

A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET ALKALMI KIADVÁNYA

ÜLEDÉKFELHALMOZÓDÁS ÉS KÖSZÉNKÉPZŐDÉS A NEOGÉN BEN

Írta:

DR. JASKÓ SÁNDOR

BUDAPEST, 1981

A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET ALKALMI KIADVÁNYA

ÜLEDÉKFELHALMOZÓDÁS ÉS KÖSZÉNKÉPZŐDÉS A NEOGÉN BEN

Írta:

DR. JASKÓ SÁNDOR

BUDAPEST, 1981

Lektor:
DR. BÉRCZI ISTVÁN
és
DR. JÁMBOR ÁRON

Szakszerkesztő:
TÓTHNÉ MAKK ÁGNES

Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet
Felelős kiadó: DR. HAMOR GÉZA igazgató
Készült a M. Áll. Földtani Intézet nyomdájában
IBM Composer szedőgépen, rotaprint sokszorosítással.
Műszaki szerkesztő: Horváthné Olláry Gabriella
Ívterjedelem: 13,7 A/5. Példányszám: 600. Munkasz.: 276/81.
Eng. szám: 63903/81. Felelős vezető: Dékány Albert
ISSN 0230-452X

TARTALOMJEGYZÉK

1. Bevezetés	5
2. Az új-kainozóos üledékgyűjtők elhelyezkedése és csoportosítása	7
2.1. Orogén szegélyméllységek	10
2.2. Tektonikus árkok	13
2.3. Epirogén süllyedékek	14
2.4. Katlanszerű beszakadások	16
2.5. Epikontinentális üledéktakarók	18
3. Az üledékfelhalmozódás mennyiségi változásai	20
3.1. Az üledékvastagságok változásai területenként	20
3.2. Az üledékképződés intenzitásváltozásai az idő függvényében	30
4. Az üledékképződés kapcsolata a lepusztulási folyamatokkal	40
4.1. Ósföldrajzi térképek	40
4.2. Európa felszíni domborzatváltozásai az új-kainozoikumban	41
4.3. Lepusztulás és üledékszállítás az óceánok mélyén	44
5. A szinorogén üledékképződés	46
5.1. A szinorogén üledékképződés ábrázolása földtani szelvényeken és üledék- képződési jelleggörbéken	46
5.2. A rétegösszetétel-vastagság és talpmélység arányának változásai a Bécsi- és Pannóniai medencében	52
6. A litofáciesek elterjedése	69
6.1. A különböző kőzetfajták gyakorisága az üledékgyűjtő medencék egyes típusaiban	69
6.2. A Közép-dunai medencerendszer új-kainozóos kőzetei	76
7. A barnakőszén- és lignitképződés általános feltételei	84
8. A neogén barnakőszén- és lignitlepek	87
8.1. A miocén telepek földrajzi elterjedése	87
8.2. A miocén telepek időrétegtani helyzete	92
8.3. A pliocén telepek földrajzi elterjedése	93
8.4. A pliocén telepek időrétegtani helyzete	97
8.5. A neogén barnakőszén- és lignitlepek teleptani jellemzői	101
9. A Közép-dunai-medencerendszer pannóniai lignitelőfordulásai	111

9.1. A régebbi irodalom ismertetése	111
9.2. Nyugat Magyarország és Délkelet-Ausztria lignitterülete	114
9.3. A Mátra—bükkaljai lignitterület	119
9.4. A Közép-dunai-medencerendszer pliocén lignitlepeinek általános teleptani jellege	124
10. Irodalom	127
11. Tárgymutató	151

1. BEVEZETÉS

A földtörténet folyamán két ellentétes irányú folyamat formálta szüntelenül a földfelszínt. Az orogenezis és epirogenesis növelte a domborzat szintkülönbségeit: egyes részek kiemelkedtek, más részek besüllyedtek. A lepusztulás és üledékképződés viszont csökkentette a szintkülönbségeket, a kiemelkedő hegységek letarolása és a besüllyedt üledékgyűjtő medencék feltöltése által. A két ellentétes folyamat hatásai rendszerint kiegyenlítették egymást: a reliefenergia növekedése gyorsította a lepusztulás és üledékképződés folyamatát; a reliefenergia csökkenése viszont a lepusztulás és üledékfelhalmozódás gyöngülésével járt együtt. Az üledékgyűjtő medencékben így módon felhalmozódott kőzetek vizsgálatával foglalkozik az általános üledékföldtan.

Az általános üledékföldtan tárgykörébe tartozik az üledékes kőzetek tulajdonságainak vizsgálata, fajtáinak leírása, az üledékes kőzetek keletkezése (beleértve a mállási termékek elszállításának és újra lerakódásának folyamatát is), valamint a földtörténet egyes szakaszaiban keletkezett üledékes kőzettömegek elterjedésének, típusainak és mennyiségének vizsgálata.

Az általános üledékföldtan interdiszciplináris tudomány: törvényszerűségeinek kutatásánál figyelembe kell venni a vele rokon tudományok eredményeit.

Az általános üledékföldtan felhasználja mindazon tudományágak eredményeit, amelyek a felszínt alakító folyamatokkal foglalkoznak: tektonika, paleogeográfia stb. Felhasználja — az aktualizmus elve alapján — a fizikai földrajz és geomorfológia megállapításait. Kapcsolódik a földtörténet egyes szakaszaiban létrejött kőzettömegek összességét tárgyaló tudományágakhoz: litosztratigráfia, regionális földtan. Végül pedig az üledékkőzettanhoz és geokémiához kapcsolja az egyes üledéktípusok összetétele és keletkezésmódja közötti összefüggések megállapításának kérdése.

A különféle üledékképződési folyamatok és az általuk létrehozott kőzettömegek sajátosságai között fennálló logikai összefüggések bizonyítása céljából szükséges volt a szakirodalomban elszórtan található nagy mennyiségű részlet-adat összegyűjtése, rendszerezése és kiértékelése.

Már eddig is több terjedelmes külföldi összefoglaló szakmunka foglalkozott az üledékképződés törvényszerűségeivel (KRUMBEIN W. C.—SLOSS L. L. 1951, RUCHIN L. B. 1958, AUBOUIN J. 1965, STRAKHOV N. M. 1967). Ezek azonban úgyszólván kivétel nélkül a mezozoos és paleozoos kőzetek keletkezési körülményeit boncolgatták, összehasonlítva a mai fizikai földrajzból vett példákkal. Európa nagy részében azonban a mezozoos-paleozoos képződmények csak kevésbé alkalmasak az általános üledékföldtan

alapelveinek tisztázásához. Anyaguk helyenként takaródókba torlódott és nemegyszer jelentős metamorfózist szenvedett. Így nehéz felismerni az eredeti ősföldrajzi körülményeket még ott is, ahol ezek a képződmények a felszínen megtalálhatók. Még kevesebb ismeretünk van a vastag harmad- és negyedidőszaki üledéktakaróval borított részleteikről. Amennyiben tehát nem az a célkitűzésünk, hogy e régi földtörténeti korokat tanulmányozzuk, hanem az, hogy az üledékföldtan általános törvényszerűségeit állapítsuk meg, célszerűbb, ha a felszínen könnyebben hozzáférhető s kevésbé átalakult, fiatal üledéksorokat tesszük vizsgálatunk tárgyává.

Ebben a munkában Európa és a hozzá csatlakozó közel-keleti és mediterrán területek neogén és negyedidőszaki lerakódásait választottam alapul a lepusztulás és üledékfelhalmozódás törvényszerűségeinek megállapításához. Az európai kontinens felszínének java részén ezek fordulnak elő, és az artézi kutak, kőolaj- és kőszénkutató fúrások, valamint számos felszíni feltárás alapján sokkal inkább ismertek, mint a náluk idősebb rétegek. A neogén és negyedidőszaki üledéksorok csak kevésbé alakultak át és pusztultak le, s ezért mai elterjedésük alapján jól következtethetünk eredeti állapotukra is.

Hátrány viszont az, hogy ezek a fiatal rétegsorok nehezebben korrelálhatók egymással, mint a régebbi földtörténeti múlt képződményei. A neogénnél idősebb képződmények ugyanis általában nagy földrajzi elterjedésben követhetők, vastagságuk, közet-tani kifejlődésük vagy faunájuk változása nélkül. Ezzel szemben a neogén és negyedidőszaki lerakódások élesen elkülönült bioprovinciákban és változékony fácies-viszonyok között keletkeztek. Ehhez jön az is, hogy a múlt században készített eredeti sztrató-típus-leírások nem képviselik a neogén teljességét, mert többnyire rétegtani hézagokkal megszakított, litorális fáciesű, vékony rétegsorokról készültek. Ismereteink azonban sokat gyarapodtak a legutóbbi évtizedekben készült mélyfúrások és a geofizikai mérések eredményeivel. Ismereteket szereztünk nemcsak a síkságok rétegsorairól, hanem az Északi-tenger és Földközi-tenger medencealjzatáról is. Ezek az újabb eredmények sokban kiegészítették és módosították a régebben kialakított képet és lehetővé tettek egy eddiginél megalapozottabb ősföldrajzi szintézis készítését.

A nemzetközi irodalomban — sajnos — gyakori egyes kifejezéseknek és rétegtani beosztásoknak eltérő értelemben való használata, ami a különböző országok szakemberei között félreértésekre és hosszas vitákra adott alkalmat. E tanulmánynak nem feladata, hogy állást foglaljon ezekben a kérdésekben, ezért a legutóbbi évek nemzetközi kongresszusain elfogadott rétegtani beosztásokat vettük mérvadónak. Ilyenek: a Paratethys középső és keleti részére a Mediterrán Neogén Kongresszus 1975. évi bratislavai VI. ülésén PAPP A., továbbá NEVESZKAJA P. A. és szerzőtársai által bemutatott rétegtani—korrelációs táblázatok, míg a magyarországi neogénre az 1969. évi budapesti Neogén Kollokviumon elfogadott beosztások (BALDI T. 1971a, HAMOR G.—JÁMBOR Á. 1971, STRAUZ L. 1971).

E tanulmányban mindenütt csak az általános törvényszerűségek megállapítására törekedtem az aprólékos részletek felsorolása nélkül. Megjelöltem azonban azokat a szakirodalmi forrásműveket, melyekben az érdeklődő további adatokhoz juthat. Ezek más szakemberek velem megegyező vagy némileg eltérő nézeteit rögzítik s így több oldalról is megközelíthető az itt felvetett kérdések megválaszolása.

Az egyes témákat két részre bontva fogjuk tárgyalni. Elsősorban az Európa és Közel-Kelet teljes területére érvényes általános alapelveket, majd egy-egy kisebb fejezetben vagy fejezetrészen a Pannóniai-medence helyi viszonyait kívánom megvilágítani.

2. AZ ÚJ-KAINOZÓOS ÜLEDÉKGÝŰJTŐK ELHELYEZKEDÉSE ÉS CSOPORTOSÍTÁSA

Az üledékfelhalmozódás alapkérdéseinek tárgyalása során a későbbi fejezetekben szereplő egyes területek elhelyezkedését az 1. ábra mutatja be. Az ábrán 1–10-es sorszámmal a Paratethys középső részének, 11–18-as sorszámmal a Paratethys keleti, 19–22-es sorszámmal pedig nyugati részének üledékgýűjtőit jelöltük. A 23–36 sorszá-mok a közelkeleti és mediterrán üledékgýűjtők. A 37–42-es számok az Északi-tenger egyes részeire utalnak. A 43-as a Rajna-árok, 43/a szám a Holt-tenger árka, 44–47-es szá-mok pedig az epikontinentális üledéktakarók üledékgýűjtőit jelölik.

Félreértések elkerülése céljából és a könnyebb megérthetőség érdekében* célszerű lesz előljáróban röviden ismertetni az új-kainozóos* üledékgýűjtő medencék földrajzi fekvését és jellegzetességeit bizonyos szempontoknak megfelelő csoportosításban.

Már ezelőtt is többen foglalkoztak az üledékgýűjtő medencék típusainak meghatározásával. Egyesek a lerakódott üledékek fáciesét (tengeri, csökkentsósvízi, édesvízi stb.) vették alapul. Mások a medencealjzat mozgékony vagy merev voltát, ismét mások pedig az üledékgýűjtő medence formáját és méreteit tekintették mérvadónak (AUBOUIN J. 1965, MATVEEV A. K. 1968, PERRODON A. 1971, PUSCSAROVSKIJ JU. M. 1959 és 1960).

Az üledékgýűjtő medencéket hegyszerkezetük és a bennük felhalmozódott üledé-
kek mennyisége alapján legcélszerűbb csoportosítani.

Ily módon – csökkenő sorrendben – öt csoportba oszthatjuk az üledékgýűjtő
medencéket:

1. orogén szegélymélységek (előmélységek és mögöttes mélységek)
2. tektonikus árkok
3. epirogén süllyedékek
4. katlanszerű beszakadások
5. epikontinentális üledéktakarók.

Az öt alaptípus vázlatos rajzán (2. ábra) leegyszerűsített formában láthatjuk főbb
sajátságait és hozzávetőleges méreteiket. (Megjegyzendő, hogy az alaptípusok között
fokozatos átmenetek is lehetnek. Például, gyakori eset, hogy az orogén szegélymélység
nagy vastagságú üledéktömege távolabb fekvő területek felé haladva fokozatosan átmegy

*Az európai üledékgýűjtő medencék egy részében a neogénben és negyedidőszakban lerakódott üledé-
kek közös üledékképződési ciklust alkotnak. Ezért – a rövidség céljából – a továbbiakban egybefoglal-
va „új-kainozóos” néven fogom említeni az oligocénnél fiatalabb, valamennyi lerakódást minden olyan
esetben, amikor nem lesz szükség a részletesebb rétegtani beosztás alkalmazására

vékony epikontinentális üledéktakaróba. Az is előfordulhat, hogy az epirogén süllýedékek mélyén eltemetett tektonikus árkok rejtőznek.)

Az orogén szegélymélységek a fiatal gyúrt lánchegységek vonulatában (Neo-Európa) találhatók. Ezzel ellentétben az epikontinentális üledéktakarók és epirogén süllýedékek az idősebb, konszolidálódott táblás területeken fordulnak elő. A tektonikus árkok főleg a töréses röghegységek szélein húzódnak.

2.1. Orogén szegélymélységek

Az alpi-típusú fiatal gyúrt lánchegységek széleit keskeny és mély üledékgyűjtő vályúk kísérik, amelyeket a szovjet irodalomban ПУСЧАРОВСКИЙ Ю. М. (1959, 1960) *szegélydepressziók* (krajevoi progib) néven írt le. A nyugat-európai irodalomban az elnevezésük: Perimontanen-Becken, Vortiefe, foredeep, avant-fosse („előmélységek”).

Többynire a fiatal gyúrt lánchegységeknek és az azokat övező ősi masszívumoknak a határvonalát követik, de előfordulhat az is, hogy két egymással párhuzamos gyúrt hegységvonulat között helyezkednek el, vagy (ritka esetekben) a gyúrt hegységvonulat belső szegélyén süllýedtek be, a hegytömeg kiemelkedését követően („mögöttes mélységek”).

Az előmélységek sémáját a 2. ábra 1. szelvényrajza mutatja. Ezen látható, hogy az üledékgyűjtő felépítése aszimmetrikus. A flis-öv rátalódott a szegélymélység belső részére. Az előmélységnek a felszínen látható belső határa a flis-takaró rátalódási szegélyével megegyező, ívesen meghajló vonalat alkot. A külső határ a kratogén keret zegzugos peremtöréseihez igazodva, fűrészes formájú. Így az előmélység szélessége gyakran változó. Mivel az előmélység belső szélén az idősebb, a külső szélén pedig a fiatalabb üledékek teszik ki a rétegsor zömét, ezért az egyes rétegek legnagyobb vastagságait összekötő képzeletbeli vonal (e—e) az üledékképződés folyamán idővel mindinkább kifelé vándorol és így nem függőleges, hanem dőlt helyzetű lesz. Ha az új-kainozóos üledékköltés egészét egybevonva tekintjük, úgy a legnagyobb vastagságot a szegélymélység belső oldalánál találjuk, a kratogén tömeg szegélyén pedig fokozatosan kivékonyodik a rétegsor egésze.

A flis-öv szegélye mentén a neogén rétegek erős diszlokációt szenvedtek, a lánc-hegység általános csapásirányával párhuzamos brachiantiklinálisokba gyúródtak, vagy pikkelyekbe torlódtak. Az előmélység külső szélén a tektonikus zavartság erősen lecsökken. Itt már nincs sem felpikkelyeződés, sem gyúródás, helyettük — elvértve — kisebb mérvű töréses tektonika nyomai figyelhetők meg.

Az előmélységekhez viszonyítva eltérő formájúak a lánc-hegység-vonulat testében utólag keletkezett *köztes besüllýedések*. Utóbbiak tengelyvonala ferde szögben, vagy éppen merőlegesen, metszi a hegységövek általános csapásirányát. A köztes süllýedésekben nem ismerhető fel az előmélységek jellegzetes aszimmetrikus felépítése. Különbség az is, hogy míg az előmélységek a gyúrt hegységeknek csakis a legfiatalabb övével (ez a leggyakrabban a flis-öv) érintkeznek, addig a köztes süllýedés peremét rendszerint a gyúrt hegységtömegnek legkülönbözőbb korú részei alkotják.

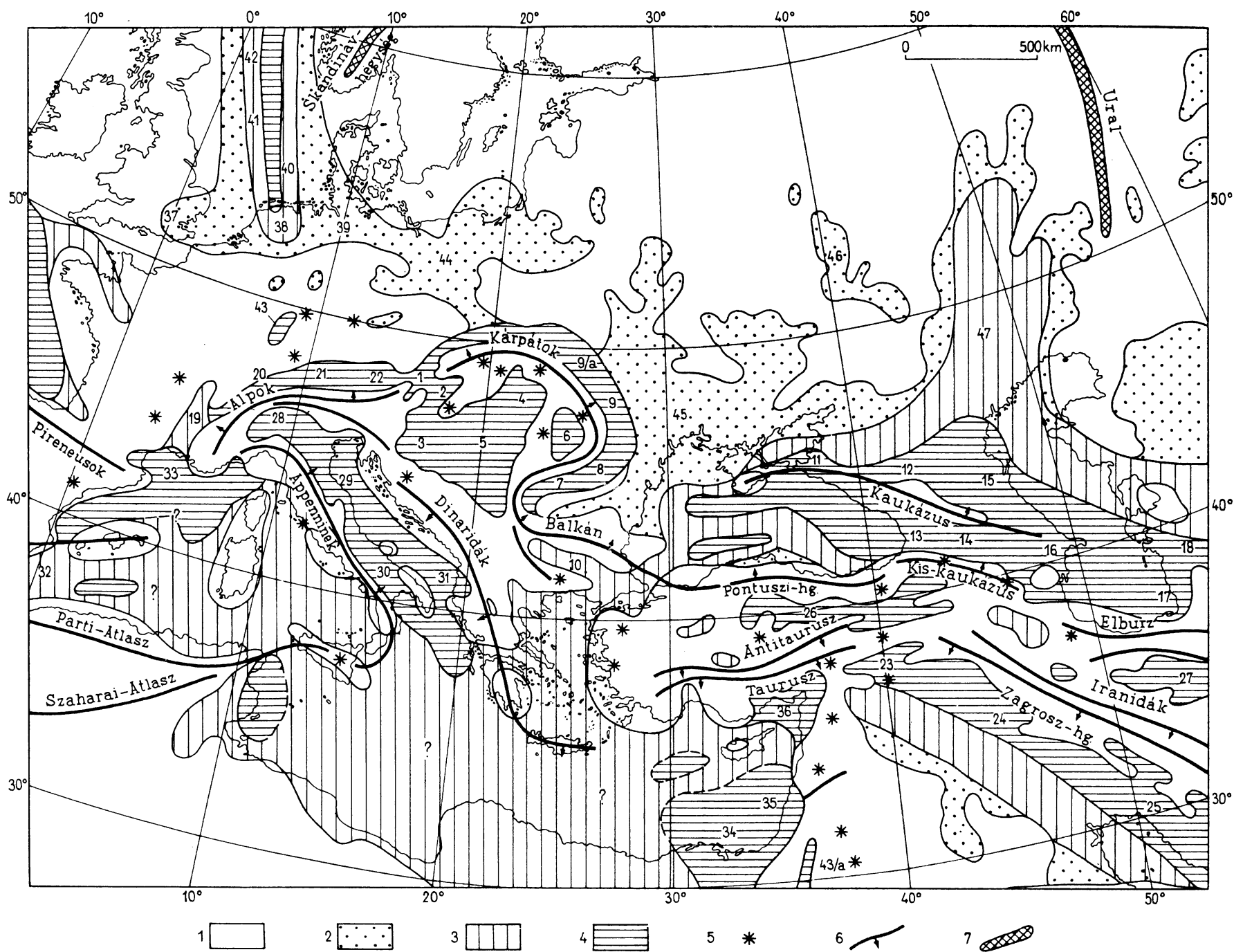
A Bécsi-medence (1)*, a Pannóniai-medence (2, 3, 4, 5) és az Erdélyi-medence (6) az Alp-kárpáti-hegységvonulat testében utólag keletkezett besüllýedések. Ennek a három

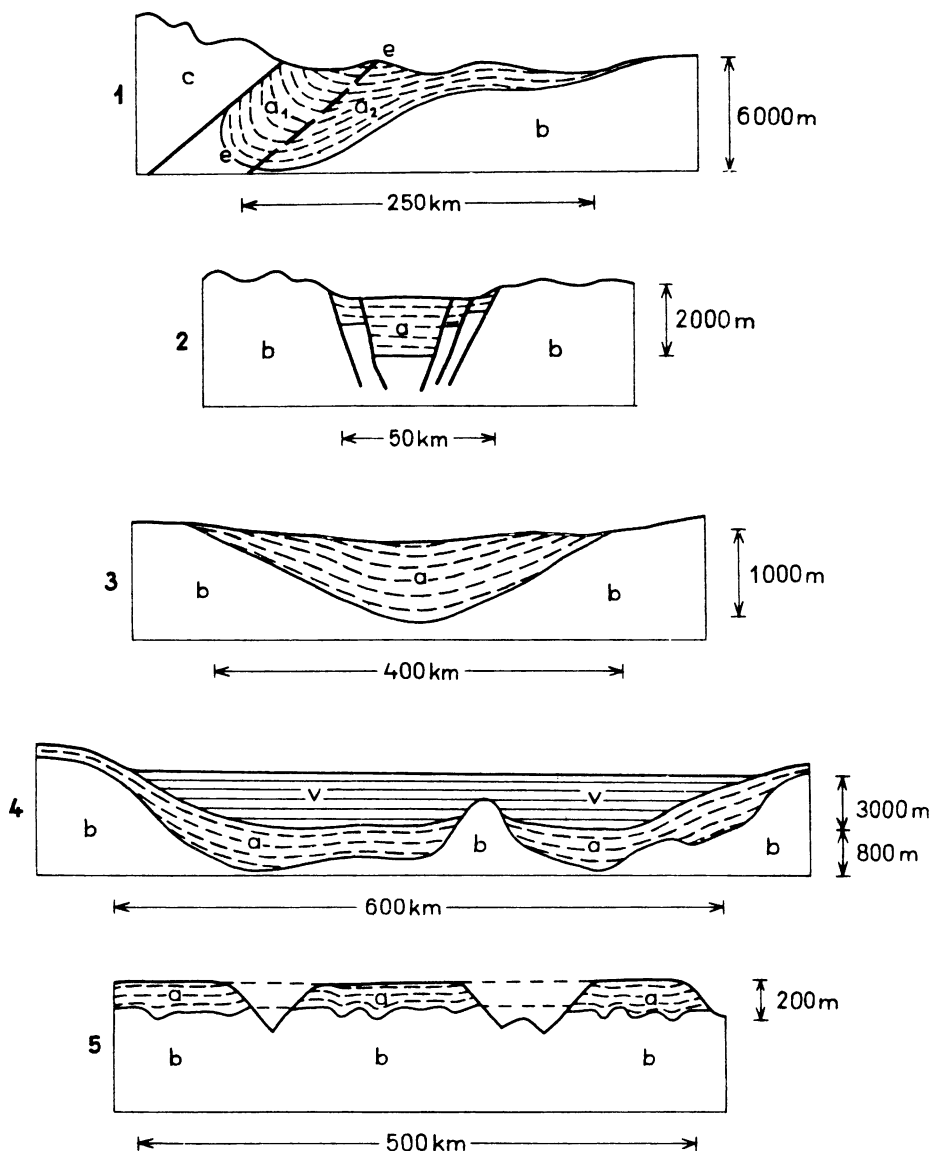
*A zárójelbe tett sorszámok megegyeznek az 1. ábrán látható számozással

1. ábra. Az új-kainozóos üledégyűjtők vázlatos elhelyezkedése

1. Lepusztulási terület, üledékek nélkül, 2. új-kainozóos üledékek 1–300 m vastagságban, 3. új-kainozóos üledékek 300–1000 m vastagságban, 4. új-kainozóos üledékek 1000–6000 m vastagságban, 5. vulkáni kőzetek, 6. fiatal gyűrt lánchegységek, 7. idősebb hegységek kiemelkedő peremei

Az üledégyűjtők sorszámai: 1. Bécsi-medence, 2. Pannóniai-medence ÉNy-i része, 3. Pannóniai-medence DNy-i része, 4. Pannóniai-medence ÉK-i része, 5. Pannóniai-medence középső része, 6. Erdélyi-medence, 7. Dáciai-medence DNy-i része, 8. Dáciai-medence középső része, 9. Dáciai-medence ÉK-i része, 9a. Északkeleti-Kárpátok előmélysége, 10. Thráciai-medence, 11. Kubáni-depresszió, 12. Sztavropol környéke, 13. Kolhiszi-depresszió, 14. Kura-depresszió Ny-i vége, 15. Terek-depresszió, 16. Kura-depresszió K-i része, 17. Elburz szegélymélység (DK-Káspi-süllyedék), 18. Karakum-depresszió, 19. Saóne-völgy, 20. Svájc és Württemberg, 21. Felső-Ausztria, 22. Alsó-Ausztria, 23. Szíria, 24. Mezopotámia, 25. Perzsa-öböl, 26. Anatólia, 27. Teheráni-medence, 28. Pó-medence, 29. Rimini-környéke, 30. Apulia, 31. Albánia, 32. Alboran-medence, 33. Rhône-delta, 34. Nílus-delta, 35. Izrael, 36. Adana (Iskenderumi)-öböl, 37. Délkelet-Anglia, 38. Hollandia, 39. ÉNy-Németország, 40. A₁ tengeri fűrés (Dánia), 41. Argil tengeri fűrés (Anglia), 42. Forties tengeri fűrés (Anglia), 43. Rajna-árok, 43a. a Holt-tenger árka, 44. Német–Lengyel-síkság, 45. Dél-Ukrajna, 46. Moszkva környéke, 47. Észak-Káspi-süllyedék





2. ábra. A neogén üledékgyűjtők típusai

1. Orogén szegélymélység (alp-kárpáti molassz-öv), a₁ = nagy vastagságú gyűrt molassz, a₂ = vékony, gyűrtetlen molassz, b = alaphegység, c = áttolódott flis-öv, e = e = elmélyülés tengelyvonala, 2. tektonikai árok (Rajna-árok) a = neogén és negyedidőszaki üledék-kitöltés, b = alaphegység, 3. epirogén süllyedék (Északi-tenger) a = neogén és negyedidőszaki üledék-kitöltés, b = alaphegység, 4. katlanszerű beszakadás (Földközi-tenger) v = víz, a = neogén és negyedidőszaki üledék-kitöltés, b = alaphegység, 5. epikontinentális üledéktakaró (Német-Lengyel-síkság) a = neogén és negyedidőszaki üledékek, b = alaphegység

neogén medencének a kialakulása nem egységesen ment végbe, felépítésük sok tekintetben bonyolult. Üledékképződési viszonyait a 6.2. fejezet részben fogjuk még bővebben tárgyalni.

Itt csak egészen röviden utalok rá, hogy mind a Bécsi-, mind a Pannóniai-medencében a neogén hegységszerkezetekben dominál a töréses jelleg. Kimondottan gyűrődéses szerkezeti formák egyedül a medence DNy-i szélén, a Szelence–budafai boltozatvonulat környékén vannak. A medenceperemeken és az egyes alaphegységrögök szélénél néhány helyen láthatunk meredeken feltorlaszolt pliocén rétegeket is (PAUČA M. 1954, JASKÓ S. 1942). Ez azonban ritka kivétel.

A neogén üledékek a Pannóniai-medencében számos kisebb-nagyobb, szabálytalan alakú bemélyedést töltenek ki, s nem mutatható ki bennük olyan hosszan megnyúlt, a hegység csapásirányát követő elrendeződés, mint amilyen például a Kárpátok külső oldalán húzódó ún. molassz-övben vagy akár az Appenninek ÉK-i tövében kialakult előmélység-vonulatban.

Az *alpi-típusú orogén öv* egyik legismertebb jelentős szerkezeti eleme az az előmélység-vonulat, amely a Déli-Kárpátok tövétől kezdve majdnem 3000 km hosszúságban, megszakítás nélkül végig követhető, egészen a Rhône-völgyéig. A nyugat-európai irodalom „molassz-öv” névvel jelöli jellegzetes üledékfáciése után, amely jól megkülönböztethető a tőle befelé elhelyezkedő öv flis fáciestől.

Az *előmélység* a Dunánál, Olteniában kezdődik (7), majd K, ill. ÉK felé tartva fokozatosan mélyül (8). Legnagyobb mélységét Focsani környékén (9) éri el, majd ívesen követve a hegység irányát, É-ra, ill. ÉNy-ra elkanyarodik, s a pliocén üledékek fokozatosan kivékonyodnak, majd a 46. szélességi fokot elérve, teljesen meg is szűnnek. Innen kezdve — egészen a Rhône-völgyéig — mindenütt csak miocén rétegek találhatók, a pliocén üledékek (a Bécsi-medencével történő kereszteződését kivéve) hiányzanak belőle. Lvovnál (9a) szélessége 150 km, a miocén üledékek vastagsága pedig meghaladja a 6000 m-t. Ezután fokozatosan elkeskenyedik és sekélyebbé válik: Krakkónál 30 km széles és 700 m mélységű, Brno-nál 10–15 km széles és 1200 m mélységű. Béctől nyugati irányba haladva egészen a Genfi-tóig átlag 30–60 km széles, kivétel a Sváb-Bajor-medence, ahol meglehetősen kitágul (21).

A molassz-öv eredetileg legtöbb helyen szélesebb volt a mainál, de egyrészt a külső keret pereméről az utólagos lepusztulás, másrészt belső oldalán a flis-öv rátolódása szűkebbre szabta elterjedését. A Keleti- és Déli-Kárpátok hegytömegei kétségkívül még a pliocén kor végén is mozogtak az előtér irányába. Ezt bizonyítja az, hogy az előmélységnek a hegyláb felé eső (belső) sávjában még a dáciai és levantei rétegek is megtorlódtak, meredek redőket és pikkelyeket hozva létre (DOLENKO G. N. et al. 1969, TURCULEȚ L.—MIHAIL E. 1970). A molassz-öv Genftől DNy-ra a Rhône és Saône torkolata táján hegyszögben befut a Jura-hegység Ny-i tövében húzódó előmélységbe (19), amelyben már megint találunk pliocén rétegeket is. Ez utóbbi előmélység 40–50 km szélességgel húzódik a Földközi-tengertől É felé haladva, egészen Dijonig. Itt megszűnik, és innen kezdve a Jura-hegység mezősós közeleinek gyűrt láncolata, flis- és molassz-öv nélkül, közvetlenül érintkezik a kratogén keret szélével (Vogézek, Schwarzwald). Courlansnál a Jura-hegység triász és jura korú rétegei 10 km-es, a csapásra merőlegesen mért vízszintes távolságban rátolódtak a pontusi rétegekre. A fúrások tanúsága szerint a takaró vastagsága 350–400 m, az áttolódási sík pedig közel vízszintes helyzetű (LEFABRAIS-RAYMOND A. 1958).

A *Balkán hegység* északi előterében nincs előmélység, mert a moesia táblát csak vékony lepelként fedi a neogén. Csak délen, a Szófia-medence és Marica-völgy mentén fejlődött ki mögöttes mélység (back deep), az ún. Thráciai-medence (10), amely a Balkán hegység és a Rhodope-masszívum közé ékelődik. Ez a mögöttes mélység aránylag sekély, mert itt a miocén hiányzik és a pliocén rétegsor is csak 600–800 m-t tesz ki.

A Balkán hegység és a Krim között nem ismerjük az összeköttetést, nem tudjuk, mi rejtőzik a Fekete-tenger mélyében. A tenger északi partja pedig (Odessza környéke) már kívül esik az alpi orogén övezet határán.

A *Krim északi oldalán* – ugyanúgy, ahogy azt a Balkánnál is láttuk – nem fejlődött ki előmélység. Csak az Azovi-tenger túloldalán süllyedt be a Kubáni-depresszió (11). Innen K–DK felé haladva a Kaukázus északi tövében végighúzódik az előmélység, egészen a Káspi-tenger partjáig. Van ugyan egy nyeregyszerű kiemelkedése Majkopnál (12), ahol a pliocén rétegek majdnem teljesen kivékonyodnak, de a miocén üledékek itt is megvannak jelentős vastagságban. A Terek-folyó medencéjében (15) azután ismét fokozatosan megvastagodik a pliocén is.

A *Kaukázus és Kis-Kaukázus-hegységek* között húzódó köztes mélyedés nyugati része a Kolhiszi-depresszió (13), keleti része a Kura-depresszió (16). Itt is megvan a két depresszió közötti nyereg Tiflisznél (14), ahol a köztes mélyedés elkeskenyedik és sekélyebbé válik. A fúrásadatokból arra következtettek, hogy a Kaukázus nyugati végénél a Kubáni- és Kolhiszi-depressziók összekapcsolódnak egymással. Biosztratigráfiai és litosztratigráfiai egyezések, ill. különbségek indokolják, hogy rétegtani–öslénytani dolgozatokban nem a kelet–nyugati csapású előmélység- és köztes mélység vonulatokat tekintjük egy-egy összetartozó egységnek, hanem azok nyugati részeit mint „fekete-tengeri”- (euxini), keleti részeit pedig mint „káspi”-kifejlődést tartják számon.

A Káspi-tenger túlsó, vagyis DK-i partján rövid szakaszon még megtaláljuk ennek a neogén üledékgyűjtő vályúnak a folytatását (17). A Káspi-tenger és az Elburz között húzódó molassz-zónát főleg felső-miocén és pliocén üledékek építik fel. A Kopetdag északi oldalát szegélyező előmélység (18) már a belső-ázsiai hegységek tartozéka és üledék-sora lényegesen eltér az előzőktől.

Röviden utalok arra, hogy a Krim, a Kaukázus és a Kopetdag hegyvonulatok előmélységeiben a pliocén üledéksor legfiatalabb tagjai is hullámos redőkbe gyűrődtek, sőt helyenként – aránylag ritkán – még kisebb pikkelyekbe is összetorlódtak. Nincs azonban tudomásunk arról, hogy itt a kiemelkedő hegytömegek a neogén előmélységre takaróként rátorlódtak volna (BELOUSSOW W. W. 1958, MILANOVSKIJ JE. V. 1968, REZANOV I. A. 1961). A szovjet szakirodalomban általánosan elterjedt nézet, hogy a szóban forgó gyűrt lánchegységek köztömegei a neogén folyamán csak vertikális irányú elmozdulásokat végeztek.

Az *Appenninek* előmélysége a Pó-medencével (28) kezdődik, majd folytatódik DK felé Rimini, ill. Apulia felé (29 és 30), mindenütt végigkísérve a hegyláncok ÉK-i tövét. 1965 óta jelentős kőolajkutatói tevékenység történik az Adriai-tenger vizével borított területeken is (HARK H. V.–SCHÖNEICH H. 1971, VERCELINO J. 1970). A mélyfúrások és geofizikai mérések kimutatták, hogy az előmélység kiterjed a jelenlegi Adria területének nagy részére. Itt a neogén ÉNy–DK csapású, aszimmetrikus felépítésű vályút tölt ki oly módon, hogy az üledéksor az isztriai–dalmáciai partok irányából a tenger közepe felé monoklinálisan dől, s a rétegek egyre vastagodnak. A neogén rétegsor legagyobb vastag-

ságát az olasz partok közelében éri el, ahol az Appenninek tövéénél gyűrődések és pikkelyes összetörölódások zavarják meg. Az Abruzzók ÉK-i tövében mélyült számos mélyfúrás bizonyítja, hogy a kövületekkel igazolt alsó-pliocén rétegek fölött mintegy 1500–2000 m vastag — részben kaotikusan meggyűrt — miocén és paleogén üledéktömeg helyezkedik el. Ez a felső-pliocén korban történt áttolódás (vagy alátolódás) közel vízszintes sík mentén történt, a csapásirányra merőleges irányban több mint 40 km-re (OGNIBEN L. 1969, OGNIBEN L. et al. 1975, SESTINI J. 1974). Az Adria túlsó partján, egyedül Albánia partjain találunk a felszínen enyhén hullámos szerkezetű, kisebb vetőkkel szabdalt, a tenger irányában vastagodó és süllyedő pliocén rétegeket (31) (BICOKU T. et al. 1974).

Nagy kiterjedésű előmélység húzódik a *Zagrosz-hegység* tövében Mezopotámiától (24) kezdve, végig a Perzsa-öböl északkeleti partja mentén (25). Itt a kőszótelepeket tartalmazó alsó- és középső-miocén üledékekre több ezer méter vastag kontinentális fáciesű üledéksor települ. Az előmélység délnyugati oldalán a rétegsor fokozatosan kivékonyodik a Szír-Arab-masszívum felé, ÉNy-felől DK-i irányban húzódó, egymással párhuzamos, hullámisan meggyűrt övezetei pedig végig követhetők az előmélység egész hosszában.

Kisázsia északi szegélyén a Pontusi-hegység, déli szegélyén a Toros (Taurusz) és Antitoros (Antitaurusz) hegláncolatai húzódnak végig. Ezen hegláncok általi közbezárt területen is vannak kisebb besüllyedt medencék (26) neogén rétegekkel kitöltve. Itt a tengeri kifejlődésű alsó- és középső-miocén képződményekre néhány száz méter vastag szárazföldi–folyóvízi felső-miocén és pliocén üledékek települnek, vulkáni képződményekkel váltakozva. E süllyedékek az Anatóliai-masszívum tömegébe törések mentén besüllyedt helyi jellegű, aránylag kis méretű, ún. „intramontán” katlanok, és nincsenek kapcsolatban a fiatal gyűrt vonulatok szerkezetével (BECKER-PLATEN J. D. 1970, BRINKMANN R. 1976, IRLITZ W. 1972).

Hasonló hegység szerkezetű, de az előzőknél nagyobb méretű a Teheráni-medence Iránban (27). Ezt a 250 km hosszú és 40 km széles süllyedéket több ezer méter vastag újkainozóos üledéksorozat és vulkáni összetölti ki. Az üledékképződés itt is tengeri kifejlődéssel veszi kezdetét és folyóvízi–szárazföldi hordalékokkal zárul le (STÖCKLIN J. 1974).

2.2. Tektonikus árkok

A tektonikus árkok húzó feszültség hatására létrejött hosszú és keskeny süllyedékek. Két hosszanti szélüket egymással nagyjából párhuzamos csapású és az árok belseje felé dőlő tektonikus töréssíkok alkotják. A könnyebb áttekinthetőség céljából a vázlatos szelvényrajzokon általában erősen túlmagasítva szokták őket ábrázolni (2. ábra, 2. szelvény). Ezzel szemben tény, hogy a bennük felhalmozódott üledékek összvastagsága általában még egy tizedét sem szokta kitenni az árok szélességének. A besüllyedés többnyire lassan, folyamatosan megy végbe, hosszabb földtörténeti időn keresztül. Így az árokban — mint egy természetes ülepítő medencében — összegyűlt a keresztül áramló vízfolyások hordalékanyaga.

A tektonikus árkok elterjedése jóval kisebb, mint az orogén szegélymélységeké és epirogén süllyedékeké. Európában és a Közel-Keleten csupán két olyan tektonikus árokról számolunk be, amelyek újkainozóos üledékgyűjtőként szolgáltak: Rajna-árok, Holt-tenger árka.

A *Rajna-árok* (43) mintegy 40 km széles és 250 km hosszú ÉÉK–DDNy irányú süllyedékét kb. 3000 m vastag üledéksor tölti ki. Az üledéksor alsó egyharmada paleogén, felső kétharmada neogén és negyedidőszaki. Az árok besüllyedése már az eocénben megkezdődött, s kisebb megszakításokkal egész a jelenkorig tart. A harmadidőszaki rétegsorban kőszótelepeket is tartalmazó tengeri lerakódások, csökkentsósvízi lagunaképződmények, édesvízi, tavi- és folyami lerakódások váltakoznak egymással. A pleisztocénben az árok süllyedése egyenetlen volt. Egyes részei kissé megemelkedtek, s itt megindult a régebbi üledékek felszínének letarolódása, más részei tovább süllyedtek. Így az árok területének jelentős részét 100–200 m-t is elérő vastagságú pleisztocén folyami hordalék borítja be (WAGNER W. 1953, SCHAD A. 1964, DOEBEL T. 1967, ILIES H.–GREINER G. 1976).

A *Holt-tenger árka* (43a) É–D irányban húzódik a Jordán-folyó és a Holt-tenger völgye mentén. Jelenlegi felszíne 300–400 m-rel mélyebben fekszik a Földközi-tengerénél. Ennek az az oka, hogy a beleömlő vízfolyások vízhozama kisebb a párolgási veszteségnél. Az odaszállított törmelékanyag mennyisége elmaradt a süllyedési folyamat mértékétől, és ezért az árok nem töltődött fel.

Az árokkitöltés zömét 2000–3000 m vastag miocén tengeri képződmények alkotják, kőszótelepekkel. Erre pliocén és alsó-pleisztocén korú folyóvízi–szárazföldi lerakódások következnek, aránylag kisebb vastagságban. A tektonikus mozgások még a pleisztocénben is tartottak. A középső-pleisztocénben intenzív bazalt-vulkanizmus volt (BENDER F. 1968, ZAK I.–BENTON Y. K. 1972).

2.3. Epirogén süllyedések

Az epirogén süllyedések lapos és széles medencék, fenekük igen enyhén, egyenletesen süllyed a szélektől a középvonal felé. E medencék alapterülete jóval nagyobb, de sekélyebbek, mint az orogén szegélymélységek és tektonikus árkok.

Létrejöttükben orogén mozgások nem vettek részt, s ezért a bennük felhalmozódott üledék rendszerint zavartalan településű. A földkéreg egy részének lassú, folyamatos besüllyedésével keletkeztek. Szomszédságukban viszont helyenként izosztatikusan kiemelt földkéregrészek találhatók. Ilyen esetben a két területrészt egyidejűleg végzett ellentétes előjelű függőleges elmozdulást.

Az epirogén süllyedések szomszédságában ugyanis előfordulhatnak olyan hegységek, amelyek hegységszerkezete már régóta kialakult, változatlan, de maga a hegytömeg „en bloc” kiemelkedése csak a legutóbbi korokban ment végbe, sőt esetleg még jelenleg is folytatódik.

Az epirogén süllyedéseket egyes szerzők epikontinentális medencéknek vagy para-geoszinklinálisoknak is mondják.

Az európai kontinens szélein két típusos formájú új-kainozóos epirogén süllyedék van: az Északi-tenger medencéje s az Észak-Káspi-süllyedék. A kontinens déli szélén egy harmadik nagyméretű új-kainozóos süllyedék is található, ez a Földközi-tenger medencéje. (Ez utóbbinak körvonalai és szerkezete nem olyan egyszerű, mint az előző kettőé. A Földközi-tenger medencéjének bonyolult kialakulási folyamatát egymástól eltérően magyarázzák a különböző szakemberek.)

Az *Északi-tenger medencéje* (40, 41, 42) Paleo-Európa tömegébe süllyedt be, s kü-

lőnböző mezozoós, paleogén, neogén és negyedidőszaki lerakódásokkal van kitöltve. Tár-
gylásunk során kizárólag az új-kainozoós üledéssorral fogunk foglalkozni.

Tengeri és szárazföldi kifejlődésű neogén és negyedidőszaki lerakódások már rég-
óta ismereteseek a medence szélein: Dánia, Németország, Délkelet-Anglia (37) és Hollandia
(38) partjain. Az utóbbi évtizedben kőolajkutatás céljából végzett geofizikai mérések és
kutatófúrások adatokat szolgáltatnak a medence — jelenleg sekély tengerrel borított —
belső részéről is. Ezek szerint a medence tengelyvonala ÉÉNy–DDK csapású, s körül-
belül azonos távolságban van Anglia és Dánia között. Itt a negyedidőszak 1000 m, a
pliocén 5–600 m, a miocén 7–800 métert is elérő vastagságú. A tengelyvonal déli vége
Amszterdamnál fut ki a szárazföldre, ahol a negyedidőszak 600 m, a pliocén 500 m és a
miocén 300 m vastag.

Az Északi-tenger medencéjét kitöltő új-kainozoós rétegek nyugodt településűek,
sehol sincsenek meggyűrve vagy törésekkel felszabdalva. Az üledékképződés folyamatos
süllyedő mozgást végző egységes medencében történt. Települési zavarok egyedül Hollan-
dia partjainak közelében vannak, ahol a medence mélyén rejtőző idős (perm–triász korú)
kőszételemek a fedőrétegek súlyából eredő nyomásnak engedve helyenként áttörték vagy
deformálták azokat. Ez a sós tektonika helyi jelenség csupán s nincs összefüggésben általá-
nosan elterjedt orogén folyamatokkal.

Délkeleti irányban haladva az Északi-tenger medencéje fokozatos átmenetekkel kap-
csolódik a Német–Lengyel-síkság szárazföldi–édesvízi kifejlődésű epikontinentális takaró-
jához oly módon, hogy a rétegsor fokozatosan elvékonyodik és a tengeri fáciesű rétegek
sorra kimaradnak. Északi irányban a medence nyitott az óceán felé. A medence belsejé-
ben a harmadidőszakban általában tengeri fáciesű, finomszemcsés lerakódások az uralko-
dók. Piroklasztikumok csak igen alárendelt mennyiségben fordulnak elő (CASTON V. N.
D. 1977, KENT P. E.–WAMSLEY P. J. 1970, KENT P. E. 1975, PANNEKOEK A. 1956,
RASMUSSEN L. B. 1974, VAN-VOORTHUYSEN J. H. 1954, ZANGWIJN W. H. —
DOPPERT J. W. 1978).

Az *Észak-Káspi-süllyedék* (47) a Káspi-tengertől észak felé terjed a Volga és Ural
folyók alsó szakasza mentén, egészen az 55. szélességi fokig. Ez a mintegy 400–500 km
széles és 1000 km hosszú süllyedék déli irányból a Kaukázus előmélységéből indul ki, de
annál jóval szélesebb és sekélyebb. Amíg ugyanis a Kaukázus előmélységében a neogén ré-
tegek összvastagsága 2000–3000 métert tesz ki — sőt helyenként az 5000 métert is meg-
haladja — addig az Észak-Káspi-süllyedék tengelyvonalában Asztrahánnál kb. 1000 méter,
sőt északabbra menve Kujbisev környékén már csak 400 méter körül van. Postpliocén epi-
rogén mozgás következtében a medencefenék észak felé mind feljebb és feljebb emelke-
dett, így az üledéksor is megvékonyodott, s részben lepusztult (CSERNUSEVA Z. 1962,
VOSZTRJAKOV A. V. 1963).

A medence feltöltődése egyenetlenül ment végbe: déli részében a miocén, északi ré-
szében a pliocén korú üledékek uralkodnak. Érdekes, hogy itt nemcsak a miocén, ha-
nem a felső-pliocén egy része is tengeri kifejlődésű. Valószínű, hogy a pliocénkori tenger-
előntés nem délről, a Paratethys felől jöhetett, mert hiszen ebben a korban itt a Congeria-s
fácies volt általánosan elterjedt. Az óceánnál észak felé való összeköttetésnek nincsenek
nyomai, ha volt is valaha ilyen, azt teljesen eltüntette a negyedidőszaki lepusztulás.

Ha az Észak-Káspi-süllyedéket összehasonlítjuk az Északi-tenger medencéjével,
annyi az egyezés, hogy mindkét süllyedék közel egyforma alapterületű, rétegeik zavar-

talánul települnek, tengelyvonaluk nagyjából É–D irányú, vagyis merőleges Neo-Európa fiatal lánchegység-vonulatainak általános csapásirányára, és végül mindkét süllyedék keleti szomszédságában egy-egy hajdani őshegység „en bloc” újonnan megemelkedett tömege található. Különbség közöttük viszont az, hogy míg a Káspi-süllyedék zöme csak a felső-pliocénben keletkezett és északról dél felé mélyül, addig az Északi-tenger medencéjét kitöltő üledéksor jóval vastagabb, a medence délről észak felé mélyül és feltöltődése folyamatosan ment végbe az új-kainozoikum egész ideje alatt.

2.4. Katlanszerű beszakadások

Ezek a földtörténet legfiatalabb időszakában hirtelen keletkezett, nagy mélységű, katlanszerű beszakadások a régebbi földtörténeti fejlődéstől függetlenül jöttek létre. Formájuk nem illik a régebbi hegységszerkezetbe. A Földközi-tenger és a Fekete-tenger medencéje ilyen típusú képződmény.

A *Földközi-tenger medencéje* jóval nagyobb kiterjedésű valamennyi eddig ismert üledékgyűjtőnél. Alapterülete több mint tízszer nagyobb a Pannóniai-medence területénél, és több mint ötször akkora, mint az Északi-tenger vagy az Észak-Káspi-süllyedék. Mégis aránylag keveset tudunk a Földközi-tenger medencealjazatáról, mivel jelentős részét 2–3000 méternél mélyebb tengervíz borítja.

Kezdetben csak partvidékeit – különösen a gyűrt hegységeket – tanulmányozták a geológusok. Mindössze tíz–húsz év óta foglalkoznak a vízzel borított részekkel is. A hajókról lemélyített – aránylag kis számú – tengerfenék-kutató mélyfúráson kívül főleg a geofizikai mérések szolgáltatott adatokat. Fúrási nehézségek miatt ritkák a messinai korú evaporitok fekvésének korára és fáciesére vonatkozó fúrásadatok. A szeizmikus reflexiós méréseredményekből viszont inkább a hegységszerkezetre és kevésbé a sztratigráfiára tudunk következtetni. Így a messinainál idősebb képződmények rétegtani–öslénytani vizsgálata csak a környező szárazulatokon történt meg.

Középső-miocén tengeri üledékek több helyen is megtalálhatók, így Dél-Franciaország, Szicília, Tunisz, Törökország, Ciprus és Izrael partjainak egy részén. A tengermedence mélyén azonban nem ismerjük a középső-miocén korú tengeri lerakódások elterjedési határait. A megismerést nehezíti az is, hogy a Földközi-tenger medencealjazata igen bonyolult földtani felépítésű: a legkülönbözőbb korú és hegységszerkezetű elemek alkotják. Ezért a Földközi-tenger medencéjében levő új-kainozoós rétegsor vastagságadatait az 1. ábrán kérdőjelekkel kellett jelölnünk.

A mediterrán vidék legnagyobb része Neo-Európa fiatal gyűrt lánchegység övezetében fekszik. Erre utal – a geofizikai méréseken kívül – a tengervízből kiemelkedő szigetek (Baleárok, Szicília, Kréta, Ciprus) felépítése is. Csak a Líbia, Egyiptom és Izrael partjaival határos déli és délkeleti részek csatlakoznak a stabil szerkezetű Afrikai-táblához. Amíg azonban az európai szárazulaton a fiatal lánchegységek köztömegei magasra kiemelkedtek, addig a Földközi-tenger medencéjében ez nem ment végbe. Valószínű, hogy a messinai idején már egy egységes medence volt itt, amelyet nem választottak szét magasra kiemelkedő sziklabérces hegyhátak.

Több földtani kongresszuson is folytattak vitákat a messinai ősföldrajzi viszonyairól (Utrecht 1973, Split 1976, Athén 1979). Az egyik kialakult felfogás szerint a gipsz- és kősórétegek enyhén hul-

lámos felületre rakódtak le és csak ezt követően (a pliocénben) süllyedtek be a medence középső részei több ezer méterre. Ezzel ellentétben az a vélemény, hogy a Földközi-tenger mai katlanszerű formája már a középső-miocénben kialakult és azóta sem változtatta meg mélységét egészen mostanáig. Egy másik erősen vitatott kérdés az, hogy a gipsz és kősó sivatagos környezet 1–2 méter mélységű sekély tavaiából („sabhka”) vagy pedig esetleg ezer métert is meghaladó mélységű beltengerek („lac-mers”) fenekén csapódott-e ki. Ez utóbbi felfogást vallók szerint a messinai felső részeiben helyenként előforduló congeriás–melanopsisos üledékek csupán kis elterjedésű peremi lagunaképződmények, mert a medence nagy kiterjedésű belső részeit szüntelenül tengervíz borította el. E problémakörhöz tartozik az is, hogy az óceánnal összekötő tengerszoros hol, mikor és milyen formájú lehetett. Mindmáig nem sikerült meg-egyezésre jutni ezekben a kérdésekben.

Általánosan elfogadott az a tény, hogy a Földközi-tenger postmessin üledéklerakódása már nagyjából egységes módon ment végbe. A pliocén és pleisztocén képződmények fáciesviszonyai sehol sem tükröznék olyan jelentős különbségeket, mint amilyeneket az Alpok vagy Kárpátok által elválasztott medencék rétegsorai között láthatunk.

Bár a Földközi-tenger medencéje a messiniaiban, pliocénben és negyedidőszakban nagyjából egységes, összefüggő üledékgyűjtő volt, a benne lerakódott tengeri üledékek vastagsága helyenként mégis eltérő, a medencefenék süllyedésének mértékétől és az oda-szállított hordalék mennyiségétől függően. A messinai teljes vastagsága csupán kevés helyen ismeretes, mivel a medence belsejében lemélyített fúrások többsége nem hatolt le egészen a képződmény talpáig. A geofizikai mérésekből következtetve az evaporitos képződmények általában több száz métert tesznek ki még ott is, ahol nem gyűrődtek fel.

A postmessin üledékek maximális vastagsága az egyes, parthoz közel eső területeken a következő: Rhône-delta (33) 2000 m, Algéria és Tunézia partjai előtt helyenként az 1000 métert is meghaladja, Nílus-delta (34) 2800 m, Izrael partjai előtt (35) 1400 m, az Iskenderuni (Adana)-öbölben (36) 1000 m. Ezzel szemben a tengermedence belsejében a postmessin rétegsor jóval vékonyabb, nem egyszer néhány száz méternyi. E jelenség magyarázatával egy későbbi fejezetben még részletesen fogunk foglalkozni (NESTEROFF W. et al. 1972, CRAVATTE J. et al. 1974, BISHOP W. F. 1975, HSÜ K. J. et al. 1978, MALOVITSKY YA. B. et al. 1975, BIJU-DUVAL B.–MONTADERT L. 1976, MONTENAT CH. 1977, AUBOIN J. 1977, STANLEY D. J. 1977, BUROLLET P. et al. 1978).

A *Fekete-tenger medencéjének* alapterülete hétszer kisebb a Földközi-tengerénél. Az európai szárazulatról beömlő nagy folyamok (Duna, Dnyeper, Don) bőséges hordalék-szállítása lépést tudott tartani a tengermedence süllyedésének mértékével. Ezért Konstanca, Odessza, Szevasztopol és Novorosszijszk partvonala előtt jelenleg mindenütt csak sekély víz borítja el az 1500–2000 méter vastagságot is elérő delta-üledéket (LETOUZEY J. et al. 1976).

A 43–44. szélességi fokoktól délre a tengerfenék mélyülni kezd, a deltaüledékek pedig fokozatosan elvékonyodnak és megszűnnek. Kisázsia irányából ugyanis nem történt jelentős hordaléklerakódás. Így itt a vízmélység jelenleg meghaladja a 2000 métert is. A Fekete-tenger déli felében lemélyített tengerfenék-kutató fúrások szerint az evaporitos messinai itt hiányzik. A felső-miocén brack fáciesű foraminiferás agyag, a pliocén és pleisztocén pedig – az oligohalin lerakódásokon kívül – édesvízi tavikréta és diatomás iszap, továbbá folyóhordalék és lösz képviseli. A medencefenék süllyedésének jelentős felgyorsulása valószínűleg csak a negyedidőszakban történt meg.

Mostanáig hiányzik a Fekete-tenger közepén lemélyített kutatófúrások rétegsorainak korrelálása a környező szárazulatokról ismert új-kainozóos rétegsorokkal. Az üledékek

fáciesváltozásai arra utalnak, hogy a medence besüllyedése szakaszosan ment végbe és helyenként eltérő intenzitású volt. Néhol még üledékhézag is iktatódik a lerakódások közé, átmeneti regressziós periódusok nyomaként (KVASZOV D. D. 1977, ROSS D. 1977, HSÜ K. I. 1978a-b, MURATOV M. V. et al. 1978, MALOVICKIJ JA. P. 1979).

A Fekete-tenger medencealjzata eltér a Földközi-tengerétől és inkább a Paratethys szomszédos részeihez hasonló felépítésű.

2.5. Epikontinentális üledéktakaró

Általában 200–300 méternél vékonyabb, gyakran csak néhány tíz méter vastagságú rétegsorok. Horizontális elterjedésük két három nagyságrenddel meghaladja vastagságukat. Elterjedésük bonyolult, zegzugos körvonalaiat a beléjük vágódott eróziós völgyhálózat alakította ki (2. ábra, 5. szelvénye).

Epikontinentális üledéktakarót alkotnak az új-kainozóos rétegek mintegy 1000 km hosszúságban és 500 km szélességben Hollandiától kezdve a Német–Lengyel-síkságon át egészen Brestig (39, 44). Itt a pleisztocén vastagsága 10–50 m, a poznani tarka agyag 50–100 m, a barnakőszéntelepes rétegsor pedig 100–200 métert tesz ki. Az egész új-kainozóos rétegsor átlagvastagsága tehát nem több, mint 200–250 m. A terület egy részén a paleogén teljesen hiányzik, s itt a miocén rétegtani hézaggal borítja a mezozoos-paleozoos aljzat felszínét. Az epikontinentális takaró zavartalan, horizontális fekvésű. A kutatófúrások csak helyenként mutattak ki a medencealjzatban kisebb méretű árkos besüllyedéseket. Ez utóbbiaknak gyakorlati jelentőségük van, mert bennük – az üledékképződéssel egyidejű süllyedés következtében – aránylag vastagabb széntelepek keletkeztek mint másutt: a produktív telepvastagság helyenként a 100 métert is elérheti. Ilyen például az Alsó-rajnai árok, Köln, Bonn és Aachen környéke, valamint a Belchatów széntelep Lengyelországban (TEICHMÜLLER R. 1958, CIUK E. 1968, GOEDECKE H. 1976).

Tovább, kelet felé haladva a Fekete-tenger és az Azovi-tenger északi partjainál tengeri kifejlődésű miocén és káspi-brack (kongériás) fáciesű pliocén néhány tíz méteres üledéksora található (45). Észak felé Ukrajnában ezek a rétegek folyóvízi–szárazföldi fáciesbe mennek át. Itt – Ukrajnában – a takaró már nem egységes, hanem a Bug, Dnyeper és Donyec folyók bevágódó völgyhálózata különálló darabokra szabdalta szét (MOLJAVKO G. N. 1960, SZINEGUB V. 1969, NALIVKIN D. V. 1962).

Az Orosz-síkság javarészen ma már csak eróziós reliktumait találjuk meg ennek a hajdan jóval nagyobb kiterjedésű epikontinentális takarónak. Így a Moszkvától DK-re levő Oka-síkságon mintegy 20–30 m vastag teresztrikus kifejlődésű pliocén és pleisztocén lerakódások vannak (46).

Ez az epikontinentális üledéktakaró, melynek különböző maradványait végigkövethetjük Nyugat-Németországtól egészen az Ural-hegység lábáig, egy hajdani szárazulat ősi felszínét borítja. Az üledéktakaró bázisán megfigyelhető aljzatának ősi relieffe. A miocén és pliocén üledékek több helyen kitöltik a lerakódásuk előtt létrejött ősi folyóvölgyek mélyedéseit is.

Az epikontinentális üledéktakarótól északra fekvő területeket jégtakaró borította a negyedidőszakban. Itt a glaciális erózió erősen letarolta a földfelszínt, s ezért a jéggel tartósan elborított területek alatt nyomai sem maradtak meg a harmadidőszaki üle-

dékeknek. Csak a jégtömeg pereme elé rakódott végmorénák alatt, valamint a moréna-övtől délre levő periglaciális területeken találhatók meg az epikontinentális takarót alkotó miocén és pliocén lerakódások.

A *Balti-tenger* környéke is a lepusztulási területhez tartozott a negyedidőszakban. Oligocén, miocén és pliocén lerakódások csak a mai tengerparttól délre találhatók. A Balti-tenger vizével borított medencealjzatot mezozóos, főleg pedig paleozóos és archaikus kőzetek építik fel. Ezeket a tengerfenéken maximálisan 10–20 m vastagságú felső-pleisztocén és holocén korú iszapréteg takarja be (GUDELISZ V. K.—EMELJANOV E. M. 1976, 41. és 60. old.). A Balti-tenger mindenütt sekély; átlagos vízmélysége nem több száz méternél. Ezzel szemben az északnémet és északlengyel síkságok neogén és negyedidőszaki üledékeinek vastagsága (Berlin, Gdansk, Varsó és Vilnius környékén) átlagosan 150–200 m-re tehető. Vagyis, ha az epikontinentális üledéktakaró ezektől a helyektől észak felé tovább terjedt volna, úgy teljesen kitöltötte volna a Balti-medencét is, és így nem keletkezhetett volna itt tenger. A Balti-tenger helyén nincs jelentős tektonikus süllyedék. A tengerfenék általában nem nyúlik le mélyebbre, mint a tőle délre levő északnémet és északlengyel síkságok neogénjének alsó réteghatára. A Balti-tengert körülhatároló szárazulatokon végzett mérnöki szintezések sem mutatták ki sehol a földfelszín süllyedő mozgását. Sőt ellenkezőleg, az egész terület — Skandináviával együtt — emelkedésben van jelenleg is (FLINT R. F. 1971, 348., 351. és 611. old.).

A Balti-tenger és Északi-tenger medencealjzata tehát jelentősen különbözik egymástól. Ez fejlődéstörténetük eltérő voltának következménye.

A Balti-tenger vízmedencéje, valamint a beléje ömlő folyók (Odera és Visztula) csak a felső-pleisztocén vége felé keletkeztek, a jégtakaró visszahúzódását követő időkben. Az azóta eltelt tíz-tizenkétezer év földtörténeti mértékkel mérve igen rövid időtartam. Ez tehát nem volt elég ahhoz, hogy jelentősebb mennyiségű hordalékanyag halmozódhasson fel a Balti-medencében.

Ezzel szemben az Északi-tenger medencéje üledékgyűjtőként működött az egész harmadidőszakban, több ezer méter vastag rétegsort halmozva fel. A pleisztocénben is bővizű folyamok (Ős-Rajna és Ős-Elba) torkolltak belé. Utóbbiak negyedidőszaki hordalékanyaga több száz méternyi, sőt helyenként ezer métert is elérő vastagságban halmozódott fel az Északi-tenger folyamatosan süllyedő medencéjében.

3. AZ ÜLEDÉKFELHALMOZÓDÁS MENNYISÉGI VÁLTOZÁSAI

Az üledékképződés intenzitása térben és időben változó. Az üledékgyűjtő medencék nagyságától és formájától, valamint az oda szállított hordalékanyag mennyiségétől függ. E folyamatok törvényszerűségeinek megállapításához nélkülözhetetlen az észlelt adatok számszerű kifejezése. Meg kell tehát adnunk a képződött üledék mennyiségét, a lepusztított és feltöltődött terület kiterjedését, a folyamat időtartamát stb. Ezek a számadatok természetesen nem egzakt értékek, hanem csak nagyságrendi tájékoztatást nyújtanak. Pontatlanságuk azonban csekélyebb, hogysen lényegesen befolyásolja a belőlük levont következtetések értékét. Így felhasználhatók a leíró természettudományban általában szokásos kifejező eszközként.

Eredményeink értékét befolyásolja az a tény is, hogy a neogén és negyedidőszak kb. 20 millió éve, a paleozóikum kezdete óta eltelt több száz millió évhez viszonyítva, alig néhány százalékot tesz ki. Ugyanígy a földrajzi elterjedést tekintve, a most általunk megvizsgált terület nagysága (kb. 15 millió km^2) mindössze egytized része a Föld összes szárazulatának. Megállapításaink azonban mégis összehasonlítási alapul szolgálhatnak majd más földtani korok vagy vidékek hasonló szempontú kiértékeléséhez.

Az alábbiakban először területenként fogjuk vizsgálni az ott keletkezett üledékek vastagságát, majd rátérünk az idő függvényében történt intenzitás-változásokra.

3.1. Az üledékvastagságok változásai területenként

A 2. fejezetben az üledékgyűjtő medencéknek öt alaptípusát különböztettük meg: orogén szegélymélységek, tektonikus árkok, epirogén süllyedékek, katlanszerű beszakadások, epikontinentális üledéktakarók. Mint a 2. ábrán is látható, ezeknek az alaptípusoknak üledékvastagságai között nagyságrendi eltérés van. Az összegyűjtött üledékvastagsági adatokat táblázatos formában foglaltuk össze (1–3. táblázat). A táblázatok fejlécének számozása megegyezik az 1. ábrán alkalmazott sorszámokkal.

Az 1. táblázat a Paratethys középső részének üledékképződési viszonyait mutatja be. Itt a felső-pliocén a levantei, ilnicki, gutini és romániai emeleteket, továbbá a magyar Alföld tarka-agyag sorozatát képviseli, a középső-pliocén pedig a Bécsi-medence F–H szintjeit, a magyarországi felső-pannóniait, a pontusit, a koselevszki és dáciai emeleteket foglalja magában. Az alsó-pliocén és felső-miocén átmeneti rétegekhez a Bécsi-medence A–E szintjeit, a magyarországi alsó-pannóniait, az izovszki és meotizsi rétegeket soroltuk. A szarmata emelet megjelölés mindenütt egyformán használatos. A kö-

A Paratethys középső részének új-kainozóos rétegsorai
(vastagságadatok méterben)

Földtani kor	1. Bácskai- medence	Pannóniai-medence				6. Erdélyi- medence	Dáciai-medence			10. Thráciai- medence
		2. ÉNy-i része	3. DNy-i része	4. ÉK-i része	5. középső része		7. nyugati vége	8. középső része	9. ÉK-i része	
Negyed- időszak	0	200	50	450	350	0	0	100	200	0
Felső- pliocén	0	100	200	600	500	0	200	1400	1000	50
Középső- pliocén	450	1500	1100	400	900	1200	700	800	1300	700
Alsó-pliocén– felső-miocén átmenet	800	1000	1500	150	800		300	600	800	0
Szarmata	700	200	100	1400	0	800	900	1000	1900	0
Középső- miocén	3200	4000	1500	3400	0	2000	650	300	400	0
Alsó- miocén	300	0	0	200	0	800	250	0	0	0
Összesen:	5450	7000	4450	6600	2550	4800	3000	4200	5600	750

zépső-miocénbe a bádai, kárpáti és ottnangi (régebbi gyakorlat szerint, tortónai és helvétai) emeletet, az alsó-miocénbe az eggenburgi (régebbi megjelölés szerint burdigaljai) tartozik. Az egri (akvitáni és katti) üledékek nem szerepelnek ebben a kimutatásban, mivel még az oligocén üledékciklus regressziós fázisát képviselik és így nem kapcsolódnak az új-kainozóos üledékképződési folyamathoz.

A 2. táblázat a Paratethys keleti részének üledékgyűjtőit mutatja be.

Itt az akcsagil és apseron a felső-pliocénbe, a cimmériai, kujalnicksi, balaháni a középső-pliocénbe, a pontusi és meotisi az alsó-pliocénbe van sorolva. A felső-miocén a szarmata emeletet, a középső miocén a konkai, karangani, csokraki, tarhani és kozakhuri rétegeket foglalja magában. Az alsó-miocént a sakarauli rétegek képviselik.

A 3. táblázat Európa és a Közel-Kelet valamennyi új-kainozóos üledékgyűjtőjének üledékvastagságadatait mutatja be, földtani korok szerinti megoszlásban.

Megjegyzendő, hogy az egyes területeken alkalmazott rétegtani beosztások között néhol bizonyos eltérések vannak, ez egyes esetekben csökkenti az adatok összehasonlíthatóságát pontosságát.

A továbbiakban részletesebben vizsgáljuk az üledékvastagságok területenkénti változásait.

Az *orogén szegélyméliségekben* jelentős mennyiségű üledéktömeg halmozódott fel. Ezek szélessége 40–200 km között változik. A pliocén üledékek összvastagsága általában 500 és 3000 méter között van, a teljes új-kainozóos rétegsor összvastagsága néhol meghaladja a 6000–7000 métert is.

Érdekes összefüggésre derül fény, ha a 3. táblázat 1–31 rovataiban található adatok alapján, az orogén szegélyméliségek szélességének függvényében, azok vastagságadatait ábrázoljuk. A 3. ábrán két görbe látható, egyik csak a pliocénre, a másik a teljes neogén+negyedidőszaki rétegsorra vonatkozik. Ahogy azt az – interpolálással szerkesztett – ábra is mutatja, a kisebb medence-szélességekhez vékonyabb, a nagyobb szélességekhez vastagabb rétegsorok tartoznak.

Tektonikus árkok. Jellemző példájuk a Rajna-árok, amelynek szélessége 40 km, új-kainozóos üledéksora pedig 2300 m vastag. Ez mintegy kétszerese a hasonló szélességű orogén szegélyméliségek rétegsor-vastagságának.

Megjegyzendő, hogy a Rajna-árok besüllyedése és feltöltődése már az eocén–oligocén határon megkezdődött, s ezért a neogén fekvésében még mintegy 1000 m vastag oligocén is rejtőzik. De a Rajna-ároknak más a fekvése és genetikája is, mivel nem tartozik Neo-Európa alpin övezetébe. Ez okoknál fogva nem oszthatjuk PUSCSAROVSZKIJ JU. M. (1959) felfogását, aki a Rajna-árkot is az orogén szegélysüllyedések csoportjába sorolja.

Az *epirogén süllyedékek* (más néven epikontinentális medencék, párageoszinklinálisok) szélesek és sekélyek, fenekük enyhén, egyenletesen lejt a szélektől középirányba. Így a medence belsejében a legvastagabb az üledékkitöltés. Jellemző példák az Északi-tenger medencéje és az Észak-Káspi-süllyedék.

A 4. táblázat és a 4. ábra négy különböző medenceperem 25–25 kilométerenként számított vastagsági átlagadatait mutatja be. Ezek közül háromnál: Északi-tenger, Észak-Káspi-süllyedék, továbbá a Pannóniai-medence belső része (Székesfehérvár és Szeged között) egyenletesen vastagodik az üledéksor a peremektől befelé haladva. (Érdekes, hogy a Pannóniai-medencében a felső-pliocén tarkaagyag sorozat, valamint a negyedkori üledékek vastagságadatai közel azonosak az Északi-tenger teljes pliocén és negyedidőszaki üledéksorának vastagságadataival. Az Észak-Káspi-süllyedék akcsagil és apseron üledéksora viszont alig félfannyira vastagodik meg.)

A Paratethys keleti részének új-kainozóos rétegsorai
(vastagságadatok méterben)

Földtani kor	11. Kubáni depresszió	12. Sztavropoli és Majkop környéke	13. Kolhiszi depresszió	14. Kura depresszió Ny-i vége	15. Terek depresszió	16. Kura depresszió K-i része	17. Délkelet- Káspi süllyedék	18. Karakum depresszió
Negyvedidőszak	0	0	50	0	100	0	150	450
Felső-pliocén	200	0	150	0	1600	1250	600	400
Középső-pliocén	800	0	200	0	50	2400	2200	200
Alsó-pliocén	1100	100	1700	800	800	400	0	300
Szarmata	700	400	500	1500	1200	450	100	500
Középső-miocén	900	900	900	300	800	600	200	200
Alsó-miocén	400	400	800	1000	800	900	0	400
Összesen:	4100	1800	4300	3600	5350	6000	3250	2450

Ezzel szemben a *katlanszerű beszakadások* közé sorolt Földközi-tenger üledékviszonyait jellegzetesen eltérő görbe mutatja a 4. ábrán. Eszerint a legvastagabb, 1200 m-t is meghaladó üledékek a parttól 25 km-re vannak. Különösen a nagy folyótorkolatok előtt halmozódtak fel ilyen hatalmas üledéktömegek, de a partok mentén másutt is jelentős üledékképződés folyt (ugyanis a Földközi-tengerbe számos olyan vízfolyás ömlik, amely a környező hegyláncokból bőséges hordalékot szállít magával). A partoktól távolabbra, be-

3. táblázat

Az európai és közel-keleti új-kainozóos medencékben felhalmozódott üledékmennyiségek földtani korok szerinti megoszlása
(vastagságadatok méterben)

Földtani kor	1. Bécsi-medence		Pannóniai-medence							
			2. ÉNy-i rész		3. DNy-i rész		4. ÉK-i rész		5. Középső rész	
	m	%	m	%	m	%	m	%	m	%
Negyed-időszak	0	0	200	3	50	1	450	7	350	16
Pliocén	1250	23	2600	37	2800	63	1150	17	2200	84
Miocén	4200	77	4200	60	1600	36	5000	76	0	0
Összesen:	5450	100	7000	100	4450	100	6600	100	2550	100

Földtani kor	6. Erdélyi- -medence		Dáciai-medence						10. Thráciai- -medence	
			7. Ny-i vége		8. Középső- része		9. ÉK-i része			
	m	%	m	%	m	%	m	%	m	%
Negyed- időszak	0	0	0	0	100	2	200	4	0	0
Pliocén	1200	25	1200	40	2800	67	3100	55	750	100
Miocén	3600	75	1800	60	1300	31	2300	41	0	0
Összesen	4800	100	3000	100	4200	100	5600	100	750	100

Földtani kor	11. Kubán		12. Sztavropol		13. Kolhisz		14. Kura Ny-i vége		15. Terek	
	m	%	m	%	m	%	m	%	m	%
Negyed-időszak	0	0	0	0	50	1	0	0	100	2
Pliocén	2100	51	100	6	2050	48	800	22	2450	46
Miocén	2000	49	1700	94	2200	51	2800	78	2800	52
Összesen:	4100	100	1800	100	4300	100	3600	100	5350	100

3. táblázat folytatása

Földtani kor	16. Kura K-i része		17. DK-Káspi-süllyedék		18. Karakum		19. Saône-völgy		20. Svájc–Württemberg	
	m	%	m	%	m	%	m	%	m	%
Negyed-időszak	0	0	150	5	450	18	0	0	0	0
Pliocén	4050	67	2800	86	900	37	250	50	0	0
Miocén	1950	33	300	9	1100	45	250	50	3000	100
Összesen:	6000	100	3250	100	2450	100	500	100	3000	100

Földtani kor	21. Felső-Ausztria		22. Alsó-Ausztria		23. Szíria		24. Mezőpotámia		25. Perzsa-öböl	
	m	%	m	%	m	%	m	%	m	%
Negyed-időszak	0	0	0	0						
Pliocén	0	0	0	0	1600	59	3000	67	2000	50
Miocén	2500	100	2900	100	1100	41	1500	33	2000	50
Összesen:	2500	100	2900	100	2700	100	4500	100	4000	100

Földtani kor	26. Anatólia		27. Teheráni-medence		28. Pó-síkság		29. Rimini		30. Apulia	
	m	%	m	%	m	%	m	%	m	%
Negyed-időszak	0	0			1600	38	1500	39	600	26
Pliocén	200	14	200	17	1400	33	1200	32	600	26
Miocén	1200	86	1000	83	1200	29	1100	29	1100	48
Összesen:	1400	100	1200	100	4200	100	3800	100	2300	100

Földtani kor	31. Albánia		32. Alboran-tenger		33. Rhône-delta		34. Nílus-delta		35. Izrael	
	m	%	m	%	m	%	m	%	m	%
Negyed-időszak	100	2	400	45	200	7	700	17	600	25
Pliocén	2000	41	300	33	800	30	2100	50	1000	42
Miocén	2800	57	200	22	1700	63	1400	33	800	33
Összesen:	4900	100	900	100	2700	100	4200	100	2400	100

3. táblázat folytatása

Földtani kor	36. Adana- (Iskanderunli) öböl		37. DK-Anglia		38. Hollandia		39. ÉNy-Német- ország		40. A ₂ tengeri fúrás (Dánia)	
	m	%	m	%	m	%	m	%	m	%
Negyed- időszak	600	18	100	67	500	63	—	—	350	24
Pliocén	500	15	50	33	100	12	100	33	200	14
Miocén	2300	67	—	—	200	25	200	67	900	62
Összesen:	3400	100	150	100	800	100	300	100	1450	100

Földtani kor	41. Argil tengeri fúrás (Anglia)		42. Forties tengeri fúrás (Anglia)		43. Rajna- árok		44. Német– Lengyel- síkság		45. Dél- Ukrajna	
	m	%	m	%	m	%	m	%	m	%
Negyed- időszak	500	32	400	32	300	13	50	20	—	—
Pliocén	600	39	550	44	500	22	100	40	50	25
Miocén	450	29	300	24	1500	65	100	40	150	75
Összesen:	1550	100	1250	100	2300	100	250	100	200	100

Földtani kor	46. Moszkva, Oka		47. É-Káspi -süllyedék	
	m	%	m	%
Negyed- időszak	20	40	—	—
Pliocén	20	40	600	100
Miocén	10	20	—	—
Összesen:	50	100	600	100

felé haladva előbb enyhén, majd mind intenzívebben csökken a vastagság. A parttól 100 km-re már csak 600 m, 150 km-re pedig 300 m az átlagos érték. 150 km-nél beljebb már nem mutatható ki egyenletes csökkenés, hanem a helyi körülményektől függően változnak többé-kevésbé az üledékviszonyok.

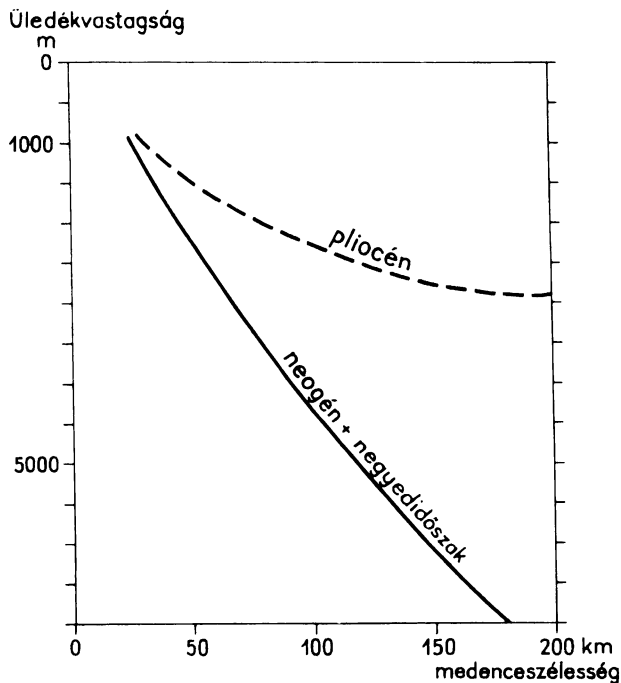
A Földközi-tenger középső részein, a partoktól 150 kilométernél nagyobb távolságra mostanáig alig egy tucatnyi tengerfenék-kutató fúrás mélyült le. Nincs tehát kellő mennyiségű adatunk az itteni üledékképződési viszonyok szabályszerűségeinek pontos kimutatásához. Ezért hozzávetőlegesen csupán annyit mondhatunk, hogy a Földközi-tenger medencéjének legbelső részében a negyedidőszaki és pliocén üledékek együttes vastagsága átlag 300 métert tesz ki, s a vastagságadatok szórása függetlennek látszik mind a jelenlegi vízmélységtől, mind a partoktól való távolságtól.

A Földközi-tengerben és az Északi-tengerben lerakódott üledékek vastagsága közötti eltérést az üledékképződési folyamatban, illetve a két medence besüllyedés-módja közötti különbségben kell keresnünk.

Az Északi-tenger, és az Észak-Káspi-süllyedék besüllyedése enyhén és folyamatosan ment végbe. Így sohasem keletkezett mélyebb és szélesebb vízmendence, mint amit a be-

A medenceperemtől való távolság és a medencében lerakódott üledék vastagságának összefüggése

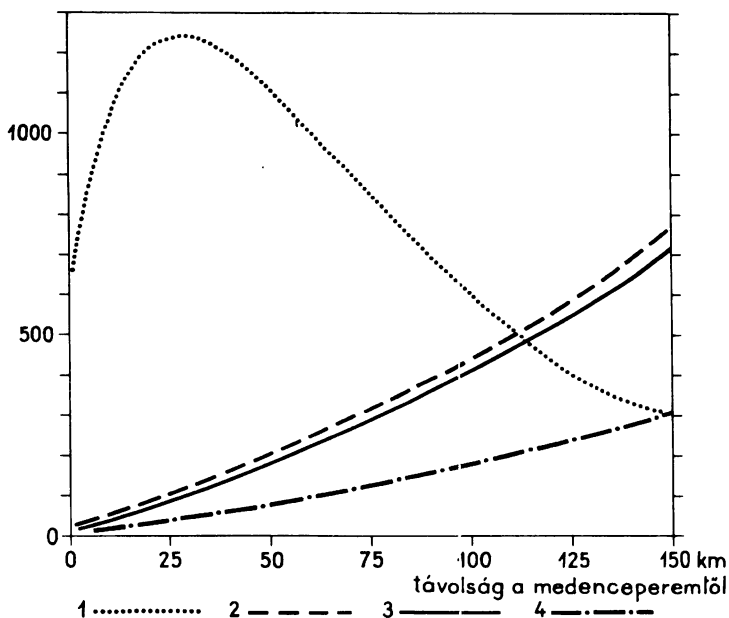
Üledékvastagságok m	Távolság a medenceperemtől km-ben					
	25	50	75	100	125	150
Földközi-tenger (pliocén és negyedidőszak)	1250	1100	850	600	400	300
Északi-tenger (pliocén és negyedidőszak)	100	200	325	450	575	750
Pannóniai-medence (felső-pliocén és negyedidőszak)	100	200	300	420	550	700
Északi-Káspi-süllyedék (akcsagil és apseron)	50	100	150	200	250	300



3. ábra. Az orogén szegélymélységek szélességének és a bennük felhalmozódott üledékek vastagságának összefüggése

ömlő folyók törmelékanyaga folyamatosan ki nem tölthetett volna. Számos adatunk van arra, hogy ez a két medence a neogénben és a negyedidőszakban sohasem volt több ezer méter mélységű vízzel borítva; mindig sekélytenger, tó, mocsár vagy folyami, ártéri előntési területet alkotott. Így az üledékfelhalmozódás is nagyjából egyenletesen ment végbe

Üledékvastagság
m



4. ábra. Üledékvastagság-változások a medencék szélein

1. Földközi-tenger, post-messinai (pliocén és negyedidőszak) üledékek összessége, 2. Északi-tenger, pliocén és negyedidőszaki üledékek összessége, 3. Pannóniai-medence, felső-pliocén tarkaagyag sorozat és negyedidőszak együtt, 4. Észak-Káspi-süllyedék, akcsaíjl és apseron együtt

mindenütt: a kissé gyorsabban süllyedő belső részeken általában vastagabb, a kevésbé süllyedőkön vékonyabb tömegek halmozódtak egymásra.

Ezzel ellentétben a *Földközi-tenger* már a pliocén kezdete (vagyis a messinai vége) óta igen mély és széles horizontális kiterjedésű medencét alkot. Nagy részét 2000–3000 m mély víz borítja, sőt van, ahol 5000 méternél is mélyebb. Tény, hogy a hajókról lemélyített kutatófúrások a tengervízzel borított medencefenék több pontján olyan pliocén üledéksort találtak, amelynek Foraminifera-faunája mélyvízi körülmények között élt. A Földközi-tenger medencéje tehát már a pliocénben jóval mélyebb és szélesebb volt, mintsem a beléje ömlő folyamok ősei feltölthették volna. A medence besüllyedésének mértéke meghaladta az odaszállított hordaléktömeg nagyságát.

A *Fekete-tenger* viszonyai ebben a vonatkozásban némileg hasonlóak a Földközi-tengeréhez. A geofizikai mérések szerint a Duna és Dnyeper folyók deltájának tengervíz alatti folytatása 100 km-nél messzebbre benyúlik a medencébe, s a deltakúpban lerakódott pliocén és pleisztocén hordalékanyag vastagsága több, mint 2000 m (LETOUZEY J. et al. 1976).

Rámutattunk tehát, hogy a Földközi-tenger és a Fekete-tenger katlanszerű beszakadásának hegységszerkezeti formája, valamint új-kainozóos üledékeinek térbeli helyzete sokkal bonyolultabb, mint az Északi-tengeré és az Észak-Káspi-süllyedéké. Ezért nem tekinthetők tipikus epirogén süllyedéseknek. Nem illenek bele Neo-Európa gyűrt

lánchegységvonulatainak előmélyiségei közé sem. Indokolt tehát külön típuscsoportba sorolni a Földközi-tenger és a Fekete-tenger fiatal katlanszerű beszakadásait. Keletkezésük mechanizmusával és idejével kapcsolatban megoszlanak a vélemények.

Egyik feltevés szerint már a messiniaiban is egy ugyanilyen formájú, 2000 méter mély, kiszáradt medence volt a Földközi-tenger helyén, amelynek meredek falaiba sziklaszurdokokat (vádikat) vágtak be a távolabbról eredő folyamok. A mai Gibraltári-szoros helyén pedig hatalmas vízeséssel zúdult be az óceán vize.

A másik vélemény szerint a mai Földközi-tenger helyén a messiniaiban egy széles, lapos síkság volt, s csak később — a pliocénben és pleisztocénben — süllyedt le folyamatosan a medencefenék.

Ha az első feltevés a helytálló, akkor a prepliocén domborzatnak meg kellett volna őriznie a hajdani nagy domborzati különbségek nyomait. Ez azonban nincs így. A hajdani ősfolyamok völgyei nem folytatódnak a mai tengerfenék mélyén, meredek falú nagy sziklaszurdokokban. Helyenként valóban vannak szubmarin kanyonok is, de ezek nem a prepliocén domborzathoz tartoznak, hanem a pliocén és negyedidőszaki lerakódások felszínébe vágódtak be. Így ezek a szubmarin kanyonok nem messiniai korúak, hanem negyedidőszakiak.

Ugyanígy nincs nyoma annak sem, hogy a mai Gibraltári-szoros helyén egy óriási zuhatag létezett volna. Ha itt ezer métert meghaladó mélységbe, hosszú időn át szakadatlanul lefelé zúdult volna a vízáradat, úgy a zuhatag állandóan tördelte volna a sziklákat és kőtörmelékét sodort volna magával. A Gibraltári-szorosnál azonban sehol sem halmozódott össze durva breccsa- vagy konglomerátum-tömeg. Az eddig ismeretes adatok tehát amellett szólnak, hogy a Földközi-tenger katlanszerű beszakadása nem volt meg a messiniai korszak előtt, hanem csak később a pliocén és negyedidőszak folyamán jött létre.

Az *epikontinentális üledéktakarók* vékony lepelként borítják Mezo- és Ős-Európa, a neogénben már inaktív közettömegeinek felszínét. Gyakorlatilag zavartalan, horizontális településben fekszenek, legfeljebb csak néhány alárendelt, kis méretű vetődés található bennük. A vetődésekkel határolt tektonikus árkokban kissé vastagabb, másutt nagyjából egyenletes, kis vastagságú lerakódások találhatók. Az epikontinentális üledéktakaró kitölti a preneogén szárazulat domborzati egyenetlenségeit. Ezért a hajdani ösvölgyekben vastagabb, a hajdani vízválasztó hátságokon vékonyabb lerakódások keletkeztek. Ezek a vastagságadatok azonban jelentéktelenek az előzőekben már ismertetett többi üledékfelhalmozódás típus méreteihez képest.

Hasonló vastagság-különbségeket mutattak ki a paleozóos üledékek esetében is: epikontinentális kambroszilur 3–400 m, geoszinklinális kambroszilur 12 000 m; epikontinentális alsó-karbon 2–300 m, színorogén kulm 2–4000 m (BUBNOFF S. 1956).

Az üledékgyűjtő medencéket összehasonlíthatjuk abból a szempontból is, hogy a bennük felhalmozódott üledékek vastagsága hányadrésze a medence szélességének. Ez az orogén süllyedékekben és a Rajna-árokban átlag 6–8%, az Északi-tengerben és az Észak-Káspi-süllyedékben 1–2 ezrelék, az epikontinentális üledéktakaróknál pedig még 0,5 ezrelék sem tesz ki. Így tehát egy-egy nagyságrendnyi eltérés van közöttük.

Kétségtelen tehát, hogy a lerakódott üledékek vastagsága nem nyújt olyan megbízható útbaigazítást az üledékképződés időtartamára vonatkozóan, mint ahogy azt egyesek régebben feltételezték. Csakis hasonló üledékképződési feltételekkel (ösföldrajzi viszonyok) rendelkező területek adatai hasonlíthatók össze egymással.

3.2. Az üledékképződés intenzitás-változásai az idő függvényében

Neogén üledékgyűjtő medencéink körvonalai általában, nagyjából az oligocén és miocén korok határán alakultak ki. A medencealjzatban előforduló idősebb (főleg mezozoos és paleozoos) rétegek horizontális elterjedése nincs semmi összefüggésben a neogén medence körvonalaival. Vonatkozik ez a kratogén területek epikontinentális üledékgyűjtőire, de méginkább az orogén szegélymélységekre. Neogén és negyedidőszaki üledéksoruk viszont egy egységes „nagy ciklus”-ban foglalható össze (BUBNOFF S. 1956).

Célszerűnek látszik ezért vizsgálatunkat a miocén kezdetétől egészen a jelenkorig kiterjeszteni abban a vonatkozásban, hogy az üledékfelhalmozódás intenzitása vidékenként hogyan csökkent vagy növekedett az egyes korok, illetve korszakok folyamán.

Ahhoz, hogy kimutathassuk ezeket a változásokat, két tényező ismerete szükséges: a) az egyes időszakokban lerakódott üledékek mennyisége, b) az illető időszakok hosszúsága. Magától értetődő, hogy a kiinduló adatok pontosságától és megbízhatóságától függ minden számításunk eredménye.

Az üledékvastagságokat (a rendelkezésünkre álló terjedelmes szakirodalomból területenként külön-külön kigyűjtve) az 1., 2. és 3. táblázat mutatja.

Az egyes földtörténeti *szakaszok időtartamának megállapítására* az utóbbi két évtizedben különböző fizikai laboratóriumokban sok kísérletet folytattak. A Tethys és Paratethys neogén korszakainak időtartamát főleg radiometrikus mérésekkel kísérelték megállapítani (NIKIFOROVA K. V. 1970, SELLI R. 1970, BERGGREN W. A. 1971, BERGGREN W. A.—VAN COUVERING J. A. 1974, GILLET S.—FAUGÉRES L. 1974, SENEŠ J. 1975, 1977, PAPP A. 1975, NEVESZSZKAJA P. A. et al. 1975, HÁMOR G.—BALOGH K.—RAVASZNÉ BARANYAI L. 1978, VASS D. 1978). Bár az egyes szerzők adatai nem mindig teljesen egyezők, összesítésük mégis lehetővé tette a számításaim alapjául felhasználható hozzávetőleges időtáblázatok elkészítését (5., 6. és 7. táblázat).

Tekintve, hogy a radiometrikus kormeghatározásnál néhány ± 100 ezer év a hibatár, ezért a táblázatokon — munkahipotézisként — felkeresített középértékeket szerepeltettünk. Ennél pontosabb időtartamok megállapítása aligha lehetséges a jelenleg még

5. táblázat

Radiometrikus időtartam-meghatározások a mediterrán területen

Földtörténeti korszak	Ezelőtti kezdete	Hossza
	millió években megadva	
Negyedidőszak	—	2,0
Pliocén	2,0	3,0
Messiniai	5,0	3,0
Tortonai	8,0	4,0
Serravaliai	12,0	3,0
Langhiai	15,0	1,0
Alsó-miocén	16,0	7,0

6. táblázat

Radiometrikus időtartam-meghatározások a Paratethys középső részén

Földtörténeti korszak	Ezelőtti kezdete	Hossza
	millió évben megadva	
Negyedidőszak	—	2,0
Pannóniai (és felső-pliocén)	2,0	9,0
Szarmata	11,0	2,0
Bádeni	13,0	4,0
Kárpáti	17,0	4,0
Ottngangi	21,0	2,0
Eggenburgi	23,0	2,0
Egri	25,0	5,0

7. táblázat

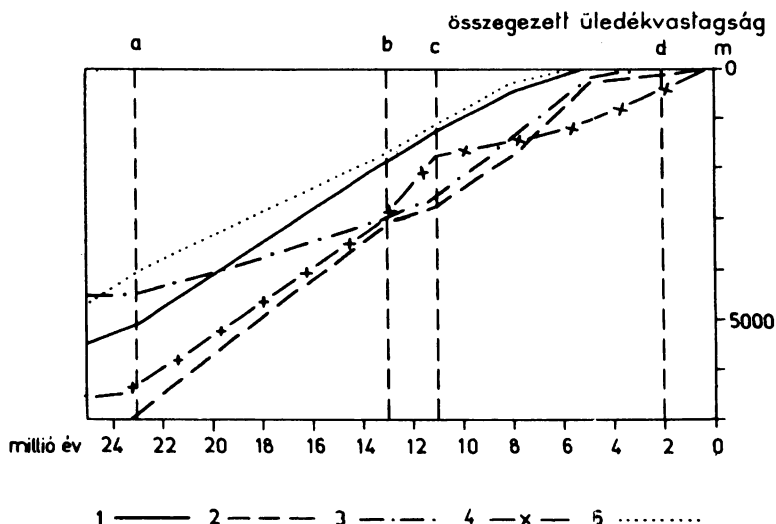
Radiometrikus időtartam-meghatározások a Paratethys keleti részén

Földtörténeti korszak	Ezelőtti kezdete	Hossza
	millió évben megadva	
Negyedidőszak	—	2,0
Akcsagil	2,0	1,0
Kujalnicki	3,0	1,0
Kimmériai	4,0	2,0
Pontusi	6,0	2,0
Meotiszi	8,0	2,0
Szarmata	10,0	3,0
Bádeni	13,0	4,0

fennálló hibalehetőségek miatt. Megoldásra váró feladat még a jövőben a radiometrikus kormeghatározások finomítása és pontosabb összehangolása a biosztratigráfiai korrelációkkal (CICHA I. 1970b, 97. old., BALOGH K.—BERECZ I.—BOHÁTKA S. 1977, 214. old., BALDI T. 1978, 63. old.).

Az 1., 2. és 3. táblázatok adatainak könnyebb áttekinthetősége céljából egy-egy grafikonban foglaltuk össze az azonos diasztrófikus régiókba tartozó területrészek adatait (5–8. ábrák). Így jobban szembevetődnek az illető területegységre jellemző üledékképződési sajátosságok. (A szövegben zárójelbe tett hivatkozási számok azonosak a táblázatok oszlopainak és az ábrák jelmagyarázatainak sorszámaival.)

Az 5. ábra a Bécsei-medence (1) és a Pannóniai-medence szegélyrészeinek (2, 3, 4), továbbá az Erdélyi-medence (6) üledékképződési görbéit mutatja be. Mindegyikre jellem-



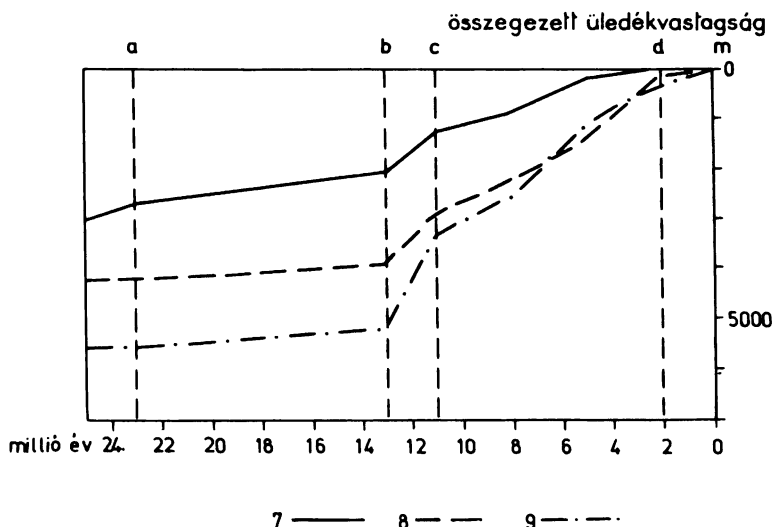
5. ábra. Új-kainozóos üledékképződés a Bécsi-, Pannóniai- és Erdélyi-medencékben
a) eggenburgi–ottnangi határvonal, b) bádani–szarmata határvonal, c) szarmata–
pannóniai határvonal, d) felső-pliocén–negyedidőszak határvonal
A grafikonvonalak: 1. Bécsi-medence, 2. Pannóniai-medence ÉNy-i része, 3. Pan-
nóniai-medence DNy-i része, 4. Pannóniai-medence ÉK-i része, 5. Erdélyi-medence

ző, hogy az üledékek zöme a középső-miocénben és a középső-pliocénben keletkezett, míg az alsó-miocénben és felső-miocénben az üledéklerakódás mennyisége csekély volt. Ez a látszólagos egyenetlenség azonban kiegyenlítődik a grafikonunkon, ha a szóban forgó földtörténeti szakaszokat nem egyforma hosszúnak, hanem – a radiometrikus meghatározásoknak megfelelően – időtartam-arányosan ábrázoljuk. Így a Paratethys középső részének feltöltődése – kisebb-nagyobb ingadozásoktól eltekintve – nagyjából egyenletesen történt az új-kainozikum folyamán.

Az ábrán nem tüntettem fel a Pannóniai-medence középső részét (5), mert ez a terület csak a szarmata–pliocén határon kezdett intenzívebben besülylyedni, és így görbéje lényegesen eltérő lenne a többitől.

A 6. ábrán a Dáciai-medence három különböző részének görbéit láthatjuk. Ezekre egyformán az jellemző, hogy a miocénben fokozatosan növekedett az üledékképződés intenzitása és legnagyobb mértékét a felső-miocénben érte el. A felső-miocéntől tovább folytatódott a negyedidőszak végéig, hol gyengülve, hol erősödve. (Feltűnő, hogy a Kárpátok tövében nyugatról keletre, ill. ÉK felé haladva az üledékvastagságok csökkennek, és így a 6. ábrán seprűszerű szétágazást mutatnak a görbék.) Az Erdélyi-medence (lásd a 6. görbét az 5. ábrán) sokkal inkább a Pannóniai-medence üledékvastagság görbéjéhez hasonló, mintsem a Dáciai-medence görbéihez. Ebből világosan kitűnik, hogy az Erdélyi-medence fejlődéstörténete a Pannóniai-medencéhez és nem a kárpáti előmélységhez hasonló.

A 7. ábra a Paratethys keleti részének medencéiről készült grafikonokat mutatja be. Ezek közül kiválik a 12. és 14. görbe, melyek a Fekete-tenger keleti partvidékeit ábrázolják. Itt az üledékképződés már az alsó-pliocén végével befejeződött. Ellentétük a 15. és 16.



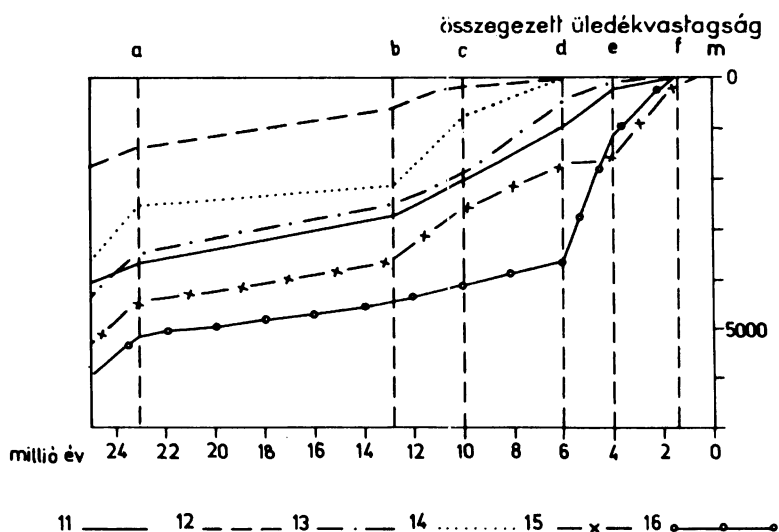
6. ábra. Új-kainozóos üledékképződés a Dáciai-medencében
a) alsó–középső-miocén határvonal, b) bádén–szarmata határvonal, c) szarmata–
meotízi határvonal, d) romániai–negyedidőszak határvonal
A grafikonvonalak: 7. a Dáciai-medence Ny-i vége, 8. Dáciai-medence középső ré-
sze, 9. Dáciai-medence ÉK-i része

görbe, amelyek a Káspi-tenger partjainak üledékvastagságait mutatják be. Az utóbbi helyen éppen a felső- és középső-pliocénben keletkezett a legtöbb üledék.

A 8. ábra az Appenninek északkeleti tövében húzódó előmélyység három részének üledékvastagság görbéit mutatja. Mindháromra egyformán jellemző, hogy az alsó- és középső-miocénben igen csekély volt az üledékképződés, ezért a vonalak közel vízszintesek. A messinai kezdetétől viszont mind meredekebbé válnak a vonalak, mutatva az üledékképződés egész napjainkig tartó fokozódó intenzitását. Így az Appenninek előmély-
ségek görbéi igen jellegzetesek, és az Alp-kárpáti orogén többi részétől jelentősen el-
térő jellegűek.

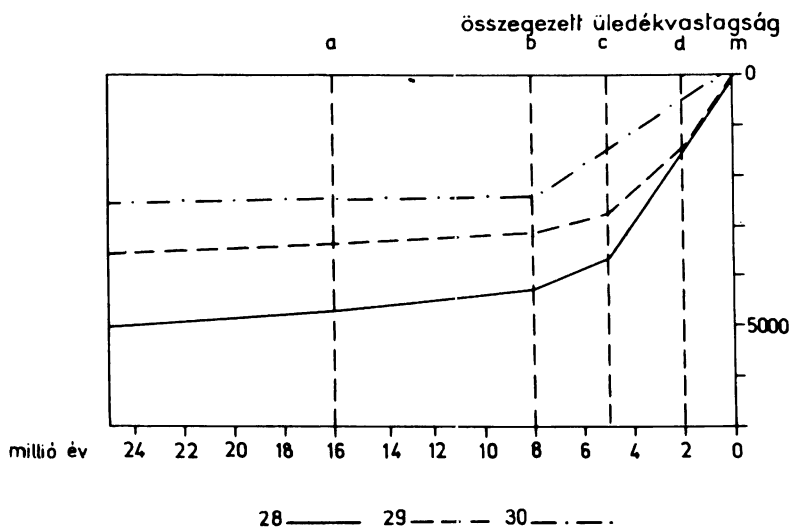
Célszerű lenne hasonló időarányos grafikonok megszerkesztése a többi üledékgyűjtő medencéről is (Északi-tenger, Rajna-árok, Mezopotámia stb.). Sajnos a legtöbb helyen ezt megnehezíti pillanatnyilag a radiometrikus kormeghatározások elégtelen száma vagy teljes hiánya. Ezért meg kell elégednünk azzal, hogy a továbbiakban a radiometrikus (abszolút) időtartamok figyelembe vétele nélkül vizsgáljuk az üledékképződés mennyiségének föld-
tani korok szerinti megoszlását. Ennek szemléltetésére a 3. táblázat adatait háromszög-
diagramokon összesítve mutatjuk be.

Az orogén szegélymélységekben összegyűlt üledékek összmenyiségének földtani korok szerinti százalékos megoszlását szemléltetően tünteti fel a 9. ábra háromszög-diagramja, amelyen a három csúc
s a negyedidőszak, a pliocén és a miocén üledékek 100–100%-os mennyiségeinek felel meg. Az ábrába
rajzolt körök egy-egy előfordulást jelölnek, ezek sorszámai azonosak az 1. ábrán és a 3. táblázaton
használt sorszámozással. Látható, hogy az előfordulások közül egyetlen egy sem esik a negyedidőszakot
jelző csúcshoz legközelebbi háromszögbe, vagyis egyetlen egy sem akad, ahol a negyedidőszaki üle-
dékek vastagsága az összvastagságnak több mint a felét kitevő lenne. Érdekes, hogy a negyedidőszaki üle-
dékek részarányától függetlenül az előfordulásokat jelző karikák száma és elhelyezkedése meglehetősen



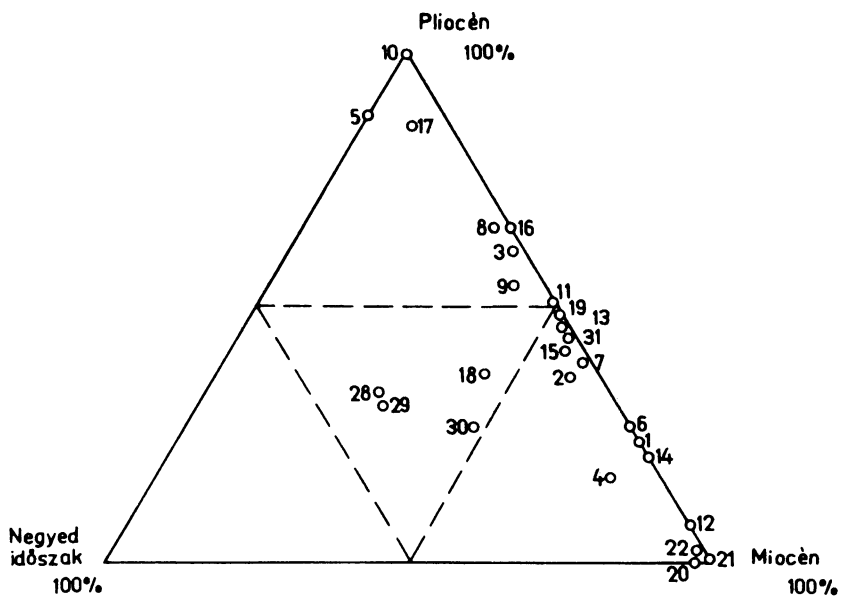
7. ábra. Új-kainozóos üledékképződés a Paratethys keleti részének medencéiben
a) alsó-középső-miocén határvonal, b) konkiai-szarmata határvonal, c) szarmata-meotizsi határvonal, d) pontiusi-kimmériai határvonal, e) kujalnicki-akcsagil határvonal, f) apseron-negyedidőszak határvonal

A grafikonvonalak: 11. Kubáni-depresszió, 12. Sztavropol és Majkop környéke, 13. Kolhiszi-depresszió, 14. Kura-depresszió Ny-i vége, 15. Terek-depresszió, 16. Kura-depresszió K-i része

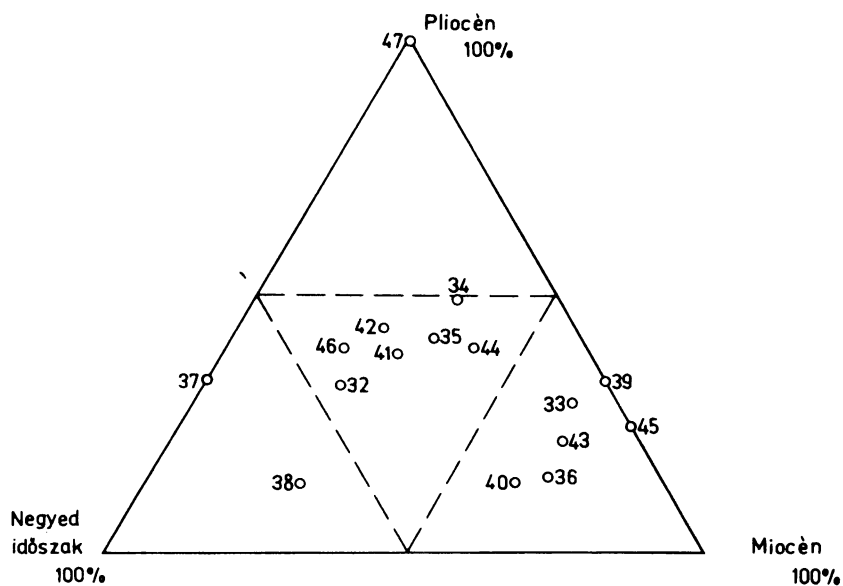


8. ábra. Új-kainozóos üledékképződés az Appenninek előmélyiségében
a) alsó-miocén-langhiai határvonal, b) tortónai-messinai határvonal, c) messinai-pliocén határvonal, d) pliocén-negyedidőszak határvonal

A grafikonvonalak: 28. Pó-síkság, 29. Rimini környéke, 30. Apulia



9. ábra. Az orogén szegélyméltyűségek rétegvastagságainak korok szerinti megoszlása, százalékokban kifejezve



10. ábra. Az epirogén süllyedékek, katlanok, tektonikus árkok és epikontinentális üledéktakarók rétegvastagságainak korok szerinti megoszlása, százalékokban kifejezve

egyformán oszlik meg a pliocén és miocén jelölő csúcsokhoz legközelebbi mezőkben. 100%-ot elérő pliocén üledékkitöltés egyedül a 10. számmal jelölt Thráciai-medencében fordul elő. Ezzel szemben a Paratethys nyugati részében (20., 21., 22. számokkal jelölve) az üledékkitöltés 100%-ban miocén korú. A pleisztocénnek 20%-nál nagyobb részaránya egyedül az Appenninek előrmélyiségében van (28., 29. és 30. sorszám). Ezzel szemben, gyakorlatilag teljesen hiányzik a negyedidőszaki üledék az orogén szegélymélységek több mint egyharmadában.

A 10. ábra az előző ábráival azonos módszerrel készült, s az üledékgyűjtők többi típusát mutatja be: tektonikus árok (43.), epirogén süllyedékek (37–42., 47.), a Földközi-tenger medencéjének katlanszerű beszakadása (32–36.) és az epikontinentális takarók (44–46.) együtt szerepelnek rajta. Az ábrából az tűnik ki, hogy az egyes medencetípusok között nincs nagy különbség üledékeiknek földtani korát illetően. A 9. és 10. ábra mégis eltér némileg egymástól. A 9. ábrán szereplő orogén szegélymélységek üledékkitöltésének jóval kisebb részét teszi ki a negyedidőszak, mint a 10. ábrán szereplő többi üledékgyűjtő lerakódásaiban. Különösen az Északi-tenger bizonyos részein jelentős a negyedidőszaki üledékek százalékos aránya: Angliában (37.) 67%, Hollandiában (38.) 63%, az Argil-olajmezőn (41.) és Forties-olajmezőn (42.) 32%. A 10. ábrán feltüntetett előfordulások közül három olyan előfordulás akad, ahol negyedidőszaki lerakódások nem vesznek részt az üledékkitöltésben.

Összefoglalva az elmondottakat megállapítható, hogy a megvizsgált szegélymélységek túlnyomó részében az intenzív üledékfelhalmozódás már a középső-miocénben megkezdődött. Egy helyen – a Pannóniai-medence közepén – a miocén–pliocén határon indult meg. Mindössze három helyen késlekedett az üledékfelhalmozódás megindulása az alsó- és középső-pliocén határáig (Thráciai-medence, Délkelet-Káspi-süllyedék, Apulia). Olyan területet egyetlen egyet sem találunk, ahol az üledéksor zömét csakis a legfiatalabb (felső-pliocén és negyedidőszaki) lerakódások alkotnák. Ha léteznek is bárhol ilyen medencerészek, úgy ezek csakis a jelenleg vízzel elborított tengermedencék alatt rejtőzhetnek. A jelenlegi szárazulatokon levő szegélymélységek – kivétel nélkül – már a középső-pliocén eleje előtt létrejöttek.

A szegélymélységek feltöltődése két helyen már befejeződött a miocén végén, a pliocén és negyedidőszakban már lepusztulás ment végbe. Ez a két hely: az Alp-kárpáti-előtér északi része és Majkop környéke. A megvizsgált szegélymélységek egyharmadában az üledékképződés befejeződött a pliocén vége felé, az esetek kétharmadában viszont a negyedidőszakban: is jelentős üledékfelhalmozódás történt, sőt tart napjainkban is. Olyan tendencia nem mutatható ki, mintha az alpi orogén övezetben az idősebb (főleg oligocén és miocén kitöltésű) üledékgyűjtők pedig az övezet közepe felé helyezkednének el, hiszen ilyenféle elrendeződést nem mutattak ki mostanáig a gyűrt hegységek térbeli elrendeződésében sem az Alp–Himalája orogénen belül. Az idősebb és fiatalabb hegységszerkezeti elemek egymáshoz csatlakozása tehát csak egy-egy hegységre külön-külön érvényes, magára az orogén rendszer egészére nem.

Érdekes eredményre jutunk, ha kiszámítjuk, hogy a különböző földtani korokban évente hány milliméter vastag üledék keletkezett. A radiometrikus időtartam-meghatározások, valamint a 3. táblázatban foglalt üledékvastagságok alapján (a rétegtani beosztásokban mutatkozó eltérések figyelembevételével) három területre vonatkozóan is végeztem ilyen számításokat (8., 9. és 10. táblázatok). A számításoknál mellőztem a rétegtömörülés figyelembevételét.

A 8. táblázaton a Paratethys középső részének szegélymélységeiben lerakódott üledékvastagságok (a 3. táblázat 1–10. rovatainak adatai) számtani átlagát elosztva az il-

Az üledékképződés átlagos intenzitása a Paratethys középső részében

Földtörténeti kor	Időtartam millió év	Átlagos rétegvastagság m	Ezer évenként képződött rétegvastagság mm
Negyedidőszak	2	150	75
Pliocén (felső-pliocén és pannóniai)	9	2035	226
Miocén (szarmata—eggenburgi)	14	2400	171
Összesen, ill. átlag	25	4585	183

lető kor éveinek a számával megkapjuk az egy-egy évben keletkezett üledék vastagságát.* Hasonló számítások eredményét tartalmazza a 9. táblázat a Paratethys keleti részéről, továbbá a 10. táblázat a Földközi-tenger és Adriai-tenger vidékéről. A három táblázat adatainak összevetéséből az tűnik ki, hogy a lerakódott üledék vastagsága 47 és 367 milliméter/ezer év-et tesz ki. Tehát átlagosan ezer évenként 16 cm vastag üledék keletkezik, de kedvező körülmények között átlag 37 centimétert is elérhet az ezer évenként lerakódó üledékek vastagsága.**

Hasonló számításokat végezve az Északi-tenger medencéjében és az Észak-Káspi-süllyedékben ezer évenként kb. 4 cm a Rajna-árokban kb. 9 cm vastag üledék rakódhatott le. Az epikontinentális üledéktakarók esetében ezer évenként csak pár milliméternyi üledék adódna. Ez utóbbi azonban nem reális eredmény, mert az epikontinentális üledéktakarók nem folyamatosan keletkeztek, hanem rétegtani hézagokkal megszakított üledéksorokból állanak, így üledéksoruk csupán kisebb-nagyobb töredékét képviseli a teljes kainozoikumnak. Az is nehezen becsülhető fel, hogy az epikontinentális üledéktakaró közettömegének hányad része esett áldozatul a szakaszosan meg-megújuló lepusztulásnak és halmozódott át ismételtén. Ezért ez a folyamat nem hasonlítható össze a vízzel borított üledékgyűjtő medencék hosszú földtörténeti időn keresztül megszakítás nélkül tartó folyamatos üledékképződésével.

Az üledékképződési folyamat szakaszos vagy folyamatos voltának jellegzetes megnyilvánulásaival egy későbbi fejezetben fogunk bővebben foglalkozni.

Az utóbbi 2–3 évtizedben már számos hasonló számítás készült az üledékképződésnek különböző helyeken és földtani korokban történt megnyilvánulására. A neogénre és negyedidőszakra vonatkozó méréseredmények közül néhányat (publikációjuk időrendjét követő sorrendbe foglalva) a 11. táblázat mutatja be.

*A földtörténeti folyamatok sebességének megjelölésére célszerűbb az általánosan elfogadott „Bubnoff egység” használata, ez 1 milliméter/ezer év (FISCHER A. 1969).

**Ezek az adatok nagy kiterjedésű területeken, hosszú földtörténeti időn keresztül végbement üledékképződés átlagai. Tehát nem tekinthetők egy bizonyos adott földrajzi helyre és konkrétan megjelölt időpontra mérvadónak. Közismert tény ugyanis, hogy minél kisebb kiterjedésű területre és minél rövidebb időre terjedően végezzük a számításokat, annál tágabb határok között mozgó számadatokhoz jutunk. Így pl. a jelenkorban képződő üledékek mennyisége igen nagy mértékben függ a földrajzi környezettől (KUKAL Z. 1970. 51. old.).

Az üledékképződés átlagos intenzitása a Paratethys keleti részében

Földtörténeti kor	Időtartam millió év	Átlagos rétegvastagság m	Ezer évenként képződött rétegvastagság mm
Negyedidőszak	2	94	47
Pliocén (akcsagil—meotiszi)	8	1906	238
Miocén (szarmata—sakaraul)	14	1856	133
Összesen, ill. átlag	24	3856	161

10. táblázat

Az üledékképződés átlagos intenzitása a Földközi- és az Adriai-tenger környékén

Földtörténeti kor	Időtartam millió év	Átlagos rétegvastagság m	Ezer évenként képződött rétegvastagság mm
Negyedidőszak	2	700	350
Pliocén (astiai—piacenzai—tabianiai)	3	1100	367
Miocén (messinai—burdigalai)	18	1400	78
Összesen, ill. átlag	23	3200	139

A táblázatban szereplő adatok nagyságrendileg megegyeznek az előzőekben közölt számítások eredményeivel. Egyedül CITA M. B.—RYAN B. F. et al. 1972. évi számításai alacsonyabbak egy nagyságrenddel a többi mérés eredményénél. Ennek magyarázata az, hogy CITA és RYAN a Földközi-tenger medencéjének belsejében mélyített fúrásokat dolgozták fel, vagyis olyan rétegsorokat, amelyek — mint már az előzőekben említettem — jóval vékonyabbak a medence szélein keletkezett üledékeknél (CITA M. B.—RYAN B. F. et al. 1972, 1295. old., továbbá CITA M. B.—KIDD R.—RYAN W. B. 1978, 993. old.).

Hasonló számításokat végzett az 1950-es évben BUBNOFF S., összehasonlítva egymással az észak-amerikai és európai orogén- és shelf-régiók üledéksorait, a kambriumtól kezdve a neogénig bezárólag. Szerinte az európai neogénben az üledékképződés intenzitása átlagosan 0,20 mm/év az orogén területeken és 0,04 mm/év a shelf régiókban.

BUBNOFF S. (1950) két törvényszerűséget állapított meg:

- az üledékképződés gyorsasága az orogén övekben egy nagyságrenddel nagyobb, mint az shelf régiókban;
- a shelf régiókban az üledékképződés üteme jóval egyenletesebb, mint az orogén övekben.

Az új-kainozóos üledékképződés intenzitásáról a szakirodalomban közölt adatok

Szerző	Évszám és oldalszám	Hely	Földtani kor	Keletkezett üledék mm/1000 év
VADÁSZ E.	1957, 63.	Magyar-Alföld	pliocén	400
STRAKHOV, N. M.	1967, 121.	Kaukázus	akcsagil	100–300
STRAKHOV, N. M.	1967, 121.	Kaukázus	felső-miocén	50–300
STRAKHOV, N. M.	1967, 121.	Platform-területek	pliocén	10
STRAKHOV, N. M.	1967, 121.	Platform-területek	miocén	10
SZÁDECZKY K. E.	1971b, 269.	Magyar-Alföld	negyedidőszak	660
CITA, M. B.— RYAN, B. F. et al.	1972, 1295.	Földközi-tenger	negyedidőszak	25–40
CLARKE, R.	1973, 329.	Északi-tenger	negyedidőszak	500
MALOVITSKY, Ya. P. et al.	1975, 259.	Földközi-tenger	negyedidőszak	100–400
MALOVITSKY, Ya. P. et al.	1975, 259.	Földközi-tenger	pliocén	100–400
CASTON, V. N. D.	1977, 5.	Északi-tenger	negyedidőszak	300–500
CITA, M. B.—RYAN, W. B.— KIDD, R.	1978, 993.	Földközi-tenger	pliocén + negyedidőszak	10–130
HSÜ, K. J.	1978, 512	Fekete-tenger	negyedidőszak	500–600
HSÜ, K. J.	1978, 512.	Fekete-tenger	pliocén	50–300

MAULL O. (1958, 290. old.) táblázatba foglalva adatokat közöl különböző folyóink által a jelen korban szállított hordalékmennyiségekről, illetve abból közvetve kiszámítja a megfelelő vízgyűjtő-területek folyóvízi denudációjának mértékét.

Igen érdekes, hogy mérsékeltén tagolt domborzatú középhegységekből jövő vizek (pl. Temze, Elba stb.) vízgyűjtőjének felszíne évi átlagban 0,02–0,06 mm-rel denudálódik, ez nagyságrendileg megegyező az epikontinentális üledékgyűjtőkben történő lerakódással. MAULL összegyűjtött adatai szerint a magas hegységekből jövő folyók (Rhône, Rajna stb.) felső szakaszán évi átlagban 0,14–0,46 mm-rel denudálódik a vízgyűjtő-terület felszíne.

KUKAL Z. (1970) szerint a jelenkorban az átlagos felszín-lepusztulás mértéke a mediterrán klímájú hegláncoknál 0,45 mm/év, az óceáni klímájú hegláncoknál pedig 0,21 mm/év. Ez utóbbi adatok viszont az alpi orogének szegélyméliségeiben lerakódó negyedidőszaki üledékvastagságokkal azonos nagyságú értékek (8. táblázat).

Hangsúlyozni kívánom, hogy ezek a számok átlagértékek, amelyekből — bizonyos határok között — eltérések is adódhatnak a domborzatban és vízhozamban mutakozó helyi különbségek következtében.

4. AZ ÜLEDÉKKÉPZŐDÉS KAPCSOLATA A LEPUSZTULÁSI FOLYAMATTAL

Közismert tény, hogy a környező szárazulatok lepusztulási terméke az üledékgyűjtő medencékben, mint valami természetes, óriási derítőmedencében gyűlik össze. A nagy vastagságú rétegsorok keletkezéséhez tehát két fő tényező szükséges: *a)* megfelelő nagyságú és relief-energiájú vízgyűjtő-terület, *b)* az üledékgyűjtő folyamatos besüllyedése ne legyen kisebb a feltöltődés mértékénél. Ha az első tényező hiányzik, úgy a hordalék-szállítás nem elegendő, ha a második tényező hiányzik, úgy a teljesen feltöltődött üledékgyűjtő nem lesz képes több hordalékot magába fogadni és a szállított hordalékot az üledékgyűjtő területén keresztül folyó vízfolyások tovább fogják vinni. Az üledékfelhalmozódás mennyiségét már megtárgyaltuk az előző fejezetekben. A következőkben – az ősföldrajzi viszonyok előzetes ismertetése után – a környező szárazulatok lepusztulásáról fogunk beszélni.

4.1. Ősföldrajzi térképek

Európa egész területét – de csak nagy vonásokban – ábrázolja WILLS J. L. 1961-ben Londonban megjelent ősföldrajzi atlasza. Külön lapokon mutatja be az alsó-, középső- és felső-miocént, továbbá a pliocént.

Jóval részletesebb, s több konkrét adatot nyújt, de csak a Szovjetunió területét ábrázolja, a Moszkvában 1967-ben kiadott nagy ősföldrajzi atlasz. Ennek IV. kötetében a miocén, pliocén és negyedidőszak egyes korszakait összesen 14 darab külön térképlap mutatja be 1:7 500 000 méretarányban. Ezek készítésénél felhasználták a Kievben 1960-ban MOLJAVKO G. N. által Ukrajna és Moldova területéről összeállított ősföldrajzi térképeket is.

Számos részlettérképet találunk egy-egy kisebb vidék ősföldrajzi viszonyairól. Ezek azonban nem készültek egységes elvek alapján és így összedolgozásuk nem lenne könnyű feladat. Csak néhányat említünk meg közülük:

- a rajnai palahegység vízhálózatának kialakulásáról HUCKRIEDE R. Z.–ZACHOS S. 1969-ben és RUTTEN M. 1969-ben,
- az Ős-Rajna vízhálózatáról DORN P. 1951-ben,
- a Pannóniai-medence pliocénkori vízhálózatáról SÜMEGHY J. 1955-ben,
- az Appenninek pliocénkori domborzati viszonyairól BEHRMANN R. 1936-ban,

- a Budapest környéki neogénről JÁMBOR Á. 1967-ben,
- az Északi-tenger partvonalának neogén és negyedidőszaki változásairól ZANGWIJN W. H. és DOPPERT J. W. 1958-ban készített ősföldrajzi térképeket.

A bécsi-medence és a Pannóniai-medence északi öbleit kitöltő neogén üledékek fáciesviszonyait ŠPIČKA V. (1972) és GASPARIK (1979) térképsorozaton mutatja be. A vulkáni kőzetek keletkezésének ősföldrajzi körülményei a Vihorlát–Gutin-hegység ősföldrajzi térképein láthatók (MALEEV K. F. 1964, SLÁVIK J. 1971a).

Az Ős-Volga reliefjének pliocénkori kialakulásáról CSERNŰSEVA Z. 1962-ben közölt – számos kutatófúrás adatának felhasználásával – pontos részlettérképeket. A pliocén egyes korszakait bemutató ősföldrajzi térképsorozatot a Krimről KOZIN JÁ. 1954-ben, Grúziáról BULEISVILI D. A. és CSELIBZE G. 1964-ben készítette.

Számos térképvázlat ábrázolja a miocén- és pliocénkori Paratethys medencesorozatát és összeköttetését a Földközi-tengerrel (GILLET S. 1963, STEVANOVIĆ P. 1951, BUBNOFF S. 1956, PAPP A. 1959a, VEKILOV B. G. 1962, ČIČHA I. 1970b stb., stb.). Ez utóbbiak azonban inkább csak a faunavándorlások okait magyarázó vázlatrajzok, konkrét részletheadatok nélkül.

4.2. Európa felszíni domborzat-változásai az új-kainozoikumban

A különböző ősföldrajzi térképek összesítése alapján nagy vonalakban rekonstruálhatjuk Európa hegyvonulatainak és vízhálózatának fokozatos kialakulását. Fő tendencia kontinensünk egész területének általános, epirogén jellegű, lassú emelkedése. Ez a folyamat kisebb-nagyobb ingadozásokkal ment ugyan végbe, kétségtelen azonban, hogy a miocénben és a pliocén kezdetén még víztükrrel borított üledékgyűjtő medencék legtöbbször egymás után szárazulattá vált. Az Adria, Fekete-tenger és Káspi-tenger mai kiterjedése a pliocén kezdetén vízzel borított területeknek az egyharmadát sem teszi ki.

Régebben egyes kutatók feltételezték, hogy az óceán vízszintjének, illetve a kontinens egész tömegének megemelkedése vagy besüllyedése mindenütt egységes nyomokat hagyott. Ennek a szintváltozásnak azonban a maximális mértéke nem haladta meg a nyolcvan–száz métert (TANNER W. 1968, BANDY O. 1968). E feltételezésnél viszont egy nagyságrenddel nagyobb vertikális elmozdulások helyi jellegű megnyilvánulásai tapasztalhatók lépten-nyomon: egyes helyeken a hegytömegek emelkedtek ki több mint ezer métert, más helyeken pedig a medencék feneké süllyedt le két-három ezer méterre a neogén folyamán. Ezek a helyi elmozdulások nem egy időben, nem egyforma intenzitással és nem egyirányú tendenciával mentek végbe. Ezért az európai kontinens mozgékony területén sehol sem hagytak észrevehető nyomokat a világóceán szintváltozásaiból eredő transzgressziók és regressziók. Nem bizonyítható, hogy a reliefenergia mindenütt egyszerre s egyenlő mértékben változott volna meg. Ellenkezőleg, a megfigyelt tények arra mutatnak, hogy a lepusztulás és üledékszállítás mértékét mindenütt főleg a helyi változások befolyásolták.

Másik fő vonása a neogén ősföldrajzi képnek, hogy már ebben az időben is végig húzódott kontinensünkön egy nagyjából Ny-ról K-re tartó, majd ÉK irányába elkanyarodó *fő vízválasztó vonal*, amelynek egyik oldalán a hajdani Északi-tengerbe, másik oldalán pedig dél felé a Paratethysbe vezetett a folyóhálózat. Mai folyóhálózatunk fokozatosan jött létre a pliocén és negyedidőszak folyamán. Jelentős változás volt, amikor az Ős-Rajna hátravágódó völgye elhódította a Duna hajdani vízgyűjtőjének felső részét.

A fő vízválasztó É-i oldalának folyói mind epirogén süllýedékekbe és epikontinentális jellegű üledékgyűjtőkbe vezettek. A déli rész vízhálózata orogén előmélýségekbe torlott. A Kubáni-, Terek- és Volga-depressziók hajdani vízgyűjtő területe É felé messze kiterjedt az Orosz-tábla területére. Ugyanígy a Mezopotámiai-medence vízgyűjtője fogadta magába az Arab-tábláról ide irányuló időszakos vízfolyásokat is. A Bécsi-, Pannóniai-, Dáciai-, Thráciai-, Pó-medencék, továbbá a Kolhiszi- és Kura-depressziók folyói egészen, vagy legalábbis nagy részben a környező orogén heglýláncokból eredtek. A legfiatalabb heglýképző mozgásoknak hatása van a domborzati változásokra is.

A függőleges elmozdulásokon kívül jelentős mértékű horizontális elmozdulások is végbementek a neogén folyamán.

A flis-öv és molassz-öv határán lemélýített nagyszámú kutatófúrás kézzelfoghatóan bebizonyította a földtörténet legújabb időszakában létrejött nagyméretű áttolódások tényét. Több mélyfúrás az allochton takarók harántolása után, elérte a most alattuk rejlő autóchton molassz üledékeket és bizonyította, hogy a molassz-öv eredetileg jóval szélesebb volt, mint jelenleg. Példaként megemlíthetjük az alábbiakat:

A Jura-hegység tömege ÉNy-ra a Saône-völgy síkjára 10 km szélességben és 350 m vastagságban tolódott rá (LEFAVRAIS-RAYMOND A. 1958). Az áttolódás pontusi.

Az Appenninek tömege az alsó-pliocén és felső-pliocén korok határán 30 kilométer szélességben rátolódott ÉK felé a Pó-medencére és az Adriai-tenger medencéjére. Az áttolódott tömeg vastagsága 1000 m (OGNIBEN L. 1969, SESTINI J. 1974, SCANDONE P. 1975).

A Keleti-Kárpátok tömege kb. 20 kilométert előrenyomult a tőle ÉK-re levő molassz-övre. Az áttolódás kora: post-szarmata. Az áttolódott tömeg vastagsága 3000 m (BIRKENMAYER K. 1974, BUROV-GLUSKO V. S. et al. 1974).

A kőolajkutató fúrások tanúsága szerint a felszín közelében, aránylag vékony kőzet-tömegek esetében is keletkezhetnek jelentős áttolódások. Nem szükséges tehát nagy mélységre süllýedt és vastag rétegsorok jelenléte, mint ahogy azt régebben egyes szakemberek feltételezték. De nem járnak ezek az áttolódások a felszíni környezet katasztrofikus megváltoztatásával sem. Hiszen a mozgások ideje alatt, illetve azt követően, általában nem mutatható ki jelentős változás a környéken folyó lepusztulási és üledékképződési folyamatban. Ez ellentmondásnak látszik azzal a ténnyel szemben, hogy a régebbi földtörténeti időkben létrejött (helvétii és pennini) takarók közötti tömegei jelenleg magasra kiemelkedett helyzetben vannak. Igen valószínű azonban, hogy az alpi heglýtömeg magasheglýségként való kiemelkedése csak jelentős késéssel követte ez idősebb takarók áttolódásait. A lánc-heglýség-tömegek nem egyszerre, s nem egyforma magasra emelkedtek ki.

Előfordul, hogy az „en bloc” kiemelkedő heglýtömeg ferde, oldalra billent helyzetbe kerül. A Mátra- és Cserhát-heglýségek közötti tömegei délkeleti és déli irányba lejtve fokozatosan süllýednek a Nagyalföld medencéje felé. Ferdére kibillent helyzetűvé vált az Appenninek heglýtömege is.

Érdekes jelenség, hogy az Alpok déli oldalán levő tavak (Como, Maggiore, Garda stb.) mélyebbek, mint az északi oldalon levők (Bodeni-, Zürichi-, Luzerni-tó stb.). A déli oldalon levő tavak fenéke mélyebbre nyúlik a tenger jelenlegi szintjénél, az északi oldalon levők fenéke 100–340 méterre van a tengerszint felett. Ennek a jelenségnek az a valószínű magyarázata, hogy az Alpoktól északra húzódó molassz-öv besüllýedése már a miocén végén abbamaradt, s a pliocénben már kiemelkedett helyzetet vett fel. Ezzel ellentétben az Alpoktól délre levő Pó-medence a pliocénben és pleisztocénben folyamatosan mind

mélyebbre süllyedt. Így lehetséges, hogy ezeknek a délalpi tavaknak egész környezete — s így maguk a tavak is — fokozatosan lefelé süllyedtek a pleisztocén folyamán. Ha ugyanis ezt a lehetőséget nem vesszük tekintetbe, aligha magyarázhatjuk meg, hogy az Alpok déli lejtőin miért találhatóak jelenleg mélyebb helyzetben a hajdani gleccserek által csiszolt falú völgyek, mint a hegység északi oldalán.

Pontos adatok hiányában csak hozzávetőleges számításokat végezhetünk arra vonatkozóan, hogy az új-kainozóikumban mennyi kőzetanyag pusztult le az európai kontinens kiemelkedő részeiről. Az üledékgyűjtő medencékben ez idő alatt felhalmozódott anyag mennyiségéből visszakövetkeztetve, a lepusztult kőzettömeg vastagsága átlagosan 500–600 méterre becsülhető. A lepusztulás mértéke tág határok között változott a kőzetminőség és a relief-energia helyi sajátosságainak megfelelően.

Természetesen nemcsak a magasra emelkedő lánchegységeket támadja meg az erózió, hanem a neogén üledékgyűjtők felszínét is, mihelyt kiemelkedik az erózióbázis szintje fölé. Ennek hatása különösen akkor mérhető jól fel, ha a neogén rétegek meggyűrtek, s a boltozatok teteje lepusztult (Erdélyi-medence, Horvátország stb.). Ilyenkor meglehetősen pontossággal felmérhető, mikor indult meg a lepusztulás és hol, mennyit távolított el a rétegsor felső részéből. Ez a kérdés bennünket most csak olyan vonatkozásban érdekel, hogy az utóbb bekövetkezett lepusztulás következtében helyenként megszakadni látszik az összeköttetés az egyes üledékgyűjtő medencék között. Számos üledékföldtani és rétegtani—öslénytani hasonlóság bizonyítja, hogy ezek a miocén vagy pliocén korban eredetileg összeköttetésben voltak egymással, habár manapság ennek már nyomait sem találjuk.

Ilyen lepusztult részek vannak Eperjestől (Presov) és Homonnától északra, ahol az eggenburgiban és kárpátiban még összeköttetés volt a Kárpátok két oldalán levő tengermedencék között. Összeköttetés volt még a pliocénben a következő helyeken:

- a) az Erdélyi-medence és Pannóniai-medence között a Szamos-völgy tájékán,
- b) a Pannóniai-medence és Dáciai-medence között a mai Vaskapunál,
- c) a pliocénkori Fekete-tengeri medence és a Földközi-tenger között, a mai Boszporusz és Dardanellák környékén,
- d) a Kubáni- és Terek-depressziók között a Sztavropol és Majkop vidékén.

Jelentős posztpliocén lepusztulást kell feltételezni a Pannóniai-medence déli szegélyén is. Itt ugyanis Tuzla, Banjaluka stb. környékén több olyan katlan süllyedt be törések mentén az alaphegységtömegbe, amelynek mélyén megmenekültek a pliocén üledékek az utólagos lepusztulástól. Ezeket a tektonikai árkokat kitöltő rétegsorok megegyezők a Pannóniai-medence üledéksorával, ami kétségtelenné teszi, hogy eredetileg egységes üledékképződés folyt az egész területen és csak utóbb pusztult le a rétegsor egy része a magasabbra emelt rögök tetejéről (STEVANOVIĆ P. M. 1975).

ANIĆ D. (1951, 1–53. old.) közlése szerint a boszniai szénmedencékben, Szarajevótól DNY-ra számos helyen megtalálhatók az alsó-pannóniai márgák *Congerina partschi*, *C. banatica*, *C. ornithopsis*, *Melanopsis oygmaea* stb. maradványokkal. Feltételezhető, hogy a Pannóniai-medencének egyes öblei messzire délre, egész idáig benyúltak. Ezekben a lerakódásokban azonban tengeri behatás nyomai sehol sem ismerhetők fel, s ezért egyelőre nincs semmi bizonyítékunk arra, hogy a Pannóniai-medencének megvolt-e errefelé a kapcsolata a Tethysseel is.

Egy másik hajdani összeköttetés tételezhető fel a Belgrád és Szófia közötti területrészen. Itt a mai Morava-folyó völgyében messze délre benyúlik a hajdani pannóniai beltenger egyik öble, amely összeköttetésben állhatott a Thráciai-medence nyugati részével. Ennek maradványai a Dimitrovgrád és Nis környéki pliocén üledékek.

A Pannóniai-medence és a Dáciai-medence közötti pliocén kori kapcsolat bizonyítéka, hogy a Vaskaputól délre levő hegyekben *Congerina ungula caprae* és *C. croatica* tartalmú márgának az eróziótól megkímélt maradványai találhatóak (POPOVIĆ R. 1960).

Postpliocén lepusztulás tüntette el az akcsagil tengeri transzgresszió hajdani kiindulási helyét is. Mint ismeretes, a mai Káspi-tenger partjainál, valamint attól messze északra kiterjedően a Volga és Káma környékén, igen elterjedtek a felső-pliocén korú, mezohalin fáciesű üledékek, amelyek a származása emlékeztető fajokat: *Avimactra*, *Cardium*, *Potamides* stb. tartalmaznak. PAPP A. szerint (1959a, 212. old.) „Ezeket az endemikus alakokat nem tudjuk sem a feküjükben levő balakháni, sem a szomszédos vidékek kimmériai rétegeiből származtatni. Ezért fel kell tételezni azt a lehetőséget, hogy az akcsagil időkben rövid időre észak felé összeköttetésbe kerülhetett a vidék a tengerrel.”

MURATOV M. V. (1949), KOZIM JÁ. (1954), GILLET S. (1953) hangsúlyozták, hogy az akcsagil transzgresszió keletről nyugat felé haladt az Azovi-tenger környékén, és már nem tudta elérni a Krim, Ogyessa és Constanca környékét. Abban az esetben azonban, ha — mint azt PAPP ADOLF feltételezi — valóban észak felől jött volna a tengeri transzgresszió, akkor a mai Észak-orosz hátság területét is el kellett, hogy borítsa. Ennek ellenére a Gorkij, Kazány, Perm városokat összekötő képzőlethez tartozó vonaltól északra, ma már sehol sem találunk pliocén lerakódásokat, fel egészen a mai Fehér-tenger partjáig. Utóbbi helyen Arhangelszktól keletre a Pecsora folyó környékén nagy területeket borítanak el a tengeri molluszk-faunát tartalmazó felső-pliocén üledékek (lásd: Atlasz Litologo-paleogeograficeszkij kart Sz.Sz.Sz.R. 1967). A Gorkij–Kazány-környéki marin felső-pliocén üledékek legdélibb jelenlegi maradványai között a légvonalban mért távolság mindössze négyszáz kilométert tesz ki. Magyarán az esetleg elfogadhatjuk azt, hogy a rövid ideig tartó tengeri előtér csak olyan vékony epikontinentális lerakódást hagyott itt hátra, amely a kontinentális tábla újabb kiemelkedése után könnyen áldozatul eshetett az erózióknak. Ezt valószínűsíti az a körülmény is, hogy Kujbisevtől északra, Kazány környékéig haladva, mindenütt maradványokként koronázzák a dombtetőket a pliocén üledékek. Minél északabbra haladunk, annál magasabb szintbe került a pliocén üledékek bázisa a feküjükig bevágódó völgyek oldalain. Ugyanígy fokozatosan szűnnek meg a lepusztulás hatására kivágyódó tengeri felső-pliocén üledékek a déli szélükön. A Tyimán és az Észak-orosz hátság tömegének epirogenetikus lankás felemelkedése tehát csak a negyedidőszak folyamán történhetett meg.

4.3. Lepusztulás és üledékszállítás az óceánok mélyén

Ebben a fejezetben eddig csak a szárazulatok felszínén végbemenő lepusztulással és üledékszállításal foglalkoztunk. Sokáig volt az az általános felfogás, hogy a tengerek és tavak vízfelszíne az a határfelület (erózióbázis), amelynél mélyebbre nem hat az erózió. Úgy tartották, hogy az erózióbázis szintje alatt csak üledékfelhalmozódás megy végbe.

Az utóbbi két-három évtized kutatásai arra vezettek, hogy a jelenkori tengerek mélyében tovább folytatódik a kőzetek helyenkénti lepusztulása is, a már egyszer lerakódott laza üledékek pedig gyakran újra áthalmozódnak, illetve tovább szállítódnak. Ez a folyamat alighanem lassabban megy végbe a szárazulat felszínén észlelhetőnél, de szintén jelentős mennyiségű közettömeget mozgat. A tenger alatti kanyon-völgyek bevágódása, továbbá a vízfenéken keletkező lejtőcsuszamlások és iszapárak sajátos jelenségei eltérőek a szárazulatok felszínének eróziós folyamatától.

A tenger alatti erózió vizsgálata főleg az oceanográfia és a fizika földrajz tárgykörébe tartozik.

A jelenkori tengerekben végbemenő üledékképződéssel kapcsolatban még több megoldatlan problémánk akad. Így például tisztázatlan, hogy azokon a mélyvízzel borított részekben, ahol az ár-

apály és a hullámverés már nem hat le a tengerfenékre, ott a partszegélytől befelé haladva, milyen távolságra terjed a kavics, a homok és az iszap lerakódási határa.

Mostanáig nem tisztázott a víz alatti táblahegyek (guyotok) felszínét borító *kavicsstakaró* helyzete. Megoldatlan probléma a mélytengerek alját helyenként borító *homoklerakódás* eredete is. Feltehetőleg esetleg az is, hogy ezek a vízparttól messze befelé található törmelékes anyagok nem a jelenlegi szárazulatról sodródtak be ilyen nagy távolságra, hanem a medence aljzatát alkotó idősebb üledékes kőzetek újra fellazításából és az anyag áthalmazódásából jöhettek talán létre. E kérdések vizsgálata tárgykörünkön kívül esik.

Egyelőre csak pontatlan és hiányos ismereteink vannak arról, hogy milyen szerepe lehet a hordalékszállításban a különböző mélybeli áramlatoknak, illetve mennyire befolyásolja ezt a hatást a fenék rézsűszögének nagysága. Kiderült ugyanis, hogy a tengerfenék meredekebb szakaszain a *gravitációs csúszás* mozgása nagy iszaptömegeket szállít a medence mélyebben fekvő részeibe. Ezek az „olistosrom” kőzetek nem olyan nyugodt rétegzettségűek, mint az autochton helyzetben lerakódott miocén, pliocén és negyedidőszaki rétegsorok. Az ilyen, folyamatosan újra és újra meg-megcsúszó átázott iszaptömeg szabálytalan alakú, aránylag vastag, de csak kis horizontális kiterjedésű lerakódás, szerkezete rétegzetlen és különbözik a felszíni feltárásokból, hegységeinkből leírt, szabályosan rétegzett kőzetekétől. Utóbbi szabályosan rétegzett törmelékes kőzetek (turbiditok) nem a fenék-réteg időnkénti megcsúszamlása útján jöttek létre, hanem a tengervízben lebegve messzire eljutó anyagok lassú, folyamatos leülepedéséből keletkeztek. Horizontális irányban igen kiterjedt, párhuzamos réteglapokkal határolt kőzetpadok sorozatából állnak. Sok kilométeren át végigkövethető vezérszintek (pl. tufitpadok) fordulnak elő bennük (PETTJOHN F. J.—POTTER P. E.—SIEVER R. 1973, 501—504. old.).

(Egyes szakemberek feltételezik, hogy a lánchegységek takaróerdő mozgásaiban is szerepe lehet a gravitációnak. Utóbbi esetben azonban a már előzőleg megszilárdult kőzettömegek mozognak anélkül, hogy kőzetszövetük lényeges fizikai átrendeződést szenvedne. Így a takaróerdők tektonikus elmozdulásai semmiképp sem tekinthetők az „olistosrom” iszapáramok analógiáinak.)

A turbidit jellegű formációk nagy részét egymással váltakozó agyag- és homokrétegek alkotják, ugyanis a tengeri iszapáramok („density currents”) periódusosan megismétlődve olykor iszapot, máskor pedig durvább szemcséjű hordalékot halmoztak egymásra a tengerfenéken.

Mivel az ilyen ritmusosan osztályozott felépítésű formációk gyakoriak a természetben, ezért már több külföldi szakember is megpróbálta kideríteni az üledékszállítás időnkénti megváltozásának okát. Többféle feltevés merült fel, de egyik sem bizonyítható minden kétséget kizáróan. Ilyenek a periódusos klímaingadozások, a tengerfenék-domborzat oszcillációs mozgása stb. Csupán annyi vehető biztosra, hogy valamilyen — néhány ezer évenként meg-megismétlődő — természeti változás hatására változik meg újra a tengeráramok hordalékanyagának a minősége (DUFF P.—HALLAM A.—WALTON E. K. 1967, 67. és 248. old., KING C. A. 1974, 208. old., TWENHOFEL W. H. 1950, 546. old.).

5. A SZINOROGÉN ÜLEDÉKKÉPZŐDÉS

5.1. A szinorogén üledékképződés ábrázolása földtani szelvényeken és üledékképződési görbéken

Az előző fejezetben már több helyen említettük, hogy a földkéreg nagy területére kiterjedő tektonikus mozgások (kিমelkedések és besüllyedések) lényegesen befolyásolták az üledékképződés intenzitását. Nem tértünk ki azonban annak a megtárgyalására, hogy a neogén medenceüledékeinket ért hegységképző hatások szakaszosan nyilvánultak-e meg, vagy pedig hosszú földtörténeti időn át változatlanul folyamatosak voltak.

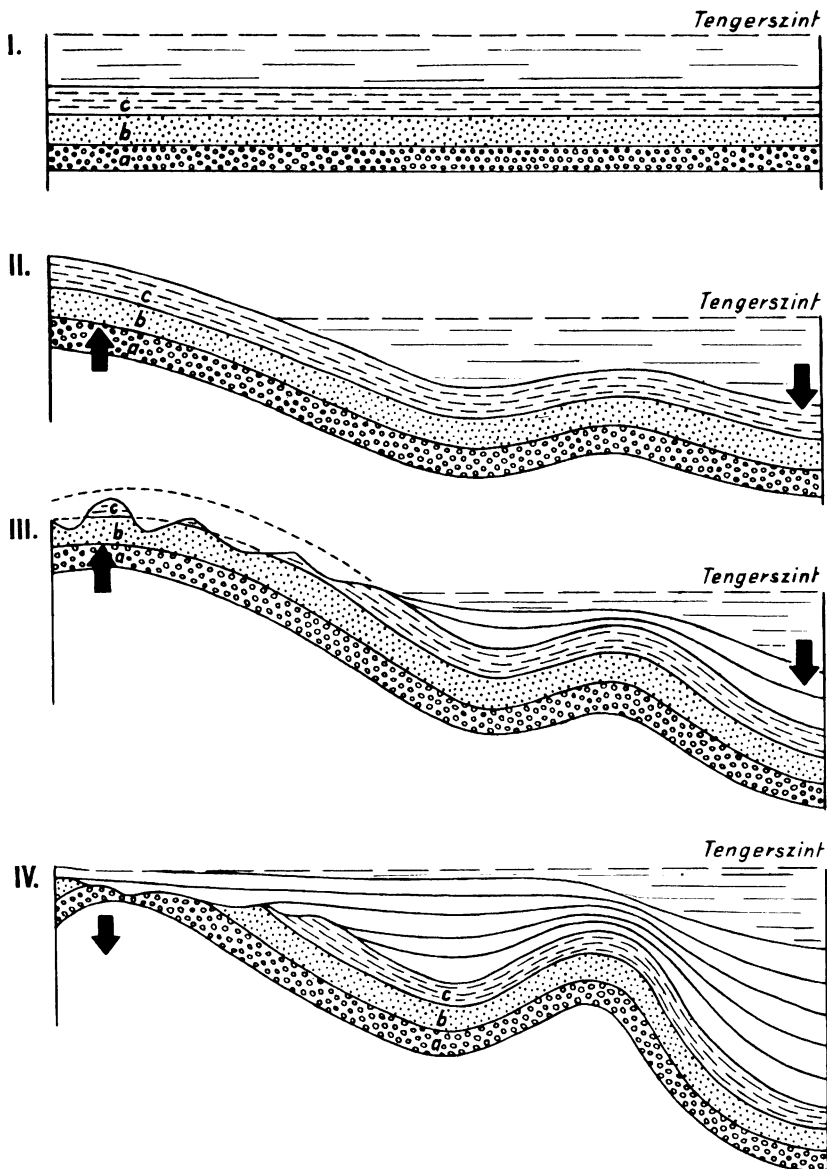
Közismert, hogy erről a kérdésről két eltérő felfogás alakult ki a világirodalomban:

1. A STILLE H. (1924) által felállított „orogenezis időtörvény” szerint az üledéksorokat szétválasztó tektonikai diszkordanciák rövid, orogén periódusokban keletkeztek. Ezt a felfogást általában a hegységekben térképező geológusok vallják.

2. A SATSZKIJ N. SZ. (1951) és BELOUSZOV V. V. (1962) által megfogalmazott *szinorogén üledékképződés* elmélet szerint a tektonikai mozgások az üledékképződési folyamatokkal egyidejűleg mentek végbe, s szögdiszkordanciák csak a rétegtani hézagoknál észlelhetők. Ez a felfogás a medenceüledékekkel foglalkozó irodalomban terjedt el.

A két felfogás közötti eltérés oka az, hogy ugyanaz a tektonikai folyamat más hatású a medenceperemeken, mint a medence belsejében. A medenceperemek rétegsoraiban fellépő szögdiszkordanciáknak a nagysága mindig egyenlő a két képződmény lerakódása között végbement mozgásfolyamat előrehaladásával. A medence belsejében viszont, ahol megszakítatlan az üledéksor, a hatás csak abban nyilvánul meg, hogy a boltozatok és a sásbérc tetején vékonyabb, a teknőkben és árkokban pedig vastagabb rétegek keletkeztek. A besüllyedő részek ugyanis mintegy természetes derítő medencét alkotnak. A nagyobb keresztmetszet miatt felettük lelassul a cirkuláló vízáramok sebessége, csökken a szállító-képesség és a fenékre rakódik a lebegő hordalék. Így a szedimentáció folyamatosan kiegyenlíteni igyekszik a medencefenék egyenetlenségeit. A réteghatár-felületek nem párhuzamosak egymással, hanem a kiemelt területrészek felé konvergálnak. Ilyen módon a fiatalabb üledékek laposabb, az idősebb üledékek pedig meredekebb, zavartabb településűek (11. ábra). A töréses szerkezet kialakulásakor (12. ábra) a tengerrel borított területeken, ahol folyamatos az üledékképződés, a lesüllyedő árkokban vastagabb rétegek keletkeznek, mint a magasabb rögök tetején. Mivel az ilyen települési formák csakis szinorogén üledékképződéssel keletkezhetnek, kétségtelen, hogy neogén üledékgyűjtőink besüllyedése hosszan tartó, állandó folyamat kellett, hogy legyen.*

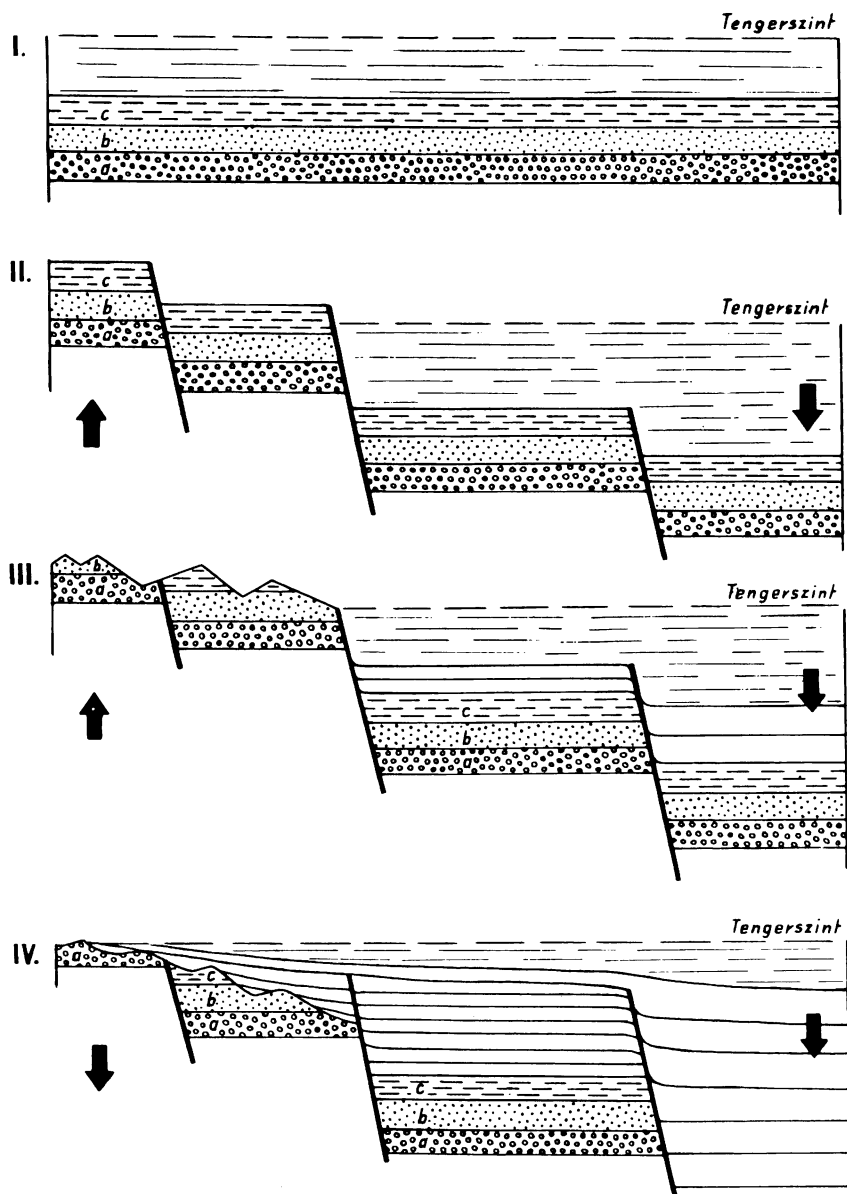
*Kivételt képeznek azok a mély katlanszerű beszakadások (Földközi-tenger és Fekete-tenger), amelyek hirtelen mélyre süllyedésével a feltöltődés nem tudott lépést tartani. Ezeknél az üledékvastagság és a medencefenék mélysége között nincs összefüggés.



11. ábra. Leegyszerűsített szelvényvázlatok az üledékképződésben mutatkozó eltérések szemléltetésére. Szinorogén szedimentáció gyűrődéses hegységszerkezeten

Megjegyzendő, hogy a 11. és 12. ábrán bemutatott szelvényvázlat-soron látható medenceszerkezeti formákat számos konkrét esetben valóban kimutatták mélyfúrások segítségével. A bakui olajmezőkön BELOUSOV V. V. (1962) és a romániai olajmezőkön KREJCI-GRAF K. (1950) mutatott ki szin-szedimentációs gyűrődéseket.

A zistersdorfi törés mentén a Bécsei-medencében JANOSCHEK R. (1942) és a Wille-



12. ábra. Leegyszerűsített szelvényvázlatok az üledékképződésben mutatkozó eltérések szemléltetésére. Szinorogén szedimentáció töréses hegységstruktúráján

szénmedencében, Nyugat-Németországban DOLEZALEK B. (1969) írt le konkrét neogén szin-szedimentációs töréses szerkezeteket.

Már KÖRÖSSY L. is rámutatott (1963, 168. old.), hogy „a neogén medence aljzatának vertikális mozgásai által létrejött szerkezeti formák felismerhetők a mélyfúrások összesítő szelvényeiből. Ha a szerkezeti formák a neogén üledékképződés valamely szaka-

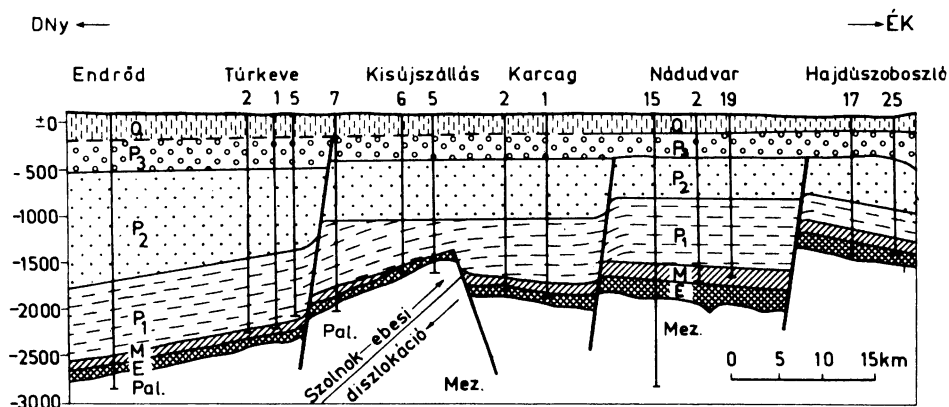
sza utáni mozgásokkal alakultak ki, a mozgás előtti rétegek vastagsága közel egyforma az utólag képződött kiemelkedés felett és oldalain is. A mozgás idején képződött rétegek között diszkordanciák, kiemelődési övek, üledékvastagság-különbségek vannak. A mozgás után ismét változatlan vastagságú rétegek keletkeznek." Megvan tehát a lehetősége, hogy a vetődések két oldalán levő rétegsorok vastagság-különbségeiből vagy megegyezéseiből következtethessünk az egyes földrörténeti időszakok alatti elmozdulásokra. Szinorogén rétegsorok esetén kiszámíthatjuk a vetők mentén történt mozgás időnkénti gyorsulását vagy lassulását is (SCHAD A. 1964, 19. old., JASKÓ S. 1974, 122. old.).

A 13. ábrán bemutatott szelvényrajz-részlet jellemző példáját mutatja a fúrások alapján megszerkeszthető felépítésformáknak a Pannóniai-medence középső részében. A szelvényből látható, hogy a mélyre süllyedt részekben vastagabb, a kiemelkedő medencealjzat fölött pedig vékonyabb üledékek keletkeztek. A rétegsorban felfelé haladva ez a vastagság-különbség fokozatosan csökken.

Természetes, hogy a kialakítható kép megbízhatósága arányos a fúráshálózat sűrűségével és a fúrásokon keresztül szerkesztett szelvényrajzok pontosságával. E tekintetben nagy eltérések vannak a neogén üledékgyűjtő medencék egyes részei között. Részletesen csak a főbb kőolaj- és lignitelfordulások fúrásokkal sűrűn megkutatott környezetét ismerjük. Ez hátráltatja a szinorogén üledékképződésre vonatkozó, törésvonalak mentén végzendő mérések és számítások általános elterjedését.

Könnyebb általánosságban vizsgálni a rétegösszlet mélysége és vastagsága közötti összefüggéseket, függetlenül a talpmélység szintkülönbségeit okozó szerkezeti formáktól.

BELOUSSOV V. V. szerint a vastagságváltozások tanulmányozásának módszere megfelelő a süllyedő és emelkedő kéregmozgások történetének analizálásához. A sekély tengerfenékre rakódott üledéksor vastagsága nagyjából megfelel a süllyedés mértékének, feltéve, hogy a medence süllyedése nem gyorsabb a hordaléklerakódás intenzitásánál (BELOUSSOV V. V. 1937, 122. old. és 1962, 269–270. old.). A vízmozgás állandóan kiegyenlíti a vízmedence fenekének egyenetlenségeit olyan szintre, amely nagyjából megegyezik a hullámhatás alsó határával. Ezt a folyamatot már BARRELL is leírta (BARRELL J. 1917, 778. old.).



13. ábra. Tízszerelesen túlmagasított földtani szelvény a Pannóniai-medence középső részén mélyített fúrásokról

Q = negyedidőszak, P₃ = felső-pliocén, P₂ = felső-pannóniai, P₁ = alsó-pannóniai, M = miocén, E = eocén, Mez = mezozoikum, Pal = paleozoikum

Az utóbbi évtizedekben különböző lumineszcens és radioaktív jelző anyagokkal vizsgálják a tengervízben lebegve szállított, a fenéken sodródó, valamint a lejtős részekben helyenként megmegcsuszamló törmelékanyag mozgásirányát és sebességét.

BELOUSSOV V. V. ismerte fel a recens víz alatti üledékmozgások összegeződésének a földtörténeti múltra vonatkoztatott jelentőségét. Megállapította, hogy: ahol a medencefenék süllyedése és az odahordott üledék felhalmozódása hosszabb földtörténeti időn át folyamatos volt, ott nagy vastagságú rétegsorok keletkeztek. Bár időnként kissé megváltozhat az arány a törmelékanyag-mennyiség, a mozgatóerő és a süllyedés mértéke között, mégis valamely földtörténeti időtartam alatt keletkezett üledék összvastagsága nagyjából egyenlő az ugyenezen idő alatt végbement pozitív és negatív kéregmozgások nagyságának összegével. A helyes eredmény eléréséhez az szükséges, hogy vizsgálatainkat hosszabb időszakokra és nagyobb területekre alkalmazzuk, nehogy helyi anomáliák az átlagtól eltérő eredményekhez vezessenek.

Az üledékvastagság-változások tér-időbeli megoszlásának kimutatására BELOUSSOV izopach térképeket szerkesztett az általa vizsgált rétegsorok egyes emeleteiről és azokat összehasonlította egymással. A későbbi vizsgálatok során azonban kitűnt, hogy az egyes összefüggések világosabban kifejezhetők, ha a térkép helyett szelvényeket szerkesztünk és az azokról lemérhető adatokat grafikonokon foglaljuk össze. A szovjet irodalomban több geomatematikai dolgozat foglalkozik ennek elvi alapjaival. A grafikonokon felrakott pontoknak egymáshoz viszonyított irányát és távolságát ugyanis matematikai képletekkel is kifejezhetjük (SZKIDAN SZ. A. és MORZSINA L. M. 1967, PEREHODA A. SZ. 1974).

Mint a következőkből látni fogjuk, valójában nincs szükség bonyolult matematikai képletekre, hogy a grafikonokon kirajzolódó üledékképződési jelleggörbék alakjából következtethessünk a szóban forgó rétegösszlet kifejlődésére. Ennek az ábrázolásmódnak a lényegét a 14. ábrán mutatjuk be.

A jobb oldali részábrák földtani szelvényvázlatok, amelyek mindegyikén öt-öt mélyfúrással harántolt rétegösszletet látunk. A bal oldali ábrásor a szelvényvázlatoknak megfelelő grafikonokból áll. A grafikonok ordinátájára a fúrásokban harántolt réteg vastagságadatait $[a_1, b_1, c_1, d_1, e_1]$, az abszcisszára pedig a réteg alsó határának a felszíntől számított távolságadatait $[a_2, b_2 \text{ stb.}]$ vittük fel.

Az I. szelvényen a ferdén lejtő rétegösszlet vastagsága mindegyik fúráásban azonos $[a_1 = b_1 = c_1]$, megváltozik viszont a réteg talpának a felszíntől való mélysége $[a_2 \neq b_2 \neq c_2]$, ezért a grafikonvonal az ordinátára merőleges egyenes.

A II. szelvényen látható rétegösszlet vastagsága változó $[a_1 \neq b_1 \neq c_1]$, de a rétegösszlet alsó határa vízszintes $[a_2 = b_2 = c_2]$, ezért a grafikonvonal az abszcisszára merőleges.

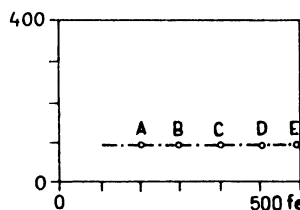
A teljesen vízszintes és változatlan vastagságú rétegösszlet esetében a két grafikonvonal egyetlen (egybeeső) ponttá zsugorodik össze.

A III. szelvényen látható rétegösszlet lefelé lejt és vastagsága a mélységgel nő. Ilyenkor — mivel a két komponens növekedése egyirányú — a grafikonvonal az abszcissza és ordináta között húzódó ferde vonal. Ez az abszcisszát mindig abban a pontban metszi, amely a vizsgált rétegösszlet teljes kiékelődési mélységét mutatja. (Olyan esetekben, ha a réteg nem ékelődik ki a mélyben, hanem a felszínt is eléri és ott ékelődik ki, ez a vonal az ordinátát metszi.)*

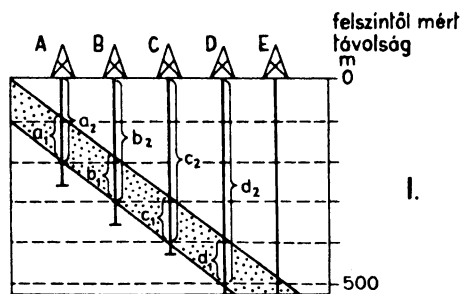
A IV. szelvényen lefelé lejtő és a mélység felé kivékonyodó rétegösszletet láthatunk. Ilyenkor — mivel a két komponens változása ellentétes irányú — a grafikonvonal helyzete a két koordinátatengely által alkotott derékszögű háromszög átfogójának felel meg. Az abszcisszával való metszéspont ez esetben is a rétegösszlet kiékelődésének mélységét jelöli. A ferdén lejtő és változó nagyságú rétegösszletek grafikonvonalának meredeksége a rétegvastagság és a talpmélységváltozások egymás közti arányától függ.

*A III. szelvényen feltüntetett településmód jellemző a színorogén üledéksorokra, melyek konkrét példái a 17–23. ábrákon láthatók. (Ez utóbbiakkal a következő, 5.2. fejezet foglalkozik részletesebben.)

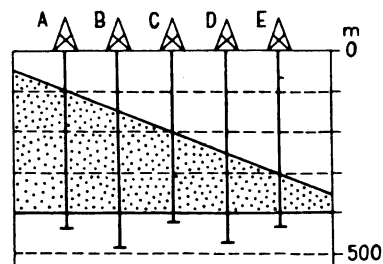
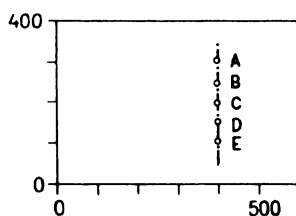
harántolt rétegvastagság, m



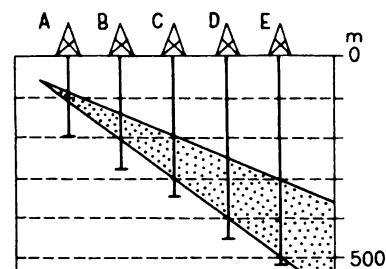
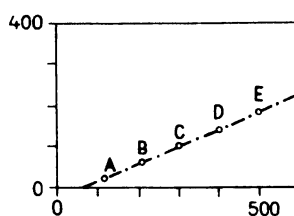
felszíntől mért
távolság, m



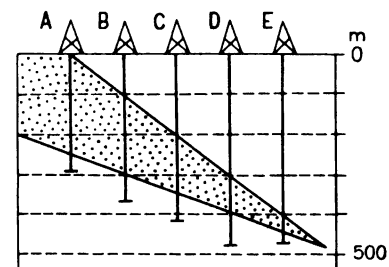
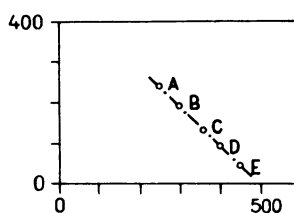
I.



II.



III.



IV.

14. ábra. Sematizált földtani szelvényvázlatok és grafikonok. A rétegvastagság és talpmélység közötti viszony különböző települési formák esetében

Elméletileg elképzelhető teljesen szabályos (ideális) település esetén, hogy az ábrázolt pontok egyetlen vonalba esnének. A valóságban a rétegösszletek vastagság- és mélységváltozásait gyakran megzavarják különböző tényezők (tektonikus elmozdulások, eróziós diszkordanciák, ősföldrajzi fáciesváltozások stb.). Ezek pedig az ábrázolt adatok szórását okozzák: egyenes vonal helyett ponthalmazt kapunk, azaz az üledékképződési jelleggörbét interpolálással kell meghatároznunk.

Ezt a módszert többféleképpen lehet variálni. Pl. úgy, hogy az abszcisszára nem a felszíntől mért, hanem egy tetszés szerint megválasztott síkra vonatkoztatott mélységadatokat rakjuk fel. Gyakori, hogy a mélységadatokat a tengerszintre vonatkoztatják, más esetekben a képződmény alsó határának átlagmélységétől való \pm eltéréseket rakják fel. De felhasználható elméleti bázisszintnek bármely rétegtani korhatárt jelző, jól felismerhető bio- vagy litosztratigráfiai szint is. Természetes, hogy a módszer csakis olyan rétegösszletekre alkalmazható, amelyeknek fedő- és feküskéja jól felismerhető a fúrásokban, és amelyeket a rájuk rakódott fedőrétegek megvédtek a felszíni eróziótól.

Ha csak általánosságban vizsgáljuk a vastagság és mélység közötti kapcsolatokat, akkor a terület összes fúrásainak adatait felvihetjük ugyanarra az ábrára. Ilyenkor a felhasznált fúrásoknak nem kell egy szelvényvonalba esniük, mert a fúrások egymástól való távolsága és iránya nem befolyásolja az ábrázolásmód helyességét. Ez főleg olyankor célravezető, amikor a megvizsgálandó üledéksor sehol nem látható a felszínen, például a tenger víz alatti kutatásoknál vagy a negyedidőszaki hordaléktakaróval borított síkságok mélyén. Ilyenkor már aránylag kevés fúrásadat feldolgozása is tájékoztathat a települési körülményekről, ha a fúráspontok nagyjából egyenletes eloszlásúak és a vizsgálatra kiválasztott terület földtanilag egységes szerkezetű.

5.2. A rétegösszlet-vastagság és talpmélység arányának változásai a Bécsi- és Pannóniai-medencében

A Bécsi-medencében és a Pannóniai-medencében nagy vastagságban kifejlődött káspi-brack fáciesű alsó- és felső-pannóniai üledéksorok az ismertettekhez hasonló körülmények között jöttek létre. Csak a felső-pannóniai végén változott meg a helyzet. Az oszcillációs mozgások következtében a nyíltvízi üledékek közé most már mocsári lerakódások is települtek, majd ezek fedőjében kavicslerakódások jelentek meg. Az ekkor keletkezett lencsés és olykor keresztarétegzett kőzetpadokat nem követhetjük vízszintes irányban olyan messzire, mint a feküjükben levő kongeriás rétegeket. Mégis állandóan kiegyenlítődik az üledéksor felszíne. A feltöltődés mindig közel vízszintes felszínű síkságot eredményez, amilyen a jelenlegi Kis- és Nagyalföld. Ha nem külön vizsgáljuk az egyes kőzetpadokat, hanem többszáz méter vastagságú üledéksorban, úgy a szárazföldi, folyóvízi és tavi üledékek összessége tükrözi az üledékképződés alatt végbement süllyedés nagyságát.

Az üledékgyűjtő medencékben lerakódott üledékek vastagságára vonatkozó szabályszerűségek kimutatására már többen végeztek ez előtt is különböző vizsgálatokat.

KÖRÖSSY L. leszögezte, hogy „a neogén üledékek egyes rétegeinek vastagsága az alaphegység kiemelkedése felett fokozatosan csökken. A mélyebb rétegek felboltozódása meredekebb, a fiataloké fokozatosan laposabb, diszkordancia nincs a rétegsorban, csak a vastagságuk csökken a felboltozódás helyén” (KÖRÖSSY L. 1963, 168. old.). Két évvel később VÖLGYI L. a Nagyalföld középső részének

Nagykőrös–Hajdúszoboszló közötti szakaszát írta le. Az alsó-pannóniai rétegek térbeli helyzetének és üledékvastagságának összefüggéseit grafikonon és táblázatos elrendeződésű számadatokon mutatta be. Megállapította, hogy „az alsó-pannóniai üledékképződés arányos a medencesüllyedéssel” (VÖLGYI L. 1965, 160–161. old.). JASKÓ S. a Pannóniai-medence neogén üledékeinek színorogén szedimentációját vizsgálva számításokkal igazolta, hogy egyes törések mentén „a tektonikus mozgások folyamatos mentek végbe, lépést tartva az üledékképződés sebességével” (JASKÓ S. 1974, 122. old.). A mecseki pannóniai rétegek fekvésének tengerszinthez viszonyított helyzete és az üledékvastagság között is kimutatható volt az összefüggés (KLEB B. 1973, 843. old.).

JASKÓ S. (1976d) többszáz mélyfúrás adatait összesítve megszerkesztette a Bécsi-medence és Pannóniai-medence egyes területrészeinek általános üledékképződési grafikonjait, amelyeket az alábbiakban részletesen fogok ismertetni.

A Közép-dunai-medencerendszerben több, különálló részt különböztethetünk meg:

a) A terület középső sekély részét (intramontán centrális eleváció), ahol csak vékony neogén takaró keletkezett és a medencealjat helyenként a felszínre is kibukkan (15. ábra).

b) Az Alpok, Kárpátok és Dinaridák tövében levő üledékgyűjtő medencéket (intramontán marginális depressziók). Ezek az üledékgyűjtő medencék két, nagyjából észak–déli irányban megnyúlt sorozatot alkotnak, a centrális eleváció keleti, illetve nyugati oldalán.

A marginális depresszió valójában nem összefüggő és egységes gyűrű alakú képződmény, hanem különböző nagyságú katlanszerű mélyedések helyenként megszakadó sorozatából áll. A centrális eleváció tömege sem teljesen egységes, hanem egymástól többé-kevésbé elkülönülő, szabálytalan körvonalú kiemelkedések különböztethetők meg rajta.

A grafikonokon bemutatott területrészek, amelyek fekvése (azonos sorszámokkal jelölve) a 16. ábrán, rétegsoraik pedig a 12. táblázaton láthatók, a következők:

I. Bécsi-medence

II., III., IV. A marginális depresszió nyugat-magyarországi szakasza

V. A centrális elevációnak a Bakony-, Vértes és Mecsek hegységek között fekvő része

VI. A marginális depresszió délkelet-magyarországi szakasza

VII. Mátra-bükkaljai lignitvidék

VIII. A Kisalföldi-medence északi része

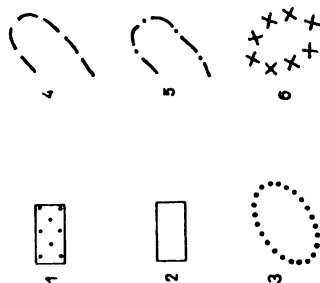
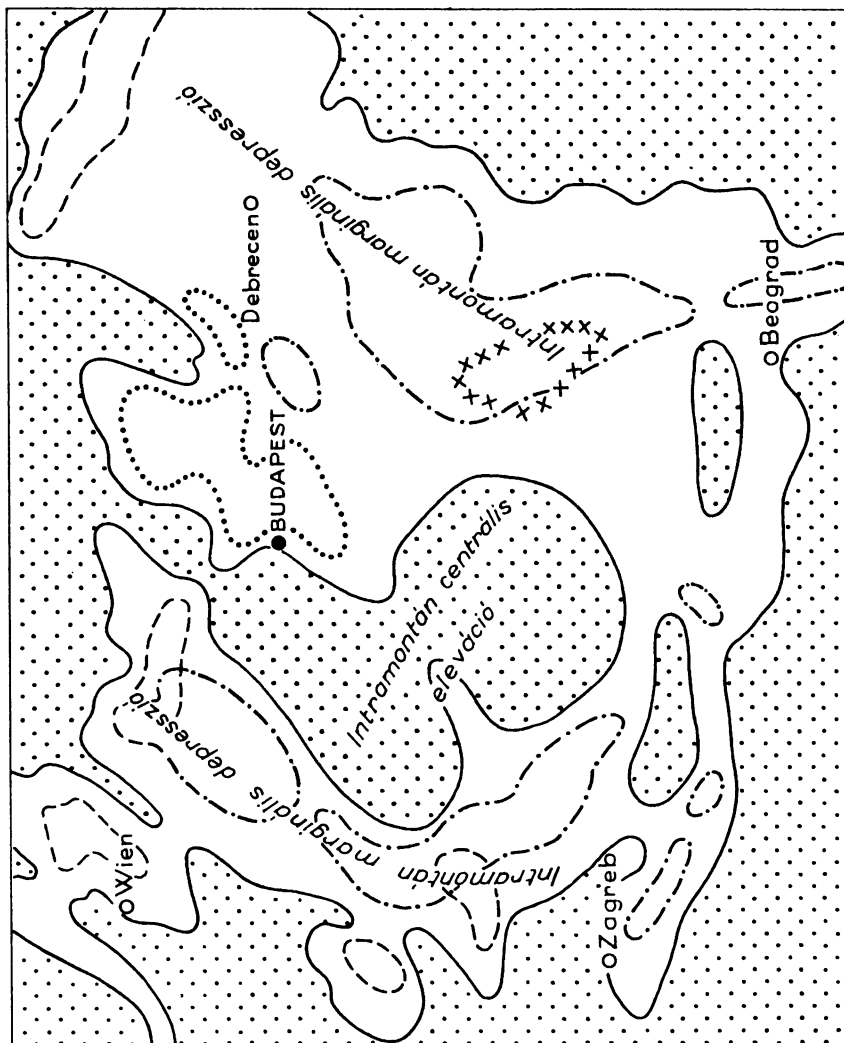
Ilyen módon példákat látunk mind a centrális eleváció, mind a marginális depressziók különböző kifejlődési részeire.

Megjegyzendő, hogy mindenütt csakis olyan rétegösszletek lettek feldolgozva, amelyek nagy területen összefüggően fejlődtek ki, s amelyeket a jelenkori eróziótól üledéktakaró véd. A grafikonokon csakis olyan fúrások szerepelnek, amelyek teljesen átfúrták az illető rétegösszletet. A fúrások nagyjából egyenletesen és területarányosan oszlanak meg a megvizsgált medencerészek között.

A 12. táblázat erősen összevont formában mutatja be a kiválasztott területek neogén és negyedidőszaki rétegeinek vastagságadatait, tájékoztatás céljából mindenütt csillaggal megjelölve az elemzésre kerülő rétegösszleteket. A táblázaton feltüntetett vastagságadatok a grafikonokon ábrázolt legnagyobb vastagságok átlagainak felelnek meg.

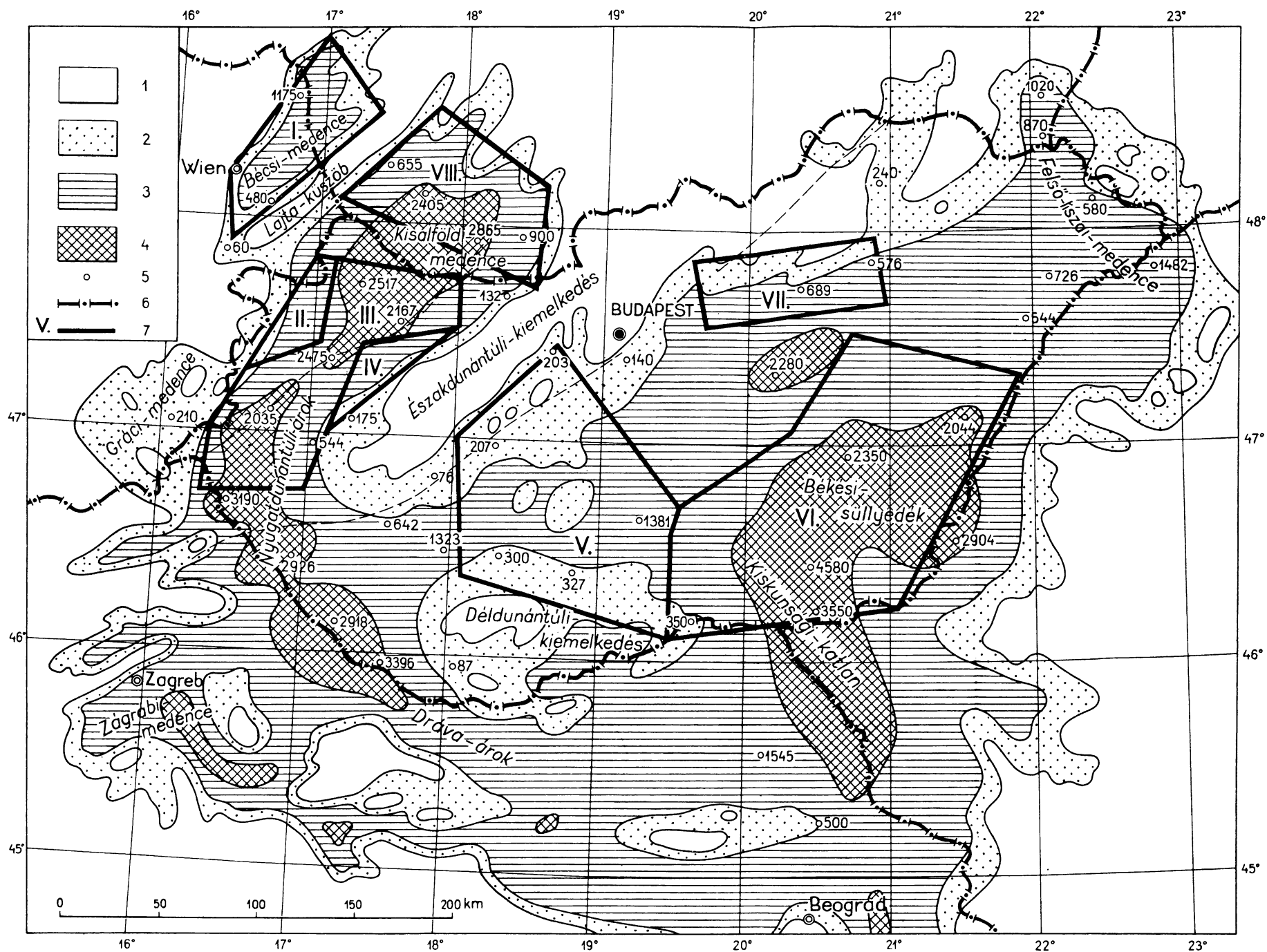
A fúrásadatok összehasonlíthatóságát helyenként megnehezíti, hogy egyes szerzők az alsó- és felső-pannóniai közötti réteghatár megvonásánál litosztratigráfiai, mások viszont biosztratigráfiai szempontokat követnek.

A vázolt nehézségek ellenére kirajzolódik grafikonjainkon a felrakott ponthalmazok többé-kevésbé szabályos elrendeződése és belőlük megszerkeszthető az átlagértéket jelző grafikonvonal. A grafikonvonal iránya pedig jellemző az illető rétegösszlet kifejlődés-módjára.



15. ábra. Vázlat a Közép-dunai-medencetípusok és a Közép-dunai-medencetípusok elhelyezkedéséről

1. Alaphegység a felszínen és a felszín közelében, 2. alaphegység 600 méternél vastagabb harmadidőszakú takaró alatt, 3. 1500 méternél vastagabb oltógócán, 4. 2000 méternél vastagabb miocén, 5. 2000 méternél vastagabb pliocén üledék, 6. 600 méternél vastagabb negyedidőszakú üledék



16. ábra. A pliocén képződmények vastagsága a Közép-dunai-medencerendszerben

1. Pliocén képződmény nélküli terület, 2. 500 m-nél vékonyabb pliocén, 3. 500–2000 m vastag pliocén, 4. 2000 m-nél vastagabb pliocén, 5. mélyfúrás a pliocén képződmények méterben megadott vastagságával, 6. országhatár, 7. a vizsgált területrészek határvonalai és sorszámai

Áttekintő táblázat az üledékképződési jelleggörbéken ábrázolt rétegösszletekről
(vastagságadatok méterben)

Földtani kor	I. Bécsi- medence	II., III., IV. Nyugat- Magyar- ország	V. Magyar- ország középső része	VI. Délkelet- Magyar- ország	VII. Mátra– bükkaljai lignitvidék	VIII. Kisalföld É-i része
Negyedidőszak	—	0–200	—	0– 700	0–100	0– 300
Felső-pliocén	—		—			
Felső-pannóniai	0– 900	200–1300	0– 600	700–1400*	100–600**	300–1700
Alsó-pannóniai		1300–2500*	600–800*	1400–2400*	600–800	1700–2500
Szarmata	900–1400*	2500–2800*	800–1000	2400–2600	?	2500–2800

* Elemzésre kiválasztott összlet

** Ebből a telepösszlet vastagsága 220 m

A szarmata üledékek vastagság- és mélységviszonyait két egymással szomszédos területen: a *Bécsi-medencében* és *ÉNy-Magyarországon* mutatja be a 17. és 18. ábra, valamint a 13. táblázat.

A Bécsi-medence fúrásadatai főként PAPP A. (1954), WIESENER H.—MAURER J. (1958), KÜPPER H. (1965) és ŠPIČKA V. (1971) közleményeiből származnak. A Soproni- és Kőszegi-hegység, valamint a Bakony és a Vértes közötti medencerész fúrásadatai főleg a zalaegerszegi, soproni és győri 1:200 000 méretarányú térképek magyarázó füzeteiben közölt táblázatokról olvashatók le.

A *Bécsi-medencében* a szarmata összlet fokozatos vastagodása arányos a talpmélység növekedésével, ez a folyamatos besüllyedés és feltöltődés következménye, ami helyenként gyengébben, másutt (főleg a medence középső részein) intenzívebben ment végbe.

Az *északnyugat-magyarországi szarmata üledékek* általában igen vékonyak, nem egy fúrásban teljesen hiányzanak is. Átlagvastagságuk még 2000 m-es talpmélységnél sem haladja meg az 50 m-t. Ennek megfelelően az üledékképződési jelleggörbe nem mutat olyan emelkedést, mint a bécsi-medencénél (17. ábra), hanem az abszcissa közelében halad, közel vízszintesen (18. ábra). Ebből arra következtethetünk, hogy itt a szarmata idején nem történt jelentős süllyedés és üledékfelhalmozódás. Az annak idején közel vízszintes helyzetű medencealjzatot nagyjából egyenletesen fedte be a lerakódott üledék. Csak a földtörténet későbbi szakaszában, vagyis az alsó-pannóniaiban indult meg itt a medencealjzatnak – s vele együtt a szarmatának is – a besüllyedése. Ismét más volt a helyzet az innen délre fekvő *Muraköz–délzalai-medencében*, ahol – a Bécsi-medencéhez hasonlóan – már a miocénben is jelentős besüllyedés és üledékfelhalmozódás ment végbe. Ezt mutatja az is, hogy a 18. ábra jobb oldalán grafikonvonalunk emelkedni kezd. 2400 m talpmélységnél 100 m vastag, 2800 m talpmélységnél pedig már 320 m a szarmata vastagsága. Ezek a legmélyebb fúrások (Szentgyörgy-völgy, Csesztreg) pedig már a Muraköz–délzalai-medence szélére esnek, mintegy átmenetet alkotva a két különböző kifejlődésű medencerész között.

A szarmata rétegösszlet vastagsága néhány elemzésre kiválasztott területen

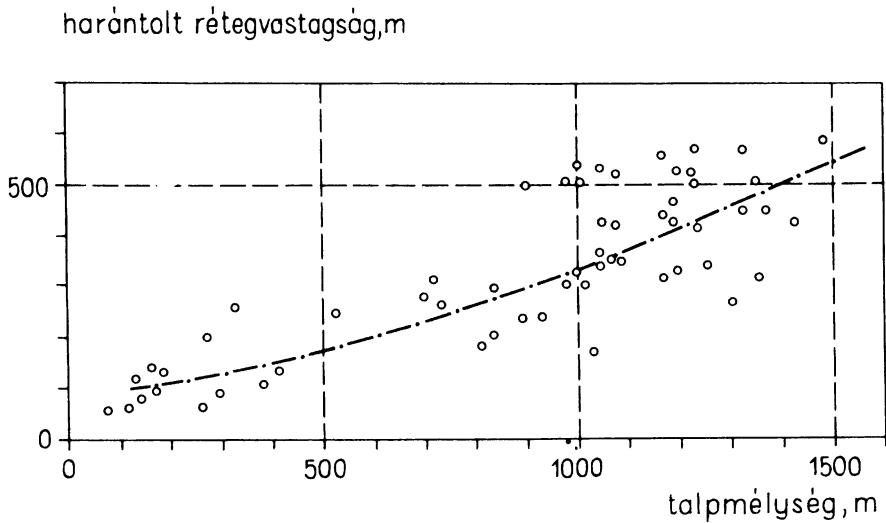
Talpmélység m	Bécsi-medence		Északnyugat- -Magyarország		A Kisalföld északi része (Szlovákia)	
	vastagság m	vastagság a talp- mélység %-ában	vastagság m	vastagság a talp- mélység %-ában	vastagság m	vastagság a talp- mélység %-ában
200	110	55	—	—	140	70
400	150	37	—	—	160	40
600	200	33	15	2	180	30
800	260	32	15	2	190	24
1000	330	33	20	2	200	20
1200	410	34	25	2	210	17
1400	500	36	30	2	220	16
1600	—	—	35	2	230	14
1800	—	—	40	2	235	13
2000	—	—	50	2	240	12
2200	—	—	70	3	245	11
2400	—	—	100	4	250	10
2600	—	—	150	6	250	10
2800	—	—	320	11	250	9

Északnyugat-Magyarországon a szarmata üledékek helyenkénti hiányát egyrészt a lerakódás idején uralkodó ősföldrajzi adottságok, másrészt pedig a prepannóniai denudáció is okozhatja. Tény azonban, hogy még ha helyenként megnyilvánult is a prepannóniai denudáció hatása, ez itt, a Kisalföld déli felében semmi esetre sem lehetett jelentős, hiszen különben nem boríthatná a medencealjazat java részét egyenletes, összefüggő, vékony szarmata üledékréteg.

Az *északnyugat-magyarországi alsó-pannóniai rétegösszlet* grafikonjára (19. ábra) tekintve szembeötlő, hogy — különösen a 700 és 1800 m közötti talpmélységeknek megfelelő szakaszon — a pontok nagyon szórtnak helyezkednek el. Ennek az a magyarázata, hogy itt az alsó-pannóniai rétegek vastagsága nemcsak a talpmélységgel arányosan növekszik, hanem horizontális irányban is változó. A medence keleti részén nagyobb, a nyugati szélén pedig általában kisebb vastagság-értékek adódnak az ugyanazon talpmélységnek megfelelő átlagvastagságoknál. Ez okból a Kisalföld déli részének alsó-pannóniai rétegeit három részre bontva tárgyaljuk.

A *medence nyugati peremén* mélyített pinnyei, büki és mihályi fúrásokat a 19. ábrán fogazott köröcskék jelölik. Itt az alsó-pannóniai aránylag vékony (lásd a 14. táblázat bal oldali rovatait is).

A *medence területének közepén* fekvő, legnagyobb kiterjedésű részén levő fúrásokból szerkeszthető jellegző görbe formája sinus-vonalra emlékeztet.



17. ábra. A Bécsei-medence szarmata rétegösszletének üledékképződési jelleggörbéje

A medence keleti peremén mélyített takácsi, téti és vaszari fúrások alapján itt 1000 m talpmélységhez 620 m alsó-pannóniai rétegvastagság tartozik. Ez hatszor nagyobb, mint a nyugati peremrész hasonló talpmélységű rétegeinek átlaga (lásd a 14. táblázatot).

Az intramontán centrális eleváció középső része a Bakony, Vértes és Mecsek hegység közötti vidék, de keleti irányban átnyúlik a Dunán is, egészen Kecskemét–Kiskunhalas–Tompá vonaláig. Mint a centrális eleváció valamennyi részére, úgy erre a területre is az a jellemző, hogy a neogén rétegek mind vékonyabbak, mint a marginális depresszióban. E vidék alsó-pannóniai összletét bemutató 20. ábra több szerző adatainak felhasználásával készült (SZALÁNCZI GY. 1948, SCHWÁB M. 1963, JÁMBOR Á.—KORPÁSNÉ HÓDI M. 1971, SZÉLES M. 1971a). Ha a 20. ábra mellé odaillesztjük a keleti irányban szomszédos, mélyebb fekvésű területre az adatait feltüntető 21. ábrát, valamint összehasonlítjuk egymással a 14. táblázat rovatait, úgy világosan kitűnik, hogy itt az említett két területre az alsó-pannóniai üledéksorai folyamatos kifejlődéssel kapcsolódnak egymáshoz.

A 21. ábra adatai (SZÉLES M. 1971a) a marginális depresszió délkelet-magyarországi szakaszára vonatkoznak. Ez a terület délen és keleten egészen a román határig terjed, északon pedig Nagyiván, Nádudvar, Berettyóújfalu vonaláig tart.

A marginális depresszió délkelet-magyarországi szakasza főleg abban különbözik a többi területtől, hogy itt a felső-pannóniai rétegsort többszáz méter vastag levantei és negyedidőszaki fedő borítja. Így a felső-pannóniai rétegösszlet átlagvastagsága az átlagos talpmélységnek csak mintegy harmadát-felét teszi ki (22. ábra).

A Mátra–bükkaljai-lignitvidéken a Mátra és Bükk hegységek tövében fokozatosan vékonyodnak a pannóniai rétegek. Itt a felső-pannóniai rétegsorban található lignittelepes összletet nagyszámú kutatófúrással tárták fel. Ezek közül kiválasztottam 34 olyan fúrást, amelyek a lignittelepes összletet teljesen harántolták. Ezeknek a tengerszintre átszámított adataiból szerkesztettem meg az előzőekben ismertetettekhez hasonló grafikonomat (23. ábra). A felhasznált fúrások adatainak javarésze megtalálható a Távlati Földtani Kutatás c.

kiadvány 1963, 1964, 1965. évi köteteiben, továbbá SCHMIDT E. R. 1934–35. évi jelentésében (1939).

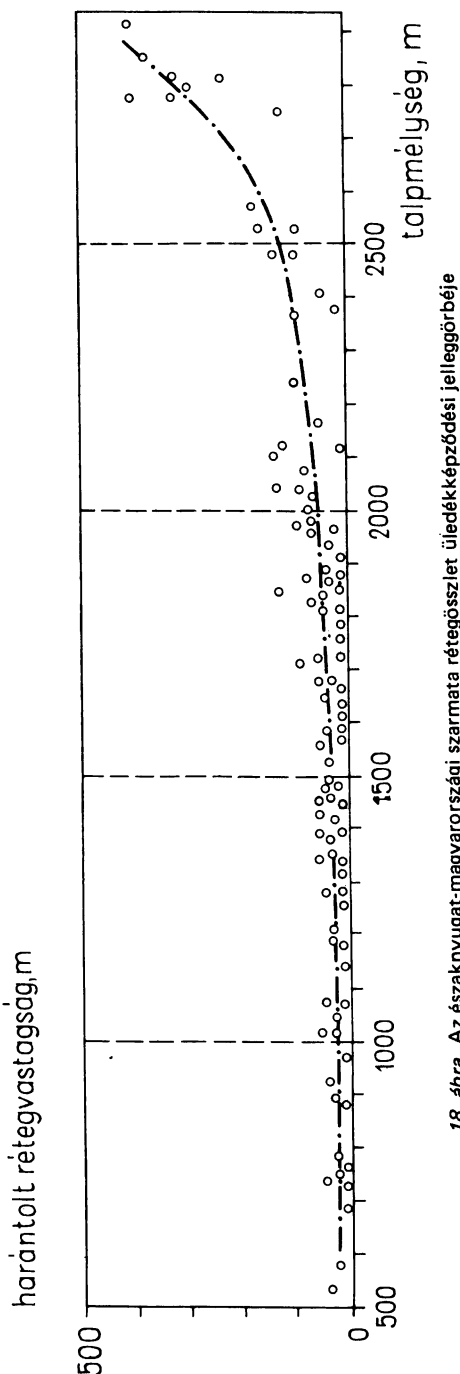
A Mátra–Bükkalján jellemző az adatok erős szórása. Ez, az alábbi két okra vezethető vissza:

a) A lignit-telepösszlet felső részének területenként változó mértékű lepusztultsága. Ez a lepusztulás valószínűleg még a felső-pliocén végén következhetett be, ugyanis a 100 méter vastagságot is meghaladó fedőrétegsor helyenként erős izós diszkordanciával fedi a telepösszlet egyenetlen felületét.

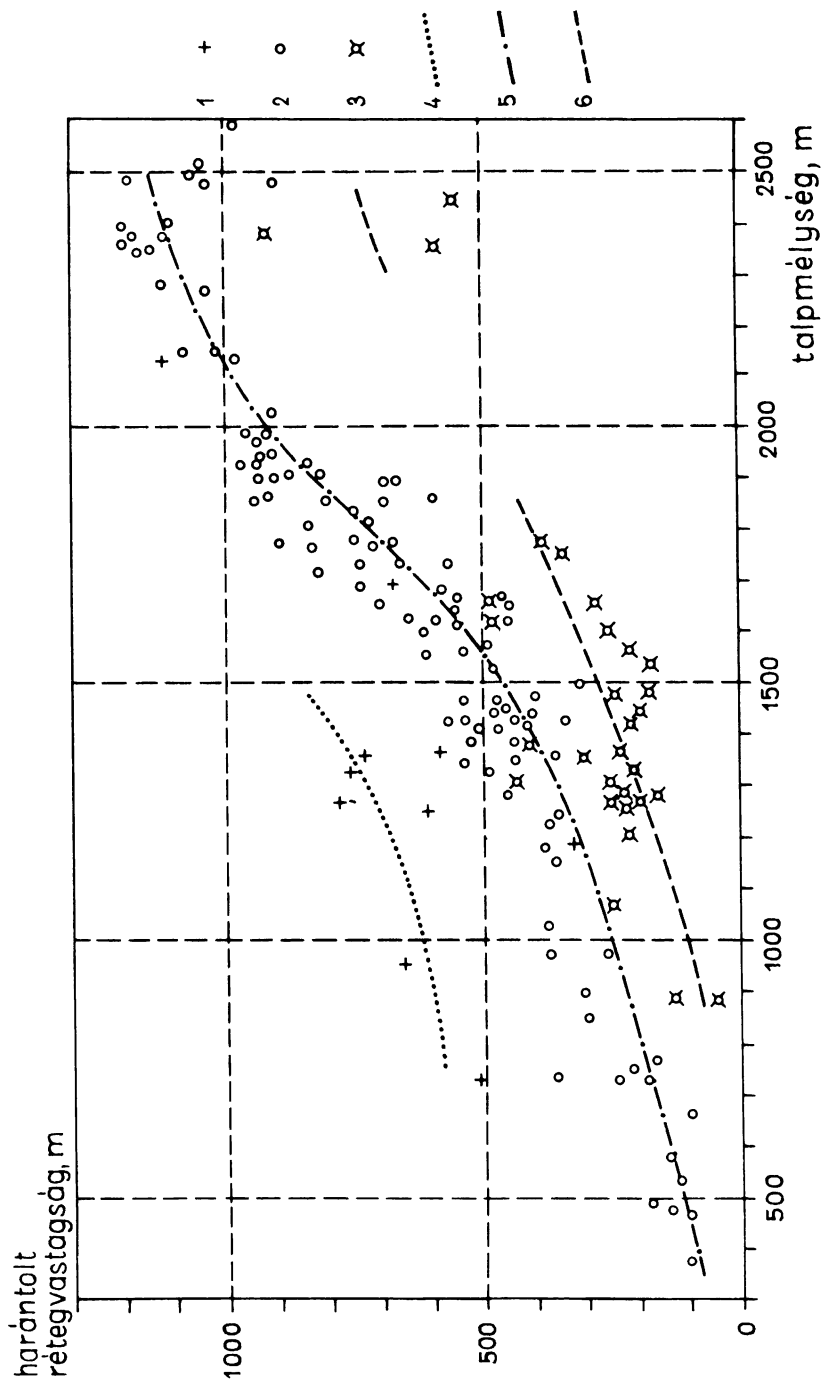
b) A telepösszlet keletkezésének idején uralkodó ősföldrajzi viszonyok helyi eltéréseiből adódó fácieskülönbségek: a lignittelepeket létrehozó mocsári növénymaradványok néhol nem a legmélyebb süllyedésű pontokon halmozódtak össze. A lignittelepes összlet ősföldrajzi körülményeinek részletes tanulmányozásától még további eredményeket remélhetünk.

Az erős szórás ellenére megállapítható, hogy a mélység felé haladva itt is nő az összlet vastagsága. (A +100 m-es szintben 30 m, a 0 m-es szintben 60 m, a –100 m-es szintben 130 m, a –200 m-es szintben 220 m).

A lignittelepes összlet szinorogén üledékképződése jól bizonyítható a Mezőkövesd környéki kutatófúrások adataiból szerkesztett földtani szelvénnel (24. ábra). Ezen jól látható, hogy a réteghatárok konvergálnak a boltozattető irányába. A telepösszlet (vagyis a lignittelepek és az azokat kísérő meddőrétegek összessége) a boltozattetőn 30–40 méterre kivékonyodik, a szárnyakon viszont mindkét irányban 150–200 méter vastagságra nő. Maguk az egyes lignitpadok nem vastagodnak meg, hanem újabb és újabb telepek iktatódnak közéjük a szárnyakon. Ezek a körülmények kétségtelenül bizonyítják, hogy itt, Mezőkövesden nem egy eredetileg egyforma vastagságú rétegekből felépített, vízszintesen lerakódott üledéksor utólagos felgyűrődéséről van szó, hanem a terület egyenetlen, oszcillációs süllyedő mozgása az üledékképződés



18. ábra. Az északnyugat-magyarországi szarmata rétegösszlet üledékképződési jellegzőbéléje

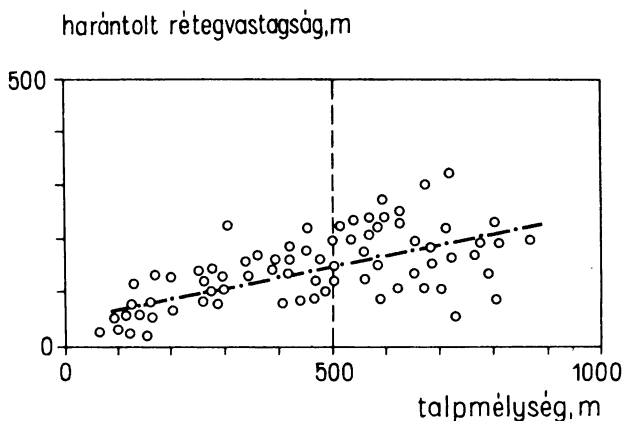


19. ábra. Az északnyugat-magyarországi medence alsó-pannóniai rétegösszetételének üledékképződési jellegzőbél
 Fúrások: 1. keleti perem, 2. középső terület, 3. nyugati perem. Jellegzőbél: 4. keleti perem, 5. középső terület, 6. nyugati terület

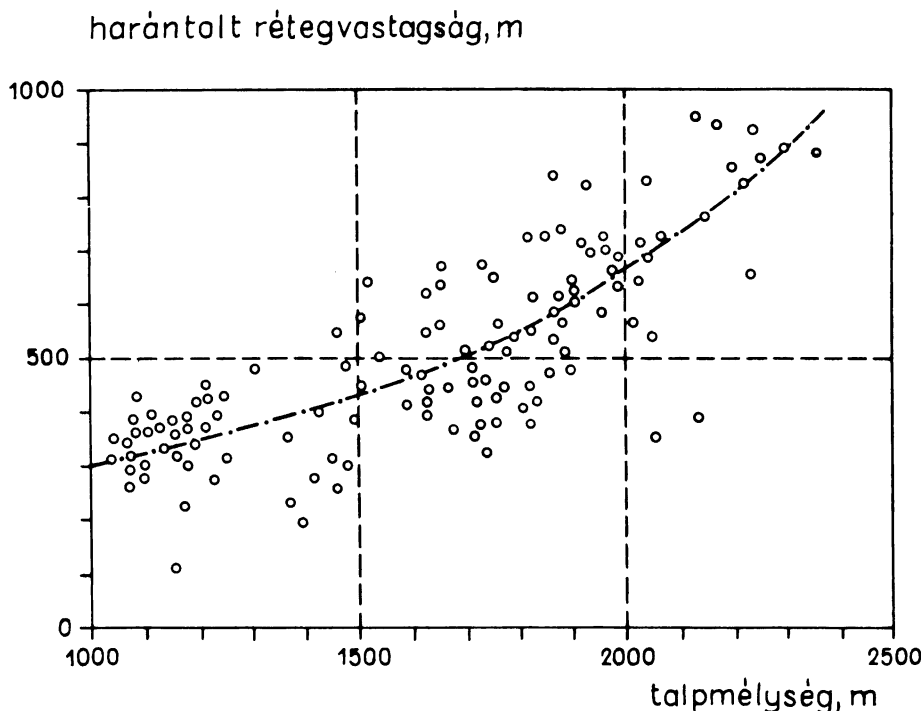
egész időtartama alatt folytatódtott. Az a körülmény viszont, hogy az egyes lignitpadok vastagsága nem változik meg a teljes telepösszetel vastagságváltozásával együtt, megfelel a bevezetésben már közölt azon megállapításnak, hogy a tavi és folyóvízi lerakódások esetében nem lehet az egyes különálló kőzetpadokat tekintetbe venni a vastagság és süllyedés kapcsolatának kimutatásához, hanem csak a számos rétegből összetevődő teljes telepösszetel.

A Kisalföldnek a Dunától északra eső, szlovákiai részéről GAZA B.—BEINHAUEROVA H. (1977), valamint BIELA A. (1978) közölt fúrásrétegsor adatokat.

Az általuk alkalmazott rétegtani beosztás, valamint az egyes elemek közötti határok megvonása némileg eltérő a magyar szakirodalomban használtaktól. Ezt tekintetbe kell venni a rétegsorrend-

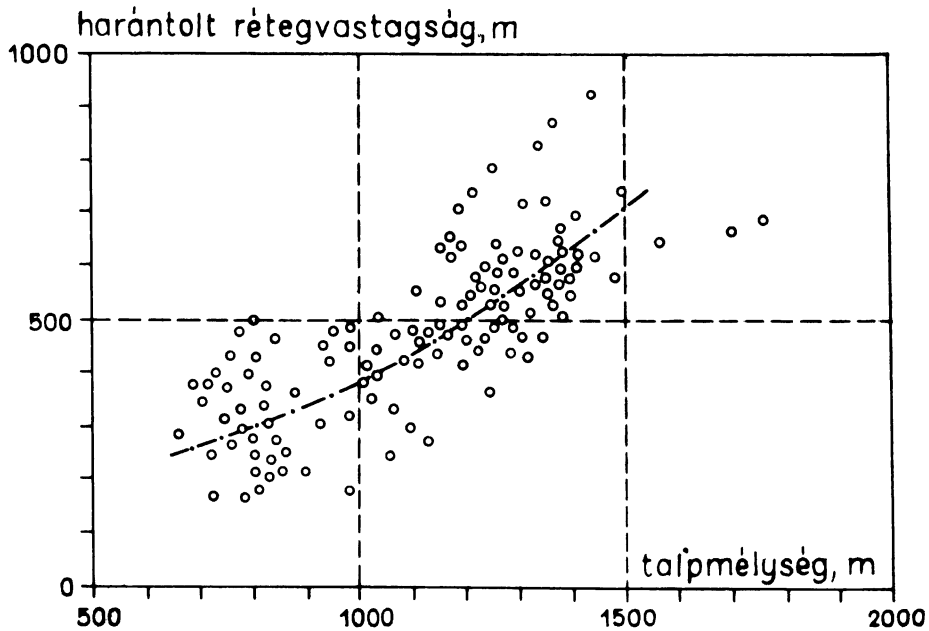


20. ábra. A Bakony, Vértes és Mecsek-hegység közötti terület alsó-pannóniai rétegösszetelének üledékképződési jelleggörbéje



21. ábra. A délkelet-magyarországi alsó-pannóniai rétegösszetel üledékképződési jelleggörbéje

Talpmélység m	A Kisalföld déli része (Északnyugat-Magyarország)					
	Nyugati medenceperem		A medence középső (legnagyobb) része		Keleti medenceperem	
	vastagság m	vastagság a talp- mélység %-ában	vastagság m	vastagság a talp- mélység %-ában	vastagság m	vastagság a talp- mélység %-ában
200	—	—	—	—	—	—
400	—	—	90	22	—	—
600	—	—	140	23	—	—
800	—	—	190	24	580	72
1000	100	10	250	25	620	62
1200	160	13	320	27	680	57
1400	230	16	400	29	780	56
1600	310	19	530	33	—	—
1800	400	22	730	41	—	—
2000	—	—	930	46	—	—
2200	—	—	1050	48	—	—
2400	740	31	1130	47	—	—



22. ábra. A délkelet-magyarországi felső-pannóniai réteggöszlet üledékképződési jelleggörbéje

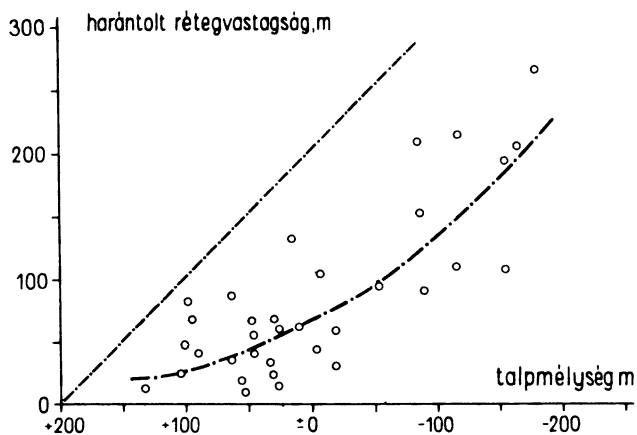
A Nagyalföld				A Kisalföld északi része (Szlovákia)			
középső része		DK-i része		Nyugati medencerész		Keleti medencerész	
vastagság m	vastagság a talp- mélység %-ában	vastagság m	vastagság a talp- mélység %-ában	vastagság m	vastagság a talp- mélység %-ában	vastagság m	vastagság a talp- mélység %-ában
90	45	—	—	—	—	—	—
130	32	—	—	195	49	330	82
170	20	—	—	240	40	450	75
210	26	—	—	290	36	540	67
—	—	300	30	340	34	650	65
—	—	350	29	390	32	770	64
—	—	400	29	—	—	890	64
—	—	460	29	—	—	1010	63
—	—	550	31	—	—	—	—
—	—	670	33	—	—	—	—
—	—	810	37	—	—	—	—
—	—	980	41	—	—	—	—

leírások összehasonlításánál. A mi alsó-pannóniaiakat pannon s. str., a felső-pannóniaiakat pont, felső-pliocénünket dák és ruman névvel jelölik.

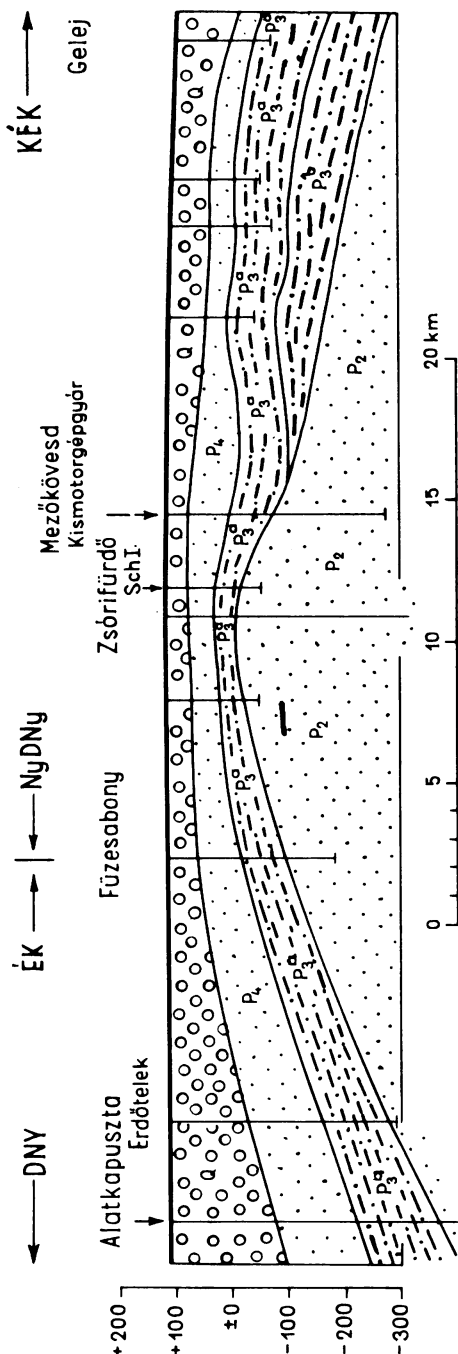
BIELA A. 1978-ban közölt adataiból megszerkesztettem az itteni neogén üledék-képződés jelleggörbéit is.

A *bádeni* korú rétegek vastagsága és talpmélysége közötti összefüggéseket a 25. ábrán két jelleggörbe tünteti fel. A szaggatott vonal a karikákkal jelzett fúrások átlagát jelzi. Ezek a fúrások a Kis-Kárpátok és az Inovec hegység tövétől Szempcz (Senec*) és Pozsony

*Mivel BIELA összeállításában a fúrások helyét szlovák helységnevek jelölik, ezért — az adatok könnyebb kezelhetősége érdekében — az alábbiakban a magyar nevek mellett én is feltüntettem a szlovák megjelöléseket is.



23. ábra. A Mátra—bükkaljai felső-pannóniai lignitösszlet üledék-képződési jelleggörbéje



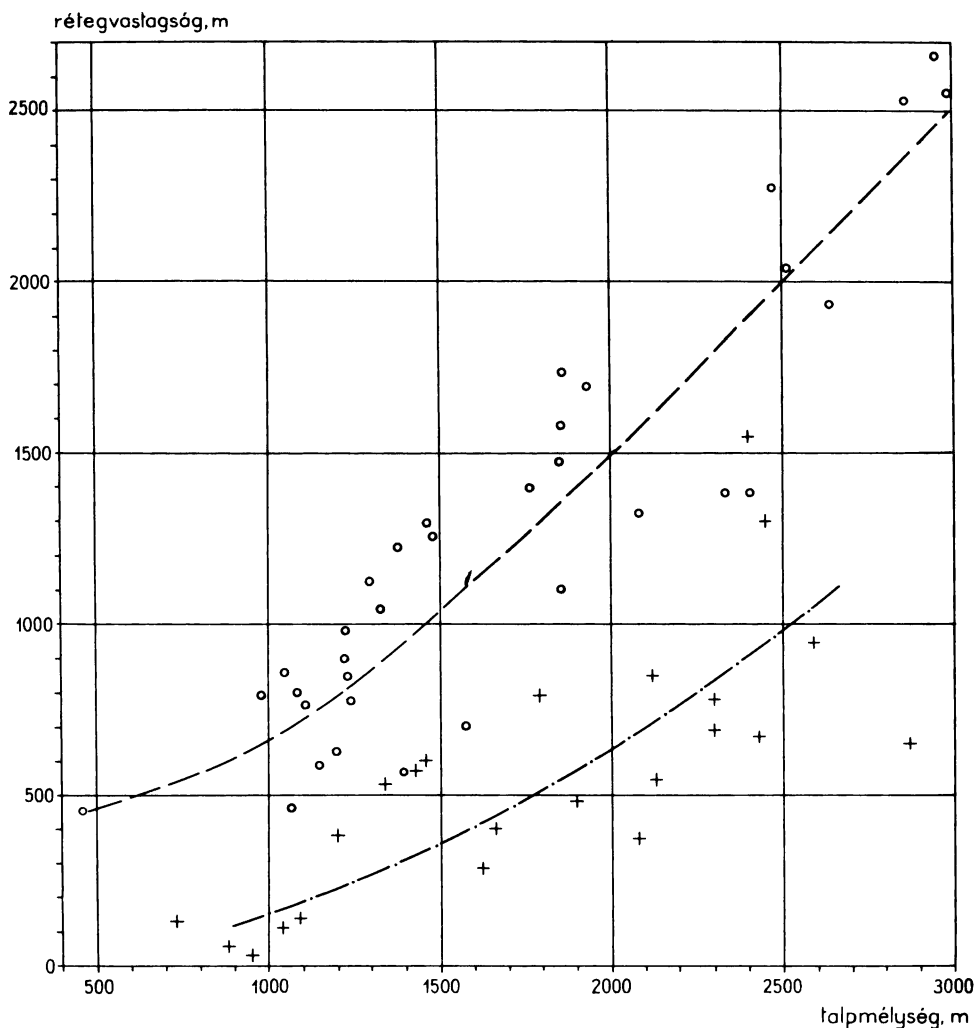
24. ábra. Földtani szelvény a Mátra–bükkaljai lignitvidék nyugati részéről

Q = negyedidőszaki, P_4 = felső-pliocén korú fedőüledék, P_3^a = felső-pannóniai lignit telepőszlet fúrásokkal feltárva, produktív kifejlődésben, P_3^b = a lignit telepőszlet még kevésbé megkutatott része, P_2 = felső-pannóniai korú feköösszlet

(Bratislava) vonaláig terjedő vidéken található. Az ettől a résztől keletre fekvő medencerész fúrásait kereszttek jelölik, s az ezekből szerkesztett jelleggörbét eredményvonal mutatja. A két vonal egymással párhuzamosan halad, mutatva, hogy a nyugati részekben intenzívebb volt a besüllyedés és üledékfelhalmozódás, mint a középső keleti részekben.

A szarmata üledékek összevont adatait a 26. ábrán, valamint a 13. táblázat jobb oldali rovataiban láthatjuk. Az üledékképződési jelleggörbe az abszcissa közelében halad, közel vízszintes. Ez arra utal, hogy a szarmatában itt nem történt jelentős süllyedés és üledékfelhalmozódás. A 13. táblázat rovatait egymással összehasonlítva az tűnik ki, hogy a Kisalföld északi részének szarmata üledékei vastagabbak, mint a Dunától délre eső medencerészben, de vékonyabbak, mint a Bécsmencedében. A Kisalföld északi része ebben a vonatkozásban átmeneti helyzetet foglal el a Bécsmencede és a Kisalföld déli része között.

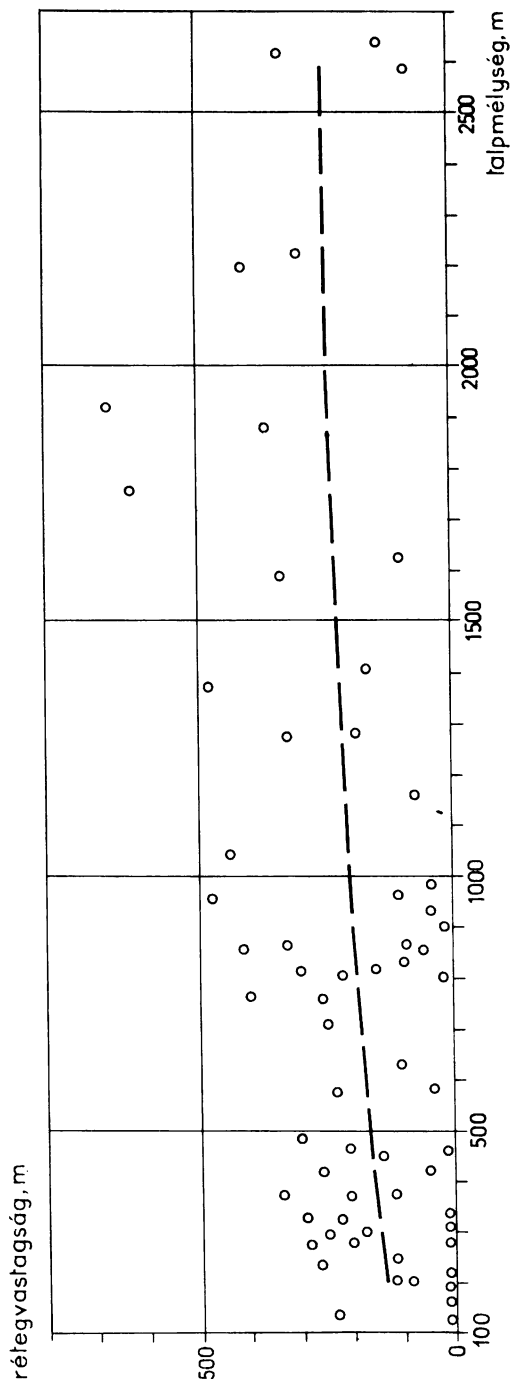
Az alsó-pannóniai (pannóniai s. str.) üledékek összevont adatait a 27. ábrán, valamint a 14. táblázat rovataiban láthatjuk. A grafikonon meglehetősen szórtságot mutatnak a –250 méteres talpszint feletti adatok. Ezzel szemben a –250 méteres szinttől lefelé haladva két, egymástól elkülönülő pontthalmaz alakul ki. Az egyik pontthalmaz a Vág folyótól nyugatra eső terület, vagyis Nagyszombat (Trnava), Szempecz (Senec) és Dunaszerdahely (Dunajska Streda) környékére vonatkozik. Az ide eső fúrásokat kereszttek jelzik, az üledék-jelleggörbe pedig szaggatott vonal. A másik pontthalmaz a Vágtól



25. ábra. A Kisalföld északi része bádeni rétegösszletének üledékképződési jelleggörbéje

keletre fekvő vidékre, vagyis Surány (Surany), Érsekújvár (Nové Zámky) és Komárom (Komarno) környékére vonatkozik. Ennek a keleti résznek a fúrásait karikák, az üledékképződési jelleggörbét pedig eredményvonal jelöli. Az alsó-pannóniai (pannóniai s. str.) rétegei tehát keleten vastagabbak, mint a nyugati területrészen. Ez megegyezik a Dunától délre eső medencerész viszonyaival. A 14. táblázat egyes rovatainak az összehasonlításából kitűnik, hogy a Kisalföld medencéjének keleti részén az alsó-pannóniai nagyjából egyforma vastag a Dunától északra és délre fekvő részeken egyaránt. Ezzel szemben a nyugati medenceszél alsó-pannóniai rétegei a Dunától északra átlag kétszer-háromszor vastagabbak, mint a Dunától délre fekvő területrészek.

A Kisalföld északi részének üledékgörbéiből arra következtethetünk, hogy a Kis-Kárpátok, valamint az Inovec és Tribec hegységek tövében a medencefenék besüllyedése



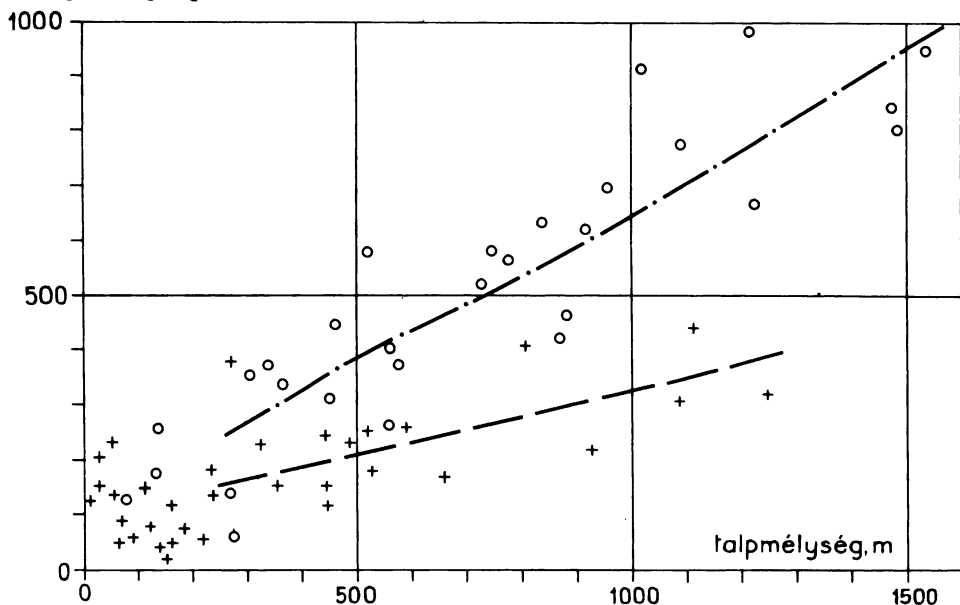
26. ábra. A Kisalföld északi része szarmata rétegösszetételének üledékképződési jellegzőgörbéje

lassan, folyamatosan ment végbe a földtörténet folyamán. Ugyanígy feltételezhetjük, hogy a medencét övező hegytömegek relatív kiemelkedése sem egyetlen orogén hegyképződés eredménye volt.

A Kisalföld északi (szlovákiai) részében a süllyedés és feltöltődés a bádeniben intenzív volt, a szarmatában lecsökkent, majd az alsó-pannóniaiban ismét felerősödött. A szarmata–pannóniai határon azonban megváltozott az üledékfelhalmozódás maximumának térbeli helyzete. A bádeniben és szarmatában a medence északnyugati szegélye mentén Szempcz és Nagyszombat tájékán, az alsó-pannóniaiban pedig az innen délkeletebbre fekvő részen, Deáki (Diakovce), Érsekújvár (Nové Zámky) és Guta (Kolárovo) környékén keletkezett vastagabb lerakódás. Ez is megfelel annak az előzőekben már ismertetett törvényszerűségnek, hogy a földtörténet folyamán a Pannóniai-medencében a külső szegélytől fokozatosan befelé tolódik az üledékgyűjtők fekvése.

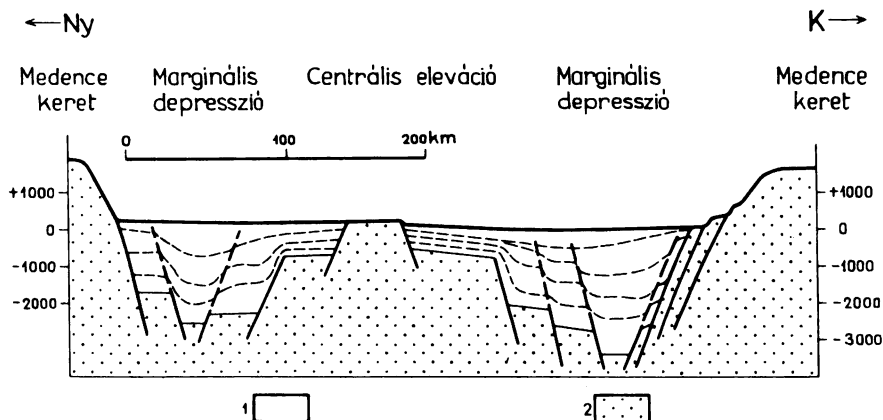
A bemutatott üledékjellegzőgörbéken – az egy lignittelepes összetetet kivéve – nem alkalmazhattam az egyes formációtágoknál (szarmata, alsó-pannóniai) részletesebb beosztást, mert a kinyomtatott szakirodalom nagy részében sem találunk ennél részletesebb bontású vastagságadatokat (pl. SZÉLES M. 1971a). Ezért itt csak röviden említem meg, hogy ahol kimutathatók az egyes közettani szintek, ott azok külön-külön is megvastagodnak a mélyebbre süllyedt helyeken (lásd pl. a KÖRÖSSY L. által szerkesztett korrelációs szelvényrajzokat, 1971, 209–210. old.). Ha pedig szintekre

rétegvastagság, m



27. ábra. A Kisalföld északi része alsó-pannóniai (pannóniai s. str.) rétegösszletének üledékképződési jelleggörbéje

bontás nélkül, egybefoglalva tekintjük az egész alsó-pannóniai, úgy grafikonjaim átlagvonalai kétségtelenül arra utalnak, hogy az összlet a medenceszélek felől a medencerészek belseje felé haladva fokozatosan vastagodik meg, mindenütt arányosan a mélységbe súlyltyedéssel. Tehát nem horizontális fekvésű, és csak a medencefeltöltődés előrehaladó folyamatának megfelelően transzgresszív üledéksorral van dolgunk. Vagyis helytelen az a fel-tételezés, miszerint a pannóniai kezdetén csak a medencerendszer legmélyebb részein volt



28. ábra. Leegyszerűsített és túlmagasított szelvényvázlat a Pannóniai-medence neogén szer-kezetéről

1. Negyedidőszaki és neogén üledékek, 2. mezozoós–paleozoós medencealjazat

üledékképződés és csak később, amikor ezek a mélyebb fekvésű részek már kellően feltöltődtek, terjedt ki fokozatosan a medence határa – s így az üledékképződés színhelye is – a magasabb fekvésű peremi részekre. A grafikonok vonalai éppen ellenkezőleg azt bizonyítják, hogy az *alsó-pannóniai*ban megindult nagyjából az *egész medencerendszer besüllyedése*, csupán annyi a különbség az egyes részek között, hogy a *süllyedő mozgás a peremeken gyengébb, a középső részeken pedig intenzívebb volt. Ennek következménye az, hogy az alsó- és felső-pannóniai rétegek mind fokozatosan vastagodva lejtének a medenceszegély irányából a medenceközép felé.* Ha voltak is időnként és helyenként eltérő jelenségek, ezek azonban legfeljebb helyi jellegűek lehettek, anélkül, hogy a kialakulási folyamat egészét lényegesen befolyásolták volna.

A medencerendszer hatalmas méreteihez képest eltörpülnek a pannóniai üledéksor legaljának települési egyenetlenségei is. Ez utóbbiak abból erednek, hogy az üledékképződés megindulásakor a medencefenék nem volt teljesen sík felület, hanem széles és sekély völgyek váltakoztak enyhe lejtésű, lapos dombházattak. A domborzat egyenetlenségeit azonban csakhamar kiegyenlítette a ráhalmozódó üledéktömeg. Ezért a pannóniai üledéktömeg elterjedését és vastagságát lényegében már nem a prepannóniai domborzat, hanem a szinszedimentációs süllyedési folyamat szabta meg. Így alakult ki a medenceszerkezetnek azon formája, amelyet sematizált formában a 28. ábrán láthatunk.

6. A LITOFÁCIESEK ELTERJEDÉSE

Az előző fejezetekben az üledékeknek csupán a mennyiségéről volt szó anélkül, hogy különbséget tettünk volna a lerakódott üledékes kőzetek fajtái között. Mivel azonban a képződési körülmények sajátosságai megszabják az üledék minőségét is, ezért kapcsolat volt a litofációk* elterjedése és az üledékgyűjtő medence típusa (kiterjedése, mélysége stb.) között. Szükséges tehát, hogy foglalkozzunk ezzel a kérdéssel is.

6.1. A különböző kőzetfajták gyakorisága az üledékgyűjtő medencék egyes típusaiban

Az üledékgyűjtő medencék öt alaptípusát már a 2. fejezetben ismertettük és a 2. ábrán bemutattuk. Most ezeket sorra véve, egymás után vizsgáljuk meg jellegzetes kőzetfajtaikat is.

Az orogén előmélységek kőzetei. A fiatal gyűrt lánchegység-vonulatok külső szegélyét végigkövető új-kainozóos előmélységek üledéksoraiban általában három jellegzetes alapvonás figyelhető meg:

- hiányzanak a vulkáni kőzetek,
- a rétegsor alsó részeiben a tengeri kifejlődésű, felső részeiben pedig a folyóvízi–tavi–édesvízi kifejlődésű képződmények a gyakoribbak.
- Vízszintes irányban haladva az üledékek a medence hossz tengelyével párhuzamos sávokban rendeződnek el. A hegység tövében a durva törmelék (molassz), a medenceközepén a finomszemű hordalék (slír), a külső keret szegélyén pedig a karbonátos kőzetek dominálnak.

E három tapasztalati tény általában felismerhető majdnem mindenütt. Természetesen adódhatnak kisebb-nagyobb eltérések is különleges helyi adottságok esetén. Ezért – néhány példán bemutatva – vizsgáljuk meg a fenti szabályok érvényes voltát.

1. *Vulkáni képződmények a gyűrt lánchegységek külső szegélyén sehol sincsenek.* Így például a Kárpátoknak csak a belső szegélyét kíséri a vulkánvonulat, a külső szegélyét

*A kőzetkifejlődés (litofácies) valamely üledékes kőzetnek a leülepedés helye szerinti fizikai és vegyi viszonyaiból adódó, s annak alakulásától függő kőzetjellegek összessége (KONDA J. 1965, 8. old.). Az azonos litofációs kőzetek tehát rétegtani helyzetüktől (földtani koruktól) független üledékes kőzet-típust alkotnak. A litofációk tehát nem kőzetrétegtani egységek (formáció, tagozat stb.), habár a szakirodalomban nem egyszer azonos fogalomként használják őket.

nem. Az Appennini-félszigetnek csak a Tirréni-tenger felé eső délnyugati oldalán sorakoznak a kihalt és a még működő tűzhányók. Az Adriai-tenger felé eső oldalon nyomuk sincsen. De nem találunk neogén vulkanitokat az Alpokat északról kísérő molassz-övben, a Kaukázus és Kis-Kaukázus, valamint a Zagrosz-hegység neogén előmélységeiben sem. A vulkáni kőzetek a Kaukázusban az Elbruszon, a Kis-Kaukázusban Jerevánnál, valamint attól délre az Araráton fordulnak elő (GABRIELJAN A. A. 1954, PÓKA T. 1971), vagyis nem a besüllyedt neogén szegélymélységben, hanem a kiemelt hegytömeg felszínére települten.

2. A *fáciesek egymást követő, vertikális sorrendje tipikusan regresszív jellegű* a Déli-Kárpátok, a Kaukázus és a Zagrosz-hegység előmélységeiben. Ezekben a helyeken – alulról felfelé haladó sorrendben – tengeri, csökkentsósvízi, káspi–brack és végül folyóvízi–édesvízi kifejlődésű lerakódások települnek egymásra oly módon, hogy a tengeri üledékek vékonyak, a csökkentsósvíziek vastagabbak, s a káspi–brack és folyóvízi lerakódások a legtekintélyesebb vastagságúak.

Ettől eltérő kifejlődés van az Alpok északi előterében *Svájc, Bajorország és Ausztria* területén, ahol

- az oligocént az alsó tengeri molassz,
- az alsó-miocént az alsó édesvízi molassz,
- a középső-miocént a felső tengeri molassz és
- a felső-miocént és alsó-pliocént a felső édesvízi molassz

képviseli, közel egyforma vastagságú üledéksorokkal.

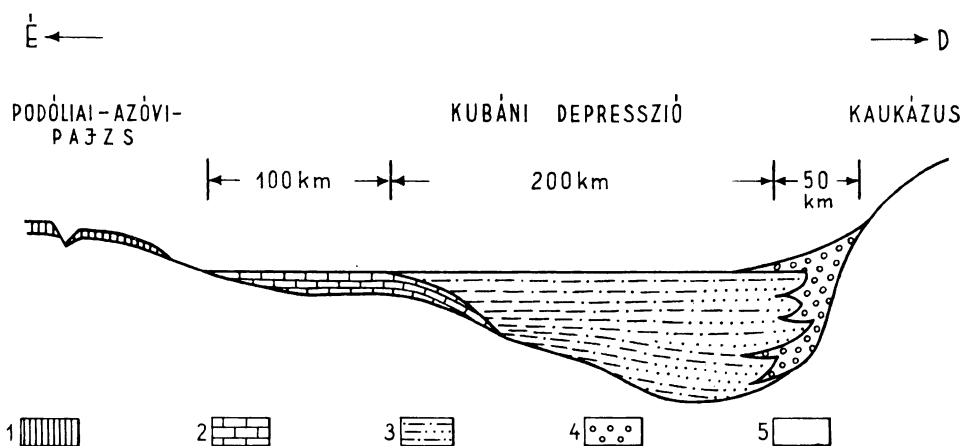
Ismét más kifejlődésű az *Északi- és Északkeleti-Kárpátok* előmélysége. Utóbbi helyen az alsó- és középső-miocén tengeri, a felső-miocén csökkentsósvízi kifejlődésben van meg, több ezer méter vastag folytonos üledéksorban. A regresszív sor befejező tagjai, vagyis a folyóvízi–édesvízi üledékek itt teljesen hiányzanak.

A felsorolt példák azt bizonyítják, hogy bár általános jelenség az előmélységek rétegsorainak regressziós kifejlődése, a helyi viszonyok kisebb-nagyobb eltéréseket hozhatnak létre.

3. Az előmélységet kitöltő különböző kőzetfélések *horizontális elrendeződését* a 29. ábra mutatja be. Ezen jól látható, hogy a Kaukázus tövében kavics, a Kubáni-depresszió közepén agyag és homok, a külső szegélyen pedig mészkő rakódott le. A podóliai–azóvi-pajzs felszínét pedig teresztrikus tarkaagyag vékony takarója borítja. Utóbbi már nem tartozik az előmélység üledéksorához.

Az üledékeknek ez az elrendeződése feltűnő hasonlatosságot mutat azzal a szelvénnel, amelyet MURCHINSON D.–WESTOLL S. közöl (Johnsontól átvéve) egy molassz-típusú szegélymélység nagyciklusának a bemutatására (1968. 81. old.). De megegyező az itteni elrendeződés azzal a tézissel is, amely szerint a tektonikailag aktív övekben törmelekes üledékek, a tektonikailag inaktív területek besüllyedéseiben pedig inkább karbonátok szoktak képződni (KRUMBIN W. C.–SLOSS L. L. 1951, 326. old.).

STRAKHOV (=SZTRAHOV N. M. 1967, 100. old.) részletesen leírja a humid éghajlat esetén létrejövő hegylábi síkságok és medenceszegélyi rétegsorok kifejlődési módját. STRAKHOV szerint is jellemző a kőzeteknek a partszegéllyel párhuzamos övekben való elrendeződése, vagyis az, hogy a hegylábától távolodva mindinkább finomabb szemcsés üledékek követik egymást.



29. ábra. Erősen sematizált szelvényvázlat a Paratethys keleti részén levő pliocén kőzetek elrendeződéséről

1. Tarka agyag, 2. mészkő, 3. agyag és homok, 4. kavics, 5. pliocénnél idősebb kőzetek

A magasra emelkedő hegyláncok tövében gyakoriak a kavicstömeg-felhalmozódások. Ismert példái a svájci „nagelfluh”-konglomerátum és az iráni „bakhtiar” formáció. Fentebb már említettük, hogy az előmélységek rétegsorainak felső részében a folyóvízi jelleg válik uralkodóvá. Így érthető, hogy a hegylábi kavicstelepek felső részei fokozatosan mind beljebb nyúlnak az üledékgyűjtő medence közepe felé. A kavicsok kőzetanyaga a lepusztuló hegytömegből ered. Így összetételükből következtethetünk származási helyükre és a kiemelt hegység fejlődéstörténetére is.

A lepusztulási helytől távolodva a molasszok szemcsenagysága fokozatosan csökken. A kavicsok helyett homokos, majd agyagos lerakódások keletkeznek, lencsés vagy villásan egymásba fogazódó rétegeket alkotva. A molassz-komplexusok nemegyszer egymást metsző törmelékkúpokból tevődnek össze.

Az előmélységek belsejében lerakódó finomszemcsés üledékekben már nem könnyen fedezhető fel a kapcsolat a lepusztulási terület kőzeteivel. A Rhône-árokban, valamint az Alpok és Kárpátok peremsüllyedékeiben gyakori az a finomszemcsés, miocén tengeri üledék, amely „slír-fácies” vagy „slír-formáció” elnevezéssel szerepel az irodalomban; ebben márga, agyag és finomszemcsés homokkő váltakoznak több száz méter vastagságban.

Érdekes jelenség, hogy amíg a Paratethys középső részén a pannóniaiban igen ritka a mészkő képződése, addig viszont a Paratethys keleti részein Besszarábiától kezdve, Odessza, Krim, Rosztov vonalán, majd Asztrahántól délre, azután a Mangiszlak-félszigeten és az Usztjurton át egészen az Aral-tóig végig követhetők az oligohalin faunájú pontusi mészkő nagy kiterjedésű lerakódásai. Úgy látszik, hogy amíg a gyűrt lánchegységek szegélymélységeiben agyag és homok halmozódott össze több mint ezer méter vastagságban, addig a szegélymélység külső peremén, már a kratogén előtérre ülepedve — epikontinentális lerakódás gyanánt — mészkő keletkezett.

Ez, a mintegy 2300 km hosszú és átlag 100–200 km széles pontusi mészkőöv jelzi a hajdani Paratethys északi szegélyét. Ettől északra már nem a Paratethys beltengeri üledékei, hanem csak folyóvízi—szárazföldi lerakódások találhatók. Ilyenek a pliocén korú

kusztanai, bitekei stb. helyi elnevezésű rétegek (LAVROV V. V. 1959, BOBOJEDOVA A. A. 1968). Megjegyzendő, hogy bár a peremi mészkőöv zöme pontusi korú, de helyenként egy része az akcsagil és apseron emeletekben is képződött (DANOV A. V. 1957). A mészkővön kívül — ritkán — más karbonátkiválások is keletkeztek a Paratethys keleti részében a pliocén folyamán. Így a Baku melletti Apseron-félszigeten a meoti és pontusi agyagrétegekben fél méter vastag dolomitpad-közbetelepülések vannak (VEKILOV B. G.—ALLAHVERDIEV R. A.—KARJAGDÜ 1969). Az Azovi-tenger ÉNy-i és Ny-i partja mentén közel 200 km hosszú és 40–50 km széles sávban a kimmériai emeletbe tartozó üledékes barnavasérc fordul elő. A produktív telepösszlet vastagsága 30 m, az érc átlagos Fe-tartalma 20–25% (MOLJAVKO G. N. 1960).

A miocénben jelentős *kőszó- és gipszképződés* is volt. Figyelmet érdemelnek a *barna-kőszó- és lignittelepek* elterjedésének törvényszerűségei is. Ezért a szénképződésről és az evaporitképződésről egy másik fejezetben külön fogok részletesen beszámolni.

A *tektonikus árkok és az orogén tömegben utólag keletkezett tektonikus beszakadások* kitöltésében nem figyelhető meg a kőzetfajták olyan elrendeződése, mint a szegélymélységeknél tapasztalható. Tehát nem rendeződnek az üledékek a medence peremvonalával párhuzamos sávokba, nem törvényszerű az üledéksor regresszív jellege, és végül vulkáni kőzetek is előfordulnak olykor jelentős mennyiségben. Különösen a kisázsiai és iráni süllýedékek kitöltésében dominálnak a vulkáni kőzetek. Még leginkább a Rajna-árok felépítése hasonló a szegélymélységekéhez, mivel rétegsora felfelé haladva fokozatosan megy át a tengeri kifejlődésből a csökkentsősvízín át a folyóvízi fáciesbe, s vulkáni képződmények csak alárendelt mennyiségben fordulnak elő északi végében, Frankfurt környékén.

A Közép-dunai-medencerendszer nagy része szintén az orogén tömegben utólag keletkezett tektonikus beszakadás. A medencerendszer felépítésének bonyolultsága miatt kőzetei igen változatosak. Ezért a Közép-dunai-medencerendszerben előforduló kőzetkifejlődéseket a 6.2. fejezet részben részletezni is fogom.

Az *epirogén süllýedékek* sekélyek és szélesek, partjaik laposak, környezetük relief-energiája igen kicsi. Így csak finomszemcsés lerakódásaik vannak. Vulkáni kőzet sehol sem található bennük. Durva kavics csak a medenceperem völgyeiben van néhány helyen.

Az *Északi-tenger medencéjének* belsejében a miocéntől a jelenkorig monoton agyagos—iszapos rétegsor keletkezett. A medenceszéleken Anglia, Belgium, Hollandia, NSZK és Dánia partjainál finomszemcsés törmelékes kőzetek találhatók: csillámos közep-szemcsés homok, homokos agyag, finomszemcsés limonitos homokkő stb. Durva kavics egyedül a DK felől szegélyező hajdani szárazulat folyóvízi képződményeiben található.

Az *Észak-Káspi-süllýedék* a Paratethysnek a mai Káspi-tengertől észak felé nyúló ága, a Volga és Káma folyók környékén húzódik. A felső-pliocénben (akcsagil és apseron) finomszemcsés üledékek rakódtak le ebben a lapos medencében. Kavicsokat csak az Ural-hegység tövéig felnyúló völgyekben találunk. Vulkáni kőzetek sehol sincsenek. Pontusi mészkő csak a terület déli részén, Volgográdnál fordul elő, de itt is csak néhány méter vastagságban (GALAKTIONOVA V. D. 1960).

A *Földközi-tenger medencéje* jóval nagyobb kiterjedésű a többi új-kainozóos üledékgyűjtőnél. Mint már a 2.4. fejezet részben is olvasható volt, felépítése bonyolult, s a medence középső részeiben jószerével csak a messiniaiban és a messinai óta keletkezett kőzetek elterjedését ismerjük pontosabban.

A Földközi-tenger medencéjében lerakódott kőzeteket két csoportba oszthatjuk: a) a medenceperemen és b) a medence középső részein keletkezett üledékek.

a) *A medence peremi részein* a helyi ösföldrajzi adottságoktól függően a legkülönbözőbb kőzetek találhatók: kavics, homok, agyag, dolomitos márga, mészkő, vulkáni lávák, tufák és tufitok. A partszegélyi képződmények olyan változatosak, hogy lehetetlen egységes üledékciklusba foglalni valamennyi partszakasz üledékeit. A nagy folyamok torkolatában keletkezett delták hatalmas kőzettömegeinek felhalmozódása több földtörténeti korszakon keresztül tartott. A lemélyített mélyfúrások bebizonyították, hogy a deltákban tengeri, csökkentsósvízi és édesvízi—folyóvízi üledékek váltakoznak az oszcillációs mozgások eredményeként. Két—háromezer méter vastagságban települnek egymással váltakozva a delta-fáciesű kereszttrétegzett homok, partszegélyi dűnéképződmények, lagunák mocsári agyag- és tőzegrétegei, valamint tengeri foraminiferás agyagok (RIZZINI A.—DONDI L. 1978, 345. old.).

b) *A Földközi-tenger medencéjének belső részeiben* sokkal egységesebb volt az üledékképződés menete. Itt a lerakódások három litosztratigráfiai egységet alkotnak (NESTEROFF W. et al. 1972).

A középső-miocénben (serravaliani, tortónai) sötét késszürke, karbonátban szegény, gyakran pirites üledékek keletkeztek, reduktív viszonyok között.

A felső-miocénben (messinai) kősó, anhidrit, gipsz és dolomitos márga ülepedett le. A messinai sorozat mind az alján, mind a tetején élesen elkülönül a fedőjében, ill. feküjében levő rétegektől.

A legfelső sorozat pliocén és negyedidőszaki korú, foraminiferákban gazdag hemipelagikus iszap. Jól rétegzett, világos sárgásbarna színű, karbonátos kőzet.

Az *epikontinentális üledéktakarók* aránylag vékony de horizontális irányban nagy kiterjedésű képződmények; tengeri és szárazföldi fáciesben egyaránt megtalálhatók. Közeteik mind horizontális, mind vertikális irányban változatosak: folyóvízi kavics, szárazföldi málladék agyag, mocsári tőzeg, édesvízi mészkő, tengerparti strand fáciesű homok és mészkő egyaránt előfordul. Az epikontinentális takaró-képződményekhez sorolhatók azok a nagy bazaltláva-ömlések is, amelyek a Földközi-tenger medencéjétől keletre, Szíriában és Jordániában találhatók.

Az epikontinentális üledéktakaró jellegzetes litofáciasei közé tartoznak a különböző vöröses és sárgás színű tarka agyagok is. Így Lengyelország altalajában az Oderától egészen Breszt vidékéig fúrásokkal mindenütt kimutathatók egy hatalmas kiterjedésű, pliocén korú édesvízi tónak az üledékei. A lerakódott, jellegzetesen tarka-foltos színű agyagot a német szakirodalomban „Flammenton”-nak, a lengyel szakirodalomban pedig „poznani agyag”-nak nevezik (KSIASKIEWICZ M.—SAMSONOWICZ J.—RUHLE E. 1968, DYJÓR S. 1970). KRAUSE P. (1933) feltevése szerint a poznani agyagban a molluszka maradványok hiányát a hajdani tó vízének az élővilágra kedvezőtlen fiziko-kémiai sajátosságai okozták.

A poznani agyag kőzettani kifejlődése és faunaszegénysége révén igen hasonló a Pannóniai-medence középső részén elterjedt levantei tarka agyaghoz, melyből ugyancsak teljesen hiányoznak a kővületek.

Az epikontinentális üledéktakarónak többnyire csak eróziós reliktumai maradtak vissza. Eredeti kiterjedésük jóval nagyobb volt, mint a jelenlegi. Kis vékonyságúak, és az erózióbázishoz viszonyított magas fekvésük miatt többnyire szétszabdalták a bevágódó folyóvölgyek.

Az előző fejezettrészben elmondottak összefoglaló szemléltetésére a 15. táblázatot állítottam össze.

Ezen a táblázaton a felső-miocén, pliocén és negyedidőszakban keletkezett különböző kőzetek mennyisége és százalékos megoszlása látható, a területek és kőzetfajták szerinti bontásban.* A feltüntetett értékek pontossága nem egyforma. Vannak területek, mint például a Pannóniai-medence vagy a Szovjetunió egyes részei, ahonnan megbízható számításokat lehetett elvégezni. Más helyekről, például Kisásziából, hiányzott a kellő mennyiségű fúrásadat, és legfeljebb a földtani térképek és térképmagyarázók alapján lehetett felbecsülni a kőzetek hozzávetőleges mennyiségét. (A bizonytalanság foka nemcsak a rendelkezésre álló adatok fajlagos mennyiségétől, hanem a kőzetek fajtájától is függ. Például egy olyan vulkáni hegység esetében, amely a miocéntől a negyedidőszakig újra és újra megújult, legfeljebb csak feltételezhetjük, hogy az egész kőzettömeg hányadrésze is keletkezett a pliocén és negyedidőszaki tűzhányókból, és mennyi a pliocénnál idősebb vulkáni kőzettömeg.)

A felsorolt okok következtében táblázatomon sajnos akadnak olyan tételek is, ahol a hibahatár esetleg 50%-ot is elérhet. Mivel azonban ez az eltérés feltehetően helyenként mint többlet, másutt mint hiány lép fel, így a hibák kiegyenlíthetőnek és a végösszeg feltehetően jól megközelíti a valóságot. Tudomásom szerint a földtani szakirodalomban ez az első kísérlet — kontinensnyi kiterjedésű területen — egy teljes földtani kor különböző kőzeteinek mennyiségi felmérésére. Így tehát elfogadható tájékoztató jellegű adatközlésnek.

Már a számításaim elkészülte után jelent meg a Szovjetszkájá Geológijá c. folyóirat 1979. évi kötetében HAIN V. E.—RONOV A. B.—BALUHOVSZKIJ A. N.-nek „A kontinensek neogén formációi” című dolgozata. Ebben két táblázat tünteti fel az egész Föld valamennyi, jelenlegi szárazulatán a miocén és pliocén korokban keletkezett kőzettömegek mennyiségét. Bár a jelenlegi tengerek üledékgyűjtő medencéit nem veszik tekintetbe, mégis sok helyről csak hiányos adatok álltak rendelkezésükre: az ott előforduló kőzetfajták korbeosztására és mennyiségére vonatkozóan. Hiszen számos olyan nagy kiterjedésű terület van a Földön, amelynek a geológiája jóval kevésbé ismert, mint Európáé. Így érthető, hogy a HAIN, RONOV és BALUHOVSZKIJ által végzett munkánál fokozottabban mutatkoztak meg az általam fentebb ismertetett nehézségek. Az ebből adódó nagyfokú bizonytalanság miatt az ő táblázataikban közölt számadatokat csak igen hozzávetőlegesen becsült értékeknek lehet tekinteni.

Bizonyos nehézségeket okoztak a korrelációs problémák is. A Paratethysben a postszarmata, a Földközi-tenger medencéjében pedig a postorton rétegek mennyiségét vettem számba. Az Északi-tenger medencéjének azokat az üledékeit vettem be a kimutatásba, amelyek a diestien, deurnien és gram fedőjében helyezkednek el. Ily módon táblázatomban — gyakorlati okokból — nemcsak a negyedidőszak és pliocén, hanem a miocén felső része is szerepel.

Hasonló kimutatások lennének készíthetők a régebbi földtörténeti korokban keletkezett kőzetekről is, de minél mélyebben fekvő üledékeket vizsgálunk, annál kevesebb a rendelkezésre álló fúrásadat, s ennek következtében mind pontatlanabb számítási eredményekhez fogunk jutni. Így a számított értékek helyett csupán elméleti megfontolásokon alapuló, hozzávetőlegesen becsült adataink lesznek.

A táblázat szerint az összes üledéknek 34%-a az előmélységeken, 47%-a a Földközi-tenger medencéjében rakódott le. 18% keletkezett az epirogén süllyedékekben s az árkos beszakadásokban. Az epikontinentális üledéktakaró pedig csupán 1%-át éri el az összes üledékmenységnek.

A vegyi üledékek között dominálnak a Földközi-tenger medencéjében a messinaiiban létrejött evaporitok. A pliocénben viszont megváltozik a helyzet. Ekkor a kősó és anhidrit kiválása megszűnik és csak a mészkőképződés folytatódik. Érdekes, hogy a pliocén-

*Kellő adatok hiánya miatt a középső- és alsó-miocén kőzetek nem szerepelnek ebben a kimutatásban.

**A keletkezett kőzetek (felső-miocén–negyedidőszak) mennyisége és százalékos megoszlása
üledékgyűjtő típusok és kőzetfajták szerint**

Sor- szám	Üledékgyűjtő	Összes kőzet		Vegyi üledékek		Agyagos és homokos kőzetek		Kavicsos kőzetek		Vulkáni kőzetek	
		1000 km ³	%	1000 km ³	%	1000 km ³	%	1000 km ³	%	1000 km ³	%
1.	Szegélymély- ségek	1090	100	20	2	810	74	260	24	—	—
2.	Árkos be- szakadások	210	100	10	5	160	75	20	10	20	10
3.	Epirogén süllyedékek	350	100	—	—	350	100	—	—	—	—
4.	Földközi- tenger	1500	100	500	33	800	54	150	10	50	3
5.	Epikontinen- tális takaró	40	100	—	—	20	50	10	25	10	25
	Összesen	3190	100	530	17	2140	67	440	14	80	2

ben a Paratethys erősen kiédesedett vizeiből jóval több mészkő rakódott le, mint a Tethys tengervizéből. A Paratethysből lerakódott összes pliocén üledéknek mintegy 2–3%-át teszi ki a mészkő és dolomit. Ezzel szemben a Tethysből lerakódott pliocén üledékeknek alig 1%-a a mészkő, az Északi-tengerből egyáltalán semmi mészkő nem jött létre a pliocénben.

Az agyagos és homokos jellegű üledékek — Mezopotámia kivételével — mindenütt dominálnak a rétegsorokban. Az epirogén süllyedékekben a pelites és pszammitos üledékek száz százalékát teszik ki az összes kőzetmennyiségnek, de 70–80%-ot érnek el a Paratethys többi részén is. Az, hogy Mezopotámiában feltűnő módon kétharmad részét teszi ki a pliocén üledékmenységnek a durva kavics és konglomerátum, a következő két okra vezethető vissza:

a) Az Iráni-hegyláncok gyűrődése és kiemelkedése a pliocénben is tartott és a nagy reliefenergiájú területről állandóan folytatódott a felsőszakasz-jellegű völgyek intenzív, durva törmelékanyag-szállítása.

b) Az előtér a pliocénben arid klímájú szárazulat volt, tavak vagy mocsarak nélkül és így a folyóvízi-torrens kavicschordalék halmozódott fel újra és újra, egymás fölött megismétlődő rétegekben.

Érdekes jelenség, hogy a vulkáni tevékenység — habár némileg csökkenő intenzitással — de a középső-miocéntól az ó-pleisztocénig meg-megújult sok területen. Európában jelenleg a vulkáni működés szünetelő időszakában élünk, mivel a számos pliocén, sőt ó-pleisztocén vulkánmaradvány közül csupán ritkaságként találunk egy-két most is működőt, de ezek tevékenysége elenyésző a miocén, pliocén és részben ó-pleisztocén korszakok hatalmas lávaömléseihez képest.

A 15. táblázat adatainak összegezése alapján megállapítható, hogy a felső-miocéntől a jelenkorig keletkezett összes kőzet 67%-a agyag és homok, 14%-a kavics, 17%-a vegyi kiválás, 2%-a pedig vulkáni termék.

6.2. A Közép-dunai-medencerendszer új-kainozóos kőzetei

A Közép-dunai medencerendszer üledékköltésére általában mindaz vonatkozik, amit az előzőekben mondtunk a töréses beszakadások kőzeteiről. Így a Közép-dunai-medencerendszerben is gyakoriak a vulkáni eredetű képződmények. A neogén medencerendszert a legtöbb helyen nagy törések határolják a körülvevő lánchegységek idősebb gyűrt kőzettömegei felé. A törések külső oldalán, a magasra emelt helyzetű részekről, az erózió utóbb letarolta a neogén kőzeteket. Így csak kevés helyen figyelhető meg a neogén üledékek transzgresszív települése a medencekeret mezozoós–paleozoós kőzettömegének felületén. A medencerendszerben keletkezett kőzetek mennyiségét a 16. táblázat tünteti fel.

Nagy általánosságban elmondhatjuk, hogy az alsó-miocénben a kavics és homok, a középső- és felső-miocénben a mészkő, márga és agyag a legelterjedtebb. Az alsó-pannóniaiiban az agyag, a felső-pannóniaiiban agyag és homok az uralkodó. A negyedidőszakban pedig már a folyami kavics és homok jelenik meg több helyen. Így az új-kainozóos üledék-képződés általában kavicsos lerakódásokkal indult meg és fejeződött be; középső – legnagyobb – részében pedig agyagos és homokos, valamint karbonátos vegyi üledékekkel ment végbe. Ez természetesen csak egészen nagy vonásokban érvényes megállapítás, mert – helyi viszonyoktól függően – kisebb-nagyobb eltérések is adódhatnak.

A továbbiakban külön is meg kell említenünk a Közép-dunai-medencerendszer néhány olyan üledékét, amelyek keletkezési körülményei vagy elterjedési viszonyai még nem eléggé ismeretesek. Itt most csak a problémákat vetem fel, megoldásukhoz még további részletkutatások lesznek majd szükségesek.

16. táblázat

A Közép-dunai-medencerendszer negyedidőszaki és neogén üledékeinek mennyisége

Földtani kor	Terület-nagyság km ²	Átlag-vastagság km	Üledékmenyiség	
			km ³	%
Negyedidőszak*	59 000	0,24	13 900	4
Pliocén**	178 000	1,12	198 850	61
Miocén***	174 000	0,65	112 800	35
Összesen:			325 550	100

* A negyedidőszaki üledékeknel csak az 50 méternél vastagabb és nagyobb területeken összefüggő takarót képező részeket vettem számításba

** Pannóniai és felső-pliocén

*** Szarmata–eggenburgi

A *Pannóniai-medence délnyugati szélén* az alsó-pannóniai üledékképződés jellemző kezdő tagja az *igen kövületszegény, fehér-márga* (Provalenciennesia rétegek). Ez a képződmény átlag 100–150 m vastagságban végig követhető a Muraköz és Száva-völgy mentén, sőt megtalálható a Tuzlai- és Morava-völgyi szénmedencékben is. Néhol 500 méterre is ki-vastagodik. Leghíresebb előfordulása az ún. beocsini cementmárga. RAVASZ CSABÁNÉ (1962) és KLEB BÉLA (1968) több mint 200 méter vastagságban írta le a Mecsek-hegység déli tövén levő ellendi fúrásból.

A Közép-dunai-medencerendszer többi részében ez a fehér-márga sehol nincs kifejlődve. Az alsó-pannóniaiából egyedül Budapesttől DNy-ra, Etyek község határából ismerünk szarmata és pannóniai brack faunát keverten tartalmazó mészkő- és márgaelőfordulást (JASKÓ S. 1939, 197. old.). Kisebb mészkő- és márgafoltok találhatók ugyan Budapest környékén másutt is, így a Szabadság-hegy tetején, valamint Gödöllő táján, de ezek felső-pliocén üledéksort lezáró, édesvízi—tavi lerakódások, s így nem azonosak sem korban, sem fáciesben az előbbiekkal. Így tehát még tisztázásra szorul, hogy milyen klimatológiai—ösföldrajzi okok miatt korlátozódik a fehér-márga fácies elterjedése a medence-rendszer DNy-i részeire.

A *Pannóniai-medence ÉK-i* részén a miocén- és pliocénkori *vulkanizmus* hatása nyilvánul meg. A medenceperemen a durvább piroklasztikumok, a medence belsejében pedig a finomabbszemcsés tufák és tufitok települnek rétegsorokba. Annak az eldöntésére, hogy a medence belső részeiben milyen az aránya a vulkáni eredetű kőzeteknek a többi medencekitöltéshez viszonyítva, részletesen megvizsgáltam a Bodrogház és Nyírség több mélyfúrásának rétegsorleírását. Mindegyik fúrás rétegsorából kigyűjtöttem az előforduló tufák és tufitos üledékek vastagságadatait, valamint azoknak százalékos arányát az összes üledékvastagsághoz viszonyítva, emeletenkénti bontásban. Ebből az derült ki, hogy az alsó- és felső-pannóniaiában ismételtelen előfordulnak különböző vulkáni hamuszórások nyomai, de ezek egyik fúrásban sem haladják meg az összvastagság 10–12 százalékát. A „levantei” emeletben már egyedül a gelénesi fúrásban találunk riolitufás homokkövet, amely mindössze 7%-át teszi ki az összvastagságnak.

A medenceüledékekben a vulkáni hamuszórás-nyomok tehát a pliocén vége felé megszűnnek, holott a medenceperemek egyes vulkánjai helyenként még a pliocén végén is működtek. MALEEV JE. F. (1964) szerint a Vihorlát—Gutin-hegységben a vulkáni tevékenység a felső-pannóniai végén, ill. a levanteiben érte el tetőfokát. JANAČEK J. (1969) és ŠTÁVIK J. (1971a) szerint a Kelet-szlovák neogén medence szélein a levanteiben újjá-éledtek a piroxénandezit erupciók.

A Vihorlát-hegység szarmatától felső-pliocénig tartó vulkanizmusa tehát csupán hamuszórás-nyomokat hagyott hátra a tőle délre levő medencerész üledéksorában. Ezzel szemben még délebbre, Hajdúszoboszló, Balmazújváros, Hajdúböszörmény és Nyíregyháza tájékán egy ennél idősebb, középső-miocén korú nagy vulkáni tömeget mutattak ki a fúrások. Ezt a tömeget a geofizikai mérések is kimutatták (STEGENA L.—HORVÁTH F. 1976. 3. ábra). Megjegyzendő azonban, hogy a Nyírség altalaját mostanáig csak kevés fúrás tárta fel. Így még további finomításra szorul az itteni mélyszerkezetek körvonalainak kimutatása.

Sajnos mostanáig nem sikerült kimutatni a Pannóniai-medence belső részeinek neogén üledékeiben levő vulkáni hamuszórás-nyomok olyan rétegtani szintjelző szerepét, mint

az Erdélyi-medencében (Báznai-tufa a szarmata—alsó-pannóniai réteghatáron stb.). Csak Észak-Magyarországon, a Bükk-, Mátra- és Cserhát-hegységtől északra levő vidéken — tehát aránylag kis területi elterjedésben — követhető a miocén rétegsorban három riolittufa réteg, mint jellegzetes rétegtani vezérszint.

A *Pannóniai medence közepe tájára* a levantei *tarka agyag* kifejlődés a jellemző. Ennek átlagvastagsága 3–400 m, de van olyan hely is, ahol eléri a 750 métert (SZÉLES M. (1965). Mint már említettem, ennek a képződménynek kora és közettani kifejlődése hasonló a lengyel poznani agyagéhoz. Amíg azonban a lengyel szakemberek a poznani tarka agyagot tavi üledéknek írták le, addig a mi levantei tarka agyagunk RÓNAI A. feltételezése szerint „meleg és sivatagos éghajlat alatt keletkezett teresztrikus talajféleség, amely úgy jött létre, hogy a növénytakaró nélküli felszínen a szél az üledékeket többször áthalmozta.” (RÓNAI A. 1972, 18., 96. old.)

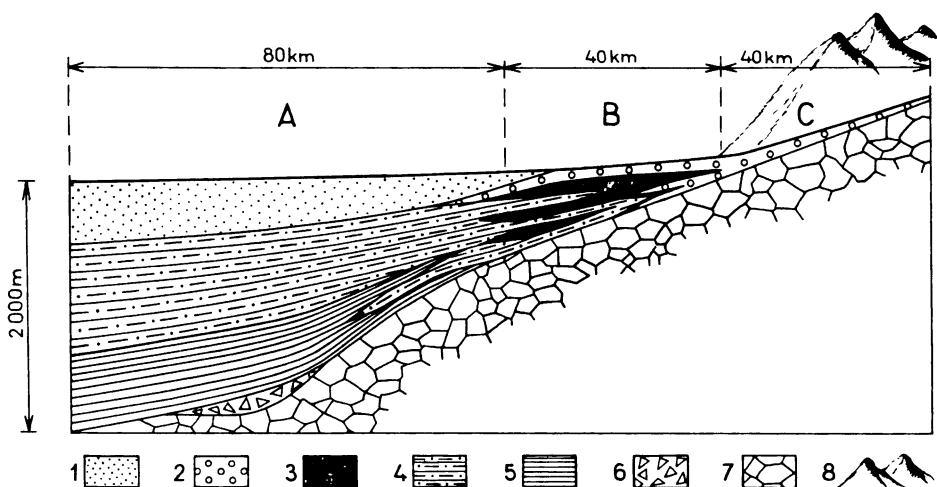
Véleményem szerint a kétféle feltételezés könnyen összeegyeztethető, amennyiben igen valószínű, hogy az akkori viszonyok hasonlítottak a mai Mongólia félsivatagos síkságaiéhoz, aholis a csapadékosabb évszakokban nagy kiterjedésű, de igen sekély lefolyástalan tavak jönnek létre, majd a szárazabb időszakban a vízfelületek nagysága teljesen összezsugorodik. A kiszáradt tófenék növénytakaró nélküli agyagtalajának porát a nyári szelek örvényei magasra röpítve, messze szétterítik a felszínen.

A Közép-dunai medencerendszerben található barnakőszén és lignitlepeket a következő fejezetben külön fogjuk tárgyalni.

Már számos dolgozat foglalkozott a Közép-dunai-medencerendszer üledékeinek *ritmusos és ciklusos szerkezetével*. Kevesebb az ismeretünk az agyagos—homokos kőzetek és a kavicsos kőzetek földrajzi elterjedéséről, valamint a mennyiségük arányát megszabó ösföldrajzi tényezőkről. A kérdés tárgyalásához először külön-külön meg kell vizsgálnunk a medencekeret, a medenceszegély és a medenceközép pannóniai és negyedidőszaki üledékviszonyait (lásd a 30. ábrát).

a) A *medencekeret* magasra kiemelt részeiről az erózió lepusztította a neogén üledékeket. Csupán a hegyvonulatok közé benyúló öblökben és völgyekben találunk helyenként 100–150 m vastagságot is elérő szárazföldi—folyóvízi lerakódásokat: helyenként főleg kavicsot és homokot, ritkábban átmosott vulkáni tufát és áthalmozott vulkáni agglomerátumot. E képződmények korát a bennük található ősgöröcskék és molluszkák alapján a szarmatába és alsó-pannóniaiba, ritkábban a felső-pannóniaiba teszik. Ilyen lerakódás az Alpok tövében a Hausruck- és a Mistelbach-kavics, valamint a Gráci-öbölben a Karpfenstein-kavics. Áthalmozott vulkáni közettörmelékkel kevert kavics és konglomerátum rétegeket írt le a Sajó-völgyből JASKÓ S. (1960, 186. old.), a Szilágysági-öbölből (Bazinul Simleu) pedig PAUČA M. (1964, 110. old.) és CLICHICI O. (1973, 130. old.). Szarmata és alsó-pannóniai molluszkákat tartalmazó konglomerátum, breccsa és kavics van a Körösök völgyében is (SÜMEGHY J. 1939, 120. old.). Ezek a képződmények általában jóval magasabb térszínen találhatók a Nagyalföld és Kisalföld síkságánál, jelezve, hogy — ha csökkentebb mértékben is — de szintén részt vettek a medencekeret emelkedésében.

b) A *medenceszegélyen* kétféle kifejlődést találunk. Azokon a helyeken, ahová nem került durva törmelékanyag, lignitlepeket tartalmazó agyagos—homokos lerakódások keletkeztek. A hajdani folyótorkolatokban viszont *Lyrcaea*-s homok és kavics rakódott le a pannóniaiban. Még jelentősebbek a felső-pliocén—negyedidőszaki folyókavics-törmelékűk. Ezek vastagsága helyenként az 5–60 métert is meghaladja, s helyenként



30. ábra. Erősen túlmagasított és leegyszerűsített szelvényvázlat a Pannóniai-medence üledékeiről
A) medenceközép, B) medenceszegély, C) medencekeret

1. Terresztrikus tarka agyag, homokos agyag, futóhomok, lösz; negyedidőszak és felső-pliocén;
2. folyóvízi kavics, negyedidőszak és neogén, 3. lignit telepösszet: felső-pannóniai, 4. agyag és homok
sűrűn váltakozó rétegei: felső-pannóniai, 5. agyagmárga és mészmárga: alsó-pannóniai, 6. alapbreccsa:
alsó-pannóniai, 7. medencealjzat: mezozoikum és paleozoikum, 8. a szelvény irányvonalából kieső
hegycsúcsok

40–50 km re vagy még messzebb is benyúlnak a síkságra. Gyakran megfigyelhető, hogy a törmelékűpök nem terülnek teljesen szét, s így nem kapcsolódnak egymáshoz, hanem a pannóniai rétegösszlet felszínébe vágódott, elkülönült eróziós völgyeket töltenek ki.

c) A medence középső részein általában csak finomszemcsés üledékeket találunk. A pannóniai alján csak kevés helyen van alapkonglomerátum, s ott is aránylag nem nagy vastagságban. Pannóniai alapkonglomerátum csak ott fordul elő, ahol a pannóniai beltenger durva törmelék képződésére alkalmas idősebb aljzatra transzgredált (KÖRÖSSY L. 1965, 28. old.). Az alsó-pannóniai agyagmárga és mészmárga, a felső-pannóniai homok és agyag sűrűn váltakozó rétegei építik fel.

Egy-egy homokréteg vagy agyagréteg vastagsága az arasznyitól a néhány méterig terjedhet. Többnyire átmenet nélkül, éles réteglappal elválasztva követik egymást. A homok- és agyagrétegek vastagsága horizontális irányban megváltozik, esetleg teljesen kiékelődnek. Ezért az egymástól több kilométerre eső fúrások szelvényoszlop-rajzain nem azonosíthatók egymással.

Felismerhető azonban, hogy a fúrásrétegsorok bizonyos szakaszaiban, több száz méteren keresztül az agyagrétegek összvastagsága jóval nagyobb a közéjük települő homokpadok összvastagságánál. Az erre következő (ugyancsak több száz méter vastag) fúrárszakaszban viszont a homokrétegek mennyisége dominál az agyagrétegekkel szemben. A homok és agyag arányának trendje alapján SZALAY és SZENTGYÖRGYI öt litogenetikai egységet mutatott ki az alsó-pannonban. Feltevésük szerint ezek az egységek mindenütt azonos sorrendben követik egymást és ezért jól felhasználhatók az egymástól távol fekvő fúrások rétegoszlopainak korrelálására is (SZALAY Á.–SZENTGYÖRGYI K. 1979, 407. o.).

A Pannóniai-medencében is megfigyelhető az az elrendeződés tehát, hogy a hegy-

lábaktól a medence belseje felé haladva általában csökken a pannóniai és negyedidőszaki üledékek szemcsenagysága.

A Pannóniai medence új kainozóos földtörténete folyamán valamennyi emeletben és alemeletben létrejött — a többi üledékkal együtt — több-kevesebb *kavicslerakódás* is (JAMBOR Á.—KORPÁS L. 1971). Mégis jól felismerhető két olyan földtörténeti szakasz, amikor feltűnően több kavicsüledék keletkezett, mint máskor szokott. Az első kavicsképződési időszak a kezdetére, a második időszak pedig a végére esik az új-kainozóos üledékképződésnek. E két periódus időtartama nem mindenütt volt egyforma. A különböző helyi adottságoknak megfelelően pedig egyik helyen kissé korábban, másutt pedig később ment végbe a felhalmozódás. Mégis felismerhető a két földtörténeti esemény egy-egy megnyilvánulása a Pannóniai medencében. Az első periódus általában az oligocén végén és az alsó-miocénben volt, a második periódus pedig a pliocén legvégével és a negyedidőszakkal esik egybe. Ebben a két időszakban ugyanis a környező hegységekből eredő vízfolyások kavics- és gőrgeteg tömegeket hordtak be és terítettek szét a medencében. A két időszak között eltelt idő folyamán aránylag kevés durva hordalék érkezett, és az is főleg a medenceperemeken rakódott le. A belsőbb területekre általában nem jutottak el újabb kavics-tömegek, hanem csak az előző korokból megmaradt kavics-tömegek helyenkénti lepusztulása és újabb rétegsorokba áthalmozódása ment végbe. Ez az áthalmozódási folyamat a kavicsszemek további kopásával és szelektálódásával járt együtt. Ezért van az, hogy durva kavicsok és szegletes kőtömbök általában csak a két említett időszakban találhatók. A közbeni időkből származó kavicsrétegek rendszerint csak apróbb és koptatottabb szemcsékből állnak.

Mindkét időszakból ismerünk különböző lerakódástípusokat: törmelékkúpok, alluvialis kavicsstakarók stb.

A negyedidőszaki kavicsképződmények már a jelenkori domborzathoz hasonló viszonyok között keletkeztek, mert a negyedidőszak kezdete óta aránylag nem sokat változtak a Pannóniai medence és az azt övező hegykoszorú körvonalai. Ezért még az ó-pleisztocén üledékek típusai is könnyen felismerhetők, keletkezési körülményeik — a klímaváltozások tekintete vétele mellett — jól rekonstruálhatók.

Jóval nehezebb az új-kainozóos üledékképződést bevezető kavicsképződmények tanulmányozása. Utóbbiak ugyanis széttöredeztek tektonikus mozgások hatására: helyenként kiemelkedtek és lepusztultak, másutt mélybe süllyedve vastag fedőtakaró alatt rejtőznek. Így térbeli elterjedésük csak nagy vonalakban rekonstruálható. Az alsó-miocén óta megváltoztak a domborzati viszonyok is, eltűntek a hajdani hegységek, ősi folyóvölgyek. Ezért az új-kainozóos üledékképződést bevezető kavicsképződmények keletkezési körülményeire csupán üledékföldtani sajátosságaikból következtethetünk.

Ahol a kavicsok kővületmentesek és a fedőjük és feküjük között jelentős rétegtani hézag van, ott pontos korbesorolásuk csak feltevéseken alapulhat. Mindezek a felsorolt bizonytalanságok érthetővé teszik, hogy miért találunk a földtani szakirodalomban egymástól igen eltérő nézetekre ezen kérdésekről.

Elterjedt gyakorlat a földtani szakirodalomban, hogy ezeknek a kavicsoknak a korát azonosnak veszik a fedőjükben található tengeri üledékek — kővületekkel igazolható — korával. Ez azonban csak a kavicslerakódás befejeződésének az időpontját jelöli meg, és nem nyújt támpontot a kavicslerakódás megkezdésének időpontjára nézve.

Nem szükséges itt részletekre menően ismertetnem sem a neogén eleji, sem a negyedidőszaki

kavicsképződményeket. Ez megtalálható az egyes területekre vonatkozó szakirodalomban. A neogén üledékképződést bevezető kavicslerakódásokra vonatkozó néhány jelentősebb munka a következő: Az Alpok szegélye: JANOSCHEK R. 1931, WINKLER-HERMADEN A. 1957, TAUBER A. F. 1959b. A Mecsek-hegység: HÁMOR G. 1970a.

A Bakony és Vértes hegység: VARRÓK K. 1954, VÉGH S. 1962, ALFÖLDI L. 1963.

A Duna–Tisza közének déli részén: VÁNDORFI T. 1968, T. KOVÁCS G. 1975.

A Pannóniai-medence negyedidőszaki kavicsüledékeinek keletkezésével és elterjedésével is gazdag szakirodalom foglalkozik. Elegendő, ha itt csupán néhány fontosabb összefoglalásra hívom fel a figyelmet. A Dunántúlról SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1938) és STRAUSZ L. (1949), a Nagyalföldről SÜMEGHY J. (1944) és RÓNAI A. (1972), a Duna-völgyről PÉCSI M. (1959) közölt hosszabb tanulmányokat. A kavics törmelékkúpok elterjedése, vastagsága és talpmélysége az 1962-ben kiadott Schmidt-féle Vízföldtani Atlasz 3. és 4. térképlapján látható (SCHMIDT E. R. 1962a).

Az irodalomban már leközölt megállapítások kiegészítéseként az alábbiakban néhány összehasonlítást fogok tenni az oligo-miocén és a negyedidőszaki kavicsok üledékképződési sajátosságai között.

Szemcsenagyság. A Pannóniai-medence jelenkori folyóhálózata főleg homokot és agyagot szállít. A hordaléknak csak kis része a kavics és ez is aprószemcsés, pl. a jelenlegi Duna-mederben Budapesttől lefelé a kavicsok mind kisebbek 2–3 centiméternél. Ezzel szemben a középső-pleisztocén Duna-kavics durvaszemcsés, Budapestnél 20–30 cm, Kalocsa környékén 8 cm a maximális szemcsenagyság (PÉCSI M. 1959, 148. old. és 1:200 000 térképmagyarázó L–34–XIII. Pécs. 102. old.).

Még nagyobb a különbség a neogén üledéksorok alján levő kavicsokhoz képest. Ezek a régebbi földtörténeti időkben keletkezett hordalék-lerakódások igen durvaszemcsésék, nem ritkák a több deciméteres, sőt fél métert is meghaladó átmérőjű szögletes görgetegek. Ilyen durva törmeléket a jelenkorban csakis meredek hegységeink felsőszakasz jellegű völgyeiben találhatunk. A Duna és mellékfolyói pedig hosszú völgyekben kanyarogva — a szelektív transzportáció révén — már megszabadulnak legdurvább hordalékuktól, még mielőtt a hegyvonulatok közül kilépve elérnék a síkságok szélét.

A földtörténeti múlt hajdani vízfolyásai nagyobb hordalék-mozgató erővel rendelkeztek, mint a Nagy- és Kisalföldet átszelő, jelenlegi, kis-esésű folyók.

A törmelékkúpok méretei és alakja. A nagyobb folyók (Sajó, Hernád, Bodrog, Körös, Maros stb.) a negyedidőszakban kavics törmelékkúpokat raktak le a Pannóniai-medence széleire. Ezek a törmelékkúpok 40–50 km-re is benyúlnak a medencébe, de maximális vastagságuk általában 50–60 m, és csak kivételesen érik el a 100–110 métert. Tehát jóval szélesebbek és laposabbak a neogén üledéksorok alján levő törmelékkúpoknál, mely utóbbiak (Trnava, Brennberg, Tauchen, Pécs, Pécsvárad, Herend stb.) több száz méter, sőt helyenként 1000 méter vastagságúak, de általában csak 15–20 km széles felhalmozódások.

Ennek az eltérésnek az lehet a magyarázata, hogy a neogén elején még nem volt kifejezett folyóhálózat. A magas hegységekből lerohanó, időnként erősen megduzzadó, máskor lecsökkenő hozamú vízfolyások valószínűleg átmeneti szakasz nélkül értek el a hegység tövébe. A síkságra érve hirtelen csökkent le esésük és hordalékszállító képességük, ezért hordalékuk ott helyben halmozódott össze nagy tömegben.

A kavicsok mennyisége. Térképre rakva a két időszakban keletkezett kavicsok elterjedését és vastagságát, hozzávetőlegesen megkaphatjuk a mennyiségüket is. Az elvégzett számítások összesített végeredménye a következő: A negyedidőszakban 26 000 km² nagyságú területen, 70 m átlagvastagság mellett 1700 km³ kavics keletkezett. Ennek 65%-át a 100 m-nél vékonyabb lerakódások teszik ki. A neogén üledékképződést bevezető különböző kavicsképződmények összes mennyisége 18 000 km² alapterületen, 160 m átlagvastagságot számítva 2800 km³-t tesz ki. Utóbbiból csupán 12% esik a 100 m-nél vékonyabb lerakódásokra.

Az új-kainozóikum teljes ideje alatt mintegy 5000 km³ kavics keletkezett. Ebből 34% a negyedidőszakban, 56% a neogén üledékképződés kezdetén és 10% a két kavicsképződési periódus közötti időben (badeni, szarmata és pannóniai) jött létre.

A Pannóniai-medencében keletkezett összes új-kainozóos üledék döntő többségét homok és agyag teszi ki. Ezeket a számokat összehasonlítva a 16. táblázat adataival kitűnik, hogy a kavics mennyisége sem a negyedidőszakban, sem a neogén egyes emeleteiben nem tesz ki többet 2–3 százaléknál.

A most felsorolt (kerekített) számadatok csupán hozzávetőleges számításokon alapszanak, de pontatlanságuk mégsem haladja meg azt a tűrési határt, hogy nagyságrendi tájékoztatásra ne lennének alkalmasak. Kitűnik belőlük, hogy a kavics — ha csak tömegét tekintjük — végeredményben jelentéktelen a többi kőzetfajta mennyiségéhez képest. Jelenlétét tehát nem a mennyisége, hanem inkább csak fáciesjelző szerepe adja meg egy-egy nagyobb terület rétegtani összefoglaló ismertetése során.

A folyóhálózatok fejlettsége. A Pannóniai-medence jelenkori vízhalózata fokozatosan alakult ki a felső-pliocéntől napjainkig. Kimutatható, hogy ezen idő alatt a folyók többször is irányt változtattak, olykor jelentős távolságra elkanyarodva régebbi mederhelyükről. Számolnunk kell hasonló lehetőségekkel a földtörténet távoli múltjában is, és ez óvatosságra int a régebbi korok ősföldrajzának tanulmányozásánál.

A neogén üledékképződést megelőzően hosszú időn át szárazulat lehetett a mai Pannóniai-medence nagy része. Mégsem találunk nagy kiterjedésű, összefüggő folyóhálózat nyomaira, csupán rövidebb vízfolyások feltehetően nem távolról származó törmelékanyagai ismerhetők fel a legtöbb helyen. Egyelőre nincs kellő magyarázatunk arra, hogy ez időben milyen domborzati és klímaviszonyok sajátosságai akadályozták meg az összefüggő folyóhálózat kialakulását.

A kavicsok elterjedése. A negyedidőszaki kavicsok nagyjából egyformán megtalálhatók körös-körül mindenütt a Pannóniai medence szélső részein. Ezzel szemben a neogén üledékképződést bevezető kavicsok jelentős vastagságúak a Pannóniai-medence nyugati és déli részein, a medence közepe táján kivékonyodnak és teljesen hiányzanak a Tiszától keletre. Jellemző, hogy a Pannóniai-medence északkeleti és keleti szegélyén, Kárpátalján, továbbá a Máramarosi- és az Erdélyi-medencében a neogén rétegsor aljáról a legtöbb helyen hiányzanak a durvatörmelékű kőzetek. Ennek a feltűnő jelenségnek nem lehet csupán az az oka, hogy északon és északkeleten az alsó-oligocéntől egészen a szarmatáig bezárólag csaknem hézagtalanul teljes rétegsorokkal folytatódott az üledékképződés és így nem volt olyan hosszabb periódus, amely folyóvízi—szárazföldi lerakódások keletkezését tette volna lehetővé. Az Alföld délkeleti részein sem keletkeztek jelentős kavicsfelhalmozódások, pedig itt teljesen hiányzanak az eocén és oligocén rétegek és a harmadkori üledékképződés csak a középső-miocénben, vagy még több helyen csak az alsó-pannóniai-ban vette kezdetét. Az alaphegység felületét borító pannóniai transzgressziós alapkonglomerátum pedig csak kis vastagságban és kis területeken fordul elő, és így nem felelhet meg a dunántúlihoz hasonló alsó-miocén kavics tömegek analógiájának vagy esetleg áthalmozódott reliktumának.

A neogén üledékképződést bevezető kavicsoknak a Pannóniai-medence nyugati felére való korlátozódást a reliefenergia intenzitásának különbsége okozza.

A keleti területeken ekkor még nem voltak magas hegységek, a vulkánkoszorú csak később keletkezett. A mai Északkeleti-Kárpátok helyét tengervíz borította az alsó- és középső-miocénben, Kassa (Kosice) és Eperjes (Presov) irányában összeköttetést biztosítva a külső-kárpáti (dél-lengyelországi) molassz-tengerrel (RUDINEC R. 1978, 228. és 231. old.).

Az Alföld délkeleti részét lapos szárazulat alkotta, amelybe helyenként benyúltak a középső-miocén tenger sekélyvizű öblei és szorosai. Itt tehát nem volt lehetőség meredek völgyek és kőtörmeléket magával sodró sebes hegyi patakok létrejöttéhez.

Ezzel ellentétben a nyugati területeken erősen tagolt domborzat alakult ki. A mai Alpok helyén az oligocénben hullámos felületű denudációs tönkfelszín lehetett, de a felső-oligocén vége felé és az alsó-miocénben magasra kiemelkedett a hegytömeg, és megindult a völgyek mély bevágódása. Hasonló folyamatok történtek az Alpok keleti végéhez tartozó Bacher- és Borostyánkői-hegységben, a Dunántúl (ma már eltemetett) hajdani őshegységeiben, a Cseh-masszívum egyes részein és a Kis-Kárpátoknál. Ezt követte a hatalmas kiterjedésű kavicsstömegek felhalmozódása az észak-alpi molassz-övben Svájc, Bajorország és Ausztria területén. Ekkor keletkezett a Cseh-Szász-Érchegység északi tövében a lausitzi nagy törmelékkúp is (MAULL O. 1958, 240–243. old., AHRENS H.—LOTSCH D.—TZSCHOPPE E. 1968, 11. és 15. old., BÜCHI U. D.—SCHLANKE S. 1977, 76. old.). Ezért növekedett meg olyan nagy mértékben a kavicsképződés a felső-oligocén és alsó-miocén időkben a Pannóniai-medence nyugati felében is. Biztosra vehető, hogy a felsorolt hegytömegek kiemelkedése és lepusztulása nem mindenütt kezdődött meg teljesen azonos időpontban. Az is valószínű, hogy ez a folyamat helyenként erősebben, másutt gyengébben ment végbe, esetleg szakaszos megismétlődések is követhették egymást. Mégis Közép-Európa jelentős nagyságú részén egységesen végbemenő és közös okokból eredő földtörténeti eseménysorozat részei.

Megjegyzendő, hogy a Közép-dunai-medencerendszerben a negyedidőszakban nem jelentkeztek olyan hatalmas kavicsfelhalmozódások, mint amilyenek a Kaukázusban, Káziában vagy Mezopotámiában vannak. Ennek valószínűleg az az oka, hogy a Kárpátok és Dinaridák tömege még a negyedidőszakban sem emelkedett igen magasra.

A felső-pliocéntól kezdve, amikor folyamatosan kialakult az Ős-Duna folyórendszere, s a környező hegységek tömegei ismét megemelkedtek, megindult a durvább hordalék szállítása és lerakódása. A reliefenergia negyedidőszaki megnövekedésének azonban nemcsak a durva kavics, hanem az összes hordalékanyag mennyiségét meg kellett volna szaporítania. Ez viszont nem következett be! Az 5. és 6. ábrák grafikonjai szerint az üledék-képződés intenzitása nem növekedett, hanem éppen ellenkezőleg, csökkent a Kárpátok vonulatának mindkét oldalán (tehát a Pannóniai-medencében és a külső előmélységben egyaránt).

7. A BARNAKÖSZÉN- ÉS LIGNITKÉPZŐDÉS ÁLTALÁNOS FELTÉTELEI

A hőerőművek fűtőanyaggal való ellátásához szükséges nagyméretű külfejtések telepítése céljából Európa több államában az utolsó két évtizedben jelentős erőket összpontosítottak miocén- és pliocénkori lignitek felkutatására. Az igen nagy számban telepített kutatófúrások anyagának rutinfeldolgozása mellett legtöbb helyen beható őslénytani, rétegtani, üledékkőzettani stb. részletvizsgálatokat is végeztek, s ezek eredményeit számos kinyomtatott közleményben olvashatjuk. Sajnos a közlemények zöme csakis egy-egy előfordulásra vonatkozik, s ritkák az olyan tanulmányok, amelyek összefoglalást adnak egy-egy földtani egység egészéről, vagy általánosabb érvényű megállapításokra törekcsenek. A kőszénképződés általános törvényszerűségeit tárgyaló tankönyvek pedig csak az idősebb (főleg karbon korú) telepekkel foglalkoznak (LEHMANN H. 1953, MURCHISON D.—WESTOLL S. 1968), a neogén lignitképződésre vonatkozó adatokat nem találunk bennük.

A kőszénképződés optimális feltételeinek megállapításáról LÜTTIG G. (1959), STRAKHOV N. M. (1967) és TIMOFEEV P. P. (1968) írt rövidebb tanulmányokat. Megállapításaik — mint az alábbiakból ki fog tűnni — több vonatkozásban nem érvényesek az új-kainozóos barnakőszén- és lignittelek egy részére.

STRAKHOV N. M. szerint (1967, 386. old.) a földtörténet folyamán mindenütt a humid zónák tektonikusan aktív részein voltak a szénképződési helyek. Ezzel szemben a pliocén lignitek elterjedése a Balkáni-masszívumnak a pliocénben tektonikailag inaktív területén is megtalálható. Az Appenninek esetében a lignitképződés színhelye nem az előmélységbe, hanem a hegyvonulat középső részének tektonikailag már inaktív, tönkcsődő felszínére esik. A miocén barnaszenek zöme a Német—Lengyel-síkságon, Mezo- és Ős-Európa területén jött létre, vagyis szintén már megmerevedett a tönkcsületen.

LÜTTIG H. (1959) nyolc olyan feltételt nevez meg, amelyek nélkül nem jöhetnek létre kőszéntelepek. Ezek közül a következő három a legfontosabb:

- a) meleg klíma,
- b) a terület lassú süllyedése,
- c) elláposodott területet közvetlenül elborító iszaphordalék.

TIMOFEEV P. P. (1968) szerint a széntelepek keletkezéséhez ősföldrajzi, őstektonikai, klimatikus és üledékképződési feltételek szükségesek. Ha az „őstektonika” alatt feltehetően a területnek a szénképződés időszakában lassú, pulzáló epirogén süllyedését értjük, úgy TIMOFEEV lényegében azonos körülményeket tart szükségesnek a szénképződéshez, mint LÜTTIG.

Az európai neogénben keletkezett barnakőszén- és lignittelepek teleptanáról JASKÓ S. írt több dolgozatot (1973a, 1973d, 1976a, 1978). Többen foglalkoztak a kőszéntelepek különböző típusaival és lithofáciesével is. Így ZSELEZNOVA megpróbálta rendszerbe foglalni Közép-Európa és Délkelet-Európa harmadkori széntelepeit, s megállapítani a tektonikai folyamatok hatását a telepek kifejlődés-módjára (ZSELEZNOVA N. G. 1972).

Számos más szakember is foglalkozott a különböző kőszénelőfordulások keletkezés-módjával. Ezekben a dolgozatokban azonban csak egy-egy aránylag szűkebb körzet helyi adottságait tárgyalták, anélkül, hogy távolabbi vidékekre is érvényes, általános megállapításokra törekedtek volna. Ezért különféle, egymástól eltérő okokban keresték a kőszénképződés optimális helyi feltételeit. A Pannóniai-medence újabb földtani irodalmában két ilyen mű is található.

ČECH feltevése szerint a Szlovákiában előforduló harmadidőszaki kőszén- és lignittelepek mindenütt a mélyszerkezeti főtörésvonalak (lineamentumok) közelében keletkeztek (ČECH F. 1980, 303. o.). JAMBOR Á. viszont a következőket írja a pannóniai korú lignitekről: „Komoly telepes összletek Magyarországon a nagyobb, oldott K-ot és esetleg P-t is leadó hegyek D-i előterében képződtek, mert a mikroklima és a talajviszonyok ott kedveztek a mocsárerdő kialakulásának és hosszú ideig való fennmaradásának (JAMBOR Á. 1980, 154. old.).

Nagyobb területek, pl. egész Európa valamennyi kőszén- és lignit-előfordulását összehasonlítva felismerhető, hogy az eltérő helyi körülményektől függően vidékenként különböző nagyságú és felépítésű kőszéntelepek jöhetnek létre. A számos, különféle szemponton alapuló osztályozást összevonva és leegyszerűsítve, a telepeket következő jellegzeteségeik alapján oszthatjuk fel:

Fácies:	paralikus	vagy	limnikus (palusztrikus)
Keletkezési hely:	orogén-öv	vagy	kratogén tönkfelület
Telepösszlet típus:	köztes telepek	vagy	alapterek
Hegyszerkezet:	gyűrődéses	vagy	töréses

A bal oldali oszlopban felsorolt sajátságok együtt fordulnak elő, tehát a paralikus fációsú, számos telepből álló összlet rendszerint orogén, gyűrődéses területeken található. Ugyanígy általában összetartoznak a jobb oldali oszlopban felsorolt sajátságok is, tehát limnikus fációsú, egyetlen szénrétegből álló alapterek csak a töréses, kratogén területeken, ún. platformokon alakulnak ki. Ezek azonban szélsőséges típusok, amelyeket átmeneti jellegű előfordulások is összeköthetnek.

FALINI F. (1965) szintén élesen elkülöníti egymástól a paralikus és limnikus kifejlődésű teleptípusokat. Ő azonban nem tektonikai, hanem ösföldrajzi okokkal magyarázza a telepösszlet különböző kifejlődési módjait.

LONGVINENKO N. V. (1968) kihangsúlyozza, hogy a telepösszlet sajátságai, vagyis a telepösszlet vastagsága, a telepek száma és átlagvastagsága, továbbá a telepeknek horizontális irányban gyorsan vagy lassan változó volta elsősorban attól függ, hogy milyen tektonikai viszonyok között (rezsim) jöttek létre. A telepképződés folyamatának megszakítatlan volta vagy pedig meddő üledékek lerakódásaival ciklusos váltakozása az epirogén süllyedés módjának következménye.

MATVEEV A. K. (1968) rámutatott, hogy az olyan nagy kiterjedésű szénterületeken, amelyek különböző tektonikai jellegű övezeteken nyúlnak keresztül, a különböző kifejlődés-típusok fokozatos átmenetekkel kapcsolódnak egymáshoz. MATVEEV szerint csak akkor határolódnak el egymástól éles határral a kifejlődés-típusok, ha az egyes előfordulások közötti részeken az utólagos erózió eltüntette az eredetileg meglevő átmeneteket.

A következőkben vizsgáljuk meg a neogén telepek földrajzi elterjedését, korbeosztását és teleptani kifejlődését, mérlegeljük, hogy ezek mennyiben felelnek meg a fenti típusoknak.

8. A NEOGÉN BARNAKŐSZÉN- ÉS LIGNITTELEPEK

A könnyebb áttekinthetőség céljából a miocén és a pliocén telepeket földtani koruk szerint két csoportba osztva külön-külön fejezetrészekben fogjuk tárgyalni. A barnakőszén- és lignitképződés tárgyalásakor a Paratethys középső részében a miocént a szarmatával zárjuk, s a pliocént az alsó-pannóniaival kezdjük meg. Gyakorlati okokból ugyanis szükséges ezt a régebbi szakirodalomban általánosan használt beosztást továbbra is alkalmaznunk.

Magam is jól ismerem a miocén–pliocén korhatár megvonása ügyében évtizedek óta folytatott és mostanáig le nem zárt vitákat. Ezek részletes felsorolására, kritikai ismertetésére itt nincs módom, de nem is tartozik munkám tárgykörébe. Mint értekezésem bevezetésében már leszögeztem, a saját vizsgálataimnál a nemzetközi kongresszusokon általánosan elfogadott álláspontokat vettem alapul. A legutóbbi, 1969. évi budapesti Neogén Kollokviumon a pannóniai képződményeket egyértelműen a pliocénbe sorolták (STRAUSZ L. 1971, 114. old.). Ezt a korbesorolást alkalmazták az azelőtt, valamint az azóta kiadott hivatalos magyar kiadványok is (M. Áll. Földt. Int. Évi Jelentése 1974-ről, M. Áll. Földt. Int. Évkönyve 67. köt. 1. füz. 1975, továbbá az 1974–76. években kiadott békéscsabai, zalaegerszegi, szegedi és kiskvárdai 200 000-es térképmagyarázók stb., stb.). Ezért dolgozatomban a Középduna-medencerendszer pannóniai lignitjeit én is pliocénbe sorolom, nem látva semmi alapos, megindokolt okát annak, hogy a felső-pannóniai ligniteket a miocénbe átsoroljuk.

Mint a továbbiakban majd kitűnik, ez a két csoport jól elkülöníthető egymástól. Nemcsak azért, mert a miocén korú barnakőszéntelepek fűtőértéke magasabb a pliocén korú földes-fás lignitekénél, hanem azért is, mert a két csoport földrajzi elterjedése és települési viszonyai is mások. A két telepcsoport képződése nem közvetlenül követi egymást, hanem egy olyan földtörténeti szakasz választja el őket egymástól, amikor a barnakőszén- és lignitképződés a legtöbb helyen teljesen szünetelt vagy legalábbis erősen lecsökkent. Az alsó- és középső-miocén korú szénképződési periódus, valamint a felső-pannóniai lignitképződési periódus között a szarmatában és alsó-pannóniaiban csak kevés helyen, s kis mennyiségben keletkeztek telepek.

8.1. A miocén telepek földrajzi elterjedése

Mielőtt az általános teleptani törvényszerűségek megállapítására térnénk, szükséges, hogy röviden ismertessük az egyes előfordulások nevét, fekvését és földtani korát. A 31. ábrán a miocén korú barnakőszén- és lignitelőfordulásokat szénvagyonuk nagysága alapján háromféle különböző jelzés ábrázolja (<50 millió t, 50–500 millió t, >500 millió t).

A térképen nemcsak a jelenleg is működő, hanem a ma már felhagyott bányahelyek is láthatók, a térkép ugyanis nem a jelenlegi időpontnak megfelelő gazdaságföldrajzi helyzet-képet mutatja, hanem a hajdani szénképződés intenzitásának térbeli elterjedését és az általános földtani—teleptani körzetek határait kívánja szemléltetni. A készletmennyiségekre vonatkozó számos közlemény jelent meg nyomtatásban. Ezek közül néhány jelentősebb a következő:

Ausztria: PETRASCHEK W. 1921—1924, KIRNBAUER F. 1967

Magyarország: VITALIS I. 1939, BARTKÓ L.—HEGEDŰS GY.—KÓKAY J. 1966

Jugoszlávia: SZIMICS V. 1958, MILOJEVIĆ R.—CICIC S. 1971

Románia: PROTESCU O. 1932, RĂILEANU G. et al. 1963, WAGNER H. 1977

Bulgária: JOVCSEV J. S. 1960

Lengyelország: WAGNER H. 1978

Olaszország: PILOTTI C.—DE CASTRO C. 1933, CASTALDO G.—STAMPANONI G. 1975

Bajorország: SCHMID H.—WEINDEL W. 1978

Szovjetunió (Beloruszia, Ukrajna, Moldova): EDELSTEJN O. JA. 1958, KONDRASKIN N. N. 1969, GORKIJ JU. I.—BRUSZENCOV A. N. 1977

Európa több országát is egybefoglaló kimutatások: SCHWAHN M. 1958, HAVLENA V. 1964, FRIDENSBURG F. 1965, MAKSAKOVSKIJ V. P. 1968, BISCHOFF G.—GOCHT W. 1970, GORSZKIJ I. I. et al. 1972, WAGNER W.—BERTHOLD W. 1979.

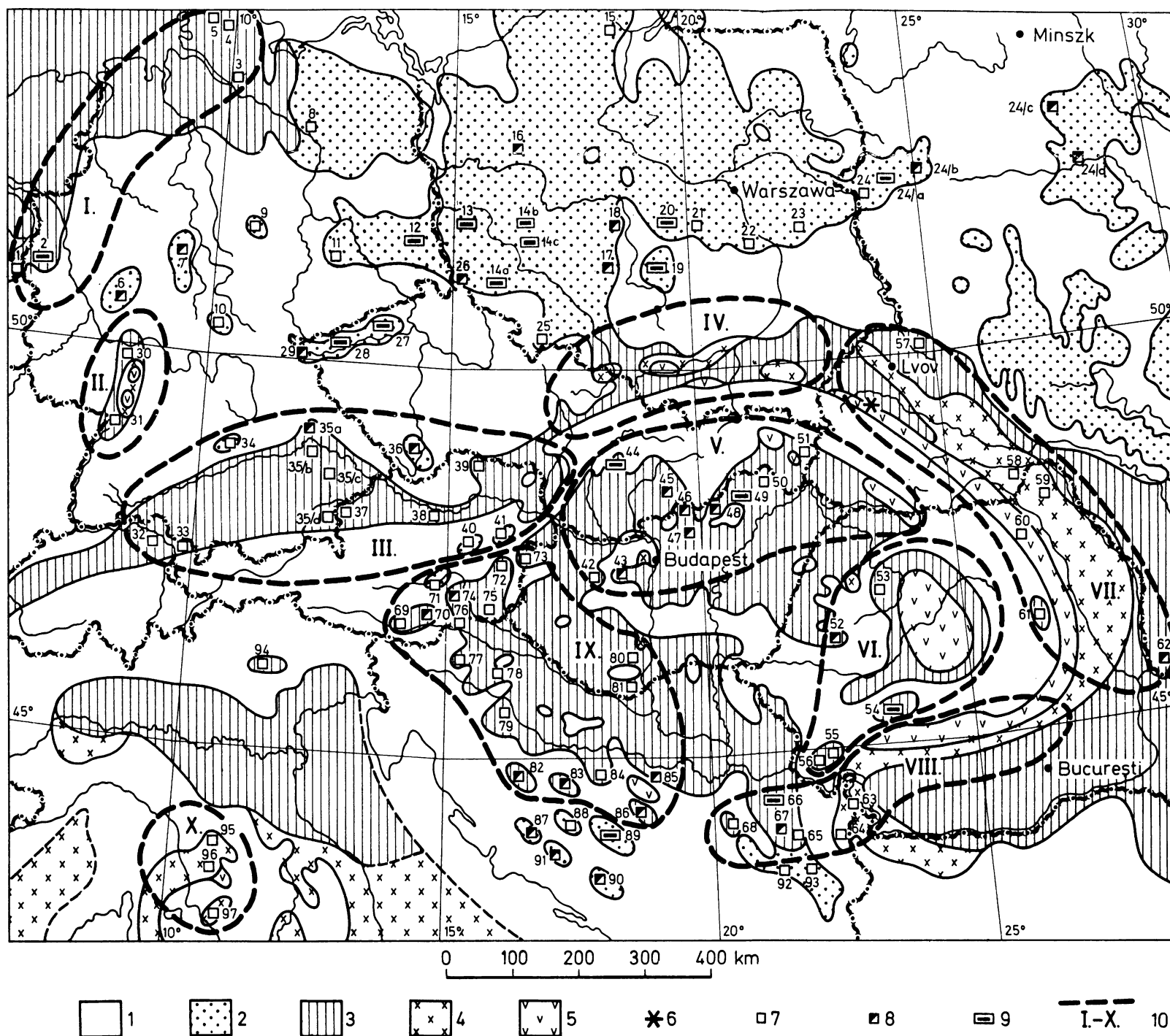
Bár a felhasznált készletmennyiségi adatokat különböző szerzők különböző időpontokban és egymástól némileg eltérő elvek szerint állították össze, összesítésük eredménye mégis felhasználható, tájékoztató jellegű adatközlésre. Ennek alapján készült a 31. térkép. Az alábbiakban felsorolt 106 barnakőszén-előfordulás közül 61 (58%) 50 millió tonnánál kevesebb szénvagyonnal rendelkezik. 29 előfordulás (27%) szénvagyon 50—500 millió tonna között van. Csak 16 olyan előfordulás van (15%), amelynek szénvagyon 500 millió tonna.

A miocén korú barnakőszén- és lignitelőfordulások a következők, a 31. ábrán is alkalmazott sorszámozással megegyezően:

1. *Az Alsó-Rajna-völgy és az Északi-tenger partvidéke*: 1. Limburg, 2. Alsó-rajnai-öböl, 3. Hamburg, 4. Kiel, 5. Jütland (Jylland).

1/a. *Az Észak-Német- és Lengyel-síkság, valamint a Német-középhegység, Ércheység, Szudéták északi lába*: 6. Westerwald, 7. Nordhessen, 8. Wittenberg, 9. Bornhausen, 10. Rhön-hegység, 11. Lipcse, 12. Nyugat-Lausitz, 13. Kelet-Lausitz (Lusatia), 14a. Legnica-Scinava, 14b. Mosina, 14c. Krzywín, 15. Danzig (Gdansk), 16. Trzcianka, 17. Zlocsev, 18. Konin (Ochle), 19. Belchatów, 20. Rogozno, 21. Skierniewice, 22. Morysin, 23. Adamów, 24a. Breszt, 24b. Kobrin, 24c. Antropolszk, 24d. Krasznaja Szloboda, 24e. Zsitkovci, 25. Sziléziai-medence, 26. Turów, 27. Chomutov (Komotau), 28. Sokolov (Falkenau), 29. Cheb (Eger).

31. *ábra*. A miocén széntelepek és evaporitok elterjedése Európa középső és délkeleti részein
1. Miocén nélküli terület, 2. miocén szárazföldi, mocsári, tavi és folyami lerakódások, 3. miocén tengeri üledékek (evaporitok nélkül), 4. gipsz és anhidrit, 5. kősz, 6. káisi, 7. barnakőszén kis mennyiségű előfordulása (< 50 millió t), 8. barnakőszén közepes mennyiségű előfordulása (50—500 millió t), 9. barnakőszén nagy mennyiségű előfordulása (> 500 millió t), 10. előfordulási körzetek határa és sorszámai



II. *Mainzi-medence és Rajna-árok*: 30. és 31.

III. *Az Alpok északi előmélysége és a Bécsi-medence környéke*: 32. Thurgau, 33. Wirtatobel, 34. Nördlingen, 35a. Wackersdorf–Raubenweiher, 35b. Regensburg, 35c. Hengersberg, 35d. Tittmonting, 36. Budejovice-Trebon, 37. Trimmekam, 38. Amstetten, 39. Geras (Langau), 40. Wartberg, 41. Gloggnitz–Pitten.

IV. *Az Északnyugati-Kárpátok előmélysége*: említésre érdemes köszénképződmények nem ismeretesek.

V. *A Pannóniai-medence északi széle*: 42. Herend, 43. Várpalota, 44. Handlová-Nováky (Nyitrabánya), 45. Modry-Kámen (Kürtös), 46. Salgótarján, 47. Nagybátony, 48. Ózd, 49. Borsod, 50. Edelény, 51. Vihorlát.

VI. *Erdély*: 52. Brad, 53. Almás-völgy, 54. Petrosani–Lupeni (Zsil-völgy), 5. Mehadia, 56. Bozovici.

VII. *A Keleti-Kárpátok előmélysége*: 57. Lvov, 58. Csernovci (Csernovic), 59. Falticeni, 60. Baia, 61. Comanesti, 62. Renyi-Vulkanesti.

VIII. *A Déli-Kárpátok előmélysége és a Morava-árok*: 63. Mladenovac, 64. Zajecar, 65. Kucaj, 66. Petrovac, 67. Despotovac, 68. Arandelovac.

IX. *A Pannóniai-medence délnyugati része, valamint az ahhoz csatlakozó medencekeret süllyedékei*: 69. Keutschach, 70. Lavanttal, 71. Knittelfeld, 72. Tauchen, 73. Brennbach, 74. Köflach–Voitsberg, 75. Feldbach, 76. Eibiswald, 77. Poljance (Pöltschach), 78. Radoboj, 79. Petrijanec, 80. Hidas, 81. Pécsvárad, 82. Kamengrad, 83. Kotor-Varos (Banja-Luka), 84. Teslic, 85. Ugljevik, 86. Banovici.

IX/a. *A Dinaridák hegytömegébe besüllyedt kisebb neogén medencék*: 87. Livno, 88. Bugojno, 89. Közép-boszniai-medence, 90. Mostar, 91. Duvno, 92. Jankova–Klisura, 93. Aleksinac.

X/a. *Az Alpok déli szegélye*: 94. Val Sugana.

X. *Az Északi-Appennineket kísérő süllyedékek*: 95. Val d'Elsa, 96. Cecina, 97. Ombrione-Grosetto.

A miocén barnakőszéntelepek földrajzi elterjedését a hajdani klímaviszonyok szabták meg. Ismeretes ugyanis, hogy a szénképződmények létrejöttéhez állandó, bő csapadékot igénylő dús vegetáció szükséges. A kőszó- és gipsztelepek viszont csak arid klímaviszonyok között keletkezhetnek. Ezért szénképződmények nem jöhetnek létre az evaporitokkal egy időben és egy helyen.

A *miocén éghajlati övek*, továbbá a szénképződmények és evaporitok térbeli elterjedésére a következő általános megállapításokat tehetjük (32. ábra). Három, nagyjából K–Ny csapásirányú övezet alakult ki.

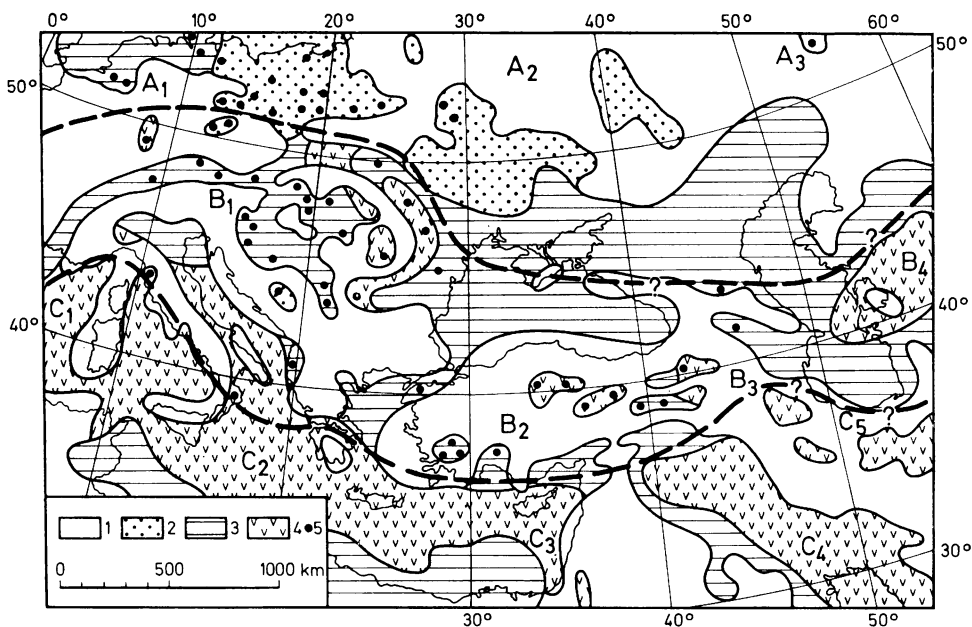
Ezek északról dél felé haladó sorrendben a következők:

A) Humid és semiarid klímaöv köszénképződményekkel, evaporitok nélkül

B) Semiarid klímaöv helyenként szénképződményekkel, másutt evaporitokkal

C) Arid klímaöv evaporitokkal, szénképződmény nélkül.

Az övezetek ilyen elrendeződése azon alapul, hogy délről észak felé haladva az evaporitok mennyisége általában fokozatosan csökken, ugyanakkor a szénképződmények mennyisége pedig fokozatosan növekszik.



32. ábra. A miocénkori éghajlati övek elterjedése

1. Miocén üledékek nélküli terület, 2. miocén szárazföldi, mocsári, tavi és folyami lerakódások, 3. miocén tengeri üledékek (evaporitok nélkül), 4. miocén tengeri üledékek gipsz-, anhidrit- és kősótelepekkel, 5. barnakőszénelőfordulás, A) humid övezet, B) szemi-arid övezet, C) arid övezet

A miocén *barnakőszéntelepek* elterjedéséről a következőket mondhatjuk:

Hollandiától kelet felé haladva a *Német–Lengyel-síkságon* (A_1)*, valamint a *Német-középhegység, Érchegység és Szudéták északi tövében* számos helyen tártak fel jelentős barnakőszén-előfordulásokat. A legkeletibb szénelőfordulásokat Belorussziában, Minszktől délre találták (GORSZKIJ JU. I.—BRUSZENCOV A. N. 1977). A Német–Lengyel-síkságon a miocén kövületszegény teresztrikus fáciesben fejlődött ki. Csak Alsó-Szászországban és Schleswig-Holsteinben, északnyugat felől (HINSCH W.—ORTLAM D. 1974), illetve Sziléziában déli irányból (LUCZKOWSKA E.—DYJOR S. T. 1971) csatlakoznak kövületekkel igazolhatóan tengeri üledékek. Ezért az észak-német és lengyel széntelepes rétegsorok nem korrelálhatók pontosan a Paratethys tengeri és csökkentsósvízi fáciesű, kövületekben gazdag rétegsoraival. Üledékközzettani és pollen–spóra vizsgálatokkal mindössze annyit sikerült kimutatni, hogy a terület neogén teresztrikus rétegsorának lerakódása hosszabb földtani időtartamon át folytatódott. Ezért egy-ugyanazon szénelőfordulás legalsó telepeit a felső-oligocénbe, középső- és felső telepeit pedig az alsó-, középső-, sőt esetleg a felső-miocénbe sorolják a különböző szakemberek (HUNGER R. 1953, ZIEMBINSKA M.—NIKLEWSKI J. 1966, TZSCHOPPE E. 1968, HOLUB V.—SKOCEK V. 1968, DYJOR S. 1970, CIUK E. 1970).

A Fekete-tengertől és Káspi-tengertől északra levő síkságról (A_2) neogén barnakőszén- és lignittelepeket sehonnan sem említ az irodalom. Csak a Déli-Ural hegység tövében (A_3) van egy kisebb szénmedence (MOKRINSZKIJ V. V. 1962, 439–443. old. és MATVEEV A. K. 1960, 421. old.).

*A zárójelbe tett betűk és számok a 32. ábrán azonos jelzéssel feltüntetett földtani körzeteket jelölik.

A Paratethys nyugati részén, vagyis az *Alpok és Kárpátok neogén szegélymélységeiben* (B_1), valamint a *Rajna-árokban és Észak-Olaszországban* nagy vastagságú és tengeri faunákkal részletesen tagolható üledéksorokba közbetelepülve találhatók a kőszénképződmények. Itt általában jól megállapítható pontos földtani koruk (SUF J. 1952, ZAPFE H. 1956, MORETTI A. 1962, RĂILEANU G. et al. 1963, NASCIMBEN P. 1970 stb.).

Kisázsziában (B_2) elszórtan számos, egymástól különálló neogén medence található. (Az erősen sematizált 32. ábra csupán a legnagyobbakat tünteti fel közülük.) E medencék neogén rétegsorai részben tengeri, részben szárazföldi és vulkáni eredetű képződményekből állnak. Korrelációs nehézségek miatt mindössze annyi mondható, hogy itt a barnakőszén- és lignittelepek az egyes medencékben egymástól függetlenül jöttek létre, a miocén és pliocén legkülönbözőbb szintjeiben. Sok előfordulás van, de többségük jelentéktelen.

A *Kaukázus és Kis-Kaukázus környékén* (B_3) csak gyenge szénképződés történt a felső-oligocénben, felső-miocénben és pliocénben.

8.2. A miocén telepek idő-rétegtani helyzete

A Paratethys nyugati és középső részein, valamint az azokkal szomszédos területeken létrejött tengeri, elegyesvízi és édesvízi rétegsorok vastagsága a fiatal lánchegységek szegélymélységeiben az 5–6000 métert is eléri. Az itteni kőszéntelepek fedőjét és fekvőjét kövületekben gazdag meddőrétegek alkotják; ez lehetővé teszi pontos kormeghatározásokat. A 31. ábrán I–X. sorszámmal jelölt területeken előforduló telepek földtani kora a következő:

I. Az *Északi-tenger menti* miocén korú paralikus szénelőfordulások Hollandiától kezdve, az Alsó-Rajna völgyén át egészen Dánia középső részéig végig követhetők. Ezek a területeken az ún. „Braunkohlensand” képződmények mindenütt közéékelődnek a reinbek és hemmor kövületekben gazdag tengeri üledékeinek (HINSCH W.—ORTLAM D. 1974, 12. old., SPJELDNAES N. 1975, 305. old.).

II. A *Mainzi-medencét és a Rajna-árkot* kitöltő neogén rétegsorban négy rétegtani szintben is mutattak ki kismérvű barnakőszén-képződést: a katti *Cyrena*-márgában, az akvitáni *cerithiumos* rétegben, valamint a középső-, ill. felső-pliocénben (WENZ W. 1921, 130., 179. és 190. old., SCHAD A. 1964, 46. old.).

III. Az *Alpok északi előmélysége és a Bécsi-medence*. Gyenge szénnyomok vannak a felső-oligocén–középső-miocén korú molassz-rétegekben a felső-bajorországi Lech- és Inn-folyók völgyeiben (DORN P. 1951, 371. old., SCHMID H.—WEINDEL W. 1978). A trimmelkai felsőtelepek kora szarmata (ZAPFE H. 1956, 72. old.). Elterjedtebbek a középső-miocén széntelepek. Utóbbiak közül a legjelentékenyebb a Budejovice-szénmedence (HAVLENA V. 1964–65, 345. old.).

IV. Az *Északi-Kárpátok molassz-övéből* barnakőszén-, vagy lignitelőfordulások nem ismeretesek. Ez feltűnő, mert hiszen innen észak felé a Lengyel-síkságon, valamint dél felé az Északi-Kárpátok déli tövében egyaránt jelentős mennyiségű miocén korú széntelepek találhatók.

V. A *Pannóniai-medence északi felében* az oligocén legvégén gyenge szénképződés volt Szápáron és az Esztergomi-medencében Szarkásbányán. Az alsó-miocénbe sorolható a Borsodi szénmedence legalsó telepe Jákfalván (JASKÓ S. 1959, 458. old., RADÓCZ GY. 1960, 52. old.). Ugyancsak az alsó-miocénbe tartoznak Modry-Kámen alsó telepei (HAVLENA W. 1964–65, 364. old.).

A középső-miocénben számos szénelőfordulás jött létre. Ezek közül a tortónaiba sorolják Handlovát. Ezzel szemben Modry-Kámen felső telepeit (45), Salgótarjánt (44) és Borsod felső telepeit a helvétibe sorolják (VITALIS I. 1939, 257. old., SCHRÉTER Z. 1929, 105. old., BARTKÓ L. 1961, 145. old.).

Felső-miocén (szarmata) korú lignittelepek csak a terület ÉK-i részén fordulnak elő: Edelényben (BALOGH K. 1949, 272. old.), valamint a Vihorlát-hegységben (51) (HAVLENA V. 1964–65, 369. old., BRODNAN M. et al. 1959, 24. old.).

VI. *Erdélyben* a felső-oligocén és legalsó-miocén (akvitáni) rétegek között találunk széntelepeket az Almás-völgyben (MOISESCU V. 1975) és a Zsil-völgyben. A brádi előfordulás alsó telepei középső-miocén, felső telepei szarmata korúak (RĂILEANU G. et al. 1963).

VII. A *Keleti-Kárpátok neogén előmélysége*. A Keleti-Kárpátok előmélységében csak gyenge lignitképződés volt a tortónai, szarmata és középső-pliocén folyamán (IONESI B. 1968, 178. old.).

VIII. A *Déli-Kárpátok előmélységének nyugati szegélyén, valamint a Morava-völgyben* számos szénelőfordulás található, melyek kisebb része az alsó-miocénbe, nagyobb része a középső-miocénbe sorolható. A Morava-völgy legjelentősebb lignitelőfordulása a Petrovaci szarmata(?) korú széntelep (RĂILEANU G. et al. 1963, 225. old., SZIMICS V. 1958, 212. és 234. old.).

IX. A *Pannóniai-medence délnyugati részét és a Gráci-öblöt*, valamint az alaphegység-keretbe mélyülő kisebb süllyedékeket kitöltő rétegsorok egymáshoz hasonló kifejlődésűek. HAMOR GEZA 1972-ben ezeket közös ősföldrajzi egységnek tekintette, a Pannóniai-medence északi részeitől elkülönítve.

Itt a legidősebb (alsó-miocén korú) telepek a délnyugati részen találhatók: Ugljevik és Banovici (MILOJEVIĆ R. 1963, 94. old., MILOJEVIĆ R.—CICIĆ S. 1970, 21. old.). Számos telep viszont kétségtelenül a tortónaiba tartozik; így a Gráci-öbölben Tauchen, továbbá a Mecsek-hegység peremén Hidas (ZAPFE H. 1956, 76. old., JANOSCHEK R. 1964, 556. old., HAMOR G.—JÁMBOR Á. 1971, 97. old.).

A szarmata korú lignitterületek végig követhetők a medence nyugati peremén: Feldbach, Poljance (Pölschach), Petrijanec, Kamengrad.

X. Az *olaszországi* lignittelepek két rétegtani szintben fordulnak elő. Az idősebbek középső-miocén korúak. Ezek fekvésében tengeri faunával jellemzett „elveziano” rétegek fedőjében pedig a messiniano üledéksor települ (NASCIBEN P. 1970, 7. old.).

8.3. A pliocén telepek földrajzi elterjedése

A 33. ábrán látható a pliocén lignitek elterjedése. A térképen feltüntetett lelőhely-sorszámok azonosak az alábbi felsorolás sorszámaival. Amint a térképen látható, az

európai kontinensen a pliocén lignitek elterjedése a kb. 50. és 37. szélességi fokok közötti sávban az 5. hosszúsági foktól a 30. hosszúsági fokig tart. Ezen belül is a Bécsi-, Pannóniai-, Dáciai- és Thráciai-medencében, valamint a Balkánon találjuk a legtöbb előfordulást. Két különálló, kisebb lignitvidék van a Wetterauban és a Saône-völgyben is. Az Appennini-félszigetnek csak a közepe táján, Toscanában fordulnak elő pliocén korú lignitlepek. Akadnak ugyan délebbre, még Róma és Nápoly környékén is lignitelőfordulások, de az utóbbiak a szakirodalom szerint már a kalábriai rétegekhez tartoznak, tehát negyedidőszakiak.

Európa pliocénkori lignitelőfordulásai, valamint a rájuk vonatkozó rétegtani-teleptani munkák, vidékenkénti csoportosításban a következők:

Rajna-árok és Wetterau

1. Heichelsheim, 2. Hersfeld—Kahl, 3. Stockstadt

Irodalom: LESCHIK G. 1951, LEHMANN G. 1953, 116. és 122. old., BOENIGK W. et al. 1977, SCHMID H.—WEINDEL W. 1978.

Saône-völgy (Bresse)

4. Vincelles, 5. Ratte

Irodalom: LEFAVRAIS-RAYMOND A. 1958.

Toscana

6. Berga, 7. Mugello, 8. Santa Barbara (Valdarno), 9. Ouarata, 10. Siene (Senese), 11. Ribolla (Bacinello), 12. Renelloni, 13. Piatrafita (Bastardo), 14. Frossione

Irodalom: MORETTI A. 1962, PILOTTI C.—DE CASTRO C. 1963, NASCIMBEN P. 1970, LÜTTIG G. 1959 és 1962.

Bécsi-medence

15. Dubnany, 16. Neufeld, 17. Zillingsdorf

Irodalom: JASKÓ S. 1966, ZAPFE H. 1956, HAVLENA V. 1964—65.

Pannóniai-medence északi széle

18. Ghymes, 19. Lukanec, 20. Aszód, 21. Selyp, 22. Ecséd, 23. Visonta, 24. Bükkábrány, 25. Komjáti, 26. Nagymihály

Irodalom: JASKÓ S. 1966, 1973a, 1977b, BYSTICKÁ H.—ČECH F. 1958, CSILLING L. 1963, SENEŠ J. 1956a, VITÁLIS S. 1941.

A Pannóniai-medence ÉK-széle, Vihorlát—Gutin hegység

27. Novoszelicko (Újkemence), 28. Uzsgorod (Ungvár), 29. Berezina, 30. Ilnick, 31. Veliko-Rakovanec (Nagyrákóc)

Irodalom: SZTRUJEV M. I. 1963, SZJABRJA V. T.—LEVITSZKIJ B. P.—SZJABRJA SZ. V.—EMEC T. P. 1969.

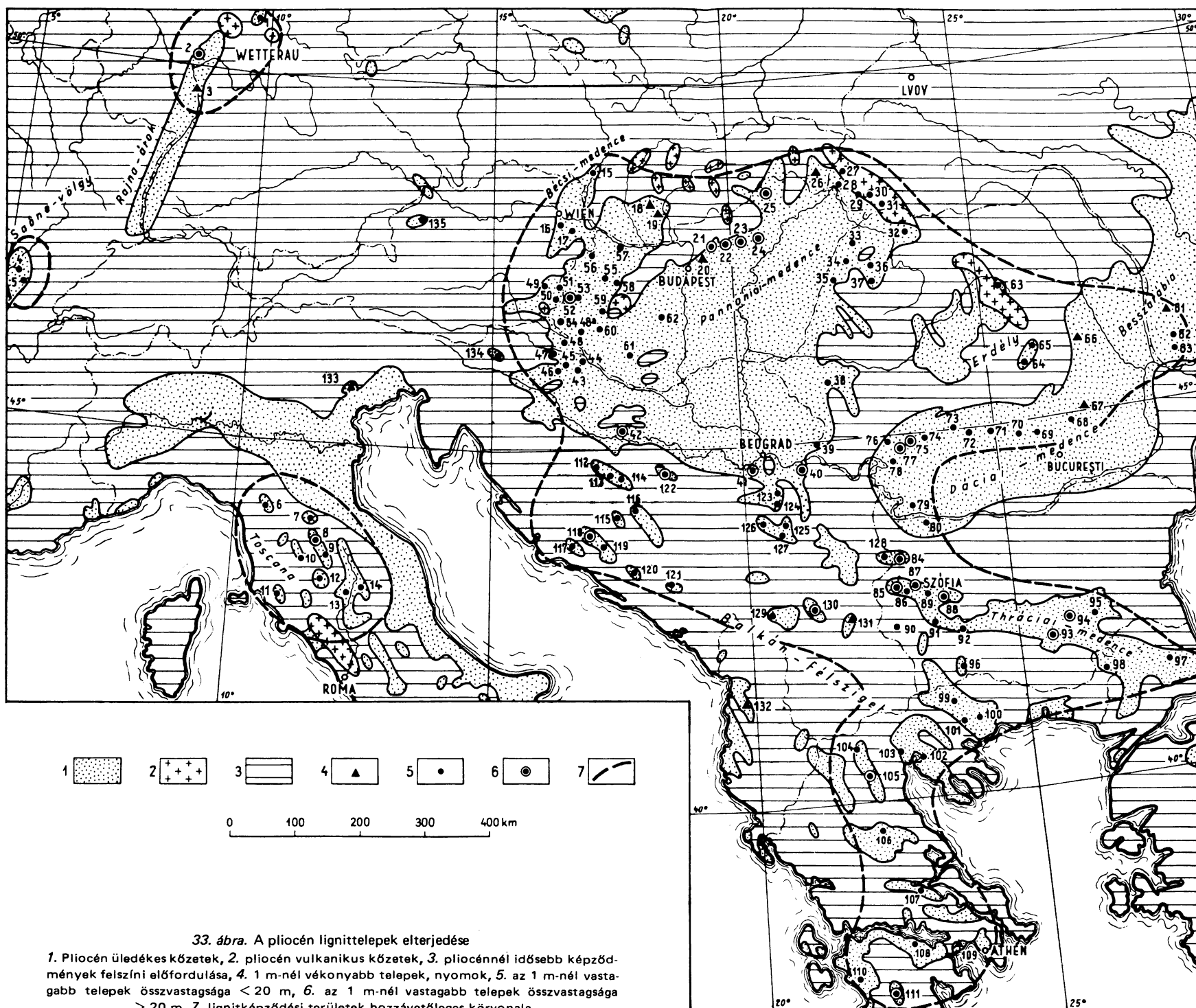
A Pannóniai-medence keleti széle

32. Baia-Mare (Nagybánya), 33. Bobota—Chiesd, 34. Dersida, 35. Bodonos, 36. Ip—Zauan, 37. Valea-Neagra, 38. Sinersig (Szinérszeg)

Irodalom: RĂILEANU G. et al. 1963, PROTESCU O. 1932, JASKÓ S. 1966, VITÁLIS T. 1939, MAZESCU T. 1972.

A Pannóniai-medence déli széle

39. Radjevo, 40. Kosztalac, 41. Kolubara, 42. Nova-Gradiska, 43. Glogovac, 44. Koprivnica (Kapronca), 45. Sokolovac, 46. Lapavina, 47. Ivanovec, 48. Bányavár



33. ábra. A pliocén lignitlepek elterjedése

1. Pliocén üledékes kőzetek, 2. pliocén vulkanikus kőzetek, 3. pliocénnél idősebb képződmények felszíni előfordulása, 4. 1 m-nél vékonyabb telepek, nyomok, 5. az 1 m-nél vastagabb telepek összvastagsága < 20 m, 6. az 1 m-nél vastagabb telepek összvastagsága > 20 m, 7. lignitképződési területek hozzávetőleges körvonala

Irodalom: TAKSIĆ A. 1954, JASKÓ S. 1966, BOŽČIĆ P. 1963.

A Pannóniai-medence nyugati széle

49. Ilz, 50. Henndorf, 51. Deutsch-Schützen, 52. Torony (Nárai), 53. Ják, 54. Vasvár, 55. Sárvár, 56. Fertőd, 57. Csorna, 58. Döbrönte, 59. Vállus, 60. Zalamerénye, 61. Gige, 62. Nagyberény

Irodalom: JASKÓ S. 1964 és 1966, ZAPFE H. 1956, PETRASCHKEK W. 1921–24, LANG G. 1956, PAPP A.—RUTTNER A. 1952, SZÉKELY P.—NAGY L.—SÁRKÖZI Z.-né 1943, NEBERT K. 1979, FÜLÖP J. 1979.

Erdély

63. Borszék, 64. Ilien (Ilyefalva), 65. Baraolt (Bárót)

Irodalom: RĂILEANU G. et al. 1963, PION N.—ISTOCESCU D. 1965.

Dáciai-medence északi széle

66. Pralea-Cauisti, 67. Ojasca, 68. Ceptura, 69. Filipești, 70. Sotinga, 71. Schitu, 72. Curtea, 73. Olt, 74. Carbonești, 75. Rovinari, 76. Arama, 77. Tismana, 78. Motrul

Irodalom: RĂILEANU G. et al. 1963, PROTESCU O. 1932 és 1926–29, ISAAC M.—ÎRÎȚ D. 1964, POPOVICI V.—ÎRÎȚ D.—ISAAC M. 1974.

A Dáciai-medence déli széle

79. Bailești, 80. Lom

Irodalom: RĂILEANU G. et al. 1963, JOVCSEV J. S. 1960.

Besszarábia

81. Kagul, 82. Bolgrád, 83. Etuliszko

Irodalom: SZTRUEV M. T. 1963, SZINEGUB V.—KONDRASKIN N. N. 1969.

A Balkán-félsziget keleti része

84. Sztanici, 85. Belobrezs, 86. Aldomirovsk, 87. Szófia, 88. Bisztrica, 89. Csukorovo, 90. Kjusztendil, 91. Szamokov, 92. Gabrovnisk, 93. Dimitrovgrad (Marica-Nyugat), 94. Marica-Kelet, 95. Elhovo, 96. Goce-Delcsev, 97. Tozlaki, 98. Ophiolon

Irodalom: JOVCSEV J. S. 1960, MINCSEV D. 1959–60, BOJADZSIEV B. 1962, BRONKIN K. 1962, KAMENOV B. L. 1965, ASLANER M. 1966.

A Balkán-félsziget déli része

99. Sidhirokastron, 100. Alistrati, 101. Serrai, 102. Thesszaloníki, 103. Moszoptamosz, 104. Véli, 105. Ptolemais, 106. Lárisza, 107. Locrida, 108. Kórinthosz, 109. Mégara, 110. Pírgosz, 111. Megalopolisz

Irodalom: LÜTTIG G. 1962, VETULIS D. 1957, CELET P. 1962, ASLANER M. 1966, FREYBERG B. 1951.

A Balkán-félsziget nyugati része

112. Banja Luka, 113. Kotor-Varos, 114. Maslovare, 115. Bugojno, 116. Zenica, 117. Sinj, 118. Livno (Prolog, Celebrić), 119. Duvno, 120. Mostar, 121. Gacko, 122. Tuzla

Irodalom: MILOJEVIĆ R. 1961, 1962, MILOJEVIĆ R.—CICIĆ S. 1971, MUFTIĆ M.—LUBURIĆ P. 1963, ANIĆ D. 1951–53, MUFTIĆ M. 1964.

A Balkán-félsziget középső része

123. Mladenovac, 124. Jacenica, 125. Gruza, 126. Cacak (Gorjevica), 127. Milocaj (Tavnik), 128. Dimitrovgrad, 129. Metohija, 130. Koszovszk, 131. Bunusevci, 132. Tirana

Irodalom: NOWACK E. 1925, SZIMICS V. 1958, POPOVIC R.—NOVKOVIĆ M. 1966–67, MILAKOVIC B. 1966–67, DOLIC D. 1964–65.

A Keleti-Alpok öblei

133. Cornuda, 134. Velenje (Wöllan), 135. Wolfsegg

Irodalom: WINKLER-HERMADEN A. 1957, FRIEDENSBURG F. 1965, ZAPFE H. 1956.

A térképen ábrázolt területen kívül Európában csak igen elvétve mutattak ki a fito-paleontológusok olyan növénymaradványokat, amelyek pliocén korra utalnak.

Ilyen *kisebb lignitelfordulás* ismeretes a Belgium északi részében, Limbourg tartományban előforduló, kontinentális fáciesű „moli homok”-ban. Az itt feltárt lignit pollen-analízise kétségtelenné teszi, hogy nem miocén, hanem pliocén korú (VANHOORNE R. 1974).

Egy másik — kis kiterjedésű — iparilag jelentéktelen lignitelfordulás található még Kujbisevtől mintegy 300 km-re ÉÉK felé, a Káma folyó völgyében ott, ahol a beltengeri fáciesű akcsagil lerakódások érintkeznek a folyami és mocsári jellegű kinelszki és domasinszki rétegekkel.

Meglepő az a tény, hogy bár a pliocén üledékek igen elterjedtek kelet felé a Fekete-tengertől egészen az Aral-tó vidékéig, nemcsak beltengeri, hanem szárazföldi—folyóvízi fáciesben is, de mégsem keletkezett seholsem lignitlepek.

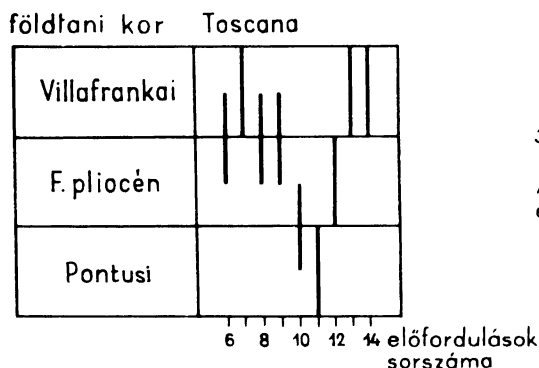
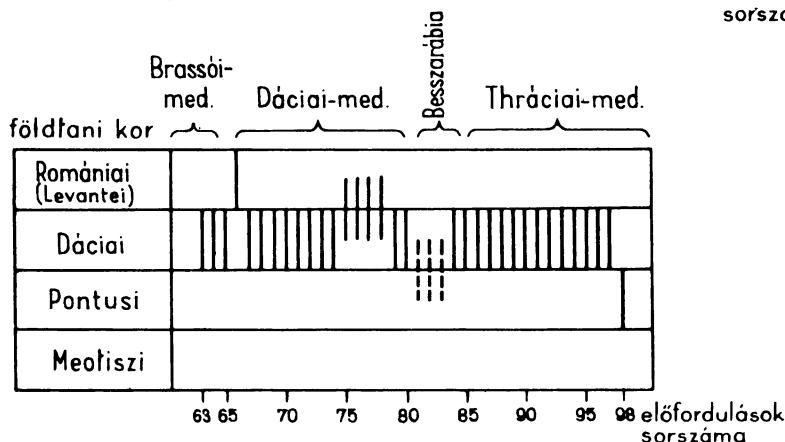
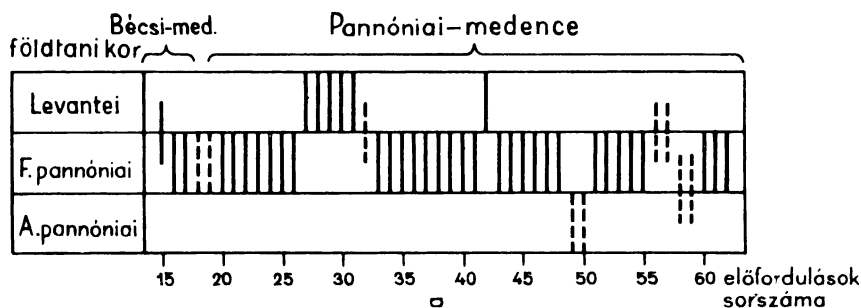
A Moldva—Besszarábiai küszöb tehát ebben a vonatkozásban is ösföldrajzi határt alkot. A Pannóniai medence és a Dáciai medence területén általánosan elterjedt lignitképződés helyett — ugyanebben az időben — a Krim félszigeten és a Kaukázustól északra elterülő vidéken laterites mállásból származó *üledékes vasérctelepek* rakódtak le nagy elterjedésben (MURATOV M. V. 1949, KOZIN JA. 1954). Nem említ az irodalom lignitlepeket a bakui olajmezők ún. „produktív” sorozatából sem, holott ez utóbbi korban is, fáciesben is meglehetősen hasonló a mi felső-pannóniaiakra. Ez a produktív sorozat 2000 métert meghaladó vastagságú, folyami—tavi felhalmozódás: *Unio*, *Planorbis*, *Limnaea* fajokkal (MILANOVSKIJ JE. V. 1968, AGABEKOV M. G. 1963, OVSTATOV S.—TAMRAZIAN G. 1970).

Kisázsíából több pliocén korú előfordulást is ismerünk: Ilgin, Havza, Acigöl, Burdur, Beyşehir, Yelihsar, Kayseri, Elbistan. Ezek közül az elbistani lignitmedence a messze legnagyobb kiterjedésű és a legjobban megkutatott (GRANIGG B. 1936, PEKMEZLICER S. 1961, GOLD O.—LÜTTIG G. 1972).

Igen érdekes, hogy teljes Észak- és Belső-Ázsiában (Szibéria, Mongólia) teljesen hiányzanak a pliocén korú lignitek. Ezzel szemben Távol-Keleten a Léna és Indigarka folyóknál, valamint Kamcsatka és Szahalin területén igen hatalmas területeken jelentékeny vastagságú pliocén lignitösszetel fejlődött ki. Ez utóbbi keletkezését valószínűleg a közeli Csendes-óceán hatására kialakult humid monszun segítette elő (MOKRINSZKIJ V. V. 1962).

8.4. A pliocén telepek időrétegtani helyzete

A lignitképződés sehol nem folytatódott egyfolytában a pliocén teljes időtartama alatt, hanem annak csupán egyes emeletereire vagy kronozónáira szorítkozott. A lignit-



34–36. ábra. A lignittelepek rétegtani helyzete

Az előfordulások sorszámai meg-
egyeznek a 33. ábrán és a szöveg-
ben feltüntetett számokkal

képződési kronozónák természetesen nem egy időben voltak mindenütt. Mint az alábbiakból látni fogjuk, e tekintetben lényeges különbséget kell tennünk az orogén szegélymély-
ségek és a kratogén előtér területén keletkezett telepek között. Az előző csoportba sorol-
hatjuk a Bécsi, Pannóniai, Dáciai és Thráciai-medencék telepeit, amelyeknek kiterjedt la-
pos felszínét egyazon időben borították a lápok. A második csoportba tartoznak a toscanai
és balkáni hegyvidék völgyeiben, egymástól elszigetelten kifejlődött kisebb telepek. Ez
utóbbiak létrejötte nem egy időben történt, egyik korábban, másik később keletkezett.

Az első csoportba tartozó lignittelepek rétegtani helyzetét a 34–36. ábrán tün-
tettem fel. A lelőhelyek sorszámozása a grafikonon, a térképen, valamint a szövegrészben

megegyező. Az előfordulások rétegtani besorolását a megfelelő korszak-rovatba húzott vonal jelöli. Szaggatott vonal mutatja a kormeghatározás bizonytalan, csak feltételezett voltát.

A *Bécsi- és Pannóniai-medence* lignittelepeiről már egy régebbi dolgozatomban kimutattam (JASKÓ S. 1966), hogy ezek döntő többsége a felső-pannóniai korszak *Prosodacna vutskitsi* és *Congerina balatonica* kövületekkel jellemzett szintjébe tartozik. Ilyen korúak a legjelentősebb előfordulások: Észak-Magyarországon a Mátra—bükkaljai telepek, Nyugat-Magyarország és Ausztria határán a toronyi előfordulás, Jugoszláviában Tuzla* (JASKÓ S. 1966, 319. old., STEVANOVIĆ P. 1959b, 5. old.). Tény az, hogy a medenceüledékek között mindenütt megtaláljuk és mindenütt ugyanabban a szintben, a lignittelepeket. Csak a peremrészekben, az alaphegység öbleibe benyúló előfordulások között akadnak eltérő korúak vagy kétes besorolhatóságúak.

A megvizsgált 47 előfordulás közül 33 őslénytani—rétegtani alapon kimutathatóan ebbe a szintbe tartozik. Hét további előfordulás — települési viszonyai alapján — feltételezhetően ugyanide sorolható. Úgy látszik, idősebb az alsó-pannóniai képződött ilzi (49) és henndorfi (50) telepek. A kárpátaljai Novo Szelicka (27), Ungvár (28), Bereza (29), Ilnick (30), Veliko-Rakovec (31), továbbá Nagybánya (32) lignittelepei viszont fiatalabbak, esetleg a levanteibe tartoznak. Utóbbi helyeken ugyanis a telepek nem pannóniai medenceüledékekben találhatók, hanem a Vihorlát—Gutin-hegység vulkáni képződményeinek fekéjében, fedőjében, sőt nem egy helyen fordul elő, hogy két andezitlávapad között fekszenek, bizonyítékul arra, hogy a vulkáni tevékenységet időnként lápképződési időszak váltotta fel. A szovjet szakemberek egy része ezt az ún. ilnicki szenes rétegcsoporthoz a levantei korba helyezi (SZRUJEV M. I. 1963, PETRASKEVICHS M. N. 1968, BUROV V. SZ. 1958). SZJABRJA V. T.—LEVITSZKIJ B. P.—SZJABRJA SZ. V.—EMEC T. P. (1969, 34. old.) a kárpátaljai széntelepes összlet földtani korát feltételezhetően pannóniaiak jelöli meg a spóra—pollen tartalom alapján.

Az *Erdélyi medence* nagy részében, így a Marosvásárhely, Székelyudvarhely és Nagyszeben közötti területen nem találunk pliocén ligniteket. Itt ugyanis hiányzanak a dáciai emelet üledékei, a pliocént csak a meotisi és pontusi rétegek képviselik (VANČEA A. 1960). Az Erdélyi-medence pliocén végi kiemelkedése és felszínének lepusztulása jóval erőteljesebb volt, mint a vele szomszédos Pannóniai- és Dáciai-medencéké. Ezért az Erdélyi-medencében vagy egyáltalán nem keletkeztek már dáciai üledékek, vagy pedig, még ha létrejöttek is, utóbb áldozatul estek a letarolásnak.

Csak a Kárpátok tömegébe ékelődött kis különálló részmedencécskében, Borszáken (63), Ilyefalván (64) és Baróton (65) találunk dáciai üledékeket, bennük lignittelepekkel (JEKELIUS E. 1932, PION N.—ISTOCESCU D. 1965).

A *Dáciai-medence* legtávolibb, ÉK-i részén levő előfordulás Pralea-Caiusti (66) levantei rétegek közé települ (RĂILEANU G. et al. 1963, 331. old.). A Kárpátok tövében levő, hosszan elnyúló lignitképződmény teljes egészében a dáciai emeletben jött létre.

A Dáciai medencét kelet felé lehatároló Besszarábiai-küszöb területén levő előfordulások (81, 82, 83) földtani koráról megoszlanak a vélemények. PUTZER H.—MARTIN G.

*A közép-dunai medencerendszer pannóniai korú lignittelepeiről a következő, 9. fejezetben külön is lesz szó.

(1954) a dáciaiba, SZINEGUB V. (1969) és KONDRASKIN N. N. (1969), továbbá SZTRUJEV M. I. (1963) a pontusiba helyezi őket.

A *Thráciai-medence* összes telepének a korát a bulgáriai földtani szakirodalom őslénytani–rétegtani vizsgálatok alapján mindenütt dáciainak jelöli. A Thráciai-medence DK-i végébe esik Ophiolon (98). Ezt a Hellespontus és Bosporus melléki lignites rétegsort – ugyancsak faunafeldolgozás alapján – PAPP A. (1947) pontusinak határozta meg. Itt tehát ellentmondás van a bulgáriai, valamint a görög és török előfordulások korát illetően, holott ugyanannak a medencének a részei. Az eltérés oka lehet, hogy a bulgáriai rétegtani beosztás az észak felé szomszédos Dáciai-medence korbeosztását, PAPP ADOLF viszont a dél-európai tengeri üledékek korbeosztását követte.

A teljes pliocén üledéksorból a telepösszlet vastagsága a Bécsei-medencében 4%-ot, a Pannóniai-medencében 8%-ot, a Dáciai-medencében 5%-ot tesz ki átlagban. Még ha tekintetbe vesszük is, hogy az üledékképződés intenzitása nem volt egyenletes, akkor is arra következtethetünk ebből, hogy a telepösszlet keletkezési időtartama még egytizedét sem tette ki a pliocén kor egészének. Így aránylag rövid ideig tartó és egységesen megnyilvánuló jellegzetes mozzanata ez a Kárpát-Balkán előmélvségek földtörténetének.

Nem mondható már el ugyanez előfordulásaink második csoportjáról, vagyis a *hegységekbe nyúló kis völgykatlanok* fejlődéséről. Ezeknek a medencécskéknek rétegsorai nehezen korrelálhatók egymással. Még az olyan helyeken is, mint Toscana (6–14), ahol pedig igen alaposan és egységes szempontok szerint végezték a vizsgálatokat, sem sikerült egységes képződési kort kimutatni. Sőt ellenkezőleg, az bizonyosodott be, hogy úgyszólván ahány előfordulás, annyi időpontban jött létre (36. ábra).

Bizonytalan a kormegjelölés a *Balkán-félsziget déli részein* is, ahol az előfordulások (99–111) zömét a pontusiba, kisebb részüket a levanteibe, néhányat pedig az ó-pleisztocénbe helyeznek. LÜTTIG megkísérelte egymással párhuzamba állítani az olasz- és görögországi pliocén és ó-pleisztocén korú rétegeket. Mint azonban megjegyzi: „Szégyenteljesen keveset tudunk a Görög-medencék szárazföldi kifejlődésének rétegtani beosztásairól. Ezért többnyire csak hipotéziseken alapul az a felsorolás, amely a lignitmedencék közül egyesekeket a középső-, másokat pedig a felső-pliocénbe helyez” (LÜTTIG G. 1962, 17. old.).

A *Balkán-félsziget nyugati részén*, Boszniában és Hercegovinában előforduló lignittelepek (112–122) kora ANIĆ D. (1951–53) és MILOJEVIĆ R. (1963) őslénytani–rétegtani megállapításai szerint pontusi s. str. (ez egykorú a felső-pannóniaival). A Bosznia és Hercegovina területén található lignites rétegsorok feltehetően a Pannóniai-medence egyik messze délre nyúló öblében rakódhattak le annak idején, és csak a később bekövetkezett kiemelkedés, tektonikai szétdarabolódás és pusztulás bontotta szét őket mai formájukra.

Egészen más típusúak a Keleti-Alpok hegy lábainál és öbleiben található telepek. Itt a molassz típusú kavicslerakódások bázisán helyenként lignittelepeket tartalmazó mocsári üledékek települnek. Ezek zöme középső-miocén korú. Csupán három olyan előfordulást találunk, melyek kora – kővületekkel igazolhatóan – fiatalabb a többinél. A cornudai telepek (133) pontusi, a velenjei telepek (134) levantei, a wolfsegi (135) pedig felső-pannóniai. Ezek a kis kiterjedésű előfordulások egymástól függetlenül, a helyi adottságoknak megfelelően keletkeztek.

Összegezve az elmondottakat megállapítható, hogy a *lignitképződés feltételei a neogén folyamán mindinkább délebbre tolódtak át*. A miocénben főleg a Lengyel- és Német-síkságon s minálunk Borsodban és Nógrádban keletkeztek telepek. A pliocénben főleg az

Alpoktól és Kárpátoktól délre volt a lignitképződés színhelye. Az ó-pleisztocén korú lignittelepekkel pedig már csak az Appennini-félsziget déli részén és Görögországban találkozhatunk. A pliocén–pleisztocén korhatáron keletkezett a Kisázsia középső részén fekvő Elbistan lignitelőfordulás is (STAESCHE U. 1972a, GOLD O.—LÜTTIG G. 1972).

8.5. A neogén barnakőszén- és lignitelőfordulások teleptani jellemzői

A jelentősebb miocén telepek adatait a 37. ábra, a pliocén telepek adatait pedig a 38. ábra mutatja be összevont és leegyszerűsített formában. Mindkét ábra azonos módszerrel készült, s jelkulcsaik is megegyeznek, így könnyen összehasonlíthatók egymással. Az ábrákon az abszcisszán a teljes telepösszlet vastagsága, az ordinátán pedig a produktív telep („tisza szén”) vastagsága van feltüntetve. Az ábrákon minden karika, illetve pont egy-egy lelőhelynek felel meg, oly módon, hogy ezek sorszámozása a 37. ábrán megfelel a 8.1. fejezet részben közölt felsorolás, illetve a 31. ábra sorszámainak. A 38. ábrán szereplő sorszámozások viszont a 8.3. fejezet részben található felsorolás és a 33. ábra sorszámaival egyeznek meg.

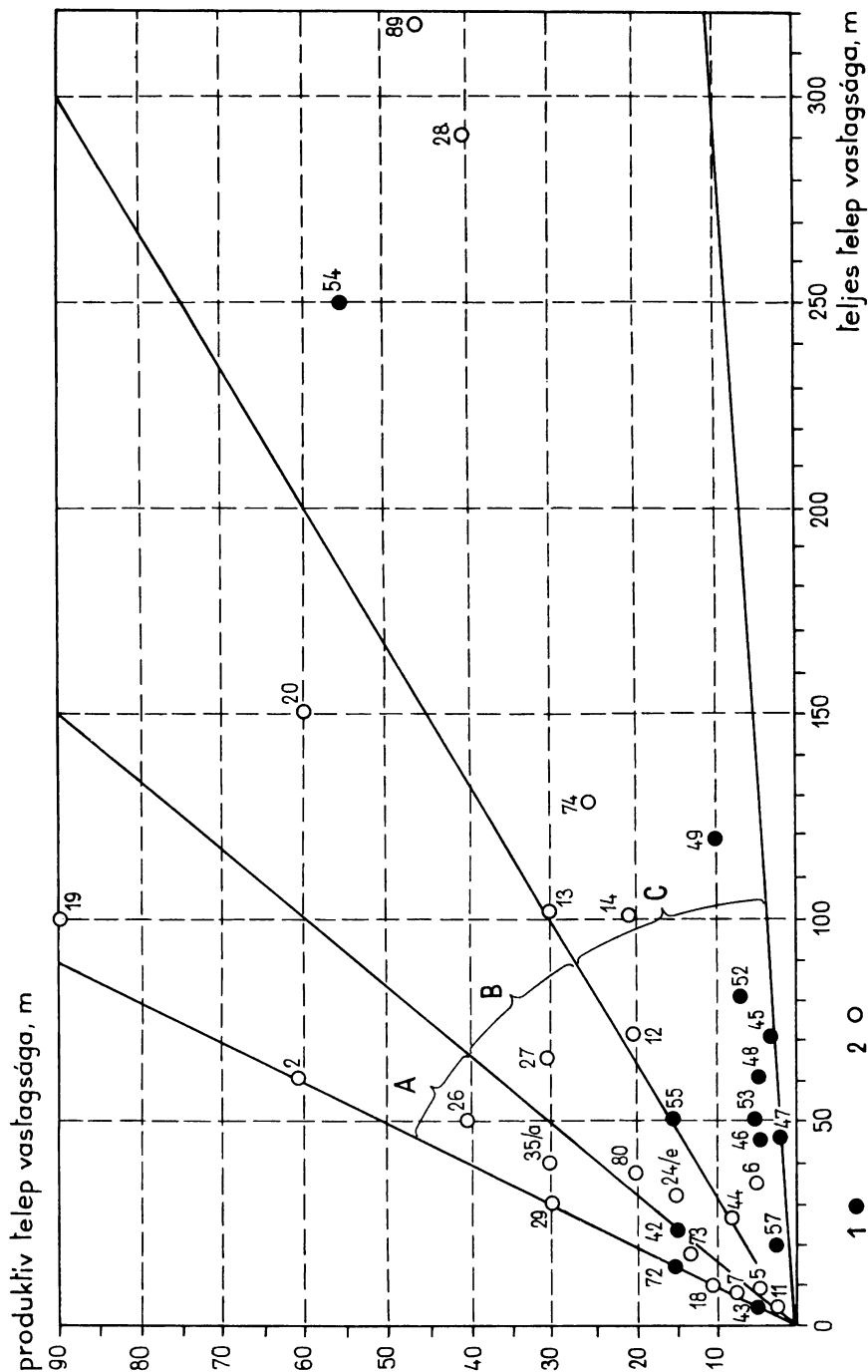
Meg kell jegyezni, hogy az ábrákon feltüntetett vastagságértékek csak tájékoztató jellegűek, mert hiszen a rendelkezésre álló irodalomban a különböző szerzők nem egységes szempontok szerint írták le a telepeket. Az egységesítést annyiban hajtottam végre, hogy a feltüntetett telepvastagsági értékek mindenütt az 1 méternél vastagabb tiszta szénből álló szénpadok összegére vonatkoznak és a számításból kimaradtak a csak néhány deciméter vastagságú padok, illetve a szenes agyagok is. Természetesen eltérő adatokat kaphatnánk akkor is, ha az előfordulásoknak más-más részeit tekintjük, vagy pedig ha az ezután végzendő további kutatások a mélyben még esetleg további telepeket tárnának fel. Mindezen felsorolt bizonytalansági tényezők hatásai azonban belül maradnak annak a hibahatárnak, amely egy ilyen átnézetes jellegű kimutatásnál még megengedhető.

A 37. és 38. ábrán grafikusán ábrázolt adatok számokban kifejezve is összefoglalhatók (l. 17., 18., 19. táblázatok).

A megvizsgált miocén és pliocén előfordulások között jóval nagyobb számban találhatók vékony telepösszletek, mint vastagabb összletek (18. táblázat). Ugyanez tapasztalható, ha csak a műrevaló szénpadok összvastagságát vesszük tekintetbe (19. táblázat). Természetesen, ha a jelentéktelenebb előfordulásokat is tekintetbe vennénk, nem pedig csak a 37. ábrán feltüntetett legfőbb lelőhelyeket, úgy valószínűleg méginkább növekedne a 20 méternél vékonyabb előfordulások arányszáma.

Az alaptelep — kevés kivétellel — mind szárazföldi—édesvízi jellegűek, többnyire csak egyetlen szénréteg alkotja őket, a meddő közbetelepülés ritka. Telepösszletük vastagsága általában 50 méter alatt van, kivételesen ritkán azonban 100 métert is elérhet. Az ún. köztes jellegű előfordulások között csak kevés a mocsári, szárazföldi fáciesű. Többségükben beltengeri (oligohalin), vagy tengeri (euhalin) fáciesű üledéksorokban található. A telepes összlet teljes vastagsága általában itt is 100 m alatt van, de a pliocén előfordulásokban valamivel gyakoribb a 100–320 m vastagságú, mint a miocén telepösszletekben.

Az elmondottak figyelembevételével most már tájegységenként külön-külön vizsgáljuk meg azt, hogy a teleptani adottságok hogyan függnek a keletkezési hely földtani—hegységszerkezet-tani jellegétől.

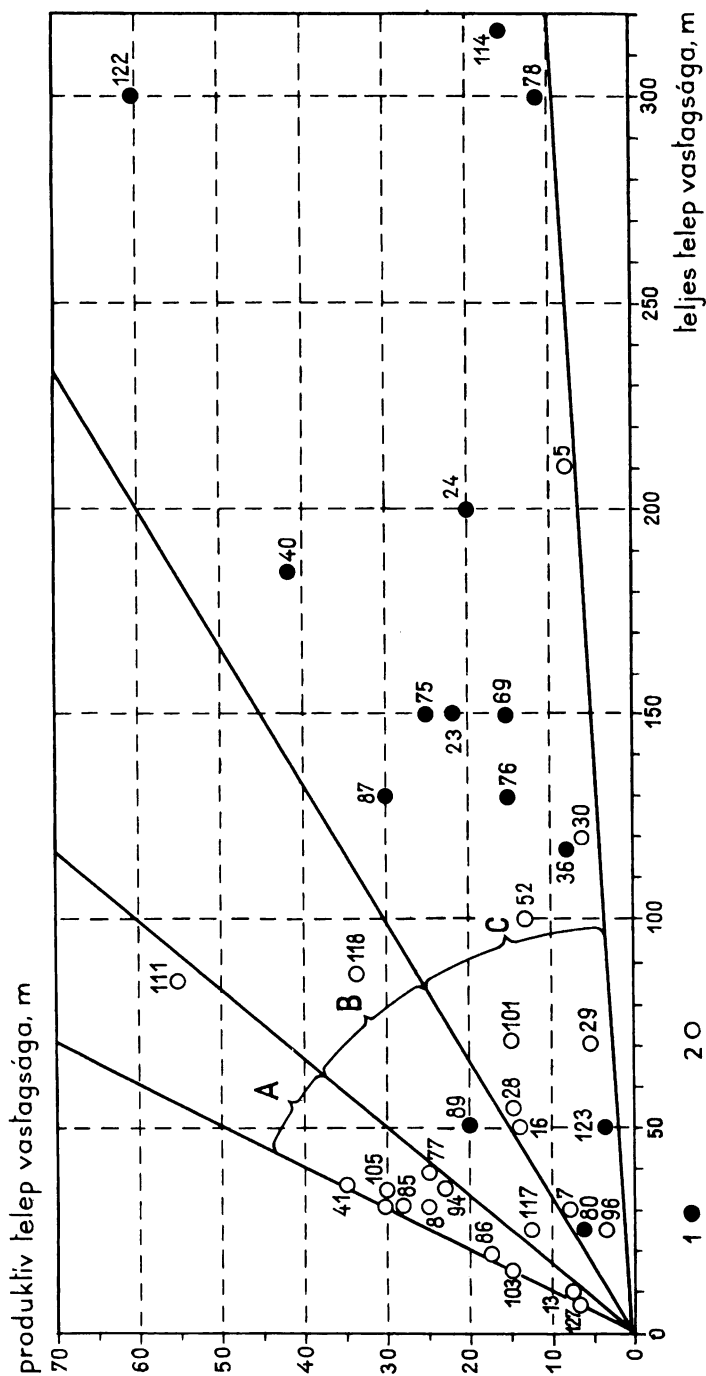


37. ábra. A jelentősebb miocén barnaköszén- és lignitelfordulások jellemző teleptani adatai

A/ Alaptelemek zónája, B/ átmeneti jellegű telepek zónája, C/ köztes jellegű telepek zónája

1. A telepeket kísérő meddő üledékek főleg beltengeri fáciesűek, 2. a telepeket kísérő meddő üledékek főleg mocsári és szárazföldi fáciesűek

A sorszámok azonosak a 31. ábrával



38. ábra. A jelentősebb pliocén lignitelfordulások jellemző teleptani adatai

A/ Alaptelemek zónája, B/ átmeneti jellegű telepek zónája, C/ köztes jellegű telepek zónája

1. A telepeket kísérő meddő üledékek főleg beltengeri fáciesűek, 2. a telepeket kísérő meddő üledékek főleg mocsári és szárazföldi fáciesűek

A sorszámok azonosak a 33. ábrával

17. táblázat

A megvizsgált szénelőfordulások teleptípus szerinti megoszlása

Teleptípus	Pliocén		Miocén	
	db	%	db	%
Alaptelep	12	32	11	32
Átmeneti jellegű telep	3	9	6	17
Köztes telep	22	59	18	51
Összesen:	37	100	35	100

18. táblázat

A megvizsgált szénelőfordulások teljes telepösszlet-vastagság szerinti megoszlása

Teljes telepösszlet vastagsága	Pliocén		Miocén	
	db	%	db	%
0–100	23	63	27	77
100–200	9	24	5	14
>200	5	13	3	9
Összesen:	37	100	35	100

19. táblázat

A megvizsgált szénelőfordulások „tisza szén”-vastagság szerinti megoszlása

„Tiszta szén” vastagsága	Pliocén		Miocén	
	db	%	db	%
0–20	21	56	21	60
20–40	13	35	7	20
40–60	3	9	5	14
>60	—	—	2	6
Összesen:	37	100	35	100

A miocén korú barnakőszén és lignit főbb előfordulásainak jellegzetességei a következők:

A Német–Lengyel-síkságon nagy területre kiterjedő széntelepes formációt sok ezer fúrással, számos nagyméretű gépesített külfejtéssel tárták fel. Itt a felszínt borító neogén rétegsort folyami, tavi és mocsári fáciesű üledékek alkotják; homok, kavics, agyag és barnakőszén rétegekből áll, összvastagsága csupán 200–300 m.

A rétegek lerakódása Lództól északra már az eocén és oligocén időkben megindulhatott, területünk nagy részén azonban valószínűleg közvetlenül telepszik a miocén a mezozoikumra. A rétegsor lencsés kifejlődése és a makro- és mikrofauna hiánya igen megnehezíti a pontos rétegtani tagolást. Miocén korra utaló meleg égővi növénymaradványokat (*Palmoxylon bacillare*, *Ficus tiliæfolia* stb.) több helyről ismertettek. A legutóbbi évtizedben pollenvizsgálatokkal igyekeztek az egyes széntelepek korát meghatározni. A telepösszlet fedőjében levő pliocén rétegekben már valamivel hűvösebb klímára valló (*Pinus hageni*, *Pinus laricio*) növényeken kívül mocsári csigákat (*Paludina fuchsi*), továbbá ősmamlósok csontjait (*Bos*, *Mastodon*, *Rhinoceros*) is találunk, de csak ritkaságképpen.

A harmadidőszaki rétegeket mindenütt negyedidőszaki takaró borítja. A harmad- és negyedidőszak határán jelentős eróziós diszkordancia van. A negyedidőszaki rétegek vastagsága a terület java részén csak 20–30 m, de helyenként eléri a 100 m-t is.

A terület legnagyobb részén a harmadidőszaki rétegek – és így a barnakőszéntelepek is – közel vízszintes helyzetben találhatók. Helyenként kisebb vertikális elmozdulásokat hoztak létre a mezozoos aljzat hegységszerkezeti vonalainak posthum újraelédesei.

Egyes tektonikus árkok besüllyedésének folyamatos mozgása hatással volt az üledékképződésre is. Részletes fúrási kutatásokkal kimutatták, hogy az árokban hasonló, de vastagabb rétegsor található, mint a szomszédos sásbérceken. Más természetűek a hajdani gleccsermozgások okozta gyűrődések, pikkelyes feltorlódások, amelyek helyenként 20–30 m vagy annál nagyobb mélységig is lenyúlnak a harmadidőszaki rétegekbe oly módon, hogy alattuk nagyobb mélységben már teljesen zavartalan helyzetben maradtak meg a harmadidőszaki rétegek alsóbb részei. Ez az ún. glaciális tektonika csak egyes keskeny, kanyargó övezetekben található. Hatása tehát nem egyöntetűen nyilvánul meg az egész vidéken. Némelyik helyen, ahol a diszlokációk mélybeli folytatása még nincs kellően tisztázva, vita tárgyát képezi, hogy a glaciális- vagy mélybeli hegységmozgások hozták-e őket létre.

Ezek az autochton kőszéntelepek mocsárlápok fokozatos besüllyedése révén jöttek létre. A kisebb előfordulások lencsések, vagyis a szélek felé fokozatosan kivékonyodva szűnnek meg. A telepek egyöntetűek, vagy helyenként több padra tagozódnak, amelyeket pár deciméter vastag homokos vagy agyagos közbetelepülések választanak el egymástól. A telepek vastagsága a legtöbb előfordulásban többnyire 2–5 m vagy annál vékonyabb. Hosszas kutatással sikerült néhány helyen 10–15 m vastag teleprészeket is találni.

Ritka kivételnek tekinthető a telepek szokatlan megvastagodása. Turówban 40–50 m, Belchatówban pedig 70–80 m vastag, sőt helyenként 100 m vastagságot is meghaladó széntömegre találtak. Ezeket a zavartalan lápképződéssel együttjáró fokozatos lesüllyedés hozta létre, mint a kedvező körülmények szerencsés összetalálkozása (CIUK 1968, AHRENS H.–LOTSCH D.–TZSCHOPPE E. 1968, DYJOR S. 1970, JASKÓ S.–CSILLING L. 1963).

A terület északkeleti szélén levő Alsó-rajnai-szénmedence (a 31. térképen 2-es számmal jelölve) Köln, Aachen és Bonn között mintegy 25 000 km² területet foglal el. Szénvagyonja 55 milliárd tonna, ebből 5 milliárd t 5:1-nél kedvezőbb, 30 milliárd t 5:1–10:1 le-

takarítási arányú. 20 milliárd t 10:1-nél rosszabb. Ott, ahol egyetlen hatalmas telep van, ennek vastagsága 50–90 m között változik. A holland határ felé ez a telep több padra szétágazik és kivékonyodik. A szénmedencét több, jelentős elvetési magasságú, ÉÉNy–DDK csapású törés szabdalta szét, s így a telep rögökre szabdaltan különböző mélységekben található. Helyenként színorogén üledékképződés is megfigyelhető (GOEDECKE H. 1976, TEICHMÜLLER R. 1958, DOLEZALEK B. 1969). A Rajnai-öböl ÉNy-i irányban az Északi-tenger medencéjébe torkollik s így itt a szénteles összlet folyóvízi–édesvízi rétegeit fokozatosan tengeri fáciesű üledékek váltják fel.

A Német–lengyel-síkság barnakőszén formációjában a *szénrétegek vastagsága, száma és egymástól való távolsága* igen változó. Gyakori a villás szétágazódás vagy lencsés kiékelődés. Az olyan nagy vastagságú és jó minőségű teleprészek, mint az alsó-rajnai vagy belchatówi, csak különlegesen kedvező szénképződési viszonyok között, s aránylag kis kiterjedésű területrészeken jöhettek létre. Az Alsó-rajnai-öböl partmenti mocsarát a tenger-től egy meg-megújuló, egyre növekedő homokzátony választotta el, így a fokozatos súlylyedés mellett sem következhetett be a tengervíz transzgressziója, hanem a lápnövényzet hosszú időn keresztül zavartalanul fejlődhetett tovább. A belchatówi telep egy lassan besüllyedő tektonikus árokban keletkezett. Az is kedvező körülmény volt, hogy mindkét mocsárterületet lapos szárazulat vette körül, s így a törmelékanyag-szállítás csak csekély mértékű volt.

Az *Alpok északi előlmélységében* Svájcban és Bajorországban több helyen találhatók köztes típusú barnakőszéntelepek nyomai. Rendszerint több – de csak vékony – szénréteg vagy szénzsinór található, amelyeket vastag meddőkőzetek választanak el egymástól. Az előlmélységeket kitöltő kőzettömegek csak egészen lényegtelen kis részét teszik ki a barnakőszén-nyomos üledékek. Itt azért nem keletkezettek jelentős barnakőszéntelepek, mert a folyamatos törmelék-szállítás miatt sehol nem halmozódhattak össze tisztán növényi maradványokból álló mocsárüledékek.

A *Közép-dunai-medencerendszer* miocén barnakőszén-előfordulásainak általános jellegzetessége, hogy vetődésektől széttöredezve találhatók. Jelenleg már csak a mélyebbre besüllyedt részekben maradtak meg a telepek, mert a közöttük kiemelkedő sasbércekről eltávolította őket az erózió. Így a jelenlegi szénmedencék tulajdonképpen csak kisebb-nagyobb reliktumai az eredetileg jóval nagyobb kiterjedésű, hajdani lápos területnek. Ettől lényegesen különböznek a pliocén lignittelepek, mert ezek nincsenek úgy rögökre szabdalva, s így az eróziótól jobban megkímélt, összefüggő vonulatokban találhatók.

Az elmondottak szemléltetésére jó példa a rögökre sűrűn szétdarabolt salgótarján–őzd–borsodi miocén szénterület összehasonlítása a tőle délre fekvő mátra–bükkaljai pliocén lignitvonulat igen nyugodt településmódjával. A miocén barnakőszén-előfordulások mintegy 100 km hosszú és 20 km széles, kelet–nyugati irányban megnyúlt területen elszórtan fekszenek úgy, hogy a terület nyugati (kisebb) része átnyúlik Szlovákiába is. Eredetileg ezt az egész területet beborította a miocén barnakőszénösszlet és annak fedőrétegei. Később azután a terület széttöredezett és részben lepusztult. A besüllyedt szénmedencéket olyan kiemelt pászták választják el egymástól, ahol a szénfekü képződmények alkotják a felszínt, és csak imitt-amott maradtak meg a teleproncok kis nyomai. A négy szénmedence (Ny-ról K felé haladó sorrendben): Modrý Kameň (Kékkő és Kürtös), Salgótarján, Őzd, Borsod (fekvésüket lásd a 31. ábrán 45–49 sorszámmal jelölve). Ezek együttes alapterülete kisebb, mint az őket elválasztó lepusztult felületű sasbérceké. A ki-

emelt sasbércekről lepusztult kőzetek összvastagsága legalább 200–300 méterre becsülhető, ami a felső-miocén óta itt végbement lepusztulási folyamat jelentős intenzitását bizonyítja.

Gyenge szénnyomok már a Cserhát hegységben Becskén is találhatóak, de a produktív kifejlődés csak a Balassagyarmat és Losonc (Lucenec) között fekvő Kékkői-szénmedencében (Modrýkameňska-panev) veszi kezdetét. Innen kelet felé haladva fokozatosan növekedik mind a telepösszlet teljes vastagsága, mind pedig az egyes szénrétegek száma és vastagsága. Ezért a barnakőszénrétegek összvastagsága mindegyik helyen egyformán, nagyjából egytized részét teszi ki a teljes telepösszlet vastagságának (20. táblázat). Miskolctól

20. táblázat

A Pannóniai-medence északi szélén levő középső-miocén barnakőszén-telepösszlet kifejlődése
(hozzávetőleges átlagadatok)

	Modrý Kameň (Kékkő, Kürtös)	Salgótarján— nagybátonyi-	Ózdi-	Borsodi-
	m e d e n c e			
A telepösszlet teljes vastagsága, m	40	50	60	140
A barnakőszéntelepek együttes vastagsága, m	4	5	6	12
A barnakőszéntelepek száma	2	3	3	5
Alapterület, km ²	100	200	200	500

ÉK-re és K-re a miocén barnakőszénösszlet a mélybe süllyed és fokozatosan kivékonyodik (RADÓCZ GY. 1969–71, 221. old.). Feltételezhető, hogy Miskolc és Egercsehi között jóval délebbre nyúlt a telepek kiterjedése mint jelenleg, s csak a Bükk-hegység mezozóos–paleozóos hegytömegének postmiocén megemelkedése s az azt követő erózió következtében tűntek el ezek a részek (RADÓCZ GY. 1966).

Kékkő, Salgótarján, Ózd, Borsod szénösszleteire egyformán jellemző, hogy egy új szedimentációs ciklus bevezető tagjaként eróziós diszkordanciával települnek denudált felületű aljzatukra. Oszcillációs mozgások következtében ismételten váltakoznak a tengeri és édesvízi üledékek, jelezve a tenger és szárazföld közötti partvonal időnkénti helyváltozásait.

Az *Alpok keleti tövében, a Dinári-hegységben és a Déli-Kárpátokban* a hegytömegbe utólag beszakadt tektonikus árkokban több barnakőszénelőfordulás van. Feltételezhetően eredetileg nagyobb kiterjedésűek voltak ezek a telepek. A szénmedencék közötti hajdani összeköttetések kimutatása ma már nehéz. Nemcsak azért, mert az őket elválasztó magaslatokról lepusztultak a harmadkori üledékek, hanem azért is, mert ezek a medencék nem teljesen egykorúak, s rétegsoraik sem egészen ugyanazok. Hosszas volna ezeknek teljes leírását adni, ezért csak példaképp röviden említem meg három fontosabb előfordulás adatait.

Ausztria legjelentősebb barnakőszén előfordulása Köflach (Voitsberg). A szénmedence alapterülete 50 km², a telepösszlet teljes vastagsága 120 m, benne három telep van, ezek együttesen 25–30 m vastagok (POHL W. 1976).

A Közép-boszniai-szénmedencében (Srednjoboskanskog basen) 90 km² alapterületen mutatták ki a telepeket. A barnakőszén három rétegtani szintben található: *a)* akvitáni, *b)* burdigalai, *c)* alsó(?)-pannóniai. Gazdasági jelentősége csak a burdigalai telepnek van. A burdigalai telepösszlet több, mint 300 m vastag, benne nyolc szénréteg van, összesen 45 m együttes vastagsággal. Készlete másfél milliárd tonna (MILOJEVIĆ R. 1964, MILOJEVIĆ R.—CICIĆ S. 1971).

A Déli-Kárpátokban 1800–2400 m magas, kristályos palákból álló hegyvonulatok közé van besüllyedve a Zsil-völgyi-szénmedence (Petrosani—Lupeni). Ezt közel 2000 m vastag harmadkori üledéksor tölti ki. Az akvitáni szénösszlet 250 m vastag, benne 18 telep van, 55 m összvastagsággal. A készlet közel másfél milliárd tonnát tesz ki (RĂILEANU G.—GRIGORAS N.—ONESCU N.—PLISCA T. 1963).

A **pliocén** előfordulások települési jellegei a következők:

A *Saône-völgyben* (Bresse) lakusztikus, delta fáciesű „köztes telepek”-et találtunk. A telepes összlet ugyanúgy, mint a pliocén rétegsor többi tagja, vízszintes helyzetben található, nem nagy mélységben. Csak az előlmélység keleti szélén tűnnek el a neogén üledékek a Jura-hegység pereme alatt. Keletkezési körülményeik sajátos volta miatt a Saône-völgyi pliocén lignittelepek tehát nem illeszthetők be a szénképződés általános alapsémái közé.

A *Bécsi- és Pannóniai-medence* előfordulásai bizonyos mértékben paralikus jellegűeknek tekinthetők. Itt ugyanis a telepeket kísérő meddőrétegek faunája beltengeri, oligohalin fáciesű: *Congerina*, *Limnocardium*, *Prosodacna*, *Melanopsis* stb. fajokat tartalmaz. Előfordulnak azonban a hegységkeretbe benyúló öblökben tipikus édesvízi—szárazföldi alapterlepek is.

A *Bécsi- és Pannóniai-medence* az alp—kárpáti orogén főciklusok befejezte után keletkezett intramontán depressziók és így az őket kitöltő pliocén üledéksor már nem vett részt a gyűrődésben. Ebből az is következik, hogy a Bécsi- és Pannóniai-medence pliocén összlete — bár a paralikus fáciesű köztes telepek típusába tartozik — még sincs redőbbe gyűrve.

Más a helyzet a *Dáciai-medencében*. Itt a Déli-Kárpátok tövét végigkísérő lignitösszlet a pliocén rétegsor többi részével együtt részt vesz a K—Ny csapású gyűrt redők és pikkelyes feltolódások felépítésében. RĂILEANU G. et al. 1963. évi leírása szerint Ceptura (68)*, Filipești (69), Sotinga (70), Rovinari (75) és Tismana (77) lignittelepei lapos brachiantiklinálisok magjaiban megközelítik a felszínt, a redőszárnyakon pedig a mélybe süllyednek. A Déli-Kárpátok előterében, mintegy 400 km csapásmenti hosszúságban, megszakítás nélkül húzódó lignitvonulat limnikus—palusztikus fáciesű, gyűrődéses szerkezetű ún. köztes típusú telepekből áll. A medence déli peremén, ahol az előlmélység fokozatosan sekélyebbé válik, megszűnnek a gyűrődések és a telepösszlet Bailestinél (79) és Lomnál (80) monoklinálisan süllyed ÉK-i irányban, a medence belseje felé.

A Balkán-hegység déli tövében húzódó *Thráciai-medencében* némileg bonyolultabb a helyzet. Ahol a neogén üledéksor vékony és a medence keskeny, ott többnyire a me-

*A sorszámok megegyezők a 33. térképen láthatókkal

dencealjzat mélyedéseit kitöltő előfordulásokat találunk. Másutt, ahol a neogén üledéksor jelentősen megvastagszik, így a Nyugat-maricai előfordulásnál (93) — mint azt БАНКИН К. 1962-ben leírta — a telepek felszínre bukkanásai egymással párhuzamosan húzódó redők szárnyait követik.

Az Appennini-félszigeten *Toscanában* előforduló lignittelepek mindenütt az alaphegység teknőszerű mélyedéseit töltik ki, limnikus—palusztrikus fáciesű alapterlepként. Közel horizontális helyzetűek, gyűrődések nincsenek, legfeljebb kis elvetési magasságú törések láthatók. Ez azzal magyarázható, hogy a hajdani mocsárvilág csak az akkori szárazulat belsejébe nyúló lagunákban alakult ki, míg az Appenninek előmélységében a miocéntől a calabriaiig bezárólag, szüntelenül nyílttengeri üledéksor rakódott le, nagyobb oszcillációk nélkül.

A *Balkán-félsziget* nyugati-, déli- és középső részén igen sok, de csak kisebb kiterjedésű neogén medence található, java részükben pliocén korú lignittelep is van, ezek a medencécskék ma már teljesen külön állnak egymástól, közöttük nem egyszer 1500—2000 m magas hegyláncok húzódnak. Egyedül csak a neogén rétegsorok és faunák hasonlósága utal arra, hogy a miocén és pliocén korokban helyenként összeköttetésben kellett lenniük egymással és talán a környező tengermedencékkel is. A mai felszíni domborzat azonban csak a Balkán-félsziget legkülső szélein enged erre következtetni. Úgy látszik, hogy a félsziget belsejében a pliocén óta lejátszódott epirogén kiemelkedés és nagymérvű lepusztulás jelentősen megváltoztatta az egykori domborzatot. Talán ez is oka lehet annak, hogy a Balkán-félsziget neogén rétegtanáról mindmáig nem alakíthattunk ki egységes, megbízható képet.

A Balkán-félszigeten szétszórtan található lignitelőfordulások között akadnak alapterlepek típusúak és köztes telepek típusúak. Érdekes módon a telepösszletet kísérő üledékek zömükben tavi—édesvízi fáciesűek. A Pannóniai-medence felé eső előfordulásoknál mezoes és oligohalin üledékek is vannak. A mai Égei-tenger környékén a pliocén rétegsorokban vannak ugyan tengeri tagok is, de azok sohasem képezik a telepösszlet közvetlen fedővagy fekvőjét, hanem attól jelentős tavi-, mocsári rétegtanról választja el őket.

A *kisázsiai* pliocén lignitelőfordulások közül külön kell szólnunk az 1963—65. évek között felkutatott *Elbistani*-medencéről, amely valamennyi itteni előfordulás közül messze a legnagyobb kiterjedésű és a legjobban megkutatott. Teleptani adatai röviden a következők: szénkészlet 1600 millió tonna, átlagos fűtőérték 1100—1200 kcal/kg. Egyetlen telep fejlődött ki, amelynek vastagsága 28—45 m között váltakozik; a várható letakarítási arány m/m 2,0—2,2 (STAESCHE U. 1972).

Az Elbistani-medence Kisázsia közepén fekszik, kb. 1100 m magasan a tengerszint felett. 2000—3000 m magas hegyek övezik. A medencét kitöltő 500—600 m vastag rétegsor horizontális, zavartalan helyzetű. Az üledéksorból nagy egyedszámban gyűjthetők molluszkák, de ezek csak kevés fajt képviselnek: *Lymnaea*, *Valvata*, *Viviparus*, *Radix*, *Theodoxus*, *Unio*. A spóra- és pollenanalízis, valamint az ősgérinces csontmaradványok a telepösszlet legfelsőbb-pliocén korára utalnak. A fekvőrétegek kora pliocén és miocén. A fedőrétegben levő folyóhordalék kavics a negyedidőszakban jött létre.

A lignittelep létrejöttének ösföldrajzi viszonyait úgy magyarázzák, hogy a pliocénben tóvíz töltötte ki a karsztos eredetű medencét. A tó ÉNy-i szélén a széles, lapos partszegélyen mocsári sás és nádnövényzet telepedett meg, amelynek anyaga a hosszabb időn át folytatódó állandó lassú süllyedés következtében vastag teleppé halmozódott össze. A tó

közepe felé, ahol a vízmélység nagyobb volt, a lignittel egy időben meszes-iszapos üledékek keletkeztek. A medenceperemnek azokon a részein, ahol a meredek hegyoldalokról lezúduló patakok kavics-törmelékkúpokat terítettek szét, szintén nem keletkezhetett lignit. Így a lignitlep elterjedése korlátozott és a szélek felé horizontális irányban fokozatosan mindinkább meddő kőzetekbe megy át.

A lignitlep a medencének csak mintegy negyedrésszében (250 km²) fordul elő.

Összefoglalva az elmondottakat, az alábbi megállapításokat tehetjük:

1. Neogén barnakőszén- és lignitlepeinkre nem vonatkoztatható СТРАКHOV azon megállapítása, hogy a földtörténet folyamán a szénképződési helyek mindenütt csak a tektonikusan aktív részek voltak.

2. A teljes telepösszlet helyenként többszáz kilométeren át végig követhető kőzetformációkat alkot. Azonban az egyes szénrétegeknek a száma, vastagsága és egymástól való távolsága többnyire már egy-két kilométer távolságra is megváltozhat. Ezért az egyes telepek csakis egyazon szénmedence területén belül korrelálhatók egymással megnyugtató módon.

3. A neogén barnakőszén- és lignitlepek a földtörténet azon — aránylag rövid ideig tartó — szakaszaiban keletkeztek, amikor a klasztikus üledékfelhalmozódás átmenetileg félbeszakadt, de a felszíni letarolódás nem indult meg. A nagy kiterjedésű kőszén- és lignitlepek keletkezési helye mindenütt a csekély reliefenergiájú lapos térszín, vagyis széles ártéri síkságok, mocsarak, síkvidékek tengerpartjai stb.

4. A horizontális irányban nagy kiterjedésű telepösszletek több vékony szénrétegre tagozódnak, amelyeket meddő kőzetrétegek választanak el egymástól. Ezek a területeken — az oszcillációs mozgások következtében — a szénképződési periódusok rövid ideig tartottak, de többször is megismétlődtek.

5. Meddő közbetelepülés nélküli, nagy vastagságú kőszéntelepek csak kis kiterjedésű területeken keletkeztek, egy-egy tektonikus árok mélyén, vagy öbölben. Itt kivételesen kedvező helyi körülmények tették lehetővé a lápnövényzet maradványainak zavartalan felhalmozódását: a térszín egyenletes lassú süllyedése és a hordalékszállítás hosszú időn át tartó szünetelése.

6. Az európai neogénben általában nagy horizontális elterjedésű, több vékony kőszénpadból álló szénképződmények (köztes telepek) keletkeztek. Kis horizontális kiterjedésű és egyetlen vastag szénrétegből álló telepek aránylag ritkán fordulnak elő.

9. A KÖZÉP-DUNAI-MEDENCERENDSZER PANNÓNIAI LIGNITELŐFORDULÁSAI

A Közép-dunai-medencerendszer egész területén igen megnőtt a lignitvagyon gazdasági jelentősége. A pliocén lignitvagyonnak csak egészen kis részét termelték ki mostanáig, holott itt többnyire a felszín közelében, jelentős vastagságú és kiterjedésű, közel horizontális fekvésben található, és így lehetőséget ad nagyméretű külfejtések létesítésére.

Ez az oka annak, hogy az elmúlt két évtizedben jelentős mérvű lignitkutatások folytak hőerőművek fűtőanyaggal való ellátása céljából Magyarországon. Ausztriában, Csehszlovákiában és főleg Jugoszláviában. Ez utóbbi helyen igen kedvezőek voltak az eredmények.

A lemélyített több ezer kutatófúrás rétegsorrend adataiból számos kézíratos szakvélemény és kinyomtatott cikk jelent meg. Ennek következtében nemcsak gyakorlati, hanem tudományos ismereteink is jelentősen gyarapodtak az utóbbi időben. Indokolt tehát, hogy az alábbi fejezetben külön is meg tárgyaljuk ezt a kérdést.

9.1. A régebbi irodalom ismertetése

A Közép-dunai-medencerendszer pannóniai lignitjeiről szóló gazdag szakirodalomból itt csak a legfontosabbakat sorolom fel. Ilyen SCHRÉTER Z.-nak (1929) bükkaljai, VÍGH GY.-nak (1933–35) a mátraalji és PETRASCHÉK W.-nak (1921–24) az Alpok lábánál található lignitekről írt munkája.

A második világháború befejezése után igen intenzív kutatás indult meg. Ekkor már a mélybányászat helyett nagyméretű, gépesített külfejtések létesítésére törekedtek. Ez pedig hálózatban telepített nagyszámú kutatófúrás tervszerű lemélyítését és az így kapott adatok rendszeres feldolgozását tette szükségessé. Így nagymértékben gyarapodtak rétegtani és teleptani ismereteink is. Ebben az időszakban az egyes területekről a következő szerzők közöltek nyomtatásban adatokat:

Mátra–Bükkalja: CSILLING L. (1963),

Nyugat-Magyarország és Burgenland: PAPP A.—RUTTNER A. (1952), JASKÓ S. (1948 és 1964),

Kelet-Szlovákia és Kárpátalja: SENEŠ G. J. (1957), SZTRUJEV M. I. (1963),

Az Alföld keleti pereme: MATEESCU I. (1972), RĂILEANU G. et al. (1963),

A Bécsi-medence: RUTTNER A. (1952), ŠUF J. (1952), HAVLENA V. (1964).

Ebben az időszakban számos terjedelmes összefoglaló földtani jelentés és készlet-számítás is készült kéziratos formában.

Meg kell jegyeznem, hogy ezek a kéziratos földtani jelentések – bár kétségtelenül gyarapítják teleptani ismereteinket – mégis elsősorban a külfejtésre alkalmas teleprészek célkutatásairól készített beszámolók. Hatalmas adattömegeik előállításában az előbb említett szerzőkön kívül számos intézmény és vállalat szakemberei működtek közre. Ezek a készletszámítások tehát nagy volumenű kollektív munka eredményei.

A bányaföldtani kutatásokkal kapcsolatosan őslénytani és rétegtani vizsgálatok is történtek. A mátraalji felső-pannóniai korú lignitek palinológiai vizsgálatának monografi-kus leírását NAGY LÁSZLÓNÉ 1958-ban közölte. A kárpátaljai lignittelemek spóra-pollen összetételéről szintén megjelent egy terjedelmes tanulmány (SZJABRAJ V. T.—LEVITSKIJ B. P.—SZJABRAJ SZ. V.—JEMEC T. P. 1969). 1979-ben jelent meg PÁLFALVY J.—RAKOSI L. tanulmánya a visontai lignittelemek növénymaradványairól.

Röviden megemlítek néhány őslénytani–rétegtani munkát is, amelyek faunamegha-tározásaik révén rögzítik a telepek földtani korát.

**A pannóniai üledéksorok és lignit-
összehasonlító**

Bécsi-medence (PAPP A. 1959, JANOSCHEK R. 1964, THENIUS, E. 1974)				Nyugat-Magyarország és Délkelet-Ausztria (ZAPFE, H. 1956, KOLLMANN K. 1964, JASKÓ S. 1964)				
Alsó-pleisz- tócén és felső-pliocén	Terresztrikus vörös agyag kavics- lencsékkel			Alsó-pleisz- tócén és felső-pliocén	Folyóvízi homok és kavics	Bazalt és bazalt- tufa	30 m	
	Rétegtani hézag, eróziós disz- kordancia				Rétegtani hézag, eróziós disz- kordancia			
Felső-pannóniai	H	Tarka agyag és homok	Felső lignit- összlet	Felső-pannóniai	Homok <i>Unio wetzleri</i> -vel és <i>Viviparus</i> - szal, közbetelepült lignitpadok (Ják)			200 m
	G	Kék agyag <i>Viviparus</i> -szal			Lignittelepösszlet (Deutsch-Schützen, Torony); <i>Prosodacna vutskitsi</i> , <i>Congeria balatonica</i>			150 m
	F	Agyag és homok, <i>Congeria neumayri</i> , <i>C. croatica</i> , Lignit (Zillingsdorf, Neufeld)			Agyag és homok, <i>Congeria neumayri</i>			200 m
Középső- pannóniai	E	<i>Congeria subglobosa</i> , <i>C. zsigmondyi</i>		Alsó-pannóniai	Agyag és homok, <i>Congeria subglobosa</i> , <i>C. ungulacprae</i>			300 m
	D	<i>Limnocardium carnunctum</i>						
Alsó- pannóniai	C	<i>Congeria partschi</i>			Agyag, <i>Congeria partschi</i>			
	B	<i>Congeria ornithopsis</i>			Agyagmárga, <i>Congeria ornithopsis</i> , Lignit (Weiz)			
	A	<i>Melanopsis impressa</i>			Agyag, <i>Congeria banatica</i>			
Szar- mata	Cerithiumos durvamészkő, márga és agyag, <i>Cardium</i> , <i>Mactra</i> , <i>Ervilia</i> stb.			Szar- mata	Cerithiumos durvamészkő, márga és agyag, <i>Cardium</i> , <i>Mactra</i> , <i>Ervilia</i> stb.			

A nyugat-vasmegyei lignitek kísérő rétegeinek faunáját JASKÓ S. (1948) ismertette. A felső-pannóniára utaló *Congeria balatonica*, *C. neumayri* és *Prosodacna vutskitsi* kövületeket tartalmazó faunákat írt le Budafapusztáról BARNABÁS K.—STRAUSZ L. (1947), Rohoncra PAPP A.—RUTTNER A. (1952), Petőfibányáról és Visontáról VÍGH GY. (1933–35). A Nagyréde 68/31 és Karácsond 1/8 fúrásokban harántolt telepösszlet faunáját BARTHA F. dolgozta fel (1971) és benne többek között *Congeria neumayrit* és *Viviparus sadlerit* írt le.

Részletesen feldolgozták a legutóbbi években lemélyített lignitkutató fúrások magmintáiból előkerült makrofaunákat. KROLOPP E. az 1976–77. évben készült toronyi fúrásokból, KÖRPÁS L.-né az 1975. évi cserháti és 1977. évi Kálkápolda környéki fúrásokból több száz gastropodát és molluszkát határozott meg. Ezek között számos új faj is található. Vizsgálataik eredményeit azonban mostanáig nem közölték nyomtatásban.

Megemlíthető, hogy mind a Mátra–bükkaljai, mind a nyugat-magyarországi felderítő fúrások összevont rétegsorai megtalálhatók a Távlati Földtani Kutatás című kiadványsorozat kötetében.

Ezek a felsorolt munkák egytől-egyig csupán kisebb terjedelmű területek vagy egy-egy előfordulás földtani–teleptani helyi viszonyait ismertették. A Közép-dunai-medencerendszer valamennyi lignit-előfordulásának elterjedését, teleptani jellegzetesség-

21. táblázat

telepek rétegtani beosztása
táblázat)

Észak-Magyarország, a Mátra és Bükk-hegység lába (VÍGH GY. 1933, SCHRÉTER Z. 1939, BARTHA F. 1971)		
Áthalmazott riolittufa, folyóvízi homok és kavics	Vörös agyag <i>Planorbis</i> -szal, tavi kréta	100 m
Rétegtani hézag, eróziós diszkordancia		
Homok, <i>Unio wetzleri</i> -vel, <i>Mastodon arvernensis</i>	Rétegtani hézag	200 m
Lignittelepösszlet (Visonta, Bükkábrány), <i>Prosodacna vutskitsi</i> , <i>Congeria balatonica</i>		200 m
Agyag és homok, <i>Congeria zagradiensis</i> , <i>Limnocardium penslii</i>		200 m
Agyag és homok, <i>Congeria subglobosa</i> , <i>C. ungulacaprae</i>	Terresztrikus vörös agyag és kavics	100 m
Agyag, <i>Congeria partschi</i> , <i>C. ornithopsis</i> , <i>Melanopsis impressa</i> , Lignit (Komjáti)	Rétegtani hézag	100 m
Cerithiumos durvamészkő, márga és agyag, <i>Cardium</i> , <i>Mactra</i> , <i>Ervilia</i> stb.		

geit, ősföldrajzi viszonyait stb. egységesen tárgyaló munka csak kevés akad. VITALIS ISTVÁN 1939-ben kiadott tankönyve 24 oldal terjedelemben ismerteti a lignitek akkor ismeretes adatait. Ez a munka azonban elsősorban gyakorlati bányageológiai adatok felsorolására szorítkozik, anélkül, hogy a nagyobb földtani egységekre általánosan jellemző áttekintést nyújtana. JASKÓ S. 1966. évi dolgozatában röviden leírja a Közép-dunai-medencerendszer pliocén lignitjeinek települését és kutatási lehetőségeit. Az egyes előfordulások fekvését térképen ábrázolja, rétegtani helyzetüket pedig korrelációs táblázatokon rögzíti. E cikkben elsőként közli, hogy valamennyi jelentősebb lignitelőfordulás a felső-pannóniainak a *Prosodacna vutskitsi* és *Congerina balatonica* kővületekkel jellemzett szintjébe tartozik.

A Közép-dunai-medencerendszer valamennyi lignit-előfordulásának a fekvését a 33. ábrán láthatjuk, felsorolásuk a 8.3. fejezet részben található. Az alábbiakban ezek közül néhányat — számunkra fontosabbnak — teleptani leírását részletesen fogom ismertetni.

9.2. Nyugat-Magyarország és Délkelet-Ausztria lignitterülete

Az Alpok keleti lábát mintegy 200 km hosszúságban szegélyezi a felső-pannóniai korú lignitvonulat. A vonulat nem teljesen egységes, helyenként elkanyarodik a csapásirány, másutt pedig a telepek kivékonyodása vagy mélyre süllyedése miatt megszakad az összeköttetés az egyes előfordulások között. A bányákkal és kutatófúrásokkal feltárt részek között még sok a mostanáig kellően nem ismert, reménybeli terület. Így csupán nagy vonásokban vázolhatjuk fel szerkezetét.

A vonulat déli vége Jugoszláviában kezdődik, ahol Kapronca (Koprivnica), Lepavina, Glogovac és Sokalovac környékén egy kelet–nyugati csapású boltozat alakult ki. Az ivanoveci előfordulás viszont egy szinklinális közepébe esik (PETRASCHÉK W. 1921–24). A bányavári és budafa-pusztai előfordulások egy KÉK–NyDny csapású brachiantiklinális szárnyain helyezkednek el. Ennek a vonulatnak keleti fele átnyúlik magyar területre is.

Észak felé haladva megváltozik a hegységszerkezet. Megszűnik a redőződés és a neogén rétegsorok monoklinálisan lejtenek a hegylábaktól a medence belseje felé.

Átlépve az osztrák határt, Henndorf, Jennersdorf, Schweinz és Mutzenfeld előfordulásai következnek egy ÉNy–DK csapású vonulat mentén. Rohonc és Deutsch-Schützen környékén ismét ÉÉK-re fordul az összlet csapása és Torony–Nárai közelében magyar területre jut. Itt Szombathely környékén a rétegsor enyhén délnyugatra lejt. Ezután tovább folytatódik a rétegtani szint csapása, végig a kőszegi és soproni hegyek tövében. Még nem teljesen tisztázott itt a lignitletelepes összlet kifejlődési módja. A Fertőzugban — már ismét osztrák területen — több, de csak pár deciméter vastag lignitpadot mutattak ki a fúrások. Itt a 200 m vastag telepösszlet csapása DDNy–ÉÉK irányú, s enyhén meggyűrve süllyed a Kisalföld irányába (TAUBER A. F. 1959a és 1959b). A Lajta-hegység túloldalán, a Bécsi-medence déli végében, Zillingsdorf és Neufeld vidékén a lignitletelepek jelentősen megvastagodnak. A főtelepet 9–10 m, a fedőtelepet 3–6 m vastagságban fejtették itt régebben (PETRASCHÉK W. 1912).

A 21. táblázaton egymás mellé állítva látható a Bécsi-medence, Nyugat-Magyarország és Észak-Magyarország lignitterületeinek rétegtani–teleptani beosztása.

A Nyugat-Magyarország és Délkelet-Ausztria határa mentén végighúzódó lignit-

vonulatnak mostanáig legismertebb és külfejtéses bányaművelésre leginkább kedvező része Szombathelynél van. A Londonban megjelenő Mining Annual Review néhány évvel ezelőtt már beszámolt arról, hogy „Magyarország nyugati részén, Szombathelynél egy olyan lignitelfordulás van, amelynek teleptani adottságai és a lignit minősége lehetővé teszi egy külfejtés és egy nagyméretű hőenergia-bázis létesítését. Mivel a telepek átnyúlnak Ausztriába, a termelés mindkét állam érdekében áll” (MOLNÁR J. 1975, 511. old.). FÜLÖP J. közlése szerint itt „a külszíni bányatelepítésre legkedvezőbb területen 500 millió tonna 1700–1800 kcal fűtőértékű, erőművi felhasználásra alkalmas lignitanyagot határoztak meg, amely egy 1500 MW teljesítményű hőerőmű nyersanyagellátását 35 évig biztosítaná” (FÜLÖP J. 1979, 4. old.)

A szóban forgó területrész földtani térképvázlatán (39. ábra), valamint a két földtani szelvényrajzon (40., 41. ábra) leegyszerűsített formában szemléltetem a teleptani viszonyokat. Az összlet 4–6 km széles és kb. 14–15 km hosszú ÉÉK–DDNy irányú pásztában található, a felszínen jó minőségű és vastagságú telepekkel, Torony és Bildein között. Toronytól és Gencsapátitól ÉK-re, Bildeintől pedig DNy-ra a telepek valószínűleg kivékonyodnak, illetve részben ki is ékelődnek.

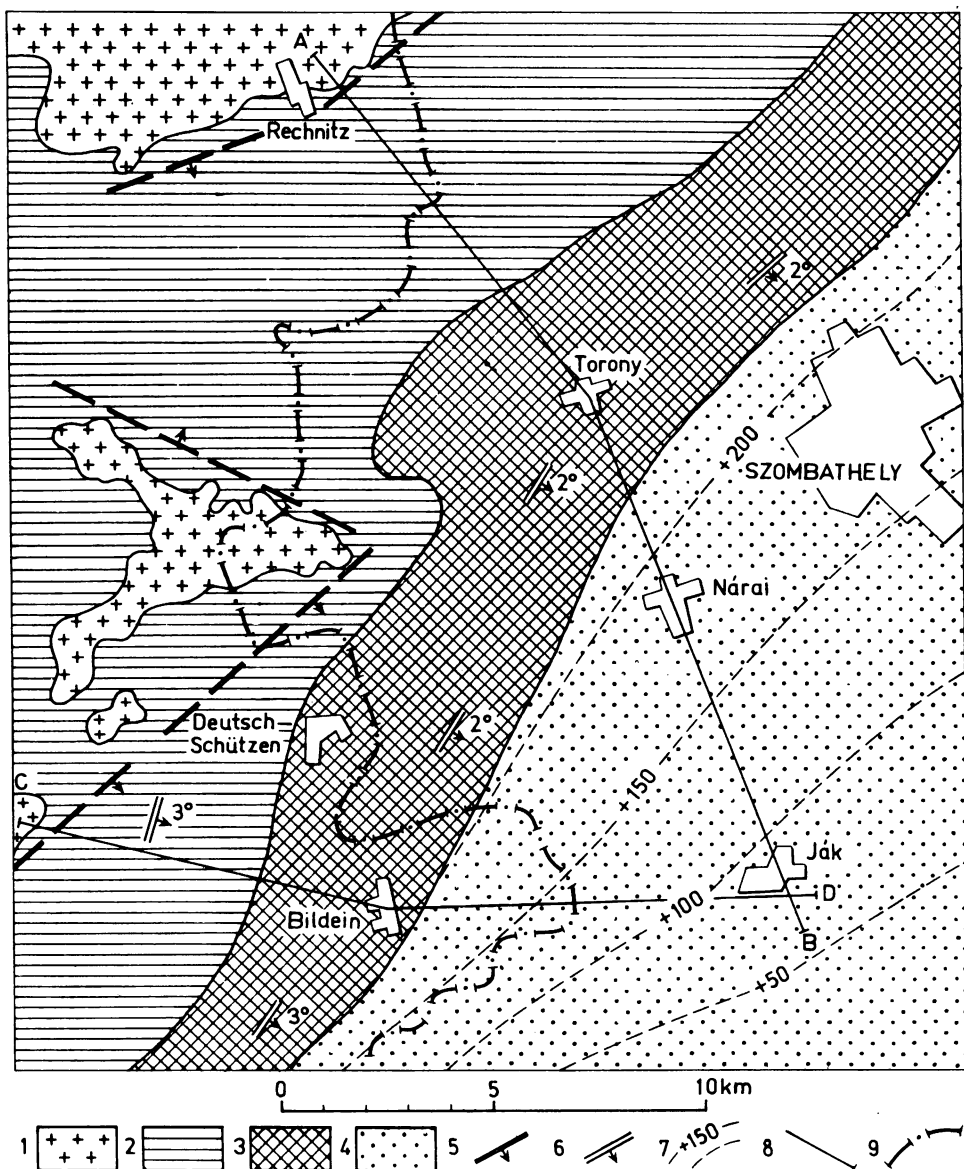
A *fedőrétegsor* javarészt folyami eredetű homokból, alárendeltebben homokos agyagból áll. Benne mintegy 100 méterrel a toronyi telepösszlet felett egy vékonyabb telepcsoport, a „jáki telepösszlet” található. Kelet felé haladva a fedőrétegsor fokozatosan megvastagszik; Jáknál meghaladja a 100 métert is. Felszíni elterjedésének nyugati széle (eróziós határvonal) azonos a telepösszlet felszínre bukkanásának szegélyével.

A *telepösszlet* mintegy 100–120 m vastagságú, ebből a lignit összvastagsága átlag 15 m, a lignites agyag 2 m. A lignites agyag mennyisége itt tehát aránylag kevés. Az 1 méternél vastagabb lignitlepek mintegy 15–16%-át teszik ki a teljes telepösszlet vastagságának. Az 1 méternél vastagabb telepek száma 6–8 (fúrásonként változó); ezen telepek rétegvastagsága átlagosan 2,1 m, a legvastagabb teleprészek 4–6 métert is elérnek.

A kőzetek fajták szerinti megoszlására jellemző, hogy az agyagos homok és homok mennyisége a fekü- és fedőrétegsorban egyaránt nagyobb, mint magában a telepösszletben. A rétegsorban sehol sincsenek durva törmelékes kőzetfélésegek. Itt a telepösszletben aránylag kevesebb a homok (25%), mint a Mátra-Bükkalján, ahol a telepösszletnek mintegy 40%-át homok teszi ki. Ebben a vonatkozásban tehát Nyugat-Magyarországon kedvezőbb a helyzet a bányászat számára.

A Torony 2. fúrásról szerkesztett grafikon (lásd 42. ábra) az üledékciklusok következő jellegzetességeit mutatja.

Az üledékképződési ciklusok hossza átlagosan 4–19 m között váltakozik. A ciklusgörbék alakja szabálytalan, csak helyenként ismerhető fel az, hogy a rétegsorban (alulról felfelé haladva) a homokot agyagos homok, agyag, lignites agyag, majd lignit követi fokozatos lépcsőzetességgel. Ezután a lignit fedőjében – minden átmenet nélkül – ismét homok következik, s erre újra megismétlődik az agyagos homok, agyag és lignites agyag sorozat. Az ilyen aszimmetrikus ritmus létrejöttét úgy magyarázhatjuk, hogy a hajdani mocsárláp egyes részei hirtelen megsüllyedtek, s helyükön ismét tó keletkezett. A tó vizének áramlatai homokot sodortak magukkal, amely azután a fenékre rakódva elfedte az alatta levő tőzegréteget. A széles és lapos fenekű, sekély medence azután újra feltöltődött, s iszap, majd kotus láptalaj borította el a felszínt. Ismét mocsaras–erdős növényi vegetáció alakult ki, amelynek fokozatosan egymásra halmozódó maradványai újabb tőzegréteget

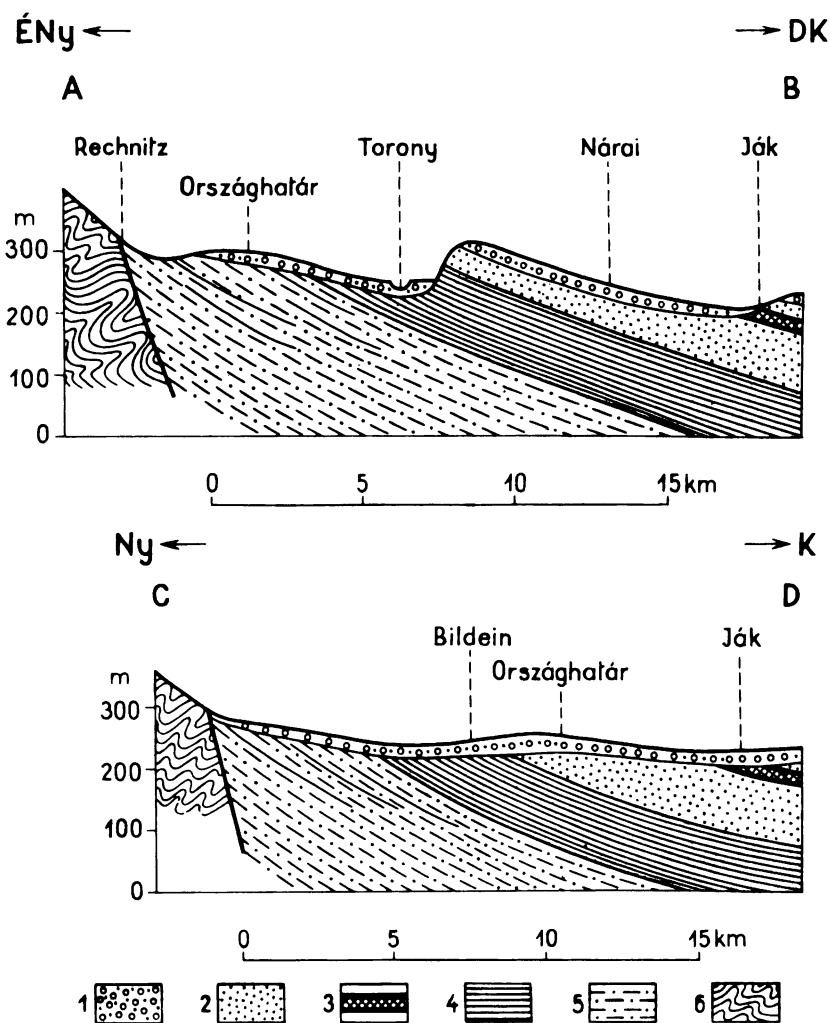


39. ábra. A Torony–Deutsch-Schützeni lignitterület földtani térképe

1. Alaphegység, 2. fedőrétegek, 3. a toronyi formáció felszíni kibúvásai (a műrevaló és nem műrevaló lignittelep részek egybevonatban vannak feltüntetve), 4. fedőrétegek, 5. az alaphegység kibúvások perem-törései, 6. csapás és dőlés, 7. a toronyi telepőszlet felső határának szintvonalai, tszf., 8. földtani szelvényvonal, 9. országhatár

hoztak létre. E folyamat többször megismétlődött és a tőzeg a földtörténet folyamán lig-nitté alakult át.

A *fekürétegsor* nagy területen borítja a felszínt a telepőszlet-vonulat nyugati széle

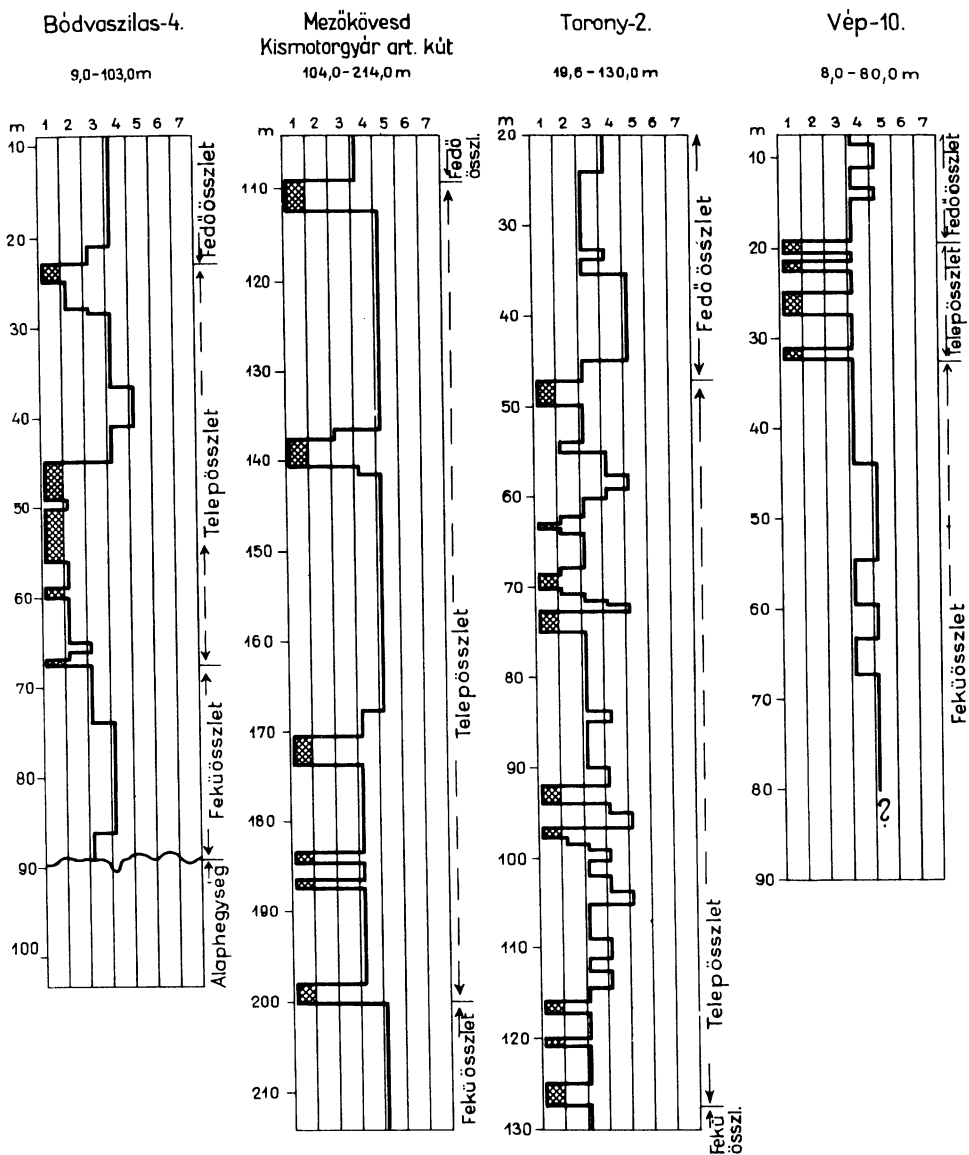


40–41. ábra. Földtani szelvények a Torony–Deutsch-Schützeni lignitterületről

1. Negyedidőszak, 2. fedőrétegek, 3. a jáki telepőszlet, 4. toronyi telepőszlet (lignit-rétegek és agyagrétegek egymással váltakozva), 5. fekürétegek, 6. alaphegység

és a paleozóos alaphegység előbukkanó rögei között. A Kőszegi-hegység keleti tövében tarka agyag és csillámpala szögletes törmeléke alkotja az átfúrt rétegeknek mintegy 50%-át. A heglábtól távolodva a csillámpala-törmelék fokozatosan fogy és apró, gömbölyű kvarcitkavics és durvaszemcsés homok válik uralkodóvá. Fokozatosan az utóbbi is megszűnik: Kőszegszerdahelytől délre a fekürétegsor háromnegyed része agyag és csak egynegyed része homok és agyagos homok.

Az ausztriai részen megváltozik a fekürétegsor összetétele. Itt Höltiltől és Deutsch-Schützenről Ny-ra a fekürétegsor alsó része csupa finomszemcsés üledékből (agyag, lignites agyag, iszap) áll. Homokréteg közbetelepülések csak a fekürétegsor magasabb szintjei-



42. ábra. Grafikon a lignittelepek üledékciklusairól

Függőleges rovatok: 1. lignit, 2. lignites agyag, 3. agyag, 4. agyagos homok, 5. homok, 6. kavicsos homok, 7. kavics

ben jelennek meg. Úgy látszik, hogy itt egy csendes vizű, iszapos öböl lehetett az alaphegységi szigetrögök partjainál.

A toronyi telepösszlet, valamint a fedő- és feküősszlet egyaránt a *felső-pannóniai*-ba tartoznak. Fáciesviszonyaikra jellemző, hogy egyes rétegekben oligohalin fajok (*Melanosia bouei*, *M. tihanyensis*, *Congerina neumayri* stb.), más rétegekben pedig édesvízi és

szárazföldi fajok (*Unio*, *Bithynia*, *Planorbarius*, *Valvata*, *Helix* stb.) dominálnak. A teljes faunának mintegy harmada gyengén sósvízi, másik harmada édesvízi, harmadik harmada pedig szárazföldi fajokból tevődik össze. Ez a terület elmocsarasodásának és időszakosan újra és újra szárazzá válásának oszcillációs mozgásaira utal. Megjegyzendő, hogy amíg a Dunántúl pannóniai képződményeiben ez az édesvízi–mocsári faunatársaság aránylag kevés helyen található (pl. Öcs), addig Dél-Burgenlandban általános ez a kifejlődés. Az osztrák szakirodalomban több helyről is leírták előfordulásait.

A *hegységszerkezet* igen egyszerű. A Dél-Burgenlandi-küszöbről a Pannóniai-medence belsejének az irányába, vagyis DK, ill. K felé enyhén lejt az egész pannóniai rétegsor. A lejtés szöge nyugatról kelet felé fokozatosan csökken. Az alaphegységgrögök közelében három-négy fok, Szombathelytől keletre pedig egy foknál is kevesebb, tehát gyakorlatilag vízszintes. A ma már felhagyott toronyi lignitbánya hajdani vágataiban megfigyelhetők voltak egymással párhuzamosan futó, ÉNy–DK, illetve NyÉNy–KDK csapású lapos réteghullámok is.

Régebben az volt a felfogás, hogy a Szombathely és Kőszeg környéki *patakhlózat* tektonikusan preformált vonalak mentén alakult ki (JASKÓ S. 1947). A kelet–nyugati irányban haladó völgyeknek ugyanis a déli oldaluk meredekebb, északi oldaluk viszont lankásabb. A sűrű hálózatban telepített kutatófúrások viszont azt mutatták ki, hogy a lignitlepek megszakítás nélkül követhetők végig a völgy mindkét oldalán. A rétegek csapásirányával párhuzamos völgyek aszimmetrikus felépítése valószínűleg rétegfekvéses, vagyis a völgyek talpában lágyabb, a meredek lejtőkön viszont keményebb anyagú kőzetrétegek emelkednek a felszínre.

9.3. A Mátra–bükkaljai lignitterület*

A Mátra–bükkaljai területen — kisebb-nagyobb megszakításokkal — közel száz év óta tart a bányakutatás és termelés. Számos helyen voltak aknák, tárók, külfejtésgödrök. Jelenleg is itt, Visontán működik Magyarország legnagyobb méretű, gépesített külfejtéses lignitbányája. Magyarország összes kőszénvagyonának közel egyharmada most is itt található.

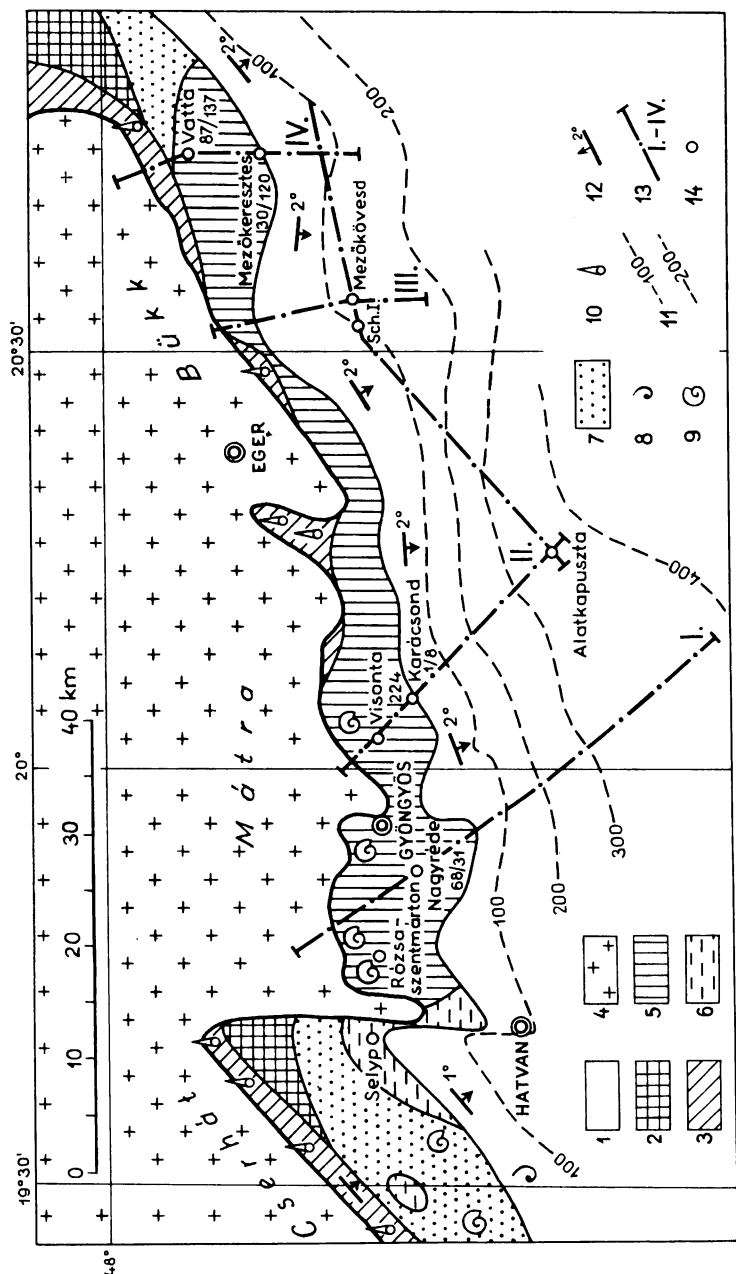
A Mátra–bükkaljai lignitvonulat felszíni előfordulását és déli irányba süllyedését térképvázlaton (43. ábra), valamint a 24. és 44a, b, c, d ábra szelvényrajzain mutatom be.

A Cserhát tövében a lignitösszlet Aszód–Erdőkürt vonalától kezdve mintegy 20 km hosszú és 10 km széles sávban követhető egészen a Zagyva völgyéig. A Zagyva völgyében egy É–D csapású vető mentén déli irányba eltolódott a vonulat folytatása. Ezután Lőrincitől kezdve közel 100 km hosszú és 5–10 km széles sávban húzódik tovább Gyöngyös, Feldebrő, Emőd irányában, egészen a Sajó völgyéig. A lignitvonulat nyugati végén Aszód-nál, valamint keleti végén a Sajó közelében egyaránt kivékonyodnak a telepek.

A *hegységszerkezet* szintén igen egyszerű: a telepösszlet általában 1–2°-ot zárva be a vízszintessel, lassan süllyed délkelet, illetve dél felé. A fedőrétegek ennek következtében fokozatosan megvastagodnak. Hatvan, Vámosgyörk, Kálkápolda és Mezőkövesd környékén még csak 100 m mélységben, ezzel szemben Jászberény, Jászárokszállás, Erdőtelek és

*A 33. ábra átnézetes térképén ezt a területet a 20–24. sorszámok jelölik. A rétegtani beosztás a 21. táblázaton látható, összehasonlítva a Bécsi-medence és Nyugat-Magyarország rétegsoraival

Heves környékén már 250–300 méternél nagyobb mélységben érték el az artézi kútúrások a telepősszlet felső határát. Jóval távolabb dél felé, a Mátra tövétől mintegy 50 km-re fekszik Jászládány, ahol a *Prosodacna vutskitsivel* jellemzett telepősszlet felső határa már 740 m mélységben van. A jászládányi fúrásig tehát kilométerenként átlag 15–20 métert süllyed a telepősszlet felső határa.



43. ábra. A pliocén rétegek felszíni elterjedése a Mátra- és Bükkalján

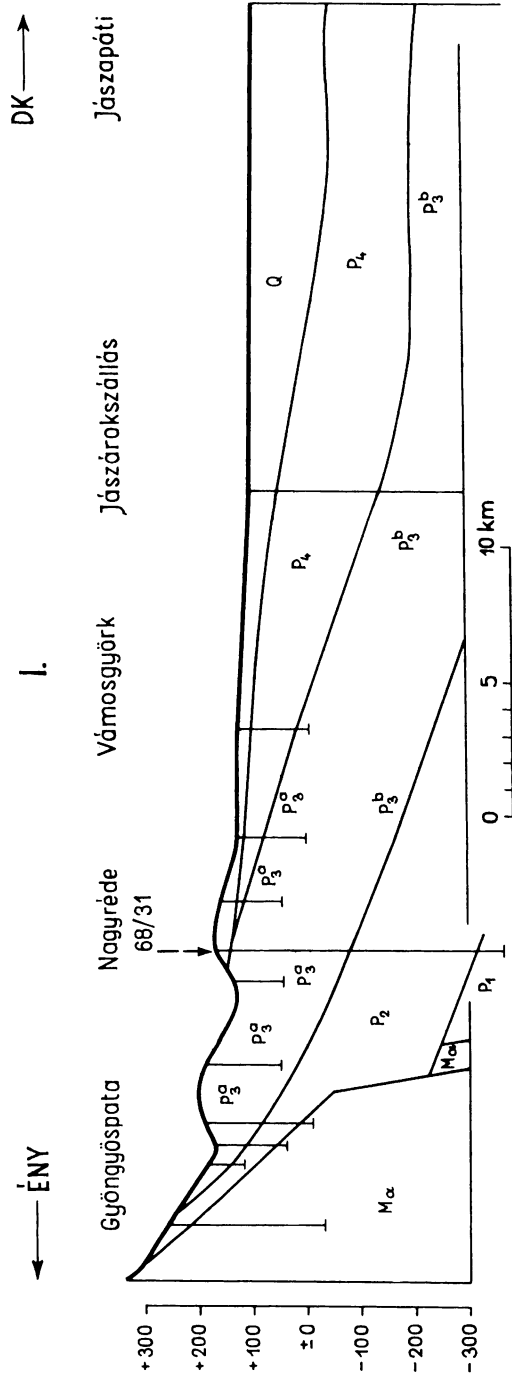
1. Nagydíószi és levantei rétegek (fedő rétegsor) 50 m-nél nagyobb vastagságban, 2. felső-pannoniai (meddő) fekértégek a felszínen, 3. alsó-pannoniai rétegek a felszínen, 4. pannóniai idősebb képződmények, 5. kutatófúrásokkal feltárt lignit telepősszletek (közvetlenül a felszínen vagy 50 m-nél vékonyabb fedőtakaró alatt), 6. indikációk alapján feltételezhető 1 m-nél vastagabb lignittelepek összlete közvetlenül a felszínen vagy max. 40 m fedőtakaró alatt, 7. indikációkból ítélve csupán 1 m-nél vékonyabb lignitrétegek összlete, 8. *Unio wetzleri* szintre jellemző fauna lelőhelye, 9. *Congerla balatonica* és *Prosodacna vutskitsi* szintre jellemző fauna lelőhelye, 10. *Congerla ornithopsis* és *Melanopsis impressa* szintre jellemző fauna lelőhelye, 11. a fedőrétegsor vastagságvonalai, 12. általános rétegdelés, 13. földtani szelvények vonalai, 14. az üledékképződési jellegzőbe (23. ábra) szerkesztéséhez felhasznált fúrások

A Mátra–bükkaljai lignit-vonulatot a sűrű hálózatban telepített lignitkutató fúrások csak a ± 0 szintig kutatták meg. Az ennél mélyebbre hatoló fúrások száma aránylag csekély.

Igen érdekes a *telepösszlet északi határvonalának követése* nyugatról kelet felé. A Cserhát tövében az egész neogén rétegsor délkelet felé dől és ezért – ahogy a dőléssel ellentétes irányban haladunk – mind idősebb és idősebb rétegek jelennek meg a felszínen. Ugyanez vonatkozik magára a telepösszletre is, amelynek vastagságát itt az szabja meg, hogy az erózió mennyit tarolt le belőle.

A Mátra hegység déli tövében a lignit telepösszlet az andezitperemig tart, vagy legfeljebb csak vékony feküösszlet kibúvás választja el a kettőt egymástól (44a. ábra).

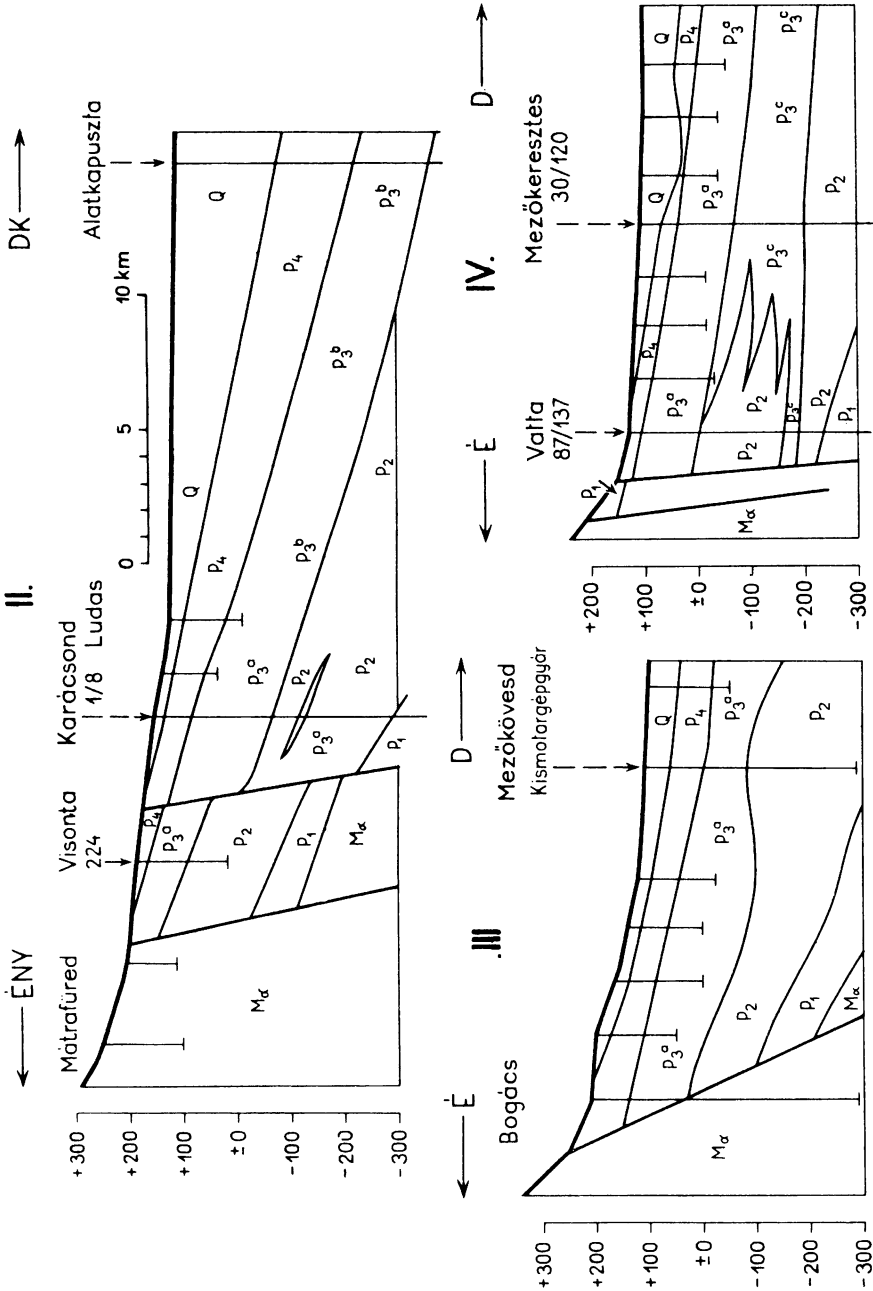
A Bükk hegység déli tövében a telepösszlet nem található a külszínen, s ezért itt nem is vékonyította meg az erózió. Úgy látszik, hogy a miocén eruptív tömeg itt egy meredek vetősorozat mentén emelkedik ki. A vetősorozat mentén történt lesüllyedés mértékét mutatja, hogy a Vatta 87/137 jelű fúrás, amely pedig alig 3 km-re mélyült le az eruptívum felszíni előfordulásának határától, egész 650 m mélységig hatolt le a szarmata és pannóniai üledékekbe anélkül, hogy a középső-miocén riolit- és riolitufa komplexust elérte volna (lásd 44c. ábra). Bükkaranyosnál, ahol a Bükk hegység pereme észak felé kanyarodik, a telep-



44a. ábra. Földtani szelvény a Mátra–bükkaljai lignitvidék keleti részéről (Jelmagyarázat a 44b, c, d ábrán)

összlet pedig változatlanul megtartja északkeleti csapásirányát, ismét megnő a távolság közöttük.

A Mátra–bükkaljai lignitvonulat nyugati határa Nyékládháza, Emőd és Gelej községek vonalában húzható meg. Ettől keletre a Sajó és Hernád folyók 50 méter vastagságot is



44b, c, d ábra. Földtani szelvények a Mátra–bükkaljai lignitvidékről

Q = negyedidőszaki, P₄ = felső-pliocén korú fedőüledékek, P₃^a = felső-pannóniai lignit telepösszlet fúrásokkal feltárva, produktív kifejlődésben, P₃^b = felső-pannóniai lignit telepösszlet még kevésbé megkutatva, P₃^c = felső-pannóniai telepösszlet csak vékony lignit- és lignites agyag rétegekkel, P₂ = felső-pannóniai fektüesség, P₁ = alsó-pannóniai, M_α = középső-miocén vulkánai kőzetek

elérő kavicschordalék törmelékkúpja borul a pannóniai rétegek fölé. Ez a talajvízben gazdag kavics lehetetlenné tenné külfejtés-gödrök mélyítését. Csak a Hernád folyótól keletre fekvő (kavicssal nem borított) terület jöhetne tekintetbe esetleges további lignitkutatás színhelyéül.

Az a tény, hogy a telepősszletben néhány, pár cm vékony riolittufa-csiktól eltekintve nincs vulkáni eredetű közettörmelék, arra mutat, hogy a *telepősszlet lerakódásának idején a Bükk hegység tömege még nem emelkedett ki magasra*, és így akkoriban még pannóniai üledékek fedték el azokat a részeket is, ahol ma a riolit és riolittufa van a felszínen. A Bükk hegység tömegének intenzív megemelkedése a pliocén–pleisztocén korhatáron történt, és az ezt követő intenzív erózió a peremi vetőtől északra levő területről nemcsak a pannóniai rétegeket tarolta le, hanem még a miocén vulkáni komplexus közettömegét is megtámadta. Erre utal, hogy Vatta és Mezőnagymihály környékén 60–80 méter vastag áthalmazott riolittufa- és horzsakőtörmelék pleisztocén korú takarója eróziós diszkordanciával települ a lignit telepősszletre.

A Mátra–Bükkalján a *telepősszlet vastagsága* igen változó, még akkor is, ha nem vesszük tekintetbe az erózió hatását. A Mezőkövesdi-boltozat tetején a telepősszlet kivékonyodik 30–40 méterre, majd a redőszárnyakon mindkét irányban 150–200 méter vastagságra nő (vö. 24. ábra). Ez kétségtől olyan színorogén szedimentációs jelenség, amilyenről az 5.2. fejezet részben már beszámoltam.

Számos példával bizonyíthatjuk, hogy a telepősszlet megvastagodása csak a padok számának szaporodását, de nem az egyes padok vastagság-növekedését jelenti. Tehát szó sincs arról, hogy ahol a teljes telepősszlet vastagsága duplájára megnő, ott az egyes lignitpadok is kétszer olyan vastagok lennének. Ellenkezőleg, nagyobb mélységekben általában vékonyabbak az egyes lignitrétegek, mint a felszín közelében. Ezt figyelhetjük meg a Mátra–Bükkalján az Alföld irányában haladva. Ezt a jelenséget, mint negatív tényezőt tekintetbe kell vennünk a reménybeli készletek becslésénél. A Mátra–bükkaljai telepősszlet talpmélysége és vastagsága közötti összefüggés szemléltetése céljából már előzőleg bemutatott grafikonon (23. ábra) látható, hogy a lignit telepősszlet vastagodásának mértéke nagy átlagban megfelel a teljes felső-pannóniai rétegösszlet vastagodása mértékének. A lignit telepősszlet tehát — a pannóniai üledéksor többi tagjához hasonlóan — fokozatos besüllyedés és feltöltődés révén keletkezett. Ez azonban csak a telepősszlet teljes egészére (telepek, valamint a közöttük levő meddőközvetek összessége) vonatkozik. Az egyes lignitpadok esetében nincs összefüggés a mélység és vastagság között. A lápnövényzet anyagának felhalmozódását főleg a helyi ösföldrajzi viszonyok szabályozzák és kevésbé függ az általános süllyedési tendenciától.

A Mátra–bükkaljai fedőösszlet, telepősszlet és feküösszlet között nincs sok különbség az azokat felépítő *meddőközvetek* fajtáinak megoszlásában. Mindössze annyi állapítható meg, hogy a feküösszletben helyenként ritkán vékony mészkőpadok is előfordulnak és hogy a homok mennyisége felfelé csökken: 42,7% a feküösszletben, 39,6% a telepősszletben és 21,8% a fedőösszletben. Az agyag százalékos aránya ezzel szemben lefelé csökken. Az agyagrétegek összvastagsága a fedőben 16,5, a telepősszletben 7,8, a feküösszletben pedig 3,6%-át teszi ki az illető összlet teljes vastagságának.

A *telepősszletnek mintegy 15%-a lignit és lignites agyag*. Az 1 méteren felüli lignitpadok átlagvastagsága 2,5 m, ami abból adódik, hogy még ha nem is vesszük tekintetbe a vékony lignitzsinórokat és csak az 1 m-nél vastagabb lignitpadok átlagát számítjuk, úgy ezek zöme is csak 1–3 m között van, kevés közöttük a 4–5 m vastagságú. Kivételnek számít a még ennél is vastagabb. A visontai külfejtés főtelepe (két vékony meddőközvettelepülést is hozzászámítva) 7,4 m vastag, meddőbetelepülések nélkül 6,9 m vastag.

Az egyes lignitpadok csak bizonyos távolságokra követhetők, mert gyakori a telepek szétseprűződése vagy kiékelődése. Ezért ütközik nehézségbe az egész Mátra–Bükkaljára egységesen alkalmazható telepszámozás kialakítása.

A telepösszlet ciklusos üledékképződés módját – mint jellegzetes példán – a mező-kövesdi Kismotorgyár artézi kútján mutatom be (42. ábra). Igen jól látható a rajzon, hogy a telepösszlet zömét kitevő homok és agyagos homok egyhangú vonalát hirtelen lépcsős átmenet nélkül törik meg a lignitlepek kiugrásai. Ez a körülmény tudniillik, hogy a telepeket itt nem kísérik vastag víz záró agyagrétegek, adja a fő különbséget a Mátra–bükkaljai és a toronyi területek között.

A *meghatározott kővületek alapján* az itteni pannóniai üledéksor – alulról felfelé haladva – a mio-mezohalinból az oligohalinon át az édesvízi (tavi–folyóvízi) – jellegűbe megy át. Ez azonban csak nagy általánosságban van így, mert a terület medenceperem jellege miatt horizontális irányú fáciesátmenetek is kapcsolódnak egymáshoz. Az egyes lignitpadok között – az oszcillációs jellegnek megfelelően – a meddőrétegek fáciese többször ismétlődően megváltozhat. Ezek a körülmények megnehezítik a különböző helyekről előkerült faunaegyüttesek korrelációját.

Az innen előkerült fajok nagy része (*Prosodacna vutskitsi*, *Dreissena serbica*, *Congeria balatonica* stb.) másutt is gyakori a Pannóniai-medencében. Sajnos azonban mostanáig nem sikerült finom rétegtani szintezést és az egyes lignitlep-padok azonosítását elősegítő olyan „vezérekvületeket” kimutatni, amelyek tömeges előfordulása valamely adott rétegtani szintben nagyobb távolságokon át végig követhető volna. Ezért célszerűbb mindig a faunaegyüttesek egészét tekintetbe venni a rétegsor egyes tagozatainak megállapításához.

9.4. A Közép-dunai-medencerendszer pliocén lignitlepeinek általános teleptani jellege

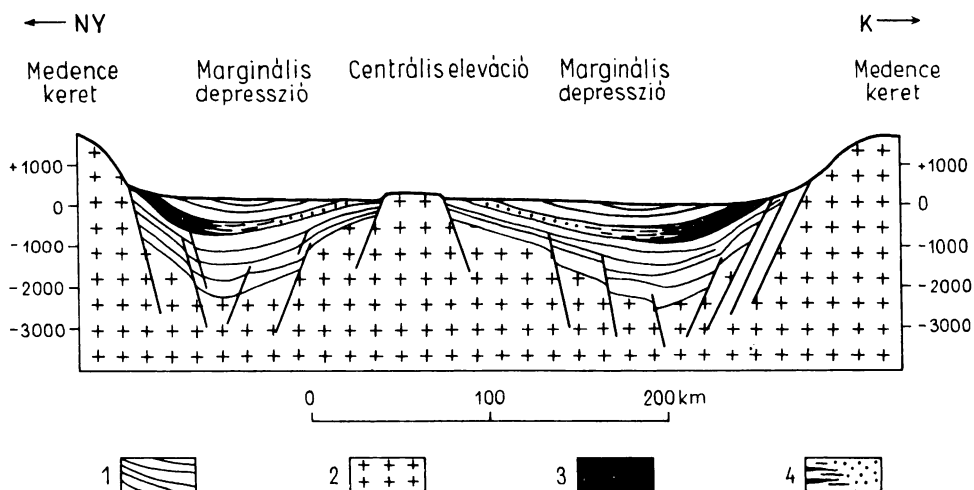
Az eddigiekben bemutatam két nagy kiterjedésű medenceszegélyi vonulat felépítését (Nyugat-Magyarország, Délkelet-Ausztria, továbbá Mátra–Bükkalja). Nem vehetjük sorra hasonló részletességgel a Közép-dunai medencerendszer valamennyi többi előfordulását is. A bemutatott példák elegendők az általános teleptani jellegzetességek felismeréséhez.

Az előzőek lényegét röviden összefoglalva, a következőket mondhatjuk el a felső-pannóniai *Prosodacna vutskitsi* és *Congeria balatonica* szintben kifejlődött lignitösszletről.

Keletkezésének időpontja mindenütt a medence feltöltődésének azt a szakaszát jelöli, amikor a vízzel elboríttatás fokozatosan megszűnik de a durva kavicsot szállító későbbi folyóhálózat egyelőre még nem alakult ki.

Bár az egyes lignitpadok általában nem követhetők 8–10 km-nél nagyobb távolságra szétseprűződéseik és kiékelődéseik miatt, de *maga a telepösszlet litosztratigráfiai tekintetben szintjelző, igen elterjedt kőzetformáció*. Kétségtelen, hogy ennek a területnek jó része jelenleg nem alkalmas sem mélyművelésre, sem külszíni bányák telepítésére. Mint azonban már az előzőekben rámutattam, a reménybeli területek egy része még nincs fúrásokkal kellően megkutatva.

Ha nagy vonalakban tekintjük a felső-pannóniai lignites kőzetformáció elterjedését, úgy az előzőkből kitűnik, hogy a Közép-dunai-medencében a lignitképződés fő színhelye az ún. marginális depresszió külső szélére esik, mindenütt az Alpok, Dinaridák és Kárpátok belső szegélyét kísérve. A legnagyobb előfordulások mind a medence szélére esnek: délen Kosztolac, Kolubara, Nova Gradiska; nyugaton Torony; északon Ecséd, Visonta, Bükkábrány, Komjáti; a keleti peremen Derdzsida és Bodonos. A depressziók közepe felé haladva a telepösszlet a mélybe süllyed, vastag fedőtakaró borítja el. Közben az egyes lignitpadok kivékonyodnak, szétseprűződnek. Az úgynevezett centrális eleváció szegélyén ismét sorra kiemelkednek a neogén rétegek, de itt már általában csak vékony lignitzsinórok és szenes mocsári agyagok jelzik a telepés összletnek megfelelő rétegtani szintet. Ezt szemlélteti a 45. ábra erősen leegyszerűsített és túlmagasított szelvényvázlata. Nyugaton



45. ábra. Leegyszerűsített és erősen túlmagasított szelvényvázlat az Alpoktól a Bihar hegységig

1. Negyedidőszaki és neogén üledékek, 2. mezozoós–paleozoós medencealjazat, 3. felső-pannóniai lignit telepösszlet produktív kifejlődésben, 4. felső-pannóniai lignit telepösszlet improduktív folytatása

a medencekeret, vagyis az Alpok szegélyén található a nyugat-dunántúli lignitvonulat. A nyugati marginális depresszió (Kisalföld) közepe felé a mélybe süllyednek a rétegek. A centrális eleváció (Mecsek, Bakony, Vértes) peremén körös-körül általában hiányzik vagy csak nyomokban van meg a lignitösszlet. A keleti marginális depresszió (Nagyalföld) közepén ismét mélybe süllyednek a rétegek. A keleti medenceszegélyen, a Bihar hegység tövében (Derdzsida, Bodonoson, Alsóhájón) ismét a produktív telepösszlet bukkan a felszínre.

Ebben a vonatkozásban érdekes megegyezés tapasztalható a Dáciai-medencével. Ez utóbbi helyen is a Kárpátok tövében, vagyis ott, ahol a neogén üledéksor a legvastagabb, keletkeztek a lignittelepek. A Dáciai-medence délkeleti szegélye mentén, ahol a Moesiaiplató szélén fokozatosan kivékonyodik a neogén rétegsor, lignitek nem képződtek. A produktív és improduktív kifejlődésű részek ilyen módon való elhelyezkedése azzal magyarázható, hogy a marginális depressziók külső felében végbemenő süllyedő mozgás és az üledékek ritmusosan meg-megújuló egymásra halmozódása lehetővé tette a lignit keletkezé-

sét és megmaradását. Ezzel szemben a centrális eleváció peremrészein olyan csekély mértékű oszcillációs mozgások voltak, amelyek nem kedveztek a lignitképződésnek. De közrejátszhatott talán még az is, hogy a külső medencekeretet alkotó magasabb hegyvonulatokban csapadékosabb éghajlat uralkodott, mai dúsabb növényi vegetációt hozott létre.

10. IRODALOM

(Kéziratok *-gal jelölve)

Rövidítések

- A. A. P. G. B. = Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists (Tulsa)
A. G. = Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae (Budapest)
A. G. H. = Annales Géologiques des Pays Helleniques (Athenes)
A. I. G. = Anuarul Institutului Geologic (București)
B. = Braunkohle (Düsseldorf)
B. L. = Bányászati és Kohászati Lapok i. e. Bányászati Lapok (Budapest)
É. J. = Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése i. e. Relationes Annuae
Institutii Geologicae Publicae Hungaricae (Budapest)
F. I. É. K. = Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve i. e. Annales Institutii Geolo-
gicae Publicae Hungaricae (Budapest)
F. K. = Földtani Közlöny (Budapest)
F. Kut. = Földtani Kutatás (Budapest)
G. G. = Geološki Glasnik (Sarajevo)
G. P. = Geologické Práce (Bratislava)
G. R. = Geologische Rundschau (Leipzig)
G. S. A. B. = Bulletin of the Geological Society of America (New York)
I. R. = Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project (Washington)
J. G. B. = Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt (Wien)
M. G. G. W. = Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien (Wien)
M. T. A. O. K. = Magyar Tudományos Akadémia X. Föld- és Bányászati Tudományok
Osztályának Közleményei; 1972-től: Geonómia és Bányászat (Budapest)
V. = Vesnik, Zavod za Geoloska i Geofizicka Instrazivanja. Serija A. (Geolo-
gija) (Beograd)
V. G. B. = Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt (Wien)
Z. D. G. G. = Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft (Berlin, Hannover)
Z. G. = Zbornik Geologických Vied. Západné Karpaty (Bratislava)

* * *

ADAM Z.—DLABAČ M. 1969: Vysvětlivky k mapám mocnosti a litofaciálního vývoje Podunajské nížiny. — Z. G. 11.: 156–172.

ADAM Z.—DLABAČ M.—JURKOVÁ A.—MORKOVSKÝ M. 1969: Vysvětlivky k mapám mocnosti karpatské celni hlubiny. — Z. G. 11.: 117–128.

- AGABEKOV M. G. 1963: Geologicseszkoe sztroenie neftjanüh mesztorozsdenij Azerbajdzsana. — Baku.: 1–273.
- AHORNER L. 1966: Erdbeben und jüngste Tektonik im Braunkohlenrevier der Niederrheinischen Bucht. — Z. D. G. G. 118.: 150–160.
- AHRENS H.—LOTSCH D.—TZSCHOPPE E. 1968: Gesetzmässigkeiten der Braunkohlenbildung in der „Jüngerer Braunkohlenformation“ der Deutschen Demokratischen Republik. — Internat. Geol. Congress, Report of the Twenty-third Session, Czechoslovakia. Proceedings of Sect. 11. Origin of Coal Deposits: 9–23.
- ALAVI M. 1972: Étude géologique de la région de Djam. — Report of the Geol. Surv. of Iran. 23.: 1–288.
- ALFÖLDI L. 1963: A Városlőd környéki meszes konglomerátum-összlet rétegtani kérdései. — É. J. 1960-ról: 21–33.
- ALIZADE K. A.—ASZADULAEV E. M. 1972: Miocen i pliocen. — Geologija SzSszR. 47.: Azerbajdzsanzskaja SzSszR. (Moszkva): 151–195.
- ALLEN J. R. L. 1970: Physical processes of sedimentation. — London.
- ANDERSON H. 1959: Entwicklung und Altersstellung des jüngeren Tertiärs im Nordseebecken. — M. G. G. 52.: 19–26.
- ANDREÁNSZKY G. 1954: Ősnövénytán. — Budapest.
- ANIĆ D. 1951–53: Starost naslaga sa smedim ugljenom u Bosni, Hercegovini i Dalmaciji. — Geološki Vjesnik, Zagreb. 5–7.: 73–110.
- 1958: Karakter flora i klime tercijsara na području FNRJ. — Geološki Vjesnik, Zagreb. 12.: 191–204.
- AREN B. 1959: Outline of the pliocene facies in Poland. — Warszawa.
- ASLANER M. 1966: Die Braunkohlen von Tozlaki-Poyrali. — Bull. Min. Research and Explor. Inst. of Turkey. 66.: 129–146.
- ASZSZOVSKIJ A. N. 1949: Mineral'nye reszurszű Irana i Afganisztana. — Moszkva. 1–98.
- Atlasz litologo paleograficseszkű kart SzSszR. — 1966. 4.: 1–55.
- AUBOUIN J. 1965: Geosynclines. — Amsterdam.
- 1977: Méditerranée orientale et Méditerranée occidentale: esquisse d'une comparaison du cadre alpin. — Bull. Soc. Geol. de France. 7^e sér. 19. (3): 421–435.
- BALLESIO R. 1971: Le Pliocène rhodanien. — Document Lab. Géol. Univ. Lyon. Le Néogène rhodanien. Vol. I.: 201–239.
- BALOGH K. 1949: A Bódva és Sajó közötti barnaköszénterület földtani viszonyai. — F. K. 79. (5–8): 270–282.
- 1971: Közetszerkezet és üledékfacies. (In Az üledékes petrológia újabb eredményei. Szegedi Konferencia, 1971) — Budapest.
- BALOGH K.—BERECZ I.—BOHÁTKA S. 1977: Argonkivonó és gáztisztító berendezés K–AR kor-meghatározáshoz. — F. K. 107. (2): 208–214.
- BANDY O. 1968: Cycles in neogène paleoceanography and eustatic changes. — Paleogeography. (Spec. Issue) 5. (1): 63–75.
- BARNABÁS K.—STRAUSZ L. 1947: A Délnyugat-dunántúli pannonikum. — Budapest.
- BARRELL J. 1917: Rhythms and the measurements of geologic time. — G. S. A. B. 28.: 745–904.
- BARTHA F. 1959: Finomrétegtani vizsgálatok a Balaton-környéki felső-pannon képződményeken. — F. I. É. K. 48. (1): 1–239.
- 1971: A magyarországi pannon biosztratigráfiai vizsgálata (In A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai. Szerk.: GÓCZÁN F.—BENKŐ J.) — Budapest.: 9–172.
- BARTKÓ L. 1961: Az észak-magyarországi barnaköszéntepek kora. — F. K. 91. (2): 143–146.
- BARTKÓ L.—HEGEDŰS GY.—KÓKAY J. 1966: A köszén. (In JANTSKY B. szerk.: Ásványtelepeink földtana.) — Budapest.: 49–87.

- BÁLDI T. 1968: Az európai neogén emeletek helyzetéről. — F. K. 98. (2): 285–289.
- 1971a: A magyarországi alsó-miocén. — F. K. 101. (2–3): 85–90.
 - 1971b: A rétegtani osztályozás és nevezéktan elvei. — Őslénytani viták. 17.: 23–54.
 - 1973: Molluscafauna of the Hungarian Upper Oligocene (Egerien). — Budapest.
 - 1978: A történeti földtan alapjai. — Budapest.
- BÁLDI T.—SENEŠ J. 1975: OM Egerien. Chronostratigraphie und Neostratotypen. — Bratislava. 5.: 1–577.
- BECKER-PLATEN J. D. 1970: Lithostratigraphische Untersuchungen im Känozoikum Südwest-Anatoliens. — Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, Hannover. 97.: 1–243.
- BECKER-PLATEN J. D.—BENDA L.—STEFFENS P. 1977: Litho- und biostratigraphische Deutung radiometrischer Altersbestimmungen aus dem Jungtertiär der Türkei. — Geologisches Jahrbuch. Reihe B. 25.: 139–167.
- BEHRMANN R. 1936: Die Faltenbögen des Appenins und ihre paleogeographische Entwicklung. — Abhandl. Ges. Wiss. zu Göttingen, Math.—Phys. Klasse III. Berlin 15.: 1–125.
- BELLEN R. 1959: Iraq. — Lexique Stratigr. Internat. Paris. 3. (10a): 1–333.
- BELOUSZOV V. V. 1937: Izucszenie moscsnoszti otlozsenij kak metod geotektoniceszkogo analiza. — Problemü szovjetszkoj geologii. 2.: 121–141.
- 1954: Osznovnue voproszú geotektoniki. — Moszkva.
- BELOUSSOW W. W. 1958: Einige allgemeine Fragen der Tektonik an der Nahtstelle zwischen Krim und Kaukasus. — Geologie. 7. (3–6): 361–382.
- BELOUSSOV V. V. 1962: Basic Problems in Geotectonics. — New York.
- BENDA L.—MEULENKAMP J. E. 1972: Discussion on biostratigraphic correlations in the Eastern Mediterranean Neogene. — Z. D. G. G. 123. (2): 559–564.
- BENDA L.—SICKENBERG O. 1975: Beiträge zur klimatischen Entwicklung des jüngeren Känozoikums im östlichen Mittelmeer-Gebiet. — Proc. of the VIth Congr. Regional Comm. on Medit. Neogene Strat. Bratislava.: 379–383.
- BENDEFY L. 1947: Összefoglaló jelentés az 1946. évi só- és sósvíz-kutató munkálatokról. — Jel. a Jöv. Mélykut. 1946. évi munk.: 5–15. Budapest.
- 1948: Összefoglaló jelentés az 1947/48. évi munkálatokról. — Jel. a Jöv. Mélykut. 1947/48. évi munk.: 342–350. Budapest.
- BENDER F. 1968: Geologie von Jordanien. — Berlin.
- BENNISON G. M.—WRIGHT A. E. 1972: The geological history of the British Isles. — London.
- BENSON R.—RUGGIERI G. 1974: The end of the Miocene. A time of crisis in Tethys-mediterranean history. — Ann. of the Geol. Survey of Egypt. 4.: 237–249.
- BERGER W. 1953: Flora und Klima in Jungtertiär des Wiener Beckens. — Z. D. G. G. 105. (1): 228–233.
- BERGGREN W. A. 1971: Neogene chronostratigraphy, planctonic foraminiferal zonation and the radiometric time scale. — F. K. 101. (2–3): 162–169.
- BERGGREN W. A.—VAN COUVERING J. A. 1974: The late Neogene. — Palaeogeography. 16. (1–2): 1–216.
- BERING D. 1971: Lithostratigraphie, tektonische Entwicklung und Seengeschichte der-neogenen und quartären intramontanen Becken der Pisidischen Seenregion (Südanatolien). — Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, Hannover. 101.
- BICOKU T.—CILI P.—DEDE S.—PAPA S.—SHEHU R. 1974: Geological structure of the Albanides. — Tectonics of the Carpathian—Balkan Regions. Bratislava.: 365–389.
- BIELA A. 1978: Hluboké vrty v zakrytych oblastiach vnutornych západnych Kárpát. — Regionálna Geológia Západnych Kárpát. 10.: 1–224; 11.: 1–225.

- BIJU-DUVAL B.—LETOUZEY J.—MONTADERT L.—COURRIER P.—MUGNIOT J. F.—SANCHO J. 1974: Geology of the Mediterranean Sea Basins. — The Geology of Continental Margins, New York.: 695–721.
- BIJU-DUVAL B.—MONTADERT L. 1976: Introduction to the structural history of the Mediterranean Basins. — Internat. Symp. on the Struct. History of the Medit. Basins, Split (1976): 1–12.
- BIRKENMAJER K. 1974: Carpathian Mountains. — Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts. The Geol. Soc. London Spec. Publ. 4.: 127–157.
- BISCHOFF G.—GOCHT W. 1970: Das Energiehandbuch. — Braunschweig.
- BISHOP W. F. 1975: Geology of Tunisia and adjacent parts of Algeria and Libya. — A. A. P. G. B. 59. (3): 413–450.
- BLUDOROV A.—KIRSZANOV N.—DISZTANOV U.—TUZOVA L. 1956: Treticsnue ugljenosnue otlozsenija central'nüh i juzsnüh rajonov Baskiri — AN SzSzSZR, Kazanszkij Filial, vüpuszk 3.: 1–139. Moszkva.
- BOBOEDOVA A. A. 1968: Kusztajszkaja szvita turgajnszkogo progiba i ee szoposztavlenie sz vite-kejkimi szlojami priisimija. (Neogenovüe i csetverticsnue otlozsenija Zapadnoj Szibiri.) — Moszkva.
- BOCCALETTI M.—HORVÁTH E.—LODDO M.—STEGENA L. 1976: The Thyrrenian and Pannonian basins: a comparison of two Mediterranean interarc basins. — Tectonophysics. 35.: 45–69.
- BODA J. 1959: A magyarországi szarmata emelet és gerinctelen faunája. — F. I. É. K. 47. (3): 569–766.
- BODZAY I. 1968: Magyarország délnyugati részén kifejlődött miocén képződmények rétegtani és ősföldrajzi vázlata a szénhidrogénkutató mélyfúrások alapján. — F. K. 98. (1): 76–90.
- BOENIGK W. et al. 1977: Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben (Vogelsberg). — Geol. Abhandl. Hessen. 75.: 1–80.
- BOJADZSIEV B. 1962: Otkritite rudnici pri iztocsnomariski ligniten baszejn. — Elektroenergija. Szofija.: 3–7.
- BOGACEV V. V. 1961: Materialü k isztorii presznovodnoj faunü Evrazii. — AN Ukrainszkoy SzSzR. Kiev.: 1–403.
- BOGÁRDI J. 1971: Vízfolyások hordalékszállításai. — Budapest.
- BOKČIĆ P. 1963: Prilog poznavanju neogenih ugljunosnih sedimenta Radevskog basena. — V. 21.: 91–102.
- BONCSEV E. 1960: Geologija na Bölgarija. Csaasz' II. Neozoj. — Szofija.: 1–162.
- BORSETTI M. A. et al. 1975–76: Paleogeografia del Messiniano nei baccini periadriatici dell'Italia settentrionale e centrale. — Giornale di Geologia, Ser. 2^e. 40. (1): 21–72.
- BOŠKOV N.—ŠTAJNER Z.—CIGÜT K. 1970: Geološki prikaz naftnih i plinskih ležišta SW dileja Panonske potoline na području Hrvatske i Slovenije. — Nafta. 21.: 497–501.
- BOŠKOV N.—ŠTAJNER Z.—PLENICAR M.—RESEĆ T.—RIJAVEĆ L. 1968: Stratigraphical units of the southern part of Pannonian Basin in the territory of Jugoslavia. — Bull. Sci. Sect. A. Beograd. 13. (3–4): 72–74.
- BÖHM-BEM B. 1943: A Déllengyelországi miocén. — Beszámoló a Földt. Int. Vitaüléseiről. 5. (1): 5–29.
- BRINKMANN R. 1976: Geology of Turkey. — Amsterdam.
- BRODŇAN M.—DOBRA E.—POLÁŠEK S.—PROKŠOVÁ D.—RAČICKY M.—SLÁVIK J.—SYKOROVÁ V. 1959: Geologia Podvihorlatskej uholnej panvy, oblasť Hnojné. — G. P. 52.: 3–69.
- BRÖNKIN K. 1962: Vörhu tektonika ta za zapadnomariskija baszejn. — Szpiszanie na Bölgarszkoto Geol. Druzsesztvo. 23.: 66–70.
- BROUVER A. 1963: Cainozoic history of the Netherlands. — Verh. von het Kon. Nederlands Geol. Mijnbouw Genootschap, Geol. Ser. 21.: 117–148.

- BUBNOFF S. 1947: Rhythmen, Zyklen und Zeitrechnung in der Geologie. — G. R. 35. (1): 6–22.
- 1950: Die Geschwindigkeit der Sedimentbildung und ihr endogener Antrieb. — Abhandl. zur Geotektonik. 2.: 1–33.
 - 1956: Einführung in die Erdgeschichte. — Berlin. 222–622.
- BUDAY T. 1961: Nafta a plyn v československých Karpatech. — Praha.
- BUDAY T. et al. 1959: Die Entwicklung des Neogens der tschechoslowakischen Karpaten. — M. G. G. W. 52.: 27–47.
- BULLA B. 1968: Válogatott természeti földrajzi tanulmányok. — Budapest.
- BULJESVILI D. A.,—CSELIBZE G. F. 1964: Miocen—pliocen. — Geologija SzSzSzR. 10. Gruzija. (1): 238–331.
- BURGE N. K.,—NEGADEAEV K. N.,—NIKONOV 1967: Paleontologija i poleznue iskopaemue Moldavii. — Kisinev. 1–86.
- BUROLLET P.,—SAID A.,—TROUVE P. 1978: Slim holes drilled on the Algerian shelf. — I. R. 42. (2): 1181–1183.
- BUROV V. SZ. 1958: Uszlovija obrazovanija oszadkov szarmata i pannona v zakarpatzskom neogenom progibe. — L'vov.
- BUROV V. S.,—GLUSKO V. V.,—DOLENKO G. N. 1974: Foredeep of the East Carpathians. — Tectonics of the Carpathian—Balkan Regions. — Bratislava. 217–219.
- BÜCHI U. P. 1959: Zur Stratigraphie der oberen Süßwassermolasse (OSM) der Ostschweiz. — Eclogae Geologicae Helveticae. 52. (2): 449–460.
- BÜCHI U. P.,—SCHLANKE S. 1977: Zur Paleogeographie der schweizerischen Molasse. — Erdöl Erdgas Zeitschrift. 93. Sonderheft: 57–69.
- BYSTRICKÁ H.,—ČECH F. 1958: Poznámky k stratigrafii Podvihorlatskej lignitovej panvy. — G. P. Zprávy 14.: 124–128.
- CASTALDO G.,—STAMPANONI G. 1975: Memoria illustrativa della carta mineraria d'Italia. — Mém. Descrittive della Carta Geol. d'Italia. 14.: 1–213.
- CASTON V. N. D. 1977: A new isopachite map of the Quaternary of the North Sea. — Inst. Geol. Sci. Report. 77. (11): 3–8.
- CEJSZLER V. M. 1973: Szvjaz' molaszszovüh formacij i orogennüh szstruktur. — Geotektonika. 1.: 3–17.
- ČECH F. 1980: Relation of Coal Deposits of the West Carpathians. — Geologický Zborník. Geol. Carpat. 31.: 295–305.
- CELET P. 1962: Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona. — A. G. H. 1. 13.: 1–146.
- CHITIMUS V. et al. 1965–66: Asupra virstei unor eruptioni din bazinul minier Baja Mare. — Dari de Seama. 53. (1): 315–327.
- CICHA I. 1970a: Bemerkungen zur Problematik der stratigraphischen Gliederung des Jungtertiärs. — Mitt. der Bayerischen Staatssammlung für Palaont. und Histor. Geologie. 10.: 397–406.
- 1970b: Stratigraphical problems of the Miocens in Europe. — Rozprawy Ustredniho Ustavu Geologického. Praha. 35.: 1–134.
- CICHA I.,—SENEŠ J. 1971: Probleme der Beziehung zwischen Bio- und Chronostratigraphie des jüngeren Tertiärs. — Geologický Zborník. Geol. Carpat. 22. (2): 209–228.
- CICHA I.,—SENEŠ J. 1974: The present state of the biozonal divisions of the Central Paratethys. — Carpathian—Balkan Geol. Ass. Proc. of the Xth Congr. Bratislava, 1973. Sect. I.: 53–58.
- CICHA I.,—SCHMIDT-THOMÉ P.,—JANOSCHEK R.,—PREY S. 1968: Problems of flysch and molasse complexes. — Internat. Geol. Congr. XXIII, Session Prague. Guide to excursion 26. AC.: 1–56.
- CIOFLICA G. et al. 1973: Alpine volcanism and metallogenesis in the Apuseni Mountains. — Symp. Volcanism and Metallogenesis, Bucharest, 1973. Guidebook Ser. 13.

- CITA M. B. 1972: Il significato della transgressione pliocenica alla luce delle nuove scoperte nel Mediterraneo. — *Rivista Ital. di Paleont. e Strat.* 78. (3): 527–580.
- CITA M. B.—COLOMBO L. 1979: Sedimentation in the latest Messinian a Capo Rosello. — *Sedimentology*. 26.: 497–522.
- CITA M. B.—KIDD R.—RYAN W. B. 1978: Sedimentation rates in Neogene deep-sea sediments from the Mediterranean. — *I. R.* 42. (1): 991–1002.
- CITA M. B.—RYAN B. F. et al. 1972: The Quaternary record in the Tyrrhenian and Ionian Basins of the Mediterranean Sea. — *Inst. Geol. e Paleont. dell'Univ. di Milano. Nuova Ser.* 161.: 1263–1339.
- CITA M. B.—STRADNER H.—CIARAFFI N. 1973: Biostratigraphical investigations on the Messinian stratotypes and on the overlying „Trubi” Formation. — *Rivista Ital. di Paleont. e Strat.* 79. (3): 393–422.
- CIUK E. 1958: Die Braunkohlenlagerstätten in Polen und die Aussichten ihrer Erkundung. — *Zeitschrift für Angewandte Geologie*. 4.: 276–282.
- 1968: Types of brown coal deposits within coalbearing formation of continental Tertiary in Poland. — *Internat. Geol. Congress, Report of the Twenty-third Session. Czechoslovakia, Proceedings of Sect. 11. Origin of Coal Deposits*: 119–134.
 - 1970: Schematy litostratigraficzne trzeciorzędu Nizy Polskiego. — *Kwartalnik Geologiczny*. 14.: 754–771.
- CIUPAGEA D.—PAUCĂ M.—ICHIM TR. 1970: Geologia depresiunii Transilvaniei. — București.
- CLARKE R. 1973: Cainozoic subsidence in the North-Sea. — *Earth and Planetary Science Letters*. 18.: 329–332.
- CLICHICI O. 1973: Stratigrafia neogenului din estul Bazinului Șimleu. — București.
- COLALONGO M. L. et al. 1976: Paleoenvironmental study of the „Colombacci” formation in Romagna. — *Mem. Soc. Geol. Ital.* 16.: 197–216.
- CRAVATTE J.—DUFAURE PH.—PRIM M.—ROUAIX S. 1974: Les sondages du golfe du Lion. — *Compagnie Française des Pétroles Notes et Mémoires*, 11.: 209–274. Besançon.
- CŠERNŮSEVA Z. 1962: Razvitie rel'efa szrednego Závols'ja v verhnepliocenovoe vremja. — *Voprosy palogeografii i geomorfologii baszszejnov Volgi is Urala*. Moskva. 47–98.
- CSILLING L. 1963: A perspektivikus lignitkutatás fő kérdései a Mátra- és Bükkalján. — *F. Kut.* 6. (4): 20–24.
- DANK V. 1959: Melyszerkezeti kutatások geológiai eredményei és gazdasági kilátásai a budafapusztai boltozaton. — *B. L.* 92. (8): 541–554.
- 1962: A Dél-Zalai-medence mélyföldtani vázlata. — *F. K.* 92. (2): 150–159.
 - 1963: A délföldi neogén medencék rétegtani viszonyai és kapcsolatuk a délbaranyai és jugoszláviai területekhez. — *F. K.* 93. (3): 304–324.
- DANK V.—FÜLÖP J. 1968: Magyarország paleozóos és mezozóos képződményeinek fedetlen földtani térképe. 1:500 000. — Budapest.
- DANOV A. V. 1957: Neogen. — *Geologija SzSzsZr* 22.: *Turkmenskaja SzSzsZr (Moszkva)*: 247–304.
- DEMARCO G. 1962: Étude stratigraphique du miocene Rhodanien. — *Thésés présentes a la Faculté des Sciences de l'Université de Paris. Sér. A. No 3872*. 1.: 1–190; 2.: 191–425.
- DERIN B.—REISS Z. 1973: Revision of marine Neogene stratigraphy in Israel. — *Israel Journal of Earth-Sciences*. 22.: 199–210.
- DEVOTO G. 1969: Alcune considerazioni sul Miocene terminale Lazzie-abruzzese. — *Atti della Accademia Gioenia. CXLV. Ser. Settima. Vol. I*.
- DIDKOVSZKIJ V.—KULICSENKO V.—MOLJAVKO G.—SZEMENENKO V. 1970: Sztratigraficseskaja szhema neogena ukrainszkogo scsita. — *Geologicseskij Zsurnal*. 30. (6): 21–29.
- DIDKOVSZKIJ V. JA.—KULICSENKO V. G. 1975: Sztratigrafija URSZr. Neogén. — *Kiev*. 10.: 1–269.

- DOEBEL T. 1967: The Tertiary and Pleistocene sediments of the northern and central part of the Upper Rhinegraben. — *Abh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg*. 6.: 48–54.
- DOLENKO G. N.—JAROS I. B.—HOMENKO V. I.—ULIZLO B. M. 1969: Zakonomirnoszti naftogazonosznoszti predkarpatszkogo progivib. — Kiev.
- DOLEZALEK B. 1969: Beziehungen zwischen Sedimentation und Tektonik im Deckgebirge der Ville. — *Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen*. 16.: 103–110.
- DOLIĆ D. 1964–65: Ugljonost pannona u okoli Mladenovca. — *V. 22–23.*: 181–187.
- DORN P. 1951: *Geologie von Mitteleuropa*. — Stuttgart.
- DROOGER C. W. 1975: The Late Miocene Mediterranean. — *Progress in Geodynamics. Proc. of the Nat. Symp. on Geodynamics, Amsterdam.*: 119–125.
- DUBAY L. 1962: Az Észak-Zalai-medence fejlődéstörténete a kőolajkutatók tükrében. — *F. K. 92.*: (1): 15–39.
- DUFF P.—HALLAM A.—WALTON E. K. 1967: *Cyclic sedimentation*. — London—New York.
- DYJOR S. 1970: Seria poznańska w Polsce zachodniej. — *Kwartalnik Geologiczny*. 14. (4): 819–835.
- EARDLEY J.—WHITE M. 1947: Flysch and molasse. — *G. S. A. B.* 58. (2): 979–990.
- EDEL'STEJN O. JA. 1958: Burovugil'ni pokladi v neogenovih vidkladah moldavszkoj RSzR ta odesz'koj oblaszti URSzR. — *Kiev. Geologicsnij Zsurnal*. 18. (6): 95–99.
- EL-HEINY 1979: Paleogeography of Neogene deposits in Egypt. — *A. G. H. Hors. sér. 1.*: 383–390.
- FALCON N. L. 1974: Southern Iran Zagros Mountains. — *The Geol. Soc., London, Spec. Pub. 4. Mesozoic—Cenozoic Orogenic Belts*: 199–211.
- FALINI F. 1965: On the Formation of Coal Deposits of Lacustrine Origin. — *G. S. A. B.* 76.: 1317–1346.
- FISCHER A. 1969: Geological time-distance rates: the Bubnoff unit. — *G. S. A. B.* 80.: 549–552.
- FLINT R. F. 1971: *Glacial and quaternary geology*. — New York—London.
- FLÜGEL W. H. 1975: Das Neogen der Grazer Bucht. — *Mitt. des Naturwiss. Vereines für Steiermark*. 105.: 71–77.
- FORGÁČ J.—PULEC M. 1978: Vývoj vulkanosedimentárneho a vulkanogénneho komplexu v centrálnej časti strednoslovenských neovulkanitov. — *Západné Karpaty. Ser. Geol. 3.*: 81–101.
- FREYBERG B. 1951: *Geologie und Lagerstättenkunde des Braunkohlenreviers von Serrae*. — *A. G. H. 3.*: 87–154.
- FRIEDENSBURG F. 1965: *Die Bergwirtschaft der Erde*. — Stuttgart.
- FRIEDL K.—KÖLBL L. 1964: Erdölfelder, Zentrales Wiener Becken. — *M. G. G. W.* 57. (1): 157–161.
- FURON R. 1959: *La Paléogéographie*. — Paris.
- FÜLÖP J. 1979: Ausztria és Magyarország geológiai kapcsolatai. — *F. Kut.* 22. (1–2): 1–4.
- FÜLÖP J.—CSÁSZÁR G.—HAAS J.—EDELÉNYI E. 1975: A rétegtani osztályozás, nevezéktan és gyakorlati alkalmazásuk irányelvei. — Budapest.
- GABRIELJAN A. A. 1954: Armenija v treticsnűj period. — *Geologicseskij Szbornik. L'vov. 1.*: 136–147.
- 1962: Neogen. — *Geol. Armjanszkoj SzSzR. Sztratigrafija. Erevan. 2.*: 340–383.
- GABUNIA L. K. 1979: Biostratigraphic correlations between the Neogene land mammal faunas of the East and Central Paratethys. — *A. G. H. Hors Sér. 1.*: 413–423.
- GALAKTIONOVA V. D. 1960: *Geologija rajona szooruzsenij Volgo-Dona*. — Moszkva.
- GARLICKI A. 1979: Sedimentacja soli mioceńskich w Polsce. — *Polska Akad. Nauk. Práce Geol.* 119.: 1–67.
- GAŽA B.—BEINHAUEROVÁ M. 1977: Tektonika neogénu juhovýchodne časti produnajskej panvy. — *Mineraria Slovaca. Ročník. 9.*: 259–274.
- GÉCZY B. 1972: *Ősnövénnytan*. — Budapest.

- GHENEA C. 1970: Stratigraphy of the Upper Pliocene—Lower Pleistocene interval in the Dacic Basin (Romania). — *Palaeogeography*. 8. (2–3): 165–174.
- GILL W. D.—ALA M. A. 1972: Sedimentology of Gachsaran Formation (Lower Fars Series) Southwest Iran. — *A. A. P. G. B.* 56.: 1965–1974.
- GILLET S. 1963: Histoire de la mer Noire. — *A. G. H. Sér.* 1., 14.: 339–347.
- GILLET S.—FAUGÉRES L. 1974: Mise au point sur de Néogène du domaine égeen. — *G. R.* 63. (3): 1172–1179.
- GIUSCA D.—BLEATIU M.—BORCOS M.—DIMITRESCU R.—KRÄUTNER H.—SAVU H. 1968: Neogene volcanism and ore deposits in the Apuseni Mts. — *Internat. Geol. Congr. XXIII. Session, Prague. Guide to excursion.* 48. AC: 1–51.
- GIUSCA D.—BORCOS M.—LANG B.—STAN N. 1973: Neogene volcanism and metallogenesis in the Gutai Mountains. — *Symp. Volcanism and Metallogenesis, Bucharest 1973. Guidebook Ser.* 11.: 1–50.
- GIVULESCU R.—ANDRESCU M. 1976: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik Rumäniens. — *Zentralblatt für Geol. und Paläont.* 1.: 1018–1029.
- GOEDECKE H. 1976: Das Rheinische Braunkohlenrevier. — *B.* 28.: 145–151.
- GOLD O.—LÜTTIG G. 1972: Elbistan. Erfolg einer Untersuchung der Türkei auf Braunkohle mit Mitteln der deutschen technischen Hilfe. — *B.* 24. 253–269.
- GOR'KIJ JU. I.—BRUSZENCOV A. N. 1977: Belorusszkaja SzSzR. Poleznue iszkopaemue. Buruj ugol'. — *Geologija SzSzSzR.* 3.: 1–300.
- GORSZKIJ I. I.—GERTNER N.—LAFFITT L.—FEJZ R. 1972: Uglenosznue otlozsenija Evropü. — Moszkva.
- GRAMANN F.—KOCKEL F. 1969a: Das Neogen im Strimonbecken. — *Geol. Jahrb.* 87.: 445–484.
- 1969b: Mikrofaunistischer Nachweis von Pont-Schichten in Nordost-Griechenland. — *Kolloquium über das Neogen, Budapest.* 256–257.
- GRANIGG B. 1936: Die Braunkohlen Kleinasien. — *Zeitschrift für Praktische Geologie.* 44.: 83–89.
- GRILL R. 1968: Erläuterungen zur Geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänsendorf. — Wien.
- GRILL R.—KAPOUNEK J. 1964: Waschbergzone und Erdölfelder. — *M. G. G. W.* 57. (1): 147–155.
- GROMOV V.—NIKIFOROVA K. 1968: The Boundary between the Neogene and Anthropogene. — *Internat. Geol. Congress, Report of the Twenty-third Session, Czechoslovakia, Proceedings of Sect. 10.*: 57–63.
- GUDELISZ V. K.—EMELJANOV E. M. 1976: Geologija Baltiskogo morja. — Viljnusz.
- GULINCK M. 1962: Essai d'une Carte géologique de la Campine. — *Mém. de la Soc. Belge de Géol., Sér.* 8. 6.: 29–39.
- 1970: On the occurrence of the fossiliferous Houthalen Sands. — *Bull. de la Soc. Belge de Géol.* 79: 115–118.
- GVIRTZMAN G.—BUCHINDER B. 1976: The desiccation events in the Eastern Mediterranean during Messinian times. — *Internat. Symp. on the Struct. History of the Medit. Basins. Split. (1976):* 421–431.
- GYARMATI P. 1976: Vulkanológiai fejlődéstörténet és kőzetgenetika a Börzsöny-hegységben. — *É. J.* 1973-ról: 57–62.
- 1977: A Tokaji-hegység intermediér vulkanizmusa. — *F. I. É. K.* 58.: 1–195.
- HAIN V. E.—RONOV A. B.—BALUHOVSZKIJ A. N. 1979: Neogenovue litologicseszkie formacii kontinentov. — *Szovjetszkaja Geologija.* 10.: 3–35.
- HALTURIN D. 1960: Geografija نفتي. — Moszkva. 1.: 1–590.
- HARASZTY Á. 1933: A gyöngyösi és rózsaszentmártoni lignit mikroszkópos vizsgálata. — *Botanikai Közl.* 30.: 185–189.
- HARK H. U.—SCHÖNEICH H. 1971: Offshore exploration for oil and gas in Europe. — *Erdoel Erdgas Zeitschrift.*: 14–39.

- HAVLENA V. 1964–65: Geologie ucelných ložisek. II–III. — Praha.
- HÁMOR G. 1970: A kelet-mecseki miocén. — F. I. É. K. 53. (1): 1–482.
- 1972: A nógrád–cserháti terület kutatási eredményei. — É. J. 1970-ről: 19–31.
 - 1974: A Börzsöny-hegység D-i részének ősföldrajzi vázlata. — É. J. 1972-ről: 23–32.
- HÁMOR G.—JÁMBOR Á. 1971: A magyarországi középső-miocén. — F. K. 101. (2–3): 91–102.
- HÁMOR G.—BALOGH K.—RAVASZNÉ BARANYAI L. 1978: Az északmagyarországi harmadidőszaki formációk radiometrikus kora. — É. J. 1976-ről: 61–72.
- HÁMOR G.—RAVASZ L. et al. 1979: K/Ar dating of Miocene pyroclastic rocks in Hungary. — A. G. H. Hors Sér. 2.: 491–500.
- HECK H. L. 1942: Marines Pliozän in Schleswig-Holstein. — Jahrbuch des Reichsamts für Bodenforschung. 63.: 1–38.
- HEIM A. 1921: Geologie der Schweiz. I–II. — Leipzig.
- HINSCH W.—ORTLAM D. 1974: Stand und Probleme der Gliederung des Tertiärs in Nordwestdeutschland. — Geol. Jahrb. Hannover. Reihe A. 16.: 3–25.
- HOERNES R. 1900: Die vorpontische Erosion. — Sitzungs. Akad. Wiss. Math. Nat. K1. 109.: 811–857.
- HOFFMANN F. 1951: Zur Stratigraphie und Tektonik des st. gallischthurgauisches Miozäns. — Jahrb. der St. Gallischer Naturwiss. Gesellschaft. 74.: 1–87.
- HOLLENDONNER F. 1931: A Kőszeg-pogányvölgyi lignit mikroszkópos vizsgálata. — Math. és Term. Tud. Ért. 48.: 731–738.
- HOLUB V.—SKOCEK V. 1968: Problems of Genetic Classification of Coal Basins in the Bohemian Massif. — Internat. Geol. Congr. Report of the Twenty-third Session Czechoslovakia. Sect. 11.: 105–117.
- HORUSITZKY F. 1955: Geokronológiánk mai problémái. — F. K. 85. (1): 106–121.
- 1971: Alsómiocén rétegtanulmányok útvesztői és kiútjai. — F. K. 101. (2–3): 194–203.
 - 1979: Alsó miocén vitakérdések. — Budapest.
- HSÜ K. J. 1972: Origin of saline giants: a critical review after the discovery of the Mediterranean evaporite. — Earth-Science Reviews. 8.: 371–396.
- et al. 1978a: Shipboard studies (site reports). — I. R. 42. (1): 27–358.
 - et al. 1978b: History of the Mediterranean salinity crisis. — I. R. 42. (1): 1053–1078.
 - et al. 1978c: Stratigraphy of the lacustrine sedimentation in the Black Sea. — I. R. 42. (2): 509–524.
- HUCKRIEDE R.—ZACHOS S. 1969: Die pliozänen Flusschotter auf den Lahnbergen bei Marburg. — Geol. et Palaeont. 3.: 195–206.
- HUNGER R. 1953: Mikrobotanisch–stratigraphische Untersuchungen der Braunkohlen der Oberlausitz und die Pollenanalyse als Mittel zur Deutung der Flözgenese. — Freiburger Forschungshefte. Reihe C. 8.: 1–38.
- ILIC M. 1969: Vulkaniti terciarnog finalnog magmatizma Dinarida. — Geoloska Anali. 34.: 439–447.
- ILLIES H.—GREINER G. 1976: Regionales stress-Feld und Neotektonik in Mitteleuropa. — Oberrheinische Geol. Abh. 25.: 1–40.
- IONESI B. 1968: Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siratului și valea Moldovei. — București.
- IRRLITZ W. 1972: Lithostratigraphische und tektonische Entwicklung des Neogens in Nordostanatolien. — Beihefte zum Geol. Jahrb. 120.: 1–107.
- ISAC M.—CÎRÎC D. 1964: Tismana, un nou zăcămint de lignit exploitabil în cariera. — Revista Mineior.
- JAMES G.—WYND J. 1965: Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium agreement area. — A. A. P. G. B. 49.: 2182–2245.
- JANÁČEK J. 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu východního Slovenska. — G. P. Zosit. 52.: 73–182.

- JANÁČEK J. 1969: Nové stratigrafické poznatky o pliocenni a pleistocenni výplni centralni části Podunajské nížiny. — G. P. Spravy 50.: 113–131.
- 1974: Chemische Sedimente des tschechoslovakischen Teiles des Westkarpathen. — Carpathian—Balkan Geol. Ass. Proc. of the Xth Congr. Bratislava, Sect. II. Sedimentology: 79–85.
- JANÁČEK J.—KOČÁK A.—MOŘKOVSKÝ M. 1969: Rozšíření a vývoj neogenu východosloveské páneve. — Zborník Geol. Vied. Zvazok 11.: 201–226.
- JANKOVIČ P.—STANKOVIČ S.—VUJKOV M. 1974: Geološka grada i naftogasonost severnog Banata. — Nafta 25.: 171–181.
- JANOSCHEK R. 1931: Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht. — M. G. G. W. 24.
- 1942: Die bisherigen Ergebnisse der erdölgeologischen Untersuchungen im inneralpinen Wiener Becken. — Oel und Kohle. 38.: 125–150.
 - 1964: Das Tertiär in Österreich. — Mg. G. G. W. 56. (2): 319–360.
- JANTSKY et al. 1966: Ásványtelepeink földtana. — Budapest.
- JASKÓ S. 1939: Adatok az Alcsut—etyeki dombvidék földtani ismeretéhez. — F. K. 69. (3–6): 109–130.
- 1942: Hegyszerkezeti megfigyelések Nagybánya környékén. — Beszámoló a Földt. Int. Vitaüléseiről. 2.: 19–29.
 - 1943: A Bicskei-öböl fejlődéstörténete, hegyszerkezete és fúrásai. — Beszámoló a Földt. Int. Vitaüléseiről. 5.: 254–298.
 - 1947: Lepusztulás és üledékfelhalmozódás Magyarországon a kainozóikumban. — F. K. 77.: 26–38.
 - 1948: A nyugatvasmegyei barnakőszénterület. — F. K. 78.: 112–120.
 - 1959: Új kőszéntelep a borsodi mintakutatói területen. — B. L. 92. (7): 456–458.
 - 1960: Pliocén korú kéregmozgások a Borsodi barnakőszénmedencében. — F. K. 90. (2): 184–191.
 - 1964: A nyugat vas-megyei barnakőszénterület. — F. Kut. 7. (2–3): 24–28.
 - 1966: A pliocén lignitek települése és kutatási lehetőségei. — B. L. 99. (5): 315–325.
 - 1972: Pliocénkori üledékképződés a Kárpát-Balkán szegélymélyiségekben. — M. T. A. O. K. 5. (1–2): 163–169.
 - 1973a: Lignitbildung im Pliozän in Südost Europa. — B. 25.: 67–70.
 - 1973b: A törökországi lignitkutatások összevetése a magyarországi tapasztalatokkal. — B. L. 106. (12): 848–850.
 - 1973c: A pliocén kori lignitképződés törvényszerűségei. — F. K. 103. (1): 41–48.
 - 1974: Neogén medenceüledékeink szinorogén szedimentációja. — É. J. 1972-ről: 115–123.
 - 1975a: Stratigraphie, Tektonik und Lithologie der pliozänen Lignitlagerstätten von Ungarn. — B. 27.: 307–314.
 - 1975b: Zakonomernosztii oszadkonalkoplenija v pliocenovüh baszszzejnah, okruzsajuscsh gori Karpatü, Balkanü i Dinaridü. — Karpat-Balkan Geol. Aszszoc., X. Kongressz, szekcija 2.: 87–98.
 - 1976a: Magyarország pliocén lignitelfordulásainak teleptani jellegzetességei. — B. L. 109. (7): 453–462.
 - 1976b: Changes in intensity of salt and coal formation in the Neogene. — A. G. 20. (3–4): 161–177.
 - 1976c: A Pannóniai-medence besüllyedése és feltöltődése a neogénben. — É. J. 1973-ról: 133–146.
 - 1976d: Neogén medencéink üledékképződési jellegzőiről. — É. J. 1974-ről: 157–169.
 - 1977a: A neogén medencék az Alp-kárpáti hegységrendszerben. — F. K. 107. (3–4): 421–430.

- JASKÓ S. 1977b: Entwicklung und Verbreitung der Neogenen Braunkohlen- und Steinsalzlagerstätten. — B. 29.: 257–264.
- 1977c: Neogene subsidence and sedimentation of the Middle Danube Depression System. — *Sedimentary Geology* 17.: 295–309.
 - 1978: A kőszén- és kősóképződés intenzitás-változásai a neogénben. — *Ált. Földt. Szemle.*: 73–108.
 - 1979: Distribution of Miocene evaporites in the Tethys and Paratethys. — A. G. H. Hors Sér. 2.: 559–566.
- JASKÓ S.—CSILLING L. 1963: Külfejtésre alkalmas barnakőszénelőfordulások kutatása Lengyelországban. — F. Kut. 6. (1): 27–45.
- JÁMBOR Á. 1969: A Budapest környéki neogén képződmények ősföldrajzi vizsgálata. — *É. J.* 1967-ről: 135–142.
- JÁMBOR Á. 1976: Üledékes kéntelep a Zsámbéki medence szarmata sorozatában. — *É. J.* 1974-ről: 301–306.
- 1978: Új elképzelések a magyarországi neogén tengerek vizének sótartalom-változásairól. — *É. J.* 1976-ről: 261–265.
 - 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — F. I. É. K. 52.: 1–251.
- JÁMBOR Á.—KORPÁS L. 1971: A Dunántúli Középhegység kavicsképződményeinek rétegtani helyzete. — *É. J.* 1969-ről: 75–92.
- JÁMBOR Á.—KORPÁS M. 1971: A pannóniai képződmények szintezési lehetőségei a Dunántúli Középhegység DK-i előterében. — *É. J.* 1969-ről: 155–192.
- JÁMBOR Á.—SOLTI G. 1976: A Balaton felvidéken és Kemenesháton felkutatott felsőpannóniai olajpala előfordulás földtani viszonyai. — *É. J.* 1974-ről: 193–219.
- JEKELIUS E. 1932: Die Parallelisierung der Pliozänen Ablagerungen Südosteuropas. — A. I.: G. S. R. 17.: 265–307.
- JINORIDZE N. M. 1979: Peculiarities of time-spatial differentiation for halogen deposits of the Carpathian Region. — A. G. H. Hors Sér. 2.: 569–583.
- JIRÁČEK B. 1974: Corrélation du Néogène supérieur des régions de la Paratéthys et de la Téthys. — *Geologiczky Zborník, Geol. Carpat.* 25.: 145–166.
- JODOT P. 1958: Sur les divisions du Miocène supérieur continental dans l'Europe occidentale. — *Comptes Rendus du Congrès des Soc. Savantes. Section des Sciences. Colloque sur le Miocène, Paris.*: 201–205.
- JOVCSEV J. S. 1960: Polezni izkopaemi na NR Bölgarija. — Szofija.
- JUGOVICS L. 1969: A dunántúli bazalt és bazalttufa területek. — *É. J.* 1967-ről: 75–82.
- 1971: Észak-magyarországi — Salgótarján környéki — bazaltterületek. — *É. J.* 1968-ről: 145–165.
 - 1972: A Kisalföld bazalt és bazalttufa előfordulásai. — *É. J.* 1970-ről: 79–101.
- JUHÁSZ Á. 1970: A Borsodi-medence keleti részén a helvét barnakőszéntelepek szénkőzettani, településtani vizsgálata. — F. K. 100. (3): 292–306.
- JUHÁSZ Á. 1971: A Duna–Tisza köze harmadidőszaki vulkanitjai. — F. K. 101. (1): 1–12.
- KAMENOV B. L. 1965: Granicata pliocen-pleisztocen v szofijszkata kotlovina. — *Szpiszanie na Bölgarszkoto Geol. Druzesztvo, God.* 26.: 112–114.
- KAROLUS K. 1976: Geologické a štruktúrno-tektonické pomery Plišovskej kotliny z vrhu GK-8 pri Ostrej Lúke. — G. P. Správy, 65.: 21–36.
- KATZUNG G. 1971: Zyklizität und Rhythmisität sedimentärer Abfolgen Flysch und Molassen des inneren Variszitikums. — *Geol. und Paläont. (Berichte d. Deutschen Ges. für Geol. Wiss., Reihe A.)* 16.: 265–295.
- KENT P. E. 1975: Review of North Sea Basin development. Tertiary. — *Journ. of the Geol. Soc. London.* 131. (5): 454–455.

- KENT P. E.—WAMSLEY P. J. 1970: North Sea Progress. — A. A. P. G. B. 54.: 168—181.
- KHRUSTHCHOV D. R. 1979: Correlation scheme of Miocene evaporite formations of Precarpathians. — A. G. H. Hors. Sér. 2.: 585—594.
- KHRUSTHCHOV D. R.—PETRICHENKO O. I. 1979: Evaporite formations of Central Paratethys and condition of their sedimentation. — A. G. H. Hors Sér. 2.: 595—612.
- KIRNBAUER F. 1967: Österreichs „reifbare“ Vorräte an Bodenschätzen. — Montan-Rundschau.: 262—263.
- KISHÁZI P.—BOLDIZSÁR I. 1974: Adatok a Fertő-táj geológiai és hidrológiai viszonyairól. (A Fertő-táj monográfiáját előkészítő adatgyűjtemény.) 1.: 1—100.
- KLEB B. 1968: A Mecsek-hegység déli előtere pannóniai képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. — F. K. 98. (3—4): 335—359.
- 1973: A mecseki pannon földtana. — F. I. É. K. 53. (3): 751—943.
- KNETSCH G. 1955: Lebendige Tektonik in Irak. — G. R. 43.: 227—232.
- KOCH A. 1872: A Congeriaképlet a Bakonyinak nyugoti szélén Pápa-Teszértől Polányig. — F. K. 2. (14): 105—124.
- KOLLMANN K. 1959: Das Neogen der Steiermark. — M. G. G. W. 52.: 159—167.
- 1964: Jungtertiär im Steirischen Becken. — M. G. G. W. 57.: 574—600.
- KONDA J. 1965: Üledékes fácies vizsgálatok. — Mérnöki Továbbképző Int. kiadv. Budapest.
- KONDRASKIN N. N. 1969: Geologija SzSzsZr. 45. Mol'davszkaja SzSzsZr. Ugol'. — Moszkva.: 297—300.
- KONECNY V.—SLÁVIK J. 1974: Tectonic background of Miocene volcanism in the West Carpathians. — Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions. Bratislava.: 138—145.
- KONRAD G. 1973: Ergebnisse meeresgeologischer und geophysicalischer Untersuchungen in der nördlichen Tyrrhenis und im Ligurischen Meer. — Neues Jahrb. für Geol. und Paläont. 142. (2): 191—264.
- KORENEVSZKI SZ. M.—ZAHAROVA V. M.—SAMAHOV V. A. 1977: Miocenovüe galogenüe formacii predgornij Karpat. — Trud. Geol. Inszt. Leningrad. Novaja szer. 271.: 1—247.
- KORPÁSNÉ HÓDI M.—BIHARI D. 1971: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozathoz. L—33—VI. Győr. (Pliocén) — Budapest.: 39—56.
- KOVÁCS G. 1975: A Duna—Tisza köze déli részének miocén képződményei. — F. K. 105. (2): 220—235.
- KOZIN JA. 1954: Geologiceszkoe prosloe Kríma. — 1—126.
- KÖRÖSSY L. 1963: Magyarország medence-területeinek összehasonlító földtani szerkezete. — F. K. 93. (2): 153—172.
- 1965: A nyugat-magyarországi medencék rétegtani és szerkezettani felépítése. — F. K. 95. (1): 22—36.
- 1968: Entwicklungsgeschichtliche und paläogeographische Grundzüge des ungarischen Unterpannons. — A. G. 12. (1—4): 199—217.
- 1970a: Földalatti gáztárolás lehetősége Budapest környékén. — F. Kut. 13. (1): 30—39.
- 1970b: Entwicklungsgeschichte der neogene Becken in Ungarn. — Bull. of the IX. Congr. of the Carpatho-Balkan Geol. Ass. 2.: 421—429.
- 1971: Mélyföldtani és fejlődéstörténeti vázlatok a magyarországi pannonból. (In A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai. Szerk.: Góczán F.—Benkő J.) — Budapest.: 199—222.
- KRAUS E. 1951: Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. — Berlin.
- 1959: Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane. — Berlin.
- KRAUSE P. 1933: Das Pliozän Ostpreussens und seine Beziehungen zum nordwestdeutschen Pliozän. — Abhandl. der Preussischen Geol. Landesanst. Neue Folge, 144. Berlin.
- KREJCI-GRAF K. 1950: Über die Phasen der Begirgsbildung. — G. R. 38.: 112—124.
- KRETZOI M. 1953: Quaternary geology and the vertebrate fauna. — A. G. 2.: 67—77.

- KRUMBEIN W. C.—SLOOS L. L. 1951: Stratigraphy and sedimentation. — San Francisco.: 1—497.
- 1963: Stratigraphy and sedimentation. (2nd edition) — San Francisco—London.
- KRYNINE P. D. 1975: The Megascopic Study and Field Classification of Sedimentary Rocks. — Sedimentary Rocks. Concepts and History.: 64—100.
- KSIASKIEWICZ M.—SAMSONOWICZ J.—RÜHLE E. 1968: An outline of geology of Poland. — Warsaw.
- KUKAL Z. 1970: Geology of Recent Sediments. — Prauge.
- KÜMEL F. 1936: Vulkanismus und Tektonik der Landseer Bucht. — J. G. B. 86.: 203—235.
- KÜPPER H. 1965: Geologie von Wien. — Wien.
- KÜPPER H.—FINK J.—LECHNER K.—RUTTNER A. 1957: Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg—Deutschkreutz. — Wien.
- KVASZOV D. D. 1977: Pricdinü pliocenovüh i csetverticsnüh tranzsgreszszij Kaszpijszkogo is Csernogo morej. Paleogeografija i otlozsenija plejstocena juznüh morej SzSzSzR. — Moszkva.: 17—24.
- KWIATOWSKY S. 1974: Złoża gipsow miocénkich Polski południowej. — Inst. Geol. Biuletyn. Warszawa. 280.: 299—344.
- LAVROV V. V. 1959: Kontinental'nij paleogen i neogen Aralo-szibirskich ravnin. AN Kazahskoj SzSzR. — Alma-Ata.
- LAVROV V. V.—VOLKOVA N. SZ. 1968: Neogen. Geoliceszszkoe sztroenie SzSzSzR. 1. Sztratigrafija. — Moszkva.: 586—596.
- *LÁNG G. 1956: Adatok a dunántúli földes—fás barnakőszén előfordulásokhoz. — Földt. Int. Adattár.
- LEES G. 1955: Recent earth movements in the Middle East. — G. R. 43.: 221—226.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. 1958: Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds. — Thésés présentes à la Faculté de Sciences de l'Université de Paris. Sér. A. 3976. 1—143.
- LEHMANN H. 1953: Leitfaden der Kohlengeologie. — Halle.
- LENTINI F. 1962: Studi e indagini per richere solfifere. — Rivista Mineraria Siciliana. 13. N° 76—78.
- LESCHIK G. 1951: Zur Frage der Pliozän—Pleistozän Grenze. — Z. D. G. G. 103.: 68—74.
- LETOUZEY J.—BIJU-DUVAL B.—DORKEL A.—GONNARD B.—KRISTCHEV K.—MONTADERT L.—SUNGURU O. 1976: The Black-Sea: a marginal basin geophysical and geological data. — Internat. Symp. on the Struct. Hist. of the Medit. Basins, Split.: 365—376.
- LÓCZY L. id. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredm. 1. (1): 1—617.
- LONGVINENKO N. V. 1968: Geneticeszszkaja klaszszifikacija uglonesznüh formacij. — Mezsdunarodnűj Geoliceszszkij Kongreszsz. 23. szeszszija.: 26—30.
- LOTZE F. 1938: Steinsalz und Kalisalz. — Berlin. 1.: 1—936.
- 1957: Steinsalz und Kalisalz. — Berlin. 2. (1): 1—465.
- 1965: Die Salz-Lagerstätten in Zeit und Raum. — Düsseldorf.
- LUCZKOWKA E.—DYJÓR ST. 1971: Mikrofauna utworów trzeciorzędowych serii poznańskiej dolnego Śląska. — Rocznik Polskiego Towar. Geologicznego, 41.: 337—358.
- LÜTTIG G. 1959: Die umbro-toscanische Lignitformation in moderner geologischer Sicht. B. 11. (9): 350—365.
- 1962: Italienisches und griechisches Plio-Pleistozän. — Z. D. G. G. 114.: 7—31.
- 1971: Typen von Braunkohlen-Lagerstätten. — Geol. Jahrb. 89.: 407—417.
- LÜTTIG G.—MARINOS G. 1962: Zur Geologie der neuen griechischen Braunkohlen-Lagerstätte von Megalopolis. — B. 14. (6): 222—231.
- MACAROVICI N.—MOTAS I.—CONTESCU L. 1963: Quelques observations stratigraphiques et sédimentologiques. — Karp. Balkan. Assoc. Géol. VI. Congr. Varsovie. 96.

- MAHEL M.—BUDAY T. 1968: Regional geology of Czechoslovakia. 2. The West-Carpathians. — Praha.
- MAHEL M.—VASS D. 1974: The Carpathians of Czechoslovakia. Depression. — Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions. Bratislava.: 134—138.
- MAJZON L. 1950: Szamosújvár és Déstől keletre eső rétegek sztratigráfiája. — É. J. 1941—42-ről: 2.: 39—98.
- MAKSZAKOVSKIJ V. P. 1968: Toplivnue resurszű szocialiszticeszkij sztran Evropü. — Moszkva.
- MALEEV E. F. 1964: Neogenovűj vulkanizm Zakarpat'ja. — Moszkva.
- MALOVICKIJ JA. P. 1979: Geologija i gidrogeologija zapadnoj csaszi Csernego morja. — Szofija.
- MALOVITSKY YA. P. et al. 1975: Geological structure of the Mediterranean sea floor. — Marine Geology. 18. (4): 231—261.
- MARINESCU F. 1978: Stratigrafia neogenului superior din sectorul vestic al Bazinului Dacic. — București.
- MARINESCU F.—MOTAS I.—POPESCU GH. 1978: Essai sur le neogene de Roumanie. — A. I. G. Geof. Volum Spec.: 127—147.
- MARTINA E. et al. 1979: Notes on the Messinian stratigraphy of the Crotone Basin, Calabria. — A. G. H. Hors. Sér. 2.: 755—765.
- MATEESCU I. 1972: Studiul petrografic al čarbunilor plioceni din žačamintul Šarmășag-Chieșd. — Inst. Geol. Studii Tehn. și Econom. Ser. A. 9.: 45—68.
- MATVEEV A. K. 1960: Geologija ugol'nüh baszszejnov i mesztorozsdenij SzSzSzR. — Moszkva.
- 1968: Generalizovannaja geneticseskaja (sztrukturno-geneticseskaja) klaszsfikacija ugol'nüh baszszejnov. — Mezsdunarodnűj Geologiceszkij Kongreszsz. 23. szeszszija. — Moszkva.: 37—41.
- MAULL O. 1958: Handbuch der Geomorphologie. — Wien.
- MAZAROVICS O. A. 1972: Geotektoniceszkie uszlovija formirovanija molaszsz. — Geotektonika.: 29—44.
- MEGERISI M.—MAMGAIN V. D. 1979: The Neogene of Libya and its evaporites, a preliminary survey. — A. G. H. Hors. Sér. 2.: 789—798.
- MERLICS B. V.—SZLITKOVSKAJA SZ. M. 1974: Glubinnűe razlomű neogenovűj magmatizm i orudenenie Zakarpat'ja. — L'vov.
- METWALLI M. H.—PHILIP G.—MOUSELY M. M. 1974: Petroleum bearing formations in North-eastern Syria and Northern Iraq. — A. A. P. G. B. 58.: 1781—1796.
- MIHĂILĂ N. 1971: Stratigrafia depozitelor pliocene și cuaternare dintre Valea Oltului și Valea Vîlsanului. — Inst. Geol. Studii Techn. și Econom. Ser. J. 7.: 1—145.
- MIHÁLTZ I. 1955: Erosienszyklen. — Anhaufungszyklen. — Acta Univ. Szegediensis. Ser. Miner. Petrogr. Geol. 8.: 51—62.
- MILAKOVIĆ B. 1966—67: O ugljonosnom neogenu kod Mazgoša. — V. 24—25.: 185—198.
- MILANOVSKIJ E. V. 1968: Novejsaja tektonika Kavkaza. — Moszkva.
- MILOJEVIĆ R. 1961: Geološki prikaz ležišta lignita Čelebic u livanjskom ugljonosnom basenu. — G. G. 5.: 51—60.
- 1962: Raščlanjivanje i neke ekonomsko-geoloske karakteristike lakustričkih sedimenta maslo-varskog produčja Kotor-varskog ugljenosnog basena. — G. G. 6.: 181—195.
- 1963: Granice u stratigrafiji slatkododnog tercijara Bosne i Hercegovine. — G. G. 7.: 81—101.
- 1964: Geološki sastav is tektonski sklop Srednjobosnanskog basena. — Geološki Zavod u Sarajevo. 7.: 1—120.
- MILOJEVIĆ R.—ČIČIĆ S. 1971: Osnovne geolosko-ekonomske karakteristike ležišta uglje Bosne i Hercegovina. — G. G. 15.: 119—136.
- MINCSEV D. 1959—60: Bögleobrazutelni fazi i böglenoszni provincii v Bölgarija. — Godisnik na Szofijszkija Univerzitet. 54.: 342—345.
- MOISESCU V. 1975: Stratigrafia depozitelor paleogene și miocen inferiora din regiuna Cluj-Huedin Rômanași. — A. I. G. și Geofiz. 47.: 5—211.

- MOKRINSZKIJ V. V. 1962: Atlasz kart uglenakopenija na territorii SzSzsZr. — Moszkva.
- MOLJAVKO G. N. 1960: Neogen pivdnja Ukraini. — AN Ukr. SzSzsZr. — Kiev.
- MOLNÁR B. 1973: Az Alföld harmadidőszak-végi és negyedkori feltöltődési ciklusai. — F. K. 103. (3–4): 294–310.
- 1977: A Duna–Tisza köz felsőpliocén (levantei) és pleisztocén földtani fejlődéstörténete. — F. K. 107. (1): 1–16.
- MOLNÁR J. 1975: Hungary. — Mining Annual Review, London, June: 508–513.
- MONTENAT CH. 1977: Chronologie et principaux événements de l'histoire paléogéographique de Néogène récent. — Bull. de la Soc. Geol. De France. 7^e sér. 19.: 577–583.
- MORETTI A. 1963: Tentativo di sintesi delle conoscenze sui giacimenti italiani di carboni fossili. — Industria Mineraria. Ser. 2. 13. (3): 133–140.
- MOSONYI E.—PAPP F. 1959: Műszaki földtan. — Budapest.
- MOTĂS J.—MARINESCU F. 1976: Les unités chronostratigraphiques du Néogène supérieur de Roumanie et la limite Miocène/Pliocène. — Dari de Seama. 63. (4): 171–176.
- MUCSI M. 1973: A Dél-Alföld földtani fejlődéstörténete a neogénben. — F. K. 103. (3–4): 311–318.
- MUFTIĆ M. 1964: Geološke karakteristike eksploatacionog područja ugljenoskopa Stanari. — G. G. 10.: 91–100.
- MUFTIĆ M.—LUBURIĆ P. 1963: Prilog poznavaju litostratigafiskih i tektoniskih odnosa jezerskog neogena u Bosni i Hercegovini. — G. G. 7.: 103–130.
- MURATOV M. et al. 1978: Basic features of the Black Sea Late Cenozoic history. — I. R. 42. (2): 1141–1148.
- MURATOV M. V. 1949: Tektonika i istorija razvitiya al'pijszkoj geoszinklinal'noj oblaszti juga evropejszkoj caszti SzSzsZr. i szopredel'nüh sztran. — Tektonika SzSzsZr. Moszkva. 2.: 1–510.
- MURCHISON D.—WESTOLL S. 1968: Coal and coal-bearing strata. — London.
- MÜLLER C.—RÖGL R.—STEININGER F. 1978: Middle Miocene salinity crisis and paleogeography of the Paratethys. — I. R. 42. (1): 985–990.
- NAGY E. 1967: Hungary's Neogene climate on the basis of palynological researches. — Giornale di Geologia. Ser. 2^e. 35.: 91–104.
- NAGY L. 1958: A Román Népköztársaság földtana. II. — Kolozsvár.
- NAGY L.-né 1958: A mátraaljai felső-pannóniai kori barnakőszén palinológiai vizsgálata. — F. I. É. K. 47. (1): 1–224.
- NALIVKIN D. V. 1962: Geologija SzSzsZr. — izdatel'stvo AN SzSzsZr. Moszkva–Leningrad.
- NASCIMBEN P. 1970: Studio sulla distribuzione dell'uranio nelle ligniti di alcuni giacimenti Italiani. — L'Industria Miniera. 21.: 1–27.
- NAQUIB K. 1967: Southwestern Iraq. — Geol. Survey Professional Paper. 560—G. Washington.
- NEBERT K. 1956: Zur stratigraphischen Stellung der Gips-serie im Raum Zara-Imrali. — Bull. Min. Research and Explor. Inst. of Turkey. 48.: 79–85.
- 1979: Das Lignitvorkommen Südostburgenlands. — J. G. B. 122.: 143–180.
- NESTEROFF W.—RYAN V. B. F.—HSÜ J. K.—PAUTOT G.—WEZEL F. C.—LORT M. J.—CITA M. B.—MAYNE W.—STRADNER H.—DUMITRIVA P. 1972: Evolution de la Sédimentation pendant le Neogène en Méditerranée d'après les Forages Joides DSDP. — Inst. di Geol. e paleont. dell'Univ. di Milano. Nuova Ser. 125.: 47–62.
- NEVESZSZKAJA P. A.—BOGDANOVICS A. K.—VJALOV O. SZ.—ZSIZSCSENKO B. P.—IL'INA L. B.—NOSZOVSKIJ M. F. 1975: Jarusznaja skala neogenovüh otlozsenij juga SzSzsZr. — 6. kongressz. medit. Bratislava.: 267–289.
- NEY R. et al. 1974: Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworow miocenu zapadliska przedkarpackiego. — Polska Akad. Nauk. Práce Geol. Warszawa. 82.: 1–65.
- NIKIFOROVA K. V. 1970: The Volume and subdivision of Pliocene. — Giornale di Geologia, Ser. 2^e 35. (1): 172–178.

- NIKOLOV I. V. 1960: Pliocenka bozajna fauna ot hrabörszkija ligniten baszejn. — Trudove Vörru Geol. na Bölgarija. Szer. Paleont. 2.
- NOSZKY J. id. 1940: A Cserhát-hegység földtani viszonyai. — Magyar Tájak Földtani Leírása. 3.: 1–283.
- NOWACK E. 1925: Die Kohlenvorkommen Albaniens. — Berg- und Hüttenmännisches Jahrb. 73.: 121–136.
- OGNIBEN L. 1969: Schema introduttivo alla geologia del confine Calabro—Lucano. — Mem. Soc. Geol. Ital. 8.: 453–763.
- 1973: Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni. — Geologica Romana. 12.: 243–586.
- OGNIBEN L.—PAROTTO M.—PRATULON A. 1975: Structural Model of Italy. — Consiglio nazionali delle ricerche Quaderini. 90.: 1–502.
- OVNATANOV S.—TAMRAZYAN G. 1970: Thermal studies in subsurface structural investigations, Apsheron Peninsula Azerbaijan USSR — A. A. P. G. B. 54. (9): 1677–1685.
- PANNEKOEK A. J. 1954: Tertiary and Quaternary subsidence in the Netherlands. — Geologie en Mijnbouw. Nieuwe Serie. 16.: 154–163.
- 1956: Geological history of the Netherlands. — S-Gravenhage.
- PANTIC N. 1961: O sztratoszti szlatkovodnog tercijsara sja ugl'ëm u Boszni na osnovu paleofloriszi-tickih isztratorazsivai'a. — Geoloski Anali Balkanszskog Poluosztrova. 28.: 1–23.
- PANTÓ G. 1968: A Tokaji-hegység és elötere szerkezeti—vulkanológiai kapcsolatai. — É. J. 1966-ról: 215–223.
- 1968: Cenozoic Volcanism in Hungary. — Internat. Geol. Congr. XXIII. Session. Prague. Guide to excursion 40c.: 1–96.
- PAPP A. 1946–48: Das Pannon des Wiener Beckens. — M. G. G. W. 39–41.: 99–193.
- 1947: Über die Entwicklung der Ägais im Jungtertiär. — Sitzungsab. der Akad. der Wiss. in Wien. abt. I. 155.: 243–279.
- 1954: Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. — M. G. G. W. 47.: 35–97.
- 1959a: Tertiär. I. — Stratigr. Geol. 3.: 1–114.
- 1959b: A Bécsi medence pannóniai képzödményeinek biosztratigráfiai tagolása. — F. K. 89. (1): 16–22.
- 1959c: Umfang und Gliederung des oberen Miozäns im Mittelmeergebiet und in Mitteleuropa. — M. G. G. W. 52.: 169–176.
- 1975: Grundlagen der biostratigraphischen Gliederung im Neogen der zentralen Paratethys. — Proc. of the VIth Congr. Regional Comm. on Medit. Neogene Strat. Bratislava.: 111–112.
- PAPP A.—RUTTNER A. 1952: Bohrungen im Pannon südwestlich von Rechnitz. — V. G. B. 1. 191–198.
- PAPP A. et al. 1968: Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. — V. G. B. (1–2): 10–12.
- PAPP A. et al. 1974: M_s Sarmatien. Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys. 4. Bratislava.: 1–707.
- PARASCHIV D. 1975: Geologia zăcămintelor de hidrocarburi din România. — Inst. de Geol. și Geofiz. Ser. A. București. 10.: 1–363.
- PAUČA M. 1954: Neogenul din bazinele externe ale Munților Apuseni. — Anuarul Comitetului Geol. București. 27.: 259–336.
- 1964: Bazinul neogen al Silvanei. — Anuarul Comitetului Geol. 34.: 39–114.
- 1967: Problems of Pliocene Pannonian facies Rumania. — A. A. P. G. B. 51.: 699–703.
- PAVONI N. 1958: Die Vorlandsedimentation am Beispiel der Oberen Süßwassermolasse der Schweiz. — Eclogae Geologicae Helvetiae V. Congr. Internat. de Sédiment. 51. (3): 1035–1042.
- PÁLFALVY I.—RÁKOSI L. 1979: A visontai lignitlepes összlet növénymaradványai. — É. J. 1977-ről: 47–53.
- PEKMEZLICER S. 1961: Introduction to the stratigraphy of natural coal in Turkey. — Symp. on Coal Zonguldiak. Turkey: 140–148.

- PELTZ S. 1969–70: Contribuții la cunoașterea formațiunii vulcanogen-sedimentare pleistocene din sudul munților Harghita și Nord-Estul Bazinul Baraolt. — *Dari de Seama ale Sediintelor*. 57. (5): 173–189.
- PEREHODA A. SZ. 1974: Analiz moscsnosztej v zonah oszlozsennüh diz'junktivnūmi narusenijami. — *Geologija i Geofizika*. 7.: 145–148.
- PERRODON A. 1971: Essai de classification des bassins Sédimentaires. — *Sciences de la Terre*. 16. N° 2.
- PETRASCHEK W. 1912: Das Kohlenvorkommen von Zillingsdorf bei Wienerneustadt. — *Verh. der k.k. Geol. Reichsanst.*: 167–170.
- 1921–24: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. Die tertiären Senkungsbecken am Fusse der Alpen. — *Berg- und Hüttenmännisches Jahrb.* 70. (4): 1–20; 72. (1) 5–48; 72. (2): 1–32.
- PETRASKEVICS M. N. 1968: Geologicseszkoe sztroenie zakarpatszkogo progiba. — *Geologija, geofizika neftjanüh gazovüh mesztorozsdenij Ukrainū*. Moskva.: 1–450.
- PETTIJOHN E. J.—POTTER P. E.—SIEVER R. 1973: Sand and sandstone. — New York—Heidelberg—Berlin.
- PÉCSI M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszíni alkata. — Budapest.
- PÉCSI M.—KEREKES S. 1973: Folyóvízi eróziós formák és folyamatok értelmező szótára. — *Földr. Közlem.* 21.: 75–90.
- PILOTTI C.—DE CASTRO C. 1933: I giacimenti di ligniti della Toscana. — *Mém. Descriptive della Carta Geol. d'Italia*. 23.: 1–217.
- PION N.—ISTOYESCU D. 1965: Considerations géologiques sur les bassins sédimentaires Borsac et Bilbor. — *Dari de Seama Inst. Geol.* 51. (1): 341–350.
- PLANDEROVÁ E. 1975: Data on climatic changes in the Neogene of the Central Paratethys on the Basis of Palynology. — *Proc. of the VIth Congr. Regional Comm. on Medit. Neogene Strat.* Bratislava.: 385–386.
- POHL W. 1976: Zur Geologie des Braunkohlenbeckens von Köflach-Voitsberg (Steiermark). — *Berg- und Hüttenmännische Monatshefte*. 121.: 420–427.
- PÓKA T. 1971: A Kis-Kaukázus plio–pleisztocén vulkanizmusa mint az areális vulkanizmus orogén területen kifejlődött típusa. — *M. T. A. O. K.* 3. (4): 427–430.
- POPOV N. 1971: Stratigraphie du Pliocene de type gétique en Bulgarie comparée avec aux régions voisines. — *Kolloquium über das Neogen, Budapest, 1969.* — *F. K.* 101. (2–3): 277–284.
- POPOVIĆ R. 1960: O stratosti sedimenta Žagubicke kotline. — *V.* 18.: 85–92.
- POPOVIĆ R.—NOVKOVIĆ M. 1966–67: Donjokongerskie naslage sladkovodnih basena Zapadne Morave i Gruže sa osvrtom na starost ugljenih slovena. — *V.* 24–25.: 317–332.
- POPOVIĆ V.—CIRIĆ D.—ISAC M. 1974: Considerations sur les gisements de charbon de „La Dépression Précarpathique” (République Populaire Roumaine). — *Bull. du VI^e Congr. de l'Ass. Géol. Carpatho-Balkanique, Warszawa*. 3. (1): 719–726.
- PROTESCU O. 1926–29: Zăcămintele de cărbuni Pliocenici din regiunea de curbură a subcarpaților răsăriteni. — *Inst. Geol. al Romanei. Studii techn. și econ. București*. 3. (5): 1–35; 3. (6): 1–72.
- 1932: Privire generală asupra rezervelor de cărbuni din Romania. — *Inst. Geol. Studii Techn. și Econ.* 3. (8): 1–43.
- PUSCSAROVSKIJ JU. M. 1959: Kraevūe progibū, ih tektonicseszkoe sztroenie i razvitie. — Moskva.
- 1960: Oszobennoshti tektonicseszkogo sztroenija i razvitija kraevūh progibov. — *Sztruktura zemnoj korū. Mezsdunarodnūj Geol. Kongressz.* 21. szeszszija. Moskva.
- PUTZER H.—MARTIN G. 1954: Zur Stratigraphie und Hydro-Geologie von Bessarabien. — *Neues Jahrbuch*. 99.: 153–208.
- RADÓCZ GY. 1960: A borsodi barnakőszénkutatás új eredményei. — *F. K.* 90. (1): 48–55.

- RADÓCZ GY. 1966: A Borsodi-medence barnakőszén telepének prognózis térképe, 1:100 000. — Budapest.
- 1971: A Cserhát pannóniai képződményekkel fedett területének mélyföldtani felépítése. — *É. J.* 1969-ről: 213–234.
- RĂDULESCU D. P. 1973: Tentative paleogeographical reconstitution of the Calimani–Gurghiu–Hargita area during the Neozoic Volcanic Activity. — *A. I. G.* 41.: 77–86.
- RĂDULESCU D.—BORCOS M. 1967: Spätsubsequenter alpinen Magmatismus in Rumänien. — *A. G.* 11. (1–3): 139–152.
- RĂILEANU G.—GRIGORAS N.—ONESCU N.—PLISCA T. 1963: Geologia zăcămintelor de cărbuni cu privire asupra teritoriului R. P. R. — București.
- RAINER D. 1967: The stratigraphy of the British Isles. — Cambridge.: 362–365.
- RASMUSSEN L. B. 1961: Mittel- und Ober-Miozän von Dänemark. — *Meyniana.* 10.: 59–62.
- 1974: Some geological results from the first five Danish exploration wells in the North Sea. — *Danmarks Geol. Undersøgelse, III. Raekke.* 42.: 1–46.
- RAVASZNÉ BARANYAI L. 1962: Az Ellend 1. földtani alapfúrás közzétani vizsgálata. — *É. J.* 1959-ről: 439–453.
- REZANOV I. A. 1961: Novejsaja tektonika turkmeno-horaszanszkih gor i ee szvjaz' sjejszmicnoszt'ju. — *Neotektonika SzSzSzR.* Riga.: 261–263.
- RIZZINI A.—DONDI L. 1978: Erosional surface of Messinian age in the subsurface of the Lombardien Plain. — *Marine Geology.* 27.: 303–325.
- RIZZINI A.—VEZZANI F.—COCCOCETTA V.—MILAD G. 1978: Stratigraphy and sedimentation of a Neogene-Quaternary section in the Nile Delta area. — *Marine Geology.* 27.: 327–348.
- RÓNAI A. 1968: The pliocene-pleistocene boundary in the Hungarian Basin. — *A. G.* 12. (1–4): 219–230.
- 1972: Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében. — *F. I. É. K.* 56. (1): 5–421.
- ROSS D. 1977: The Black Sea. — *The Ocean Basins and Margins.* 4A.: 445–481.
- RUCHIN L. B. 1958: Grundzüge der Lithologie. — Berlin.
- RUDINEC R. 1975: Ložiská uhlovodíkov vo východoslovenskom neogene. — *Mineraria Slovaca.* 8.: 289–318.
- 1978: Paleogeographical, litofacial and tectogenetic development of the neogene in Eastern Slovakia. — *Geologický Zborník Geol. Carpat.* 29.: 225–240.
- RUGGIERI G.—SPROVIERI R. 1977: A revision of Italian Pleistocene Stratigraphy. — *Geologica Romana.* 16.: 131–139.
- RUTTEN H. 1969: The geology of Western Europe. — Amsterdam.
- RUTTNER A. 1952: Zur Geologie niederösterreichischer und burgenländischer Kohlenvorkommen. — *V. G. B. Sonderheft C.*: 67–71.
- RYAN W. B.—CITA M. B. 1972: The Pliocene record in deep-sea Mediterranean sediments. — *Inst. di Geol. e Paleont. dell'Univ. di Milano. Nuova Ser. N°* 124.: 1345–1415.
- SADEK A.—OMARI F. 1979: Miocene evaporite of Northern-Iraq. — *A. G. H. Hors sér.* 3.: 1071–1081.
- SAID R. 1979: The Messinian in Egypt. — *A. G. H. Hors sér.* 3.: 1083–1090.
- SATSZKIJ N. SZ. 1951: O dlitel'noszti szkladkoobrazovanija i o fazah szkladcsatoszti. — *Izvestija AN SzSzSzR. Szerija Geol.* 1.: 15–53.
- SCANDONE P. 1975: Die Orogenese in den Externiden des Südpennins. — *Tectonic Problems of the Alpine System.* Bratislava.: 189–202.
- SCHAD A. 1964: Feingliederung des Miozäns und die Deutung der nachligozänen Bewegungen im Mittleren Rheingraben. — *Abh. Geol. Landesamt. Baden-Württemberg.* 5.: 1–55.
- SCHMID H.—WEINDEL W. 1978: Lagerstätten im Bayern. — *Geologica Bavarica.* 77.: 1–160.

- SCHMIDT E. R. 1939a: A mezőkövesdi geofizikai maximum környékének geológiai és tektonikai viszonyai. — *É. J.* 1933–35-ről: 2.: 533–543.
- 1939b: A kincstár csonkamagyarországi szénhidrogénkutató mélyfúrásai. — *F. I. É. K.* 34. (1): 1–267.
 - 1962a: Magyarország vízföldtani atlasza. — Budapest.
 - 1962b: Vázlatok és tanulmányok Magyarország vízföldtani atlaszához. — Budapest.
- SCHREIBER CH.—FRIEDMAN G. M. 1976: Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evaporites of Sicily as determined from analysis of intercalated carbonates. — *Sedimentology*. 23.: 255–270.
- SCHRETER Z. 1929: A borsod-hevesi szén- és lignitterületek bányaföldtani leírása. — Budapest.
- 1941: A Kárpátok által körülvett medencék származási képződményei. — *Math. és Term. Tud. Ért.* 60.: 243–301.
- SCHWAHN M. 1958: Weltkohlenorräte. — *B.* 10.: 518–523.
- SCHWARZBACH M. 1966: Das Klima des rheinischen Tertiärs. — *Z. D. G. G.* 118.: 33–68.
- 1974: Das Klima der Vorzeit. — Stuttgart.
- SCHWAB M. 1963: Az 1957–58. évi távlati kutatófúrások. — *É. J.* 1960-ról: 285–335.
- SEILACHER A. 1958: Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. — *Eclogae Geologicae Helvetiae*. 51. (V. Congr. Internat. de Sédiment.): 1062–1078.
- SELLI R. 1967: The Pliocene–Pleistocene boundary in Italian marine sections and its relationship to continental stratigraphies. — *Progress in Oceanography*. 4.: 67–86.
- 1970: Report on the absolute age. — *Giornale di Geol. Ser. J.* 35.: 51–59.
 - 1973: An outline of the Italian Messinian. — *Geodynamics Sci. Report* N° 7.: 150–171.
- SENEŠ J. 1956a: Kelet-Szlovákia ősföldrajzi fejlődése a neogénben. — *F. K.* 86. (1): 38–43.
- 1956b: Nové názory na vek a vývoj Podvihorlatskej uholnej panvy. — *G. P. Zprávy* 6.: 47–52.
 - 1956c: O produktivite uholnej panvičky pri obci Banské v okrese Vranov. — *G. P. Zprávy* 7.: 145–150.
 - 1957: Možnosti výskytu uhoľných ložísk v terciéri východného Slovenska. — *G. P. Zprávy* 10.: 66–81.
 - 1961: A Nyugati-Kárpátok ősföldrajzi fejlődése a miocénben. — *F. K.* 91. (2): 147–161.
 - 1968: The Neogene basins of the West Carpathians. — *Internat. Geol. Congr. 23. Session, Prague. Guide to Excursion 19AC.*: 1–36.
 - 1975: Regional stages of the Central Paratethys Neogene and the definition their lower boundaries. — *Proc. of the VIth Congr. on Medit. Neogene Strat.* Bratislava.: 259–265.
 - 1977: Mediterranean Neogene: problems of intercontinental stratigraphical correlation. — *Alcheringa*. 1.: 293–295.
 - 1979: Correlation du neogene de la Téthys et de la Paratethys. — *Geologiczky Zbornik*. 30.: 309–319.
- SESTIN J. 1974: Northern Appennines. — *Mesozoic–Cenozoic Orogen Belts*. The Geol. Soc. London, Spec. Publ N° 4. 61–84.
- SLÁVIK J. 1971a: Neogene volcanism and its relationship to the tectonics in West Carpathians. — *Z. G. Zvazok*. 15.: 160–162.
- 1971b: Postupnosť neogénneho morfológického vývoja Vihorlatskej oblasti. — *G. P. Správy* 56.: 81–88.
- SOKLIĆ I. 1961: Palaeogeografija tuzlanskog miocena i postanak soslog ležišta. — *III. Kongres Geologa*. F. N. R. J. I. Titograd.: 73–82.
- SONNENFELD P. 1974: The Upper Miocene evaporite basins in the Mediterranean Region. — *G. R.* 63.: 1133–1172.

- SONNENFELD P. 1975: The significance of the Upper Miocene (Messinian) evaporites in the Mediterranean Sea. — *The Journal of Geology*. Chicago. 83. (3): 287–414.
- 1976: Origins of Messinian sediments in the Mediterranean Region. — *A. G. H.* 28.: 160–190.
- SORGENFREI T. 1962: Remarks offered at a meeting on Neogene. Grand. 1961. (Hozzájárulás a Gand-ban, 1961-ben tartott Neogén Szimpozium határozataihoz.) — *Mém. de la Soc. Belge de Géol. Sér. 8. N° 6.*: 171–175.
- ŠPIČKA V. 1969: Rozbor mocnosti, rozsireni a vývoje neogénu v oblasti Videnské pánve. — *Z. G. Zvazok 11.*: 128–156.
- 1971: Neogenni vývoj reliéfu centrálne-karpatského podlozi v. jv. useku videnské pánve. — *Z. G. Řad. ZK. Zvazok 14.*: 7–31.
 - 1972: Paleografie neogénu československých Západních Karpat. — *Z. G. Řada G. Svazek 22.*: 65–116.
- SPJELDNAES N. 1975: Paleogeography and facies distribution in the Tertiary of Denmark and surrounding areas. — *Norges Geologiske Undersøkelse. N° 316. Bull. 29.*: 289–311.
- STAESCHE U. 1972a: Die Geologie der Braunkohlen-Lagerstätte von Elbistan (Türkei). — *B. 24.*: 327–333.
- 1972b: Die Geologie des Neogen-Beckens von Elbistan (Türkei) und seiner Umrandung. — *Geol. Jahrb. 4.*: 1–48.
- STANLEY D. J. 1974: Modern flysch sedimentation in a Mediterranean island arc setting. — *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Tulsa. 19.*: 240–259.
- 1977: Post-Miocene depositional patterns in the Mediterranean. — *The Ocean Basins and Margins. 4/A.*: 77–150.
- STEGENA L.—HORVÁTH F. 1976: The Pannonian Basin: a Mediterranean interarc basin. — *Internat. Symp. on the Struct. History of the Medit. Basins. Split.*: 333–340.
- STEININGER F.—RÖGL F. 1979: The Paratethys history. — *A. G. H. Hors Sér. 3.*: 1153–1165.
- STEVANOVIĆ P. 1951: Donji pliocen Srbije i susedni Oblasti. — *Srpska Akad. Nauka. Posebna izdanja, 187. Geol. Inst. 2.*: 1–361.
- 1959a: Das Neogen in Jugoslawien in seinen Beziehungen zum Wiener Becken. — *M. G. G. W. 52.*: 189–201.
 - 1959b: A székebb értelemben vett pontusi emelet kifejlődései és tagolása Észak-Jugoszláviában, tekintettel a szomszédos országok pontusi képződményeire. — *F. K. 89. (1)*: 3–15.
 - 1971: Umfang und Charakter des Portaferrien (O.—Pont s. str.) im Westteil der Paratethys vor allem in Jugoslawien. — *Kolloquium über das Neogen, Budapest.* — *F. K. 101. (2–3)*: 296–306.
- STEVANOVIĆ P. M. 1974: Sur les échelles biostratigraphiques du Neogene marin et saumatre de la Yougoslavie. — *Mém. du B. R. G. M. N° 78. (V. Congr. du Neogene Medit. Lyon.) 2.*: 793–799.
- 1975: Beitrag zur Tektonik der neogenen Schichten in den Dinariden. — *Tectonic Problems of the Alpine System. Bratislava.*: 155–173.
- STILLE H. 1924: Grundlagen der vergleichenden Tektonik. — Berlin.
- STOICA C. 1961: Formations halogenes a sels de potessium du miocene de la Moldavie Centrale. — *Ass. Geol. Carpato-Balkanique. V. Congr. Bucureşti. 5.*: 229–256.
- STÖCKLIN J. 1974: Northern Iran, Alborz Mountains. — *Mesozoic—Cenozoic Orogen Belts. The Geol. Soc. London, Spec. Publ. N° 4.* 213–234.
- STRAKHOV N. M. 1967: Principles of lithogenesis. I—III. — London.
- STRAUSZ L. 1949a: A Dunántúl DNY-i részének kavicsképződményei. — *F. K. 79.*: 8–68.
- 1949b: Az üledékképződés ütemessége. — *F. K. 79.*: 407–420.
 - 1971: A pannóniai emelet (pliocén). — *F. K. 101. (2–3)*: 114–119.
- ŠUF J. 1952: Geologie uhelných ložisek. — Praha.
- SÜMEGHY J. 1939: A Győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannóniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. — *F. I. É. K. 32. (2)*: 67–251.

- SÜMEGHY J. 1942: Földtani kutatások Győrött s közvetlen környékén. — É. J. 1936-ról: 3.: 1273–1308.
- 1944: A Tiszántúl. — Magyar Tájak Földtani Leírása. 6.: 1–208.
 - 1953: Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései. — É. J. 1951-ről: 83–109.
- * — 1955: A magyarországi pliocén és pleisztocén. — Dokt. dissz.
- SZALÁNCZI GY. 1948: Földtani adatok Somogyból. Az igali mélyfúrások. — F. K. 78.: 80–94.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1931: A sóképződés intenzitásváltozásai. — F. K. 60.: 34–57.
- 1938: Geologie der Rumpfungarlandischer Kleinen Tiefebene. — A József Nádor Műsz. Gazd. Egyetem Bányá-, Kohó-, Erdőmérnöki Kar Közlem. Sopron.: 1–444.
 - 1970: A litofáciesek ciklusossága, az üledékképződés sebessége és az endogén-exogén folyamatok paleoklimatikus hatásai. — M. T. A. O. K. 3. (1–3): 259–267.
- * — 1971a: A Kárpát–Dinarid terület az új globális tektonika szemszögéből. — Budapest.
- 1971b: On the laws governing lithologic cycles and on changes in rates of deposition. — A. G. 15.: 265–274.
 - 1972: A mediterrán típusú szubdukció és a Kárpát–Pannon–Dinarid szerkezet modellje. — M. T. A. O. K. 5. (1–2): 113–122.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E.—ROMWALTER A.—TAKÁCS P.—ETTRE L. 1952: A kőszén képződése, kémiai és bányászata. — Budapest.
- SZENTES F. 1943: Aszód távolabbi környékének földtani viszonyai. — Magyar Tájak Földtani Leírása. 4.: 1–70.
- 1946: Kőszénképződés a Kárpátmedencében. — Jel. a Jöv. Mélykut. 1946. évi munk.: 19–38.
- *SZÉKELY P.—NAGY L.—SÁRKÖZI Z.-né 1943: A déldunántúli reménybéli földes—fás kőszénterület fúrási adatok alapján való körvonalazása. — Földt. Int. Adattár.
- SZÉKYNÉ FUX V.—HERRMANN M. 1951: Telkibánya—Alsókéked környékének petrogenézise. — F. K. 81. (7–9): 250–263.
- SZÉLES M. 1965: Felső-pliocén tarkaagyag az alföldi szénhidrogénkutató fúrásokban. — F. K. 95. (2): 226–229.
- 1971a: A Nagyalföld medencebeli pannon képződményei. (In A magyarországi pannon képződmények kutatása.) — Budapest: 253–344.
 - 1971b: Über die paleogeographischen und ökologischen Verhältnisse der pannonischen Beckenfazises. — F. K. 101. (2–3): 312–315.
- SZIMICS V. 1958: Razvoj ugljenokopa i ugljarske pravede u Srbiji. — SzRB. Akad. Odel. Prirodno Matematskih Nauka. Beograd. Kniga 18.: 1–309.
- SZINEGUB V. 1969: Moldavszkaja SzSzR. Pliocen. — Geologija SzSzSzR. Moszkva. 45.: 171–196.
- SZJABRJA V. T.—LEVITSZKIJ B. P.—SZJABRJA SZ. V.—EMEC T. P. 1969: Vescsesztvennij i szporovo-pül'cevoj szosztav uglenosznüh formacij geoszinklinal'noj csaszti USzSzSzR, Kiev.: 1–203.
- SZKIDAN SZ. A.—MORZSINA L. M. 1967: Novoe v tektoniceszskom analize moscsnosztej. — Geologija i Geofizika, № 11.: 88–98.
- SZTRUEV M. I. 1963: Geologija mesztorozszenij uglja i gorjucsih szlancev. — Evropejszkoj csaszti SzSzSzR. Moszkva. 1.: 1048–1051.
- SZUHOV V. P. 1975: Melkie pozvocsnüe pliocena i plejsztocena Predurala. — Sztratigrafija pliocenovüh i plejsztocenovüh otlozszenij Predurala. Ufa.: 1–75.
- SZVIRIDENKO V. G. 1976: A Kárpátaljai-süllyedék és aljzatának földtani felépítése és szénhidrogén földtana. — F. K. 106.: 464–475.
- TAKSIĆ A. 1954: Pliocenske naslage okolice Novske i Nove Gradiske. — Geološki Vjesnik. Zagreb. 5–7. 149–184.
- TANNER W. 1968: Tertiary sea level symposium-introduction. — Palaeogeography. Spec. Issue. 5. (1): 7–14.

- TAUBER A. F. 1951: Grundzüge der Geologie Burgenlands. (In Burgenland) — Wien.: 39–85.
- 1959a: Grundzüge der Tektonik des Neusiedlerseegebietes. — Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland. Eisenstadt. 23.
 - 1959b: Hydrogeologie und Hydrochemie der Parndorfer Heideplatte. — Burgenländische Heimatblätter. Eisenstadt. 21. (1): 7–21.
- TAVERNIER R.—HEINZELIN J. 1961: Le Neogene de la Belgique. — Meyniana. 10.: 94–101.
- TEICHMÜLLER R. 1958: Die Niederrheinische Braunkohlenformation. — Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen. 1–2.: 721–750.
- THENIUS E. 1959: Probleme der Grenzziehung zwischen Miozän und Pliozän. — Anzeigen der Math. Naturwiss. Klasse der Österr. Akad. von Wiss. 6.: 110–120.
- 1974: Niederösterreich. — V. G. B. Bundesländerserie: 1–280.
- THEQBALD N. 1969: Rythmes et cycles en Géologie. — Ann. Sci. de l'Univ. de Besançon. Géol. 3^e, Sér. (6): 9–16.
- THEODOROPOULOS D. 1968: Stratigraphie und Tektonik des Isthmus von Megara (Griechenland). — Erlanger Geol. Abhandl. Erlangen. 73.: 1–23.
- THORNES J.—BRUNSDEN D. 1977: Geomorphology and Time. — London.
- TIMOFEEV P. P. 1968: Lithologo-facies and formational analysis of coal bearing deposits. — Internat. Geol. Congress, Report of the Twenty-third Session, Czechoslovakia, Prague. Proceedings of Sect. 11.: 85–96.
- TURCULET L.—MIHAIL E. 1970: Considerations géologiques sur la Plate-forme Moesique de la partie NE de la Roumanie. — Bull. of the IX. Congr. of the Carpatho-Balkan Geol. Ass. Budapest. 2.: 95–101.
- TWENHOFEL W. H. 1950: Principles of sedimentation. — New York.
- URBANCSEK J. 1963: A földtani felépítés és a rétegvíznyomás közötti összefüggés az Alföldön. — Hidr. Közl. 43. (3): 205–218.
- VADÁSZ E. 1957: Földtörténet és földfejlődés. — Budapest.
- 1960: Magyarország földtana. — Budapest.
- VANCEA A. 1960: Neogenul din bazinul Transilvanei. — București.
- VÁNDORFI R. 1968: Az alföldi szénhidrogénkutatás legújabb eredményei. — F. K. 98. (1): 67–75.
- VAN HOERNE R. 1974: Les Lignites de Mol (Belgique). — Mém. du B. R. G. M. (V. Congr. du Neogene Médit. Lyon, 1971.) N° 78., 2.: 579–583.
- VAN VOORTHUYSEN J. H. 1954: Crustal movements of the Southern part of the North Sea Basin during Pliocene and early Pleistocene times. — Geologie en Mijnbouw. Nieuwe Ser. 16.: 165–172.
- 1962: Die obermiozäne Transgression im Nordseebecken und die Tertiär-Quartär-Grenze. — Mém. de la Soc. Belge de Géol. Sér. 8^o, N° 6.: 64–82.
- VARGA GY.—CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E.—FÉLEGYHÁZY ZS. 1975: A Mátra hegység földtana. — F. I. É. K. 57. (1): 1–480.
- VARRÓK K. 1954: A nyugatbakonyi mediterrán kavicstakaró anyaga, eredete és kora. — É. J. 1952-ről: 189–194.
- VASS D. 1978: World Neogene radiometric time-scale (estate to the beginning of 1976). — G. P. Správy 70.: 197–236.
- VEKILOV B. G. 1962: Ponticeszkij jarusz vosztocsnogo Azerbajdzsana. — Baku.
- VEKILOV B. G.—ALLAHVERDILEV R. A.—KARJAGDU X. X. 1969: Novüe dannüe o ponticeszkij kom jarusze vosztocsnogo Azerbajdzsana. — Izvestija AN Azerbajdzsanszkaj SzSzR. Baku. 4.: 16–20.
- VELIKOVSKAJA E. M.—RUBAKOVA N. O. 1967: Szrednij i verhnij pliocén zakarpatszkogo pro-giba. Doklad AN SzSzSzR. 176.: 155–158.
- VERCELINO J. 1970: Here's what's known about the geology of the Italian Adriatic. — Oil and Gas Internat. 10 (11): 70–78.

- VETULIS D. 1957: Beiträge zur Kenntnis der Geologie des Ptolemais-Beckens. — A. G. H. I. Ser. 8.: 48–79.
- VÉGH S. 1962: Az Északi-Bakony miocén képződményei. — É. J. 1959-ről: 21–36.
- VIALOV O. SZ. 1961: Sur les relations entre les facies flysch et molasse. — Ass. Geol. Carpatho-Balkanique. V. Congr. Bucaresti. 2.: 307–311.
- VÍGH GY. 1939: A Mátra déli aljának földtani viszonyai a Zagyva és a baktai Hidegvölgy között. — É. J. 1933-ról, 2.: 653–708.
- VINOGRADOV A. P. 1975: Paleogeografija SzSzsR. — Moszkva. 4.: 1–407.
- VITÁLIS I. 1939: Magyarország köszénélőfordulásai. — Sopron.
- VITÁLIS S. 1941: A selypi cukorgyár artézi kútja. — Hidr. Közl. 21. (1–6): 36–41.
- VJALOV–SZOBOLEV–KOSZTJUK 1966: Neogenovüe otlozsenija zakarpatszkogo vnutrennego progiba. — Geologija SzSzsR. Karpatü. Moszkva. 48.: 234–266.
- VOSZTRJAKOV A. V. 1963: K voprosu o sztroenii verhnepiocenovüh otlozsenij nizsnego Zavolz'sja. — Dokl. AN SzSzsR. 150: 143–148.
- VÖLGYI L. 1965: A Nagyalföld középső részének mélyföldtani vizsgálata. — F. K. 95. (2): 140–163.
- 1970: Az algyői szerkezet szénhidrogéntelegeinek összehasonlító vizsgálata. — F. Kut. 13. (1): 10–23.
- WAGNER W. 1953: Die tertiären Salzlagerstätten im Oberrheintal-Graben. — Z. D. G. G. 105.: 706–728.
- WAGNER H. 1977: Rumänien. — Rohstoffwirtschaftliche Länderberichte. 13.: 1–176.
- 1978: Polen. — Rohstoffwirtschaftliche Länderberichte. 19.: 1–144.
- WAGNER H.—BERTHOLD G. 1979: Comecon. — Rohstoffwirtschaftliche Länderberichte. 23.: 1–253.
- WENZ W. 1921: Das Mainzer Becken. — Heidelberg.
- WETZEL R. 1974: Étapes de la prospection pétrolière en Syrie et au Liban. — Compagnie Française des Pétroles. Notes et Mémoires 11.: 36–69.
- WIESENER H.—MAURER J. 1958: Ursachen der räumlichen und zeitlichen Änderung des Mineralbestandes der Sedimente des Wiener Beckens. — Eclogae Geologicae Helvetiae. 51.: 1155–1172.
- WILLS J. L. 1961: A palaeographical atlas of the British Isles and adjacent parts of Europe. — London.
- WINKLER-HERMADEN A. 1927a: Über die sarmatischen und pontischen Ablagerungen im Südostteil des steierischen Beckens. — J. G. B. 77.: 393–455.
- 1927b: Erläuterungen zur Blatt Gleichenberg. — Wien.
- 1936: Die Kohlenlager Österreichs, ihre geologische Position und wirtschaftliche Bedeutung. — Z. D. G. G. 88.
- 1957: Geologisches Kräftespiel und Landformung. — Wien.
- 1962: Die jüngsttertiäre Ausfüllung des Pullendorfer Beckens im Mittleren Burgenland. — Sitz. d. Öst. Akad. d. Wiss. Math. Naturw. Klasse. 1. (171): 143–192.
- WOLFART R. 1967: Geologie von Syrien und dem Libanon. — Berlin.
- WOLSTEDT P. 1958: Das Eiszeitalter. I.—II.—Stuttgart.
- ZAK I.—BENTOR V. K. 1972: Some new data on the salt deposits of the Dead-Sea area. — Geology of saline deposits, UNESCO.: 137–143.
- ZANGWIJN W. H.—DOPPERT J. W. 1978: Upper Cenozoic of suthern North Sea Basin. — Geologie en Mijnbouw. 57.: 577–588.
- ZAPFE H. 1956: Die geologische Alterstellung Österreichischer Kohlenlagerstätten. — Berg- und Hüttenmännische Monatshefte. 101.: 71–81.

- ZHIDOVINOV N. et al. 1979: Biostratigraphy and correlation of Neogene deposits of the North-Eastern Paratethys. — A. G. H. Hors. sér. 3.: 1303–1311.
- ZIEMBIŃSKA M.—NIKLEWSKI J. 1966: Stratigrafia i paralelizacja pokładów węgla brunatnego złoża Ścinawa na podstawie analizy sporowo-pyłkowej. — Inst. Geol. Biuletyn 202.: 27–58.
- ZSELEZNOVA N. G. 1972: Zakonomernoszti razmescsenija i geologiceszkie osobennoszti mesztorozsdenij uglej kainozojszkogo vozraszta na territorii central'noj i jugo-vosztocnoj Evropü. — Szovetszkaja geologija, 2.: 130–137.
- GASPARIK J. 1979: Paleogeographical map of Slovakia. — Geol. Ust. Dionyza Stura. Bratislava.
- HINSCH W. 1980: Neogene Braunkohlenflöze in Schleswig-Holstein. — Schriften des Naturwiss. Vereins für Schleswig-Holstein. 50.: 89–106.
- SZALAY Á.—SZENTGYÖRGYI K. 1979: Adatok a szénhidrogénkutató fúrások által feltárt medencebeli pannon képződmények litológiai ismeretéhez. — M. T. A. O. K. 12.: 401–423.

TÁRGYMUTATÓ

- Abruzzók 13
 Adana-öböl 8, 17, 26
 Adriai-tenger 12, 13, 37, 38, 41, 42, 70
 Afrikai-tábla 16
 akcsagil emelet 22, 27, 28, 31, 34, 38, 44, 72, 97
 akvitáni emelet 22, 92, 93, 108
 alapkonglomerátum 79, 82
 alaptelep 85, 101, 102, 103, 104
 Albánia 8, 13, 25
 Alboran-tenger 8, 25
 Algéria 17
 allochton-takaró 42
 Alpok 17, 42, 43, 53, 78, 81, 83, 90, 92, 97, 106, 107, 114, 125
 Alp–kárpáti hegyvonulat 33
 Alsórajnai-szénmedence (öböl) 18, 88, 106
 Amsterdam 15
 Anatólia 25
 Anatóliai masszívum 13
 andezit 77
 Anglia 8, 15, 26, 36, 72
 anhidrit 73, 74, 91
 Antitaurusz 13
 Appenninek 11, 12, 33, 34, 36, 40, 42, 84, 90
 Appennini-félsziget 70, 95, 109
 apseron emelet 22, 27, 28, 34, 72
 Apseron-félsziget 72
 Apulia 8, 12, 25, 34, 36
 Arab-masszívum 13, 42
 Aral-tó 71, 97
 Argil-olajmező 26, 36
 arid klímaöv 75, 90, 91
 asti emelet 38
 Athén 16
 átmeneti telep 102, 103, 104
 Ausztria 25, 70, 83, 88, 108, 111, 114, 115
 Avimactra 44
 Azovi-tenger 12, 18, 44, 72
 bádeni emelet 22, 31, 32, 33, 63, 66, 81
 Bajorország 70, 83, 88, 106
 bakhtiar formáció 71
 Bakony-hegység 53, 58, 61, 81, 125
 Baku 47, 72, 97
 balaháni rétegek 22, 44
 Baleárok 16
 Balkán-félsziget 96, 100, 109
 Balkán-hegység 12
 Balti-tenger 19
 barnakőszén 84, 105
 barnakőszén telep 18, 72, 85, 87, 91, 101, 107
 barnavasérc 72
 bazalt 14, 73, 112
 bazalttufa 112
 báznai-tufa 78
 Bécs 11
 Bécsi-medence 8, 10, 11, 20, 21, 24, 31, 32, 41, 42, 47, 52, 53, 56, 57, 58, 90, 92, 95, 98, 99, 100, 108, 111, 112, 114
 Belchatow 18
 Belgium 72, 97
 Belgrád 43
 Besszarábia 71, 96, 98
 biosztratigráfia 12, 31
 bitekei rétegek 72
 Bithynia 119

- Bodeni-tó 42
 Bodrog 81
 Borsodi-szénmedence 90, 93, 100, 106
 Bos 105
 Boszniai-szénmedencék 43, 108
 Boszporusz 43, 100
 Brassói-medence 98
 Braunkohlensande 92
 Breccsa 29, 78
 Brennberg 81
 Brest 18, 73
 Bubnoff-egység 37
 Budapest 41, 81
 Bug-folyó 18
 Bükkábrány 95, 125
 Bükk-hegység 107, 121, 123
 Bulgária 88
 burdigáliai emelet 22, 38
 Burgenland 111, 119
- Cardium 44, 112, 113
 centrális eleváció 53, 58, 67, 126
 cerithiumos rétegek 92, 112
 ciklus 30, 78, 85
 Ciprus 16
 Como-tó 42
 Congeria sp. 108
 Congeria balatonica 99, 112, 113, 114, 120, 124
 Congeria banatica 43, 112
 Congeria croatica 43, 112
 Congeria neumayri 112, 113, 118
 Congeria ornithopsis 43, 112, 113, 120
 Congeria partschi 43, 112, 113
 Congeria subglobosa 112, 113
 Congeria ung. caprae 43, 112, 113
 Congeria zagabiensis 113
 Congeria zsigmondii 112
 congeriás rétegek 15, 17, 52
- Cseh-masszívum 83
 Csehszlovákia 111
 Cserhát-hegység 42, 107, 121
 csillámpala 117
 csokraki emelet 22
- daciai emelet 20, 98, 99, 100
 Dáciai-medence 8, 21, 24, 32, 33, 42, 43, 95, 96,
 97, 98, 99, 100, 108, 125
 daciai rétegek 11
 Dánia 8, 15, 26, 72, 92
 Dardanellák 43
 Déli-Kárpátok 11, 70, 90, 93, 107, 108
 delta 17, 28, 73
 Délzalai-medence 56
 denudáció 39, 83
 deurnien emelet 74
 Deutsch-Schützen 96, 114, 116, 117
 diasztrófikus régió 31
 diatomás iszap 17
 diastien emelet 74
 Dináridák 53, 83, 107, 125
 Dnyeper 17, 18, 28
 dolomit 72, 73, 75
 domasinszki rétegek 97
 Don-folyó 17
 Donyec-folyó 18
 Dreissena serbica 124
 Duna 11, 17, 28, 41, 81
 Dunántúl 81, 83, 119
 Duna–Tisza-köze 81
 durvamészkő 112, 113
- Ecséd 95, 125
 egri (egerien) emelet 22, 31
 eggenburgi emelet 22, 31, 32, 37, 43, 76
 Egyiptom 16
 Elba-folyó 19, 39
 Elbistan lignitelfordulás 101, 109
 előmélység 10, 11, 12, 13
 elveziano (emelet) 93
 er bloc kiemelkedés 14, 16, 42
 Endrőd 49
 Eperjes 43, 82
 epi kontinentális medence 14, 22, 39
 epi kontinentális üledéktakaró 7, 9, 10, 15, 18,
 20, 29, 30, 36, 37, 42, 73, 74, 75
- epirogenézis 5
 epirogén kiemelkedés 44, 109

epirogén süllyedék 7, 9, 10, 14, 20, 22, 35, 36,
42, 72, 74, 75

Erdélyi-medence 8, 10, 21, 24, 31, 32, 43, 78,
82, 90, 93, 96, 99

erózió 18, 76, 78, 86, 106

erózió-bázis 43, 44

eróziós diszkordancia 52

Ervilia 112, 113

euxini kifejlődés 12

evaporit 16, 17, 74, 90

Égei-tenger 72, 109

Érsekújvár 65, 66

Északi-Kárpátok 8, 82, 92

Észak-Káspi-süllyedék 8, 14, 15, 16, 22, 26, 27,
28, 29, 37

Északi-tenger 6, 7, 9, 14, 15, 16, 19, 22, 26, 27,
28, 29, 33, 36, 37, 39, 41, 74, 88, 105

fehér márga 77

Fehér-tenger 44

Fekete-tenger 12, 16, 17, 18, 28, 29, 32, 39, 41,
43, 46, 91, 97

Ficus 105

Flammenton 73

flis 9, 10, 11, 42

Földközi-tenger 6, 9, 11, 14, 16, 17, 18, 24, 26,
27, 28, 29, 37, 38, 39, 41, 43, 46, 72,
73, 74, 75

Forties-olajmező 8, 26, 36

Franciaország 16

Frankfurt 72

Füzesabony 64

Garda-tó 42

Genfi-tó 11

geofizikai mérések 6, 17, 28

Gibraltári-szoros 29

gipsz 16, 17, 72, 91

glaciális erózió 18

glaciális tektonika 105

gleccserek 43, 105

Gorkij város 44

Gráci-öböl 78, 93

gram (emelet) 74

gravitációs lecsúszás 45

gutini emelet 20

guyot 44

gyűrt hegyláncok 8, 29, 69

Hajdúszoboszló 49, 53, 77

háromszög diagram 33

Helix 119

helvét emelet 22, 93

helvét-takaró 42

hemmor 92

Herend 81, 90

Hernád-folyó 81, 123

Hollandia 8, 15, 18, 26, 36, 72, 91

Holt-tenger 7, 8, 13, 14

Horvátország 43

humid klímaöv 70, 90, 91

ilnicki emelet 20, 99

Inovec-hegység 63, 65

intramontán katlan 13

Irán 13, 75

iszap 44, 45

izopach-térkép 50

izosztázia 14

izovszki rétegek 20

Izrael 8, 16, 17, 25

Jordán-folyó 14

Jordánia 73

Jugoszlávia 88, 111, 114

Jura-hegység 11, 42, 108

kalábriai rétegek 95

Káma-folyó 44, 97

karagandai emelet 22

Karakum-depresszió 8, 23, 25

karbonátkőzet 69, 70, 73, 76

Karcag 49

Kárpátalja 99, 112

kárpáti emelet 21, 31, 43

Kárpátok 11, 17, 32, 43, 53, 69, 83, 92, 99, 125

Karpfenstein-kavics 78

káspi-brack fácies 12, 18, 52, 70

- Káspi-süllyedék 23, 25, 36, 72
 Káspi-tenger 8, 12, 15, 33, 41, 44, 72, 91
 Kassa 82
 katlanszerű beszakadás 7, 9, 16, 20, 28, 29, 36, 46
 katti emelet 22
 Kaukázus 12, 15, 39, 70, 71, 83, 92, 97
 Kazány 44
 kavics 71, 72, 73, 75, 76, 78, 79, 80, 81, 82, 83, 112, 113, 117, 118, 123
 Kecskemét 58
 Kékkő (Modry Kamen) 106, 107
 Keleti-Kárpátok 42, 90, 93
 kimmériai emelet 22, 31, 34, 44, 72
 kinelszki rétegek 97
 Kisalföld 52, 53, 56, 57, 61, 62, 63, 65, 66, 67, 78
 Kisázsia 13, 17, 92, 97, 101, 109
 Kis-Kárpátok 63, 65, 83
 Kis-Kaukázus 70, 92
 Kiskunhalas 58
 Kisújszállás 49
 Köflach 108
 Kolhiszi-depresszió 8, 12, 23, 24, 34, 42
 Komárom 65
 Komjáti 95, 125
 konglomerátum 29, 75, 78
 kongresszus 16
 konkai rétegek 22
 konkai emelet 34
 Konstanca 17, 44
 kőolaj-előfordulás 49
 Kopetdag 12
 koselevszki emelet 20
 kőso 15, 16, 17, 72, 73, 74, 91
 Kőszegi-hegység 56, 117
 kőszénképződés 84, 110
 kozakhuri rétegek 22
 középdunai medencerendszer 72, 76, 77, 83, 87, 106, 111, 114, 124, 125
 köztes telep 85, 102, 103, 104
 közti besüllyedés 10
 Krakkó 11
 kratogén terület 10, 30, 85, 98
 Kréta-sziget 16
 Krim 12, 44, 71, 97
 Kubáni-depresszió 8, 12, 23, 24, 34, 42, 43, 70, 71
 kujalnicksi emelet 22, 31, 34
 Kujbisev 15, 44, 97
 Kura-depresszió 8, 12, 23, 24, 34, 42
 Kusztanai rétegek 72
 lac mer 17
 lagunaképződmény 17, 73, 109
 Lajta-hegység 114
 lánchegység 10, 43, 69
 langhiai emelet 30, 34
 Lengyelország 18, 73, 88
 lepusztulás 5, 37, 40, 41, 44, 59
 levantei emelet 20, 77, 98, 99, 120
 levantei rétegek 11
 Líbia 16
 lignit 59, 64, 66, 79, 112, 113, 118
 lignit-előfordulás 49, 72, 94, 99, 101, 108, 110, 111, 114, 115, 124
 lignitképződés 84, 87, 97, 100, 125, 126
 limnikus telep 85
 Limnocardium 108
 Limnocardium carnunctium 112
 Limnocardium penslii 113
 lineamentum 85
 litofációs 69, 73, 85
 litogenetikai egység 79
 litosztratigráfia 12, 73, 124
 lösz 17, 79
 Luzerni-tó 42
 Lvov 11
 Lymnaea 97, 109
 Lyrcaea 78
 Mactra 112, 113
 Maggiore-tó 42
 Magyarország 88, 111
 Mainzi-medence 90, 92
 Majkop 12, 23, 34, 36, 43
 Máramarosi-medence 82
 márga 71, 76
 marginális depresszió 53, 58, 67, 125
 Marica-völgy 12

- Mastodon 105
 Mastodon arvernensis 113
 Mátra–bükkaljai-lignitvidék 53, 56, 58, 64, 99,
 106, 111, 112, 113, 115, 119, 120, 121,
 122, 124
 Mátra-hegység 42, 121
 Mecsek-hegység 53, 58, 61, 77, 81, 93, 125
 Melanopsis 17, 108
 Melanopsis bouéi 118
 Melanopsis impressa 112, 113, 120
 Melanopsis pygmaea 43
 Melanopsis tihanyensis 118
 meotiszi emelet 22, 31, 33, 34, 38, 98
 meotiszi rétegek 20
 messinai emelet (messiniano) 16, 17, 28, 30, 33,
 34, 38, 72, 73, 74, 93
 Mezo-Európa 29, 84
 mezohalin fácies 44
 Mezőkövesd 59, 64, 118, 119, 122, 124
 Mezopotámia 8, 13, 25, 33, 42, 75, 83
 mészkő 71, 73, 74, 75, 77, 123
 mészmárga 79
 Mistelbach kavics 78
 moesiai tábla 12, 125
 molassz 9, 11, 12, 42, 69, 70, 71, 82, 92, 100
 Moldva 40
 Moldva–besszarábiai-küszöb 97, 99
 moli homok 97
 Mongólia 78, 97
 Morava-folyó 43
 Morava-völgy 90, 93
 moréna 19
 Moszkva 8, 18, 26, 40
 mögöttes mélység 10, 12
 Nádudvar 49, 58
 nagelfluh 71
 Nagyalföld 39, 42, 52, 63, 78, 81, 123
 Nagyvíván 58
 Nagyszombat 66
 Német–Lengyel-síkság 8, 9, 15, 18, 19, 26, 84,
 88, 91, 100, 105, 106
 Németország 8, 15, 18, 26, 48
 nemzetközi kongresszus, 6, 87
 neogén kollokvium 6, 87
 Neo-Európa 16, 22, 28
 Nílus 8, 17, 25
 Nógrádi-szénmedence 100
 Novorosszijszk 17
 Nyírség 77
 Nyugat-magyarországi lignitvidék 111, 112,
 114, 124
 Odera-folyó 19, 73
 Odessza 12, 17, 44, 71
 Olaszország 88, 92, 93
 olistostrom kőzet 45
 Olténia 11
 orogenezis 5
 orogenezis időtörvény 46
 orogén periódus 46
 orogén szegélymélység 7, 9, 10, 22, 29, 30, 33,
 35, 36, 39, 42, 69
 orogén terület 38, 85
 Orosz-síkság 18
 Orosz-tábla 42, 44
 oszcilláció 45, 52, 73
 ottngai emelet 21, 31, 32
 Ózdi-szénmedence 90, 106, 107
 Ős-Duna 83
 Ős-Európa 29, 84
 ősföldrajz 6, 29, 84, 85, 109
 ősföldrajzi térkép 40, 41
 Paleo-Európa 14
 Palmoxilon 105
 Paludina 105
 pannóniai emelet 20, 31, 32, 37, 60, 61, 62, 63,
 67, 68, 81, 87, 98, 118, 120
 Pannóniai-medence 6, 8, 10, 11, 16, 21, 22, 24,
 27, 28, 31, 32, 36, 40, 41, 42, 43, 49, 52,
 53, 67, 74, 76, 78, 79, 80, 82, 90, 93, 95,
 97, 99, 100, 107, 108
 pannon s.str. emelet 65, 67
 parageoszinklinális 14, 22
 paralikus kőszénteleg 85, 92, 108
 Paratethys 6, 7, 15, 18, 20, 21, 22, 23, 30, 32,
 34, 36, 37, 38, 41, 71, 74, 75, 91, 92

- Pécs 81
 Pennini-takaró 42
 Perzsa-öböl 8, 13, 25
 piacenzai emelet 38
 Pinus 105
 piroklasztikum 15, 77
 Planorbarius 119
 Planorbis 97; 113
 platform területek 39
 Pó-medence 8, 12, 28, 34, 42
 pontusi emelet 20, 22, 31, 34, 98, 100
 pontusi s.str. 100
 Pontuszi-hegység 13
 Potamides 44
 poznani agyag 18, 73, 78
 Pozsony 63
 prepannóniai denudáció 57
 produktív sorozat 97
 Prosodacna sp. 108
 Prosodacna vutskitsi 99, 112, 113, 114, 120, 124
 provalenciennesia rétegek 77

 radiometrikus kormeghatározás 30, 31, 33, 36
 Radix 109
 Rajna-árok 7, 8, 9, 13, 14, 22, 26, 29, 33, 72, 90, 92, 95
 Rajnai-palahegység 40
 Rajnai-szénmedence 105
 Rajna-folyó 19, 39, 40, 41
 regresszió 18
 regresszív fációs 22
 reinbek emelet 92
 reliefenergia 5, 40, 41, 43
 Rhinoceros 105
 Rhodope-masszívum 12
 Rhone-delta 8, 17, 25
 Rhone-völgy 8, 11, 71
 Rimini 8, 25, 34
 riolit 121
 riolitufa 78, 113, 121, 123
 ritmus 45, 78
 Románia 88
 romániai emelet 20, 33, 98
 röghegységek 10

 sabhka 17
 Sajó-folyó 81, 122
 Sajó-völgy 78, 119
 sakarauli emelet 22, 38
 Salgótarjáni-szénmedence 90, 93, 106
 Saone (-folyó, -völgy) 8, 11, 25, 42, 95, 108
 Schwarzwald 11
 semiarid klímaöv 90, 91
 serravaliano (serravali emelet) 30, 73
 shelf-réfió 38
 Skandinávia 19
 slír 69, 71
 Soproni-hegység 56
 sótekonika 15
 Split 16
 Svájc 25, 70, 83, 106

 szarmata emelet 20, 21, 22, 23, 31, 32, 33, 34, 37, 38, 56, 57, 58, 76, 77, 78, 81, 87, 93
 szegélymélység 10, 20, 36, 75
 szeizmikus reflexió 16
 Szevasztopol 17, 34
 Szicília 16
 színorogén üledékképződés 46, 47, 48, 49, 50, 53, 105
 Szíria 8, 25, 73
 Szlovákia 61, 63, 66, 85
 Szófia-medence 12, 43
 Szovjetunió 40, 74, 88
 Sztavropol 23, 24, 43
 Szudéták 88, 91
 tabiani emelet 38
 táblás terület 10
 tarhani rétegek 22
 tarka agyag 20, 22, 70, 71, 73, 78, 79, 112, 117
 Taurusz-hegység 13
 tavikréta 17
 Teheráni-medence 8, 13, 25
 tektonikus árok 7, 9, 10, 13, 20, 22, 29, 36, 43, 72, 106
 Temze 39
 tengerallati kanyonvölgy 29, 44
 tengerfenék-kutató fúrás 8, 16, 26, 28, 52

- Terek-depresszió 8, 23, 24, 34, 42, 43
 Tethys 30, 43, 75
 Theodoxus 109
 Thráciai-medence 8, 12, 21, 24, 36, 42, 43, 95, 98, 100, 108
 Tirrén-tenger 70
 törmelékkúp 71, 80, 81
 Törökország 16
 toronyi lignitelőfordulás 96, 114, 115, 116, 117, 118, 119, 124, 125
 tortónai emelet 22, 30, 34, 73, 93
 Toscana 95, 98, 100, 109
 Tribecs-hegység 65
 tufit 45, 77
 Tunisz 16, 17
 turbidit 45
 Túrkeve 49
 Tuzla 43, 96, 99

 Ukrajna 8, 18, 26, 40
 Unio 97, 109, 119
 Unio wetzleri 112, 120
 Ural-hegység 18, 72, 91
 Ural-folyó 15
 Utrecht 16

 üledékgyűjtő medence 7, 8, 9, 20, 30, 36, 40, 43, 49
 üledékképződés 5, 20, 30, 32, 36, 37, 47
 üledékképződési jelleggörbe 31, 46, 50, 52
 üledékes vasérc 97
 üledékszállítás 44

 üledékvastagság 20, 27, 28, 30, 32, 33, 34, 36, 40, 46

 vádi 29
 Vág-folyó 64
 Valvata 109, 119
 Vaskapu 43
 Várpalota 90
 Vértes-hegység 53, 58, 61, 81, 125
 vertikális elmozdulás 41
 Vihorlát–Gutin-hegység 41, 77, 93, 95, 99
 Villafrankai emelet 98
 Visonta 95, 112, 119, 122, 123, 125
 Visztula 19
 Viviparus 109, 113
 vízszint változás 41
 Vogézek 11
 Volga-folyó 15, 41, 44, 72
 vulkáni kőzetek 8, 41, 69, 72, 73, 75, 78, 94, 99
 vulkanizmus 14, 75, 77, 99

 Wetterau 95
 Wille-szénmedence 47
 Württemberg 25

 Zagrosz-hegység 13, 70
 Zillingsdorf 95, 114
 Zistersdorf 47
 Zürichi-tó 42

 Zsilvölgyi-szénmedence 93, 108