „Osservazioni preliminari sul Cretaceo delle bassa Valle del Lar (Elburz Centrale, Iran).“ *Riv. Ital. Paleont. e Strat.* 71/1.
- BAILEY, E. B., JONES, R. C. B. and ASFIA, S. (1948): Notes on the geology of the Elburz Mountains, N-E of Teheran. *Quart. J. geol. Soc. London*, 104, B. 1 (104/1).
- BAILEY, E. B. and STEVENS, R. E. (1960): Selective staining of K-Feldspar and Plag. On rock slabs and thin sections. *Amer. Mineral.* 45/9–10.
- BALK, R. (1937): Structural behaviour of igneous rocks. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 5.
- BARTH, T. F. W. (1931): *Mineralogic Petrography of Pacific Lavas*. *Amer. J. Sci.*
- (1936): *The Crystallization Process of Basalt*. *Amer. J. Sci.*
- (1952): *Theoretical Petrology*. New York and London, Wiley.
- BARTH, CORRENS und ESKOLA (1960): *Die Entstehung der Gesteine*. Springer-Verlag.
- BOBEK, H. (1934): „Reise in Nordwest-Persien.“ *Z. Ges. Erdkunde*, 1/2.
- (1937): Die Rolle der Eiszeit in Nordwestiran. *Ztschr. Gletscherk.* Bd. 25, Berlin.
- (1953): Zur eiszeitlichen Vergletscherung des Alburzgebirges. N-Iran. Sonderabdruck. *Carinthia II*, 142, Heft 2. Klagenfurth.
- (1957): Die Takht-e-Sulaimangruppe im mittleren Alburzgebirge, Nordiran. *Festschr. Hundertjahrfeier Geogr. Ges. in Wien*.
- BOWEN, N. L. (1928): *The evolution of the igneous rocks*. Princeton.
- BROUSSE (1961): *Minéralogie et Pétrographie des roches volcaniques du massif du Mont-Dore (Auvergne)*. *Bull. Soc. franç. Minéral.* 84.
- BURRI, C. (1926): *Die chemischen und provinziellen Verhältnisse der jungen Eruptivgesteine des Pazifischen Ozeans und seiner Umrandung*. SMPM 6, 115–199, u. Ausz. Inaug. Diss. Univ. Zürich.
- (1950): *Das Polarisationsmikroskop*. Basel.
- (1955): Der Chemismus der Gesteine. *Vjschr. Natf. Ges. Zürich*, 100, 45–47.
- (1956): Bemerkungen zur Anwendung der Niggli-Werte. SMPM 36, 29–48.
- (1959): „Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage.“ Basel.
- (1963): Bemerkungen zur sog. „Banater Verwachsung“ der Plagioklase. SMPM 43/1.
- (1968): Die optische Orientierung von HT-Labradorit aus Andesit von Khuchiré (Iran), zugleich ein Beitrag zur U-Tisch-Methodik. SMPM 48, 781–801.

- BURRI, C. und NIGGLI (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediterr. Orogens I. Publ. Stift. Vulkaninst. I. Friedländer 3.
- BURRI, C., GANSSER, A. und WEIBEL, M. (1961): „Zur Petrographie des Vulkans Demavend (Iran).“ SMPM 4/1.
- BURRI, C., PARKER, R. L. und WENK, E. (1967): Die optische Orientierung der Plagioklasse. Basel, Birkhäuser.
- CAROZZI, A. (1953): *Péetrographie des roches sédimentaires*. Neuchâtel.
- CHAYES, F. (1956): *Petrographic modal analysis*. John Wiley, New-York.
- CHRISTA, E. (1940): „Über Kristallisation in magmatischen Gesteinen Persiens.“ *Mineral. Petrogr. Mitt.*, 51.
- DEDUAL, E. (1967): „Zur Geologie des mittleren und unteren Karadj-Tales, Zentral-Elburz (Iran).“ Zürich, thèse.
- DELLENBACH, J. (1964): *Contribution à l'étude géologique de la région située à l'est de Théran (Iran)*. Strasbourg, thèse.
- DOGETT TERZAGHI, R. (1935): "The Origin of Potash-Rich Rocks." *Amer. J. Sci.* 29.
- DOZY, J. J. (1955): "A sketch of post-cretaceous volcanism in Central Iran." *Leidse Geol. Med.* 20.
- DUNBAR, C. O. and RODGERS (1957): *Principles of stratigraphy*. John Wiley & Sons.
- FURON, R. (1941): „Géologie du plateau Iranien.“ *Mém. Mus. Hist. Nat.*, N.S. 7/2.
- FURRER, M. A. and SODER, P. A. (1955): The Oligo-Miocene marine formation in the Qum Region (Central Iran). *Proc. 4th World Petrol. Congr.*, sect. 1; A/5.
- GABRIEL, A. (1952): *Die Erforschung Persiens*. Verl. A. Holzhausens, Wien.
- GANSSER, A. (1955): "New aspects of the geology in Central Iran." *Proc. 4th World Petrol. Congr.* sect. 1/A/5.
- GANSSER, A. and HUBER, H. (1962): "Geological observations in the Central Elburz, Iran." SMPM 42/2.
- GEOLOGICAL STAFF OF THE IRANIAN OIL COMPANY (1959): "Geological map of Iran 1 : 2 500 000 with explanatory notes." Published by the National Iranian Oil Company, Teheran.
- GLAUS, M. (1965): „Die Geologie des Gebietes nördlich des Kandevar-Passes (Zentral-Elburz), Iran.“ Zürich, thèse.
- GLAUSER, A. (1963): „Über die optische Orientierung einiger Plagioklas-Zwillinge aus Linosa. SMPM 43/1.
- GOLDSCHMIDT, V. M. (1922): *Stammestypen der Eruptivgesteine* Vid. Akad. Skr. Oslo.
- GRUNLACH, K. (1935): *Die Erforschung Persiens*. Verl. A. Holzhausens, Wien.
- HARDING, J. G. R. (1957): *Cambridge Expedition, 1956, to the Elburz Mountains, Iran. The Himalayan J.* 20.
- HERB, R. und SCHAUB, H. (1963): „Zur Nummulitenfauna des Mitteleozäns von Sorde-l'Abbaye (Landes, Frankreich).“ *Eclogae geol. Helv.* 56/2.
- HIRAYAMA, SAMIMI, ZAHEDI and HUSHMAND-ZADEH (1966): *Geology of the Tarom District Western Part (Zanjan area, Northwest Iran)*. Geological Survey of Iran, Report no 8.
- JUNG, J. et BROUSSE, R. (1959): *Classification modale des roches éruptives utilisant les données fournies par le compteur de points*. Masson, Paris.
- KERN, R. et WEISBROD, A. (1964): „Thermodynamique de base pour minéralogistes, pétrographes et géologues.“ Paris.
- KERR, P. F. (1959): "Optical Mineralogy." New York.
- LACROIX, A. (1924): *Les laves analcimiques de l'Afrique du Nord et, d'une façon générale la classification des laves renfermant de l'analcime (scanoïte)*. C.R.Ac. Sci. Paris 178, 529-531.

- (1933): Classification et nomenclature des roches éruptives. In: Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine. Bull. Serv. géol. de l'Indochine. Hanoï, 20, Fasc. 3., im bes. 15–36 u. 183–206.
- LORENZ, C. (1964): „Die Geologie des oberen Karadj-Tales (Zentral-Elburz, Iran).“ Thèse. Zürich.
- MEYER, St. P. (1967): „Die Geologie des Gebietes Velian-Kechiré (Zentral-Elburz, Iran).“ Thèse, Zürich.
- MILLER and KAHN (1967): Statistical Analysis in the geological sciences. John Wiley & Sons.
- NIGGLI, P. (1920a): Systematik der Eruptivgesteine. C.B. f. Min. usw. (1920), 161–174.
- (1931): Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. SMPM 11, 296–364.
- (1936): „Die Magmentypen.“ SMPM 16/2.
- (1938): Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation. SMPM 18, 610–664.
- (1941): Gesteinschemismus und Mineralchemismus I. Das Problem der Koexistenz der Feldspäte in den Eruptivgesteinen. SMPM 21, 183–193.
- (1943): Gesteinschemismus und Mineralchemismus, II. Die Pyroxene der magmatischen Erstarrung. SMPM 23, 538–607.
- (1948): „Gesteine und Minerallagerstätten.“
- (1951): Gesteinschemismus und Magmenlehre. Geol. Rdsch. 39, 8–32.
- NIGGLI und LOMBAARD, B. (1933): Das Bushveld als petrographische Provinz. SMPM.
- PEACOCK, A. (1931): Classification of Igneous Rock Series. J. Geol.
- PEGUY, CH.-P. (1959): „Les glaciers de l'Elbourz.“ Bull. Ass. Géogr. Franç. 284/285.
- RAMDOHR, P. und STRUNZ, H. (1967): „Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie.“ Stuttgart.
- REINHARD, M. (1931): „Universal Drehtischmethoden.“ Basel.
- RIEBEN, H. (1934): „Contribution à la géologie de l'Azerbeidjan Persan.“ Bull. Soc. Neuchâteloise Sci. nat., 59.
- (1942): Notes sur la géologie du Nord de l'Iran. Halsey Memorial Press, American Presbyterian Mission, Elat, Ebolowa (Camérout).
- RINNE, F. (1928): „La science des roches.“ Paris.
- RITTMANN, A. (1933): Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuvmagmas.“ Z. Vulkanologie, 15.
- (1963a): Les volcans et leur activité. Paris.
- (1963b): Quantitative Konoskopie. SMPM 43. H. 1.
- RIVIERE, A. (1934): „Contribution à l'étude géologique de l'Elbourz (Perse).“ Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., 7.
- (1936): „Contribution à l'étude géologique de l'Anti-Elbourz.“ Bull. Soc. Géol. France, ser. 5, vol. 6.
- ROSS, C. S. and SMITH, R. L. (1961): „Ash-flow tuffs: Their origin, geologic relations and identification.“ U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 366.
- SAWARITZKI, A. N. (1954): Einführung in die Petrochemie der Eruptivgesteine. Berlin, Akademie-Verlag.
- SCHENCK, H. G. (1938): Stratigraphy of Northern Iran (Abstract). Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 22.
- SCHMID, R. (1965): Programm im Fortran II für die Umrechnung chemischer Gesteins- und Mineralanalysen. SMPM 45, 837–847.
- SCHROEDER, J. W. (1944): „Essai sur la structure de l'Iran.“ Eclogae geol. Helv. 37/1.

- (1945): „Sur l'âge des Couches Vertes de l'Elbourz (Iran).“ C.R. Soc. Phys. et Hist. Nat., Genève, 62/1.
- SEDLACK, A. M. (1936): „Über die von Dr. Gabriel aus Persien mitgebrachten Eruptivgesteine.“ Min. Petr. Mitt., 47.
- (1940): „Petrographische Beobachtungen an den von A. Gabriel gesammelten Gesteinen aus Persien.“ Min. Petr. Mitt. 51.
- STAHL, A. F. (1897): „Zur Geologie von Persien. Geognostische Beschreibung von Nord- und Zentral-Persien.“ Petermann's Mitt., Ergänzungsband 26, 122.
- (1907): Geologische Beobachtungen in Zentral- und Nordwest-Persien. Petermann's Mitt.
- (1911): „Persien.“ Handbuch der regionalen Geologie, 5, Abt. 6 Heidelberg.
- STOECKLIN, J. (1959): „Ein Querschnitt durch den Ost-Elburz.“ Eclogae geol. Helv. 52/2.
- (1965): A review of the Structural History and Tectonics of Iran. Geol. Surv. Iran.
- (1968): Structural History and Tectonics of Iran: a Review. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 52/7.
- STOECKLIN, J., RUTTNER, A. and NABAVI, M. (1964): „New Data on the lower Palaeozoic and Precambrian of North Iran.“ Geol. Surv. Iran, Rep. 1.
- (1965): „Geology and Mineral Resources of the Soltanieh Mountains (Northwest Iran).“ Geol. Surv. Iran, Rep. 2.
- STRECKEISEN, A. L. (1967): Classification and nomenclature of igneous rocks. N.J. Mineral. Abh. Bd. 107, Heft 2.
- STEIGER, R. (1966): Die Geologie der West-Firuzkuh-Area (Zentralelburz, Iran). Thèse, Zürich.
- TROEGER, W. E. (1935): „Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine.“ Verlag d. deutsch. Min. Ges.
- (1956): „Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil I, Bestimmungstabellen.“ Stuttgart.
- (1967): „Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil II, Textband. Bestimmungstabellen.“ Stuttgart.
- VATAN, A. et AYANIAN, P. (1962): Observations sédimentologiques sur les couches vertes de l'Elbourz (Iran). C. R. som. Soc. Géol. France fasc. 10.
- WILLIAMS, H., TURNER, F. J. and GILBERT, C. M. (1954): „Petrography. An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections.“ San Francisco.

Manuscrit reçu le 25 février 1970.

PLANCHE I

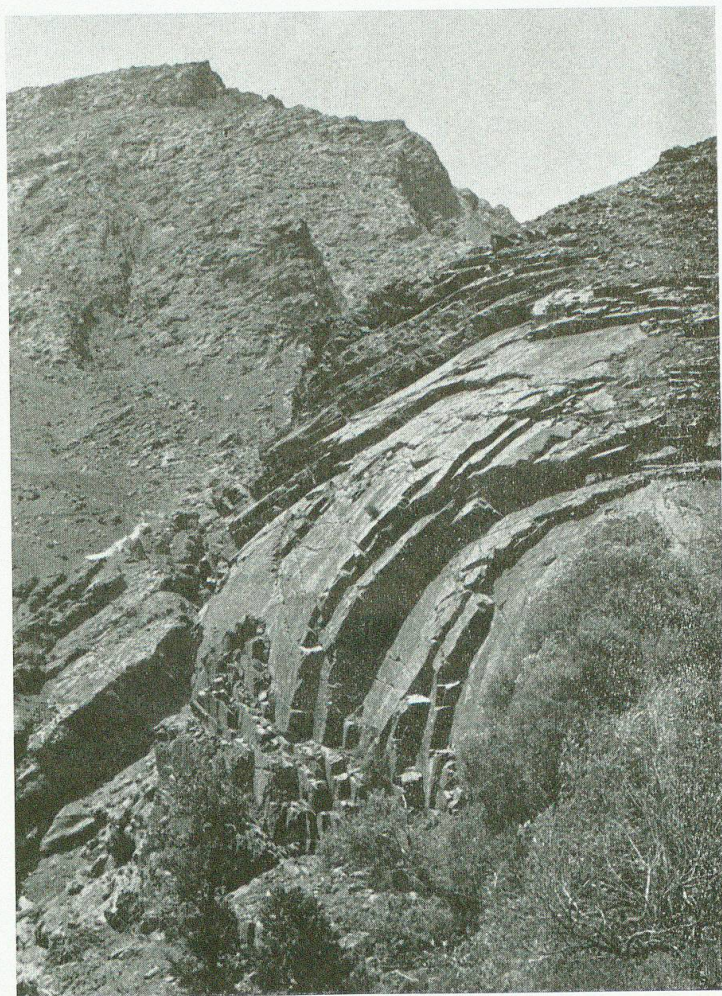


Photo 1. Front de coulée de basanite à analcimes près de Karkabout.

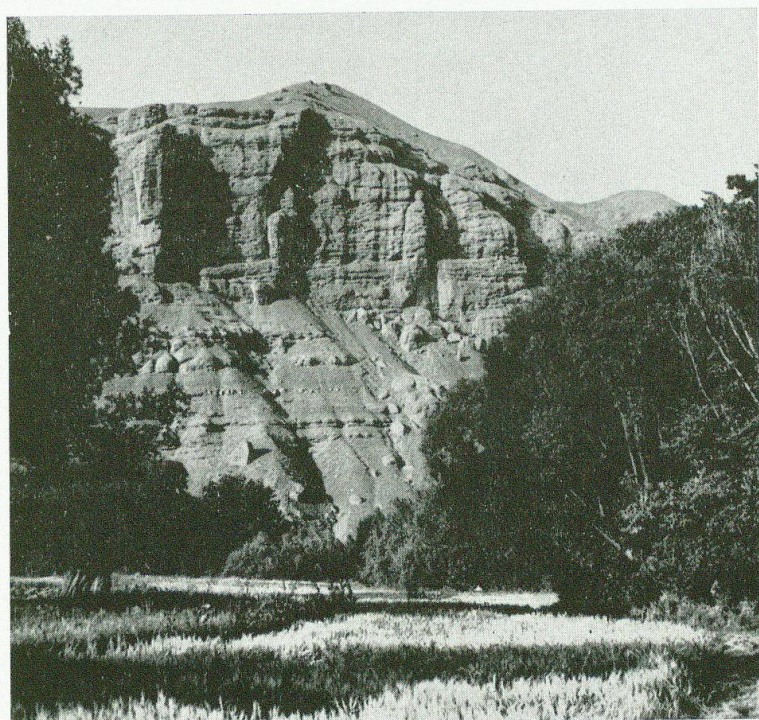


Photo 2. Amoncellement de conglomérats rouges du Miocène ("Upper Red Formation") au S de Joistan.

PLANCHE II



Photo 3. Agglomérats trachyandésitiques de la phase volcanique subrécente.



Photo 4. Débit en colonnes des trachyandésites à hornblende subrécentes.

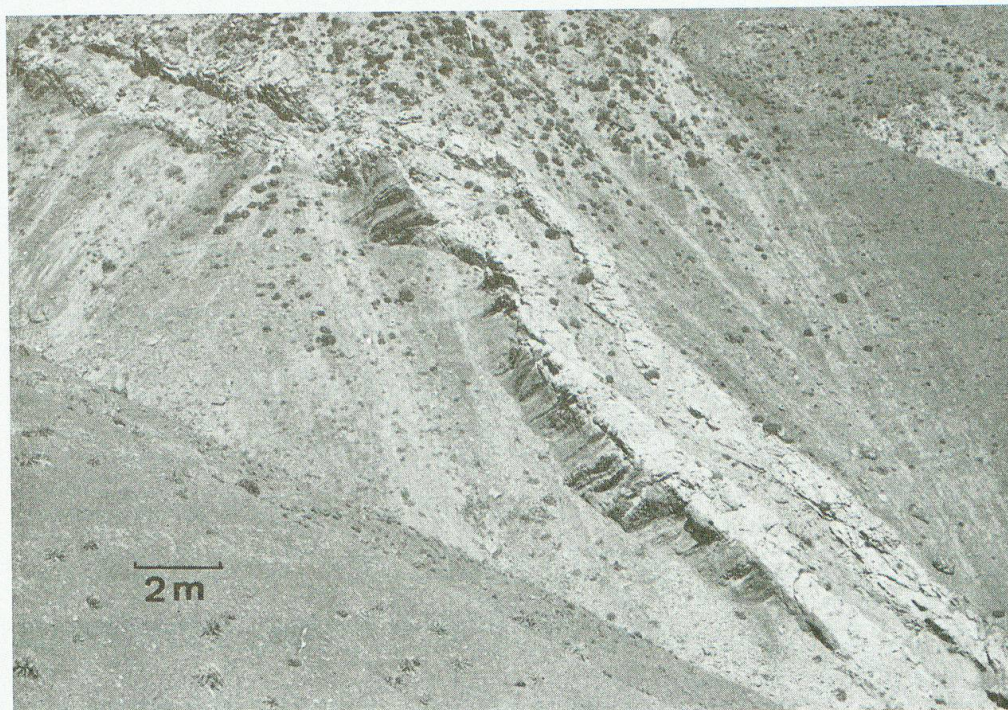


Photo 5. Filon subrécent de vogésite coupant les marnes rouges du Miocène sur le flanc SW du Kurgesou.

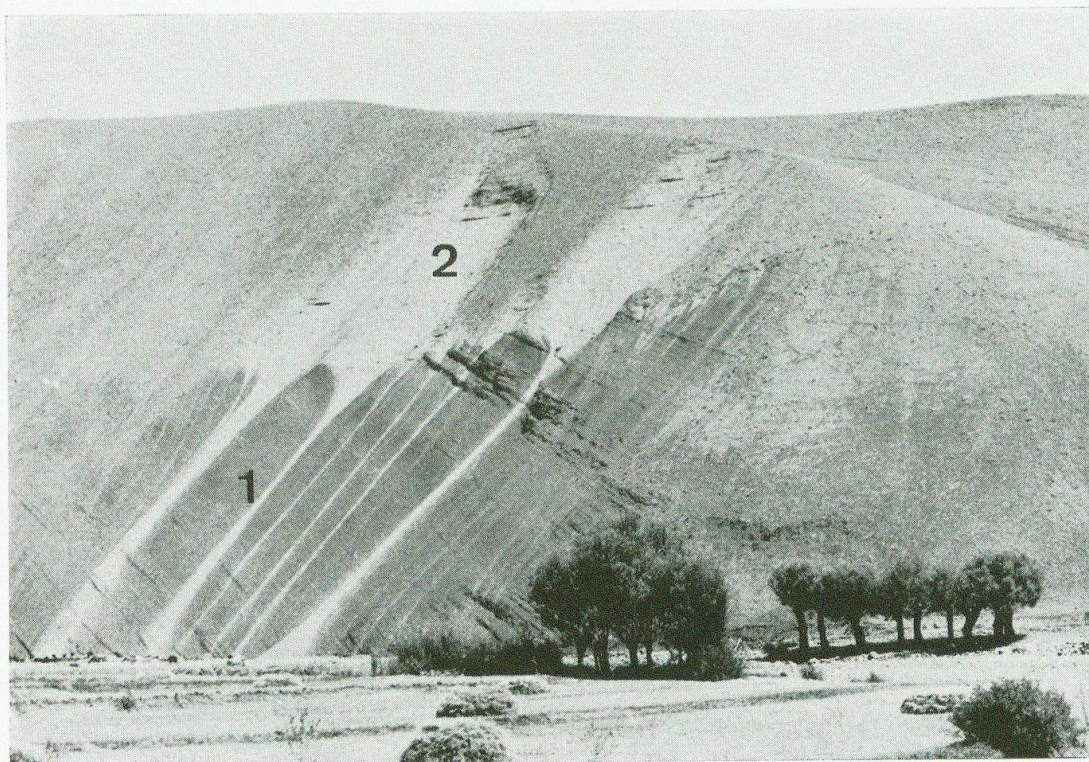


Photo 6. Discordance angulaire entre les marnes rouges du Miocène (1) et les alluvions quaternaires (2) au N de Joistan.

PLANCHE IV



Photo 7. Etat alluvionnaire du Shah-Rud en amont de Sharak. A noter les terrasses au second plan.

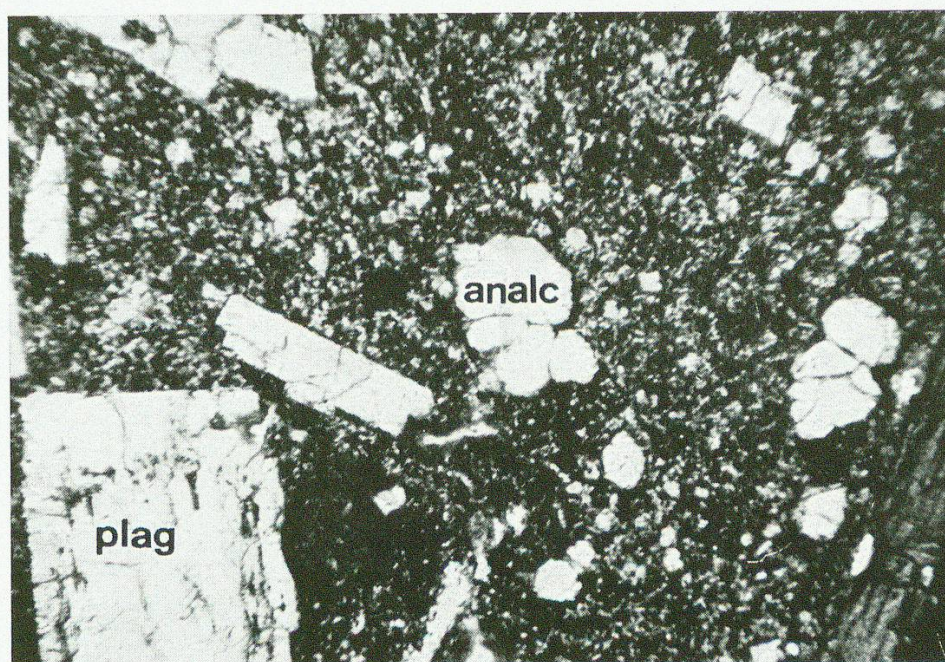


Photo 8. (Phanéro)basanite à analcime, pyroxène et olivine en lumière normale. A noter les trapézoèdres d'analcime (no 277).



Photo 9. Section polie de phanérobasanite à grosses analcimes (no 485).

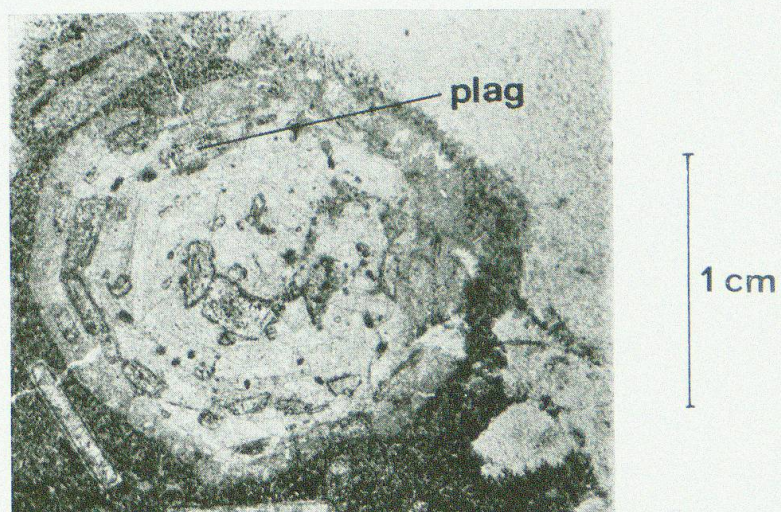


Photo 10. Trapézoèdre d'analcime zonée du no 485 avec inclusions concentriques de labrador.

PLANCHE VI



Photo 11. Labrador intensément maclé du no 38 (trachylabradorite à pyroxène et olivine).

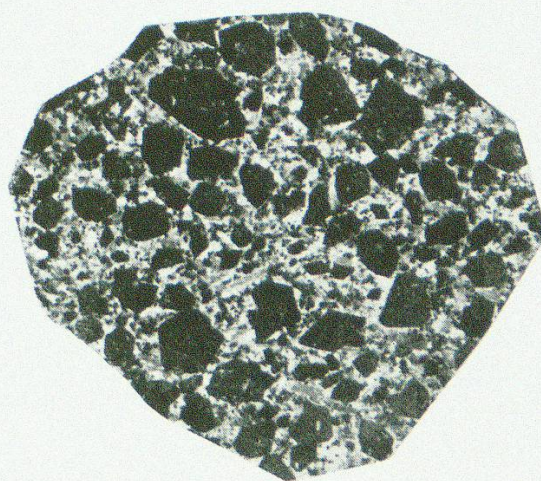


Photo 12. Section polie de trachybasalte à pyroxène et olivine (no 202).

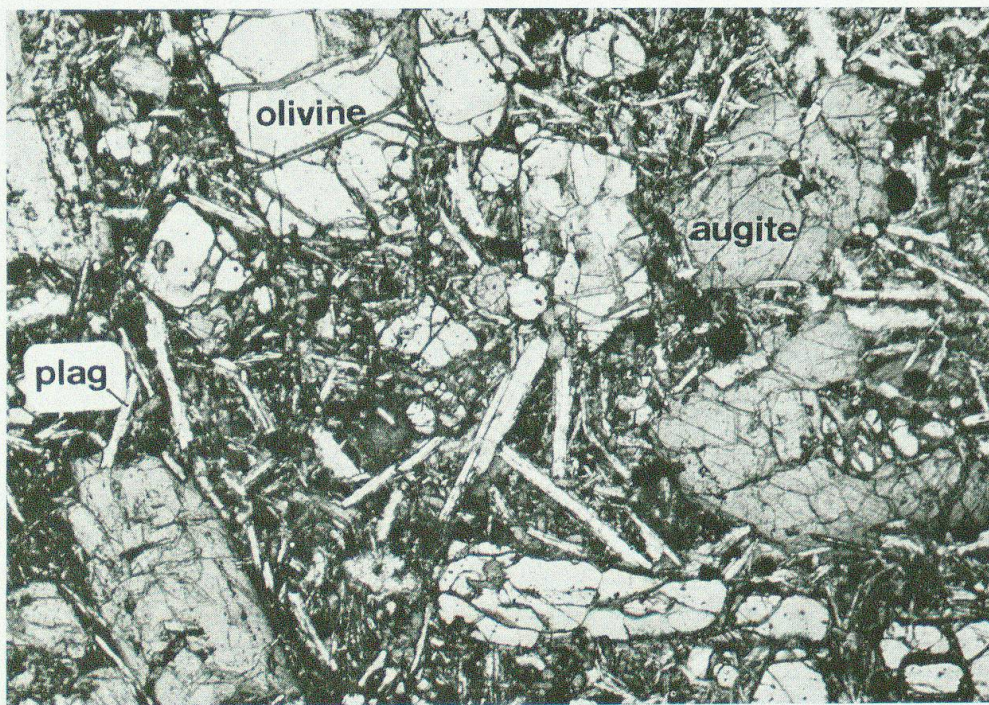


Photo 13. Lame mince de mélamicrogabbro à olivine (blanche) et augite titanifère (grise) (no 54).
Agrandissement $12\times$.

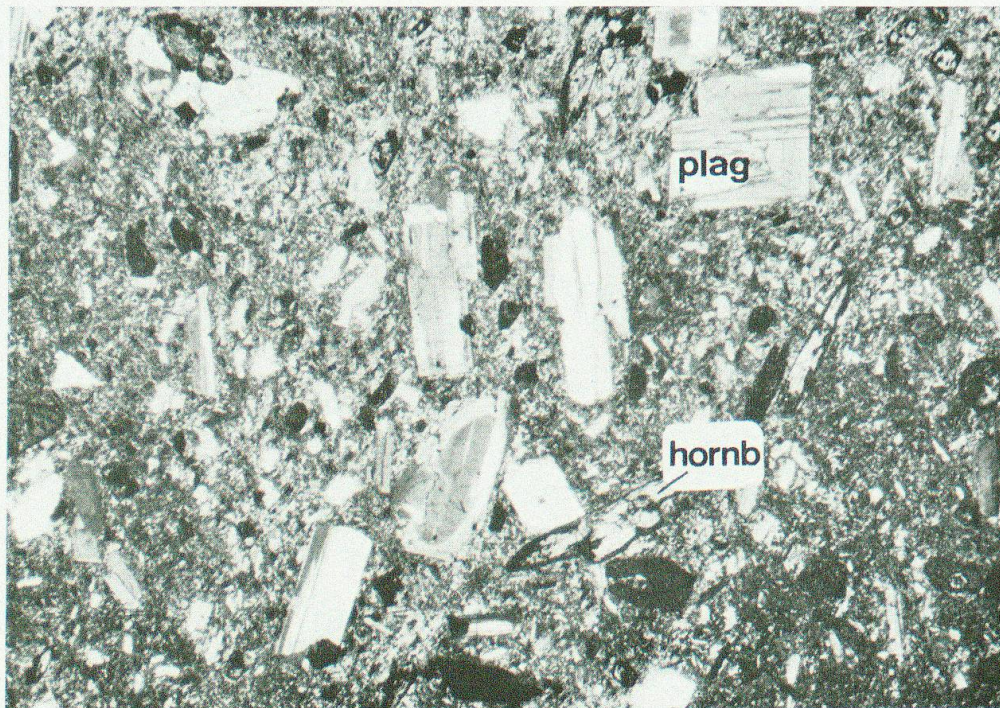


Photo 14. Lame mince de trachyandésite à hornblende subrécente (no 18). Agrandissement $13,5\times$.
A noter les plagioclases fortement zonés.

PLANCHE VIII



Photo 15. Filon de phanérorhyolite subrécente coupant les monzonites injectées dans l'Unité IV. Haute vallée de Sehezàr.

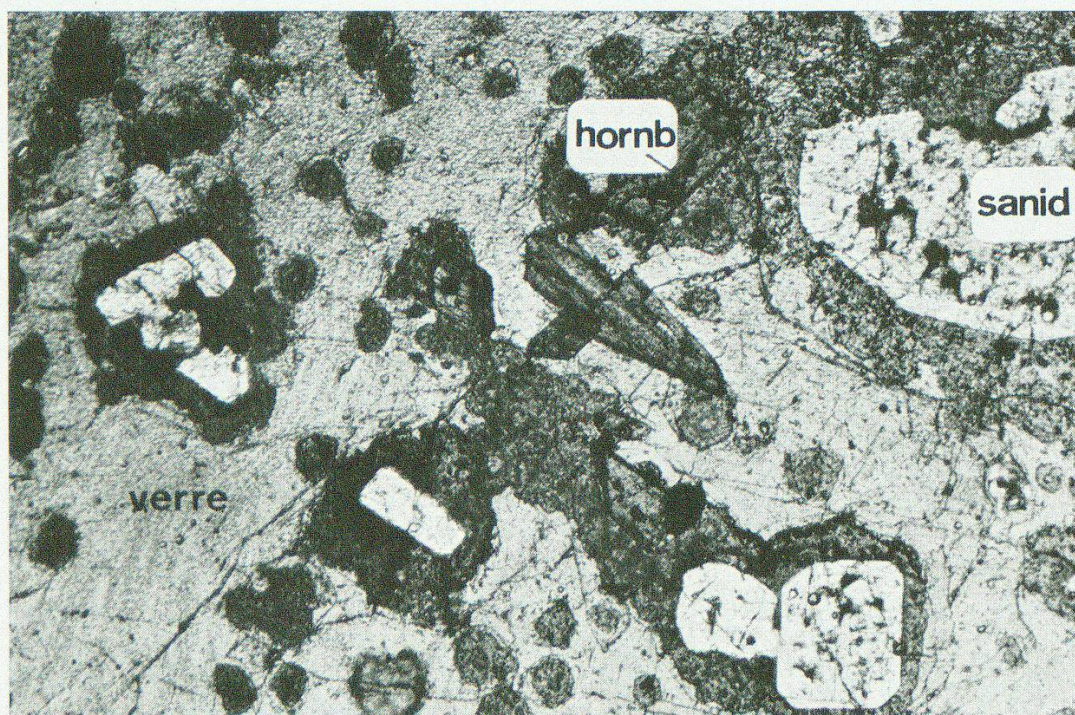


Photo 16. Lame mince de phanérorhyolite mésohyaline subrécente (no 355B). Cristaux de sanidine nageant dans une pâte vitreuse variolitique. A noter les grands sphènes. Agrandissement $13\times$.

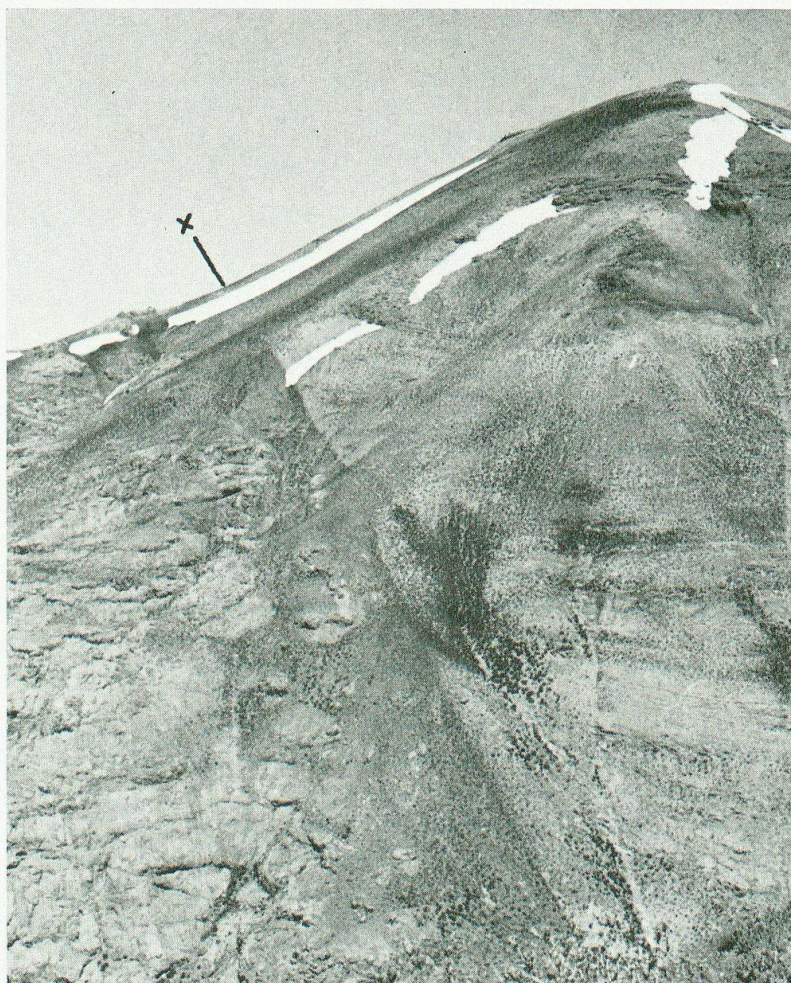


Photo 17. Chevauchement de l'Unité IIB sur l'Unité IIA dans le flanc S du Sât.

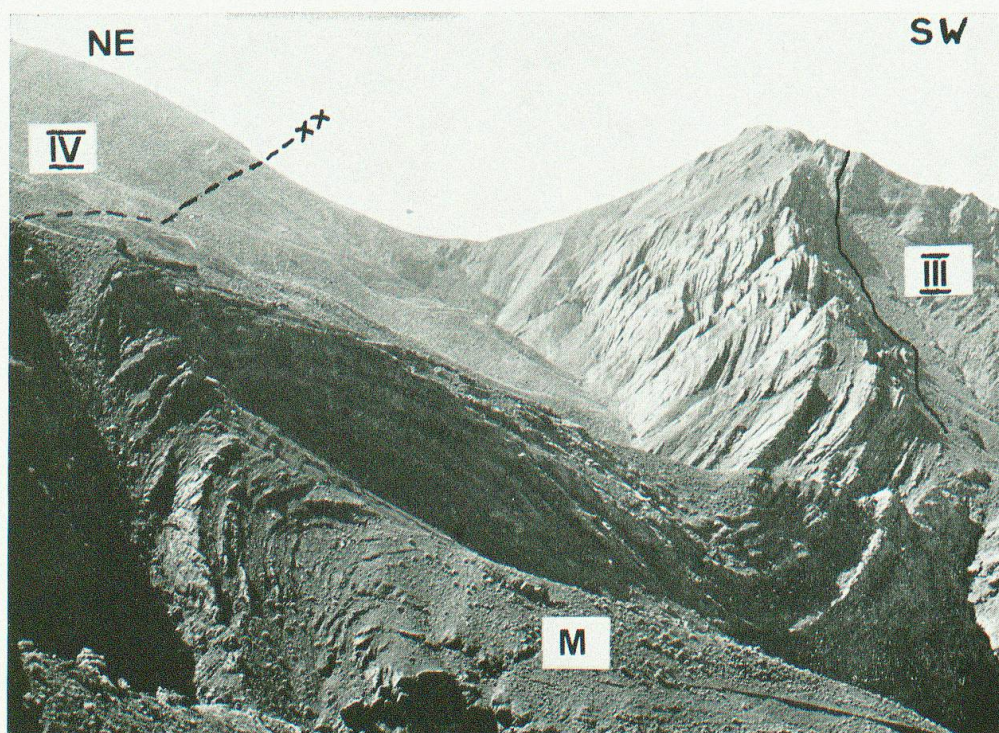


Photo 18. Synclinal de Couches rouges (M) et chevauchement de l'Unité IV sur l'Unité III.
Vallée de Rudbar-e-Aliza.

Leere Seite
Blank page
Page vide

GEOLOGICAL MAP OF THE TALEGHAN-ALAMUT AREA (CENTRAL ELBOURZ, IRAN)

Scale 1 : 75 000

3 km

by P. STALDER 1969



LEGEND :

Conventional signs

- thal - khane
- imam - zadeh
- practicable road
- donkey-horse road
- spring
- mineral spring
- ore indication

- thrust
- fault
- syncline
- anticline
- structural section

direction and dip of strata

- 0 - 4°
- 5 - 9°
- 10 - 29°
- 30 - 49°
- 50 - 69°
- 70 - 84°
- 85 - 90°

Tertiary

Miocene (Upper Red Formation)

- 16 microgabbro sill
- 15 grey sandstones and conglomerates
- 14 red conglomerates
- 13 red sandstones
- 12 red sandy marls
- 11 gypsum
- 10 basal limestones and sandstones

Eo-Oligocene (Middle to Upper Tuff Member of the Karadi Formation)

Magmatism

- 9 monzonite sill
- 8 porphyric basins
- 7 barite dyke
- 6 trachyandesite & -basalt, basaltic dykes and sills
- 5 dark andesitic sill

Unit I

- 5 iddingsite basalt
- 4 green & reddish analcite basanites
- 3f basanite and tuffs
- 3 green tuffs
- 3d fossiliferous marls
- 3c conglomerates and green tuffs
- 3b gypsum
- 3a fossiliferous limestone
- 2 grey tuffs and dark shales
- 1 nummulitic limestone
- 1 green tuffs

Unit II A

- 5 iddingsite basalt
- 4 coarse analcite basanite
- 4c reddish and grey analcite basanites
- 4b dark green
- 4a olivine-augite trachyandesite

Mesozoic, Paleozoic & older

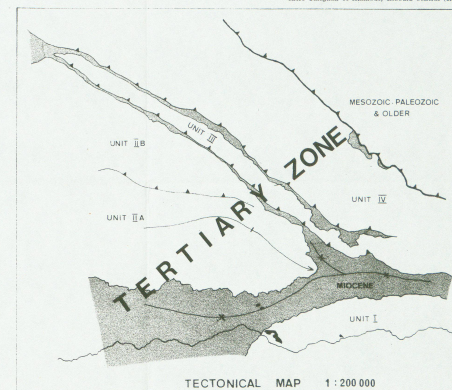
- CrT Tiz Kuh Formation
- 3h Shemshak
- 3c Mobarak
- 3b Lashkerak
- 3a Mita
- 2 Latun
- 1 Zaigun-Barut
- Alam Kuh granite

- limestone
- coal and sandstones
- limestones
- quartzites and marls
- dolomite and shales
- red sandstones and conglomerates
- green and red shales

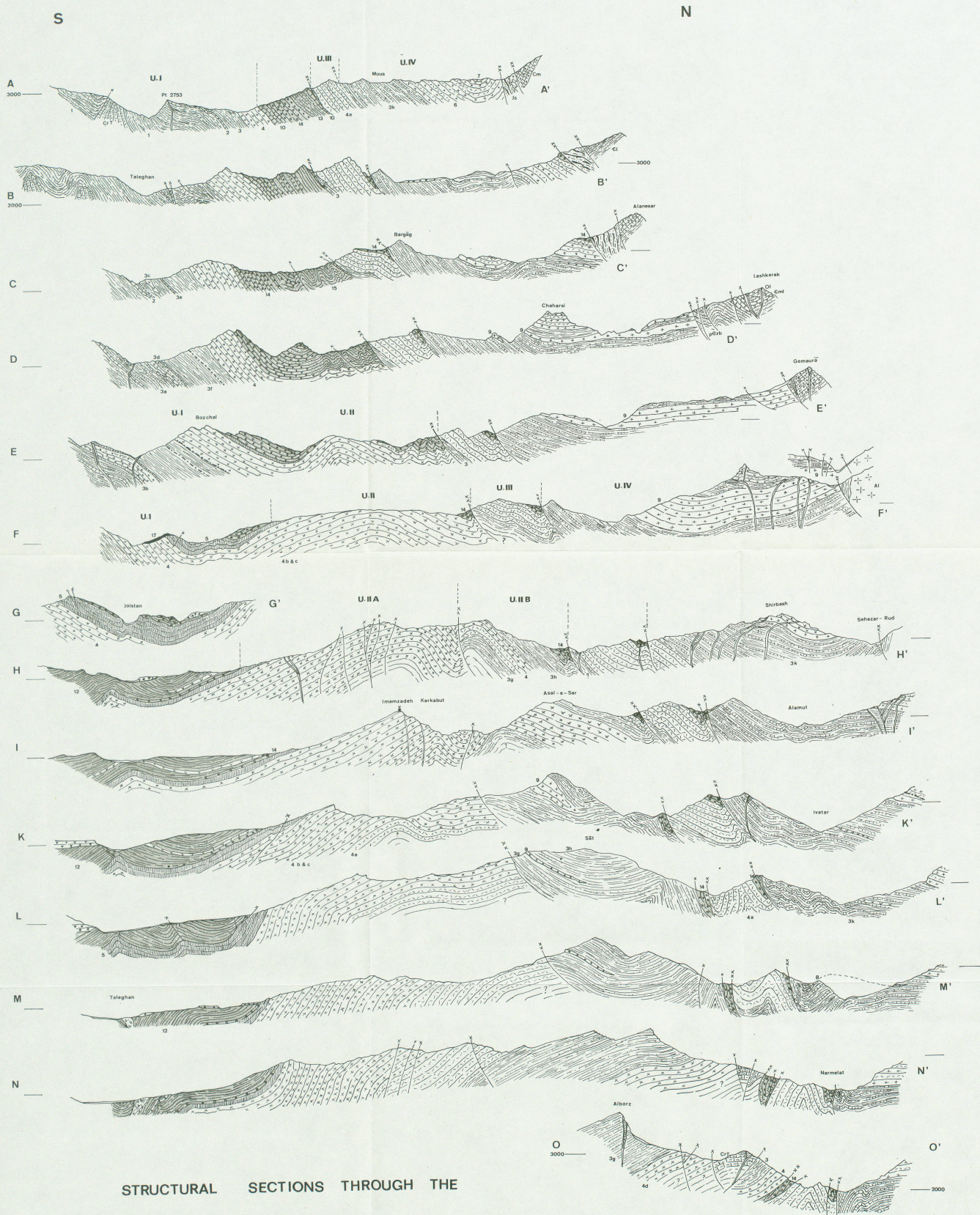
- Cretaceous
- Lower Jurassic
- Upper Devonian to lower Permian
- Lower to middle Ordovician
- Middle to upper Cambrian
- Lower Cambrian
- Lowermost Cambrian to upper Precambrian

Quaternary

- alluvions
- landslide
- terrace
- old gravel & breccia
- talus fan
- scree
- rockfall
- moraine
- acid to intermediate dyke
- hornblende trachyandesite flow



Leere Seite
Blank page
Page vide



STRUCTURAL SECTIONS THROUGH THE
TALEGHAN ALAMUT AREA

For legend and traces of sections see geological map

P. STALDER 1967

Leere Seite
Blank page
Page vide

