

TANULMÁNYUTON A PENNINI-SZIRTÖVBEN ÉS A LENGYEL-TÁTRÁBAN

Kázmér Miklós - Kovács Sándor - Péró Csaba<sup>x</sup>

Most-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: correlation, crétacé, formation, geodynamique, Hongrie, jura, lithostratigraphie, neogene, paleogene, paleogeographie, Pennines, Pologne, stratigraphie, Tatra, tectonique, trias

ÖSSZEFOGLALÁS

A Szirtöv szirtjeinek dogger—neokom mészkövére üledék-folytonossággal települ a középső-felsőkréta flis. A krétavégi tectogenezis hatására ebben a rétegsorban takarók alakultak ki, amelyek a szávai gyűrődések során extrém módon elkeskenyedtek. A merev mészkőösszletek és képlékeny fedőjük közti kapcsolat sok helyütt megszakadt és az utóbbi erősebben deformálódott anyaga "mátrix" jellegűt öltött. A Szirtöv önálló takarós szerkezettel jellemezhető, a Külső- és a Központi-Kárpátok között elhelyezkedő, velük egyenrangú szerkezeti-kifejlődési egység.

A felszínről eltűnt Egzotikus-kordillera, amelyet az olisztosztrómák kavicsanyagából rekonstruáltak, valószínűleg Transzilvanida eredetű, de átmenetet mutat a mellétei sorozat felé is. Feltehetően önálló lemeztöredékként került a Szirtöv üledékképződési zónája és a Tátrida-blokk /Központi-Nyugati-Kárpátok/ közé.

<sup>x</sup>Előadták a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1984. február 1-i előadóján.

Kézirat beérkezett: 1984. február 20.

A magas-tátrai alsó- és középső-triász, ill. a Pienini-zóna középső-felsőjurája mecseki, a magas-tátrai felsőtriász, jura és neokom, ill. a Czorsztyn-zóna-beli felsőjura pedig villányi /és bihari/ hasonlóságokat mutat.

## I. A PIENINI-SZIRTÖV

A Kárpátok takarós szerkezetét a század elején ismerte fel LUGEON /1903/ és UHLIG /1907/. Ettől kezdve a Pienini-szirtövet a Nyugati-Kárpátok kulcs-zónájaként tartották számon a tektonikusok. Ez a zóna ugyanis elválasztja a Központi-Nyugati-Kárpátoknak a középső krétában meggyűrődött, óalpi aljzattakarórendszerét és a Külső-Kárpátok miocénben gyűrődött, ujalpi flis-takarórendszerét. A lankásabb, dimbes-dombos környezetből markánsan kiemelkedő mészkősziklákat képlékeny, agyagos-márgás mátrixba tektonikusan belegyürt "szirtek"-ként értelmezték. Lengyelországon kívül a geológusok általában ma is így ismerik ezt a keskeny övezetet.

A lemeztektonikai elmélet megjelenése kapcsán újólág az érdeklődés homlokterébe került a Szirtöv. Egyesek a "Pennini-óceán" összezárulásával keletkezett szubdukciós melange-ként, mások pedig - ugyanezzel a szubdukciós sebhellyel kapcsolatos - olisztrómaként értelmezték.

Cikkünkben a Szirtöv "locus typicus"-án, a lengyelországi Pienin-hegységben 1983 szeptemberében tett tanulmányutunkról számolunk be. Ezen a kiránduláson Krzysztof BIRKENMAJER krakkói professzor volt a vezetőnk, aki 30 éve foglalkozik a Szirtöv rétegtanának és tektonikájának megfejtésével. Az ő térképező munkája alapvetően új megvilágításba helyezte az öv szerkezetét és szerepét a Nyugati-Kárpátok tektonikájában.

### Földrajzi helyzet

A Pienini-szirtöv csak egyike az alp-kárpáti hegységrendszer szirtöveinek. Ilyenek a Botizai-szirtöv Máramarosban /melyet többen a Pienini-szirtöv folytatásának tekintenek/, a Gresteni-szirtöv a Keleti-Alpok É-i szegélyén, a Waschberg-zóna a Bécsimedence Ny-i peremén és a Külső-Kárpátoknak is van egy

szirtöve Morvaországban, amelynek a híres strambergi titon zátony az egyik szirtje. Ezeknek a szirtöveknek csak a morfológiájuk közös: lágy, péltites környezetből kemény mészkősziklák emelkednek ki; keletkezésük azonban eltérő. A következőkben leírtak csak a Pienini-szirtövre és annak is elsősorban lengyelországi tipusterületére érvényesek.

A Pienini-szirtöv a Külső-Kárpátok és a Központi Nyugati-Kárpátok, valamint a Zemplénidák között húzódik a Bécsi-medencétől Máramarosig /1. ábra/ Ny-i vége Bécsnél van /Lainzer Tiergarten/. Innen a Bécsi-medence miocén üledékeitől elfedve húzódik át a Fehér-Kárpátokba. A Vág és az Árva folyók mentén átnyulik Lengyelországba, ahol a Tátrától ÉK-re, a Pienin-hegységben vannak legjobb feltárásai. Tovább K-re a Csergőben folytatódik, majd a Vihorlát felsőmiocén andezitje fedi el. Kárpát-alján áthúzódva Máramarosban, a Tarac folyónál ér véget. Hossza kb. 600 km, legnagyobb szélessége 21 km; legkeskenyebb részén mindössze néhány száz méter széles. Északi és déli szegélyén vetők mentén érintkezik a szomszédos zónákkal.

#### Fácies-zónák

A Pienini-szirtöv üledékes kőzetei a Központi-Kárpátok magas-tátrai zónájától - a mai elrendeződés szerint - É-ra elterülő tengermedencében rakódtak le. Ezt az üledékgyűjtőt hátságok és árkok tagolták. Ezek természetesen nem voltak sem óceáni hátságok, sem mélytengeri árkok, hanem csak eltérő vízmélységben elhelyezkedő sávok, zónák. Feltehetően mindegyiknek kontinentális kérge volt.

A jellemző tengermélység alapján a kallóvi korszakban /az üledékgyűjtő legnagyobb kimélyülésének idején/ a következő zónák különültek el /BIRKENMAJER, 1977/ /2. ábra/:

északról D-re:

- Grajcarek /avagy Magura/-zóna

árok Mn-os radiolarittal

- Czorsztyn-zóna

hátság gumós mészkővel /un. Czorsztyn-mészkő/

- Czertezik-zóna  
átmeneti zóna hierlatz jellegű tüzköves crinoideás mészkővel
- Nedec-zóna  
átmeneti-zóna gumós mészkővel
- Branyiskó- és Pienin-zónák  
árok Mn-os radiolarittal. E két zóna a kallóviban nem különíthető el. Jól felismerhető különbségek jelentkeznek viszont az aaléniban, a kimmeridgeiben és a berriáziban /1. a rétegtani fejezetben/
- Hiligóci-zóna  
tüzköves krinoideás mészkő. Átmenet a hipotetikus un. Egzotikus-kordillera felé. Ez utóbbi szálban nem, csak középső-felsőkréta flisképződmények kavicsaiból ismert. A tőle D-re lévő
- Manin-zóna  
árka csak Szlovákiában fordul elő; ezzel a továbbiakban nem foglalkozunk. A Manin-övtől D-re feltehetően már a magas-tátrai zóna következett.

Látható tehát, hogy ösföldrajzi szempontból a kallóviban a Szirtöv két hátságból, az általuk közrefogott árokból és a köztük lévő átmeneti zónákból áll. A Grajcarek-zóna nem tartozik a szorosán vett Szirtövhöz, mert nem vett részt teljes egészében a campani gyűrődésekben.

Definíciószerűen a középsőjura fáciesek megoszlásán alapul a Szirtöv fácieszónákra való felosztása, ill. az egyes takarók faciológiai alapon történő elkülönítése. A felsőjura és a kréta képződmények már kevésbé változatosak: nem tesznek lehetővé ennyire részletes tagolást.

### Rétegtan és fejlődéstörténet

A Szirtöv takaróinak paleozoikuma és kristályos aljzata nem ismert: ezekre vonatkozóan csak a kréta és paleogén konglomerátumok anyagából lehetne következtetéseket levonni, de a kavicsok származtatása bizonytalan /eredhetnek pl. más kárpáti takarókból is, sőt a jelentős vízszintes elmozdulások lehetősé-



ge sem kizárt/, ezért ezzel a kérdéssel nem foglalkozunk.

## TRIÁSZ

A Szirtövben Lengyelország területén csak triász anyagu kavicsok ismertek. Szlovákiában azonban, a lengyel határ közvetlen közelében, Haligócon, /Haligovce/ a Haligóci-zónába tartozó kampili és anizuszi, a magas-tátrai sorozat triászára hasonlító dolomit és mészkő található /3. ábra/.

Szlovákiában, a Vág völgyének a Kysuca-sorozatba /kb. megfelel a Branyiszkó-Pienin-sorozatoknak/ tartozó szirtjeiben kárpáti keuper kifejlődésű, homokköves-agyagos-evaporitos nóri és a kösszeni rétegeknek megfelelő rhaeti képződmények fordulnak elő. A Czorsztyn-sorozat szlovákiai részén, Puhó /Puchov/ környékén ladini dolomit és karni zátonymészkő alkotja a Szirtöv triászát. /Ezeknek a zónáknak a lengyelországiakkal való pontos azonosítása még nem megoldott./

A kréta flisképződmények /1.ott/ konglomerátumaiban található triász kavicsokból a lepusztult zónák triászát többféleképpen is rekonstruálták /BIRKENMAJER, 1976, 9. táblázat; MIŠÍK et al., 1977, 1. táblázat/. MIŠÍK, MOCK és SÝKORA /1977/ rekonstrukciójának fő érdeme, hogy felismerte a hallstatti fáciésű mészkőkavicsokat. Ez azonban számos új problémát vetett fel, amelyekre szintén változatos megoldási javaslatok születtek /1. később/.

## JURA

### Liász

Gyakorlatilag a Haligóci-zónára korlátozódik. Crinoideás és gryphaeás mészkő és agyagpala váltakozik; jelentős a terrigén anyag tartalmuk. Diszkordánsan települnek a középső triászra és az egész liászt kitöltik.

A Branyiszkói- és Pienini-zónában plienschachi foltos mészkő található, bizonytalan tektonikai helyzetben.

## Dogger

A Haligóci-zóna kivételével a dogger képződmények fekvője nem ismert, mert mindenütt tektonikusan lenyíródott. Az aaléni üledékek viszont már a Haligóci-zóna kivételével mindenütt mélytengeriek, tehát bátran feltételezhetjük a tengeri liász hajdani meglétét valamennyi zónában.

A fácies-zónák közötti és az azokon belüli különbségek a középsőjurában a legkifejezettebbek. Ennek a zónán belüli fáciesváltozékonyságnak a feldolgozása egyedül a Czorsztyn-övre történt meg /BIRKENMAJER, 1963/.

A Haligóci-zóna középső-jurája kb. 70 m tüzköves krinoideás mészkőből áll. Ezzel szemben az összes többi zóna többé-kevésbé mélytengeri képződményeket tartalmaz.

Az aaléni flis, amely a Magura-zónában 200 m-t is meghaladó vastagságu, a Kárpátok legidősebb flisképződménye. Fekete pala homokkőbetelepülésekkel; foraminiferákkal és aptychusokkal a kora bizonyított. Fedőjében általánosan elterjedtek az opalinuszos rétegek /foltos márga és mészkő/, és az ezeket helyettesítő posidoniás rétegek /fekete márgapala/. A foltos márga fedőjében már a bajóci emeletbe tartozik a szferosziderites fekete pala /murchisonae-s rétegek/: valószínűleg oxigénszegény környezetben rakódott le.

A bajóciban a Nedeci-, Czertezik- és Czorsztyn-sorozatban hierlatz mészkő jellegű, fehér, szürke és vörös crinoideás mészkő jelenik meg, és tart egészen a kallóvi végéig. Közben a bathban a Nedeci-sorozatban, majd a kallóviban a Czorsztyn-sorozatban vörös gumós mészkő jelenik meg /"hátság kifejlődés"/.

A kallóvi emelet legjellegzetesebb képződménye az "árkokban" lerakódott fekete, mangános radiolarit /Pięnini-, Branyiszki- és Magura sorozat/. A Szirtöv üledékgyűjtője valószínűleg ekkor érte el legnagyobb tagoltságát.

## Malm

Az oxfordiban uralkodóvá válik a radiolarit /fekete, vörös és zöld/. Kivétel a Czorsztyn-sorozat, ahol a vörös gumós, gazdag ammoniteszfaunát tartalmazó un. Czorsztyn-mészkő üledékhez zaggal települ a fekvő vörös krinoideás mészkő limonitos-hemati-

tos keményfelszínére. A Czorsztyn-zónában végbement kallóvi-oxfordi aljzatmozgásokra utal a különböző időintervallumot átfogó üledékhézag és a mangános kötőanyagú intraformációs breccsák megjelenése is.

A kimmeridgeiben szinte minden zónában elterjedt a gumós mészkő, jeléül annak, hogy az aljzat a karbonát-kompenzációs szint fölé került /avagy a CCD szállt lejjebb/.

A titonban a Nedeci- és Czorsztyn-sorozat egyes részeinek kivételével fehér, calpionellás, tűzköves mészkő /biancone/ válik uralkodóvá és tart egészen a hauteriviig, sőt helyenként a barrémiig. Ezt a titon-neokom rétegsort, amely csak egyes rétegeiben tartalmaz ammonites-faunát, GASIOROWSKI /1962/ aptychusokkal szintezte.

#### KRÉTA

A fácieszónák egységesülése a krétában is folytatódott. Az apti emelettől kezdődően a karbonátos üledékképződést márgás-agyagos-aleurolitos üledékképződés váltotta fel, különböző színű globotruncanás márgákkal és részben flis típusú, finomtörmelékes-márgás üledékekkel. A zónák közti különbségek — a Grajcarek-zóna kivételével — a cenománra eltűntek.

Különös jelentősége van, hogy ebben a márgaösszletben már az albai emeletben jelentős konglomerátum betelepülések — olisztosztrómák — /bár nem Lengyelország, hanem Szlovákia területén/. Ezek keletkezése ugyanis megelőzi a Tátrikum tektogenezisének időpontját. Ezenkívül olyan kavicsanyagot /pl. hallstatti mészkövet/ tartalmaznak, amely a Tátrikumban nem, hanem legközelebb csak a Gömöridákban fordul elő.

A Szirtöv gyűrődés előtti rétegsorának /az un. szirtsorozatnak/ a zárótagja a santoni—alsócampani Sromowce flis, amely szintén tartalmaz egzotikus törmelékanyagot.

A Szirtövet /a Grajcarek = Magura-sorozat kivételével/ a későcampaniban érte először tektogenezis. Ekkor alakultak ki először takarók /4. ábra/. A meggyürt és kiemelkedett rétegsorból származó törmelékanyag az északi üledékgyűjtőben, a Maguravályuban halmozódott fel. Az itt keletkezett, maastrichti koru

Jarmuta rétegek tulnyomórészt szirtövi anyagu olisztosztrómákból állnak, helyenként már vadflis jelleggel.

#### PALEOGÉN

A dániai és a paleocén során bekövetkezett újabb /larámi/ tektogenezis hatására a Magura-árok üledéksorozata megemelkedett és a tenger alatt, gravitációsan visszacsuszott a Szirtöv erodált felszínére /4. ábra/. Így az eredetileg É-on leülepedett sorozat ma a Szirtöv számos helyén megtalálható. Eközben a Magura-árokknak a Szirtövhöz képest disztális részén megszakítatlanul folyt tovább az üledékképződés /lényegében a középsőjura óta folyamatosan/, és a koraeocénben kiterjedt a Szirtövre is. Ennek a paleogén flisösszletnek a legismertebb tagja a Magura-homokkő.

Ugyanebben az időben rakódott le a Haligóci-sorozatra és attól D-re is nagy területeken a középsőeocén szulyói konglomerátum és a felsőeocén-oligocén Podhale-flis.

#### NEOGÉN

Neogén képződmények a Szirtöv lengyelországi részén gyakorlatilag nem ismeretesek, egy kivétellel: alsómiocén andezittelemek törnek át a Magura-sorozat középsőeocén és felsőkréta rétegeit. Ezek azonban magába a s.str. Szirtövbe nem hatolnak be.

A Szirtöv /most már a Magura-sorozattal együtt/ mégegyszer /vagy esetleg többször is/ meggyűrődött a miocén során /szávi fázis/. Ezeknek a mozgásoknak a természetéről azonban egyelőre csak részadatok állnak rendelkezésünkre. Tudjuk pl., hogy a Szirtöv É-i szegélyét kijelölő vetődéstől 70 m-re D-re mélyült furás 850 m-es mélységben harántolta ezt a vetőt /5., 6. ábra/, azaz a vető  $85^{\circ}$ -ban dől D-i irányba. Szeizmikus mérésekkel hasonlóan meredek dőlésű D-i határzónát mutattak ki. Az is kiderült belőlük, hogy a Szirtöv, mint extrém tektonizált zóna, kb. 15-20 km-es mélységig majdnem függőlegesen folytatódik lefelé.

Ugyancsak az északi szegélyzónában vízszintes vetőkarcok alapján szinisztrális /baloldali/ elmozdulás észlelhető. Ezt a



fővetőt számos, tulnyomórészt vízszintes elmozdulást okozó hátráttvető szabdalja fel /7. ábra/.

#### AZ EGZOTIKUS-KORDILLERA PROBLÉMÁJA

A Pienin- és a Branyiszkó /Kysuca/-zóna albai-kampani fli-sében, a Ny-szlovákiai részen pedig a Haligóci-zóna, a Klape- és Manin-egységek hasonló képződményeiben, valamint MISIK et al. /1981/ szerint a Tátrikumban és a Krizsna-takaróban is olyan polymikt konglomerátum-szintek /olisztosztrómák/ találhatóak, amelyek kavicsanyaga itt a felszínen ismeretlen képződményekből származik: triász hallstatti fáciesű mészkő, malm sekélyvizi mészkő, csak a gömöri területen felszínen lévő glaukofanit és bázisos vulkanitok, valamint kréta gránit. Hallstatti fáciesű mészkő és malm sekélyvizi mészkő csak a Szilicikumban és a Keleti-Kárpátok Erdélyi-takaróiban /Transzilvanidák/ ismert. Észak felé az a kavicsanyag a Czorsztyn-zónában teljesen ismeretlen, de általánosan elterjedt a maastrichti Jarmuta Formáció olisztosztrómáiban, a paleogénben viszont már ugyancsak ismeretlen. A kavicsanyag forrásterületéről feltételezett Egzotikus-kordillera rétegsorának rekonstruálására BIRKENMAJER /1960, 1976/, MIŠÍK-MOCK-SÝKORA /1977/ és MIŠÍK-SÝKORA /1981/ is kísérletet tettek. Származtatására pedig ugyancsak többféle magyarázat született /v.ö. ugyancsak MISIK-SYKORA, 1981. p. 102-104./

BYSTRICKÝ /1978/ szerint a kavicsok egy messze északra előretolódott, azóta teljesen lepusztult gömöri takaróból erednek. Ez lenne a legegyszerűbb magyarázat - amelyet kezdetben sokan osztottak is - azonban a Tátrikum rétegsora az alsó-turonig felnyulik /lásd később/, tehát itt a takarós áttolódások csak azután jöhettek létre /mediterrán fázis/; azonban a szóbanforgó kavicsok már az albai konglomerátumban jelen vannak.

LEŠKÓ - VARGA /1980/ a Veporikumot és a Gömörikumot az alpi Penninikum közvetlen folytatásának tekintik és azokban a Pienini-szirtöv zónájával való eredeti szomszédságáról beszélnek. Ez is kézenfekvő magyarázat lenne, azonban a Tátrikumnak és a szubtátrai takaróknak a Gömörikumtól délre való gyökerez-

tetése a szlovák geológusok nagy többségének heves ellenkezését váltotta ki.

MIŠÍK-MOCK-SÝKORA /1977/ viszonylag autochton tektonikai megoldást választva a kavicsanyagot "helyből" származtatják és az egzotikus kordillera helyén egy, már a triászban fennállott pelágikus tengerágot tételeznek fel. Ez azonban a Tátrikum kárpáti keuper fácieszónájától északra nem tűnik elképzelhetőnek /v.ö. KOVÁCS S., 1982/, szükséges pelágikus kapcsolatai pedig megmagyarázhatatlanok lennének /lásd KOVÁCS S.: Függelék, in KÁZMÉR-KOVÁCS-PÉRO, 1983/.

MIŠÍK, JABLONSKY, MOCK és SÝKORA /1981/ alapos érveléssel kimutatták, hogy nem csak a Szirtöv, hanem a Tátrikum és a Krizsna-takaró albai konglomerátumának kavicsanyaga is csak az Egzotikus-kordillerából származtatható. MIŠÍK és SÝKORA /1981/ pedig arra mutattak rá, hogy a szirtövi kavicsanyag rendkívül polimikt volta, ill. az egyes előfordulások anyaga közti különbség csak a kordillera bonyolult, legalább gyürt-pikkelyes belső szerkezetével magyarázható. Az albai /vagy prealbai/ tektogenezisű Egzotikus-kordillera köztes helyzete a későturon-szenoneleji tektogenezisű Tátrikum /amelyben az üledékképződés a koraturonig tartott, és a későszenon tektogenezisű Szirtöv között ellentétben van az orogén polaritás elvével. Ez a tény, valamint az említett triász ösföldrajzi problémák arra engednek következtetni, hogy az Egzotikus-kordillera idegen testként /Transzilvanida elemként/ került a Tátrikum és a Szirtöv közé. A Szirtövnek újabban BIRKENMAJER /1983/, TOMEK /1983/, BALLA /1983/ és MARSCHALCO /1979/ által hangsúlyozott vagy feltételezett transzkurrens zóna jellegéből kézenfekvően adódik az albai "helyfoglalás" /emplacement/ horizontális mozgásokkal való magyarázata, amely azonban még részleteiben kidolgozásra vár.

## II. A LENGYEL-TÁTRA

A Magas-Tátra északi oldalán az autochtont képező Tátrikum kristályos és mezozoós képződményei felett megtalálhatók a Krizsna- és a Chocs-takarók messze É-ra tolódott részletei is, melyeket először LUGEON /1903/ ismert fel. Az "autochton" is

csak részben autochton, a mezozoós buroksorozat egy része lenyíródott és ferde- vagy fekvőredőkbe gyűrődött /pl. a Czierwons Wierch-redő/, sőt a prealpi kristályos aljzat kisebb részletei is rátolódtak a mezozoikum különböző tagjaira.

A turon végi - szenon eleji mediterrán fázisban kialakult takarószerkezetre az É-ről szomszédos Podhale-medencét kitöltő poszttektonikus üledékfedő középső-eocén alapkonglomerátummal települ, majd a felső-eocén nummuliteszes mészkő után az oligocén Podhale-flis következik.

Itt csak a magyarországi /Mecsek-villányi/ kapcsolatok szempontjából fontos autochton mezozoikummal /Magas-tátrai-sorozat a lengyel irodalomban/ foglalkozunk részletesebben, amelyet a Koscieliska-völgy szelvényében /8. ábra/ volt alkalmunk megtekinteni.

## 2.1. Magas- átrai triász

Alsó-triász. Kvarchomokkő /"Buntsandstein"/, amely diszkordánsan települ a prealpi kristályos aljzatra. Fő alkotóeleme: rózsaszínű kvarc /70-200 m/.

Középső-triász. A korábban "werfeni rétegek"-nek nevezett képződményekről az utóbbi évek palynológiai vizsgálatai során kiderült, hogy már az anizuszi emeletbe tartoznak. Az idesorolt rétegek a következők:

- vörös és zöld pala - homokkő váltakozása /"werfeni rétegek" sensu stricto, kb. 50 m/;
- "sejtes dolomit" /rauvakke/: szürke dolomit, zöld agyagpala és halványszürke márga váltakozása; furásokban evaporitokat is feltártak;
- myophoriás rétegek: sárgásra málló lemezes dolomit, ill. fekete, lemezes-vékonyrétegzett, bitumenes mészkő, fekete, vörös és zöld palabetelepülésekkel /a két utóbbi együttes vastagsága max. 120 m/.

Az anizuszi emelet zömét és a ladini emeletet részint szürke, vermikuláris /féregjáratos/ mészkő — laminált mészkő és lemezes dolomit betelepülésekkel — részint pedig világos, karbonátplatform /azon belül háttérlaguna/-fáciesű mészalgás mészkő

/steinalmi—wettersteini mészkő/, ill. cukorszövetű dolomit /Ramsau dolomit/ töltik ki. A vermikuláris mészkő fácies különösen jellemző az egész középső-triászra. Zöld, feltehetően tufitos eredetű agyagpala-betelepülések is előfordulnak. /Max. vastagság kb. 500-600 m./

Felső-triász. A felső-triász kifejlődése a Magas-Tátrában nem egyöntetű. Az üledékfolytonos szelvényekben is több típus különül el, más szelvényekben viszont a teljes felső-triász - sőt a liász is - hiányozhat és a középső-triászra közvetlenül a dogger különböző szintjei települnek.

Az általunk is látott Czerwone Zlebki szelvényben a Tomanowa-völgyfőben a kárpáti keupert vörös és zöld agyagpala és aleurolit, lilásvörös, csillámos homokkő, rózsaszínes-fehér kvrachomokkő és kvarckonglomerátum képviselik. A Rzed-y-i szelvényben sárga, lemezes dolomit, sárga, fekete és vörös, dolomitos pala alkotja, krinoideás mészkő és néha brachiopodás mészkő betelepülésekkel. A Dolina Smytniában a vörös keuperra dolomit települ, 120 m vastagságban.

A karni-nóri koru kárpáti keuperra a rhaeti "kösszeni rétegek" két fáciesben települnek. A tomanowai rétegeket fekete, színes pala alkotja, növénymaradványokkal, ezenkívül vasoolitos barna pala és fatörzslenyomatokat tartalmazó fehér kvarchomokkő is előfordul /60 m/. A másik fáciest organogén mészkő képviseli, Rhaetina gregariá-val, korallokkal és onkoidokkal.

## 2.2. Magas-tátrai jura

A liász és a dogger — a felső-triászhoz hasonlóan — ugyancsak egyenlőtlenül és hézagosan fejlődött ki a hegységben. Folyamatos üledékképződés csak a Chocholowska-völgytől Ny-ra volt, a K-i hegység részben a bath sok helyütt közvetlenül a triászra települ. A liászban törmelékes üledékképződés volt /gresteni fácies/, amelyet karbonátos szintek szakítanak meg. Ezt a legnyugatabbi hegység rész kivételével kiemelkedés követte és a bajóciban új transzgresszió indult meg. A bath inundációt jelzi, hogy az ezt az emeletet alkotó vörösesbarna hematitos



mészke néha csak 10 cm vastag, ugyanakkor gyakoriak a sztromatolitos bekérgezések. A kallóviban új karbonátos ciklus kezdődött, amely már egységes kifejlődésben jelentkezik a hegységben és az apti végéig tartott. Ezen belül a berriáziig különböző világos, pados, mikrites mészkevek képződtek.

A legteljesebb jura szelvény a Koscieliska-völgyben látható.

Fekü: nóri dolomit;

szinemuri: durvaszemcsés homokkő /kagylókkal, brachiopodákkal és belemnitesekkel/;

lotharingiai: dolomitos mészke /brachiopodákkal/;

doméri-pliensbachi: sötét mészke /brachiopodákkal/

toarci-aaléni: homokkő, konglomerátum, krinoideás mészke;

bajóci: fehér és rózsaszínű, krinoideás mészke /brachiopodákkal/;

bath: vörösesbarna, hematitos mészke, gazdag ammoniteszfaunával;

kallóvi: zöldes és rózsaszínes mészke, gumós mészke;

oxfordi: rózsaszínes mészke;

kimmeridgei: szürke, agyagos mészke /saccocomás-globochaetés mikrofácies/

titon: szürke agyagos és pseudo-oolitos mészke /saccocomás-globochaetés, helyenként calpionellás mikrofácies/.

### 2.3. Magas-tátrai kréta

Berriázi: ugyanaz, mint a titon;

valangini: tintinnidás mészke pszeudo-oolitokkal és onkoidokkal;

hauterivi: sötétszürke "Spathkalk" és pszeudo-ooidos mészke

barrémi-apti: urgon fáciesű, biogén-törmelékes mészke;

albai: glaukonitos mészke, vastag márgaösszlet /a lengyel oldalon felső-albai ammoniteszekkel, de a szlovák oldalon a márga Globotruncanákkal bizonyítottan a cenománba és az alsó-turonba is felnyulik/.

### III. MAGYARORSZÁGI KAPCSOLATOK

Bár nem állt módunkban részletes összehasonlító vizsgálatokat végezni, saját terepi megfigyeléseink során szerzett benyomásaink és BIRKENMAJER professzor szóbeli közlései alapján /aki a mi látogatásunk előtt egy héttel tért vissza a szocialista akadémiák tektonikai problémabizottságának Magyarországon rendezett kéthetes terepi tanulmányutjáról/, ismételten felhívjuk a figyelmet a Tátrikum és a Szirtöv egyes zónái, ill. a Mecsek és a Villányi-hegység mezozoikumai közötti szembeötlő hasonlóságokra. A Magas-tátrai gyűrt sorozat jurája [=a Magas-Tátra K-i része/ és a villányi jura közötti feltűnő egyezésre, már RADWANSKI és SZULCZEWSKI /1966/ felhívták a figyelmét. GÉCZY B. professzor uttörő munkái /1972, 1973/ nyomán előtérbe került a mecsek—villányi mezozoikum északi /európai/ eredetének kérdése, csakugy, mint a bihari autochtoné, amelyet a román geológusok /SANDULESCU, 1972; BLEAHU, 1976; PATRULIUS, 1976/ a Tátrikummal párhuzamosítottak. Ennek ellenére szükségesnek tartjuk, hogy röviden erre a kérdésre is kitérjünk, hiszen ezügyben mindaddig sem nemzetközi együttműködés nem jött létre, sem pedig részletes összehasonlító vizsgálatok nem történtek. Ugyanakkor az említett egységek északi eredetét KOZUR /1979, 1984/ és több szlovák geológus /pl. MAHEL, 1980/ nem fogadja el.

A Magas-tátrai-sorozat alsótriász kvarchomokköve és a fedőjében levő alsóanizuszi "werfeni" megfelel a mecseki jakabhegyi homokkőnek és az alsóanizuszi "werfeninek" /patacsi—magyarürögi—hetvehelyi—viganvári rétegek/. Ezek a germán Buntsandsteinnek és Rötnek megfelelő kifejlődéseket képviselnek. A magas-tátrai középső triászra oly jellemző szürke, vermikuláris mészkő a Mecsekben is gyakori. A felsőtriásztól kezdve azonban a Villányi-hegység mezozoikumai mutat — nem ritkán tökéletes — hasonlóságot a magas-tátrai sorozattal. A villányi tarka, teresztrikus felső-triászban az említett tektonikai rendezvényen /1983 szeptember elején/ a kárpáti geológusok — BIRKENMAJER, BLEAHU, MAHEL, REICHWALDER — szóbeli közlésük szerint/ a kárpáti keupert ismerték fel. Az üledékhézagos alsó- és középsőjura is mindkét egységre jellemző. /A magas-tátrai

sorozatban is megfigyelhető, hogy kis távolságon milyen jelentős változások lehetnek./ A villányi sztromatolitos pad kapcsán pedig már RADWANSKI és SZULCZEWSKI /1966/ utaltak a felső-dogger és a malm feltűnő egyezésére. A barrémi—apti biogén törmelékes mészkő és az albai márga esetében is valószínűleg kimutathatók lesznek a hasonlóságok.

A Szirtövben a Czorsztyn-zóna mezozoikumában is felismerhetők villányi hasonlóságok, bár a fentebb részletezett magas-tátrai—villányi analógiák markánsabbak. A Pienini- és a Branyszkó-zónák radiolaritos-kovás felső-doggere és pelágikus malmja viszont határozottan hasonlít a Mecsek hasonló koru képződményeire.

Az említett markáns hasonlóságok ellenére KOZUR /1979, 1984/ hevesen elutasította a mecsek—villány—bihari zónának a Tátrikummal való párhuzamosíthatóságát. /Megemlítendő azonban, hogy nem idézi a fentebb említett, a hasonlóságokat tárgyaló magyar, román és lengyel munkákat./ Az elutasításra a hasonlóságok mellett kétségkívül fennálló különbségek /de ilyenek vannak a magas-tátrai sorozaton és a Bihari-autochtonon belül is/ egyes, — véleményünk szerint még korántsem kellő részletességgel végzett, hanem csak szórványvizsgálatokból származó — mikrofaunisztikai adatok és a Mecsek É-i előterében a szalatnaki furásokban feltárt, nem metamorfnak mondott szilur adott alapot. Az utóbbi alapján ugyanis — annak ellenére, hogy a radiometrikus adatok szinte csak karbon korokat adnak — KOZUR véleménye szerint a Mecseket már nem érinthette volna a variszkuszi tektonogenezis, sőt a szalatnaki szilur már a prekambrium // konsolidálódott "Pannon köztes masszívum" poszttektonikus köpenysorozatához tartozna. Ezért tehát nem lehetne szó a zöldpala-fáciesű variszkuszi metamorfítokat tartalmazó Tátrikummal való párhuzamosításról. Ezzel kapcsolatban azonban a következő megjegyzéseket kell tennünk:

1. A szalatnaki szilur alapján nem állítható, hogy az egész Tisia-blokk /="Pannon köztes tömeg"/ mentes lett volna a variszkuszi metamorfózistól, hiszen az Erdélyi-középhegységben a magasabb tektonikai helyzetű takarókban sporomorfákkal bizonyítottan a felszínen vannak zöldpala-fáciesű metamorfózist

szenvedett devon-alsókarbon sorozatok /Arieseni- és Paiuseni-sorozatok; v.ö. IANOVICI et al., 1976./.

2. Két tektonociklus szerkezeti-faciális zónái nem kell, hogy szükségszerűen egybeessenek. Vagyis az alpi izopikus zónák nem feltétlenül azonos prealpi aljzaton alakultak ki.

3. A Mecsek összességében egy más externálisabb /"északibb" vagy "európaibb"/ kifejlődést képvisel, mint a Villányi-hegység, amelyet a Biharral /Királyerdő/ szoktak párhuzamosítani. Tehát itt elsősorban egyes magas-tátrai—villány—bihari párhuzamosításról van szó /v.ö. BLEAHU, 1976 és PATRULIUS, 1976/. A még externálisabb helyzet pedig azt jelenti, hogy a Mecsek eredetileg a Tátrikumon kívül helyezkedhetett el; a hasonló prealpi aljzatkomplexumok valahol a Flis-Kárpátok aljzatában keresendők, a Szkita-platform szomszédságában, amelyet már valóban nem érintett a variszkuszi tektogenezis.

4. GÉCZY professzor /1982, 1984/ hatalmas alsó- és középső-jura ammonites-anyag ismeretében a Mecseket és a Villányt egyaránt az Északnyugat-Európát is tartalmazó, szubboreális "Neumayria" provinciába helyezi, ahol is az európai kraton déli peremén helyezkedhetett el. A jellegzetes szubboreális szintjelző taxonok /Epideroceras, Uptonia cf. jamesoni/ előfordulása minden kétséget kizáróan elkülöníti a mecsek-villányi faciesterületet a mediterrán régiótól.

A mezozoós /elsősorban triász/ párhuzamosíthatósága ellen KOZUR azt veti fel ellenérvként, hogy a még leginkább összehasonlítható Krizsna- és Valani-takarók rétegsorában is jelentős különbségek vannak. Ezzel kapcsolatban azt kell megemlítenünk, hogy az Északi-Mészköalpok nyugati /vorarlbergi/ és keleti /bécsi/ végének keresztmetszéveiben legalább ekkora — ha nem nagyobb/ — különbségek vannak, mégsem vonja kétségbe senki a faciészónák eredeti és mai folyamatosságát. Ugyancsak, ha egy jelenlegi selfen egymástól több száz km-re két keresztmetszést nézünk, nem várhatunk el teljes azonosságot, hanem csak a proximális és disztális faciészónák azonos sorrendjét.



HIVATKOZÁSOK ÉS A FONTOSABB IRODALOM ANNOTÁLT BIBLIOGRÁFIÁJA  
REFERENCES

ANDRUSOV, D. 1974.

The Pieniny Klippen Belt /Czechoslovak Carpathians/. —  
In: MAHEL, M. /ed./: Tectonics of the Carpathian—Bal-  
kan Regions, pp. 145-158, Geol.Inst. D. Stura, Bratis-  
lava.

A klasszikus tektonikai értelmezés legnagyobb alakjának  
felfogását tükrözi. Nem ad átfogó képet a Szirtövről.  
A Manin-sorozat rétegtana.

BAC-MOSZASZWILI, M. et al. 1979.

Geological Map of the Polish Tatra Mountains, 1:30 000.  
— Wyd. Geologiczne, Warszawa.

BALLA Z. 1983.

A kárpáti szirtöv problematikája. — Előadás a MFT Ált.  
Földtani Szakosztályának 1983. február 22-i ülésén,  
Budapesten.

BIRKENMAJER, K. 1960.

Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland /A review  
of latest researches/. — Jb. Geol. B.A. 103/1, 1-36,  
Wien.

Lényegében máig korszerű összefoglalás. Az Egzotikus-  
zóna kavicsokból rekonstruált, hipotetikus paleo-mezo-  
zoós rétegsora.

BIRKENMAJER, K. 1963.

Stratigraphy and palaeogeography of the Czorsztyn Series  
/Pieniny Klippen Belt, Carpathians/ in Poland. —  
Studia Geol. Polon. 9, 11-240 /lengyelül/, 241-345  
/angolul/, Warszawa.

A Czorsztyn-zóna részletesen dokumentált feldolgozása,  
számos részletszelvénnel.

BIRKENMAJER, K. 1963.

Esquisse de la stratigraphie du Mésozoïque et du Paléo-

gène dans la Zone des Klippes Piénines en Pologne. —  
Inst.Geol.Biul. 182, 207-223, Warszawa.

Francia nyelvű triász—oligocén rétegtani táblázat.

BIRKENMAJER, K. 1963.

Ocserk sztratigrafii mezozojszkih i paleogenovih  
otlozszenij Peninszkoj uteszovoj grjadü v Polscse. —  
Inst.Geol.Biul. 181, 209-224, Warszawa.

Orosz nyelvű triász—oligocén rétegtani táblázat.

BIRKENMAJER, K. 1965:

Outlines of the geology of the Pieniny Klippen Belt of  
Poland. — Rocznik Pol. Tow. Geol. 35/3, 327-356 /len-  
gyelül/, 401-407 /angolul/, Kraków.

A lengyel szövegben valamennyi zóna teljes rétegsorának  
ismertetése a szintjelző ősmaradványokkal. Az angol  
szövegben csak a Grajcarek-Magura sorozat rétegtana.  
Lengyel és angol triász—oligocén rétegtani táblázattal  
valamennyi fáciesegységre.

BIRKENMAJER, K. 1970.

Pre-Eocene fold structures in the Pieniny Klippen Belt  
/Carpathians of Poland/. — Studia Geol. Polon 31, 1-77,  
/lengyelül, angol rezümével/, Warszawa.

A Szirtöv fejlődéstörténete tektonikai fázisok szerinti  
bontásban /szubhercini, larámi, szávai és stájer/. Tömör  
rétegtani összefoglaló.

BIRKENMAJER, K. 1976.

The Pieniny Klippen Belt. — In: SOKOLOWSKI, St. /ed./:  
Geology of Poland, vol. I /stratigraphy/, part 2 /Me-  
sozoic/. Wyd. Geologiczne, Warszawa.

Modern rétegtani leírás, faunalistákkal és részletes  
rétegtani táblázatokkal.

BIRKENMAJER, K. 1977.

Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the  
Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. — Studia  
Geol. Polon. 45, 1-159, Warszawa.

Valamennyi jura és kréta formáció hivatalos, lexikon-szerű leírása, alapszelvényekkel. Bőséges bibliográfia. A fácieszónák palinspasztikus szelvénye.

BIRKENMAJER, K. 1979.

Przewodnik geologiczny po pieninskim pasie skalkowym. — Wyd. Geologiczne, Warszawa, 236 p., 117 ábra, 15 térképmelléklet.

BIRKENMAJER, K. DUDZIAK, J. 1981.

Age of the Magura Flysch /Paleogene/ along the northern boundary of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland, based on nannoplankton. — *Studia Geol. Polon.* 70, 7-36 /lengyelül, angol rezümével/.

BIRKENMAJER, K. - DUDZIAK, J. - JEDNOROWSKA, A. 1979.

Subsurface geological structure of the northern boundary fault zone of the Pieniny Klippen Belt at Szczawnica, Carpathians. — *Studia Geol. Polon.* 61, 7-36. Warszawa. Az északi szegélyzóna 85<sup>o</sup>-os déli dőlését kimutató mélyfurás rétegsora.

BLEAHU, M. 1976.

Structural position of the Apuseni Mountains in the Alpine system. — *Rév. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Géol.* 20/1, 7-19, Bucuresti.

BYSTRICKY, J. 1978.

First finding of Lower Cretaceous sediments in the Stratenská hornatina Mts. /Central West Carpathians/. — *Mineralia Slovaca* 10/1, 17-22, Bratislava /szlovákul, angol rezümével/.

FÜLÖP J. 1966.

A Villányi-hegység krétaidőszaki képződményei. — *Geol. Hung. Ser. Geol.* 15, 131 p.

FÜLÖP J. 1971.

Les formations jurassiques de la Hongrie. — *Ann.Inst. Geol.Publ.Hung.* 54/2, 31-46.

- GASIOROWSKI, S.M. 1962.  
Aptychi from the Dogger, Malm and Neocomian in the Western Carpathians and their stratigraphical value. — *Studia Geol. Polon.* 10, 134 p., Warszawa.
- GÉCZY B. 1972.  
A jura faunaprovinciák kialakulása és a Mediterrán lemeztektonika. — *Geonómia és Bányászat* 5/3-4, 297-311.
- GÉCZY B. 1973.  
Lemeztektonika és paleogeográfia a Kelet-Mediterrán mezozoós térségben. — *Geonómia és Bányászat* 6/1-4, 219-225.
- GÉCZY B. 1982.  
A villányi jura ammoniteszek. /Les Ammonites jurassiques de Villány/. — *Földtani Közlöny* 112/4, 363-371.
- GÉCZY B. 1984.  
Provincialism of Jurassic ammonites: Examples from Hungarian faunas. — *Acta Geol. Hung.* 27/3-4 /in press/.
- IANOVICI, V. - BORCOS, M. - BLEAHU, M. - PATRULIUS, D. - LUPU, M. - DIMITRESCU, R. - SAVU, H. 1976.  
*Geologia Muntilor Apuseni*. Editura Academiei, Bucuresti, 631 p.
- KÁZMÉR M. - KOVÁCS S. - PÉRO CS. 1983.  
A Keleti-Kárpátok szerkezete. — *Ált. Földtani Szemle* 18, 3-75.
- KOTANSKI, Z. 1963.  
O triasie Skalki Haligowieckiej i pozycji paleogeograficznej serii haligowieckiej. — *Acta Geol. Polon.* 13/2.
- KOTANSKI, Z. 1971.  
Przewodnik geologiczny po Tatrach. — *Wyd. Geologicznego*, Warszawa, 280 p.  
A Lengyel-Tátra legjobb összefoglalója számos részlet-szelvénnel és térképvázlattal.



KOTANSKI, Z. 1976.

Triassic of the Carpathians. — In: SIKOLOWSKI, St. /ed./: Geology of Poland, I/2, 105-124.

A Magas-tátrai- és a szubtátrai sorozatok rétegtana, faunalistákkal és rétegtani táblázatokkal.

KOVÁCS S. 1982.

Problems of the "Pannonian Median Massif" and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late Paleozoic—Early Mesozoic isopic zones. — Geologische Rundschau 71/2, 617-639.

KOZUR, H. 1979.

Einige Probleme der geologischen Entwicklung im sudlichen Teil der Inneren Westkarpaten. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 9/4, 155-170.

KOZUR H. 1984.

Radiolarians from the Bükk-Darnó area. — Acta Geol. Hung. 27/3-4 /in press/.

LEFELD, J. 1976.

The Inner Carpathians /the Tatras/. — In: SOKOLOWSKI, St. /ed./: Geology of Poland I/2, 443-451 /Jurassic/, 702-706 /Cretaceous/. — Wyd. Geologicznego, Warszawa. Modern leírás rétegtani táblázatokkal és faunalistákkal a Lengyel-Tátráról.

LEŠKO, B. - VARGA, I. 1980.

Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. — Mineralia Slovaca 12/2, 97-130.

LUGEON, M. 1903.

Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. — Bull. Soc. Vaud., Sci. Nat. 39/4, 5-51, Lausanne.

MAHEL M. 1980.

A kárpáti egységek és a Magyar-masszívum viszonya. — Földtani Kutatás 23/3, 5-10.

- MAHEL, M. 1981.  
Island character of the Klippen Belt; Vahicum continuation of Southern Penninicum in West Carpathians. — Geologicky zbornik 32/3, 293-305, Bratislava.
- MARSCHALCO, R. 1979.  
Considerations about Pienide flysch basins and their substratum in the Cretaceous and Paleogene /West Carpathians/. — In: MAHEL, M. - REICHWALDER, P. /eds./: Czechoslovak Geology and Global Tectonics, pp. 103-114, VEDA, Bratislava.
- MIŠÍK, M. 1979.  
Pieniny Klippen Belt and the global tectonic model. — In: MAHEL, M. - REICHWALDER, P. /eds./: Czechoslovak Geology and Global Tectonics, pp. 89-102, VEDA, Bratislava.
- MIŠÍK, M. - JABLONSKÝ, J. MOCK, R. - SÝKORA, M. 1981.  
Konglomerate mit exotischen Material in dem Alb der Westkarpaten — paläogeographische und tektonische Interpretation. — Acta Geol. Geogr. Univ. Comeniana, Geol. 37, 5-56, Bratislava.
- MÍŠÍK, M. - MOCK, R. - SÝKORA, M. 1977.  
Der Trias der Klippenzone der Karpaten. — Geol. zbornik 28/1, 27-69, Bratislava.  
A Szirtöv kréta konglomerátumainak kavicsaiból rekonstruálták az Egzotikus-kordillera rétegsorát. A hallstatti mészkőkavicsok alapján mélytengeri tengerágot tétéleznek fel a Szirtövben.
- MIŠÍK, M. - SÝKORA, M. 1981.  
Der pieninische exotische Rücken, rekonstruiert aus Geröllen karbonatischer Gesteine kretazischer Konglomerate der Klippenzone und der Manin Einheit. — Západné Karpaty, geol. 7, 7-112, Bratislava.
- NAGY E. 1968.  
A Mecsek-hegység triász időszaki képződményei. — MÁFI Évk. 61/1, 198 p.

PATRULIUS, D. 1976.

Les formations mésozoïques des Monts Apuseni septentrionaux: corrélation chronostratigraphique et faciale. — Rév. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Géol. 20/1, 49-57, Bucuresti.

Przewodnik LI. zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Zakopanem /1979/. — Wyd Geologicznego, Warszawa, 250 p.

Összefoglalás és kirándulásvezető a Lengyel-Tátráról /csak lengyelül/.

RADWANSKI, A. - SZULCZEWSKI, M. 1966.

Jurassic stromatolites of the Villány Mountains /Southern Hungary/. — Annales Univ. Sci. Budapest, sect. Geol. 9 /1965/, 87-107.

SANDULESCU, M. 1972.

Consideratii asupra posibilitatilor de corelarea a structurii Carpatilor orientali si occidentali. — D.S. Inst. Geol. Geofiz. 58/5, 125-150, Bucuresti.

SCHEIBNER, E. 1968.

The Klippen Belt of the Carpathians. In: MAHEL, M. - BUDAY, T. /eds./: Regional Geology of Czechoslovakia, pp. 304-371, Schweizerbart, Stuttgart.

Részletes, egységes szemlélettel készült rétegtani leírás a Szirtöv szlovák, lengyel, román és szovjet szakaszáról. A tektonikai értékelésben ANDRUSOV-ot követi.

TOMEK, Č. 1983.

Problems of the Carpathian overthrusting. — Előadás a "Tectonic significance of Hungarian Mountains in the Alpine Edifice" szimpozionon, 1983. november 24-én, Veszprémben.

UHLIG, V. 1907.

Über die Tektonik der Karpaten. — Sitzungsberichte Akad. Wiss. Wien. 116.

VÖRÖS A. 1972.

A Villányi-hegység alsó- és középsőjura képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. /Lower and Middle Jurassic formations of the Villány Mountains/. — Földtani Köz-  
löny 102/1, 12-28.

VÖRÖS A. 1980.

Liász és dogger brachiopoda provinciák a Nyugati-Tet-  
hysben /Lower and Middle Jurassic Brachiopod provinces  
on the Western Tethys/. — Földtani Köz-  
löny 110/3-4,  
395-416.

YOUSSEF, M.M.M. 1978.

Large-scale geological survey of the Mt. Wzar ande-  
sites, Pieniny Mts., Poland. — Studia Geol. Polon.  
66, 30 p., Warszawa.

Az andezittelérek geológiai térképeivel és részletes  
irodalomjegyzékkel.



# GEOLOGY OF THE PIENINY KLIPPEN BELT AND THE TATRA MTS. IN POLAND

by

M. Kázmér—S. Kovács—Cs. Péro

## ABSTRACT

This study is a report on an excursion made by the authors in the Pieniny Klippen Belt and in the Tatra Mts, of Poland. Sincere thanks are due to our guide, Professor Krzysztof BIRKENMAJER, who gave us an excellent introduction to the geology of these areas in the field during the days and took part in lengthy discussions in the medieval castle of Niedzica during the nights.

The Middle Jurassic—Neocomian klippe of the Klippen Belt are covered by Middle to Upper Cretaceous flysch in an uninterrupted sequence. Nappes have been formed due to the terminal Cretaceous folding and now they constitute an extremely narrow belt due to the Savian tectogenesis. The soft pelitic cover was detached from the hard limestone "basement" at most places and was strongly folded, forming a "matrix" around the displaced limestone blocks. The term "klippe" has no geological but geomorphological meaning here.

The Klippen Belt has a nappe structure of its own and is positioned between the Outer and Central West Carpathians as a separate tectonic unit of equal rank.

The Exotic Cordillera reconstructed from olistoliths of flysch formations is of Transylvanide origin /with some relations to the Meliata series/. Most probably it has been emplaced between the Klippen Belt sedimentation area and the Tatrside block as a separate fragment.

The Lower to Middle Triassic of the High Tatra series and the Dogger—Malm of the Pieniny Zone of the Klippen Belt show relations to the Mecsek Mts. in Hungary. The Upper Triassic, Jurassic and Neocomian of the High Tatra series and the Upper

Jurassic of the Czorsztyn Zone shows clear similarities to the Villány Mts. in Hungary and the Bihar unit in Monts Apuseni, Romania.

Manuscript received: 20. February 1984.

Address of the authors:

Kázmér Miklós

Eötvös Loránd Tudományegyetem Őslénytani Tanszék  
Budapest, VIII. Kun Béla tér 2.  
H - 1083

Kovács Sándor

Magyar Állami Földtani Intézet  
Budapest, XIV. Népstadion u. 14.  
H - 1143

Péror Csaba

Eötvös Loránd Tudományegyetem Földtani Tanszék  
Budapest, VIII. Múzeum krt. 4/a.  
H - 1088



1. ábra: A Pienini-szirtöv helyzete a Kárpátok Fig. 1.: Position of the Pieniny Klippen  
fő szerkezeti zónái között Belt in the Carpathians  
/BIRKENMAJER, 1977/  
/BIRKENMAJER, 1977/

1 = a kárpáti előtér  
2 = előmélyedés neogén üledékekkel  
3-5 Külső-Kárpátok  
6 = Pienini-szirtöv  
7 = Központi-Nyugati-Kárpátok  
8 = Belső-Nyugati-Kárpátok  
9 = szenon molássz  
10 = Podhale-flis /paleogén/  
11 = epikontinentális paleogén  
12 = neogén molássz  
13 = neogén—kvarter vulkanitok  
14 = a belső zónák prekainozoós képződ-  
ményei /BIRKENMAJER itt összeol-  
vasztja a Dunántúli-középhegység,  
a Bükk, az Erdélyi-középhegység és  
a Keleti-Kárpátok különböző fáciesű  
és tektonikai helyzetű képződmé-  
nyeit/

1 = Carpathian foreland  
2 = foredeep  
3-5 Outer Carpathians  
6 = Pieniny Klippen Belt  
7 = Central West Carpathians  
8 = Inner West Carpathians  
9 = Senonian molasse  
10 = Podhale flysch /Paleogene/  
11 = epicontinental Paleogene  
12 = Neogene molasse  
13 = Neogene-Quaternary volcanites  
14 = pre-Cenozoic of the inner zones  
/BIRKENMAJER here merges  
together the separate tectonic  
and facies units of the Trans-  
danubian Midmountains, the  
Bükk, the Muntii Apuseni and  
the East Carpathians/



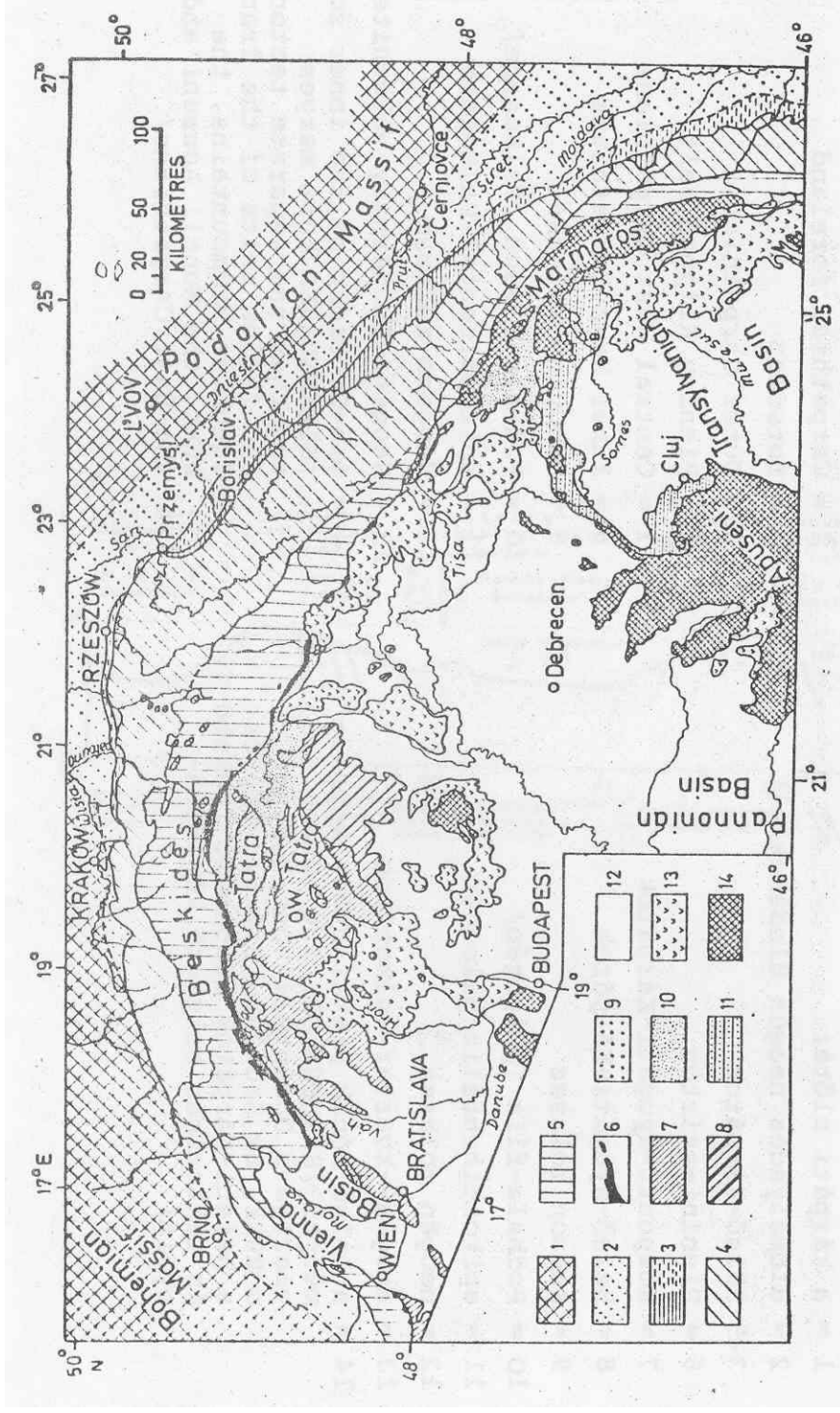


Fig. 1. ábra

2. ábra: A Pienini-szirtöv lengyelországi szakaszának  
palinspasztikus szelvénye a kallóviban  
/BIRKENMAJER, 1977/

Fig. 2.: Palinspactic reconstruction of the Pieniny Klippen  
Belt basin, central sector /Poland and Slovakia/,  
during the Callovian, and position of particular  
stratigraphic-facial successions  
/BIRKENMAJER, 1977/

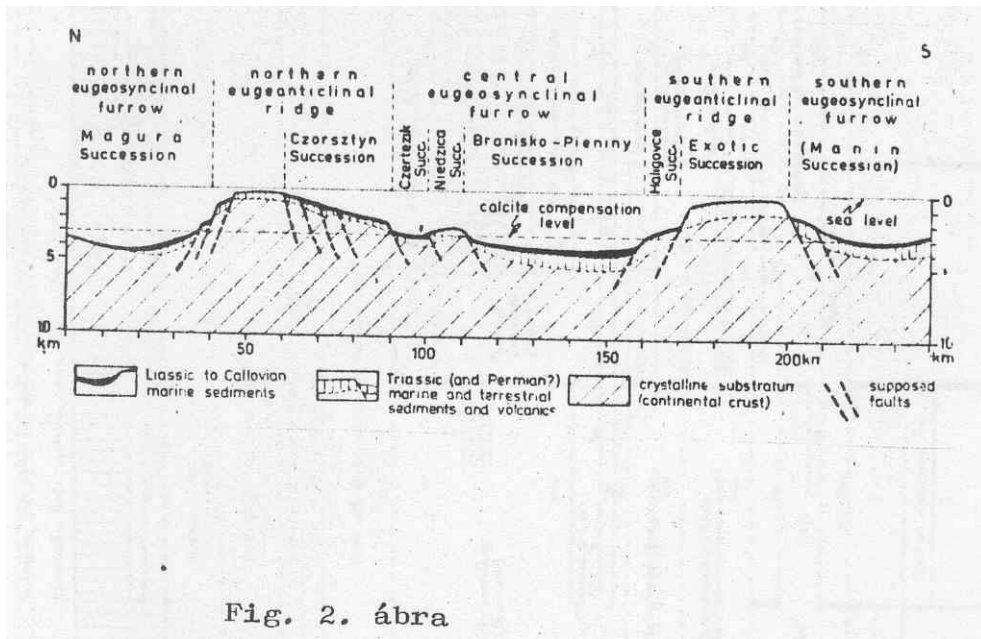


Fig. 2. ábra

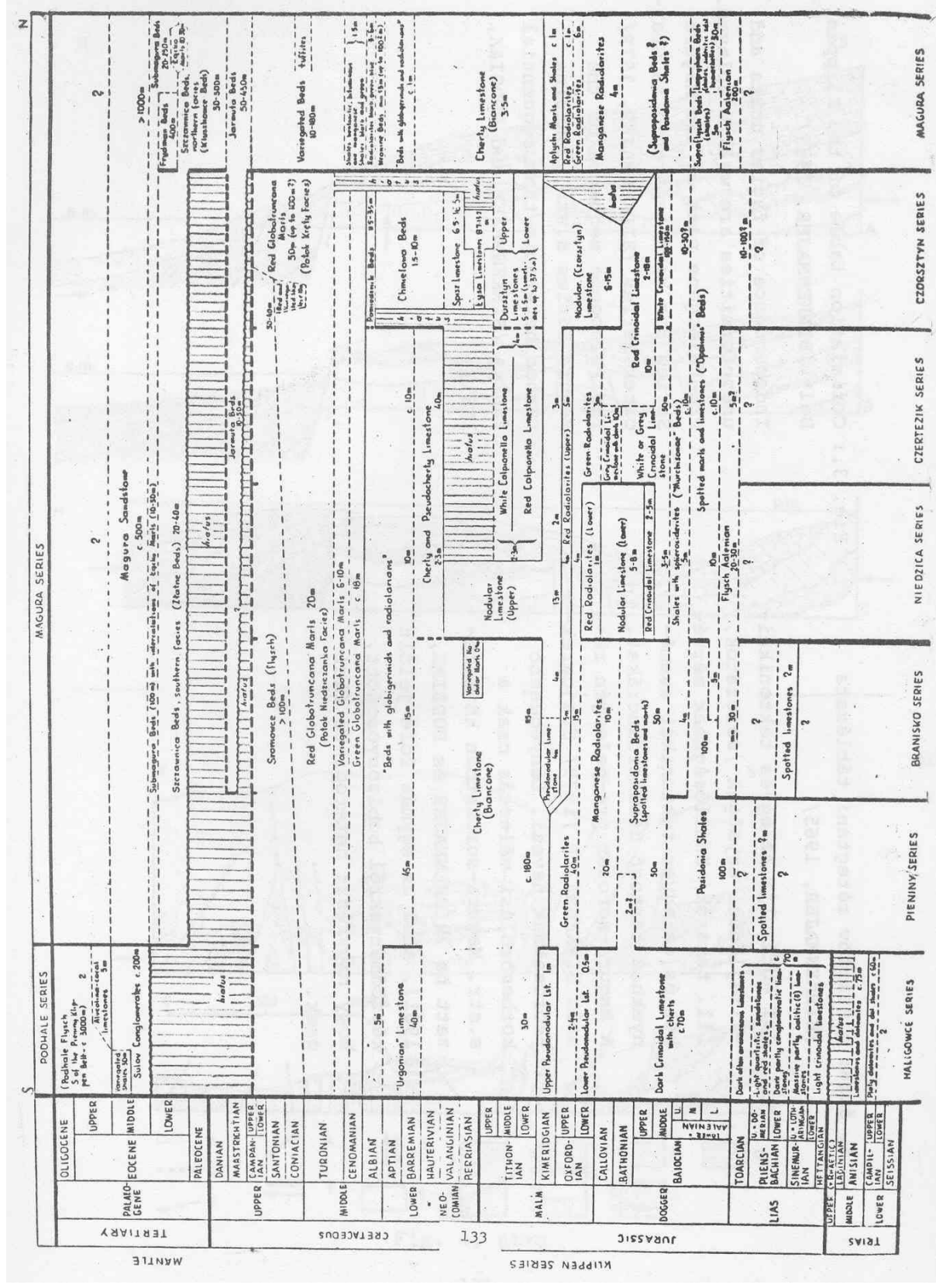
3. ábra: A Szirtöv rétegtani táblázata  
/BIRKENMAJER, 1965/

Jól ábrázolja az egyes tektonikai-  
-kifejlődési egységek /sorozatok,  
ill. takarók/ önállóságának mérté-  
két és az egyes tektonikai esemé-  
nyekhez tartozó diszkordanciákat.  
A Magura-sorozat pre-paleogén ré-  
szét BIRKENMAJER /1979/ Grajcarek-  
-sorozatnak nevezi. Lényegesebb  
korbesorolási változás csak a  
s.str. Magura-sorozatban következ-  
zett be /BIRKENMAJER és DUDZIAK,  
1981/, ahol az egymás fölé jelölt  
képződményekről bebizonyosodott,  
hogy nagyrészt heteropikus fáci-  
esek.

Fig. 3.: Correlation table of the Klippen  
Belt /BIRKENMAJER, 1965/

Independence of facies units and  
unconformities are well displayed.  
Pre-Paleogene part of the Magura  
Series has been separated as Graj-  
carek Series /BIRKENMAJER, 1979/.  
The Paleogene sequence of the  
Magura Series s.str. contains  
rather heteropic than sequential  
facies /BIRKENMAJER and DUDZIAK,  
1981/.





MAGURA SERIES | CZORSZTYN SERIES | CZERWIECZIK SERIES | NIEDZICA SERIES | BRANISKO SERIES | PIENNIK SERIES | HALIŁOWCE SERIES

**PODHAŁE SERIES**  
 (Radholite Flysch 5 of the Piennik Flysch - c. 3000m) 2  
 Alveolar-coal limestones  
 Sullov Conglomerates c. 200m  
 Flysch Aalenian 20-250m  
 Sarcosmia Beds (northern facies) (Krasnohorod beds) 30-500m  
 Jarosław Beds 50-450m

**Magura Sandstone**  
 c. 500m  
 Sarcosmia Beds (southern facies) (Zabne Beds) 20-40m  
 Jarosław Beds  
 Sarcosmia Beds (northern facies) (Krasnohorod beds) 30-500m  
 Jarosław Beds 50-450m  
 Variegated Beds 10-180m

**Sarmatian Beds (Flysch)**  
 > 100m  
 Red Globotruncana Maris c. 50m (up to 100m?)  
 (Polak Nieszczanko facies)  
 Variegated Globotruncana Maris 5-10m  
 Green Globotruncana Maris c. 18m  
 "Beds with globigerinid and radiolarian"

**Cherly Limestone (Biancone)**  
 15-18m  
 Spar Limestone 6-14.5m  
 Upper  
 Lower  
 Duraslyn Limestones 4m  
 Upper  
 Lower  
 White Campanella Limestone  
 Red Campanella Limestone  
 Red Calpurnia Limestone  
 Nodular Limestone (Upper) 2-3m  
 Nodular Limestone (Lower) 5-8m  
 Red Crinoidal Limestone 7-5m  
 Green Radiolarites (Upper) 3m  
 Red Radiolarites (Lower) 1m  
 Gray Crinoidal Limestone with dark U.S. 3-5m  
 White or Gray Crinoidal Limestone 3-5m  
 Spotted marls and limestones ("Opalium" Beds) 10m  
 Flysch Aalenian 20-30m  
 Spotted limestones 2m

**Cherly Limestone (Biancone)**  
 15-18m  
 Spar Limestone 6-14.5m  
 Upper  
 Lower  
 Duraslyn Limestones 4m  
 Upper  
 Lower  
 White Campanella Limestone  
 Red Campanella Limestone  
 Red Calpurnia Limestone  
 Nodular Limestone (Upper) 2-3m  
 Nodular Limestone (Lower) 5-8m  
 Red Crinoidal Limestone 7-5m  
 Green Radiolarites (Upper) 3m  
 Red Radiolarites (Lower) 1m  
 Gray Crinoidal Limestone with dark U.S. 3-5m  
 White or Gray Crinoidal Limestone 3-5m  
 Spotted marls and limestones ("Opalium" Beds) 10m  
 Flysch Aalenian 20-30m  
 Spotted limestones 2m

**Cherly Limestone (Biancone)**  
 15-18m  
 Spar Limestone 6-14.5m  
 Upper  
 Lower  
 Duraslyn Limestones 4m  
 Upper  
 Lower  
 White Campanella Limestone  
 Red Campanella Limestone  
 Red Calpurnia Limestone  
 Nodular Limestone (Upper) 2-3m  
 Nodular Limestone (Lower) 5-8m  
 Red Crinoidal Limestone 7-5m  
 Green Radiolarites (Upper) 3m  
 Red Radiolarites (Lower) 1m  
 Gray Crinoidal Limestone with dark U.S. 3-5m  
 White or Gray Crinoidal Limestone 3-5m  
 Spotted marls and limestones ("Opalium" Beds) 10m  
 Flysch Aalenian 20-30m  
 Spotted limestones 2m

**Cherly Limestone (Biancone)**  
 15-18m  
 Spar Limestone 6-14.5m  
 Upper  
 Lower  
 Duraslyn Limestones 4m  
 Upper  
 Lower  
 White Campanella Limestone  
 Red Campanella Limestone  
 Red Calpurnia Limestone  
 Nodular Limestone (Upper) 2-3m  
 Nodular Limestone (Lower) 5-8m  
 Red Crinoidal Limestone 7-5m  
 Green Radiolarites (Upper) 3m  
 Red Radiolarites (Lower) 1m  
 Gray Crinoidal Limestone with dark U.S. 3-5m  
 White or Gray Crinoidal Limestone 3-5m  
 Spotted marls and limestones ("Opalium" Beds) 10m  
 Flysch Aalenian 20-30m  
 Spotted limestones 2m

**Cherly Limestone (Biancone)**  
 15-18m  
 Spar Limestone 6-14.5m  
 Upper  
 Lower  
 Duraslyn Limestones 4m  
 Upper  
 Lower  
 White Campanella Limestone  
 Red Campanella Limestone  
 Red Calpurnia Limestone  
 Nodular Limestone (Upper) 2-3m  
 Nodular Limestone (Lower) 5-8m  
 Red Crinoidal Limestone 7-5m  
 Green Radiolarites (Upper) 3m  
 Red Radiolarites (Lower) 1m  
 Gray Crinoidal Limestone with dark U.S. 3-5m  
 White or Gray Crinoidal Limestone 3-5m  
 Spotted marls and limestones ("Opalium" Beds) 10m  
 Flysch Aalenian 20-30m  
 Spotted limestones 2m

**Cherly Limestone (Biancone)**  
 15-18m  
 Spar Limestone 6-14.5m  
 Upper  
 Lower  
 Duraslyn Limestones 4m  
 Upper  
 Lower  
 White Campanella Limestone  
 Red Campanella Limestone  
 Red Calpurnia Limestone  
 Nodular Limestone (Upper) 2-3m  
 Nodular Limestone (Lower) 5-8m  
 Red Crinoidal Limestone 7-5m  
 Green Radiolarites (Upper) 3m  
 Red Radiolarites (Lower) 1m  
 Gray Crinoidal Limestone with dark U.S. 3-5m  
 White or Gray Crinoidal Limestone 3-5m  
 Spotted marls and limestones ("Opalium" Beds) 10m  
 Flysch Aalenian 20-30m  
 Spotted limestones 2m

**Cherly Limestone (Biancone)**  
 15-18m  
 Spar Limestone 6-14.5m  
 Upper  
 Lower  
 Duraslyn Limestones 4m  
 Upper  
 Lower  
 White Campanella Limestone  
 Red Campanella Limestone  
 Red Calpurnia Limestone  
 Nodular Limestone (Upper) 2-3m  
 Nodular Limestone (Lower) 5-8m  
 Red Crinoidal Limestone 7-5m  
 Green Radiolarites (Upper) 3m  
 Red Radiolarites (Lower) 1m  
 Gray Crinoidal Limestone with dark U.S. 3-5m  
 White or Gray Crinoidal Limestone 3-5m  
 Spotted marls and limestones ("Opalium" Beds) 10m  
 Flysch Aalenian 20-30m  
 Spotted limestones 2m

**Cherly Limestone (Biancone)**  
 15-18m  
 Spar Limestone 6-14.5m  
 Upper  
 Lower  
 Duraslyn Limestones 4m  
 Upper  
 Lower  
 White Campanella Limestone  
 Red Campanella Limestone  
 Red Calpurnia Limestone  
 Nodular Limestone (Upper) 2-3m  
 Nodular Limestone (Lower) 5-8m  
 Red Crinoidal Limestone 7-5m  
 Green Radiolarites (Upper) 3m  
 Red Radiolarites (Lower) 1m  
 Gray Crinoidal Limestone with dark U.S. 3-5m  
 White or Gray Crinoidal Limestone 3-5m  
 Spotted marls and limestones ("Opalium" Beds) 10m  
 Flysch Aalenian 20-30m  
 Spotted limestones 2m

**Cherly Limestone (Biancone)**  
 15-18m  
 Spar Limestone 6-14.5m  
 Upper  
 Lower  
 Duraslyn Limestones 4m  
 Upper  
 Lower  
 White Campanella Limestone  
 Red Campanella Limestone  
 Red Calpurnia Limestone  
 Nodular Limestone (Upper) 2-3m  
 Nodular Limestone (Lower) 5-8m  
 Red Crinoidal Limestone 7-5m  
 Green Radiolarites (Upper) 3m  
 Red Radiolarites (Lower) 1m  
 Gray Crinoidal Limestone with dark U.S. 3-5m  
 White or Gray Crinoidal Limestone 3-5m  
 Spotted marls and limestones ("Opalium" Beds) 10m  
 Flysch Aalenian 20-30m  
 Spotted limestones 2m

**Cherly Limestone (Biancone)**  
 15-18m  
 Spar Limestone 6-14.5m  
 Upper  
 Lower  
 Duraslyn Limestones 4m  
 Upper  
 Lower  
 White Campanella Limestone  
 Red Campanella Limestone  
 Red Calpurnia Limestone  
 Nodular Limestone (Upper) 2-3m  
 Nodular Limestone (Lower) 5-8m  
 Red Crinoidal Limestone 7-5m  
 Green Radiolarites (Upper) 3m  
 Red Radiolarites (Lower) 1m  
 Gray Crinoidal Limestone with dark U.S. 3-5m  
 White or Gray Crinoidal Limestone 3-5m  
 Spotted marls and limestones ("Opalium" Beds) 10m  
 Flysch Aalenian 20-30m  
 Spotted limestones 2m

**Cherly Limestone (Biancone)**  
 15-18m  
 Spar Limestone 6-14.5m  
 Upper  
 Lower  
 Duraslyn Limestones 4m  
 Upper  
 Lower  
 White Campanella Limestone  
 Red Campanella Limestone  
 Red Calpurnia Limestone  
 Nodular Limestone (Upper) 2-3m  
 Nodular Limestone (Lower) 5-8m  
 Red Crinoidal Limestone 7-5m  
 Green Radiolarites (Upper) 3m  
 Red Radiolarites (Lower) 1m  
 Gray Crinoidal Limestone with dark U.S. 3-5m  
 White or Gray Crinoidal Limestone 3-5m  
 Spotted marls and limestones ("Opalium" Beds) 10m  
 Flysch Aalenian 20-30m  
 Spotted limestones 2m

4. ábra: A Szirtöv tektonikai fejlődéstörténete a késő-  
campanitól máig /BIRKENMAJER, 1979/

- A = az első tektogenezis /későcampani/
  - B = a Jarmuta rétegek képződése /maastrichti olisztosztrómák/
  - C = a második tektogenezis /paleocén/: a Grajcarek-sorozat visszacsuszik a Szirtövre
  - D = a harmadik tektogenezis /oligocén—koramiocén, szávai fázis/
  - E = a mai állapot
- 
- 1 = konglomerátum-betelepülés
  - 2 = olisztosztróma
  - 3 = törmelékszállítás
  - 4 = tektonikus szállítódás
  - 5 = kompresszió
  - 6 = emelkedés és süllyedés
  - 7 = Magura-sorozat: paleogén
  - 8 = Grajcarek-sorozat
    - a = jura—cenomán
    - b = cenomán—campani
    - c = maastrichti
  - 9 = Czorsztyń-sorozat
    - a = alsódogger
    - b = dogger crinoideás mészkő
    - c = kallóvi—alsóneokom
    - d = albai—cenomán és fiatalabb
  - 10 = Czertezik-sorozat
  - 11 = Nedeci-sorozat
    - a = alsódogger foltosmárga
    - b = bajóci—alsószenon
  - 12 = Branyiszkói-sorozat

Fig. 4.: Tektonic evolution of the Pieniny Klippen Belt  
/BIRKENMAJER, 1979/ /from Late Campanian up to now/

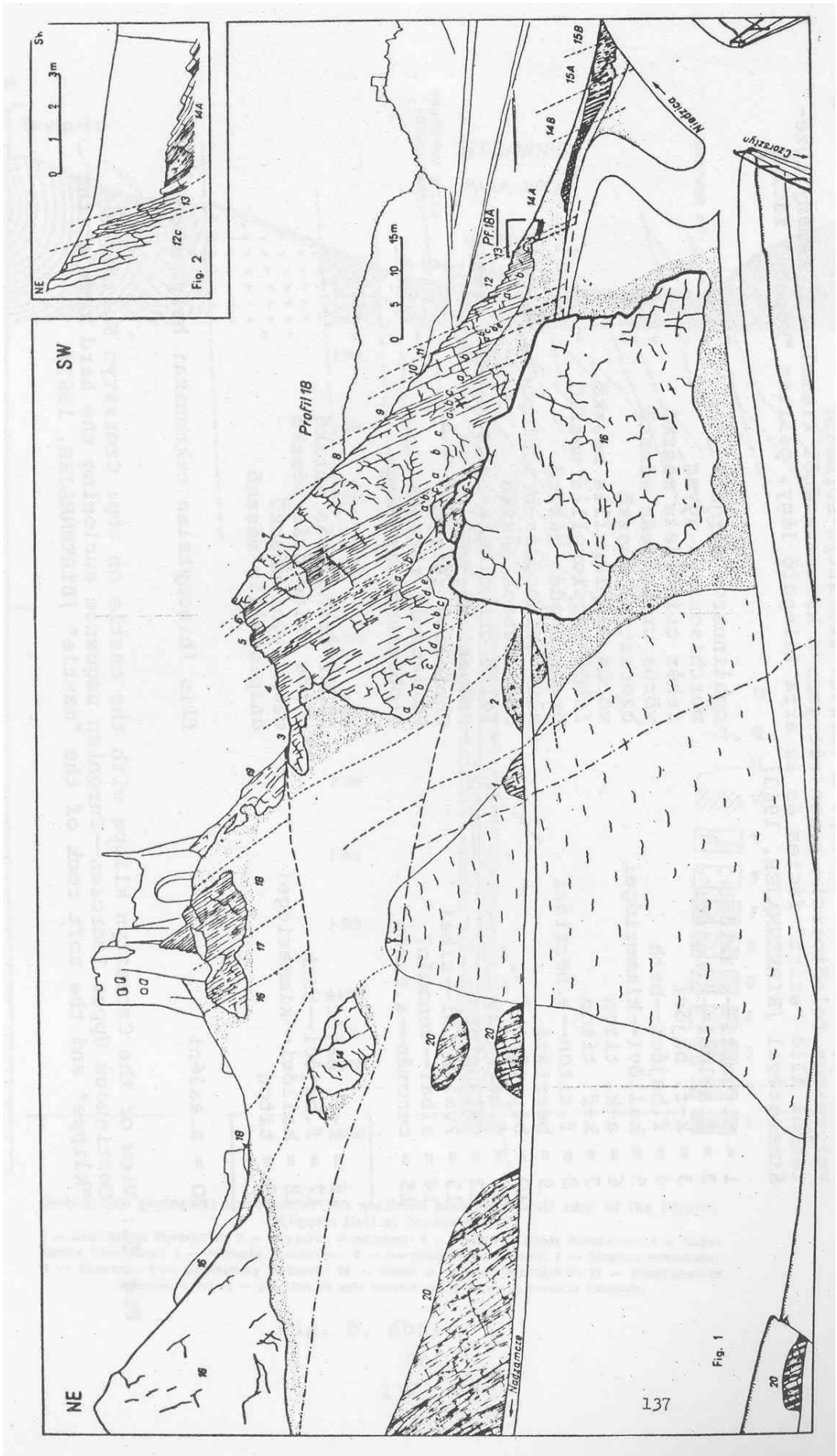


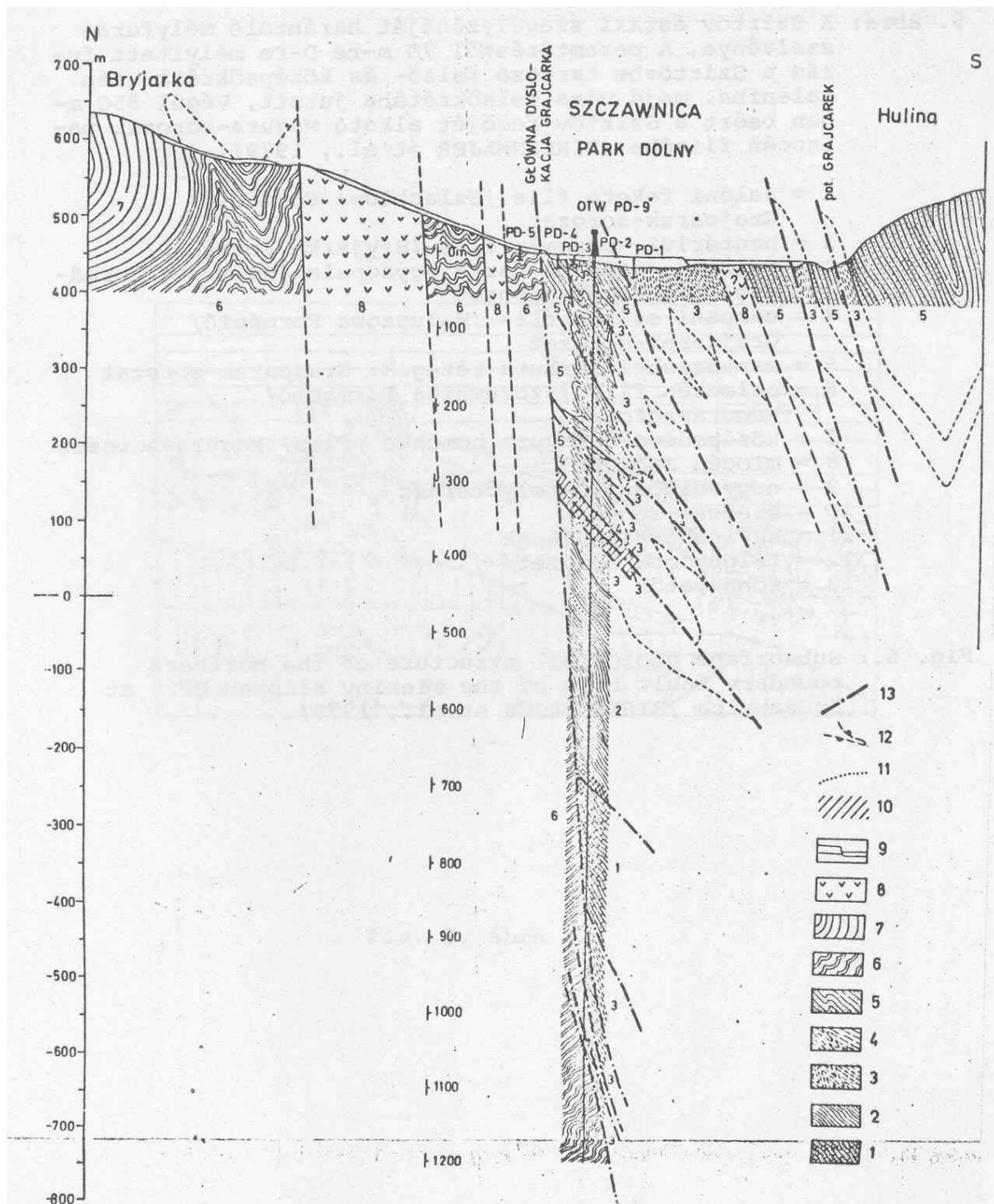
Fig. 1

6. ábra: A Szirtöv északi szegélyzónáját harántoló mélyfurás szelvénye. A peremtöréstől 70 m-re D-re mélyített furás a Szirtövbe tartozó felső- és középsőkréta után aaléniba, majd újra felsőkrétába jutott. Végül 850 m-ben beért a Szirtöv fedőjét alkotó Magura-sorozat paleocén flisébe /BIRKENMAJER et al., 1979/.

- 1 = aaléni fekete flis /Szlachtowa Formáció/  
Grajcarek-sorozat
- 2 = hauterivi—cenomán flis /Bryjarka Formáció/
- 3 = cenomán—campani tarka agyagpala /Malinowa Formáció/  
Grajcarek-sorozat
- 4 = campani szürke flis /Haluszowa Formáció/  
Grajcarek-sorozat
- 5 = maastrichti Jarmuta rétegek: Grajcarek-sorozat
- 6 = paleocén flis /Szczawnica Formáció/  
Magura-sorozat
- 7 = középsőeocén Magura homokkő /flis/ Magura-sorozat
- 8 = miocén andezit
- 9 = negyedidőszaki folyóterasz
- 10 = breccsa-zónák
- 11 = kavicsbetelepülések
- 12 = talpnyomok helyzete
- 13 = főbb vetők

Fig. 6.: Subsurface geological structure of the northern boundary fault zone of the Pieniny Klippen Belt at Szczawnica /BIRKENMAJER et al., 1979/





Subsurface geological structure of the northern boundary fault zone of the Pieniny Klippen Belt at Szczawnica

1 — Szlachtowa Formation; 2 — Bryjarka Formation; 3 — Malinowa Shale Formation; 4 — Haluszowa Formation; 5 — Jarmuta Formation; 6 — Szczawnica Formation; 7 — Magura sandstone; 8 — andesite; 9 — Quaternary terraces; 10 — zones of intense brecciation; 11 — conglomerate intercalations; 12 — position of sole markings; 13 — main tectonic contacts.

Fig. 6. ábra

7. ábra: Hosszanti és harántirányu transzkurrens vetők  
/csapásvetők/ a Szirtöv É-i szegélyén  
/BIRKENMAJER, 1983/

- 1 = Grajcarek-egység
- 2 = jura-kréta szirt-sorozatok /Czorsztyń, Czertezik, Nedeci, Branyiszko, Pienini és Haligóci/
- 3 = Magura-sorozat
- 4 = Podhale flis
- 5 = jelentősebb terciar csapásvetők
- 6 = főbb terciar harántvetők

/Neogén és kvarter képződmények elhagyva/

Fig. 7.: Position of the areas shown in Figures 3, 8 and 11  
in the Pieniny Klippen Belt of Poland  
/BIRKENMAJER, 1983/

- 1 = Grajcarek Unit and transgressive Upper Cretaceous mantle in the Klippen Belt
- 2 = Klippen Units /Czorsztyń-, Czertezik-, Niedzica-, Branisko-, Pieniny- and the Haligovce Units/
- 3 = Palaeogene of the Magura Nappe and the Magura Palaeogene mantle of the Klippen Belt
- 4 = Podhale Paleogene /also in the Klippen Belt/
- 5 = Main Tertiary longitudinal dislocations
- 6 = Main Tertiary transversal dislocations

/Miocene intrusions /andesites and basalt/ and fresh-water Neogene and Quaternary deposits omitted/

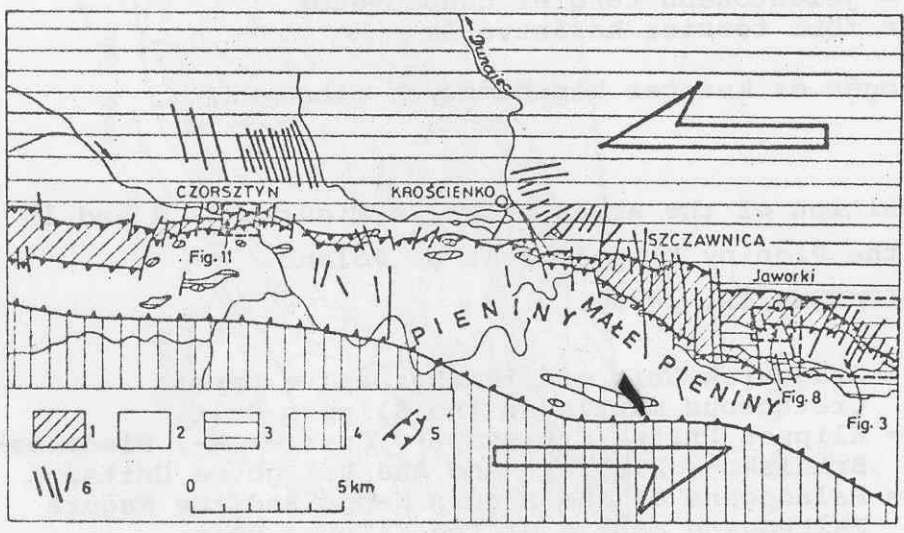


Fig. 7. ábra

8. ábra: A koscieliska-völgy szelvénye /Lengyel-Tátra/

A Magas-Tátra kristályos magjára /m + a + g/ települ az autochton Magas-tátrai-sorozat folyamatos alsótriász—alsóturon üledéksora /Ts — Kac/. Erre következnek a Szubtátrai- /Krizsna-, Chocs- és Sztrázsó-/takarók alsótriász—alsókréta képződményei. A meggyűrt mezozoikumra paleogén konglomerátum, nummuliteszes mészkő és flis települ. Érdemes megfigyelni a Twardy Uplaz gránit /alaszkit/ takaróját, amely mezozoós karbonátokból álló hegy tetejét alkotja. Ez volt LUGÉON leglátványosabb bizonyítéka a Kárpátok takarós szerkezetére az 1903-as bécsi földtani világtkongresszus kirándulásán.  
/Szelvény: BAC-MOSZASZWILI et al., 1979/



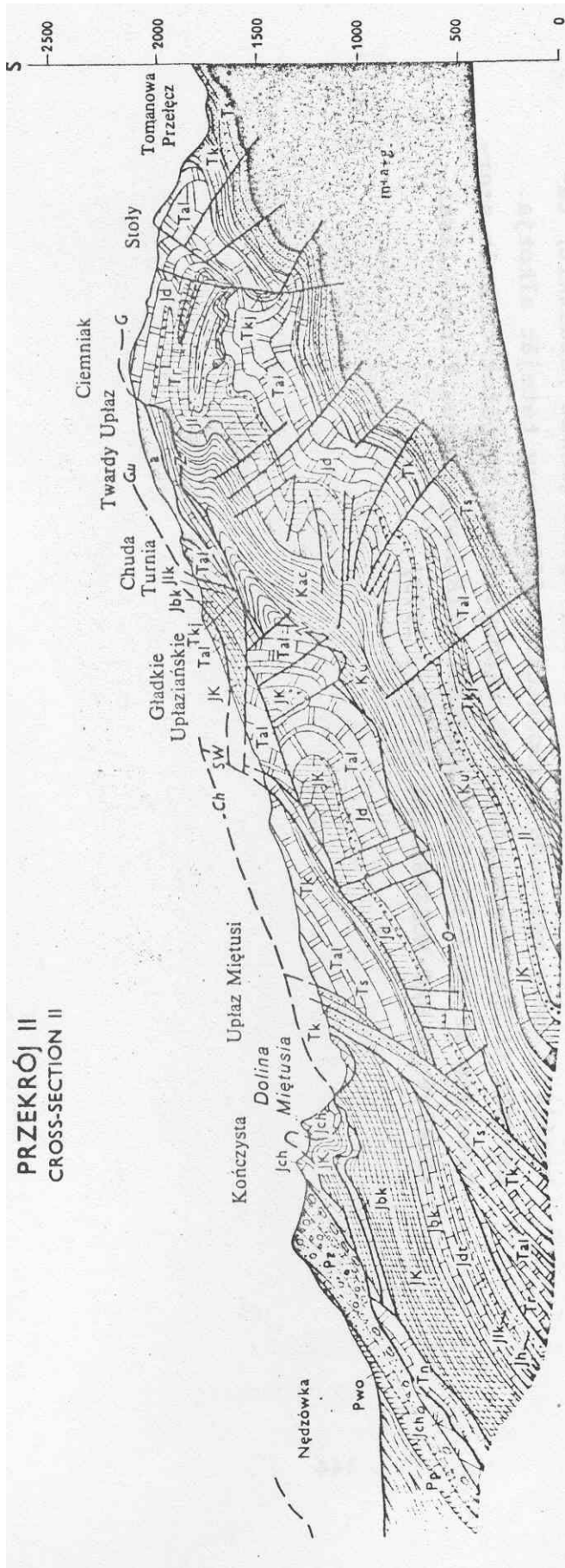


Fig. 8. ábra