

OFIOLITOS MAGMATIZMUS AZ IRAKI ZAGROSZ-HEGYSÉGBEN

Buda György^{*}

Mots-clés CNRS-BRGM tárgyszavak. Ophiolite, association-volcanic, tholéitique, calco-alkalin, tectonique-de-plaques, croute-océanique, chevauchement, Crétacé, Irak.

BEVEZETÉS

Irak területén három geomorfológiai egység különíthető el: a magas-hegység /2-3000 tszfm/, a dombvidék /3-5000 tszfm/, és a síkvidék /a Mezopotámiai alföld, valamint a Nyugati sivatag/. /1. ábra/.

Északkeleten 250 km hosszan és 40-50 km szélesen húzódik a Zagrosz-hegység, az Apl-himalájai hegységrendszer egyik tagja. Az iraki Zagrosz BOLTON /1957 a, b/ szerint DNy-ről ÉK felé haladva tektonikailag négy övre tagolódik.

1. A gyűrődéses öv, a Tigris-folyó síkságától a legmagasabb gyűrt hegységvonulatig. Kizárólag üledékes kőzetekből áll, koruk a paleozoikumtól a negyedkorig terjed /átlagvastagság 10 km/.

* Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1979 május 2-i szakülésén.

A kézirat beérkezett: 1979. október 3-án.

2. Az un. köztes öv, /molassz jellegű/, tengeri üledékekkel kezdődik és szárazföldiekkel fejeződik be az üledéksor. Jellegzetes képződmény a "vörös-fekvő", amely az eocéntól a miocénig terjed.

3. Az un. Qulqula kiemelkedés főleg eugeoszinklinális üledékekből áll: radioláriás márga, agyagpala, mészkő, alárendelten konglomerátum és bázisos vulkanitok. Kora bizonytalan. BOLTON /1957 a-b/ szerint alsó vagy felső-kréta, SMIRNOV /1961/ a triász kor lehetőségét sem zárja ki. BUDAY /1973/ az iráni tarka-melánc-zsal azonosítja, amely STÖCKLIN /1974/ szerint felső-kréta kora.

4. Az áttolódási öv három egységből áll, Walsh, Naopurdán és Qandil formációkból. A Naopurdán formáció flis jellegű üledék, szürke agyag, homokkő és homokos mészkőlelencsét tartalmaz. A Walsh formáció vulkáni és üledékes kőzetek együttese. A vulkáni összlet bazalttal kezdődik, gyakori a pillow-láva, spilit, továbbá a diabáz, a fő tömeg sztrato vulkáni jellegű andezit, andezit-tufa és agglomerátum. Az üledékes rész agyagmárga, homokos mészkő, homokkő stb. A Naopurdán és a Walsh formációk heteropikus fáciesek. Koruk AL-MEHAIDI /1974/ szerint eocén-oligocén. A harmadik az un. Qandil formáció zöldpala fáciesű metamorfit, főleg márvány és mészpala.

Az áttolódási övben három magmás összletet ismerünk DK-ÉNY-i vonal mentén /1. ábra/. A Penjwin és Mawat ofiolitos jellegű, míg a Bulfat-i magmás sorozat posztorogén, jól kifejlődött kontakt-metamorf övvel /BUDA-SAHAGIAN-SALEM, 1978/. A kissé metamorf ofiolitok kora bizonytalan, de eocénnél idősebbek, mivel a nem metamorf eocén-oligocén Naopurdán és Walsh formációkra rátolódtak. A feltételezett fedőjük a felső-kréta kora eugeoszinklinális üledékekből álló Qulqula formáció. A felső-kréta kor analógiák alapján is valószínűsíthető, mivel az Alp-himalájai orogén övben a flis jellegű /az

iraki Zagroszban a Naopurdán formáció/ üledékek mindig fiatalabbak, mint az ultrabázisos-bázisos magmás összletek /AUBOUIN, 1965/.

Célunk az iraki Zagrosz ofiolitos összleteinek ismertetése. Bevezetesként röviden összefoglalást adunk az ofiolitokról.

Az ofiolit elnevezést először BRONGNIART /1827/ vezette be a szerpentin leírásánál. Ebben az időben az ofiolit és a szerpentin ugyanazt jelentette. A mai értelemben az ofiolit elnevezést STEINMANN /1927/ használta először az Alpok bázisos magmás sorozatainak leírásánál. A sorozat magában foglalja a peridotitokat /szerpentin/, gabbrót, diabázt, spilitet és mélytengeri üledékeket. Felhívta a figyelmet arra is, hogy az ofiolit nem kőzetnév, tehát nem használható az ofiolit elnevezés olyan bázisos kőzetösszletre, ami csak diabázból áll. Az amerikai Penrose konferencián /ANONYMOUS, 1972/ a moszkvai /ANONYMOUS, 1973/, majd párizsi /MESORIAN et. al, 1973/ konferenciákon pontosan meghatározták az ofiolit kritériumait. A definíció szerint ofiolitnak nevezük az erősen tektonizált harzburgitból, dunitból, kumulusz szövetű peridotitból, piroxenitből, gabbróból, diabáztelérekből és pillow-lávából álló sorozatot. A fedő üledékes kőzetek mélytengeriek, tűzkő /radiolarit/, vékony agyagpala közbetelepülésekkel és alárendelten mészkő. Gyakori a lencsés /podiform/ kromit az ultrabázitokban és nátriumgazdag mélységi /plagiogránit/ és vulkáni /keratofir/ kőzetek is megjelennek. Az ofiolit felső-köpeny és óceáni kéreg eredetű, mindig allochton helyzetben. Nem helyes tehát ofiolitnak nevezni a kontinentális szegélyeken képződött tenger alatti vastag bazaltlávákat. Ezek a bazaltok kémiailag ugyan hasonlítanak az óceáni bazaltokhoz, azonban nem állnak kapcsolatban ultrabázitokkal, gabbróval és diabáztelerekkel. Ez a képződmény tehát nem képviselője a köpenynek, ill. az óceáni kéregnek, olyan értelemben, mint az ofiolit, hanem egy sajátos vulkanizmus terméke. Az Alpokból leirt ofiolitokat az ősi Tethys óceáni kéreg részének tartják. COLEMANN /1977/ számításai szerint a szinte "véletlenszerűen" megmaradt felső köpeny és óceáni kéregdarabok, amelyek a geo-

szinklinális bezáródásánál a kontinentális kéregre tolódva a felszínre kerültek, a Tethys óceáni kérgének egy ezreléke, a többi a kontinensek alá tolódott és újraolvadt. Az ofiolitok felismerése, pontos feltérképezése tehát egyrészt azért fontos, mert felvilágosítást nyújt a köpeny és az óceáni kéreg szerkezetére, ásvány-kőzettani felépítésére, kémizmusára, másrészt gazdag réz- és krómduulások anyakőzetei. Ofiolitokat ismerünk az Alp-Himalája hegységrendszerben több helyen, pl. az Appeninekből, a Dinaridákban /Vardar-zóna/, Görögországban /Othrisz/, Cipruson /Troodosz/, Törökországban /Taurusz/, Szíriában /Hatay-Bassit/, Iránban, Ománban /Semail/ és Pakisztánban etc.

AZ IRAKI ZAGROSZ OFIOLITJAI

Az ofiolitok az áttolódási zónában Penjwin és Mawat körzetében kerülnek felszínre. A sorozat egyik területen sem teljes, ami tektonikai okokra vezethető vissza.

A komplexum legmélyebb tagja mindkét területen ultrabázitokból áll. Vastagságuk kb. 1500 m. Az összlet alja az áttolódási síkok mentén serpentine-sedett, ami képlékenységeivel elősegítette a magmás komplexumok DK irányú rátolódását a fiatalabb kora Walsh, Naopurdan és "Vörös fekvő" formációk-ra. Az ultrabázitok ritmikusan "réteges" felépítésűek: a piroxénben dúsz "rétegek" váltakoznak olivinben gazdagokkal. A fedő-gabbro és az ultrabázisos test határán kromitlencsék és piroxenit található. Az ultrabázisos tömeget piroxenit-, diabáz- és plagioklászgránit-telérek harántolják. Kőzetalkotó ásványok: az olivin, rombos és monoklin piroxének. Mennyiségi arányuk alapján harzburgit, wehrlit és dunit kőzeteket lehet elkülöníteni. A Penjwin területén főleg dunit és harzburgit, míg a Mawatban harzburgit, wehrlit és dunit a jellemző /BUDA-AL-HASHIMI, 1977/. Az olivin forszteritben gazdag

/Fo₉₀₋₉₃/, erősen deformált hullámos kioltásu, gyakori a nyomási iker /king-band/ és a milonitosodás. A repedések és a hasadások mentén szerpentine-sedett. A rombos piroxén ensztatit-molekulában igen gazdag, gyakran talkká alakul. A monoklin piroxénben magas a Ca- és Mg-tartalom: salit-összetételű /Ca₄₂Mg₃₉Fe₁₉/ . Leggyakoribb opak elegyrész a kromit.

Mennyiségük és megjelenésük alapján a kromitok három csoportba oszthatók:

1. Akcesszorikus kromit /2-5 v%/ . Idiomorf, vagy hipidiomorf, gyakran rezorbeált szegélyű. Kémiai összetétele alapján két fajtája különíthető el: az alumíniumkromit, főleg a harzburgitban található és dunitban a króm-gazdag kromit. Az alumíniumban dúsabb /Al₂O₃ = 25 suly %/ és krómban szegény /Cr₂O₃ = 32 - 34 suly %/ kromit körül magnéziumklorit, a krómban gazdag /Cr₂O₃ = 45 suly %/ és alumíniumban szegény /Al₂O₃ = 18 - 20 suly %/ kromit körül szerpentin figyelhető meg. Mindkét kromitváltozatot erősen reflektáló, vasban igen gazdag zóna veszi körül. A mikroszondás vizsgálatok kimutatták, hogy a kromit magjától a szegély felé haladva a króm-alumínium-magnéziumtartalom csökken, a vas mennyisége növekszik /AL-HASHIMI-BUDA, 1979/. Az alumíniumban gazdag kromitból a könnyen illók hatására szilárd fázisu diffúzióval alumínium távozik, ami a környező magnéziumhidroszilikáttal magnéziumkloritot hoz létre /BUDA-AL-HASHIMI, 1976/. Az alumíniumban szegény kromitból nem távozik el annyi alumínium, hogy magnéziumklorit létrejöhetne, így csak szerpentin képződik. A törések=repedések mentén is keletkezik átalakulási zóna, ami azt jelzi, hogy az első szilárd fázisu deformáció után képződött és nem olvadékból kristályosodott ez a "zónasság".

2. Lencsés megjelenésű kromitlepek /vastagság 0,5-2,7 m, kromittartalom 80 v %/ mindig dunit- "udvarral" vannak körülvéve és az ultrabázisos összlet felső részén a fedő gabbro közelében található. Két típusuk különíthető el a szövet, kémiai összetétel és az uralkodó meddő ásványok alapján: a/ kis mértékben töredezett érc. A szemcsék idiomorfok rezorbeált szegély-

4711

lyel. A törések és a szemcsék peremén erősen reflektáló vasdus szegély figyelhető meg. Az érc vékonycsiszolatban vörösbarna, kémiailag kissé oxidált $/RO/R_2O_3 = 0,96/$ alumíniumkromit. Fő meddő ásványa a tremolit, de a szemcséket magnéziumklorit veszi körül. b/ milonitos érc. Színe vékonycsiszolatban vörösesbarna, erősen oxidált $/RO/R_2O_3 = 0,79/$ alumíniumkromit. Kisérő ásványa a magnéziumklorit.

Az első típus eredeti meddő ásványa klinopiroxén volt, amely vízfelvétellel tremolittá alakult. A krómitszemcséket burkoló klorit a tremolit és kromit között lejátszódó reakció eredménye. A kromitból alumínium távozott diffúzió útján és létrehozta a kloritot. A második típus meddő ásványa olivin volt, amely szerpentinné alakult, majd később az erős deformáció alatt a kromit tovább oxidálódott, alumínium szabadult fel és a szerpentinnel való reakcióval magnéziumklorit jött létre.

3. Slirtipusu kromit a kromitlencsék körül fordul elő, erősen rezorbeált és töredezett. Az anyakőzet dunit. A meddőt alkotó olivinszemcsék $/Fo_{97}/$ morzsoltak, a deformációs ikrek igen gyakoriak, többnyire lizardittá és kri-zotillá alakultak. Kémiai összetétele alapján vas és krómgazdag kromit, ún. szubferrikromit. A kis alumíniumtartalma miatt a kromitszemcsék körül magnéziumklorit nem képződött.

Az említett kromitokra jellemző, hogy alumínium- és krómban jóval gazdagabbak, mint az ún. sztratiform kromitok. Összetételüket tekintve alumínium, ill. subferrikromitok. A króm-alumínium arány alapján két csoport különíthető el: alumíniumgazdag kromitok, a Cr: Al-arány 1,7, ezek alkotják a kromitlencséket és a harzburgitban lévő akcesszorikus kromitokat, a krómban dus kromitok Cr: Al aránya 3,8, ez az összetétel a slirtipusu és a dunit akcesszorikus kromitjaira jellemző. Az összetételbeli kettősség különböző kristályosodási hőmérsékletet jelez. A kristályosodási hőmérsékletet az oli-

vin-kromitpár Mg és Fe megoszlásából számítjuk. E számításokkal az alumíniumgazdag kromitokra, tehát a lencsék kromitjára és a piroxéntartalmú kőzetek akcesszorikus kromitjára 1200–1300 C^o közötti érték adódik, míg a slirtipusú és a dunitben található kromitok 950–1000 C^o-os kristályosodási hőmérsékletet jeleznek /BUDA-AL-HASHIMI, 1976/. A kromit ilyen kettős összetétele kizárólag alpi típusú ofiolitokra jellemző. A óceán-közepi hátságok vonalában keletkező mély törések a köpenyben nyomáscsökkenést előidézve, részleges olvadást hoznak létre, s a megolvadt anyag felfelé áramlik. A reziduum a részleges olvadás után olivindussá válik króm-gazdag kromit kíséretében, ami a nyomáscsökkenés folyamán Cr-piroxénekből képződik. A köpenyből közvetlenül kristályosodó kőzetek a köpeny és a kéreg határán képződnek és ezek az eredeti köpenyanyagot tartalmazzák, tehát monoklin-rombos piroxént és olivint. Itt a magas hőmérsékletű differenciációs termékként alumínium-gazdag kromit képződik, s ez a nagy fajszámú anyag idővel lesüllyed a reziduumba. Ez az oka annak, hogy a kromitlencsét dunitudvar veszi körül, ugyanakkor a lencsén belül monoklin-rombos piroxén és olivin található, mint bezárt köpenyanyag.

Az ultrabázitok átlag kémiai összetétele alapján a penjwini peridotit magnéziumban gazdag dunites, míg a mawati Si-Al-ban dusabb harzburgitos összetételű kőzet /I. táblázat/. Ebből arra következtethetünk, hogy a penjwini komplexum a köpeny mélyebb, reziduumban gazdagabb, míg a mawati a magasabb differenciáció útján létrejött, a kéreghez közelebbi részét tárja fel.

A másodlagos ásványok tömeges jelenléte megnehezíti az eredeti kőzet módosult összetételének meghatározását. A másodlagos ásványok a csökkenő P, t-nek megfelelően több fázisban képződtek. Nagyobb hőmérsékleten kristályosodott a saját alakú tremolit, később a monoklin piroxének uralitosodtak, az olivin szerpentinésedésével és a rombos piroxén bastitosodásával egyidejűleg. A szerpentinnek két változatát határoztuk meg, a lizarditot és a krizotilt, a magasabb P, t-t jelző antigorit ez ideig nem volt kimutatható. Az alá -
4711

Ultrabázisos kőzetek kémiai összetétele /súly %/ és CIPW normái /mol %/

	Penjwin /6 elemzés átlaga/	S. D. /±/	Mawat /10 elemzés átlaga/	S. D. /±/
SiO ₂	37,32	2,25	38,92	2,32
TiO ₂	-	-	0,04	0,02
Al ₂ O ₃	0,86	0,50	2,53	0,69
Cr ₂ O ₃	0,09	0,08	-	-
Fe ₂ O ₃	3,29	0,86	4,16	2,30
FeO	4,46	1,38	3,32	2,07
MnO	0,10	0,02	0,07	0,03
MgO	44,83	2,98	41,40	3,35
CaO	1,17	0,55	0,73	0,68
Na ₂ O	0,11	0,03	0,09	0,02
K ₂ O	0,04	0,03	0,02	0,005
P ₂ O ₅	0,06	0,04	-	-
Izz. v.	6,09	3,16	8,99	5,18
Össz.:	98,42		100,27	
CIPW-normák				
Or	0,24	} földpát = 2,72	0,12	} földpát = 4,50
Ab	0,75		0,76	
An	1,73		3,62	
Ne	0,10		-	
Wo	1,54	} Di = 2,88	-	
En	1,28		-	
Fs	0,06		-	
En	-		17,29	Hi = 17,75
Fs	-		0,46	
Fo	77,35	} ol = 81,55	60,14	} ol = 61,89
Fa	4,20		1,75	

./.

folyt.		
Mt	4,77	6,03
Il.	-	0,08
Ti	-	-
Cr	0,18	-
Ap	0,14	Cor. 1,03
	Dunit	Harzburgit
		Elemzés: Iraki Földt. Int.

rendeltebb mennyiségben megjelenő Mg-klorit az említett módon a kromit és a szerpentin reakciójának eredménye, ill. az alumíniumtartalmu piroxén talkosodása során jött létre.

A mawati ultrabázitban több helyen hidrogránát-aktinolit-klorit-albittartalmu lencsék találhatók. Ezek az ún. rodingitek, a szerpentesedéssel egyidejűleg képződtek az ultrabázitban lévő homokkő, ill. gránit xenolitok metasomatózisa révén.

A közép- és durvaszemcsés piroxenit telér formájában az ultrabázitban vagy elnyújtott testként a peridotit felsőbb szegélyén, ill. a gabbró alján található. A leggyakoribb kőzetalkotó a diállág, de kisebb mennyiségben bronzit és olivin is képviselve van. A monoklin piroxének gyakran uralitosodtak és tremolit képződött, míg a rombos piroxének antofillitté alakultak. Kis mennyiségben Mg-klorit is kimutatható.

A felszínen legjobban elterjedt a gabbró, ami kb. 1000 m vastagságban van feltárva. Két típusát lehet megkülönböztetni:

a/ Durvaszemcsés piroxéngabbró, a fekü piroxenitből fejlődik ki a plagioklászok mennyiségi növekedésével. Fő kőzetalkotó a bázisos plagioklász /An₆₀₋₉₀/, amely 30-60 v %-ban van jelen. A rombos és a monoklin piroxén egyaránt megtalálható: bronzit, ill. diopszid-endiopszid formájában /Ca₄₅Mg₅₀Fe₅/. A monoklin piroxén tulsulyban van /30 v%/ a rombossal /5-10 v%/ szemben és gyakran uralitosodott. A kőzet telitetlen, az olivin-norma 12 mol %, ami a modalban nem jelenik meg.

b/ Sávos gabbró, a piroxén-gabbró felett helyezkedik el és a komplexum fő tömegét alkotja. A sávozottság sötét és világos elegyrészek váltakozásából áll, ez az un. kumulusz-sávosság. A világos sávok fő elegyrésze a bázisos plagioklász /An₈₂/, ami erősen deformált, gyakori a nyomási iker. A sötétebb sávokban a magnéziumgazdag hornblende /uralitosodott piroxén/ az uralkodó elegyrész. E mellett ujabban képződött saját alaku Fe-gazdag hornblende, ill. az eredeti sávozottságot átszelő un. injekciós erekben aktinolit is megjelenik kvarc és albit társaságában. A klorit főleg az amfibol átalakulásából képződött, de az injekciós erekben önálló ásványként is kikristályosodott. Járulékos elegyrész a titanit és magnetit. A tektonizált zónákban a kumulusz sávozottsággal szöget bezárva másodlagos metamorf palátság figyelhető meg.

A kőzet alkálitartalma magasabb és Mg-Ca-tartalma alacsonyabb, mint a fekü piroxéngabbróé, jelezve későbbi kristályosodását. A nagyobb Fe₂O₃-tartalom a kiterjedt uralitosodással hozható kapcsolatba. A tektonizált zónák mentén a gabbró mindig tartalmaz kvarcot. Itt gyakori a saussuritesedés /epidot, zoizit, klorit, albit/. Ezek a másodlagos ásványok a dinamotermális metamorfózis termékei.

A Mg:Fe-arány a piroxéngabbrókban 5,2, a sávos gabbrókban 3,1, ami jól megegyezik az alpi ofiolitos gabbrók Mg: Fe arányával: 3,1-5,8 /THAYER-HIMMELBERG, 1968/.

Összehasonlítva a Penjwin és Mawat gabbrók átlagösszetételét, szembevetjük, hogy a Penjwin gabbrójában kisebb az Si, Al, Na, K és nagyobb az Mg-, Ca-tartalom /II. sz. táblázat/, mint a mawatiban, jelezve az ultrabázitoknál is észlelt mélyebb kéregszenen történő kristályosodást. Ha az ofiolitos gabbrók összetételét összehasonlítjuk az áttolódási zóna ÉNy-i részén előforduló posztorogén gabbró összetételével /Bulfat/, szembevető különbségeket látunk. A bulfati gabbróban magasabb a Si-, Al- és alkálitartalomban és alacsonyabb a Mg és Ca /II. sz. táblázat/. Ez a plagioklászok An-százalékában is jelentkezik /87 mol %-ról 48 mol %-ra csökken./ Ennek oka a kérgen keresztül benyomuló posztorogén gabbró erőteljes kontaminációja, ami a kőzet alkáli /2. ábra/ Si- és Al-tartalmát jelentősen megnövelte.

A gabbró savanyu differenciátuma az igen kis mennyiségben előforduló plagioklászgránit. Kőzetalkotó az oligoklász-andezin összetételű plagioklász és a kvarc. Káliföldpátot egyáltalán nem tartalmaz. Járulékos elegyrész a biotit és az amfibol. A feltűnő K-szegénység az óceáni eredetet jelzi. A plagioklászgránitnak megfelelő a kontinensek területén ismert kőzetek: tonalit, trondjemit, diorit jóval több K-ot tartalmaznak.

Néhány helyen albit is képződött. Ez abban különbözik a plagioklászgránittól, hogy albit és káliföldpát is megjelenik, az utóbbi mikroklin formájában. Feltehető, hogy ez a kőzet később képződött és genetikailag nem tartozik az ofiolitos magmás sorozathoz.

Szubvulkáni képződmény a diabáz, csak Mawat területén található, pontos magmaföldtani helye még nem tisztázott. Háromféle megjelenési forma figyelhető meg: a/ csökkenő szemcsenagysággal fokozatosan fejlődik ki a gabbróból; b/ kisebb benyomulások és telérek az ultrabázitokban és a gabbróban; c/ metabazaltok alján szintén megtalálható a diabázokra jellemző ofitos szövettel. Ásványtani és kémiai összetételük alapján két típus különíthető el: a/ normál diabáz, fő-kőzetalkotók: plagioklász /An₅₅/ hornblende és kis

II. sz. táblázat

Gabbrók kémiai összetétele /súly %/ és CIPW normái /mol %/

	Penjwin		Mawat		Bulfat	
	/17 elemzés átlaga/	S. D. /+/-/	/15 elemzés átlaga/	S. D. /+/-/	/18 elemzés átlaga/	S. D. /+/-/
SiO ₂	45,69	1,42	46,99	3,27	50,91	2,14
TiO ₂	0,19	0,18	0,41	0,32	1,10	0,61
Al ₂ O ₃	15,88	3,37	17,27	1,69	17,94	2,95
Fe ₂ O ₃	2,50	2,03	össz.		1,91	0,82
FeO	5,16	1,75	Fe=7,74	3,22	4,63	1,61
MnO	0,11	0,06	0,02	0,006	0,12	0,04
MgO	11,46	2,97	10,16	2,68	5,39	1,99
CaO	14,83	1,98	13,88	2,29	11,36	3,25
Na ₂ O	0,69	0,31	1,58	1,12	3,96	1,21
K ₂ O	0,11	0,08	0,28	0,48	0,47	0,37
Izz. v.	1,97	0,55	1,59	0,61	1,49	0,46
Össz.:	98,59		99,92		99,28	
CIPW normák						
Or	0,65	földp. =46,40	1,65	földp. = 53,27	2,78	földp.=64,70
Ab	5,84		12,32		32,13	
An	39,91		39,20		29,79	
Ne	-		0,57		0,75	
Wo	14,06	Di = 26,82	12,38	Di = 24,06	11,09	Di:21,38
En	10,17		7,60		7,36	
Fs	2,60		4,80		2,92	
En	8,13		-		-	
Fs	2,08	Hi = 10,21				
Fo	7,18	Ol = 9,20	12,41	Ol =19,74	4,25	Ol=6,11
Fa	2,02		7,33		1,86	
Mt	3,62		-		2,77	
Il	0,36		0,78		2,09	
An %	87		76		48	

Elemzés: Iraki Földt. Int.

mennyiségű kvarc. Opak ásványa a titánban gazdag magnetit. A kémiai összetétel alapján telített óceáni tholeiit /III. táblázat/ /olivin norma: 0,56 %, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 9,1 - 13,0$ /; b/ kvarcdiabáz néha 30 v %-os kvarctartalmu kőzet, ennek egyrésze másodlagos hasadékkitöltés. A plagioklász albittartalma nagy / An_{40} / és kis mennyiségű amfibolt tartalmaz. Kémiailag kvarctholeiit /III. táblázat/.

A metabazalt és spilit a mawati ofiolitos komplexum É-i és D-i részén található. A Penjwin masszívumban a vulkáni kőzetek is hiányoznak. A bazaltos összetételű összlet a zöldpalafáciesben metamorfizálódott. Ennek ellenére a pillow-szerkezet több helyen felismerhető. A kőzet finom szemcsés, zöld-sötétzöld színű, fehér mandulakövekkel. Az aktinolit igen gyakori, az alapanyagot klorit alkotja. A léces plagioklászok An-tartalma a metabazaltban eléri az An_{30} -ot, míg a spilitben az Antartalom 18 mol %. Néha a bazaltban erősen átalakult plagioklász figyelhető meg, aminek egy részét albit szorítja ki. A Ca-gazdag plagioklász átalakulási terméke az epidot és zoizit igen gyakori /saussuritesedés/. A mandulaüreges kvarccal, albittal, klorittal és néha zeolittal vannak kitöltve. Az opak ásványok közül a titángazdag magnetit gyakori, továbbá a kalkopirit, amit kovellinből, kalkozinból és limonitból álló átalakulási zóna vesz körül. Gyakori a palásság. A metamorfózis alatt az olivin és piroxén aktinolitá, hornblendévé, ill. klorittá alakult. A labradoritos összetételű plagioklász saussuritesedett /albit, zoizit, kvarc/.

Ezek a kőzetek kémiai összetételük alapján /III. táblázat/ két csoportba oszthatók: a/ olivintholeiitek, az olivin-norma több, mint 10 mol %; b/ kvarctholeiit, a kvarc a modalban és a normában egyaránt jelen van. Átlag kémiai összetételük nagyon hasonlít az óceáni tholeiitekéhez /3. ábra/. Pl. a $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ arányában igen jó egyezés mutatkozik. Különbség a magasabb Fe_2O_3 -tartalomban van, ami a metamorfózissal hozható kapcsolatba.

III. táblázat

Szubvulkáni és vulkáni kőzetek kémiai összetétele /súly %/ és CIPW normái /mol %/

	Metadiabáz-I /3 elemzés átlaga/	Metadia- báz-II. /2 elemzés átlaga/	Metabazalt-I /4 elemzés átlaga/	Metabazalt-II /6 elemzés átlaga/	Spilit /3 elemzés átlaga/
SiO ₂	49,87	53,74	46,12	52,08	46,81
TiO ₂	0,30	0,84	0,54	0,45	1,43
Al ₂ O ₃	12,20	15,26	14,84	14,52	15,84
Fe ₂ O ₃	5,07	7,84	4,81	5,02	8,61
FeO	5,56	5,16	5,91	4,60	4,61
MnO	0,04	0,10	0,05	0,02	0,06
MgO	11,39	4,20	9,62	9,01	6,07
CaO	11,19	7,46	12,63	9,93	10,40
Na ₂ O	2,19	4,04	2,27	3,27	4,00
K ₂ O	0,24	0,31	0,15	0,22	0,38
H ₂ O ⁺	1,87	0,95	2,77	1,14	1,43
H ₂ O ⁻	0,20	0,18	0,20	0,14	0,22
Össz.:	100,12	100,08	99,21	100,40	99,86
CIPW normák /mol %/					
Q	-	3,52	-	1,30	-
Or	1,47	3,43	0,92	1,30	2,27
Ab	18,87	22,55	19,81	27,88	30,59
An	23,21	32,08	30,78	24,53	24,62
Ne	-	-	-	-	2,09
Di	26,47	17,20	26,97	19,91	21,71
Hi	21,33	12,29	0,98	16,88	-
Ol	0,56	-	12,29	-	3,74
Il	0,59	0,89	1,06	0,86	2,77
Mt	7,50	8,04	7,19	7,39	11,08
He	-	-	-	-	1,14
	Tholeiit	Kvarctho- leiit	Olivin- tholeiit	Kvarc- tholeiit	
Elemző: Iraki Földt. Int.					

Néhány helyen a bazaltos kőzetek felett világos színű kvarckeratofir is található. A porfiroz elegyrész kvarc, az alapanyag finomszem albit, aktinolit, klorit, epidot és kvarc. Igen kevés káliumot és meglehetősen sok nátriumot tartalmaz. Ez a kőzet a bazaltos összlet savanyu differenciátuma.

Metamorfózis: az ofiolitsorozatban hidrotermális és dinamotermális metamorfózis különíthető el. Az ofiolitos komplexumokra jellemzően kontakt metamorf kőzeteket nem figyeltünk meg, kivéve az igen ritka rodingiteket. A hidrotermális és a dinamotermális metamorfózis igen elterjedt. Szerpentin, tremolit, aktinolit és klorit képződött az ultrabázisos kőzetekben. A gabbró uraltosodott, míg a bazaltos kőzetekben albit, klorit, epidot, kvarc és zoizit kristályosodott. Ez az ásványegyüttes a zöldpala, ill. epidot-amfibolit fácies-re jellemző. A palásság általános elterjedésének hiánya kizárja a regionális metamorfózist. Az ásványegyüttes megegyezik az óceánközepi hátságokban leirtakkal. Az ásványi átalakulás a tengervíz és a forró lávaanyag kölcsönhatásának eredménye. A kisebb mértékű palásságot, deformációs ikerképződést az elterjedt milonitosodást és az újabb másodlagos ásványképződést a dinamotermális metamorfózis hozta létre.

AZ OFIOLITOK GENETIKÁJA

A Zagrosz hegység ofiolitjainak kialakulásánál négy szakaszt lehet elkülöníteni: 1. A kontinentális kéreg felhasadása és a köpeny részleges megolvadása. A részleges megolvadás oka a felhasadás következtében létrejövő nyomás- és hőmérsékletcsökkenés. 2. A köpenyből származó bázisos olvadék differenciációja. 3. Az óceáni kéreg és a felső köpenylemez szállítása a képződési helytől az óceánközepi hátságtól a kontinentális kéreg felé. 4. A köpeny és az óceáni kéreg feltolódása a kontinentális kéregre.

1. Az ultrabázit és az alkáliszegény bazaltos olvadék eredete

RINGWOOD /1975/ szerint az elsődleges köpeny összetétele az alpi típusu peridotit és a bazalt 1:3 arányu keveréke /pirolit/, ami megegyezik a természetben is ismert lherzolittal /4. ábra/. Összehasonlítva pl. a mawati, harzburgit összetételét a köpenyével /pirolit/ /IV. táblázat/, látható, hogy a pirolitban több a plagioklász és diopszid-norma, mint a harzburgitban. A rész-

IV. táblázat

A pirolit és a mawati harzburgit kémiai összetételének összehasonlítása

	Pirolit	Mawati harzburgit
SiO ₂	45,1	38,92
TiO ₂	0,2	0,04
Al ₂ O ₃	4,6	2,53
Cr ₂ O ₃	0,3	-
Fe ₂ O ₃	0,3	4,16
FeO	7,6	3,32
MnO	0,1	0,07
NiO	0,2	-
MgO	38,1	41,40
CaO	3,1	0,73
Na ₂ O	0,4	0,09
K ₂ O	0,02	0,02
P ₂ O ₅	0,02	-
H ₂ O ⁺	=	izz. v. 8,99
H ₂ O ⁻	-	
Összesen:	100,00	100,27
CIPW normák /mol %/		
Or	0,11	0,12
Ab	3,36	0,76
An	10,71	3,62
Di	3,63	-

folyt.

folyt.		
Hi	17,20	17,75
O1	64,01 Forst: 86 mol %	61,89 Forst: 97 mol %
Ch	0,45	-
Mt	-	6,03
Il	0,38	0,08
Ap	0,03	-
		Elemző: Iraki Földt. Int.

leges olvadásnál Si, Al, Fe, Ca és Na szabadul fel. A felszabadult olvadék összetétele megegyezik az olivin tholeiitével, Hasonló összetételű olvadék jött létre GREEN és RINGWOOD /1967/ kísérleteinél /8 kbar és 1250 C^o/ a részlegesen megolvasztott pirolitból. Számítások szerint az olvadás 15-25 km között jöhetett létre a köpenyben.

2. A bázisos olvadék differenciációja

Az olivin-tholeiites olvadékból a normál differenciációnak megfelelően az összlet alján piroxenit, majd gabbro, diabáz, bazalt, spilit és alárendelten keratofir képződik /4. ábra/. A piroxenit jelentős összetételbeli eltérése az ultrabázitoktól azt jelzi, hogy genetikailag nem ezekhez, hanem a gabbroösszlet ultrabázisos differenciációs termékeihez tartozik. A Mg-, Ca-gazdag, nagy anortit-tartalmu kumulitgabbro egy mélyebben fekvő magmakamrában differenciálódott és később került a felszínre a kéregmozgások eredményeként. A gabbro normáldifferenciációs trendet mutat: a növekvő Si-tartalommal, a Ca-, Mg-, Ni- és a Cu-tartalom csökken míg a Na növekszik.

A diabáz rétegtani helyzete nem tisztázott. A gabbro-összlethez tartozhat, mint magasabb szinten lévő differenciációs termék, vagy sűrű telér-rajt alkothat, mint ahogy ezt megfigyelték más ofiolitos masszívumokban, vagy a

bazaltos vulkanitok mélyebb szintjét képviselheti. Ennek további vizsgálata igen fontos lenne, mivel a diabáztelérek jelenléte vagy hiánya döntheti el, hogy az iraki Zagrosz ofiolitja szigetivközben, vagy középóceáni hátságban képződött. A diabázok felett elhelyezkedő bazaltlávák /metabazalt/ is mutatnak bizonyos differenciációs trendet, az olivin-tholeiitól a kvartholeiitig, spilitig, ill. keratofirig. Az ofiolitos komplexum összvastagsága kb. 3000 m /5. sz. ábra/. Az egész magmás sorozatra jellemző a mész-alkáli jelleg /2. ábra/.

3. Szállítás

A középóceáni hátságban keletkezett magmás sorozat a tengervízzel reakcióba lépve hidrotermális metamorfozist szenvedett, majd az újraképződött óceáni kéreg nyomásának hatására képződési helyéről a kontinentális kéreg felé szállított. Ez a mozgás a merev óceáni kéreg és felső köpeny erőteljes dinamo-termális metamorfózist eredményezett.

4. Feltolódás

A köpeny és az óceáni kéreg összeütközött, majd feltolódott a kontinentális kéregre. Az erős kataklázis, az alacsony fokú metamorfózis /max. epidot-amfibolit fácies/ és az általánosan elterjedt palásság a glaukofánpala fácies hiánya kizárja az alátolódás lehetőségét.

ÖSSZEFOGLALÁS

Az iraki Zagrosz ofiolitjai a K-i Mediterrán ofiolitos övhöz tartoznak, ami Ciprusnál /Troodos/ kezdődik, Törökországon, Szírián /Hatay, Baer-Bassit/, Irakon /Mawat, Penjwin/, Iránon /Neyriz/ keresztül Ománig /Semail/ terjed /6. ábra/. A fedő üledékes kőzetek több helyen megtalálhatók. Ezeknek a

kora felső-kréta /Troodos, Hatay, Semail/. Az iraki Zagroszban az ofiolitos sorozat felett közvetlenül nincs üledék, de a környezetében található tüz-
köves mélytengeri felső-kréta Qulqula-formáció az ofiolitok fedőjének te-
kinthető. Tehát az ofiolit nem lehet fiatalabb, mint felső-kréta, továbbá ana-
lógiaik alapján nem idősebb, mint jura. Ez a magmás sorozat a Tethys inten-
ziv óceáni kéregképződési szakaszában képződött.

Feltehető, hogy a Tethysben a kéregképződés sebessége a krétában némileg
csökkent, amikor az afrikai lemez elkezdett ÉK-i irányban mozogni. Az
Eocénban egy keskeny, de mély vájuszerű mélyedés jött létre, az arab és
iráni-pajzsok között. Ekkor keletkezett a Naopurdán flis és a Walash főleg
bázisos tengeralatti vulkanitjai. A két pajzs összeütközése a Vörös tenger-
ben képződő óceáni kéregnek az Arabpajzsra gyakorolt taszító hatásával jött
létre /6. ábra/. Az ütközés után az ofiolitos komplexumok feltolódtak az
Arab-pajzsra. Ez a feltolódás a miocén végén kezdődött az iraki Zagrosz-
ban és napjainkban is tart /gyakori földrengéses zónák/. A Tethys bezáró-
dása a Zagrosz ÉNy-i részén előbb következett be, mint DK-en, mivel a
kontaminált bulfati bázisos intruzió már a kontinentális kérgen keresztül nyo-
mult be.

IRODALOM - REFERENCES

1. AL-HASHIMI, W. S. - BUDA, G. 1979.:
Chromite from the ophiolitic complexes of Iraqi Zagros. /in press/ -
Sixth Colloquium on Geology of the Aegean Region.
2. AL-MEHAIDI, H. M. 1974:
Report on geological investigation of Mawat Chuwarta area, NE Iraq
/unpubl. report/ - Geol. Survey of Iraq, Baghdad /S. O. M. /
3. ANONYMOUS, 1972:
Penrose field conference on ophiolites - Geotimes, 17, 24-25.
4. ANONYMOUS, 1973:
Ophiolites in the earth's crust. - Symp. Acad. Sci. U. S. S. R., Geol.
Inst. Moscow; Abstracts pp. 124.
5. AUBOUIN, I. 1965:
Geosynclines. - Elsevier Publishing Co.
6. BOLTON, C. M. G. 1957a:
Explanation of the geological map Kurdistan Series /1:100,000/ sheets
K5 Choarta /unpubl. report/ - Geol. Sur. of Iraq, Baghdad /S. O. M. /
7. BOLTON, C. M. G. 1957b:
The geology of the Rania area /unpubl. report/ - Geol. Sur. of Iraq,
Baghdad /S. O. M. /
8. BRONGNIART, A. 1827:
Classification et caractères mineralogiques des roches homogènes et
hétérogènes. - Paris F. G. Levrault.
9. BUDA, G. - AL-HASHIMI, W. S. 1976:
Alpine-type chromite from Mawat, Northeast Iraq - Jour. Geol. Soc.
of Iraq, IX, 1976, 90-105.

10. BUDA, G. - AL-HASHIMI, W.S. 1977:
Petrology of Mawat ophiolitic complex, Northeast Iraq. - Jour. Geol. Soc. of Iraq, vol. X., 1977. 69-98.
11. BUDA, G. - SAHAGIAN, G. - SALEM, W. 1978:
Igneous and Metamorphic petrology of Qalah Dizah area /unpubl. report./- Geol. Sur. of Iraq, Baghdad /S. O. M. /
12. BUDAY, T. 1973:
The regional Geology of Iraq /unpubl. report/. -Geol. Sur. of Iraq, Baghdad.
13. COLEMANN, R.G. 1971:
Plate Tectonic Emplacement of Upper Mantle Peridotites along Continental Edges. - Jour. Geophys. Res. 76/5, 1212-1222.
14. COLEMANN, R. G. 1977:
Ophiolites-Springer Verlag Berlin. Heidelberg, New York.
15. GREEN, T.H. - GREEN, D.M. - RINGWOOD, A.E. 1967:
The origin of highalumina basalts and their relationships to quartz tholeiites and alkalibasalts. - Earth Planet. Sci. Letters. V/2., 41-52.
16. MESORIAN, H. et. 1973:
Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésogéens. - Bull. Soc. Géol. France 15, 478-493.
17. MACDONALD, G.A. - KATSURA, T. 1964:
Chemical composition of Hawaiian lavas- Jour. Petrol. v/5. 82-133.
18. RINGWOOD, A. E. 1975:
Composition and Petrology of the Earth's Mantle. - McGraw-Hill, p. 618.

19. SMIRNOV, V. A. - NELIDOV, V. P. 1962:
Report on 1:200,000 prospecting correlation of the Sulaimaniya-Choarta and Penjwin area carried out in 1961 /unpubl. rep. / - Geol. Sur. of Iraq, Baghdad /S. O. M. /
20. STEINMANN, G. 1927:
Die ophiolithischen Zonen in dem mediterranen Kettengebirge. - 14th Intern. Geol. Congr. Madrid 2, 638-667.
21. STÖCKLIN, I. 1974:
Possible ancient continental margins in Iran, In: The Geology of Continental Margins, Burk, C. A. etc. - New York - Heidelberg - Berlin: Springer, 873-887.
22. THAYER, T. P. - HIMMELBERG, G. R. 1968:
Rock succession in the Alpine-type mafic complex at canyon Mountain, Oregon. - Intern. Geol. Congr. 23rd, Prague, Rept. sec. 1. 175-186.

ÁBRAJEGYZÉK

1. ábra Az iraki Zagrosz-hegység áttolódási zónájának vázlatos földtani térképe.
1. Magashegységi öv. 2. Dombvidék 3. Folyóköz és sivatag.
a. Qulqula /radioláriás sorozat/, kréta b. Qandil /metamorf kőzetcsoport/, eocén c. Walsh /vulkáni kőzetcsoport/, eocén-oligocén d. Naopurdan /palás kőzetcsoport/, oligocén-eocén e. Vörös rétegek, miocén-eocén f. Felső Farsz, miocén g. alluvium h. magmás kőzetek
2. ábra Az iraki Zagrosz ofiolit-összleteinek mészkáli-jellegű differenciációja
3. ábra A Mawat-i vulkanitok alkáli-szilícium aránya.
Az osztó-vonal az alkáli és tholeiit bazaltokat választja szét, MACDONALD és KATSURA /1964/ szerint, Average = átlag
4. ábra CaO és Al_2O_3 arány-változás az ofiolitokban és az óceáni kéregben.
A mezők mindkét előfordulásban megjelenő kőzetek összetételét jelzik /R.G. COLEMAN, 1971/. A szaggatott vonalak a Mawat-i ofiolit piroxénből felszabaduló tholeiites olvadék differenciációját, illetve a reziduum képződésének irányait mutatja.
5. ábra Az iraki ofiolitos sorozat idealizált szelvénye.
6. ábra Az Arab-pajzs mozgásirányának vázlata.
A sötét foltok a feltolódott ofiolitos összleteket jelzik, a keresztek pedig az idős kristályos kőzeteket.

Explanation of Tables

- Table I. Chemical analyses and CIPW norms of ultrabasic rocks.
- Table II. Chemical analyses and CIPW norms of gabbros.
- Table III. Chemical analyses and CIPW norms of subvolcanic and volcanic rocks.
-
- Table IV. Comparison of chemical composition of pyrolite and Mawat harzburgite.

PETROLOGY OF OPHIOLITIC COMPLEXES
OF IRAQI-ZAGROS

György Buda

INTRODUCTION

The Iraqi Zagros forms a narrow belt in the northeastern part of Iraq /40-50 km wide and 250 km long/. It consists of four tectonic zones: 1. folded zone; containing very thick sediments of Palaeozoic to Tertiary periods. 2. intermediate zone; the site of accumulation of molasse sediments of marine and continental environments /Red Bed formation/. 3. Qulqula uplift with eugeosynclinal sediments /radiolarite, basic volcanite etc./. 4. thrust zone comprising three formations: Walsh, Naopurdan and Qandil. The Walsh formation is a volcano-sedimentary sequence containing unmetamorphosed submarine basalt, spilite /pillow lava/, diabase, andesite tuffs, claystone and limestone. The Naopurdán formation is a flysch sequence. These two formations intermingle laterally indicating a simultaneous origin. Qandil is the third one which was slightly metamorphosed /marble, calcsilicate-schist etc./. In the thrust-zone three igneous complexes occur from SE to NW: Penjwin, Mawat, Bulfat /fig 1./. Penjwin and Mawat are ophiolites, and Bulfat is a postorogenic intrusion associated with a well developed contact metamorphic aureole. The age of ophiolite is unestablished but most probably older than Eocene /the whole slightly metamorphosed igneous sequence is over-thrusted on the Eocene-Oligocene unmetamorphosed Walsh and Naopurdan formations/ and younger than Jurassic. The deep-sea sediment which probably covered the magmatic complexes is of Upper-Cretaceous age /Qulqula-formation/.

The ophiolitic sequences are not complete in both occurrences. In Penjwin the volcanic and sedimentary and in Mawat the sedimentary sequences are displaced tectonically.

PETROGRAPHY OF THE OPHIOLITIC COMPLEXES

The ophiolites consist of three main igneous rock units:

1. Ultrabasic rocks /dunite, harzburgite, wehrlite, pyroxenite and chromite enrichments./
2. Basic and acidic plutonic and basic hypabyssal rocks /gabbros, plagiogranite, aplite and metadiabase/.
3. Basic and acidic metavolcanites /metabasalt, spilite, keratophyre/
/fig. 5./.

1. The ultrabasic rocks are approximately 1500 m thick /terminated by a thrust-plane/. They consist of olivine / Fo_{90-93} /, ortho- and clinopyroxenes. According to modal composition dunite, harzburgite, wherlite and pyroxenite can be distinguished. Dunite prevails in Penjwin and harzburgite in Mawat.

Three types of chromite occurrences are known: accessory, schlieren and podiform or massive.

The podiform- and accessory-type chromite occurring in pyroxene-rich rock are aluminochromite and schlierentype and accessory chromite in dunite are Fe-Cr chromite. The diallage-content pyroxenite forms dykes or elongated bodies at the bottom of the gabbro which. It genetically connected with gabbro.

The whole ultrabasic body was deformed and serpentinized. Secondary minerals are: serpentine /chrysotil, lizardite/, tremolite, talc, Mg-chlorite.

2. The gabbro gradually developed from pyroxenite as a result of increasing amount of plagioclases. The main constituents are basic plagioclase /An₆₀₋₆₉/, ortho- and clinopyroxene.

The banded gabbro occurs above the pyroxene gabbro. In this type plagioclase rich layers alternate with amphibole /uralitised pyroxene/ rich one. The thickness of gabbro complex is about 1000 m.

Plagiogranite is very rare, it forms small bodies. Their potassium contents are very low. Aplite dykes transect the whole igneous complex. They contain more potassium and intruded much latter, most probably after the emplacement of ophiolite.

The geological position of diabase is not known yet. It could have developed from the gabbro with decreasing grain-size, could have formed dyke swarms or occurred at the lower part of basalt sequences. Two types can be distinguished: a/ normal diabase /plagioclase: An₅₅, hornblende/ of oceanic tholeiite composition /Fig. 3./. b/ quartzdiabase, it contains quartz beside plagioclase /An₄₀/ and hornblende.

3. Metabasalt, spilite and keratophyre are closing members of the sequences. The main constituents of metabasalts are plagioclase /An₃₀/, actinolite, chlorite and quartz. Saussuritization is very frequent. According to chemical composition they are similar to the oceanic tholeiites /Fig. 3./. Spilites most probably formed by metasomatism. The quartz keratophyre is an acidic differential product of basaltic magma.

The ophiolitic sequences were affected by hydrothermal and dynamic metamorphism. Lack of wide-spread schistosity excludes the possibility of regional metamorphism.

GENESIS OF OPHIOLITES

The ophiolitic complex represents the upper mantle and oceanic crust. It formed in the middle oceanic ridge. The deep seated rifts caused a partial melting in the mantle. The composition of melt was tholeiitic. From this melt through the normal calc-alkaline differentiation /Fig. 2./ pyroxenite, gabbro, diabase, basalt and subordanite acidic igneous rocks crystallized. The residuum is enriched in olivine /dunite/ and Fe-Cr chromite. The whole sequences moved towards the continental crust suffering solid-state deformation and hydrothermal-metamorphism. At last it collided and obducted on the continental crust.

The iraqi ophiolites represent a Mesozoic Thetian oceanic crust and mantle which was obducted on Arabian-plate as a result of collision with the Iranian-plate due to the opening of the Red Sea /Fig. 6./ . The ophiolitic sequences formed during the intensive spreading in the Thetys sea /Lower Cretaceous/ and started to shrink in late Lower-Cretaceous. The latest trench was formed before the collision with the Iranian-plate indicated by the Eocene-Oligocene volcano-flysch sequences. The collision started from Miocene when the ophiolites were overthrust on molasse sediments /Red-Bed formation/.

Manuscript received: 3rd. October 1979

Address of the author:

Buda György

Budapest









Muzeum krt. 4/a.

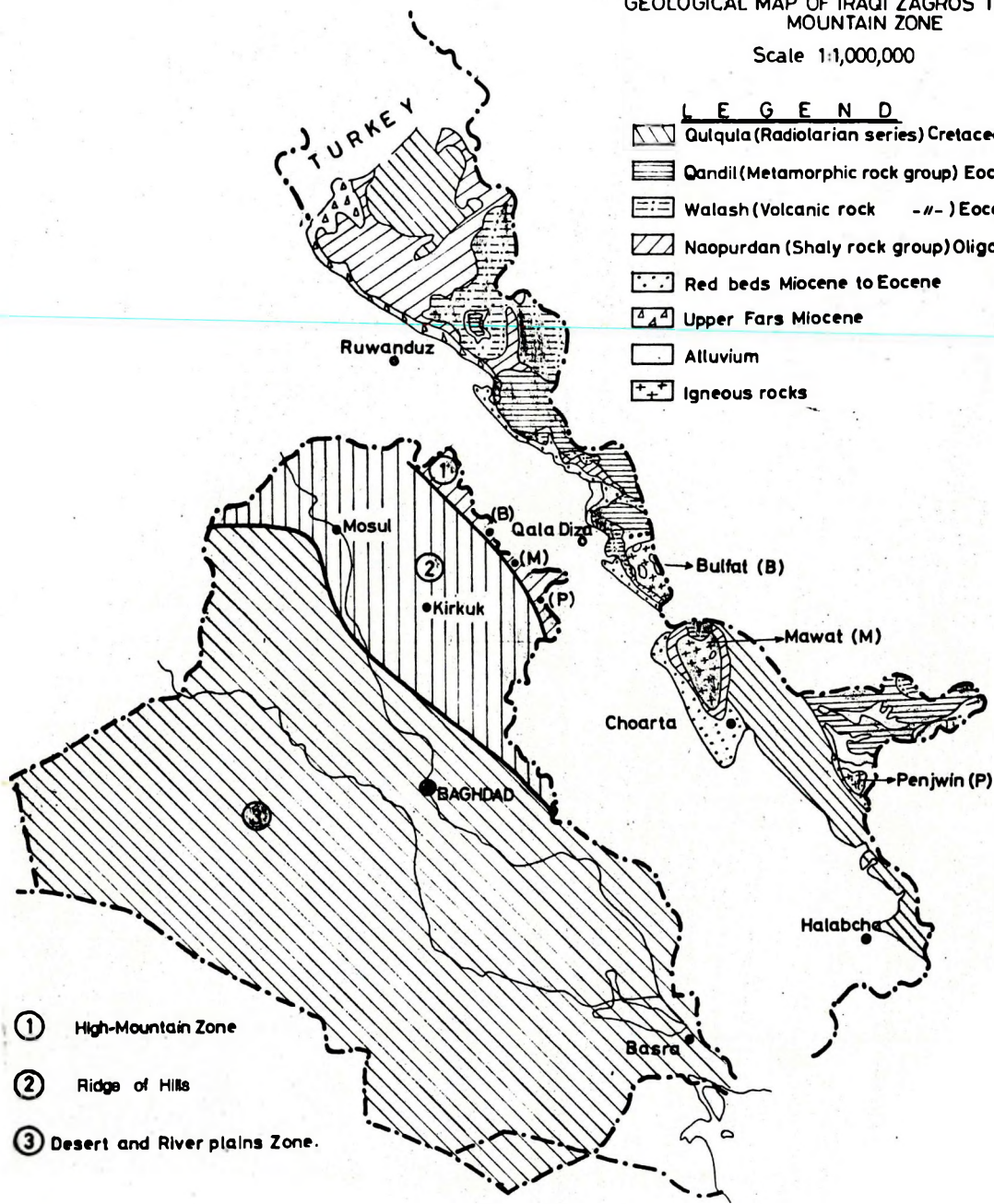
H-1088/Hungary.

GEOLOGICAL MAP OF IRAQI ZAGROS THRUST MOUNTAIN ZONE

Scale 1:1,000,000

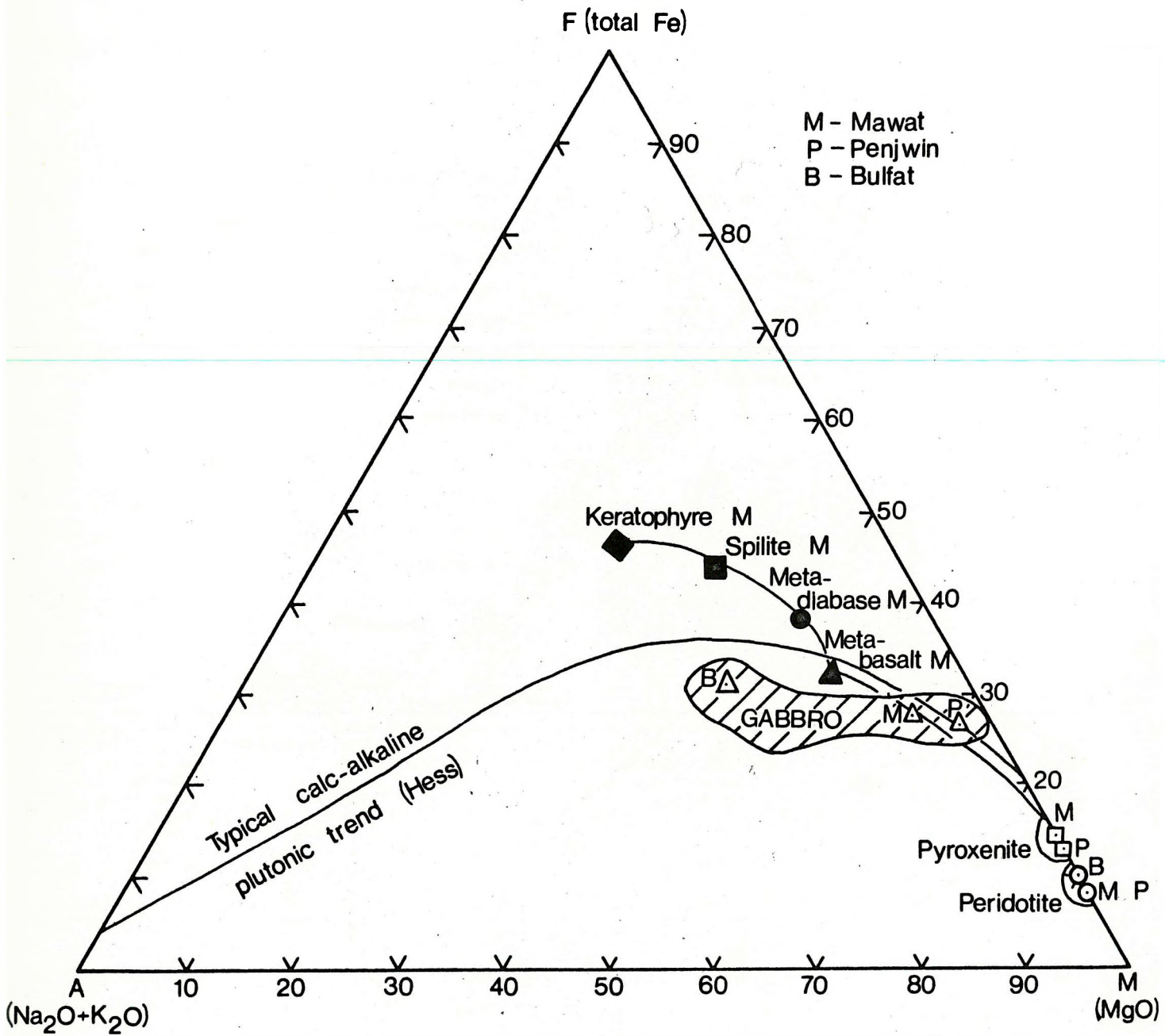
LEGEND

-  Qulqula (Radiolarian series) Cretaceous
-  Qandil (Metamorphic rock group) Eocene
-  Walsh (Volcanic rock -/-) Eocene-Paleocene
-  Naopurdan (Shaly rock group) Oligocene to Eocene
-  Red beds Miocene to Eocene
-  Upper Fars Miocene
-  Alluvium
-  Igneous rocks



- ① High-Mountain Zone
- ② Ridge of Hills
- ③ Desert and River plains Zone.

Fig. 1.sz. ábra



AFM DIAGRAM OF IRAQI ZAGROS
OPHIOLITIC COMPLEXES

Fig. 2. sz. ábra

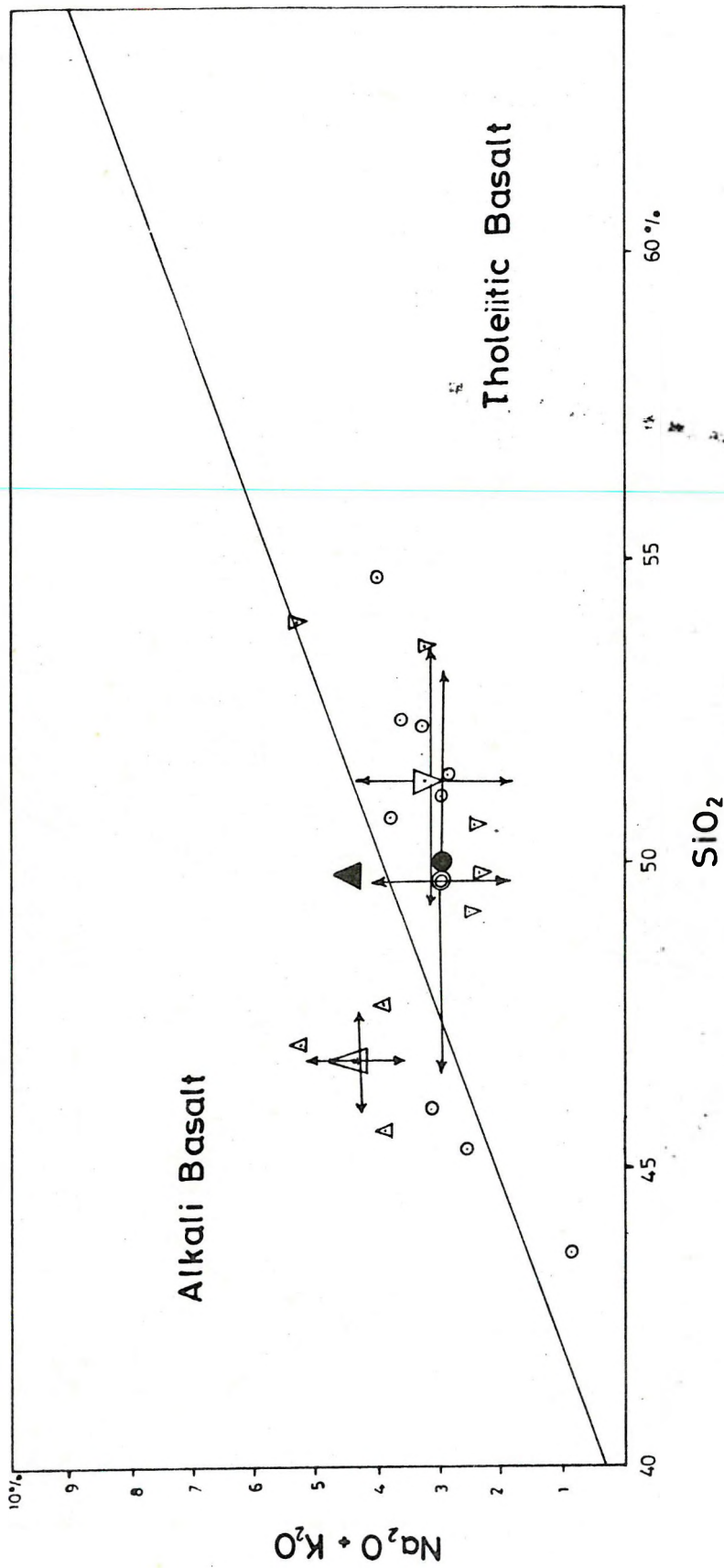
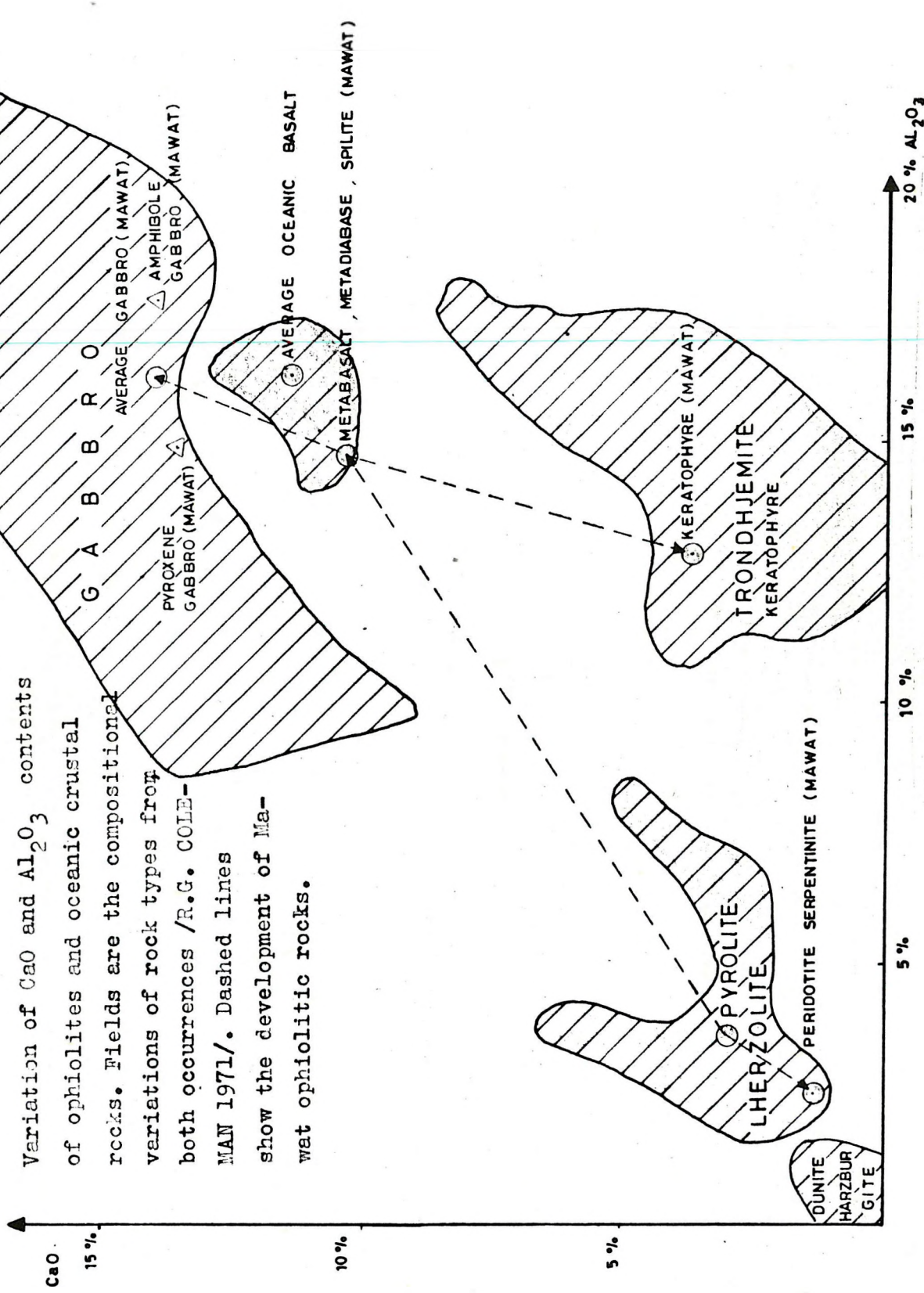


Fig. 3. sz. ábra

Alkali-silica diagram for Mawat analysed samples. The line is alkalic - tholeiitic

division line (MacDonald and Katsura 1964)

(\circ) = metabasalt, (Δ) = spilitite, (∇) = average spilitite, (\triangle) = average metabasalt, (∇) = meta diabase, (∇) = average metadiabase, (\blacktriangle) = average spilitite (Poldervaart, 1955) (\circ) = average oceanic tholeiite (Engel et al., 1965)



Variation of CaO and Al₂O₃ contents of ophiolites and oceanic crustal rocks. Fields are the compositional variations of rock types from both occurrences /R.G. COLEMAN 1971/. Dashed lines show the development of mafic ophiolitic rocks.

Fig. 4. sz. ábra

SCHEMATIC CROSS-SECTION OF IRAQI

OPHIOLITE COMPLEX

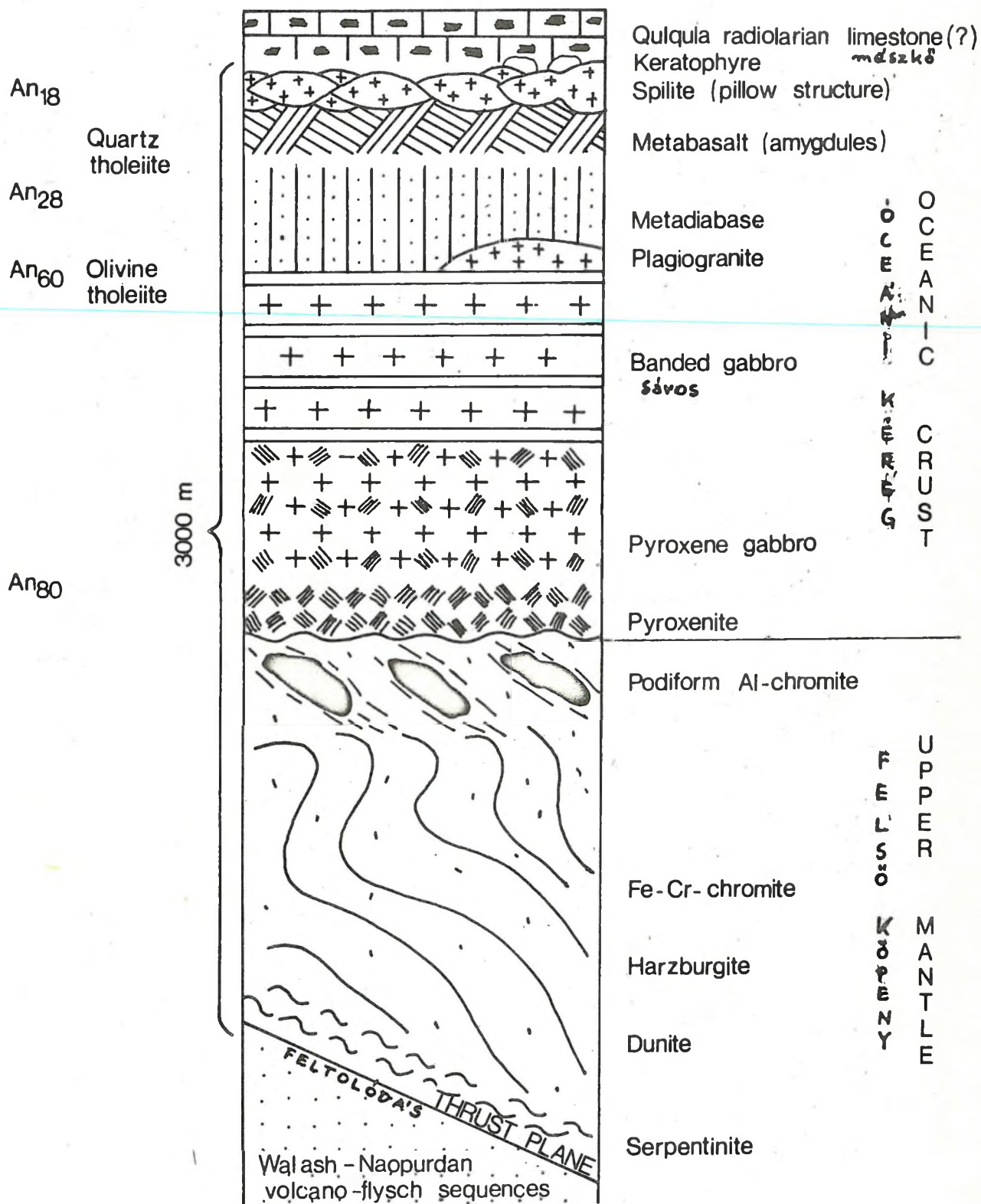
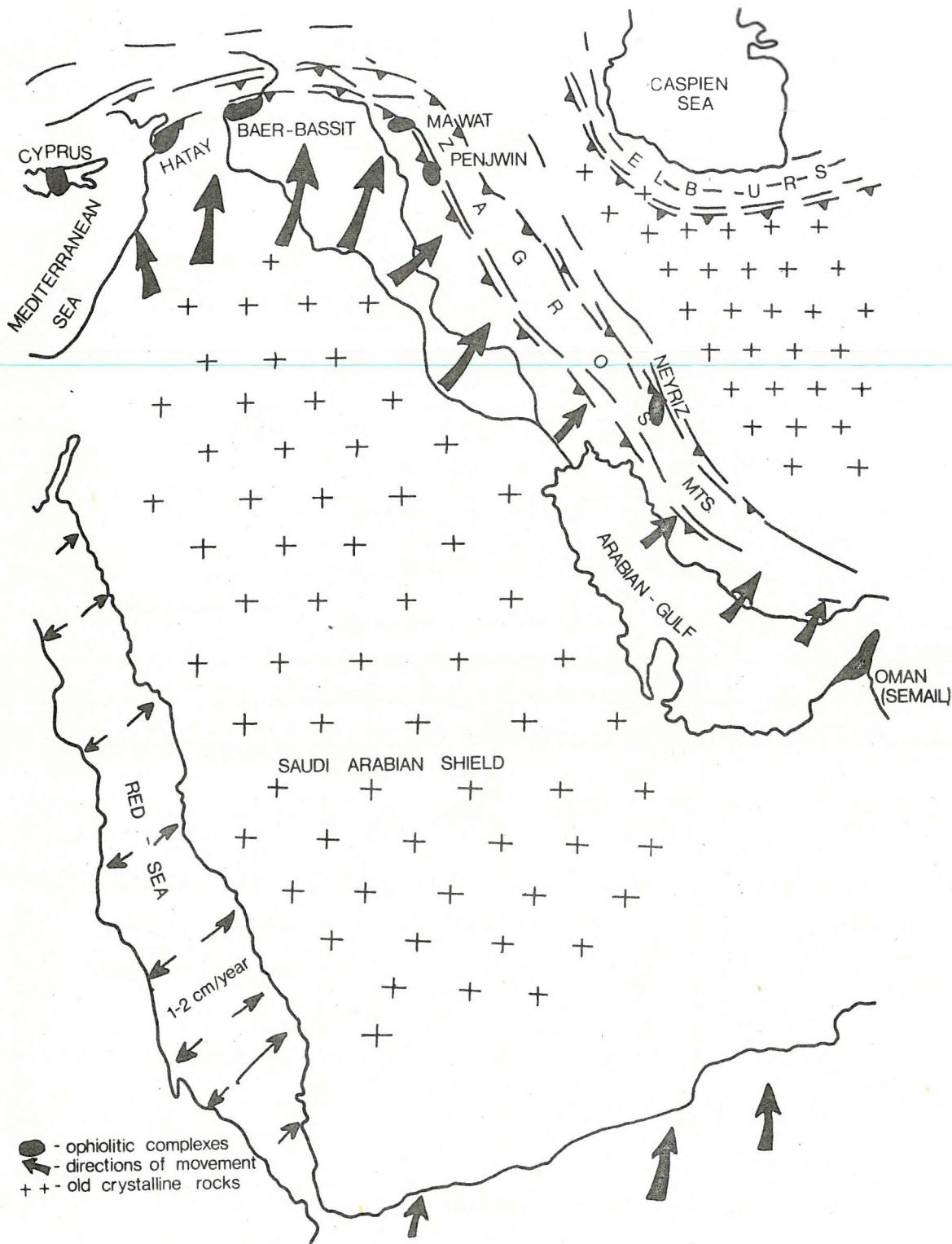


Fig. 5. sz. ábra



SKETCH OF PLATE MOVEMENT IN MIDDLE-EAST

Fig. 6. sz. ábra