

3. FÖLDFIZIKAI KUTATÁS*

A Tihanyi Observatóriumban folyamatosan regisztráltuk a *földmágneses tér* F totális értékét és D , H , Z komponenseit, az előző évi jelentésben ismertett rendszerekkel.

Tájékoztató adatként közöljük, hogy a leggyakrabban használt mágneses paraméter, a deklináció 1980. évi középértéke a Tihanyi Geofizikai Observatórium mérései szerint:

$$\bar{D}_{1980,5} = 1^\circ 12'$$

A Tihanyi Geofizikai Observatórium koordinátái:

$$\varphi = 46^\circ 54,0' \text{ N}$$

$$\lambda = 17^\circ 53,6' \text{ E}$$

$$h = 187 \text{ m}$$

Ebben az évben is végeztünk összehasonlító méréseket a környező országok obszervatóriumaiban, amelyek megadták a folyamatos ellenőrzés lehetőségét.

Tovább folytattuk az országos mágneses alaphálózat mérését, azaz az F , D és H meghatározását az alappontokon.

Az *ionoszféra-magnetoszféra* kutatás keretében a whistlereket a Tihanyi Observatóriumban felállított berendezéssel az egész év folyamán regisztráltuk. A mérési anyag statisztikai feldolgozását elvégeztük, kiszámítottuk az elektromos sűrűség-profilokat. Teljesítettük az ezekkel kapcsolatos adatszolgáltatási kötelezettségeinket.

Érdekes jelenséget találtunk az MTA GGKI Nagycenk melletti obszervatóriumban észlelt gyöngypulzációk és a Tihanyi Observatórium whistler regisztrátumainak összevetése során. Az előfordulási gyakoriságok igen jó korrelációt mutatnak több évre visszamenőleg és az utóbbi időben a gyakoriság mindkettőnél rendkívül alacsony szintet ért el. Ezek alapján feltételezhető, hogy az előfordulásban van egy, a napfoltciklussal egyező periodicitás is.

A whistlerok csökkenő száma és a korábbiaknál gyengébb minősége indokoltá tette más regisztrálási és feldolgozási módszer kidolgozását. A BME Mikro-

* Csapó G., Hegyemegi L., Lomniczi T., Mártonné Szalay E., Pollhammer Mné, Sárhidai A., Szabó Z., Tóth P., Varga P.

hullámú Híradástechnikai Tanszékével együttműködve elkészítettük egy digitális whistler vevő és előfeldolgozó berendezés elvi terveit és modellkísérleteken igazoltuk azok használhatóságát.

A feldolgozás további gépesítése érdekében megkezdtük egy adatbank létrehozását, amely minden eddigi észlelési anyagot tartalmazni fog.

A földi árapály megfigyelés témakörében Tihanyban felállítottuk a Darmstadti Műszaki Főiskola La Coste—Romberg típusú regisztráló graviméterét, amellyel előreláthatólag 2—3 éves megfigyelési sorozatot fogunk végezni. Az év első felében Askania graviméterrel árapály megfigyeléseket végeztünk Pecen a Koszmos Geodéziai Observatóriumban, majd az év második felében osztrák—magyar együttműködés keretében a Grazi Műszaki Egyetem megfigyelő állomásán kezdtünk megfigyeléseket.

A Kőolaj és Földgázbányászati Vállalat (Nagykanizsa) megbízásából megfigyelőkutakon végzett nyomásvizsgálatok adatait felhasználva kísérletet tettünk a tároló porozitásának meghatározására. Mint ismeretes, a Föld árapálya a kéreg (és ezzel együtt természetesen a tározó kőzet) deformálódását eredményezi. Hatására a tározó hézagterefogatának, porozitásának megváltozását követően a fúrólukba folyadék préselődik és ez nyomásváltozást eredményez. A nyomásváltozás (P) és a porozitás (Φ) közti kapcsolat leírására Robinson és Bell munkájából kiindulva az alábbi kifejezés adható meg:

$$\Phi = \left[\frac{(2h - 6l)A \cdot E_F \cdot E_E}{P} - E_F \right] \cdot \frac{1}{E_R - E_F}, \quad (7)$$

ahol

h és l — a rugalmas Föld viselkedését leíró Love számok,

A — a merev, rugalmatlan Föld esetére érvényes elméleti dilatációs amplitúdó, amely csillagászati adatok alapján nagy pontossággal számítható minden fél- és egész napos árapályhullám esetére,

E_F — a folyadék összenyomási modulusa,

E_R — a kőzetmátrix összenyomási modulusa.

A képlet alapján végezhető porozitás vizsgálatokat jelentős mértékben nehezíti, hogy E_R szinte sohasem ismert. Különböző kőzetfizikai vizsgálatok alapján a $(2,0—2,5) \cdot 10^{11} \frac{\text{din}}{\text{cm}^2}$ közötti értéket használtuk. Egy korábbi vizsgálat eredményeiből azonban tudjuk, hogy a kőzetmátrix összenyomási modulusa bizonytalan meghatározottságából eredő hiba nem nagy. A (7) képlet az ún. effektív porozitás értékét szolgáltatja, mert a mobil folyadéktartalomról ad információt.

Fontos kérdés, hogy a kapott porozitás értékek a fúróluk mekkora nagyságú környezetét jellemzik. A Δ dilatáció értelmezése szerint:

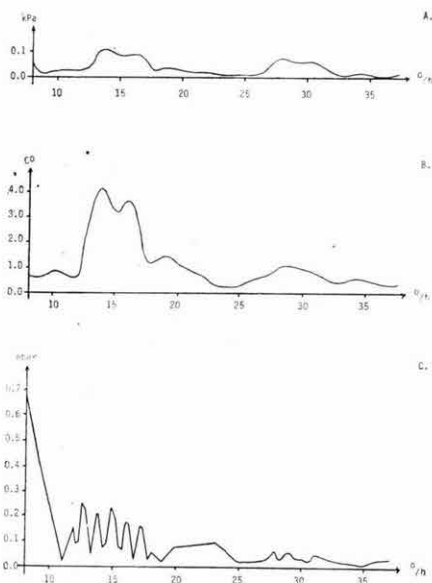
$$\Delta = \frac{\Delta T}{T} \quad (8)$$

ahol ΔT a dilatálódott folyadékterfogat és T a dilatációs mozgásban résztvevő folyadék térfogata. Elméleti számítások alapján Δ értéke meghatározható:

$$\Delta = 0,48 A.$$

A dilatálódott folyadékterfogat az egyes elemi árapályhullámok esetében vizsgálataink szerint 150—200 cm³. Ha 10% porozitást tételezünk fel, akkor a (8) képlet alapján a luniszoláris hatás következtében fellépő dilatációban a fúrás környezetének 10 méteres nagyságrendű környezete vesz részt.

Eddig mintegy 15 fúráson végzett nyomásváltozás megfigyelési idősor alapján kíséreltük meg a luniszoláris hatást kimutatni, illetve segítségével a porozitás értékét meghatározni. A 85. ábrán a Nagylengyel—301 jelű fúráson megfigyelt nyomásváltozások spektruma, a légnyomás és a hőmérsékleti spektrumok vannak feltüntetve. A fúrólýukon mért nyomásváltozások spektrumát mint-



85. ábra. A Nagylengyel—301 fúráson megfigyelt nyomásváltozások spektruma (A) az azonos időszakban megfigyelt hőmérséklet- és légnyomásváltozások spektrumaival (B, C)

Fig. 85. Spectrum of pressure variations observed in well Nagylengyel 301 (A) with temperature and air pressure spectra (B, C) observed in the same period

Рис. 85. Спектры изменения давления, наблюдаемые в скважине Надьлендел (А) со спектрами наблюдаемых в это же время изменений температуры и атмосферного давления (В, С)

egy két hetes megfigyelési sorozat alapján határoztuk meg. A luniszoláris hatás jelenlétét mutatja, hogy a fél (30°/h) és az egésznapos (15°/h) hullámok aránya olyan, mint az elméleti árapályban. Tapasztalatunk szerint megfigyelési eredményeinket a meteorológiai hatások — elsősorban a hőmérsékletváltozások — erősen torzítják. A meteorológiai hatások kizárása nehézséget jelent, mert elsősorban az árapály frekvenciákon, illetve azok közvetlen környezetében jelentkeznek és így matematikai szűréssel nem zárhatók ki. Ezért nyomás megfigyeléseink és a meteorológiai spektrumok között a luniszoláris frekvenciatartományoktól megfelelő távolságban levő részekben kerestünk statisztikai kapcsolatot regressziós analízis segítségével. Az így kapott egyenleteket a luni-

szoláris frekvencia tartományban a nyomásértékek korrekciójára használtuk fel még azok analizisét megelőzően, ha a meteorológiai és a nyomásváltozás spektrumok korrelációs kapcsolatot mutattak az árapály frekvenciákon. A 85. ábrán közölt, Nagylengyel—301 jelű fúrásra kapott nyomásváltozás spektrum nem mutat szoros kapcsolatot a meteorológiai hatásokkal (0,2—0,45 közötti korrelációs együtthatók adódtak) és így a nyomásváltozás spektrum alapján erre a kútra az egész és félnapos hullámok esetére adódó 0,12 kPa és 0,09 kPa amplitúdók alapján 15% illetve 20% porozitásértéket ad a (7) képlet.

Mivel az alkalmazott modell idealizált és nem követi az adott, konkrét eset sajátosságait, az általunk meghatározott porozitás értékek egyelőre csak arányossági tényezőkné és nem abszolút értelemben vett porozitás értékeknek tekinthetők. Figyelemre méltó tény azonban, hogy a nagylengyeli mezőn megvizsgált, összesen négy kútra kapott „porozitás” értékek gyakorlatilag megegyeznek.

A *geodéziai gravimetria* témakörében 1980. folyamán a szocialista országok területére vonatkozó „Egységes Gravimetriai Hálózat” (EGH) megvalósításának első fázisaként 3 ponton meghatároztuk az abszolút g értékét. A méréseket a Szovjetunióban kifejlesztett, a szabadesés elvén működő, hordozható lézergraviméterrel végeztük. Az abszolút pontok Budapesten (Mátyás-hegyi barlang), Szerencsen és Kőszegen vannak, így az 1978-ban Siklóson létesített ponttal együtt Magyarország 4 abszolút ponttal rendelkezik (86. ábra).

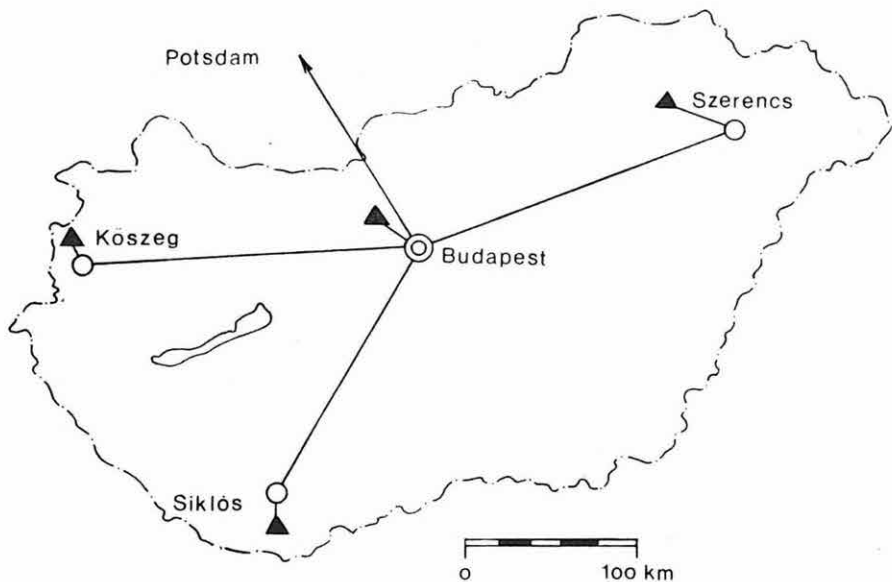
Az abszolút g mérések, valamint az I. rendű alaphálózat mérési eredményeinek felhasználásával meghatároztuk a potsdami gravitációs rendszer kiinduló értékének javítását és ennek hibáját (IV. táblázat). Az általunk számított javítási érték jól egyezik a más országokban abszolút módszerrel végzett mérések alapján levezetett javításokkal.

A gravitációs hálózatok korszerűsítése keretében elkezdtük a II. rendű gravitációs alaphálózat újramérését és 180 pont-kapcsolat graviméteres meghatározását elvégeztük.

Az 1978—79-ben a Kárpát-balkán poligonon, valamint 1979-ben Vidinben (BNK) a vízszintingadozás tanulmányozására létesített poligonon nemzetközi kooperációban végzett gravimétermérések feldolgozását elvégeztük.

IV. táblázat

Mérési pont	Javítás	Hiba
	[mGal]	
Siklós	− 13 999	±0,041
Budapest	− 13 954	±0,039
Szerencs	− 13 922	±0,043
Kőszeg	− 13 961	±0,040
Átlag	− 13 959	±0,041



86. ábra. Magyarország területén levő abszolút gravitációs mérési pontok

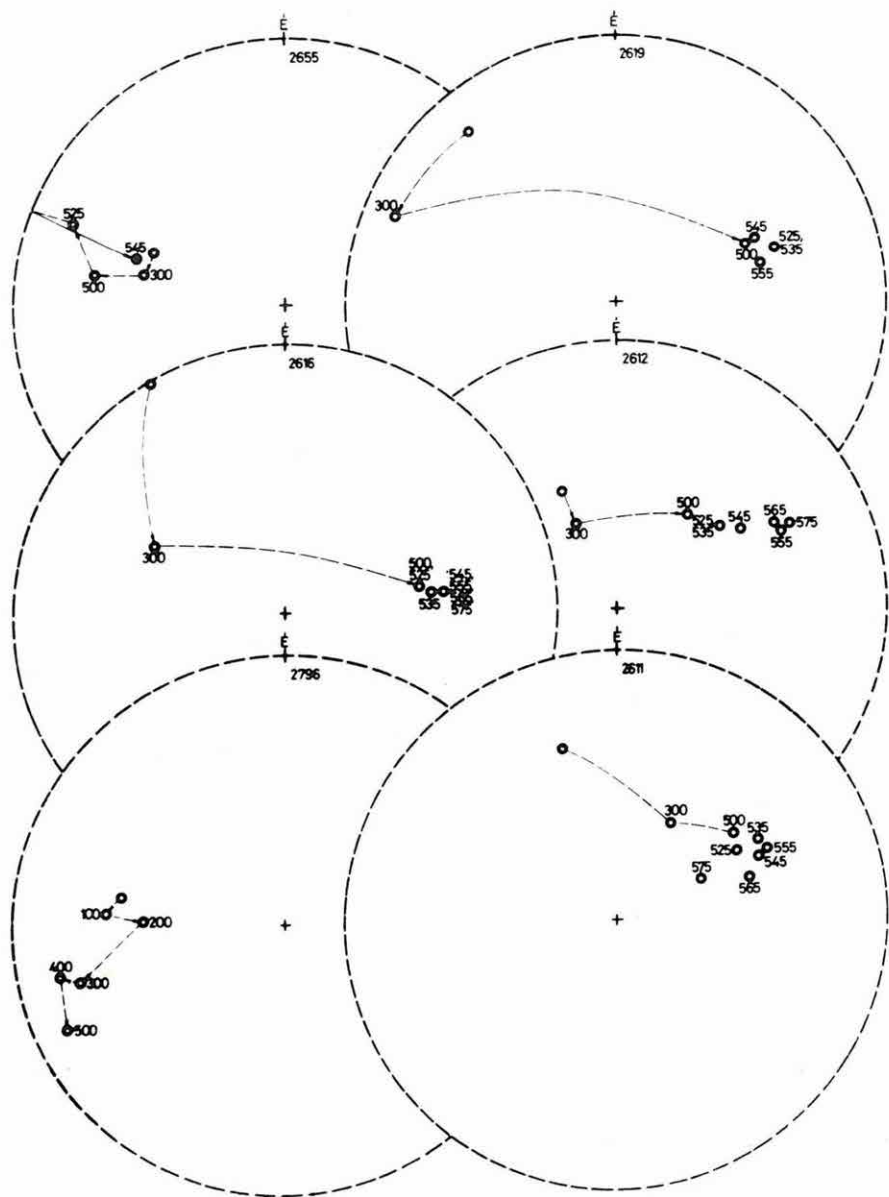
Fig. 86. Absolute gravimetric points over the territory of Hungary

Рис. 86. Расположение пунктов с определенными абсолютными величинами гравитации на территории Венгрии

Paleomágneses vizsgálatok

A sümegi Mogyorósdomb földtani alapszelvényének paleomágneses vizsgálata keretében 1980-ban a szelvény felső kimeridgei — alsó berriázi szakaszának vizsgálata készült el (158 minta 140 m hosszon). A mintavétel első menetben 1—1,5 m távolságban történt, később úgy sűrítettük, hogy egy-egy mágneses zónát lehetőleg legalább két minta képviseljen.

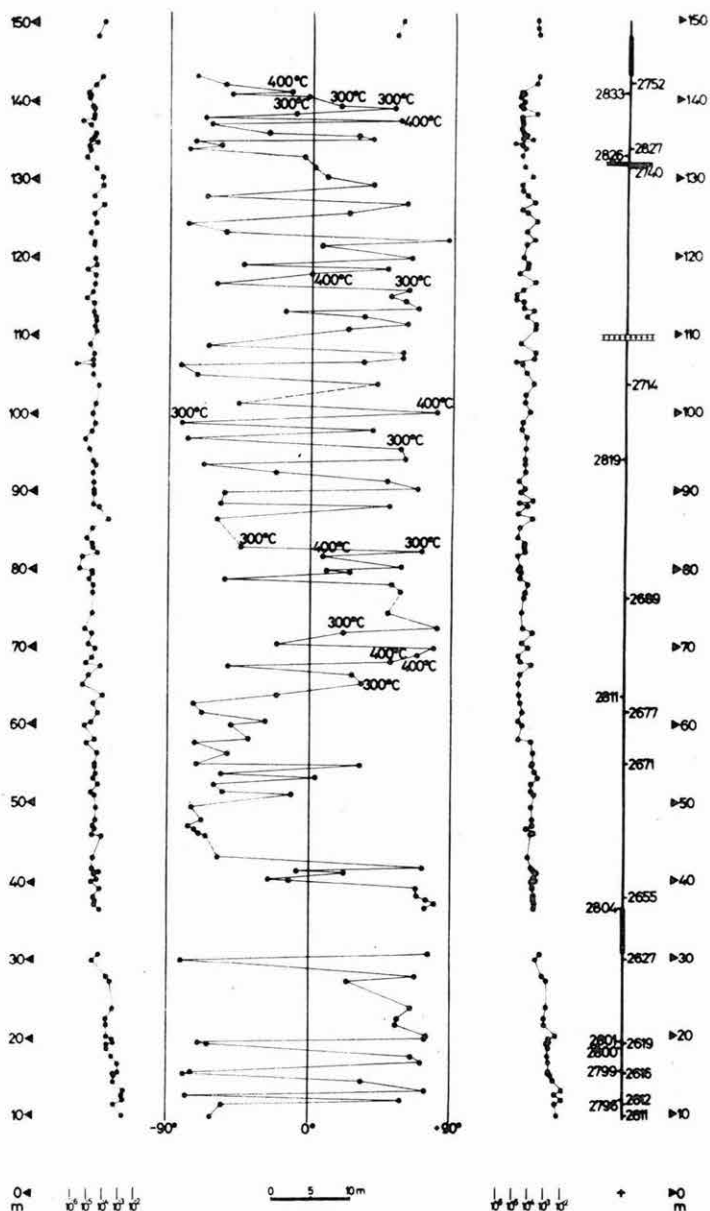
A minták tisztítása hőkezeléssel történt. A mágnesezettség intenzitása, különösen lemágnesezés után sokszor alig haladta meg a JR—4 magnetométer zajszintjét, ezért a hasznos jel kiemelésére ismételt méréseket végeztünk. A mágnesezettség többkomponensűnek bizonyult, a másodlagos komponensek teljes eltávolításához 500—545 °C hőmérséklet volt szükséges (87. ábra). Néhány esetben azonban a természetes mágnesezettség (NRM) intenzitása 300 ill. 400 °C felett a magnetométer zajszintje alá csökkent, így a polaritás meghatározására 500 °C-nál kisebb hőmérsékleten tisztított mintákat voltunk kénytelenek felhasználni. Ezek az irányok természetesen kevésbé megbízhatók, mint a többi (88. ábra).



87. ábra. Sümeg, Mogyorósdomb. Az NRM irányok változása termolemag-
nesezésre

Fig. 87. Sümeg, Mogyorósdomb. Changes in NRM directions under thermal
demagnetization

Рис. 87. Район Шюмег, Мдьороршдomb. Изменение направлений NRM
на воздействие терморазмагничивания



88. ábra. Sümeg, Mogyorósdomb. Az NRM intenzitás és a látszólagos földmágneses pólusok szélességének változása a szelvény mentén

Fig. 88. Sümeg, Mogyorósdomb. Variations of NRM intensity and of latitudes of virtual geomagnetic poles along the profile

Рис. 88. Район Шюмег, Мдьорошдомб. Интенсивность NRM и изменение широты кажущихся геомагнитных полюсов по профилю

A hőkezelés után mért NRM irányokból kiszámítottuk a látszólagos mágneses pólusok helyzetét (Virtual Geomagnetic Pole, VGP) majd ezek közép-irányaként az egykori földmágneses pólus helyzetét.

A polaritás zónák szemléltetésére az utóbbi néhány évben elterjedt „VGP szélesség” módszert alkalmazzuk. Ennek az a lényege, hogy a látszólagos pólushelyzetekből (VGP) közepes pólushelyzetet számolunk. Az így meghatározott közepes pólust a földrajzi északi sarkra forgatjuk és vele együtt forgatjuk a látszólagos pólusokat ugyanazon forgáspont körül, ugyanolyan szöggel. A látszólagos pólusok forgatás utáni szélességkoordinátája egyértelműen jellemzi az egyes VGP-k egykori északi és déli pólushoz viszonyított szélességét, azaz a minta mágnesezettségének normál vagy reverz jellegét. Mivel a módszer a polaritás megállapításában nemcsak az inklináció előjelét, hanem a deklinációt is figyelembe veszi, a pusztán inklináció meghatározására támaszkodó zónabeosztásnál megbízhatóbb magnetosztratigráfiai skálát eredményez.

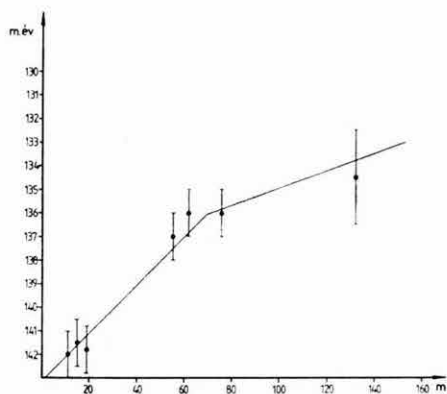
A VGP szélesség változása a távolság függvényében a mágneses tér sokszoros polaritásváltozását mutatja a sümegi alapszelvényben. (A VGP szélesség mellett a 88. ábrán feltüntettük az NRM intenzitásának változását természetes állapotban (I_{n_0}) és a polaritás meghatározására felhasznált lemágnesezési lépésben (I_{n_c}).

A magnetosztratigráfiai skála azonban időre vonatkoztatott polaritás zónáció. A sümegi rétegvastagság skála földtani időre kalibrálását Tardiné Filáz Edit Calpionella meghatározásai alapján végeztük (szóbeli közlés).

Minta száma	Földtani kor	Abszolút kor		
2796	kimeridgei	142	±1	M év
2799	kimeridgei-titon határ	140,5	±1	M év
2801	kimeridgei	141,5	±1	M év
2671	felső titon	137	±1	M év
2677	felső titon	136	±1—2	M év
2689	felső titon	136	±1	M év
2826	berriázi alja	134—135	±2	M év

Az abszolút kort a Calpionella zónáknak Van Hinte (1976) által közölt földtani időskálára vonatkoztatásával becsültük. A fenti felsorolásból látszik, hogy a korértékek ilyen formában nem használhatók a polaritásskála kalibrálására. Ezért a koradatokat a meghatározás bizonytalanságával együtt a terepi szelvény referencia pontjától (távvezeték villanyoszlopa a szelvény elején) való távolság függvényében ábrázoltuk (89. ábra). Egyenletes üledékképződési sebesség esetén a pontok egyetlen egyenessel lennének közelíthetők. A sümegi alapszelvény vizsgált részén azonban az üledékképződés sebessége nem volt

állandó. A rendelkezésre álló őslénytani adatok alapján kb. 70 m-nél az üledéklerakódás (rétegtömörülés egyenletes) sebessége megváltozott. Ebből a sebességdiagramból származtattuk a sümegei szelvényben mutatkozó zónahatárok korértékeit.



89. ábra. Sümeg, Mogyorósdomb. Az üledék-képződési sebesség becslése őslénytani adatokból

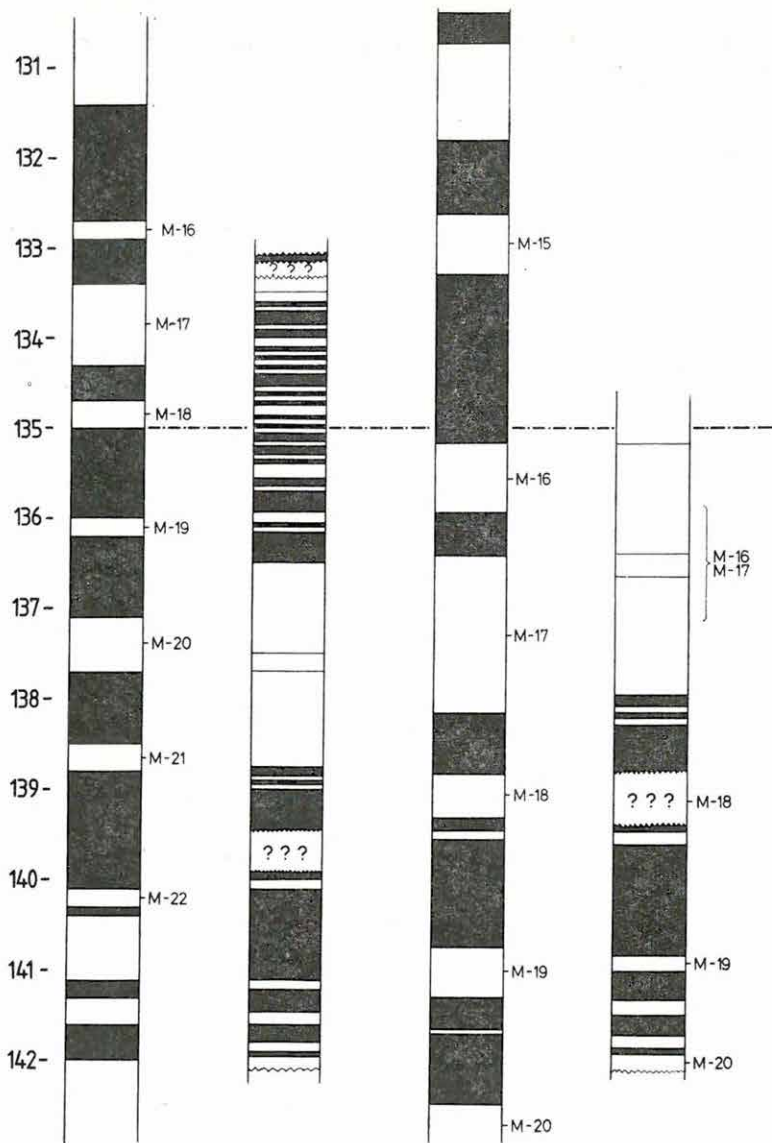
Fig. 89. Sümeg, Mogyorósdomb. Estimated sedimentation rates from paleontological data

Рис. 89. Район Шюмег, Модьоршдомб. Оценка скорости осадко-накопления по палеонтологическим данным

A 90. ábrán összehasonlítjuk a sümegei szelvény paleomágneses vizsgálatával kapott magnetosztratigráfiai skálát óceáni mágneses anomáliákból levezetett skálákkal (fehér: reverz zóna, fekete: normál zóna, kérdőjel: mintavételi hiány, abszolút kor millió években: módosított londoni időskála; M—17 számozott mezozoos reverz zónák). Szárazföldről származó hasonló korú anyag vizsgálatát tudomásunk szerint még nem publikáltak.

Az 1. oszlopban Van Hinte (1976) összeállítása szerepel a 2. oszlopban a sümegei polaritászónák, a 3. oszlopban Larson és Hilde (1976) javított skálája. A 4. oszlopról csak később lesz szó.

Az 1. és 3. oszlopban kevés olyan időpont van, amelyre azonos a polaritás és a zónák időtartama is különböző. Valamelyest javulna a helyzet, ha a szerzők által számozott reverz zónák közül pl. az M—17-eket párhuzamosítanánk. Ekkor azonban több millió éves bizonytalanságot kellene feltételeznünk valamelyikről vagy mindkettőről. Ugyancsak alapvető különbséget állapíthatunk meg a sümegei polaritásskála (2. oszlop) és Van Hinte skálája között (1. oszlop), míg az előbbi és a 3. zónaképe több szempontból hasonló. Legfontosabb egyezés az M—17+M—16 (3. oszlop) zónához hasonlóan igen hosszú reverz időszak a 2. oszlopban (136,5 és 138,7 millió év között), két rövid ideig tartó normál eseménnyel. Az M—16-nál fiatalabb normál zóna a sümegei szelvényben gyakori polaritásváltásokkal jelentkezik. A gyakori zónaváltás megjelenése a szárazföldi szelvényben azt jelenti, hogy itt jobb a felbontóképesség. Az M—17 alatti kép a 3. oszlopban igen hasonló a 2. oszlop leghosszabb reverz zónájához.



Van Hinte, (1976)

Sümeg, I.

Larson, Hilde (1975)

Sümeg, II.

90. ábra. Sümeg, Mogyorósdomb polaritászónáinak összehasonlítása tengeri anomáliákból levezetett polaritászónákkal

Fig. 90. Comparison of polarity zones of Sümeg, Mogyorósdomb with polarity zones derived from marine anomalies

Рис. 90. Район Шюмег, Модьорощдомб. Сопоставление полученных здесь зон полярности с зонами полярности, определенными по морским аномалиям

A fenti megfigyelésekre támaszkodva megkíséreltük a 2. és 3. oszlop korrelálását. Az M—16 felső határát párhuzamosítva a sümegei hosszú reverz zóna felső határával a szelvény alját továbbra is eredeti helyén tartva az idősebb szelvényszakasz 1,23-szorosára megnyúlük. Ez azt jelenti, hogy lassabb üledékképződést tételezünk fel, mint ahogyan az őslénytani adatokból következik. Az eredmény a 4. oszlopban látható. A 3. és 4. oszlop zónáinak korrelációja igen jó, ha figyelembe vesszük, hogy mindkét skála kalibrálása bizonyos feltételezéseken alapszik (pl. az üledékképződés ill. óceánfenék széttolódás legalább szakaszonként egyenletes). Megjegyezzük azonban, hogy a sümegei szelvényben az M—16 és M—17 megkülönböztetésének nincs alapja, mert a szárazföldi szelvényben a hosszú reverz időszakot csak két, pillanatszerű normál esemény szakítja meg.

Az üledékképződés sebessége paleomágnesez alapon a szelvény referencia ponttól számított első 70 méterében, azaz a f. jurában 8,7 m/millió év.

A magnetosztratigráfiai korreláció alapján átrendezett szelvény 135,2 millió évnél fiatalabb része rövid időszakot képvisel, amennyiben a Calpionellák vizsgálatából következő felső korhatárt elfogadjuk. Ez azt jelentené, hogy az üledékképződés sebessége az alsó krétában igen megnövekedett (43 m/millió év) és a térfordulások igen gyakorivá váltak (a második oszlopban 38 zóna 3,5 millió év alatt, a 4. oszlopban 38 zóna, 2,2 millió év alatt). Lehetséges azonban hogy az őslénytanilag megállapított felső korhatár a szelvény további részének paleomágnesez vizsgálatával el fog tolódni.

A sümegei szelvény eddigi vizsgálatából úgy tűnik, hogy a jura—kréta határ megvonása magnetosztratigráfiai alapon a 90. ábra időskáláján a 135,2 millió évnél célszerű, ott, ahol az igen jellegzetes, hosszú ideig tartó reverz zónát sűrű térfordulások váltják fel.

