



Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 335 (2003) 981–991



Géodynamique

Nouvelles données structurales et datations ^{40}K – ^{40}Ar sur les roches métamorphiques de la région de Neyriz (zone de Sanandaj–Sirjan, Iran méridional). Leur intérêt dans le cadre du domaine néo-téthysien du Moyen-Orient

Reza Sheikholeslami ^{a,b}, Hervé Bellon ^{a,*}, Hachem Emami ^b, Mossaïeb Sabzehei ^b, Alain Piqué ^a

^a IUEM, université de Bretagne occidentale, 6, av. Victor-Le-Gorgeu, C.S. 93637, 29238 Brest cedex 3, France

^b Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Reçu le 21 octobre 2002 ; accepté le 1^{er} septembre 2003

Présenté par Jean Aubouin

Résumé

Les roches qui constituent les complexes métamorphiques de la région de Neyriz (zone de Sanandaj–Sirjan) représentent une séquence d'âge Paléozoïque dont la partie supérieure, carbonifère et permienne, est datée paléontologiquement. Les analyses structurales sur le terrain de la séquence et en laboratoire des microstructures complétées par la mesure des âges ^{40}K – ^{40}Ar des minéraux séparés conduisent à établir que l'ensemble de la colonne, des gneiss aux roches permienes, a subi une seule et même déformation synmétamorphique, d'intensité variable, marquée par une foliation. Les âges isotopiques des amphiboles et micas, répartis en quatre groupes échelonnés entre 300 et 60 Ma, traduisent les étapes successives de l'exhumation lente de cette foliation, qui se poursuit jusqu'à la fin du Crétacé. *Pour citer cet article : R. Sheikholeslami et al., C. R. Geoscience 335 (2003).*

© 2003 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

New structural and ^{40}K – ^{40}Ar data for the metamorphic rocks in Neyriz area (Sanandaj–Sirjan Zone, Southern Iran). Their interest for an overview of the Neo-Tethyan domain in the Middle East. The metamorphic rocks of the Neyriz area (Sanandaj–Sirjan zone) represent a Palaeozoic sequence, the upper part of which being palaeontologically dated from the Carboniferous and the Permian. Field structural analysis of the whole sequence, detailed in laboratory by microstructural one and ^{40}K – ^{40}Ar dating carried on separated minerals, lead to establish that the whole sequence, from gneisses to Permian rocks, has suffered a unique synmetamorphic deformation, of variable intensity, marked by a foliation. Isotopic ages measured on extracted amphiboles and micas, clustered in four groups between 300 and 60 Ma, show the successive stages of their slow exhumation, which ended by the end of the Cretaceous. *To cite this article: R. Sheikholeslami et al., C. R. Geoscience 335 (2003).*

© 2003 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : bellon@univ-brest.fr (H. Bellon).

Mots-clés : Iran ; zone de Sanandaj–Sirjan ; métamorphisme ; phase éo-cimmerienne ; datations ^{40}K – ^{40}Ar

Keywords: Iran; Sanandaj–Sirjan zone; metamorphism; Early Cimmerian phase; ^{40}K – ^{40}Ar ages

Abridged English version

1. Introduction

The northwest–southeast-trending Sanandaj–Sirjan zone of Iran (Fig. 1) is considered to represent the old continental margin of the Central Iran Block, accreted to the Arabic plate at the end of the Tethys ocean closure (Fig. 2). The present paper gives preliminary results obtained from the Neyriz area (ESE of Shiraz). It deals specifically with the metamorphic complexes that are thrust onto the Tethyan ophiolites (Figs. 2 and 3).

2. The metamorphic rocks

Five lithologic groups have been distinguished, from bottom to top: (i) gneisses, amphibolites, anatectic granites – these rocks occur in the core of the antiforms –; (ii) schists, calcschists and amphibolites; (iii) marbles. Comparable rocks yielded Devonian corals (see Hamdi and Houchmand-Zadeh in [2]); (iv) slates, cleaved siltstones and limestones beds, more and more important upward. Palynomorphs indicate a Late Devonian–Early Carboniferous age; (v) conformable limestones and dolomites of Permian age. Above the Early Cimmerian unconformity, the sequence is covered by Late Triassic and Jurassic strata.

3. The synmetamorphic structures and the regime of the deformation

The fundamental foliation is determined by the planar disposition of many metamorphic minerals especially the phyllosilicates. The paragenesis is indicative of the amphibolite facies at the base and greenschists at the top of the column. Acicular minerals such as the amphiboles determine a mineral lineation that is often – not always – NW–SE trending (Fig. 4). At the microscopic scale, the foliation appears to be composite: a first S_1 foliation is refolded by F_2 folds in the limbs

of which it is parallel to the S_2 foliation. Contemporaneous shear planes develop, along which the S_{1-2} foliation is itself parallelized during the development of the antiforms and synforms in the retrograde phase of the same metamorphism.

Several kinematic markers observed on the flanks of these antiforms: ductile normal faults, asymmetrical folds, shear criterion, etc. suggest that the development of the antiforms occurred during an extensive deformation regime.

4. Geochemistry and isotopic chronology

The trace element compositions of the analysed amphibolites are presented in Fig. 6; at least two types of normalized against primitive mantle [21] multielemental patterns can be recognized among these representations: one, with a positive Nb anomaly and TiO_2 contents in the range 1.7–3.5 wt% is typical of alkaline magmas, possibly related with rifting process; the other, with a negative Nb anomaly is typical of arc-related basic magmatism.

^{40}K – ^{40}Ar mineral ages (Table 1) (mainly amphiboles and micas) are located along a NE–SW cross-section (Fig. 5) ending in the Chah Dozdan plutonic massif dated at 165 Ma on separated biotites. Old amphibole ages (777 and 458 Ma) are linked to probable excess argon, as already published [5] for the Kor e Sefid gneisses. All other results are distributed in several clusters between 300 and 60 Ma: amphiboles and micas between 300 and 200 Ma, amphiboles in the range 175–135 Ma, micas in the range 105–93 Ma and at 70 Ma. These ages date probably the successive stages of exhumation. The oldest stratigraphical levels of Lower Palaeozoic age, and perhaps of Upper Precambrian, were deeply buried and consequently have suffered the most intense and the longest thermal flux; synkinematic metamorphic minerals were developed after Permian times, but before Jurassic ones, at a period corresponding with the so-called Eo-Cimmerian orogeny.

5. Conclusions

1. In the Neyriz area, protoliths are Palaeozoic in age.

2. The conformity of the Permian carbonates upon the Carboniferous strata is indicative of the absence in this region of the Hercynian orogeny.

3. By contrast, the area suffered a regional deformation that developed prior to Late Triassic. This deformation is attributed to the so-called Eo-Cimmerian orogeny and it affected all of the Palaeozoic sequence.

4. In the lower part of the sequence, the deformation developed a synmetamorphic foliation coeval with an amphibolite-facies regional metamorphism. Higher in the sequence, in the Carboniferous and Permian strata, the deformation induces a more or less penetrative cleavage. Structural arguments suggest the diapiric nature of the gneissic domes.

5. After their crystallization within the foliation, the metamorphic minerals cooled down. Their blocking ages were attained more or less early during the Mesozoic, registering the low regional exhumation process, which was achieved at the end of the Cretaceous.

1. Introduction

Au sud de l'Iran, plusieurs zones structurales majeures (Fig. 1), définies depuis longtemps [4,20, etc.], séparent le bloc composite d'Iran central de la chaîne plissée du Zagros qui constitue elle-même une partie de la plaque arabe. Ce sont, du sud-ouest au nord-est (Fig. 2) :

- un complexe ophiolitique, comprenant des roches basiques et ultrabasiques et des roches sédimentaires, souvent turbiditiques ; c'est un élément du «croissant ophiolitique péri-arabe» [13] dont on retrouve les témoins, démembrés et dispersés, depuis la frontière turque, au nord-ouest, jusqu'au golfe Persique, au sud-est ; il est charrié sur la chaîne du Zagros ;
- la zone de Sanandaj–Sirjan [1,16,20,22, etc.], ou zone de Hamadan [17], étendue sur plus de 2000 km, chevauchante sur le complexe ophiolitique ; elle est surtout constituée de roches métamorphiques, qui font l'objet principal de cette note ;

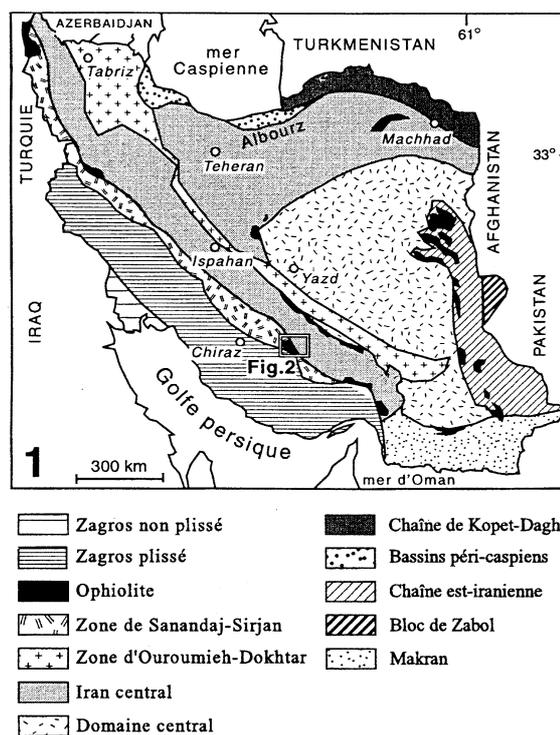


Fig. 1. Esquisse géologique générale présentant les grands domaines géologiques de l'Iran.

Fig. 1. Large-scale geological sketch map showing the main Iranian geological domains.

- la zone d'Oroumieh–Dokhtar, un ensemble essentiellement magmatique et surtout d'âge Cénozoïque.

L'âge du complexe ophiolitique est connu depuis longtemps ; des niveaux sédimentaires du Jurassique au Crétacé supérieur y sont contenus [1 et références incluses] et des âges radiométriques du Crétacé supérieur ont été obtenus (par exemple, [6]). De même, sa signification géodynamique est assurée : il représente la lithosphère océanique néo-téthysienne qui s'est créée au Mésozoïque, lors du détachement de la « plaque de transfert » d'Iran central par rapport au Gondwana [14]. L'accrétion de cette plaque à la marge arabe au Crétacé supérieur–Éocène est responsable du plissement de la chaîne du Zagros [1,4,14,20].

En revanche, les roches métamorphiques de la zone de Sanandaj–Sirjan sont moins bien connues. Leur description pétrographique reste souvent à compléter,

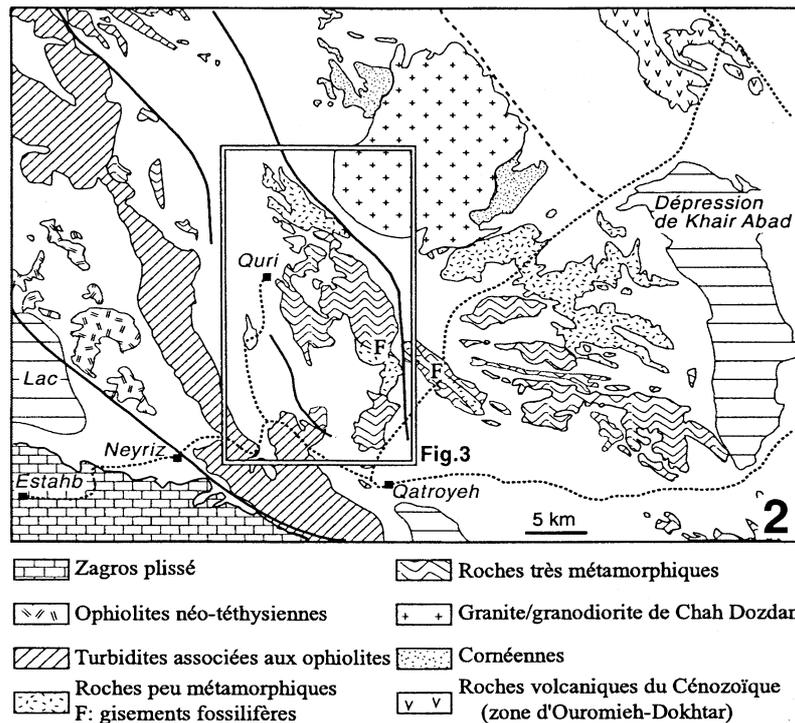


Fig. 2. Esquisse géologique de la région orientale de Neyriz.

Fig. 2. Regional schematic geological map of Neyriz eastern area.

en dehors de quelques études locales [2,3,10–12,14, 15, etc.] et leur âge est encore mal assuré ; il est rapporté à des périodes variables selon les régions et les auteurs : Précambrien p.p. [14,22], Paléozoïque [2, etc.], Mésozoïque [3]. C'est pourquoi il n'existe pas, à ce jour, de consensus sur l'interprétation que l'on peut faire de leur évolution structurale : s'agit-il d'un socle ancien, précambrien ou peut-être paléozoïque, peu remanié, surmonté par des ensembles non métamorphiques permien et mésozoïques, ou bien toutes ces roches sont-elles des séries anciennes, précambriennes et paléozoïques, qui ont été déformées et métamorphosées au cours du Mésozoïque ? À ces questions non résolues, on peut ajouter aussi l'interprétation à donner aux mouvements « éo-cimmériens », responsables d'une discordance majeure à la base des séries du Trias supérieur, souvent attribués à un épisode compressif [2,15, etc.].

C'est pour argumenter ces divers problèmes qu'une étude a été réalisée par l'un de nous (R.S.) [18] sur le terrain dans la région de Quri, partie de la zone

de Sanandaj–Sirjan, située à l'est-sud-est de Chiraz (Figs. 2 et 3), complétée parallèlement au laboratoire par des analyses pétrologiques, géochimiques et géochronologiques. Les questions abordées dans le présent article concernent l'âge des protolites et la caractérisation de la structuration de ces roches métamorphiques.

2. Les roches métamorphiques

Dans la région étudiée, les failles récentes ne peuvent brouiller la disposition des ensembles métamorphiques, sauf à masquer leurs prolongements sous les sédiments quaternaires. De même, les chevauchements « alpins », à vergence sud-ouest, se distinguent bien des structures symmétamorphiques [14] ; de plus, leur flèche est ici de faible amplitude. En revanche, les structures ductiles nécessitent d'être soigneusement prises en compte : c'est essentiellement une foliation plate, affectée par des synformes et des anti-

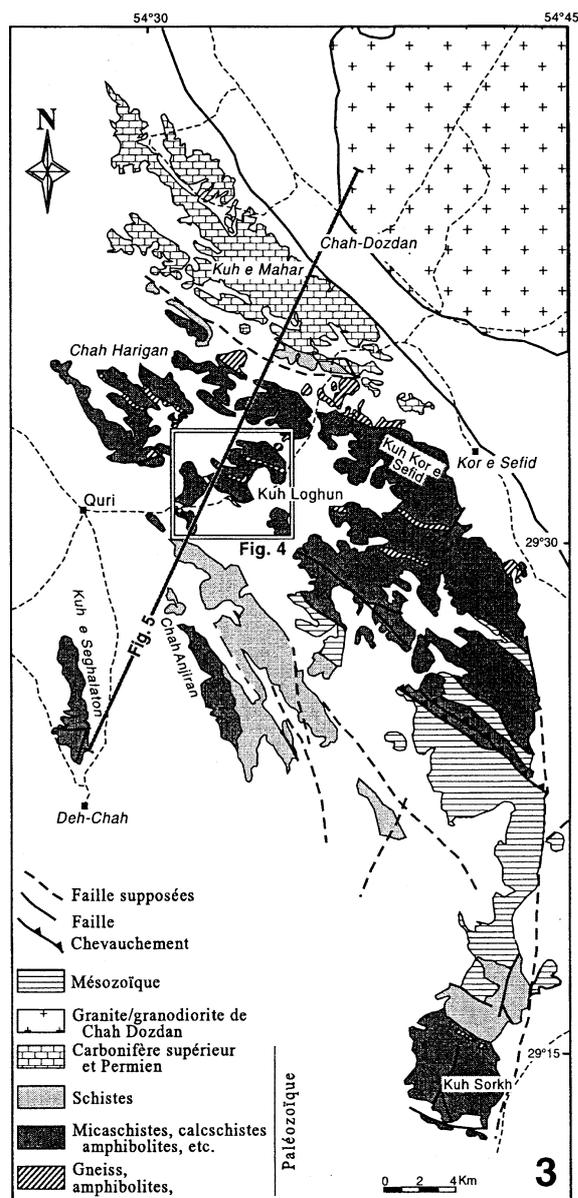


Fig. 3. Carte géologique détaillée des secteurs de Quri et de Chah Dozdan ; la coupe de la Fig. 5 est localisée.

Fig. 3. Detailed geological map of Quri and Chah Dozdan areas with location of the interpretative cross section of Fig. 5.

formes au cœur desquels se trouvent les terrains les plus anciens. Par ailleurs, la distribution géographique des ensembles stratigraphiquement datés montre que ceux-ci, d'âge paléozoïque terminal (permien), affleurent au nord de la région étudiée. Parallèlement, l'in-

tensité du métamorphisme syncinématique diminue du cœur vers les flancs des antiformes et du sud-ouest au nord-ouest.

Six groupes lithologiques sont décrits ici, des plus anciens, les plus bas structuralement, aux plus récents.

Groupe 1 : au cœur des antiformes affleurent des gneiss gris, qui comprennent des intercalations mineures d'amphibolites à grenats et de petits corps de granites d'anatexie clairs.

Groupe 2 : sur le flanc des antiformes alternent des niveaux décimétriques à métriques de micaschistes à grenat, sillimanite et disthène, des calcschistes et des amphibolites affectés par une anatexie débutante.

Groupe 3 : dans les synformes, des niveaux carbonatés marmorisés, d'épaisseur métrique à plurimétrique alternent avec des niveaux d'épaisseur réduite de micaschistes et de schistes. Une comparaison avec les séries sédimentaires d'Iran central suggère un âge dévonien pour ces niveaux. Cette attribution est corroborée par la présence de traces de coraux dévoniens dans des niveaux correspondants, là aussi métamorphiques, de l'ensemble de Dast e Ali, au nord de Chiraz (voir Hamdi et Houchmand-Zadeh in [2]).

Groupe 4 : des schistes gris et des siltites sombres, avec des intercalations carbonatées de plus en plus fréquentes vers le sommet. Renferment, entre autres, *Calyptosporites* sp., *Lavigatosporites*, *Polydrixium* sp., *Ancyspora* sp., *Geminospira* sp. et *Retusotriletes* sp., du Dévonien supérieur–Carbonifère inférieur [16].

Groupe 5 : de grosses barres de calcaire bleu du Permien, à *Sumatrina* sp., *Deckerella* sp., *Neoschwagerina* ? [16], souvent concordantes sur les niveaux sous-jacents, contiennent des niveaux de brèches et des coulées volcaniques.

Des niveaux détritiques du Trias supérieur et du Jurassique, puis du Crétacé calcaire, reposent en discordance angulaire sur l'ensemble de la série sous-jacente.

Il est important de remarquer la présence d'un gradient continu décroissant de la déformation et du métamorphisme associé, des gneiss de base aux micaschistes, puis aux roches permo-carbonifères affectées par un métamorphisme de faible degré.

Les roches constituant les groupes 1 à 4 décrits ci-dessus avaient été regroupées autrefois par Ricou [14] dans l'ensemble de Ghouri (Quri), notre groupe 5 étant l'équivalent de son groupe de Qatrou (Qatrouyieh). Pour cet auteur, une discordance majeure sépare l'ensemble de Ghouri, alors supposé précambrien, de celui de Qatrou, d'âge permien. Deux types d'observations s'opposent selon nous à cette manière de voir : (i) les datations paléontologiques [16], confirmées par d'autres réalisées ailleurs dans la zone de Sanandaj–Sirjan [2,15], montrent l'âge paléozoïque des niveaux sous-jacents aux carbonates permien ; (ii) les coupes que nous avons levées montrent non seulement l'absence d'une discordance angulaire entre les groupes 1 à 4, d'une part, et les niveaux permien, d'autre part, mais encore une continuité sédimentologique et structurale entre les schistes dévono-carbonifères de notre groupe 4 et les niveaux permien.

3. Les structures symmétamorphiques

Dans les groupes 1 à 3, la foliation des amphibolites est constituée par la disposition planaire des cristaux de quartz et de feldspath et des plaquettes de phyllosilicates, ainsi que par les aiguilles d'amphiboles, qui déterminent une linéation minérale orientée souvent, mais non exclusivement, NW–SE (exemple : Fig. 4). Ailleurs, la foliation est définie par de gros cristaux de mica noir, de quartz et de feldspath dans

les gneiss, par des cristaux de quartz, de micas blancs et de biotites, plus rarement de chlorite, dans les micaschistes, ou bien par la calcite dans les calcschistes. À ces minéraux s'ajoutent les grenats et le disthène. À l'intensité du métamorphisme près, la foliation est la même dans tous les échantillons métamorphiques étudiés, bien qu'on observe un gradient de déformation décroissant depuis les gneiss, à la base, jusqu'aux schistes carbonifères et permien. À l'échelle régionale, c'est la structure la plus évidente, à première vue la plus ancienne. Elle est notée ici S_1 . Dans les niveaux du groupe 4 et parfois dans le Permien du groupe 5, cette foliation passe progressivement à une schistosité qui s'accompagne de recristallisations moins évidentes.

Souvent, des différences lithologiques à l'échelle de la lame mince s'interprètent comme la trace d'un ancien litage sédimentaire S_0 . C'est particulièrement le cas dans les calcschistes où de minces lits carbonatés alternent avec des lits détritiques, quartzo-micacés. Parfois, des horizons quartzeux, anciens lits gréseux des tufs ou des sédiments marneux, sont visibles, plissés et boudinés, dans les amphibolites.

Cette foliation fondamentale est affectée par des plis fermés, toujours sub-isoclinaux ; leurs charnières sont gonflées et séparées de leurs flancs, eux-mêmes boudinés. Ces plis postérieurs à la foliation sont des plis P_2 . Sur les flancs, leur foliation de plan axial est parallèle à la foliation S_1 et on parlera donc d'une foliation composite S_{1-2} (voire S_{0-1-2} , puisqu'elle

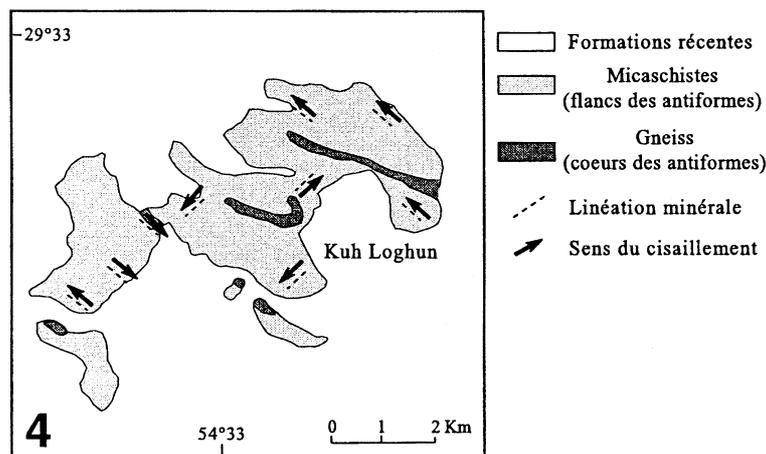


Fig. 4. Directions des linéations minérales et sens du cisaillement mesurés dans les micaschistes et les gneiss de l'antiforme de Kuh Loghun.

Fig. 4. Directions of mineral lineation and sense of shearing obtained from the micaschists and gneisses in the Kuh Loghun antiform.

est souvent parallèle au litage sédimentaire). Ce n'est qu'à la charnière des plis P_2 qu'on peut observer une différence entre la foliation S_1 et la foliation S_2 . Même s'ils sont souvent dilacérés, avec les charnières dissociées de leurs flancs, les microplis P_2 visibles à l'échelle de la lame mince, et parfois les plis observés à l'échelle de l'affleurement, montrent souvent une dissymétrie indicative d'un couple cisailant exercé durant leur développement.

Les plans de foliation correspondent à des plans d'aplatissement, de néoformation et/ou de recrystallisation. Ils sont obliques sur des plans pour lesquels la présence et la géométrie des porphyroclastes et des blastes montrent qu'ils ont agi comme des plans de mouvement. Ce système C/S délimite des lentilles de cisaillement. Sur les bordures des amandes, la foliation a tourné suffisamment pour se disposer presque parallèlement aux plans de cisaillement.

Au total, donc, la foliation fondamentale est *une foliation polyphasée cisailante*, dans laquelle les marqueurs microstructuraux rendent compte de mouvements développés au départ obliquement sur les plans de cisaillement mais qui, au fur et à mesure du développement de la déformation, tendent à se concentrer sur des plans très proches de la foliation, voire à se confondre avec elle. La fin de la déformation s'effectue dans le faciès des schistes verts.

4. Cinématique de la déformation synmétamorphique

Les observations structurales résumées plus haut montrent que les antiformes sont des dômes à cœur gneissique, développés au cours d'une déformation progressive. Le premier stade de la déformation est l'acquisition d'une foliation fondamentale, affectée ensuite par des plis P_2 et des cisaillements développés en conditions encore synmétamorphiques.

Les principaux critères cinématiques que nous avons étudiés sont la dissymétrie des plis P_2 et les sens de cisaillement déduits des linéations minérales et des systèmes C/S. A chaque fois qu'on a pu les observer, les plis P_2 des micaschistes montrent une asymétrie divergente par rapport à l'axe du dôme. Leurs axes sont souvent dispersés dans leur plan axial parallèle à la foliation et, dans les calcschistes, les plis P_2 sont très souvent des fourreaux étirés dans la ligne

de plus grande pente du flanc du dôme. Les systèmes C/S montrent, à chaque fois, quelle que soit l'échelle d'observation, le caractère de zone faillée ductile à jeu normal sur le flanc des dômes. Les linéations minérales sont surtout, mais non exclusivement, celles des amphiboles des groupes 1 et 2. Dans les amphibolites des gneiss, elles sont orientées ordinairement NW–SE, avec un pitch de 10 à 20° dans l'une ou l'autre direction. Dans les micaschistes, en revanche, leur direction est proche de celle de la ligne de plus grande pente de la foliation porteuse.

Tous ces critères sont les indicateurs d'une tectonique extensive développée en conditions symmétamorphiques sur les flancs des dômes. La symétrie des dômes et, en particulier, la similitude des structures sur leurs flancs de part et d'autre de l'axe, la présence de plis divergents de part et d'autre du dôme et, enfin, l'absence d'une grande faille de détachement suggèrent que ces dômes sont des structures diapiriques. Précisons cependant qu'une forte composante transcurrente dextre entre en jeu dans leur développement; elle se traduit par leur forme allongée et par le développement de la linéation souvent peu plongeante dans les gneiss.

Ainsi, une foliation métamorphique individualisée dans un stade précoce de la déformation, contemporaine de l'anatexie débutante, est progressivement ployée en antiformes et synformes au cours du développement et de l'ascension des dômes diapiriques. C'est au cours de leur ascension que la décompression des séries métamorphiques et la déformation des isogrades/isothermes se réalisent.

5. Données géochimiques et datations

Les affinités géochimiques des laves basiques, protolithes des amphibolites, peuvent être identifiées notamment à partir des spectres multiélémentaires (Fig. 6) normalisés au manteau primitif [21]. Ce sont des laves d'arc basiques faiblement potassiques, à anomalie négative en Nb (spectres caractéristiques montrés dans la Fig. 6A), ou des basaltes alcalins (SiO_2 : 48 à 51%), riches en titane ($TiO_2 > 1,7\%$ et jusqu'à plus de 3,5%) (Fig. 6B).

Les âges $^{40}K-^{40}Ar$, calculés selon les constantes dans [19] sont présentés dans le Tableau 1, avec les incertitudes calculées selon [9]. Les échantillons da-

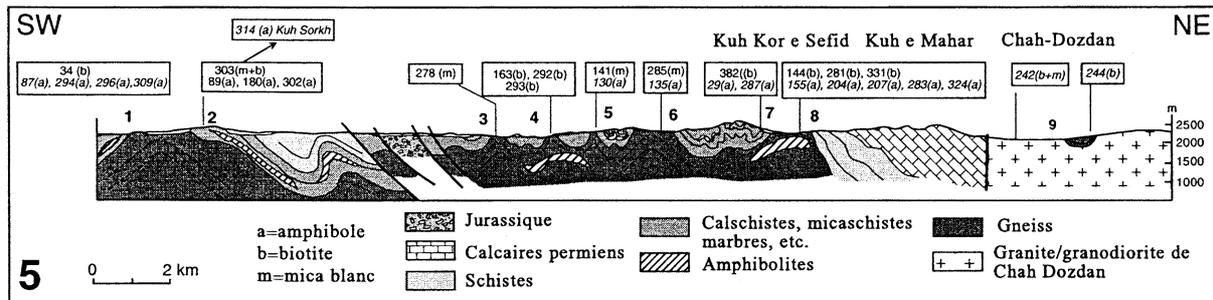


Fig. 5. Coupe schématique SW–NE de l'ensemble des structures. Les minéraux datés sont repérés par le code des échantillons dont ils sont extraits. Les caractères différents identifient la composition des protolites métamorphiques. Caractères droits : métamorphique de composition intermédiaire ou acide ; italiques : métamorphique de composition basique. Abréviations : a, amphibole ; b, biotite ; f, feldspath ; m, muscovite.

Fig. 5. SW–NE cross-section of the structures. Dated minerals are indicated using the sample code. Normal letters are for metamorphic protoliths with an intermediate to basic composition and italics for protoliths with a basic composition. Abbreviations: a, amphibole; b, biotite; f, feldspar; m, muscovite.

tés sont replacés sur la coupe NE–SW qui montre la succession d'anti- et synformes jusqu'au massif granodioritique de Chah-Dozdan (Fig. 5) daté sur biotite à 167 Ma. Les résultats obtenus sur minéraux finement séparés, amphibole et plus rarement feldspath plagioclase pour les amphibolites, mica blanc et/ou biotite pour les micaschistes, les gneiss et les migmatites, appellent les commentaires suivants.

Les âges des amphiboles et plagioclases extraits d'échantillons provenant des sites 7 et 8 de la coupe (Fig. 5) sont étalés entre 777 et 458 Ma et reflètent de très probables excès d'argon. Ces résultats n'ont donc pas de valeur d'âge géologique, tout comme ceux obtenus sur des roches de même type du complexe de Kahnuj, au sud-est de la région étudiée [7] : les excès d'argon supposés pour expliquer ces âges très élevés et dispersés ont été depuis identifiés clairement sur la base de données nouvelles ^{40}Ar – ^{39}Ar , non publiées à ce jour. On peut faire une interprétation comparable des âges de 362 et 404 Ma (in [5]) des gneiss du Kor e Sefid.

Les autres âges se répartissent en plusieurs groupes entre 300 et 60 Ma : des amphiboles et des biotites datées entre 300 et 200 Ma, des micas blancs et des biotites au voisinage de 100–90 Ma, tous minéraux séparés à partir de roches métamorphiques provenant des sites 6, 7 et 8 de la coupe (Fig. 5). En poursuivant cette coupe vers le sud-ouest, les sites d'échantillonnage, numérotés 3, 4 et 5, exposent des roches dont les biotites, micas blancs et/ou amphiboles sont datés à respectivement 156, 142 et 135 Ma, ou sont encore plus

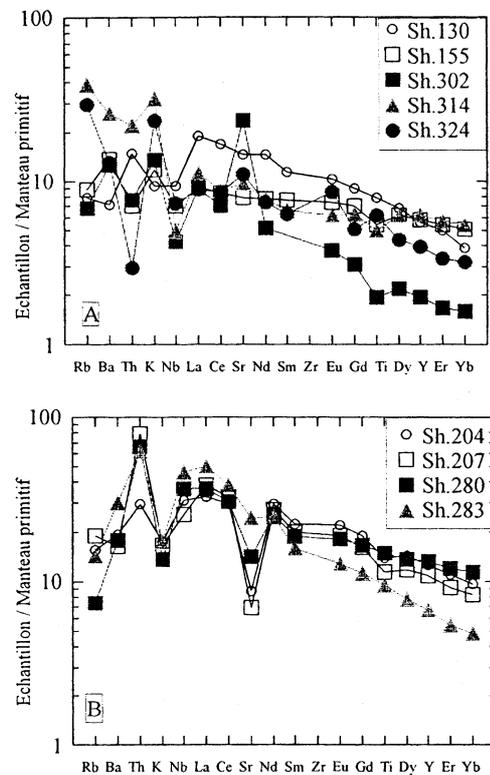


Fig. 6. Spectres multiélémentaires des amphibolites. A. Spectres de laves basiques d'arc. B. Spectres de laves basiques alcalines.

Fig. 6. Multielemental patterns for amphibolites. A. Spectra typical of arc-related basic magmatism. B. Spectra typical of alkaline lavas.

récents (biotites et des micas blancs de 105 à 93 Ma et à 70 Ma). Un spectre d'âges assez comparable ca-

Tableau 1

Tableau des âges ^{40}K - ^{40}Ar mesurés sur des fractions minérales séparées à partir d'amphibolites, micaschistes et gneiss des antiformes et synformes métamorphiques et du massif granodioritique de Chah Dozdan et des cornéennes du massif de gabbro de Chah Ghand. Les âges sont calculés selon les constantes préconisées dans [18] et les incertitudes à $\pm 1\sigma$ suivant les équations dans [9]

Table 1

^{40}K - ^{40}Ar ages of separated minerals from amphibolites, micaschists and gneiss in the metamorphic antiforms and synforms and from the Chah Dozdan granodioritic massif and the hornfels from the Chah Ghand gabbro massif. Ages are calculated using constants in [18] and errors at one sigma level are quoted following the equations in [9]

| Échantillon | Site | Localisation coupe Fig. 5 | Groupe | Type pétrographique | Fraction datée | Âge \pm inc. (Ma) | K ₂ O (%) | $^{40}\text{Ar}_R$ ($10^{-7}\text{cm}^3\text{g}^{-1}$) | $^{40}\text{Ar}_R$ (%) | Numéro d'analyse | |
|-------------|------|---------------------------|--------------------------|----------------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|-------------------------------------|----------------------------------------------------------|------------------------|------------------|--------------|
| 00SH303 | 2 | Chahanjiran | 2 | gneiss amphibolitique | mica blanc et biotite | 61,4 \pm 1,5 | 1,96 | 39,45 | 60,0 | 5815 | |
| 00SH180 | 2 | | 2 | amphibolite | amphibole | 82,2 \pm 4,3 | 0,45 | 12,19 | 60,7 | 5540 | |
| 99SH34 | 1 | | 2 | gneiss | | 94,4 \pm 1,5 | 7,96 | 248,80 | 83 | 5246 | |
| 99SH89 | 2 | | 2 | amphibolite | plagioclase amphibole | 50,2 \pm 1,9 117,2 \pm 1,9 | 0,64 0,70 | 10,49 27,33 | 28,8 71,9 | 5543 5544 | |
| 00SH309 | 1 | Seghalaton | 2 | amphibolite | amphibole | 124,0 \pm 6,9 | 0,09 | 3,73 | 50,2 | 5880 | |
| 99SH87 | 1 | | 2 | migmatite | amphibole | 142,2 \pm 7,4 | 0,41 | 19,55 | 70,6 | 5518 | |
| 00SH302 | 2 | | 2 | migmatite | amphibole | 145,1 \pm 4,2 | 0,28 | 13,64 | 84,4 | 5897 | |
| 00SH296 | 1 | | 2 | gneiss amphibolitique | amphibole | 154,7 \pm 3,6 | 0,83 | 43,21 | 88,6 | 5868 | |
| 00SH294 | 1 | Kuh e Sorkh | 2 | amphibolite à grenat | amphibole | 175,8 \pm 5,1 | 0,50 | 29,76 | 90,3 | 5896 | |
| 00SH314 | 2 | | 3 | métagabbro | amphibole | 310,3 \pm 9,1 | 0,25 | 27,28 | 73,3 | 5875 | |
| 00SH278 | 3 | | 2 | mica sur la foliation des marbres | mica blanc | 105,8 \pm 6,0 106,1 \pm 5,9 | 0,23 | 8,08 8,10 | 40,0 45,2 | 5825 5827 | |
| 00SH293 | 4 | Kuh Loghun | 3 | enclave de micaschiste dans les gneiss | biotite | 69,5 \pm 1,6 69,4 \pm 1,6 | 9,44 9,44 | 215,50 215,40 | 75,9 81,5 | 5842 5843 | |
| 00SH292 | 4 | | 1 | granito-gneiss | mica blanc et biotite | 93,5 \pm 2,2 | 10,47 | 324,00 | 89,0 | 5813 | |
| 00SH130 | 5 | Sud de Chah Harigan | 3 | amphibolite | amphibole | 135,0 \pm 7,6 | 0,23 | 10,39 | 38,7 | 5534 | |
| 00SH141 | 5 | | 3 | micaschiste | mica blanc | 142,1 \pm 2,2 | 7,94 | 378,40 | 88,6 | 5508 | |
| 00SH163 | 4 | | 3 | micaschiste à grenat | biotite | 156,1 \pm 2,4 | 4,18 | 219,80 | 86,2 | 5509 | |
| 00SH135 | 5 | | 1 | dyke d'amphibolite dans les gneiss | plagioclase amphibole | 178,0 \pm 9,3 204,7 \pm 3,1 | 0,32 1,00 | 19,30 69,89 | 60,5 91,9 | 5535 5536 | |
| 00SH285 | 6 | Kor e Sefid | 1 | | mica blanc | 103,3 \pm 2,4 103,4 \pm 2,4 | 7,67 | 259,40 259,70 | 87,1 89,1 | 5844 5845 | |
| 00SH287 | 7 | | 1 | gneiss amphibolitique | amphibole | 204,8 \pm 4,7 | 0,88 | 61,52 | 94,4 | 5895 | |
| 00SH281 | 6 | | 1 | gneiss | biotite | 90,8 \pm 2,1 | 5,50 | 165,00 | 76,4 | 5826 | |
| 00SH144 | 8 | | 1 | gneiss | biotite | 95,7 \pm 3,1 | 6,80 | 215,50 | 77,2 | 5490 | |
| 00SH204 | 8 | Kor e Sefid | 1 | métagabbro | amphibole | 184,0 \pm 2,8 | 0,56 | 34,97 | 85,8 | 5519 | |
| 00SH331 | 8 | | 1 | micaschiste | biotite | 191,1 \pm 4,4 187,5 \pm 4,3 | 7,30 7,30 | 474,40 465,10 | 90,0 88,2 | 5846 5847 | |
| 00SH155 | 8 | Kor e Sefid | 1 | amphibolite | amphibole | 223,7 \pm 11,5 | 0,36 | 27,63 | 81,9 | 5537 | |
| 00SH382 | 7 | | 3 | micaschiste | biotite | 245,3 \pm 5,7 | 7,89 | 668,40 | 81,7 | 5814 | |
| 00SH283 | 8 | | 1 | amphibolite massive non foliée | amphibole | 255,6 \pm 13,9 | 0,30 | 26,56 | 76,4 | 5889 | |
| 00SH207 | 8 | | « noyau » amphibolitique | 1 | migmatite | amphibole plagioclase | 239,1 \pm 3,7 539,7 \pm 4,11 | 0,54 0,175 | 44,51 35,49 | 88,5 74,9 | 5520 5548 |
| 99SH51 | | « noyau » amphibolitique | 1 | granite d'anatexie | roche totale | 331,4 \pm 5,3 | 0,78 | 91,47 | 76,1 | 5247 | |
| 00SH324 | 8 | | 1 | amphibolite foliée | amphibole | 458,0 \pm 10,5 | 0,50 | 84,04 | 93,7 | 5869 | |
| 00SH280 | | | 1 | dyke d'amphibolite dans les gneiss | amphibole | 649,4 \pm 18,7 | 0,54 | 136,10 | 95,3 | 5882 | |
| 99SH95b | | | 1 | dyke d'amphibolite dans les gneiss | amphibole | 777,9 \pm 11,7 | 0,60 | 188,10 | 96,2 | 5545 | |
| 99SH78 | 9 | Chah-Ghand | | cornéenne autour du gabbro | biotite | 159,0 \pm 5,0 | 5,15 | 275,90 | 90,1 | 5500 | |
| 00SH242 | 9 | | Chah-Dozdan | | granodiorite | biotite et muscovite | 165,3 \pm 5,3 | 6,69 | 372,90 | 90,5 | 5499 |
| 00SH244 | 9 | | | | cornéenne autour de la granodiorite | biotite | 167 \pm 5 | 4,85 | 273,70 | 91,6 | 5491 |

ractérise les minéraux provenant de roches des sites 1 et 2 de la coupe : les amphiboles sont datées entre 176 et 145 Ma, avec cependant quelques âges plus récents. C'est d'ailleurs à proximité de ce site que des biotites d'amphibolites à grenat du Kuh e Seghalaton ont été datées à 87 Ma (spectre ^{40}Ar - ^{39}Ar) in [8].

Ces âges isotopiques sont interprétés comme ceux du passage des différents chronomètres utilisés au-

dessous de leur température de fermeture isotopique respective. D'un point de vue structural, ces âges semblent dater les étapes de l'exhumation de la foliation. Enfin, en divers lieux, l'anatexie locale a été présente. D'une façon globale, on peut noter qu'en dehors des âges très élevés et dispersés que nous relierions à des excès d'argon, l'intervalle des âges qui caractérise chaque site de prélèvement, d'une part se réduit,

d'autre part «rajeunit», lorsqu'on se déplace du nord-ouest au sud-est de la zone.

Lors du développement du métamorphisme synschisteux : (i) les horizons stratigraphiques les plus anciens du Paléozoïque inférieur, peut-être du Précambrien supérieur, parce qu'ils étaient les plus profondément enfouis, ont été soumis à un flux thermique plus intense et plus durable que ceux du Paléozoïque supérieur, actuellement situés au nord-est de la région; (ii) l'âge du développement des minéraux de métamorphisme, c'est-à-dire l'âge du métamorphisme syncinématique, est antérieur au plus ancien des âges isotopiques ^{40}K - ^{40}Ar présentés; il est post-Permien et ante-Jurassique et correspond très vraisemblablement à ce qui est connu sous le nom de mouvements éo-cimmériens. Par la suite, les niveaux les plus métamorphiques ont été exhumés et amenés au niveau des roches moins métamorphiques. Cette exhumation lente et retracée à partir des âges isotopiques des minéraux du métamorphisme s'exerce durant tout le reste du Mésozoïque pour s'achever vers la fin du Crétacé.

6. Conclusions

Les protolites des roches qui constituent les complexes para-métamorphiques de Neyriz sont paléozoïques et la concordance des calcaires permien sur les niveaux carbonifères sous-jacents implique l'absence, ici, des mouvements hercyniens.

La région a subi une déformation majeure qui, développée avant le début du Trias supérieur, correspond à la phase éo-cimmérienne des auteurs. Cette déformation affecte, avec une intensité variable, l'ensemble de la colonne paléozoïque; elle se traduit, dans les horizons les plus anciens de la colonne, les plus profondément enfouis à l'époque, par une foliation pénétrative contemporaine d'un métamorphisme de faciès amphibolite. Plus haut dans la colonne paléozoïque, cette structure passe, en continuité, à une simple schistosité. La déformation et le métamorphisme associé correspondent au développement de dômes gneissiques diapiriques à cœur gneissique.

Les roches qui ont subi cette déformation syn-métamorphique sont exhumées progressivement tout au long du Mésozoïque, avant l'accrétion du bloc d'Iran central et de sa marge méridionale, la zone de Sanandaj-Sirjan, au domaine arabe du Gondwana.

Remerciements

Ce travail a été réalisé dans le cadre du programme de coopération scientifique en géosciences franco-iranien. Nous remercions le ministère français des Affaires étrangères et le service culturel de l'ambassade de France à Téhéran, qui ont pris en charge les voyages en Iran de H. Bellon et A. Piqué ainsi que la bourse d'étude en France de R. Sheikholeslami. Nous remercions le Service géologique d'Iran pour son appui et son soutien logistique sur le terrain. À Brest, nous sommes redevables à J.-C. Philippet pour les datations isotopiques et à J. Cotten pour les analyses géochimiques. Par leur travail, ils ont apporté une contribution essentielle à cette étude.

Les remarques et conseils des deux rapporteurs, MM. Virlogeux et Touret, nous ont aidés à préciser des aspects de notre texte. Nous les en remercions.

Références

- [1] M. Alavi, Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics* 229 (1994) 211–238.
- [2] G. Alric, D. Virlogeux, Pétrographie et géochimie des roches métamorphiques et magmatiques de la région de Deh-Bid-Bawanat, chaîne de Sanandaj-Sirjan, Iran, thèses de doctorat de spécialité, université de Grenoble, 1977, 239 p.
- [3] A. Baharifar, Petrology of metamorphic rocks of Hamadan-Brojurd area (Sanandaj-Sirjan zone, Iran), in preparation (in Persian).
- [4] M. Berberian, Contribution to the seismotectonics of Iran, II, *Geol. Surv. Iran Rep.* 39 (1976).
- [5] M. Berberian, G.C.P. King, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Can. J. Earth Sci.* 18 (1981) 210–265.
- [6] S. Haynes, P. Reynolds, Early development of Tethys and Jurassic ophiolite displacement, *Nature* 283 (1980) 561–563.
- [7] A. Kananian, T. Juteau, H. Bellon, A. Darvishzadeh, M. Sabzehi, H. Whitechurch, L.-E. Ricou, The ophiolitic massif of Kahnuj (western Makran, southern Iran): new geological and geochronological data, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. Ila* 332 (2001) 543–552.
- [8] M. Lanphere, J. Pamic, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and tectonic setting of ophiolites from the Neyriz area south east Zagros ranges, Iran, *Tectonophysics* 96 (1983) 245–256.
- [9] G.A. Mahood, R.E. Drake, K-Ar dating young rhyolitic rocks: a case study of the Sierra la Primavera, Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.* 93 (1982) 1232–1241.
- [10] P. Mobayen, Deformation history and strain partitioning in Quri-Kore Sefid area (Sanandaj-Sirjan zone, Iran), MS thesis, Research Institute for Earth Sciences, *Geol. Surv. Iran*, 2002, 150 p. (in Persian).

- [11] M. Mohajjel, C. Fergusson, Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran, *J. Struct. Geol.* 22 (2000) 1125–1139.
- [12] M. Poukermani, Étude tectonique et microtectonique dans la chaîne de Sanandaj–Sirjan (Iran). Son rapport avec l'accident du Zagros (région d'Eqlid-Deh-Bid), thèse 3^e cycle, université de Paris-Sud-Orsay, 1977.
- [13] L.-E. Ricou, Le croissant ophiolitique péri-arabe. Une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* XIII (1971) 327–350.
- [14] L.-E. Ricou, Évolution structurale des Zagrides. La région clef de Neyriz (Zagros iranien), *Mém. Soc. géol. France, Nlle Sér.* 50 (126) (1976) 1–140.
- [15] M. Sabzehei, Les mélanges ophiolitiques de la région d'Es-fandagheh (Iran méridional). Étude pétrologique et structurale. Interprétation dans le cadre iranien, thèse d'Etat, université de Grenoble, 1974, 205 p.
- [16] M. Sabzehei, Carte géologique de Quatruyeh 1:100 000, Service géologique d'Iran, 1999.
- [17] J. Schröder, Essai sur la structure de l'Iran, *Eclog. Geol. Helv.* 37 (1944) 37–81.
- [18] M.R. Sheikholeslami, Évolution structurale et métamorphique de la marge sud de la microplaque de l'Iran central : les complexes métamorphiques de la région de Neyriz (Zone de Sanandaj–Sirjan), thèse, université de Brest, 2002, 194 p.
- [19] R.H. Steiger, E. Jäger, Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology, *Earth Planet. Sci. Lett.* 36 (1977) 359–362.
- [20] J. Stöcklin, Structural history and tectonics of Iran: a review, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 52 (7) (1968) 1229–1258.
- [21] S.S. Sun, W.F. McDonough, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : Implications for mantle composition and process, in : A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 42 (1989) 313–345.
- [22] H. Taraz, Géologie de la région de Surmaq-Deh-Bid (Iran central), thèse, université de Paris-Sud, Orsay, 1972.