

# The mafic–ultramafic complex of Sikhoran (central Iran): a polygenetic ophiolite complex

Habibollah Ghasemi<sup>a</sup>, Thierry Juteau<sup>b</sup>, Hervé Bellon<sup>b,\*</sup>, Mossaieb Sabzehei<sup>c</sup>, Hubert Whitechurch<sup>d</sup>, Luc-Emmanuel Ricou<sup>e</sup>

<sup>a</sup> Geological Department, Faculty of Science, University of Tarbiat Modarress, Teheran, Iran

<sup>b</sup> UMR 6538, « Domaines océaniques », IUEM, université de Bretagne occidentale, av. Victor-Le-Gorgeu, 29285 Brest, France

<sup>c</sup> Geological Survey of Iran, Teheran, Iran

<sup>d</sup> EOST, Institut de physique du Globe, université Louis Pasteur, Strasbourg, France

<sup>e</sup> Institut de physique du Globe, Paris, France

Received 10 August 2001; accepted 12 March 2002

Communicated by Jean Dercourt

**Abstract** – The mafic–ultramafic complex of Sikhoran presents a long geological history, marked out by various magmatic, metamorphic and tectonic events. This history is much more complex than a simple ophiolite obduction over a continental margin. As early as the Upper Permian, following a mantle uprise in a Tethysian supra-subduction zone, the opening of a (back-arc?) basin in extensional/transensional conditions provoked the intrusion of multiple gabbroic dykes, veins and plutons charged with fluids, through a mafic/ultramafic complex and its metamorphic cover. Several basins, characterised by abundant submarine basaltic volcanism developed during Jurassic, whose feeding dykes may be represented by the diabase dyke swarms intruding the whole Sikhoran complex and its metamorphic cover. *To cite this article: H. Ghasemi et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 431–438.* © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Central Iran / ophiolites / <sup>40</sup>K–<sup>40</sup>Ar ages / Triassic–Jurassic–Cretaceous

**Résumé** – Le massif basique-ultrabasique de Sikhoran (Iran central) : un complexe ophiolitique polygénétique. Nous présentons de nouvelles données cartographiques, pétrographiques et géochronologiques (<sup>40</sup>K–<sup>40</sup>Ar), qui montrent que le complexe basique–ultrabasique de Sikhoran, en Iran central, (1) représente un ancien fragment de lithosphère océanique (ophiolite), d'âge Paléozoïque, et (2) présente une longue histoire géologique, jalonnée par de multiples événements magmatiques, métamorphiques et tectoniques. Cette histoire va bien au-delà de la simple obduction d'un complexe ophiolitique sur une marge continentale. Dès le Permien supérieur, à la suite d'une remontée de manteau en arrière d'une zone de subduction téthysienne, l'ouverture d'un bassin (arrière-arc ?) en extension/décrochement a provoqué l'intrusion de multiples filons et plutons de magma basique chargé de fluides, à travers un complexe basique–ultrabasique et sa couverture métamorphique. Plusieurs bassins à volcanisme sous-marin abondant se sont développés au Jurassique, dont les dykes d'alimentation sont probablement représentés par les essaims de dykes de diabase recoupant tout le massif de Sikhoran et sa couverture métamorphique. *Pour citer cet article : H. Ghasemi et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 431–438.* © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Iran central / ophiolites / âges <sup>40</sup>K–<sup>40</sup>Ar / Trias–Jurassique–Crétacé

## Version abrégée

### 1. Introduction

Un certain nombre de massifs basiques–ultrabasiques disposés en ceintures (Fig. 1A) ont été cartographiés et

décrits en Iran. Ils ont presque toujours été interprétés, soit comme des assemblages ophiolitiques, soit comme des « mélanges colorés », créés au niveau de zones d'accrétion océanique et obductés sur le bloc iranien à des âges divers [1–5]. Plusieurs auteurs ont distingué : (a) des ophiolites anciennes, d'âge Paléozoïque, issues de la Paléoté-

\* Correspondence and reprints.

E-mail address: bellon@univ-brest.fr (H. Bellon).

thys ; (b) des ophiolites plus récentes, d'âge Mésozoïque, issues de l'océan néo-téthysien. Sabzehei [13, 14] a souligné le caractère polyphasé du magmatisme dans les complexes basiques/ultrabasiques de la région d'Esfandageh et, plus au sud, dans le massif de Kahnuj.

Le complexe de Sikhoran a été cartographié et décrit pour la première fois par Sabzehei [13] et, par la suite, dans le cadre du projet pour l'exploration des gisements de chromite du service géologique d'Iran (GSI), de 1988 à 1990. Nous présentons ici les premiers résultats d'une nouvelle étude cartographique, pétrologique, géochimique et géochronologique du massif de Sikhoran, effectuée dans le cadre d'une coopération franco-iranienne commencée en 1997.

## 2. Description géologique du massif

Le massif de Sikhoran s'étend sur environ 300 km<sup>2</sup> (Fig. 1B). Il est limité, au nord-ouest et à sa base, par la ceinture métamorphique d'Ashin – composée de schistes bleus et de micaschistes datés (<sup>40</sup>K–<sup>40</sup>Ar) à 80,7 Ma sur phengite, faisant partie du mélange coloré de Siyah Kuh – et, sur ses autres bordures, par la série métamorphique dite de Sargaz–Abshour, composée d'amphibolites, de marbres, de micaschistes et de schistes verts, datée à 202 Ma sur des amphiboles extraites des amphibolites proches de la limite et à seulement 158 Ma sur des amphiboles provenant d'amphibolites plus éloignées et séparées des premières par une faille décrochante nord-sud ; au sud-ouest, le massif est en contact avec un panneau de roches métamorphiques du Paléozoïque, incluant des gneiss à grenats, des amphibolites, avec ou sans grenats, des marnes et des skarns à grossulaire, le tout étant recoupé par des granites d'âge Carbonifère. Au sud, des sédiments, du Trias supérieur au Jurassique inférieur, reposent en discordance par un conglomérat de base sur les roches métamorphiques.

Le massif comprend trois grandes unités lithologiques, recoupées par des ensembles de dykes (Fig. 2).

**1.** Au nord, un **ensemble ultrabasique de harzburgites et dunités foliées** montre de nombreuses évidences de déformations ductiles de haute température. Les foliations mesurées sur le terrain sont cohérentes autour d'une valeur moyenne de N55°E, 60°SE, avec une linéation associée autour de N135°, 45°S. Cette unité, interprétée comme représentant un manteau supérieur résiduel, comporte un certain nombre d'horizons dunitiques à chromites disséminées et de nombreux lits de chromite massive stratiforme, dépourvus de toute déformation plastique, mais pouvant présenter des déformations visqueuses (plis d'écoulement visqueux, etc.).

**2.** Une épaisse série (2 à 3 km) de cumulats magmatiques ultramafiques et gabbroïques lités, comporte **une partie inférieure ultramafique** à dunités (avec horizons de chromite stratiforme), wehrlites, webstérites à olivine, webstérites et clinopyroxénites, et **une partie supérieure gabbroïque** (2 km), caractérisée par la présence de plagioclase calcique, comprenant à la base une série de pyroxénites et lherzolites feldspathiques, surmontée par une série

de gabbros lités et organisés en cycles hectométriques du type : troctolites – gabbros à olivine – clinopyroxénites – gabbros noritiques – ferrogabbros à hypersthène. Les évolutions cryptiques des phases minérales dans cette unité montrent, de la base au sommet, une diminution des paramètres Mg#, Cr# et An % dans les roches feldspathiques et une augmentation de TiO<sub>2</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, indiquant clairement une évolution générale de la chambre magmatique vers des termes plus fractionnés. C'est une différence notable avec les séries de gabbros lités des ophiolites téthysiennes d'âge Crétacé (ophiolites d'Oman, ophiolites d'Antalya en Turquie), qui ne montrent pas d'évolution générale de ce type et sont interprétées comme les produits d'une chambre d'accrétion fréquemment réalimentée.

**3.** Un pluton de gabbro à deux pyroxènes, anorthite et amphibole pargasitique à grain très variable, mais souvent pegmatitique, qui est intrusif, au sud, dans les amphibolites de la base du complexe métamorphique de Sargaz–Abshour, provoque leur anatexie partielle, avec individualisation d'un mobilisat plagiogranitique et de restites très riches en deux pyroxènes et forstérite et transforme les amphibolites en cornéennes basiques. Par ailleurs, tout un réseau de filons et apophyses gabbroïques anastomosées pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur, généralement pegmatitiques, envahissent tous les faciès de l'unité 2. Le pluton gabbroïque et les filons comportent de nombreuses enclaves des roches de l'unité 2, en particulier des pyroxénites, des gabbros rubanés, ainsi que, sur sa bordure méridionale, des enclaves d'amphibolites.

**4.** Les unités 2 et 3 sont recoupées par plusieurs systèmes de dykes : (a) des dykes de gabbros à grain fin à pyroxènes et amphiboles, orientés en gros nord-sud à 25°N ; (b) des essaims de dykes de gabbros pegmatoïdes à clinopyroxène et/ou amphiboles pargasitiques recoupant clairement les précédents ; (c) des essaims de dykes de diabases à grain fin, à bordures figées, dont les orientations majeures sont nord-sud et N70°E.

## 3. Datations isotopiques

Des datations <sup>40</sup>K–<sup>40</sup>Ar, effectuées sur des roches totales et des minéraux séparés (Tableau 1), permettent de préciser le calendrier des événements ayant jalonné l'évolution dans le temps du complexe de Sikhoran. Les diabases à bordures figées recoupant toutes les unités du complexe ont un âge jurassique moyen (165,5 ± 12 Ma sur roche totale). Les amphiboles et plagioclases des mobilisats des amphibolites, au contact sud du pluton gabbroïque, donnent des âges compris entre 222 Ma (amphibole) et 201 Ma (plagioclase).

Les gabbros pegmatoïdes à hornblende pargasitique (réseau sécant) ont donné, sur des lots d'amphiboles séparées, des âges groupés autour de 256–253 Ma ; un échantillon a toutefois donné un âge de 184 Ma. Les amphibolites de Sargaz–Abshour, sur la bordure méridionale du complexe de Sikhoran, ont donné des âges de 164 à 161 Ma. Les biotites légèrement chloritisées, séparées de gneiss à grenat de la bordure sud-ouest du complexe, ont donné des

âges nettement plus anciens de  $301 \pm 7$  Ma et les muscovites des granites d'anatexie associés à ces gneiss un âge de  $330 \pm 8$  Ma. L'âge des unités 1 et 2, dont les roches ont des teneurs trop faibles en potassium, reste à déterminer, mais est en tout état de cause plus ancien que 255 Ma (âge des gabbros pegmatoïdes recoupant le complexe lité).

#### 4. Discussion et conclusion

Les faits exposés ci-dessus montrent que l'histoire géologique du complexe basique/ultrabasique de Sikhoran s'est déroulée en plusieurs étapes sur une longue période de temps.

(i) Les roches les plus anciennes du complexe sont représentées par les unités 1 et 2. L'unité 1, formée de harzburgites et dunites foliées, déformées à haute température, représente, selon toute vraisemblance, un manteau supérieur résiduel. L'unité 2, composée de cumulats magmatiques peu ou non déformés, évoluant graduellement des ultramafites aux gabbros et ferrogabbros, représente une croûte magmatique litée cristallisée à partir d'un magma tholéitique. À titre d'hypothèse, l'ensemble de ces deux unités pourrait représenter, soit un fragment de lithosphère océanique ancienne ayant perdu sa croûte supérieure (basaltes sous-marins, complexe filonien de diabases, etc.), soit un diapir de manteau sous-continentale, remonté en contexte de *rifting* et surmonté des produits de sa fusion partielle, sous la forme de cumulats magmatiques lités, sous-plaqués sous la croûte continentale amincie. En ce qui concerne les âges obtenus sur les gneiss à biotite et granites asso-

ciés dans le Sud-Ouest du complexe (330 à 301 Ma), ils semblent indiquer que la structuration de la couverture métamorphique du complexe de Sikhoran a eu lieu à la fin du Carbonifère. Jusqu'à maintenant, un événement de cet ordre n'a pas été démontré dans la zone de Sanandaj–Sirjan.

(ii) L'étape suivante, qui a peut-être suivi de peu la première, consiste en l'invasion de ce complexe et des roches encaissantes par un dense réseau de filons et plutons de magma gabbroïque chargé de fluides, provoquant des recristallisations souvent pegmatitiques et déclenchant la fusion partielle des roches encaissantes traversées (amphibolites, gneiss). Cet événement important s'est produit entre 220 et 200 Ma (Trias moyen à supérieur), d'après les datations du Tableau 1. Les âges de certains gabbros pegmatoïdes semblent indiquer, par ailleurs, que cet événement a pu commencer dès le Permien supérieur, aux environs de 250 Ma.

(iii) Enfin, les nombreux dykes isolés de diabase, dont l'un a été daté à 165 Ma, représentent un nouvel épisode magmatique, dont l'équivalent volcanique a été déjà signalé dans les bassins jurassiques situés à 40 km à l'est de Sikhoran [12]. L'importance de ce volcanisme jurassique inférieur moyen a sans doute eu pour conséquence un réchauffement thermique important de tout le socle de ces bassins, y compris des amphibolites pré-jurassiques, comme en témoigne l'âge de 164 Ma (Tableau 1) mesuré sur l'amphibole d'une amphibolite de la série d'Abshour, géologiquement datée du pré-Jurassique inférieur.

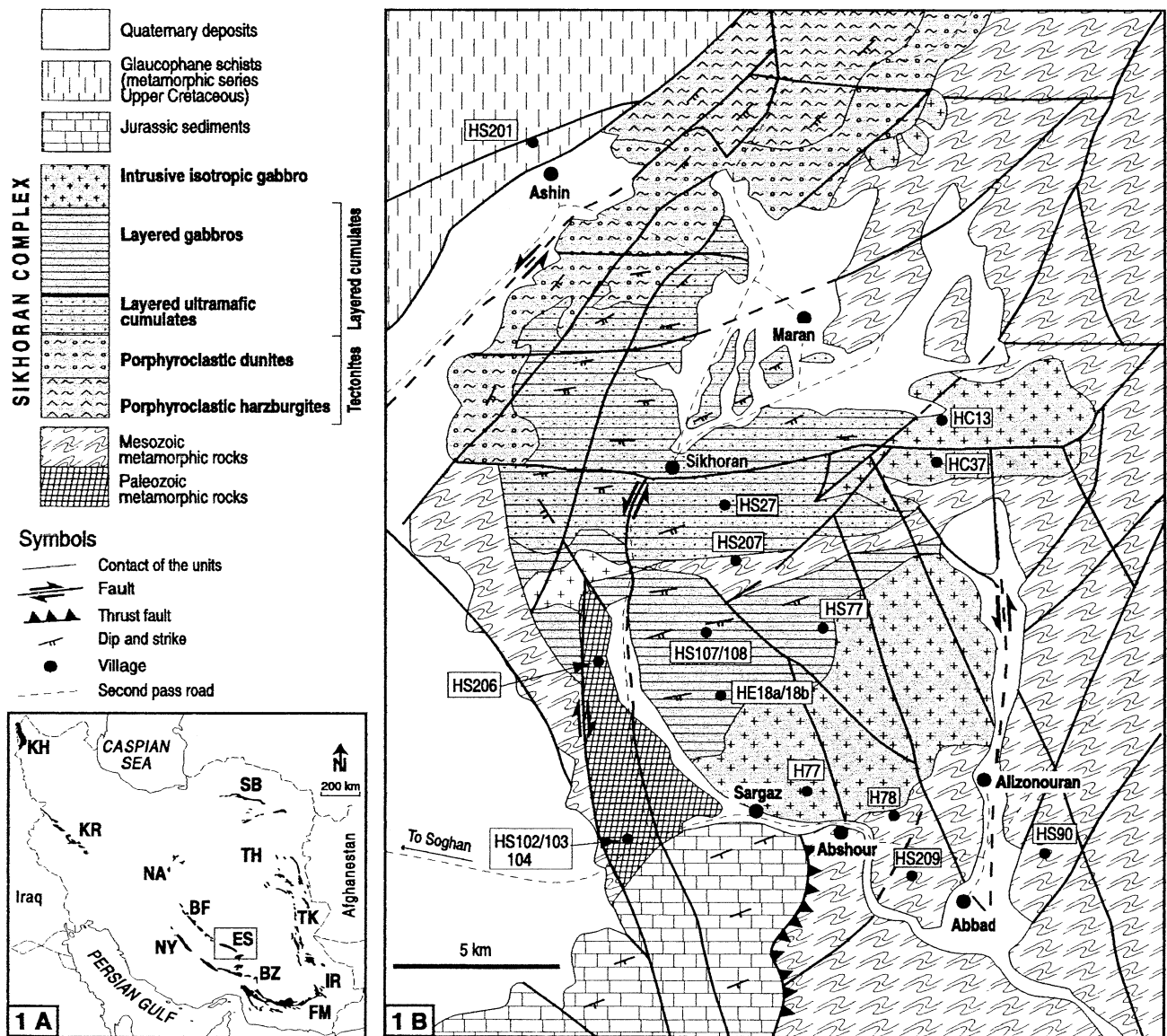
## 1. Introduction

A number of mafic-ultramafic complexes, distributed along several belts, were mapped and described in Iran (Fig. 1A). They were generally interpreted either as ophiolitic assemblages, or as 'coloured melanges' formed at ocean spreading centres, then obducted over the Iranian block at various ages [1–5]. Several authors have distinguished: (a) ancient ophiolites of Palaeozoic age, issued from the Palaeotethys; (b) more recent ophiolites of Mesozoic age, issued from the Neotethys Ocean. Sabzehi [13, 14] has insisted on the polyphased character of the magmatism in the mafic-ultramafic complexes of the Isfandageh region and, more to the south, of the Kahnuj Massif.

The Sikhoran complex has been mapped and described for the first time by Sabzehei [13], and later on in the frame of the project for exploration of chromite deposits of the Geological Survey of Iran from 1988 to 1990. We present here the first results of a new study of this complex, in the frame of a French-Iranian cooperation begun in 1997.

## 2. Geological description of the Sikhoran complex

The Sikhoran complex covers about 300 km<sup>2</sup> (Fig. 1B). It is bounded, to the north, by the Ashin blueschist metamorphic belt, which belongs to the Siyah Kuh 'coloured melange' zone, and for which an age of 80.7 Ma has been measured on phengites (Table 1), to the west by the Quaternary plain of Sorkhan, and by a stripe of various metamorphic rocks of Palaeozoic age, including garnet-bearing gneisses, hornblende-bearing amphibolites ( $\pm$  garnet), marbles and epidote/grossular-bearing skarns, cut by granite and feldspar wehrlite dykes or small intrusions; to the south, by Upper Triassic to Lower Jurassic sediments, resting unconformably by a basal conglomerate over the metamorphic rocks. More to the east, the Sikhoran complex is overlain, along its southern and eastern margin, by a series of amphibolites, marbles, micaschists and greenschists, the Sargaz–Abshour series [13]. Besides, these marbles and amphibolites form an east–west strike-slip tectonic corridor in the middle of the Sikhoran Massif, separating it into two parts (Fig. 1B).



**Figure 1. A.** Schematic map showing the distribution of ophiolitic complexes in central Iran. The study area (Fig. 1B) is framed. Abbreviations: KH, Khoy; KR, Kermanshah; NA, Nain; BF, Baft; NY, Neyriz; ES, Esphandagheh; BZ, Band Ziarat; FM, Fanuj–Maskutan; IR, Iranshahr; TK, Tchhel Kureh; TH, Torbat-Hydariya; SB, Sabzevar. **B.** Geological map of the Sikhoran complex, with location of the sampling sites.

**Figure 1. A.** Carte schématique montrant la localisation des complexes ophiolitiques en Iran central. La zone d'étude (Fig. 1B) est encadrée. Abréviations : KH, Khoy ; KR, Kermanshah ; NA, Nain ; BF, Baft ; NY, Neyriz ; ES, Esphandagheh ; BZ, Band Ziarat ; FM, Fanuj–Maskutan ; IR, Iranshahr ; TK, Tchhel Kureh ; TH, Torbat-Hydariya ; SB, Sabzevar. **B.** Carte géologique du complexe de Sikhoran avec localisation des sites d'échantillonnage.

The Sikhoran complex is made of three main lithological units, intruded by the various sets of dyke swarms described below, from north to south (Fig. 2).

(i) Just south of the Ashin fault, a **foliated harzburgitic and dunitic unit**, showing many evidences of high temperature ductile deformations. Going southward, this ultramafic unit ranges from foliated harzburgites to porphyroclastic dunites. The foliations measured on the field are coherent around an average value of N55°E, 60°SE, with an associated lineation around N135°, 45°S. In the transition zone between

harzburgites and dunites, a specific dunitic facies with giant and kinked olivine crystals, up to 40 cm long and showing a concordant foliation, has developed. This unit, interpreted as representing a residual upper mantle [6, 7] includes several dunitic horizons rich in disseminated chromite, and a number of massive stratiform chromitite beds devoid of any plastic deformation, but showing viscous deformations (viscous flow foldings, etc.).

(ii) A thick series (2–3 km) of **magmatic ultramafic and gabbroic layered cumulates** includes:

**Table 1.** Isotopic datings by the  $^{40}\text{K}$ – $^{40}\text{Ar}$  method. Ages are calculated using the constants in [15] and errors at one sigma level are quoted following [10].

**Tableau 1.** Datations isotopiques par la méthode  $^{40}\text{K}$ – $^{40}\text{Ar}$ . Les âges sont calculés suivant les constantes préconisées dans [15] et les incertitudes pour un écart type selon les propositions de [10].

Sample	Type and dated fraction		Mean age* (Ma)	Analysis number	Age $\pm$ error (Ma)	K <sub>2</sub> O (wt %)	Weight (g)	$^{40}\text{Ar}_R$ (%)	$^{40}\text{Ar}_R$ ( $10^{-7}$ cm <sup>3</sup> g <sup>-1</sup> )	$^{36}\text{Ar}$ ( $10^{-9}$ cm <sup>3</sup> g <sup>-1</sup> )
HS 201	Micaschist	Ph	80.7 $\pm$ 1.5	5312	79.0 $\pm$ 1.5	4.90	0.1012	57.1	127.6	3.28
				5304	82.4 $\pm$ 1.4		0.1044	71.0	133.2	1.92
HS 27	Diabase	WR		5513	81.0 $\pm$ 6.6	0.19	0.5070	32.7	5.07	1.79
HS 104	Granite	O		5163	110.8 $\pm$ 2.3	9.33	0.0521	97.5	343.7	0.36
HS 37	Diabase	WR		5512	133.9 $\pm$ 10.9	0.08	0.7008	32.0	3.59	1.80
HC 13	Diabase	WR		5445	136.5 $\pm$ 11.7	0.20	0.5004	25.9	9.14	4.42
H 77	Microgabbro	Pl		5168	138.3 $\pm$ 12.0	0.041	0.5060	39.1	1.90	0.70
HS 90	Amphibolite	WR		5158	158.0 $\pm$ 10.0	0.29	0.5995	84.5	15.45	0.77
				5164	164.0 $\pm$ 2.0	0.32	0.5021	90.6	17.73	0.51
HS 77	Diabase	WR		5178	159.3 $\pm$ 2.0	0.08	0.2528	31.3	4.30	1.00
HS 108	Pegmatoid	A		5177	184.0 $\pm$ 5.3	0.62	0.2033	89.5	38.73	0.51
HS 209	Amphibolite	A		5418	199.2 $\pm$ 10.7	0.28	0.4039	49.3	19.0	2.67
HS 207	Amphibolite	A		5510	202.1 $\pm$ 10.4	0.49	0.4041	79.1	33.7	1.22
H 78	Pegmatoid	Pl	201.0 $\pm$ 7.5	4923	200.0 $\pm$ 7.5	0.093	0.8778	60.6	6.34	1.42
				4920	201.7 $\pm$ 7.5		0.8558	60.6	6.40	1.40
				4924	220.6 $\pm$ 7.9	0.14	0.8552	89.3	10.6	0.56
				4921	224.6 $\pm$ 8.0		0.8536	89.1	10.79	0.58
HS 107	Pegmatoid	A		5149	253.0 $\pm$ 13.8	0.125	0.4071	72.9	10.94	0.76
HS 18b	Pegmatoid	A	255.6 $\pm$ 7.5	4939	253.5 $\pm$ 7.3	0.13	0.6054	72.2	11.40	1.10
				4938	257.8 $\pm$ 7.5		0.6020	70.7	11.60	1.18
HS 18a	Pegmatoid	A	279.7 $\pm$ 17.1	4996	275.4 $\pm$ 17.1	0.09	0.4258	24.4	8.63	4.05
				4968	284.0 $\pm$ 17.1		0.4177	26.3	8.92	3.73
HS 102	Gneiss	B	301.1 $\pm$ 7.0	5514	297.4 $\pm$ 4.5	5.70	0.1029	97.9	594.3	0.44
				5147	304.9 $\pm$ 7.0		0.1000	98.6	610.5	0.50
HS 206	Amphibolite	A		5511	324.6 $\pm$ 16.6	0.35	0.4035	89.7	40.13	0.62
HS 103	Granite	Ms		5146	329.6 $\pm$ 7.6	8.33	0.1006	98.1	831.7	0.83

Abbreviations: A, amphibole; B, biotite; O, orthoclase; Pl, plagioclase; Ms, muscovite; Ph, phengite; WR, whole-rock.

\* Mean ages are calculated for duplicates.

$^{36}\text{Ar}$  exp. refers to the total amount of argon 36, i.e. the blank line value and the sample content.

– a **lower ultramafic part**, made of dunites, wehrlites, olivine websterites, websterites and clinopyroxenites; dunites include concordant stratiform chromite horizons, and by places nodular chromite pods containing disseminated Ni-rich sulphides (pentlandite, Ni-pyrrhotite, chalcopentlandite);

– an **upper gabbroic part** (about 2 km thick), characterised by the presence of calcic feldspar, consisting in a series of feldspar pyroxenites and lherzolites in the basal part, overlain by a series of layered gabbros, organised in hectometric magmatic cycles, with typically (from bottom to top): troctolites, olivine gabbros, clinopyroxenites, noritic gabbros, hypersthene ferrogabbros ( $\pm$  ilmenite, Ti-magnetite/ulvospinel, and disseminated sulphides, mainly pyrite-chalcopyrite).

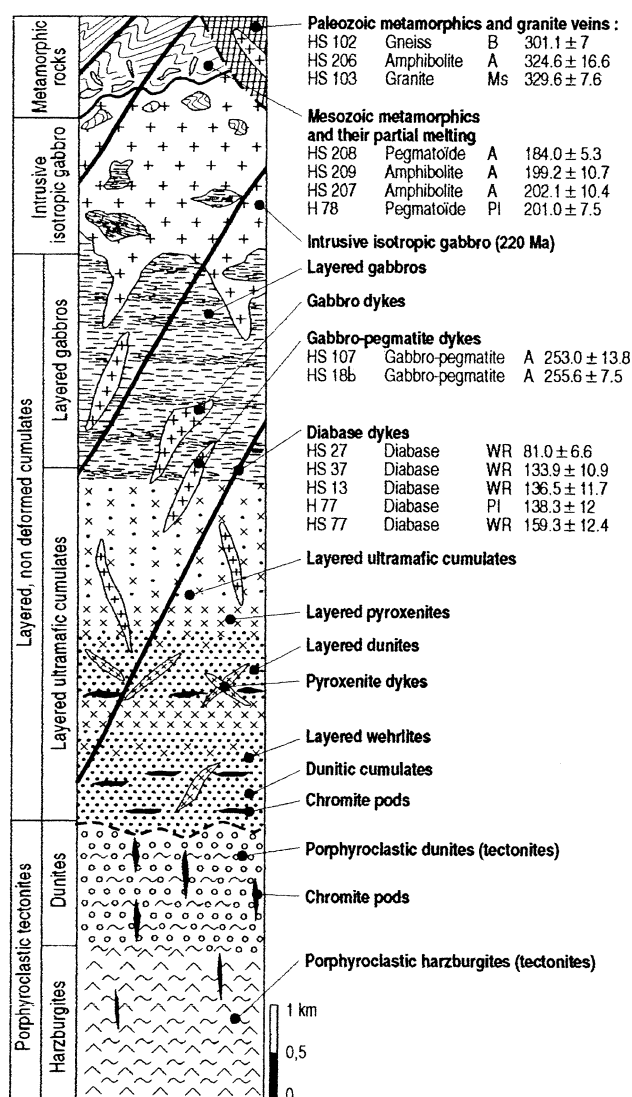
Cryptic evolutions of the mineral phases in the whole Unit 2 show, from bottom to top, a decrease of the Mg#, Cr# and An%, and an increase of TiO<sub>2</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in the feldspar-bearing rocks [6, 7]. This is a noticeable difference with the layered gabbro

series of the Upper Cretaceous Tethys ophiolites (e.g., Oman or Antalya ophiolites in Turkey), which show no general evolution towards fractionated members, reflecting a frequent replenishment of the accretion magma chamber [8, 9, 11].

(iii) An **intrusive unit** includes:

– a **two-pyroxenes gabbroic pluton**, also made of very calcic plagioclase (anorthite) and pargasitic amphibole, showing a very variable grain size, often pegmatitic; to the south, this pluton is intrusive into the Sargaz–Abshur amphibolites, provoking their partial melting, with production of a plagiogranitic melt and two pyroxenes-forsterite-rich restites, and transforming the amphibolites into mafic hornfels; Sabzehi [13] calculated melting/recrystallisation temperatures of the order of 1020 °C, based on pargasite/biotite equilibrium in micaschists associated to the amphibolites;

– a **dense net of dykes and anastomosed gabbroic veins**, generally pegmatitic, invading all the facies of Unit 2; these dykes may reach several meters in thickness.



**Figure 2.** Lithological column of the whole petrologic sequence including the Palaeozoic metamorphics; isotopic ages are given at the right of the column, with the following abbreviations for the dated material: **WR**, whole rock; **A**, amphibole; **PI**, plagioclase; **B**, biotite; **Ms**, muscovite.

**Figure 2.** Colonne lithologique de l'ensemble de la séquence pétrologique, y compris les roches métamorphiques; les âges isotopiques sont indiqués à droite de la colonne, avec les abréviations suivantes pour désigner la phase datée: **WR**, roche totale; **A**, amphibole; **PI**, plagioclase; **B**, biotite; **Ms**, muscovite.

The gabbroic pluton and its suite of dykes show numerous inclusions of the various rocks from Unit 2, particularly pyroxenites, banded gabbros and, along the southern margin of the pluton, amphibolites.

(iv) Dyke swarms intersect Units 2 and 3: (a) fine-grained pyroxene and amphibole gabbros, oriented roughly north–south to 25°N; (b) dyke swarms of pegmatoid gabbros, either with clinopyroxene or with pargasitic amphiboles; (c) dyke swarms of fine-grained diabase dykes with chilled-margins, made of plagioclase, clinopyroxene, actinolite and Ti-magnetite,

intersecting all the units and all previous dykes, with several orientations, the major ones being north–south and N70°E.

### 3. Isotopic ages

$^{40}\text{K}$ – $^{40}\text{Ar}$  ages were preferentially performed on separated mineral phases and on whole rocks when necessary (Table 1), in order to better constrain the succession of events that marked the evolution in time of the Sikhoran complex. As we have seen, non-metamorphic sediments of Upper Triassic to Lower Jurassic age rest over the Sargaz–Abshur metamorphic rocks, through a basal conglomerate reworking garnet-bearing gneisses, amphibolites and also plagiogranites. Besides, the protoliths of the Sargaz–Abshur metamorphic series were assigned by places to the Devonian (deformed Brachiopods and corals, [13]). In the neighbour region of Baft, black schists and cherts, belonging to the same series, contain remains of Achritharchs and Chitinozoaires of Lower Palaeozoic age (Cambrian to Ordovician [14]). The  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$  ages reported in Table 1 allow the following conclusions:

- diabase dykes with chilled margins intruding all the units of the complex have a Middle Jurassic age ( $165.5 \pm 12$  Ma on whole rock);
- amphiboles and plagioclases from partial melts in the amphibolites at the southern contact of the gabbroic pluton yield ages ranging between 222 Ma (amphibole) and 201 Ma (plagioclase);
- the pargasitic hornblende-bearing pegmatoid gabbros (intrusive network) yield, on separated amphiboles, a cluster of ages around 256–253 Ma, and one sample gives an age of 184 Ma;
- the amphibolites of the Sargaz–Abshour series, south of the Sikhoran complex, give ages of 164 to 161 Ma;
- the somewhat chloritised biotites of the garnet-bearing gneisses at the southwestern margin of the complex yield quite older ages, at  $301 \pm 7$  Ma, and the muscovites of the anatectic granites linked to these gneisses give an age of  $330 \pm 8$  Ma. The age of units 1 and 2, whose rocks have too low contents in potassium to be dated by this method, remains to be determined. Anyway this age should be older than 255 Ma (the age of the pegmatoid gabbros intruding the layered complex).

### 4. Discussion

The data exposed above show that the geological history of the Sikhoran ultramafic/mafic complex comprises various episodes over a long period of time:

(i) The oldest rocks of the complex are stratigraphically represented by Units 1 and 2. Unit 1, made

of foliated harzburgites and dunites deformed at high temperatures, represents very probably a residual upper mantle. Unit 2, composed of non-deformed (or weakly deformed) magmatic cumulates ranging from pyroxenites and lherzolites to gabbros and ferrogabbros, represents a layered magmatic crust crystallized from a tholeiitic magma.

Both units considered together may represent: an old fragment of oceanic lithosphere that has lost its upper crust (submarine basalts, diabase sheeted dykes, etc., are missing), or a continental mantle diapir emplaced in a continental rifting context, and overlain by its own partial melting products, under the form of magmatic cumulates underplated beneath the thinned continental crust.

The isotopic ages obtained on the biotite- and garnet-bearing gneisses and associated granites to the southwest of the complex (330 to 301 Ma) indicate that the structuration of the metamorphic cover of the Sikhoran complex occurred at the end of the Hercynian orogenesis. Up to now, the existence of this orogenesis has not been demonstrated in the southeastern part of the Sanandaj–Sirjan zone.

(ii) The next episode occurred when the various units of the Sikhoran complex were intruded by a dense network of dykes and plutons of hydrated gabbroic magma, provoking recrystallisations (often pegmatitic) and partial melting of the host-rocks (amphibolites, pyroxenites...). These gabbros contain numerous inclusions of rocks from Unit 2. The origin of the fluids associated to this magma may be looked for either in the dehydration reaction of amphiboles and micas of the metamorphic host-rocks, or in the existence of a subduction zone of the neo-Tethys beneath the Iranian block at that time. This important event occurred between 220 and 200 Ma (Middle to Upper Trias), after the datings obtained by the  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$  method (Table 1). Besides, the datings obtained on some pegmatoid gabbros seem to indicate that this event may have begun as early as the Upper Permian, around 250 Ma.

The density of the pegmatoid gabbro network intruding the whole Sikhoran Massif and its metamorphic host-rocks, and the volume of the isotropic gabbro pluton indicate that this intrusion should corre-

spond to a major event in the region, for instance the opening of a basin, with thinning of the continental crust and tectonic denudation of the underlying upper mantle. The numerous shear zones and shear faults, with associated tectonic lineations at N80°E affecting the whole complex, attest of this extensional tectonics of Upper Tertiary age. The east–west stripe of amphibolites and marbles dividing the Sikhoran complex into two parts (Fig. 1B) and its associated shear zones are good witnesses of this denudation tectonics.

(iii) Finally, the numerous swarms of isolated diabase dykes, dated at 165 Ma for one of them, represent a new magmatic episode, whose volcanic equivalent was already mentioned in the Jurassic basins located 40 km to the east of Sikhoran [13]. The importance of this volcanism of Lower to Middle Jurassic age probably resulted in a thermal heating of the whole basement of these basins, including the pre-Jurassic amphibolites, as attested by the age of 164 Ma (Table 1) measured on an amphibole from an amphibolite of the Abshour series, geologically dated pre-Lower Jurassic.

## 5. Conclusion

The mafic-ultramafic complex of Sikhoran presents a long geological history, marked out by various magmatic, metamorphic and tectonic events. This history is much more complex than a simple ophiolite obduction over a continental margin.

At the present time, the data reported here allow to propose an evolution in the following geodynamic context. As early as the Upper Permian, following a mantle uprise in a Tethysian supra-subduction zone [12], the opening of a (back-arc?) basin in extensional/transensional conditions provoked the intrusion of multiple gabbroic dykes, veins and plutons charged with fluids, through a mafic/ultramafic complex and its metamorphic cover. Several basins, characterised by abundant submarine basaltic volcanism will develop during Jurassic; their feeding dykes may be represented by the diabase dyke swarms intruding the whole Sikhoran complex and its metamorphic cover.

**Acknowledgements.** This is part of the ongoing France–Iran Scientific Cooperation Programme in Geosciences. We thank the French Ministry of Foreign Affairs and the ‘Service culturel’ of the French Embassy at Teheran, who supported the travels of the French experts in Iran, and the fellowship of H. Ghasemi at the Brest University, including laboratory costs. We thank also the Geological Survey of Iran (GSI) for its constant help and efficient support on the field. J.-C. Philippot in Brest is thanked for his major analytical contribution to measurements of isotopic ages.

## References

[1] N. Alavi-Tehrani, The distribution of ophiolites in Iran and their significance, *Ophiolite* 2 (1980) 315–334.

[2] M. Arvin, P.T. Robinson, The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft Ophiolitic Melange, Southwest of Kerman, Iran, *Can. J. Earth Sci.* 31 (1994) 824–834.

[3] M. Berberian, G.C.P. King, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Can. J. Earth Sci.* 18 (1981) 210–265.

- [4] M. Delaloye, J. Desmons, Ophiolites and melange terranes in Iran: a geochemical study and its paleotectonics, *Tectonophysics* 68 (1980) 83–111.
- [5] W. Diffenbach, M. Davoudzadeh, N. Alavi-Tehrani, G. Lensch, Paleozoic ophiolites in Iran: geology, geochemistry and geodynamics, *Ophioliti* 11 (3) (1986) 305–338.
- [6] H. Ghasemi, M. Sabzehi, T. Juteau, Geological character of Sikhoran mafic-ultramafic complex, southeast Iran, *Geosciences*, GSI, Teheran 7 (29–30) (1998) 32–45.
- [7] H. Ghasemi, The Sikhoran ultramafic–mafic complex: petrology, structure and geochronology, PhD thesis, Tarbiat Modarress University, Teheran, 2000, 250 p. (in Persian).
- [8] T. Juteau, H. Whitechurch, The magmatic cumulates of Antalya (Turkey): evidence of multiple intrusions in an ophiolitic magma chamber, in: A. Panayotou (Ed.), *Ophiolites*, Proc. Int. Ophiolite Symposium (Cyprus 1979), Geol. Surv. Dept. Cyprus, Nicosia, 1980, pp. 377–391.
- [9] T. Juteau, H. Whitechurch, La séquence plutonique de la nappe ophiolitique de Semail-en-Oman: dualité du magmatisme et segmentation axiale, *Bull. Soc. géol. France*, 8<sup>e</sup> Sér. V (1989) 189–204.
- [10] 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.
- [11] J.S. Pallister, C.A. Hopson, Semail ophiolite plutonic suite: field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber, *J. Geophys. Res.* 86 (1981) 2593–2644.
- [12] L.E. Ricou, Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to Southeastern Asia, *Geodin. Acta* (1994) 169–218.
- [13] M. Sabzehei, Les mélanges ophiolitiques de la région d’Es-fandagheh (Iran méridional). Étude pétrologique et structurale, interprétation dans le cadre iranien, thèse d’État, université de Grenoble, 1974, 205 p.
- [14] M. Sabzehei, Petrology of Iranian ophiolites, internal report, GSI Teheran, 1997, 700 p. (in Persian).
- [15] R.H. Steiger, E. Jäger, Sub-commission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology, *Earth Planet. Sci. Lett.* 36 (1977) 359–362.