

## A BUDAI-HEGYSÉG TEKTONIKÁJA

DR. WEIN GYÖRGY

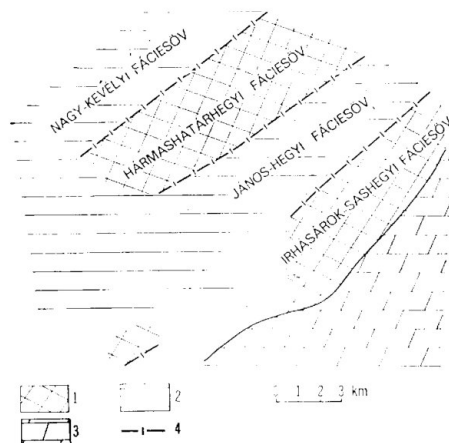
E beszámoló nemcsak a Budai-hegység szerkezetalakulását szemlélteti, hanem a terület kulshelyzeténél fogva a Magyar-középhegység kialakulásának menetét is körvonalazza.

A hegység kialakulásának kezdete az alpi geoszinklinális időszak elejére esik, de a rendelkezésünkre álló gyér adat alapján a prealpi aljzatra vonatkozólag is ki kell térnünk. Erre vonatkozólag egyrészt a Balaton-felvidék—Velencei-hegység, valamint a Vepor felszíni képződményeinek ismeretére támaszkodunk, másrészt a Dunazug-hegység helvét-torton emelet vulkanitjaiban talált zárványok alapján következtethetünk (LENGYEL E. 1951). Az a néhány mélyfúrás, amelyet a Budai-hegységben vagy szomszédságában mélyítettek le, nem hatolt át a mezozoós rétegeken. Ezek szerint a hegység mezozoós aljzatát prekambriumi és ópaleozoós epi-mezometamorf kőzetek alkotják, amelyekbe erős kontakt hatást kiváltó savanyú intruzív kőzetek nyomultak be. Ez utóbbiak minden bizonnyal — ahogyan azt a Velencei-hegységben és a Veporban is látjuk — a variszkuszi szin- és poszttektonikus magmatizmussal hozhatók kapcsolatba.

Habár a feltárásokban csak a ladini emelet kőzeit tanulmányozhatjuk, extrapoláció segítségével (Tabajd — 5. sz. mélyfúrás) feltételezhető, hogy az üledékképződés már a perm-ben megindult, méghozzá tengeri képződmények formájában és ugyanúgy az alsó triász és mélyebb középső triász jelenlétére is számítanunk kell. E feltételezések szerint a Budai-hegység területén, amely a Magyar-középhegység déli szegélyén húzódik, az alpi üledékképződési ciklus már a perm-ben megindulhatott, mégpedig az igeal—bükki eugeoszinklinálishoz hasonló kifejlődésű tengeri perm-rétegsorral. Ismerve a Balaton-felvidék és a Velencei-hegység felső perm kontinentális kifejlődésű rétegeit, talán leghelytállóbb lenne a Budai-hegység középhegységi kifejlődésű mezozoós rétegei alatt a szárazföldi felső és tengeri teljes perm kifejlődések közti határzónát feltételezni. Mindenesetre annyit kijelenthetünk, hogy az alpi geoszinklinális időszak itt is már a perm-ben, de legkésőbb az alsó triászban megindult.

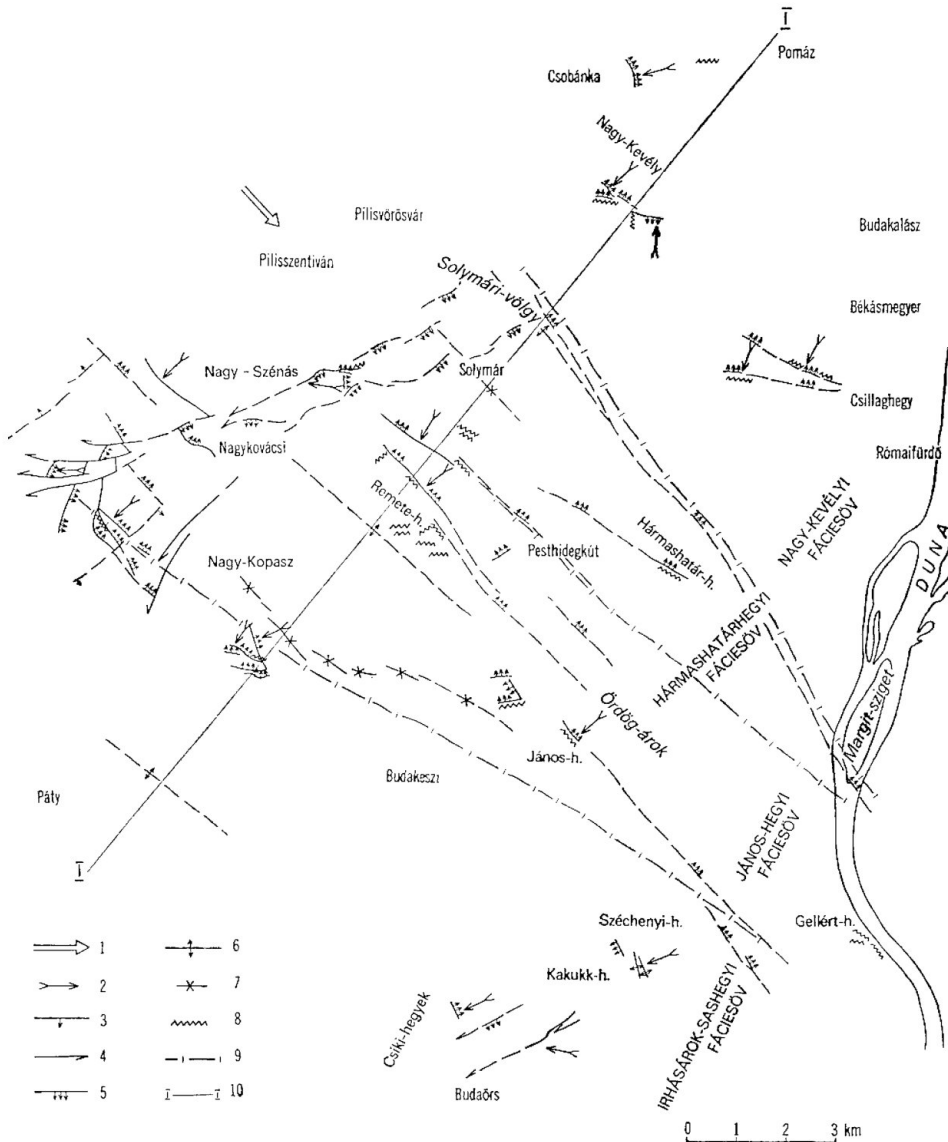
A felszíni feltárásokban és mélyfúrásokban megfigyelhető legidősebb képződmény a legalább 1500 m vastag ladini diplopórák dolomitösszlet. A diplopórák dolomit, amelyhez annak felső, 220—300 m vastag úgynevezett „átmeneti”, rózsaszínű-sárgás, laza, szemcsés-réteges dolomitrétegeit is hozzászámítjuk, az egész hegységben egyöntetű üledékképződési körülményekre utal. Az *alsó karni, bitumenes dolomit* — *dolomitos mészkő* — *tűzköves mészkőből felépült 150 m vastag „raibli” rétegek után már különböző kifejlődésű felső triász fáciesövek jöttek létre.* Az eddig egységesen süllyedő vályúban meginduló szelektív jellegű mozgásfázist a lábai fázissal azonosíthatjuk. A Középhegységi vályú ezen részében iniciális vulkanizmus nyomait, vagy diszkordanciát eddig nem sikerült észlelni. Ezután

a mezozoos üledékképződés folyamán végigkövethetjük az egymással nagyjából párhuzamosan elhelyezkedő felső triász fáciesöveket. Az egyik fáciesövet, amelyet a tűzköves dolomit kifejlődés jellemez „tűzköves” mélyebb tengeri fáciesnek tartjuk. Ebben a kifejlődésben a dachsteini mészkő hiányzik, helyette VIGH GY. szerencsés Halorella lelete (VIGH GY. 1933) és a részletes térképezés (WEIN GY. 1972, 1973) alapján úgy látjuk, hogy a nóri emeletet is a karnihoz csatlakozó tűzköves dolomit kifejlődés képviseli. A „tűzköves” fácies vastagsága mintegy 650 m. Ezzel szemben a „dolomitos — mészköves” sekélytengeri kifejlődés 1450 m vastag. Rétegsorát fehér, kristályos szövetű dolomit, szürkésfehér, simatörésű dolomit, dolomitos mészkő váltakozó, ún. „átmeneti” rétegei és végül a vastagpados nóri „dachsteini” mészkőrétegek alkotják. Az egymás mellett kifejlődő és különböző tengermélységre utaló fáciesek a felső triász tenger egykori csapásirányával párhuzamosan kialakult színszedimenter törésvonalak kialakulására utalnak. HORUSITZKY F. az egymás mellett kifejlődött felső triász fáciesek, valamint a transzgresszív településű felső eocén rétegek elhelyezkedéséből nagyarányú felső eocén korú szerkezeti mozgásra következtetett, amelynek hatására kerültek egymás mellé a „Pilisi” és „Budai” névvel jelölt takarószerű egységek (HORUSITZKY F. 1943). A „Budai” egység a tűzköves kifejlődésű mélyebb tengeri felső triász fáciesnek, míg a „Pilisi” egység a dolomitos — mészköves sekélytengeri kifejlődésnek felel meg. HORUSITZKY F. az elűtő triász fácieseket észlelte, de mai helyzetüket nem színszedimenter, hanem későbbi szerkezeti mozgások, mégpedig a pireneusi fázis hatására történt egymásra tolódással magyarázta. A Budai-hg.-ben észlelt négy, egymással párhuzamos helyzetű fáciesöv mai iránya ÉNy—DK-i. I. Irhásárok—Sashegyi (tűzköves) fáciesöv. II. Jánoshegyi (dolomitos — mészköves) fáciesöv. III. Hármashatárhegyi (tűzköves) fáciesöv. IV. Nagykevélyi (dolomitos — mészköves) fáciesöv. A fáciesövek az egykori tengerparttal párhuzamosan — ami abban az időben a középhegységi (ÉK—DNy) iránnyal esett egybe — helyezkedtek el. Mai helyzetüket az ausztriai-mediterrán mozgások alatt nyerték el. A geoszinklinális időszak a Budai-hegység területén a rendelkezésre álló adatok szerint a nóri emelettel befejeződött. Mint tudjuk — a raeti és jura — alsó kréta



1. ábra. A Budai-hegység triász geoszinklinális képződményeinek eredeti (ausztriai-mediterrán mozgások előtti) elhelyezkedése. Szerk.: DR. WEIN GY. 1972

1 = karni-nóri tűzköves dolomitos kifejlődés; 2 = karni-nóri dolomitos-mészköves kifejlődés; 3 = ladin dolomitos képződmények; 4 = fáciesövek határa



2. ábra. A Budai-hegység felső triász—alsó eocénig tartó időszakban kialakult (főleg ausztriai-mediterrán fázisok) törésrendszere. Szerk.: DR. WEIN GY. 1973

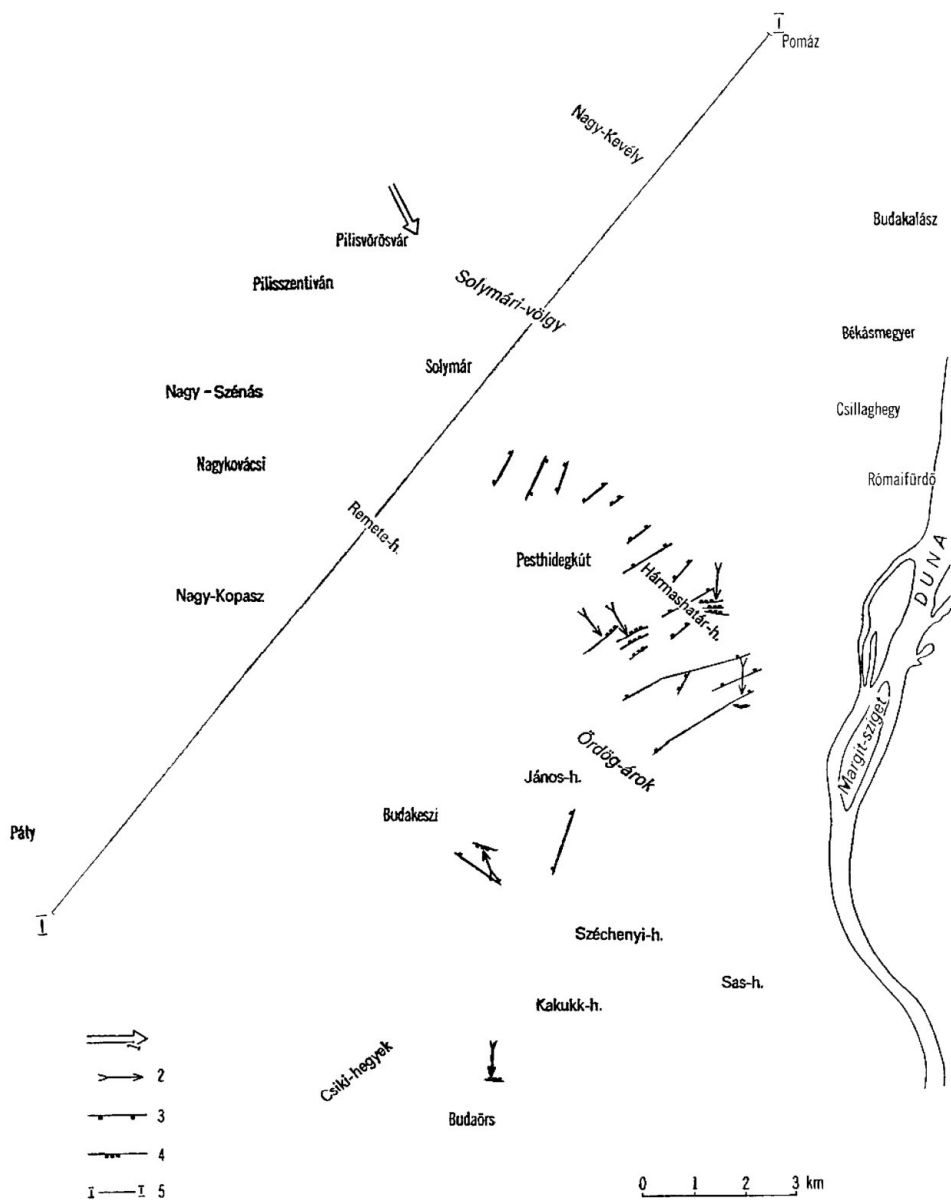
I = nyomás iránya; 2 = rögökön és a kőzeteken megfigyelt mozgás iránya; 3 = vetővonal; 4 = vízszintes eltolódás; 5 = feltolódás; 6 = redőnyereg; 7 = redőteknő; 8 = zúzott zóna; 9 = triász fáciesövek határa; 10 = szelvény iránya

képződményeket a Magyar-középhegység tengelyzónájából, a Bakony—Vértes—Gerecse és Pilis területéről ismerünk. A vályú DK-i szegélyöve úgy látszik, már a triász végén kiemelkedett. A hosszan tartó emerziós időszakot csak az eocén tenger előnyomulása szüntette meg.

A magyar-középhegységi analógiákra támaszkodva is megállapíthatjuk, hogy az eocén rétegsor lerakódása előtt, minden bizonnyal az ausztriai-mediterrán fázisok alatt, a mezozoos rétegsort igen erős ÉNy—DK irányban ható tangenciális erőhatás érte. Ennek a hatásnak első megnyilvánulása a triász rétegsornak az egykori partvonallal (merev ütközési öv, amely a „Balaton—Velencei gránitlanc” variszkuszi tektogenezise alatt keletkezett küszöbvel azonos) párhuzamos, enyhe meggyűrődése volt. Ezeknek a széles redőszerkezeteknek széttöredezett formáit ma is jól rekonstruálhatjuk (mellékelt szelvény). A növekvő nyomás hatására ezután ment végbe az a nagyarányú horizontális elmozdulás, amely lényegileg a Budai-hegység mai szerkezetét létrehozta. Jól térképezhetően kimutatható a Budai-hegységben a triász rétegsor ÉNy—DK-i csapása, amely a DNy—ÉK-i középhegységi csapásiránytól elüt és arra csaknem keresztben helyezkedik el. Ha figyelemmel kísérjük a Vértes-hegység mezozoos rétegsorát, elsősorban az tűnik fel, hogy az nyugodtan, monoklinális helyzetben, ÉNy felé fiatalodó rétegsorral illeszkedik be a középhegységi csapásirányba. Eocén előtti töréseket, kataklázosodást csak ritkán figyelhetünk meg. Ez a kép már Bicskénél és főleg a Budai-hegységben gyökeresen megváltozik. A triász rétegsor csaknem mindenhol erősen igénybe van véve, kataklázos szerkezet, amely csak erős nyomásnak kitett merev kőzetekben keletkezik, jellemző elsősorban a dolomitokra, de az ellenállóbb dachsteini mészkőre is. Az idős kataklázitokra jellemző — a későbbi, harmadkorban keletkezettekkel szemben —, hogy újracementálódva milonitá alakultak. Az ausztriai-mediterrán fázisokhoz kapcsolódó tektonitoknál ezt a jelenséget a Mecsek- és Villányi-hegységben is megfigyelhetjük (WEIN GY. 1967). A mozgások nagyságát jellemzi az, hogy többek között Nagykovácsi környékén a Nagyszénáson és Nagykopaszon a diplopóras dolomitnak és a tűzköves dolomit fáciesövnék torlódó dachsteini mészkőtáblát térképezhetünk, ahol a horizontális törésmenti elmozdulás mértéke több km-t ér el. Hasonló horizontális elmozdulásokat és kisebb felpikkelyeződéseket máshol is sikerült észlelni. Az említett szerkezetek mozgása Dny felé irányul. Ezt a tendenciát azzal magyarázzuk, hogy a feltolódások egyrészt a regionális eltolódás előtt keletkeztek, másrészt a Középhegységet érő ÉNy—DK-i irányú nyomás hatására megtört, könyökszerűen behajló triász képződmények, amelyek a jelek szerint mereven viselkedtek az erőhatásokkal szemben, Dny felé tértek ki és így még további horizontális eltolódások-pikkelyeződések keletkeztek. Ez a nagyarányú összetett mozgás a merev kőzeteket, elsősorban az erősebb igénybevétel helyén, szétmorzsolta. Az egész hegységben szembe tűnő, hogy az erősen tektonizált triász rétegsorokra diszkordánsan települő eocén képződmények nem jelzik ezt az erős igénybevételt. A harmadkori tektonikai hatások vetőket-feltolódásokat hoztak létre, de azokat nem kíséri regionálisnak nevezhető tektonizáltság, kataklázos szerkezet. Ez a mozgásfázis, amely végeredményben a mai helyére tolt a Budai-hegységet felépítő triászrétegeket, a középhegységi analógiák alapján az ausztriai fázisokban indulhatott, de a fő paroxizmus a cenomán után és szenon előtt, vagyis a mediterrán fázisban zajlott le.

Az a széles kréta kori törészóna, amely a Váli-árokotól ÉK felé, a Romhányi-hegységig tarthat és amely mentén a Magyar-középhegység DK-i irányban mintegy 20—30 km-t eltolódott, a szlovákiai Kisalföld neogén aljzatát ábrázoló térképén is követhető (FUSAN, O.—IBRMAJER et al. 1971). Az eltolódási öv az aljzatot felépítő paleozoos és idősebb kristályos kőzetek és gránit csapásirány változásából értékelhető ki. Természetesen ilyen nagyméretű szerkezeti öv nagyobb távolságokon át kellett hogy kifejlődjön. Ezzel a kérdéssel kapcsola-





4. ábra. A Budai-hegységben kimutatható eocén (főleg pireneusi fázis) törérendszer. Szerk.: DR. WEIN G.Y. 1973.  
 1 = nyomás iránya; 2 = rögökön és kőzeteken megfigyelt mozgás iránya; 3 = vetővonalak; 4 = feltolódási vonalak;  
 5 = szelvény iránya

DK-i irányú törések mentén jöttek létre. Az alsó eocén transzgresszió és az ehhez kapcsolódó feltételezett törések kialakulása a larámi fázisnak felel meg. A larámi fázis szerkezeti irányának preformált rendszere, valószínűleg a mezozoós szerkezetek mentén alakult ki. Az alsó eocén üledékképződési ciklus terresztrikus-édesvízi képződményekkel indul, majd brakk és végül tengeri üledéksorral fejeződik be. A teljes ciklust kiemelkedés és szárazföldi időszak követi, amelyet a középső eocén (lutéciai) transzgresszió követ. A vertikális mozgások, amellyel kapcsolatban a Budai-hegységben töréses szerkezet kialakulását mind ez ideig nem sikerült kimutatni, az illíri fázishoz kapcsolódnak. A középső eocén rétegsor bázisát képező konglomerátum-tarkaagyag ösztlet a triász kőzeteken kívül andezit kavicsokat tartalmaz, ami arra utal, hogy még az illíri fázist megelőzőleg a Budai-hegységben, ill. annak közvetlen környékén andezit vulkanizmus zajlott le. *Ennek alapján megállapíthatjuk, hogy a szubszekvens andezit vulkanizmus, amit a Velencei-hegységből és a Magyar-középhegységből ismerünk, itt is már a középső eocénben kezdődött.* A középső eocén rétegsor, amit a miliolinás márga-mész-kő rétegek zárnak le, a Zugliget vonaláig fedte be a hegységet. Ezután a felső eocén tenger transzgressziója indult meg, ez az infraoligocén denudációs időszakig tartott (TELEGDI RÓTH K. 1928), és az egész Budai-hegyvidék tengerrel való elöntéséhez vezetett (DUDICH E. 1959). A Pesti-síkság aljzatába mélyített fúrások (Városliget, Pünkösdfürdő, Paskál malom) adatai szerint az eocén tenger, valószínűleg már a középső eocéntől kezdve ezt a területet is eldöntötte. A Budaörs környéki felső eocén transzgressziós konglomerátumok is sok, ökol-, fejnagyságú eruptív kavicsot tartalmaznak. Az eruptív kavicsok két típusát ismerjük, amire már SCHAFFARZIK F. (1929) is felhívta a figyelmet: I. fekete, piroxénandezitre emlékeztető kőzet, II. riolitszerű kőzet. Ezenkívül mind a középső eocén rétegekből, mind a felső eocén rétegekből andezittufa közbetelepüléseket ismerünk. A Budaörs — 1. sz. fúrásban 776—831,40 m közt harántolt andezittelért is ide kell sorolnunk. Valószínűleg ehhez, ill. a középső eocén vulkáni periódushoz kapcsolható az a biotitban dús, savanyú jellegű telérkőzet is, amelyet a MÉV érckutató fúrások Nagykovácsi környékén tártak fel és WÉBER B. (1962) előzetes meghatározása alapján ismerünk. A budaörsi fúrással feltárt andezittelérhez hasonló képződményre következtethetünk több ÉNy—DK-i irányú kisebb mágnese maximumból, amelyet a geomágnese mérések jeleznek (SZABADVÁRY L. 1971). A neutrális vulkanizmus a nyomok szerint szubvulkanitokat is létre hozott a Budai-hegység területén. Ez a megfigyelés, amit pleisztocén hévíz tevékenységgel kapcsolatos, másodlagos teletermális ércesedés is igazolni látszik (HORUSITZKY F.—WEIN GY. 1962), arra enged következtetni, hogy az eocén vulkán-tevékenységet, akárcsak a Velencei-hegységben, ércesedés kísérte. A vulkán-tevékenység utolsó nyomait az alsó oligocén hárshegyi homokkőbe és tardi agyagba települt vékony tufarétegek jelzik. A harmadik, felső eocén üledékciklust nyílt-sekélytengeri nummulinás-orthophragminás mészkő, bryozoás márga és budai márga képviseli. *A budai márga képződése közben és utána zajlott le a pireneusi mozgások erős kompresszív fázisa.* A pireneusi kompresszív fázis DNy—ÉK-i irányú pikkelyzónákat hozott létre, amelyek mögött, velük párhuzamos törések (aszimmetrikus ékszerkezet, KÓKAY J. 1968) és a csapásra merőleges törések keletkeztek. Igen szép példáját figyelhetjük meg ennek a tektonikai stílusnak a Mátyáshegy—Hármashatárhegyen, ahol az alsó karni „raibli rétegek” pikkelyeződtek fel a felső eocén rétegsorra (JASKÓ S. 1948). A hármashatárhegyi pikkelyes szerkezeteket egyébként már HOFMANN K. (1871) térképezte. A kontraktív fázis időbeli elhatárolását igen szépen figyelhettük meg a földalatti

vasút Batthyány tér—Déli vasút szakaszának építkezésénél (WEIN Gy. 1973). A budai márgában a kontraktív mozgások hatására horizontális eltolódások keletkeztek, míg a tardi agyagban és kiscelli agyagban néhány vetőn kívül más nem lehetett észlelni. A felső eocén mozgások iránya (vergencia) DDKi, ami annyit jelent, hogy a kompresszív hatás ÉÉNy—DDK irányú. A mozgások az ausztriai-mediterránhoz viszonyítva lényegesen gyengébbek voltak, inkább csak helyi jellegű pikkelyes-töréses szerkezeteket hoztak létre. A közettömeget nem érte általános nyomás, annak morzsolódása csak közvetlenül a törésvonalak mentén következett be. A rövid — egy szakaszban lezajlott — kontraktív fázis után rövid ideig tartó emerziós időszak következett, ami a hegység nyugati részén teljes kiemelkedést, míg a keleti és délkeleti szegélyén csak a tenger elsőkélyülését és kiédesedését eredményezte. Erre a rövid ideig tartó emerziós időszakra, ami TELEGDI RÓTH K. (1928) infraoligocén denudációs időszakával azonos, az oligocén tenger gyors előnyomulása következett. A sekélytengeri (tardi agyag) és litorális, delta hordalékanyag feldolgozásából származó, hárs-hegyi homokkőre a „kiscelli agyag” vastag, mélyebb tengeri üledéksora következett. Az oligocén szedimentációs ciklust a felső oligocén elsőkélyülő tenger homokos-agyagos rétegsora zárja le. *A pireneusi mozgások után merőben megváltozik a tektonikai stílus. A kontrakciós mozgásokat felváltja az igen erős, nagymértékű (több száz m) elmozdulásokat eredményező dilatációs, vetőszerkezeteket létrehozó időszak.* A színszedimenter, uralkodóan ÉNy—DK-i irányú törések mentén süllyednek be a vastag, középső oligocén rétegekkel feltöltött lágymányosi süllyedék, Ördög-árok és Solymári-völgy. Az alsó oligocénben rövid ideig a Budai-hegység középső része szárazulat lehetett, amit a középső oligocén K felől előrenyomuló tengere teljesen beborított. A diszkordáns helyzetű kiscelli agyagot és annak homokos parti változatait több helyen sikerült térképezni, így a Szabadság-hegyen, a Budakeszi út munkálatainál, Pesthidegkúton, a Hármashatárhegy DNy-i oldalán Csillaghegynél. Habár az uralkodó törésvonalak, amelyek mentén a már említett árkos süllyedékek létrejöttek, ÉNy—DK-i irányúak, erre keresztirányban is keletkeztek egyidejűleg kisebb-nagyobb törések. Dilatációs jellegüket több helyen, így elsősorban a földalatti vasút Batthyány tér—Déli vasút szakaszán észleltük (WEIN Gy. 1973). A vetők nyílt vizet jól vezető rendszert képeznek és merőben elütnek a budai márgát még érintő (pireneusi kontraktív fázis) már említett horizontális elmozdulást jelző törésvonalaktól. Az alsó oligocén után kialakuló törésrendszerrel megnyilvánuló dilatációs időszak az Alpokban regisztrált orogén fázisok közül a helvétii fázissal azonosítható (TOLLMANN A. 1966). *Ekkor jelentkezik először az a mélyreható különbség a Kárpáti-ív és Pannonmasszívum tektonikai fejlődése közt, ami jelzi a Pannon közbenső tömeg (Tisia) mai szerkezetének kialakulását.* Néhány szóban kitérve erre a kapcsolatra, elsősorban arra kell rámutatnunk, hogy ha figyelemmel kísérjük a Magyar-középhegység és a Nyugati-Kárpátok centrális övének fejlődésmenetét, a paleoalpi ciklus alatt abban lényeges különbséget nem látunk. Mindkét területen a geoszinklinális időszakot az ausztriai-mediterrán kontraktív fázisok zárják le. A felső kréta—paleogén időszak alatt az előmélység a Kárpátok ívében kifelé vándorolt a mai szirtöv vonalába. A Magyar-középhegységben ugyancsak kifelé (ÉNy-i irányban) toódik el az üledékképződés súlypontja. A mezoalpi időszak felsőkréta—paleogén fázisai alatt jön létre a szirtöv. Ezekkel a mozgásokkal szinkronba hozhatók a Magyar-középhegység felső kréta—paleogén dilatációs időszakai és a hozzájuk kapcsolódó vulkanizmus. Végül a flis takarérendszer kialakulása az oligocénben kezdődik és ezzel egy időben nálunk a belső süllyedék



nagyarányú szétDarabolódásos szerkezetalakulása indult meg és tart a neogén végéig (WEIN Gy. 1969, 1972).

A felső oligocén tenger a Budai-hegység területéről nagyrészt visszahúzódott. Annak maradványait csak az oligocén időszak alatt keletkezett árkokban, ill. a Pesti-síkságon találjuk meg, ahol azt a Belváros alatti földalatti vasúti munkálatok szépen feltárták. A miocén időszak alatt a Budai-hegység központi része szárazulat volt (JÁMBOR Á. 1969). Ezért a miocén időszak alatt lejátszódott szerkezeti mozgások hatását csak a Budai-hegység déli peremét szegélyező Tétényi-fennsík északi meredek oldalában, a felső oligocéntól a szarmatáig tartó rétegsoron (BÁLDI T. 1958), ill. a Dunazug-hegységben tanulmányozhatjuk. A miocén-rétegek diszkordánsan települnek a felső oligocén homokos-agyagos rétegekre. Az eggenburgi emeletbe sorolt nagypectenés konglomerátum-homokkő-agyag rétegsorral indul a miocén transzgresszió, amely a szávai fázis függőleges mozgásait rögzíti le. Felette az ottngi balanszos konglomerátum homok- és agyagrétegek jelzik, hogy itt is litorális körülmények közt zajlott le az üledékképződés. A kárpáti emelet diszkordánsan települő képződményének keresztarétegzett folyami rétegsora zárja le az alsó miocén üledékképződési ciklust. A megismétlődő miocén diszkordanciák már az idős stájer mozgásokhoz tartozó oszcillációkat rögzítenek. A kárpáti emelet magasabb részén riolitufa jelzi a Dunazug-hegység miocén szubszekvens vulkanizmusának ide is eljutott termékét. A bádeni agyag transzgressziós képződményei átfedő módon települnek a felső helvét (kárpáti) rétegekre, de a Budai-hegység középső részét ekkor sem borította el a tenger. A diszkordanciával rögzíthető mozgások és a Dunazug-hegység törésszervejének kialakulása, valamint a kárpáti emeletben kezdődő és a tortonig tartó vulkáni tevékenység a stájer fő fázishoz kapcsolódik. A szarmata rétegek helyi jelleggel a hegység nyugati peremén, transzgresszióval települnek, amit a moldvai fázissal azonosíthatunk. A Tétényi-fennsík területén már folyamatos az üledékképződés, a határ a kiédesedő fauna alapján húzható meg. A miocén vulkáni működés utolsó nyomait a Tétényi-fennsík bentonit közbetelepülése képviseli.

A Budai-hegységet körülvevő miocén rétegsor annyit árul el, hogy a neogén tektogenezis folyamán függőleges mozgások, ÉNy—DK-i és réa merőleges törések (amit a Dunazug-hegységben tanulmányozhatunk) és ehhez kapcsolódó igen erős szubszekvens savanyú-neutrális vulkanizmus jött létre. *Tehát a dilatációs „szétDarabolódásos” szerkezetalakulás tovább folytatódott.* A Budai-hegység középső része az egész miocén folyamán szárazulat volt, de mai értelmű hegységgé történő kiemelkedése nem történt meg. Épp ezért, ha kisebb mértékű tönkösödés kimutatható is (PÉCSI M. 1973), mai értelemben vett karsztosodás és ezzel összefüggő karsztvízképződés nem volt. Igen fontos a Pilisi-törés kialakulásának ehhez a tektonofázishoz való kapcsolódása. Földtani megfontolások értelmében ez a szerkezeti vonal határolja É felől a Budai-hegységet, habár orográfiailag a Solymári-árkot tartják annak. Ennek a miocénben kialakult ÉNy—DK-i törészónának a mentén süllyedt le a „Budai-hegység” triász-paleogén rétegsora, hogy azt a miocén üledékek és a vastag vulkáni képződmények takarják be. Kézenfekvő arra gondolnunk, hogy a Pilisi-törés is a mezozoikumban, majd az oligocén alatt kialakult újraeledő szerkezeti öv (lineament) mentén jött létre, hogy megnyissa a miocén vulkanizmus útját.

Az előrenyomuló alsó pannon tenger képződményeit a budai oldalon a Tétényi-fennsík déli részéről ismerjük. Diósdon a fehér Melanopsis martiniánás parti homokrétegek képviselik az alsó pannon transzgressziós képződményeket. A transzgresszió a felső pannonban tovább folytatódott és csaknem az egész



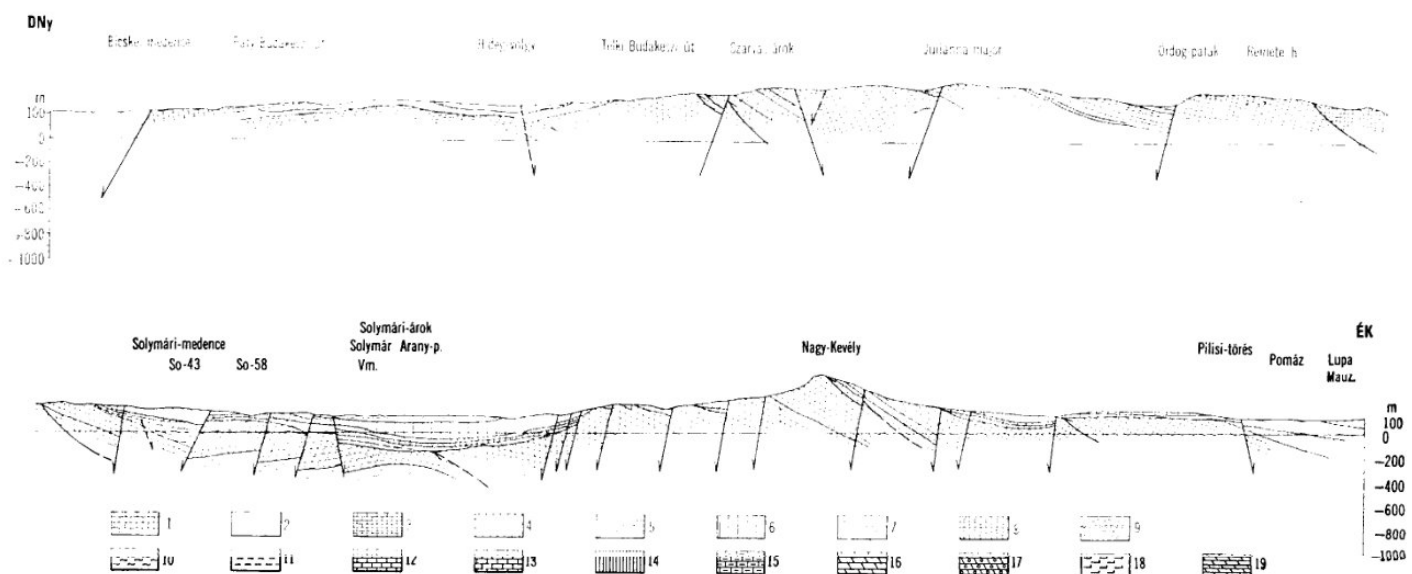
5. ábra. A Budai-hegység oligocén-pleisztocén (szétdarabolódás időszaka) törérendszer. Szerk.: DR. WEIN GY. 1973  
 1 = meg nem határozható korú törésvonal; 2 = oligocén törésvonal; 3 = miocén-pliocén törésvonal; 4 = miocén-pliocén redőnyereg; 5 = pleisztocén törésvonal; 6 = pleisztocén szelektív pozitív jellegű mozgást végző rög; 7 = szelvény iránya

Budai-hegységet előntötte. Apró konglomerátum-homok képződményekkel induló agyagos-homokos üledéksorát a Csíki-hegyeken, a Budaörsi-hegyeken, Szabadság-hegyen át a Hűvösvölgyig, majd a pesti oldalon Mogyoród felé követhetjük. A rétegsor legfelső tagját a Kakukk-hegyről, a Széchenyi-hegyről és a Szabadság-hegyről ismert édesvízi-bitumenes mészkő-mésziszap-rétegsor képezi. A rétegsor alsó része a KROLOPP E. által meghatározott molluszkafauna alapján még felső pannon s azonosítható a Bicskei-medence és a Pesti-síkság hasonló rétegeivel (SZENTES F. 1968). Az édesvízi mészkő felső szakaszából KROLOPP E. meghatározása szerint már uralkodóan szárazföldi csigafauna került ki, ami a kiemelkedés kezdetét jelzi. A rétegsor felső részének mészkőbetelepülései arra utalnak, hogy a pleisztocén időszakra annyira jellemző fedett karsztvíz eredetű forrástevékenység már ekkor kezdődött (SCHEUER GY.—SCHWEITZER F. 1974). Ezen megfontolások alapján az édesvízi mészkőösszlet felső részét már a felső pliocénbe (levantei) sorolhatónak véljük. A pannon transzgresszióval induló ciklus ezzel befejeződött, a Budai-hegység többé nem került tenger, ill. beltenger vize alá. Az alsó pannon transzgresszió az attikai, míg a felső pannon (erőteljes — és a harmadkor folyamán a legészakabbra előrenyomuló előntést okozó) süllyedő mozgás, a szlavóniai orogén fázisnak felel meg. A Budai-hegység ebben az időben (pontosabban már a szarmatától) nem szigeteket alkot, ahogyan azt a miocén alatt láttuk, hanem a Dunazug-hegység félszigetét képezi. A Budai-hegység nyugati peremén a pannon időszak mozgásai a Bicskei-medence szegélytöréseit alakították ki (FÖLDVÁRI A. 1932, JASKÓ S. 1957). Az édesvízi mészkőösszlet lerakódása után a levantei, de főleg a pleisztocén folyamán a Budai-hegység a Dunazug-hegységgel együtt gyors ütemben felemelkedett. *Ezek a szakaszosan végbemenő, igen gyors ütemű, függőleges mozgások hozták létre a mai hegységet.* Az első emelkedő fázis, amely a felső pannon után következett, a Keletkaukázusi fázisnak felel meg.

A kiemelkedés a felső pannon végén, a levantei (Pl<sub>3</sub>) elején kezdődött. A Keletkaukázusi vagy Posztdáciai mozgásokkal azonosítható ez a fázis. A Budai-hegység pleisztocén fejlődésmenete még igen sok bizonytalanságot tartalmaz. Mindazonáltal PÉCSI M. (1958, 1959, 1973), SCHEUER GY.—SCHWEITZER F. (1974) terasz- és morfológiai, valamint KROLOPP E. (1959, 1961, 1965) és JÁNOSSY D. (1969) őslénytani vizsgálatai, továbbá saját megfigyeléseink alapján az alábbi kép rajzolódik ki:

A Budai-hegység hévíz-tevékenysége a kovás-limonitos-karbonátos impregnációk és bevonatok képződésében, a karsztosodott dolomit szétporlásában (JAKUCS L. 1950), hévízforrás barlangok kialakulásában és travertínoképződésben jelentkezik. Ezzel kapcsolatosan több generációjú teletermális ásványkiválás is megfigyelhető. SCHAFARZIK F. (1928) szerint az ásványkiválás sorrendje a következő: a telérkvarc-pirit-barit-fluorit után a második generáció fennőtt-ametiszt színű kvarc-dolomit-kalcit-barit és második generációjú kalcit, végül a harmadik generáció szalagos-héjas kalcit bevonata, aragonit és mésztufa (travertinó) vált ki. A kiválási sorrend feltehetően a hévíz hőfokával függött össze, a hőfok pedig a hévíz-tevékenység intenzitásával. A legintenzívebb hévíz-tevékenységet elsősorban a Budaörs környéki hegyekben figyelhetünk meg, ahol az erős kovásodáshoz még pirit, barit megjelenése is járul. A legerősebb ásványosodásra jellemző forrás-tölcsér-kitöltéseket a Remete-hegy limonit előfordulásánál, a Báthori-barlangban, a csillaghegyi Róka-hegyen (OZORAY GY. 1960) figyelhetjük meg. Valószínűleg ezek voltak azok a helyek, ahol a hévízforrások először törtek fel. Úgy látszik, a Csíki-hegyek — Szabadság-hegy — János-hegy — Hárs-hegy — Remete-

hegy által bezárt terület volt az a része a hegységnek, amelynek szegélye mentén az előrehaladó völgybevágódás először nyitott utat a hévizeknek. Ma is ez a terület emelkedik ki legjobban és a recens pozitív mozgások is itt a legerősebbek. Ehhez a forrástevékenységhez kapcsolhatók azok a legidősebb travertinó-előfordulások, amelyeket a Szabadság-hegy K-i oldalán, az Alkony u., Felhő u. környékéről ismeretnek SCHEUER GY.—SCHWEITZER F. (1974), valamint a máriaremetei — régebben ismert — travertinó előfordulás. Az előzők az Ős-Németvölgyi-patak, az utóbbi az Ördög-patak teraszképződményére települtek. Koruk egyelőre az alsó pleisztocénbe tehető. *Ha a teraszokat és a rájuk települő travertinó szinteket egy-egy nyugodtabb, a bevágódó időszakot pedig gyorsan emelkedő fázisnak vesszük, úgy minden szint a Budai-hegység kiemelkedésének egy-egy fázisát rögzíti.* A levantei—alsó pleisztocén időszakban keletkezettek azok az ÉNy—DK-i irányú törések, amelyek a Szabadság-hegy felső pliocén édesvízi mészkő rétegeit megtörték (WEIN GY. 1973). Ebben az időben az oligocénben kialakult Ördög-árok törérendszer is felújult, mert a János-hegyi felső pannon 450 m tszf-i színlőt a Hűvös-völgy ÉK-i szegélyén már csak 275 m magasságban találjuk. Viszont a Várhegy felső pleisztocén (riss) travertinóját már nem érintette az Ördög-árok törérendszere. A mozgásokat az alsó pleisztocénben lezajlott valahai I. és II. fázisokhoz kapcsolhatjuk. A középső pleisztocénben további négy travertinó szint keletkezett. Ezek: 1. Vérhalom—Szemplő-hegy, 2. Gellérthegy—Törökvész u.—Hűvös-völgy—Ezüst-hegy felső, 3. Aranyhegy—Majdan-fennsík és végül 4. budai Várhegy. A felső pleisztocénben még két travertinó szintet ismerünk, és pedig a csúcshegyit és rómaifürdőit. A középső pleisztocén mozgásokat a Passzadéna I. és Passzadéna II. (Bakui fázis), valamint a középső pleisztocén felső részére helyezett Balti mozgásoknak tulajdonítjuk. A Pesti-síksághoz viszonyítva (összehasonlítási szintül a felső pannon réteget véve) az alsó pleisztocénben mintegy 120 m-t, a középső pleisztocénben 100 m-t és a felső pleisztocénben 60 m-t emelkedett a Budai-hegység. Ha a Duna mai szintjét és a legmagasabb forrástölcsérek helyét az egész pleisztocénre vonatkozólag vesszük figyelembe, úgy ez az érték, mintegy 370 m. A hévízforrások egészen a mindél végéig (budai Várhegy) a K felé lefutó völgyekben mindig mélyebb szinten fakadtak. A felső pleisztocénben (günz) a Ny felé eltolódó Duna veszi át szerepüket. A Duna mai völgyének kialakításában a Budai-hegység K-i előterében keletkezett peremi süllyedéknek fontos szerepe volt. Ez a süllyedő mozgás, amely a pleisztocénben kiemelkedő hegységeink körül elősüllyedék kialakulását okozza, a Budai-hegységben is megfigyelhető (MOLDVAI D. 1966). Ezután napjainkig a Duna mélyülő partvonala lesz a hévízforrások fakadási helye. A pleisztocén mozgások nemcsak emelkedésben, hanem mint már említettem, törések és peremi elősüllyedékek kialakulásában is megnyilvánultak. Több helyen sikerült megfigyelni, hogy egészen fiatal limonittal bevont repedések mentén (tehát pleisztocén hévíz-tevékenység után) függőleges és horizontális irányú vetőpáncélok keletkeztek. A meredeken kiemelkedő Duna jobb parti mezozoós kőzetekből felépült sziklaormai (Törökugrató, Budaörsi-hegyek, Sas-hegy, Gellért-hegy, Rózsadomb, Róka-hegy) *diapir jellegű mozgást árulnak el, amennyiben mintegy kipréselődnek az őket befedő meredekre állított harmadkori rétegekből.* Helyenként még a würm lösz, ill. hegylábi törmelék is, így az Ördög-oromnál, Pilisszentivánnál, 15—20°-os kibillenést szenvedett a felső pleisztocén folyamán. Ezek a mozgások a K felé hátráló hévízvonálnak tanúsága szerint az egész pleisztocén folyamán folytatódtak. A pleisztocén mozgások (az eddigi megfigyelések szerint, nem számítva a pliocén végieket) összesen 8 szakaszban mentek végbe. A vízszintes elmozdu-



6. ábra. Földtani szelvény Páty—Solymár—Pomáz vonalán. Szerk.: DR. WEIN GY. 1972

1 = pleisztocén travertinó; 2 = felső pannon agyag-homok; 3 = szarmata durva mészkő; 4 = helvét-torton rétegek; 5 = felső oligocén agyagos-homokos rétegek; 6 = középső oligocén a. m. (kiscelli agyag); 7 = alsó oligocén homokkő konglomerát (hárshegyi homokkő); 8 = felső eocén nummulinás mészkő; 9 = felső eocén alap konglomerát; 10 = középső eocén márga-elegyes vízű és áthalmozott rétegek; 11 = alsó eocén széntelepes-terresztrikus összlet; 12 = nőri dachsteini mészkő; 13 = nőri dachsteini mészkő nagy megalódusokkal; 14 = nőri dachsteini mészkőben rózsaszínű pad; 15 = nőri mészkő-dolomit (átmeneti dolomitos mészkő); 16 = karni sima törésű dolomit „fő dolomit”; 17 = karni laza, fehér, szemcsés dolomit; 18 = alsó karni „raibli” márga-márgás-dolomitos mészkő; 19 = felső ladini (átmeneti) rózsaszínű laza, szemcsés dolomit



lásokra utaló vetőpáncélok arra utalnak, hogy nemcsak függőleges, hanem vízszintes irányban is voltak mozgások. Utalok BENEDEFY L.-ra (1958), aki a magasabbrendű szintezési pontok mérései alapján nemcsak függőleges, hanem horizontális, mégpedig nagyjából ÉNy-ról DK felé irányuló recens mozgásokat regisztrált.

A Budai-hegység mai térszíni formája, a mély völgybevágdások és hegyvonulatok a középső pleisztocén folyamán kellett hogy kialakuljanak, amikor a passzadéni mozgások hatására a legerőteljesebb volt az emelkedés és amit az ezzel kapcsolatos terasz- és travertinó-képződés is jelez. Ezután a würm jellegzetes lösztakarója már az erősen tagolt felszínre hullott, az uralkodó ÉNy-i széliránynak megfelelően a hegyvonulatok K—DK-i oldalára ejtve le a por nagyobb részét. Az így nagyrészt betakart, középső pleisztocénben kialakult szabdalt térszínt a felső pleisztocén völgyképződés tagolta újra. Végül előttünk áll a mai kép. A földrengések hatására végbement függőleges elmozdulások, továbbá a BENEDEFY L. által kimutatott mozgások, akárcsak a pleisztocén folyamán, ma is folytatódnak. Örömmel kell megállapítanom, hogy régebbi kezdeményezésünk nyomán az elmúlt év folyamán Budapesten az igényeknek megfelelő magasabbrendű szintezési hálózat létesült és annak mentén a recens mozgások további regisztrálását CSATKAI DÉNES vezetésével a Geodéziai és Kartográfiai Egyesület végzi. Most már a 3 évenkénti megismétlődő mérések alapján módunk lesz a Budai-hegység mai mozgásainak irányát és mértékét exakt módszerek segítségével észlelni és ennek segítségével a pleisztocén mozgások jellegére vonatkozólag is további értékes adatokat gyűjteni.

#### IRODALOM

- BÁLDI T. 1958: Adatok Budafok és Törökbálint környékének rétegtani viszonyaihoz. — F. K. 88 k. 4 f. p. 428—436.
- BÁLDI T.—HORVÁTH M.—NAGYMAROSI A. 1973: A kiscelli agyag, mint formáció. — MÁFI adattár.
- BENEDEFY L. 1958: (in Budapest természeti képe) Szekuláris mozgások Budapest térségében. — p. 325—351.
- BONCEV, E. 1958: Über die tektonische Ausbildung der Kraistiden (Kraistiden-Lineament). — Geologie Jg. 7. h. 3—6. p. 409—419. Berlin.
- BONCEV, E. 1967: Der Kraistiden Problem. — Symp. über die Problemen der Kraistiden. Nr. 1. p. 1 — 116. Sofia.
- BÖCKER T. 1969: Budapesti hévízkutak összefüggéseinek vizsgálata. — Vízügyi Közlemények. Budapest hévizei. — VITUKI-kiadvány, 1968, Budapest.
- IFJ. DUDICH, E. 1959: Paleogeographische und paleobiologische Verhältnisse der Budapester Umgebung im Obereozän und Unteroligozän. — Ann. Univ. Budapestiensis Sect. Geol. 2. p. 53—87.
- FERENCZI I. 1925: Adatok a Buda-Kovácsi hegység geológiájához. — F. K. 55 k. p. 196—211.
- FÖLDVÁRI A. 1932: Pannonkori mozgások a Budai-hegységben és a felső pannon tó partvonalá Budapest környékén. — F. K. 61 k. p. 51—63.
- FUSAN, O.—IBRMAJER, J.—PLANCAR, J.—SLAVIK, J.—SMISEK, M. 1971: Geological structure of the basement of the covered parts of southern part of inner West Carpathians. — Zborn. Geol. vied zap. karp. rad. ZK.-zvez 15. Bratislava.
- GIDAI L. 1972: Dorogi medence. Eocén földtan. — F. I. évk. 55. k. 1 f. p. — 140.
- HAJÓS M. 1955: A földalatti vasút Vérmező és Kossuth Lajos tér közötti szakaszának földtani felépítése. — F. I. évi jel. 1953-ról. II. rész. p. 445—451.
- HOFMANN K. 1871: A Buda-Kovácsi hegység földtani viszonyai. — F. I. évk. 1 k. p. 1—61, 199—273.
- HORUSITZKY H. 1939: Budapest Duna-jobbparti részének (Budának) hidrogeológiája. — Különlenyomat a Hidr. Közl. 1938. 18. sz.-ból. p. 1—404.
- HORUSITZKY F. 1943: A Budai-hegység hegyszerkezetének nagy egységei. — Besz. Vitaülések. 5. f. p. 238—253.

- HORUSITZKY F. 1958: Budapest és környékének földtani fejlődésmenete. (in Budapest természeti képe). Akad. Kiadó. Budapest.
- HORUSITZKY F.—WEIN Gy. 1962: Ércutatási lehetőségek a Budai-hegységben. — B. K. L. 95 k. p. 749—753.
- JAKUCS L. 1950: A dolomitporlódás kérdése a Budai-hegységben. — F. K. 80 k. p. 361—377.
- JASKÓ S. 1948: A Mátyáshegyi-barlang. — Besz. Vitaülések. B. 10. k. l. — 5 f. p. 133—155.
- JASKÓ S. 1957: Adalékok a Gerecse- és Pilishegység közötti terület földtanához. — F. I. évk. 46 k. 3 f. p. 496—502.
- JÁMBOR Á. 1969: A Budapest környéki neogén képződmények ősföldrajzi vizsgálata. — F. I. évi jel. 1967-ről. p. 135—142.
- JÁMBOR Á.—MOLDVAY L.—RÓNAI A. 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es térképsorozatához L-34-II. Budapest. — MÁFI kiadvány.
- JÁNOSY, D. 1969: Stratigraphische Auswertung der europäische mittelpleistozänen Wirbeltier fauna I. Teil. — Geol. u. Pal. Reihe A. 14 Bd. 4 h. Berlin.
- KÓKAY J. 1968: Hegységképződési elméletek a Bakony-hegységi adatok tükrében. — F. K. 98 k. 3—4 f. p. 381—393.
- KROLOPP E. 1959: Buda környéki alsó pleisztocén mésziszapok csigafaunája. — Egyet. doktori ért.
- KROLOPP E. 1964: A Buda környéki alsó pleisztocén mésziszapok faunájának állatföldrajzi és ökológiai vizsgálata. — Kézirat.
- LENGYEL E. 1951: A Dunazug-hegység andezitek zárványai és magmatektonikai jelentőségük. — F. K. 81 k. p. 119—130.
- MIKE K. 1963: Szerkezeti mozgások morfogenetikai szerepe és gyakorlati érzékelése a Dunántúl északkeleti részén. — Földr. Ért. 12 évf. 2. f. p. 145—166.
- MOLDVAY L. 1966: A negyedkori szerkezetalakulás kérdései a Mecsek-hegységben és a Magyar-középhegységben. — F. I. évi Jel. 1964-ről. p. 209—220.
- ORAVETZ J. 1963: A Dunántúli-középhegység felső triász képződményeinek rétegtani és fácies kérdései. — F. K. 93 k. 1 f. p. 63—73.
- OZORAY Gy. 1960: A budapesti hévízes barlangok ásványos kitöltése. — Karszt és Barlangkut. Tájékoztató p. 471—487. és 533—534.
- PAPP F. 1934: Bauxit a Zugligetből. — F. K. 64 k. p. 266—267.
- PÁVAI VAJNA F. 1934: Új kőzetelőfordulások a Gellérthegyén és új szerkezeti formák a Budai-hegységben. — F. K. 64 k. 1—3 f. p. 1—11.
- PÉCSI M. 1957: A magyarországi Duna-teraszok párhuzamosítása a Bécs környéki és vaskapui teraszokkal. — Földr. Közl. 81 k. 5 f. p. 259—282.
- PÉCSI M. 1958: A Pesti-síkság kialakulása. — Budapest természeti képe. p. 248—310. Akad. Kiadó Budapest.
- PÉCSI M. 1959: A negyedkori tektonikus mozgások mértéke a Duna-völgy magyarországi szakaszán. — Geof. Közl. 8 k. 1—2 sz. p. 73—83.
- PÉCSI, M. 1973: Geomorphological Evolution of the Buda Highland in Hungary. — I. Polnisch—Ungarisch Symposium. Szynbark 26—30 szept. 1973.
- ROZLOZSNIK P. 1935: Adatok a Buda-Kovácsi-hegység óharmadkori rétegeinek ismeretéhez. — F. I. évi jel. 1925-ről. p. 65—68.
- SCHAFARZIK F. 1928: Visszapillantás a budai hévforrások fejlődéstörténetére. — FKI k. (1921) p. 9—14.
- SCHAFARZIK F.—VENDL A. 1929: Geológiai kirándulások Budapest környékén. — Budapest.
- SCHIEFFER V. 1963: Adatok a Vardaridák és a Bánáti-árok felszín alatti vonulatainak követségéhez a Kárpát-medencében. — F. K. 93 k. 3 f. p. 286—303.
- SCHUEER Gy.—SCHWEITZER F. 1974: Új szempontok a Budai-hegység környéki édesvízi mészkő-összetek vizsgálatához. — Földr. Közl. Új f. XXII. k. 2. sz. p. 113.
- SCHMIDT E. R. és munkatársai 1962: Vázlatok és tanulmányok Magyarország Vízföldtani Atlaszához. — MÁFI kiadvány. Budapest.
- SCHRÉTER Z. 1912: Harmadkori és pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a Budai-hegységben. — F. I. évk. 19. k. 5. f. p. 181—228.
- SCHRÉTER Z.—SZÓTS E.—HORUSITZKY F.—MAURITZ B. 1958: Budapest és környékének geológiája. — Budapest természeti képe. p. 34—145. Budapest.
- SÓLYOM F. 1960: A tatabányai barnaköszén-medence földtani felépítése és fejlődésének története. — Kand. ért.
- SZABADVÁRI L. 1966: A Bicskei-medence triász időszaki medencealjátának domborzati térképe. — Geof. Int. 1966. évi jel.
- SZABADVÁRI L. 1971: Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli-középhegységben. — Geof. Int. évi jel. 1970-ről p. 18—21.
- SZALAI T. 1937: Paleogén vulkáni láva a magyar közbenső tömeg „0” vonala mentén. — Bány. Koh. Lapok 70 k. p. 306—308.



- SZENTES F. 1934: Hegyszerszerkezeti megfigyelések a budai Nagykevély környékén. — F. K. 64 k. p. 283—295.
- SZENTES F. 1958: Magyarázó az L-34-I. Tatabánya 200 000-es laphoz. — MÁFI kiadvány Budapest.
- TELEGDI RÓTH K. 1928: Infraoligocén denudáció nyomai a Dunántúli Középhegység északnyugati részén (peremén). — F. K. 57 k. p. 32—41.
- TOLLMANN, A. 1966: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Stuttgart. Geotekt. Forschungen 21 h.
- VIGH Gy. 1933: Adatok a Dunántúli Középhegység felső triász kori képződményeinek ismeretéhez. — Bány. Koh. L. 66. évf. 13—14. sz. p. 289—295.
- VIGH Gy.—HORUSITZKY F. 1940: Karszthidrológiai és hegyszerszerkezeti megfigyelések a Budai-hegységben. — F. I. évi jel. 1933—35-ről. p. 1413—1454.
- WEIN Gy. 1969: Tectonic review of the neogenecovered areas of Hungary. — Acta Geol. 13 k. p. 399—436.
- WEIN Gy. 1969: Magyarázó Budapest 10 000-es térképsorozatának Budaörs 405 422 sz. lapjához. — MÁFI adattár.
- WEIN Gy. 1970: Magyarázó Budapest 10 000-es térképsorozatának Budapest XII. kerület 405—244 sz. (Jánoshegy) lapjához. — MÁFI adattár.
- WEIN Gy. 1972: Magyarország neogén előtti szerkezetföldtani fejlődésének összefoglalása. — Földr. Közl. Új. évf. XX (XCVI.) k. 4 sz. p. 302—328.
- WEIN Gy. 1973: A budapesti földalatti vasút 1970-ben létesített Batthyány tér—Déli pályaudvar közti szakasz földtani felépítése. — F. I. évi jel. 1971-ről. p. 199—205.
- WEIN Gy. 1973: A Budai-hegység fejlődéstörténete és tektonikája. (In: Földtani kirándulás Budapest környékén. — Magyarhoni Földtani Társulat jubileumi ülésszaka. 1973. IV. 25—27/ p. 1—8. Budapest.
- WÉBER B. 1962: Thorium és ritkaföld indikációk a Budai-hegységben. — F. K. 92 k. 4. f. p. 455—457.
- ZELENKA T. 1960: Kőzettani és földtani vizsgálatok a Dunazug-hegység DNy-i részén. — F. K. 90 k. 1. f. p. 83—101.

## TECTONICS OF THE BUDA MOUNTAINS

*Wein, Gy.*

Summary

The Buda Mountains lies in the part of the Hungarian Central Mountains which, during the early Alpine orogenic phases, endured large-scale horizontal displacement, thus the strike-direction of the Mesozoic sequence is nearly perpendicular to that of the Central Mountains (i.e. it is of NW—SE direction). During the history of evolution to be outlined below this lineament-like fracture zone, which had probably developed before the Alpine phase in NW—SE direction, renewing in different forms predestinates the further structural formation of this area.

As it is concluded from the surficial excavations of the Velence Mountains and from the volcanic inclusions of the Visegrád—Szentendre Mountains, in the floor of the Mesozoic strata of the Buda Mountains Precambrian Meso- and Old-Paleozoic epimetamorphic rocks are expected which endured subsequent metamorphism probably due to the Hercynian syn- and postkinematic magmatism. In this area the role of such trend of the Tertiary subvolcanites is hardly known.

The geosyncline period of the Early Alpine cycle started here probably in the Upper Permian and in the Lower and Middle Triassic it resulted in the formation of thick carbonaceous sequences. The oldest Mesozoic formation is the Ladinian diplopora-bearing dolomite sequence which can be observed both on the surface and in deep-bores. Its minimal thickness is 1500 metres. After the so-called transitional sequence of rose-yellow-coloured strata of several hundred metres thickness but being assigned to the Ladinian, the „Raibl” strata consisting of the alternation of Carnian marly dolomite, flinty limestone and bitumenous dolomite are situated. The alternating formation of the „Raibl” strata introduced a new but more differentiated phase of the basin formation having subsided uniformly till this period (Labian phase). In the area of the Buda Mountains the Carnian and Norian strata developed in two facies. The first one is the „flinty-dolomitic”, the second one the „dolomitic-limestone” formation. These formations are believed to be of shallow (dolomitic-limestone) and deeper (flinty-dolomitic) coral-shoals formed in the zones subsiding with different rates and lying nearly parallel with each other along the former strike-direction of the „Central Mountains”. After the Norian the southeastern margin of the Central Mountains’ trough of the recent Buda Mountains became land. Rhetian, Jurassic and

Lower Cretaceous formations are known only in the internal part of the through of the Central Mountains, i.e. in the Pilis and Gerecse Mountains.

Probably during the Austrian and Mediterranean phases the Hungarian Central Mountains endured strong compressive impacts which resulted in first the slight arching, later the scale-formation and largescale horizontal displacement of the Mesozoic strata till they became situated their position perpendicular to the recent direction of the Central Mountains. The transgressing Lower Eocene strata were deposited onto this overstrained and fractured, often mylonitized dolomite-limestone complex.

The Eocene sea transgressing from the NW inundated the Buda Mountains during the ever renewing subsidence phases. The Upper Eocene sea inundated already the whole area. The Laramian and Ilyrian phases were of dilatation character, with vertical (synkinematic) movements. Fractures formed probably, too, along which the coal-basins of Nagykovácsi, Solymár and Vörösvár subsided. The Eocene period was completed by the Pyrenean phase characterized by contraction movements. The stress had been also of NW—SE direction in this case, too, and originated structures accompanied with scale-like faults of SE vergency. These movements were considerably weaker than the Austrian-Mediterranean ones completing the Early Alpine cycle. The fragmentation of the rocks can be observed only along the fault lines, larger-scale overthrusts the traces of neutral volcanism can be followed, partly in the andesite and rhyolite like gravels of the Middle and Upper Eocene basal conglomerates and partly in the dykes of abundant andesite and biotite content, discovered by deep-bores. The telethermal minerals and trace element concentration formed as a result of the Pleistocene thermal water activity relate on ore-formation below resp. within the Mesozoic strata of the Buda Mountains, which can be assigned to Paleogene, probably Neogene magmatism.

After the uplift following the Pyrenean phase (infraoligocene denudation) the Oligocene sea transgressed from the East. The partition period of dilatation character started at that time. Along the syndimentary fault systems of several hundred metres thickness and of mainly NW—SE direction thick Oligocene sandstone and mainly marl strata were deposited (Helvetian phase). The valley systems (Solymár-valley, Ördögárok, Pilis fault) which had decisive orographic role in the Pleistocene, formed at that time.

During the Upper Oligocene the area of the Buda Mountains emerged and formed an island which was surrounded by the Miocene sea. The Neogene movements were manifested by synkinematic vertical movements (Savian, Early and Late Styrian phases) and by the formation of ancient and new fault systems. Along the renewing great fault system of the Pilis the neutral and acidic Neogene volcanism gets the surface, the traces of which are indicated by tuff-levels in the southern margin of the Buda Mountains (Tétény-plateau).

During the Pliocene the Buda Mountains became a peninsula but its major part was inundated by the transgressing Upper Pannonian inland sea. The recent Buda Mountains emerged only at the end of the Upper Pannonian and it had continuously emerged during the Pleistocene and got its recent face by different erosion processes.

The Pleistocene movements followed in several phases which could be more or less demonstrated by the terrace and travertine levels formed on them. The measure of uplift proved to be 120 metres in the Lower Pleistocene (Wallachian I and II phases), 100 metres in the Middle Pleistocene (Passadenian I and II, Baku phases), 60 metres in the Upper Pleistocene (Baltic phase), i.e. 280 metres in total. When taking into account the recent level of the Danube this value amounts to about 370 metres. As the higher-grade fix-point measurements these movement are recently also in progress. The thermal water activity which started probably at the end of the Upper Pannonian or in the Levantian is a result of the uplift of the Buda Mountains. As the uplift and simultaneously the cut-off the of valleys has progressed the place of thermal water springs was displaced towards the margin of the mountains till it reached its recent location, the line of Danube.