

Felszínalaktani szintek keresése, kijelölése domborzatmodell segítségével

Hegedűs András

Miskolci Egyetem, Földrajz Intézet, 3515 Miskolc-Egyetemváros
ecoeged@uni-miskolc.hu

Bevezetés

Egy terület geomorfológiai bemutatásában és értékelésében nagy segítséget nyújt a felszínalaktani térkép, vagy legalább térképvázlat, amely szerkesztése hagyományosan topográfiai térképek segítségével, terepbejárások megfigyelései alapján történik. Ez azonban számos problémával jár, járhat. Létezik ugyan egységes elv, amely szerint térképezni kell(ene) és egységes jelkulcs, amely segítségével térképet készíteni kell(ene), de az egységesítés inkább csak törekvés, nem szigorúan követett szabály. A vizsgált terep jellege, adottságai alapján a térképezést végző szakember saját szakmai felkészültsége, látásmódja, tapasztalatai és gyakorlata mentén készíti el a térképet, kisebb-nagyobb mértékben kiegészítve az „egységes” ajánlásokat, ill. eltérve azoktól. A természetben a formák ugyanis folytonosan mennek át egymásba és sokszor kevésbé kifejezettek, mint az idealizált tankönyvi ábrákon, ezért azonosításuk és határaik megvonása nagyban függ a kutatást végző szakember tapasztalatától, szakmai látásmódjától (ami idővel természetesen változhat). Ez indított arra, hogy olyan módszert keressek a felszín fő formáinak elkülönítésére, térképezésére, mely kevesebb teret enged a szubjektivitásnak és azonos kiindulási feltételek (pl. azonos méretarányú és részletességű topográfiai térképek alkalmazása) mellett azonos eredményt ad. Erre elsősorban azok a módszerek alkalmasak, amelyek a felszínt számszerűen meghatározható (morfometriai) jellemzőik alapján értékelik.

Jelen cikk a felszínalaktani szintek domborzatmodell alapú, morfometriai módszerekkel történő azonosításának, kijelölésének lehetséges módját mutatja be. Felszínalaktani szinten azoknak a felszínformáknak (pl. völgytalpak, teraszok, tetők, völgyközi háta) a viszonylagos magasságát értem, melyek egy lepusztulási vagy felhalmozódási szintet képviselhetnek.

Kutatástörténeti előzmények

A felszínformák morfometriai jellemzők alapján való elkülönítésére és térképezésére számos lehetőség kínálkozik. Különösen a nagy felbontású domborzatmodellek megjelenésével és az elemzésükhöz szükséges számítástechnikai háttér (számítógépek és szoftverek) fejlődésével egyre újabb módszerek, eljárások születnek (lásd pl. IWAHASHI, J.–PIKE, J. R. 2007). E módszerek legtöbbje azonban a hagyományos geomorfológiai térképektől nagyon eltérő eredményt ad. Nem jelennek meg rajtuk vagy nehezen felismerhetők például a völgytalpak, völgyközi háta, tetők, ill. az egyes formákat jelölő területek általában nem folytonosak. Ez elsősorban abból adódik, hogy a felszínformák sokféle változatban fordulnak elő, ezért egy-két számmal nehezen jellemezhetők, így matematikai eszközökkel való térképezésük gyakran nem a várt eredményre vezet. A hagyományos felszínalaktani térképekhez leghasonlóbb eredményt WEISS, A. (2001) eljárása adja, mely a domborzat fő

formáit, a völgytalpakat, völgyközi háta gerincét és a völgyközi háta lejtőit különíti el domborzatmodell alapján (JENNESS, J. 2006).

A módszer („Topographic Position Index”) lényege, hogy a domborzatmodell celláit aszerint osztályozza, hogy tengerszint feletti magasságuk hogyan viszonyul környezetük átlagos tengerszint feletti magasságához. Ehhez meghatározza a cella tengerszint feletti magasságának és az előre beállított nagyságú szomszédságának átlagos tengerszint feletti magasságának különbségét, majd e különbségeket, a teljes vizsgált területre nézve, statisztikai alapon osztályozza (WEISS, A. 2001 in JENNESS, J. 2006)¹. Az eljárás változatában DICKSON, B. és BEIER, P. (2006) a statisztikailag meghatározottak helyett konkrét értékeket használ osztályhatárokként (JENNESS, J. 2006)².

A módszer legfőbb hátránya, hogy az osztályozás eredménye nagyban függ attól, hogy az egyes cellák tengerszint feletti magasságát mekkora területű szomszédság átlagos tengerszint feletti magasságához viszonyítjuk. Minél kisebbhez, a felszín annál kisebb egyenetlenségeit tudjuk térképezni, miközben a nagyformák nem jelennek meg. Ez fordítva is igaz, a nagyobb viszonyítási környezet nem mutatja a kisebb formákat, viszont a nagyobb egységek felismerhetőbbek. Azt, hogy végül is milyen nagyságú szomszédságot válasszunk, a domborzatmodell felbontását, a felszín jellegét és a térképezés célját figyelembe véve lehet meghatározni (JENNESS, J. 2006).

A mintaterület bemutatása

A Mátra és a Bükk mögött elterülő, az országhatáron is átnyúló kistáj a hazai szakirodalomban és térképeken több különböző néven is felbukkan. A Vajdavár-hegység (LÁNG S. 1949), Ózdi-hegység (LÁNG S. 1960), Heves–Borsodi-dombság (RADÓ S. 1974), Gömői–Hevesi-dombság (PÉCSI M. 1989), Pétervásári-dombság (MAROSI S. – SOMOGYI S. 1990) megnevezés alatt nagyjából ugyanazt a területet értik. Felszínalaktani vizsgálataimat az *1. ábra* térképén ábrázolt területen (kistájon) végzem, melyre – fő tömegének elhelyezkedését legjobban szemléltető – Ózd–Pétervásári-dombság elnevezést használom.

A javarészt harmadidőszaki tengeri üledékes összletekből (Szécsényi Slir Formáció, Pétervásári Homokkő Formáció), folyóvízi, mocsári üledékekből (Salgótarjáni Barnaköszén Formáció, Zagyvapálfalvai Formáció), kevés szórt vulkáni anyagból (Gyulakeszi Riolituffa Formáció), valamint pleisztocén-holocén lejtőhordalékokból és ártéri üledékekből felépülő

¹ WEISS, A (2001) felszínforma osztályozásának elve (JENNESS, J. 2006):

std. cellaérték ≤ -1	völgytalp
$-1 < \text{std. cellaérték} \leq -0,5$	lejtőláb
$-0,5 < \text{std. cellaérték} \leq 0,5$	sík térszín, ill. enyhe lejtő, ha a lejtés $\leq 5^\circ$
$-0,5 < \text{std. cellaérték} \leq 0,5$	lejtőderék, ha a lejtés $> 5^\circ$
$0,5 < \text{std. cellaérték} \leq 1$	lejtőváll
std. cellaérték > 1	gerinc

cellaérték = cella tengerszint feletti magassága – cella környezetének átlagos tengerszint feletti magassága,
std. cellaérték = a cellaértékek középértékével és szórásával standardizált értéke az egyes celláknak.

² A DICKSON, B. és BEIER, P. (2006) által javasolt osztályozás (JENNESS, J. 2006):

cellaérték ≤ -8	völgytalp
$-8 < \text{cellaérték} \leq 8$	enyhe lejtő, ha a lejtés $< 6^\circ$
$-8 < \text{cellaérték} \leq 8$	meredek lejtő, ha a lejtés $\geq 6^\circ$
cellaérték > 8	gerinc



vidék (GYALOG L. 2005, PELIKÁN P. – PEREGI Zs. 2005, RÓNAI A. – PELIKÁN P. – PENTELÉNYI L. 2005), a jelenleg legelfogadottabb nézet szerint medencedomság jellegű térszín (MAROSI S. – SOMOGYI S. 1990). Legmagasabb tengerszint fölötti magasságait (Ökör-h. 541 m és még 6 csúcsa haladja meg az 500 m-t), központ részének erős tagoltságát, mély völgyeit tekintve azonban alacsony középhegységnek is tekinthető.

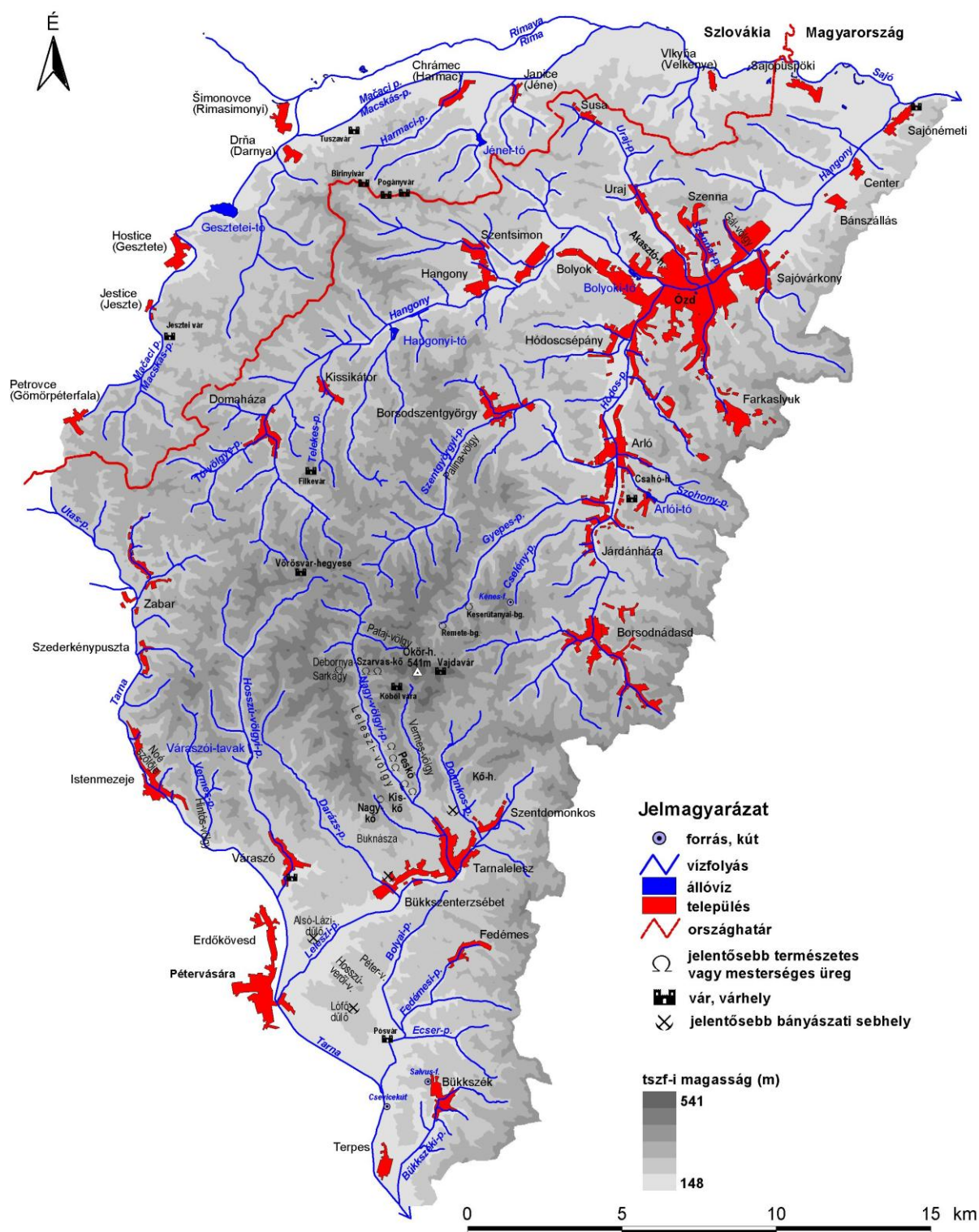
Eszközök és módszerek

A felszínalaktani szintek morfológiai módszerekkel való kijelöléséhez a DTA-50-es vektoros állomány szintvonalalaiból és 1:25 000 méretarányú topográfiai térképlapok digitalizálásával nyert szintvonalakból és magassági pontokból interpolált, 20 m-es felbontású digitális domborzatmodellt használtam. A domborzatmodell interpolálását és elemzését az ArcInfo 9.2 szoftvercsomag segítségével végeztem.

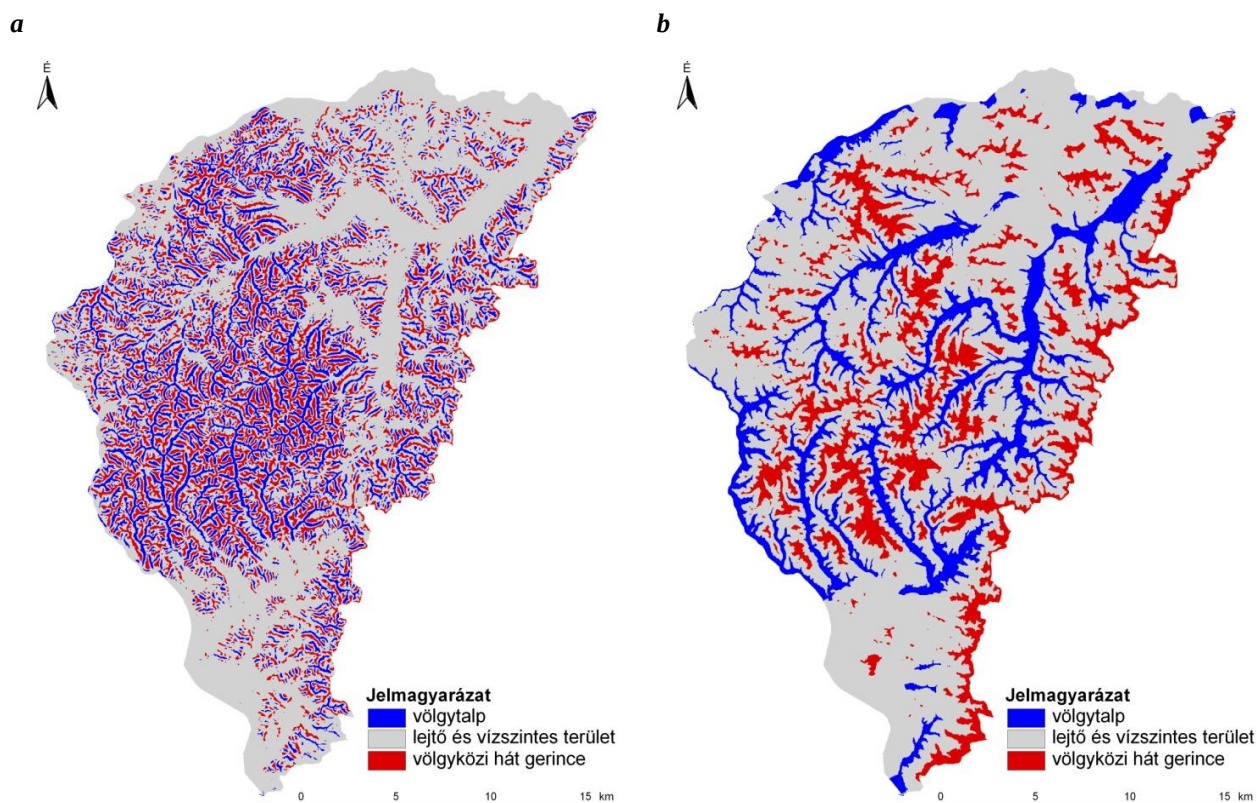
A morfológiai elemzések eredményeit szakirodalmi források adataival és terepbejárások megfigyeléseivel egészítettem ki, vettem össze.

A mintaterület domborzatmodell alapú morfológiai elemzése

A kistáj WEISS, A. (2001) módszerével készült (a lejtő osztályok összevonásával egyszerűsített) térképein (2. ábra) jól megfigyelhető, hogy az egyes cellák viszonyítási környezetének 200-ról (2a ábra) 2000 m-re (2b ábra) való növelése a térkép részletességét csökkentette, áttekinthetőségét növelte. A kisebb viszonyítási környezettel készült térképen a szélesebb völgytalpak lejtőnek sorolódtak be. Ez abból adódhat, hogy e völgyek és völgytalpak a kistáj többi völgyéhez képest lényegesen szélesebbek, így a szűkebb völgyek keskenyebb völgytalpait kimutató cellakörnyezet azokat még nem jeleníti meg. Az átlagolás területének növelésével részben megjelennek, viszont ekkor a kis völgyek és a keskenyebb völgyközi hátak „tűnnek el”. Annak érdekében, hogy a „kicsi” és a „nagy” cellakörnyezettel való elemzés előnyeit egyaránt kihasználhassa WEISS, A. (2001) mindkettővel elvégezte a vizsgálatokat és az eredmények kombinálásával további felszíntípusokat tudott térképezni (JENNESS, J. 2006). Jelen esetben azonban a fő vízfolyások völgyei (főleg alsó szakaszukon) a kistáj teljes területéhez viszonyítva már olyan szélesek, hogy technikailag nem lehet olyan nagy cellakörnyezetet választani, mellyel a módszer kimutatja azokat, miközben a terület más részein is értékelhető eredményt ad – ezért a kétféle cellakörnyezettel végzett elemzés eredményeinek kombinálása is értelmetlen. A módszer az Ózd–Pétervásárai-dombság széles völgytalpainak térképezésére nem megfelelő, a szűkebb, szurdokszerű völgyek és völgyszakaszok, valamint a völgyközi hátak gerincének kimutatására azonban jól alkalmazható.



1. ábra. A vizsgált mintaterület (Ózd–Pétersvárai-dombság kistáj) áttekintő térképe

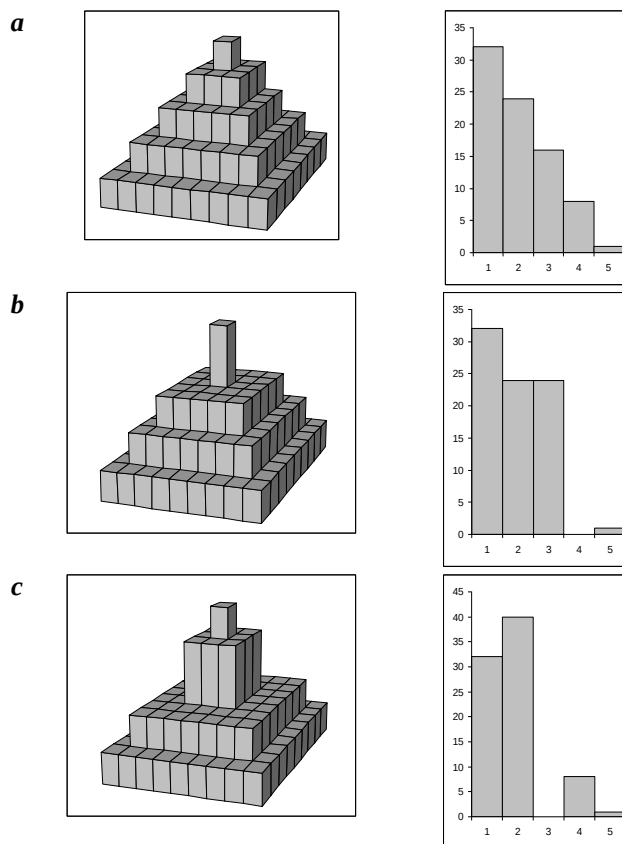


XXX. ábra. Az Ózd–Pétervásárai-dombság WEISS, A. (2001) módszerével készült, egyszerűsített felszínforma térképei: **a**, 200 m; **b**, 2000 m sugarú cellakörnyezet átlagos tengerszint feletti magasságával számolva.

Felszínalaktani szintek kimutatása hisztogramelemzéssel

A mélyebben fekvő, völgytalpi és medencefenék helyzetű, valamint a kiemelt térszíneket a domborzatmodell celláinak magasság szerinti gyakorisági megoszlását elemezve is el lehet különíteni³. Ennek elve a következő: Szabályos mértani testhez hasonló alakú felszíni kiemelkedést, például piramis alakú hegyet vizsgálva, látható, hogy domborzatmodelljének hisztogramja is „szabályos”, monoton csökkenő, hiszen az egyre magasabb területek aránya folyamatosan csökken (3a ábra). Ha ennek az elméleti hegynek valamely szintjében tereplépcső (pl. terasz) alakul ki, akkor az abban a szintben található felszín területének aránya megnő, ami megváltoztatja az egymást követő értékek szabályos csökkenését, és megtöri a grafikon (hisztogram) futását (3b,c ábra).

³ Terepmodell hisztogramjának elemzésén alapuló felszínalaktani vizsgálatokat korábban a Bükkalján is végeztünk, ahol a hegyláb felszíneket sikerült ezáltal is azonosítani (HEGEDŰS A.–VÁGÓ J. 2007).



3. ábra. Kiemelkedő térszínek („hegyek”) domborzatmodellei és azok gyakorisági eloszlási diagramjai (hisztogramjai).

A grafikonok X-tengelyén a magassági osztályok (= piramis emeletei), az Y-on a piramis felületét alkotó cellák száma van feltüntetve).

Változatosabb terepet, például dombsági, hegységi tájat elképzelve (ahol a dombokat és hegyeket „piramissal”, a domb- és hegyvonulatokat „háztetőkkel”, a völgyeket „vályúkkal”, a medencéket pedig „csúcsára állított piramissal” szemléltethetjük) belátható, hogy a hisztogram a völgyek és medencék magasság-tartományában monoton emelkedő, a gerincek és csúcsok magasságtartományában pedig monoton csökkenő lesz. Ezt a szabályosságot „rontják el” a nagyobb arányban jelen lévő felszínek, a medence- és völgytalpak, teraszok, fennsíkok stb., magassági értékei, melyek ezáltal a domborzatmodell hisztogramján és így magán a domborzatmodellen is többé-kevésbé jól elkülöníthetők. Ez azonban csak abban az esetben igaz, ha feltételezzük, hogy az elemzett terület összes völgytalpa egy szintben van és hasonlóan egy-egy meghatározott tengerszint feletti magasságban találhatók a medencefenékek, a teraszok, a fennsíkok. Kis területet vizsgálva ez jó közelítéssel elfogadható, nagyobb területeken, ill. nagy esésű völgyekkel tagolt felszínen azonban már nem. A kistáj domborzatának vizsgálata során ezért nem a tengerszint feletti magasságot „ábrázoló” domborzatmodell hisztogramját, hanem a felszín helyi erózióbázis fölötti viszonylagos magasságának alapján készült domborzatmodellét elemeztem. A völgytalpak



ugyanis a helyi erózióbázis szintjében, ill. annak közvetlen közelében kell, legyenek, és a teraszok azonosítása is a völgytalp ($\approx$ helyi erózióbázis) fölötti magasságuk alapján történik.

Helyi erózióbázishoz viszonyított magasságkülönbség térkép, topográfiai térkép alapján való szerkesztésének elvét GÁBRIS GY. (1977) ismertette, és rámutatott az elemzésében rejlő néhány lehetőségre. A kistáj felszínének helyi erózióbázishoz viszonyított magasságát, élve a technika adta lehetőségekkel, a terület DTA-50-es szintvonalas vektoros állományából készített, 20 m cellaméretű domborzatmodellje alapján határoztam meg.

A helyi erózióbázis felszínének számítása a terület vízfolyáshálózata segítségével lehetséges. Az első nehézség azonban már itt adódik: hogyan lehet a vízfolyáshálózatot minél objektívebben meghatározni, és mely vízfolyásokat lehet és kell a számítás során figyelembe venni. A völgy- és vízfolyáshálózat megrajzolására többféle módszert ismer a szakirodalom (GÁBRIS GY. 1987). Azonban ezek közül a leggyakrabban használt és legpontosabbnak tartott, ún. szintvonal-értékelő módszerrel (mely a topográfiai térképek szintvonalainak megtörése alapján azonosítja a vízfolyásokat és a völgyeket) készült térképek is tartalmaznak kisebb-nagyobb eltéréseket, melyek a térképező szakemberek különböző szakmai gyakorlottságából következnek (MORISAWA, M. 1957 in GÁBRIS GY. 1987). Ezért olyan módszereket kerestem, melyek a szubjektív lépések számát és arányát a minimálisra csökkentik, és hasonló eszközök birtokában bárki számára pontosan megismételhetőek. A vízhálózat megrajzolásában egyik ilyennek az ún. „kék vonal” módszert tartom, mely a topográfiai térképeken feltüntetett vízfolyásokat veszi alapul (GÁBRIS GY. 1987). Ezért a terület vízfolyásait alapvetően a rendelkezésemre álló 1:10 000 és 1:25 000-es méretarányú térképlapokról azonosítottam. Az így megrajzolt vízfolyáshálózat-térképet terepi megfigyelések alapján pontosítottam (ez sajnos viszonylag sok egyéni meglátást tartalmazó, de szükséges lépés). A módosítás elsősorban a völgytalpakat behálózó mesterséges csatornák elhagyásában nyilvánult meg.

Másik, az előzőnél kevesebb szubjektív elemet tartalmazó eljárás, a vízfolyáshálózat digitális domborzatmodellből történő származtatása: A modellben, a készítése (interpolálás) során esetlegesen kialakuló kisebb gödröket, melyek vízcsapdaként működnek (ezek a valóságban nem létező mélyedések) az *ArcInfo* 9.2 szoftvercsomag *Spatial Analyst* moduljának *Fill* eljárása (TARBOTON, D. G. et al. 1991) „tölti” fel. Ez a hibajavítás a folytonos, összefüggő vízhálózat származtatásához elengedhetetlen (DOBOS E. 2006). Ezután a *Flow Direction* paranccsal, határozható meg, hogy a domborzatmodell celláiról milyen irányba folyik le a víz (GREENLEE, D. D. 1987), majd ennek figyelembevételével a *Flow Accumulation* paranccsal kiszámítható, hogy az egyes cellákba hány körülötte lévő cellából érkezik víz (JENSON, S. K.–DOMINGUE, J. O. 1988). Az utolsó lépésben azt kell eldöntenünk, hogy legalább mekkora területről gyülekezzenek össze a lefolyó vizek ahhoz, hogy vízfolyás alakuljon ki, vagyis hogy legalább hány cellából kell a vizeket összegyűjtenie egy cellának, hogy vízfolyás részének tekinthessük (TARBOTON, D. G. et al. 1991). Hidrogeológus kollégák szóbeli közlése alapján, egy már állandó vízfolyásnak tekinthető ér vízhozama 1,5–3 l/s, valamint figyelembe véve azt, hogy a területen az átlagos felszíni lefolyás 2 l/km²s (MAROSI S.–SOMOGYI S. 1990) elegendő 1 km²-es minimális vízgyűjtő nagyságot feltételeznünk. Ez azt jelenti, hogy a domborzatmodell minden olyan celláját vízfolyás részének tekinthetjük, melyre legalább 2500 cellából érkezik víz. Az így meghatározott vízhálózat fő vízfolyásait tekintve jól egyezik a „kék vonal” módszerrel megrajzolt vízhálózzal, viszont azzal ellentétben nem függ a topográfiai térképek vízrajzi elemeinek pontosságától. Ezért a helyi erózióbázis meghatározásához az 1 km²-es cellánkénti vízgyűjtőterülettel számított elméleti vízfolyáshálózatot használtam fel.

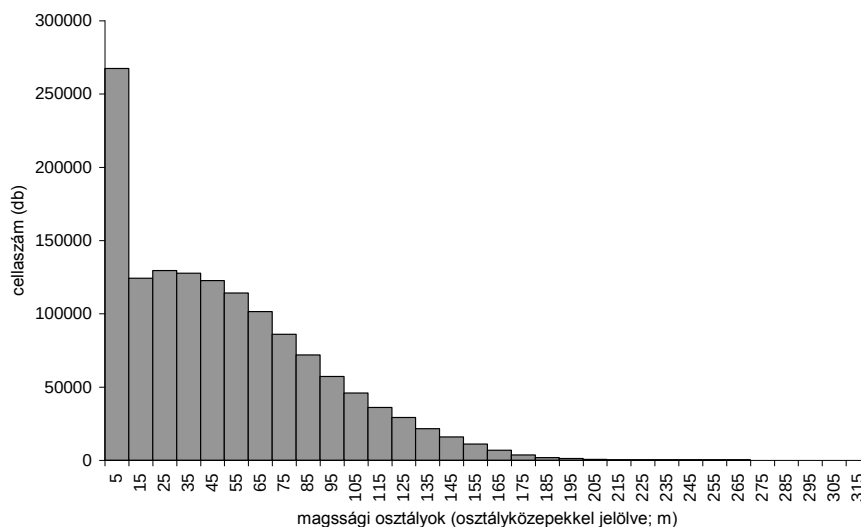


A vízfolyáscellák tengerszint feletti magassági értékeiből az *ArcInfo* 9.2 szoftvercsomag *Spatial Analyst* moduljának *Spline with barrier* eljárásával felületet (helyi erózióbázis domborzatmodell) interpoláltam, ezzel a helyi erózióbázis tengerszint feletti magassága a kistáj teljes területére rendelkezésemre állt. A felszín helyi erózióbázis fölötti magasságát a két domborzatmodell különbsége adja (a kistáj domborzatmodelljéből kivonva a helyi erózióbázis domborzatmodellje). Az interpoláció pontatlansága miatt az eredmény helyenként a valóságnak nem megfelelő lett: a különbségállomány (a helyi erózióbázis fölötti viszonylagos magasságot ábrázoló domborzatmodell) néhány cellája negatív értéket kapott. Ez azt jelenti, hogy ezeken a helyeken a helyi erózióbázis a felszín fölött helyezkedik el – ez nyilvánvalóan a számítás hibája. Javítása az az *ArcInfo* 9.2 *Spatial Analyst* moduljának *Fill* parancsával történt. A domborzatmodell szélein a javítás ellenére is negatív értékű cellákat a további elemzés során nem vettem figyelembe, kimaszkoltam. Ezt a lépést azért tartom megengedhetőnek, mert a domborzatmodell szélein a számítás (interpoláció) nagyobb valószínűséggel ad téves eredményt. Az így elkészített, a felszín helyi erózióbázis fölötti magasságát ábrázoló domborzatmodell már alkalmas jellemző magasságtartományok, esetleg felszínalaktani szintek meghatározására.

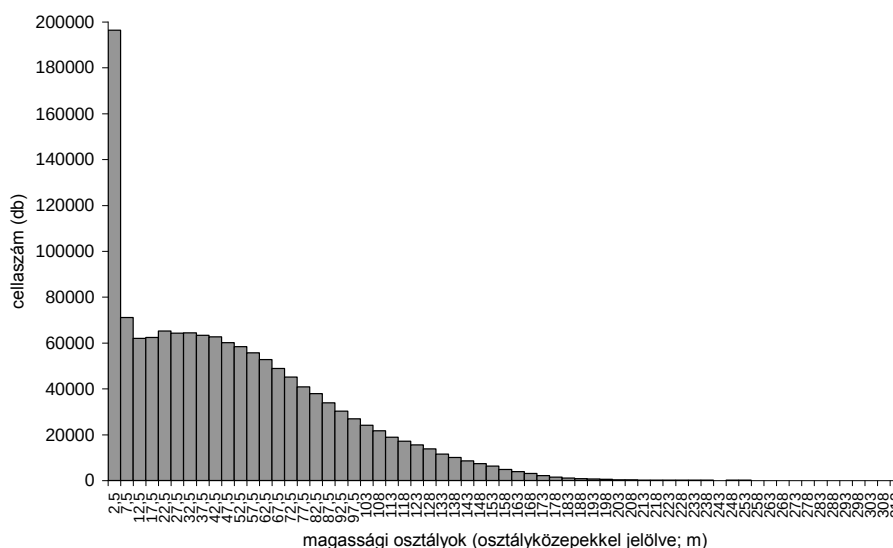
Az elemzés megkönnyítése érdekében célszerű a domborzatmodell celláit minél kevesebb magassági osztályba sorolni és gyakorisági eloszlásukat (hisztogram) így ábrázolni. Az osztályok számát a domborzat tagoltságának, magasságkülönbségeinek és a domborzatmodell felbontásának figyelembevételével érdemes próbálgatással úgy meghatározni, hogy a hisztogram áttekinthető, elemezhető legyen és emellett még kellően részletes maradjon (a domborzat lényegi jellemzőit ne fedje el). Ehhez természetesen a felszínről előzetes – terepbejáráson, topográfiai térképek elemzésén stb. alapuló – ismeretekkel is rendelkezni kell.

A kistáj felszínének helyi erózióbázis fölötti magasságának 10 m-es osztályközökkel készült hisztogramján (4a. ábra) azonnal feltűnő az első osztályba tartozó cellák kiugróan nagy száma. A cellák viszonylagos magasságát (0–10 m) és a terepbejárások tapasztalatait figyelembe véve megfeleltethetők a völgytalpaknak és völgymedence-fenekeknek. Az így azonosított völgytalpakokat és a WEISS, A. (2001) módszerével meghatározott völgyközi hátaakat egy térképen ábrázolva és kiegészítve a domborzatmodell alapján (az *ArcInfo* 9.2 *Spatial Analyst* moduljának *Slope* parancsával) számított lejtőszög fedvénnel, a kistáj térinformatikai módszerekkel szerkesztett, a nagy formákat ábrázoló felszínalaktani térképvázlatához jutottam (5. ábra). A térkép készítéséhez szükséges helyi erózióbázis-felszint 1 km²-es cellánkénti vízgyűjtőterülettel számított elméleti vízfolyáshálózat alapján hoztam létre, a Weiss-módszer során pedig 1 km sugarú kör alakú cellakörnyezetet használtam. E két paraméter változtatásával különböző részletességű és különböző célra használható térképek állíthatók elő.

a



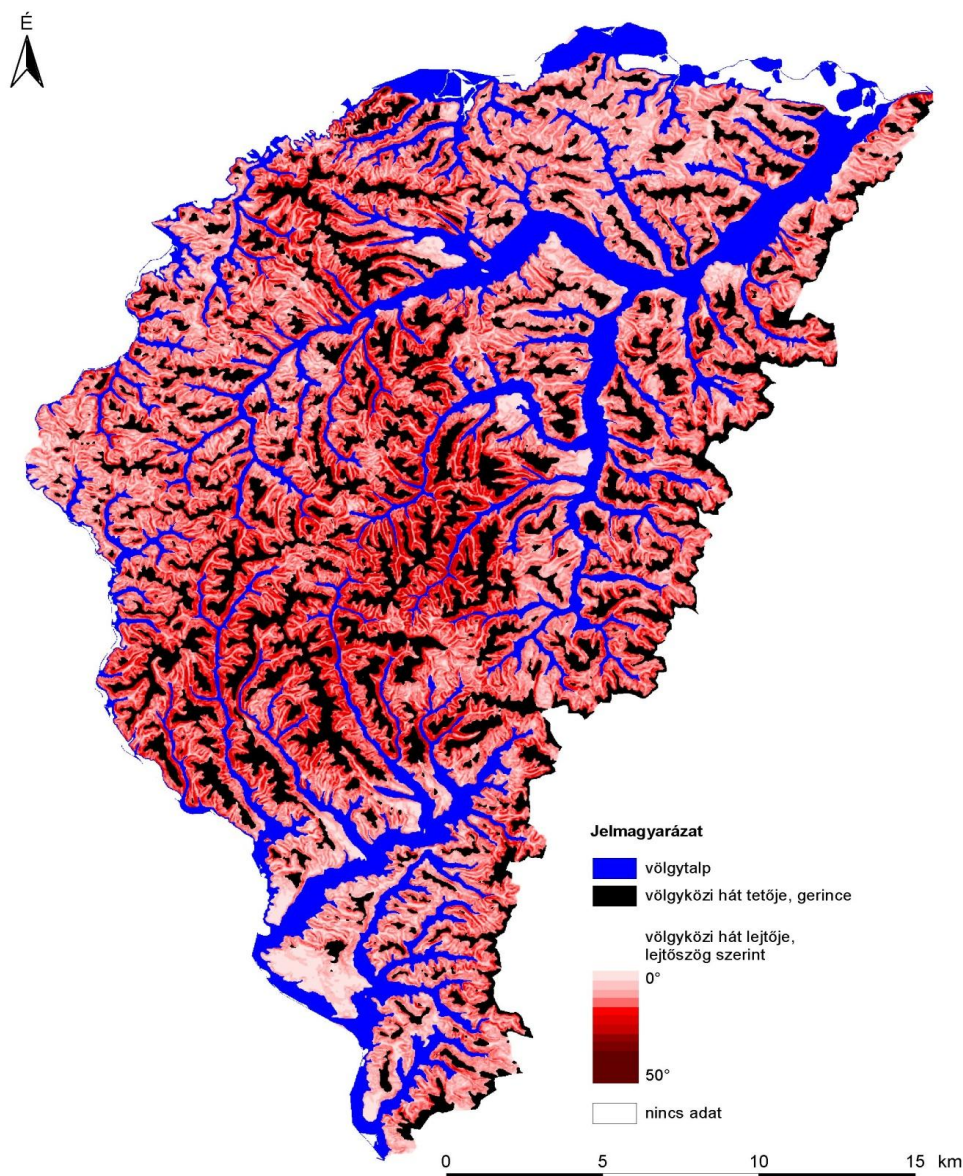
b



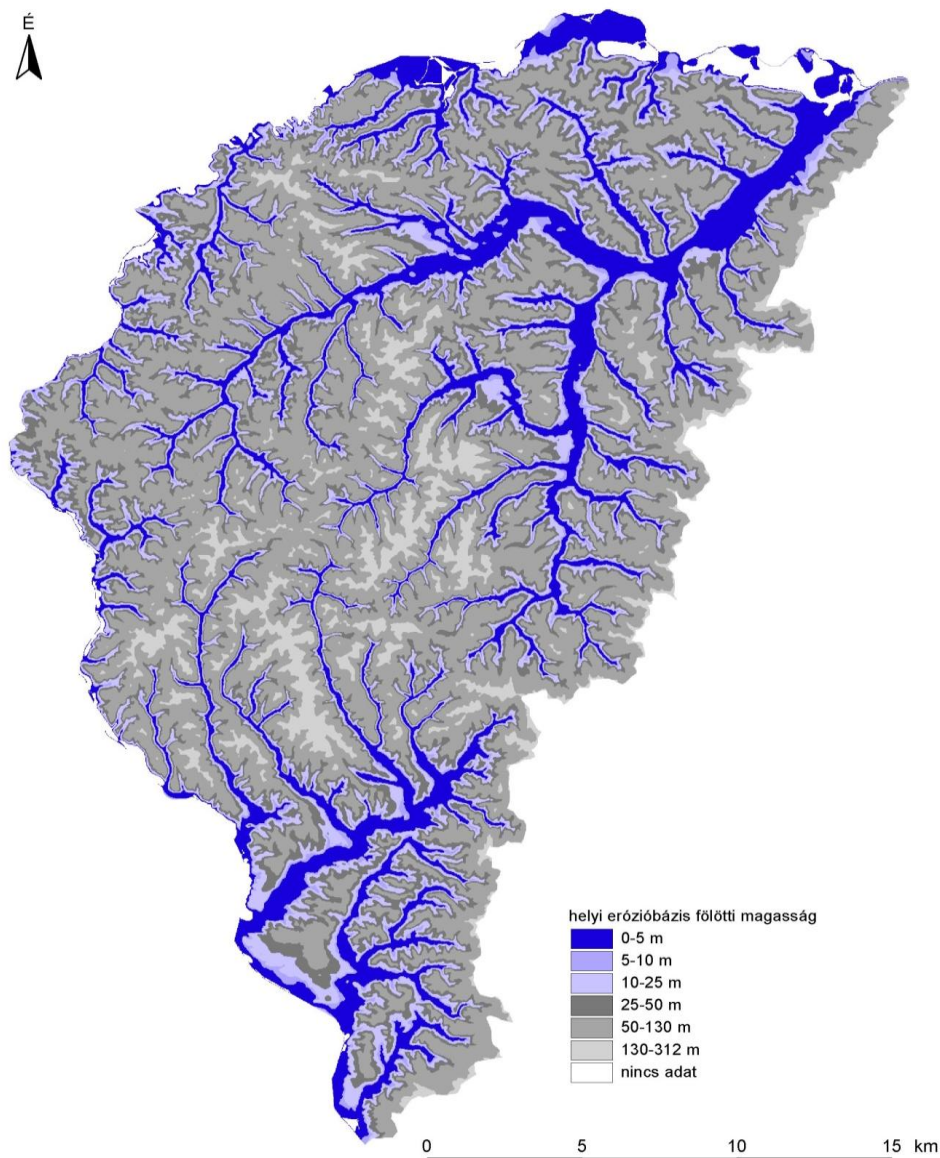
*4. ábra. A helyi erózióbázis fölötti magasságot ábrázoló domborzatmodell gyakorisági megoszlásai (hisztogramjai) az osztályközepek megírásával.
a, 10 m-es osztályokkal; **b**, 5 m-es osztályokkal.*

A grafikon futását tovább elemezve észrevehető, hogy az a 2.-tól a 3. osztályig (ill. annak körülbelül az osztályközepéig) emelkedő, majd azt követően csökkenő. A csökkenés azonban nem egyenletes, így annak üteme alapján a diagram további szakaszokra bontható: az 5. osztályig átlag alatti, a 6. és 13. osztály között átlagot meghaladó, a 13. és 15. osztály között az átlag körül kismértékben ingadozó, majd ezt követően ismét elmarad a hisztogram csökkenő szakaszának átlagos lejtésétől. (A vizsgálatot a 22. osztályig folytattam, mivel a magasabb sorszámú osztályokba már olyan kevés cella esik, ami megbízhatatlanná teszi a statisztikai elemzést.) E felismert szakaszokat a domborzatmodell 5 m-es osztályközű (részletesebb) hisztogramja (4b. ábra) alapján pontosítottam és térképen ábrázoltam (6. ábra).

Ezek alapján, a kistájon négy magasságtartomány azonosítható nagy biztonsággal: a 0–5 m, az 5–10 m, a 10–25 m és a 25–50 m közötti. Az utolsó kettő, az 50–130 és a 130–312 m közötti már bizonytalanabb és jóval tágabb.



5. ábra. A kistáj morfológiai, térinformatikai módszerekkel készített, a nagy formákat ábrázoló felszínalaktani térképvázlata.



6. ábra. A kistáj erózióbázis fölötti magassági tartományai

A 0–10 m-es osztály kettébontását a részletesebb gyakorisági megoszlás diagram második maximuma indokolja. Ennek alapján a 0–5 m viszonylagos magasságban a szűkebb értelemben vett völgytalpak helyezkednek el. Az 5–10 m-es tartomány pedig megfelelhet a SZÉKELY A. (1958) által leírt új-pleisztocén II. terasznak. Ennek meglétét a terepi megfigyeléseim is alátámasztják: jól felismerhető, pl. a Leleszi- és a Szentgyörgyi-patak völgyében is. Azonban nem sikerült megfigyelnem teraszmaradványokat a Hangony völgyének térkép által jelzett középső szakaszán, a völgytalp közepén (teraszszigethegyek?). Ez adódhat a terepi megfigyelések hiányosságaiból is, vagy abból, hogy az eredeti domborzatmodell és a belőle számított állományok pontatlansága jelenít meg a valóságban nem létező formákat. A harmadik, 10–25 m-es szintet mind a környéken vizsgálódó

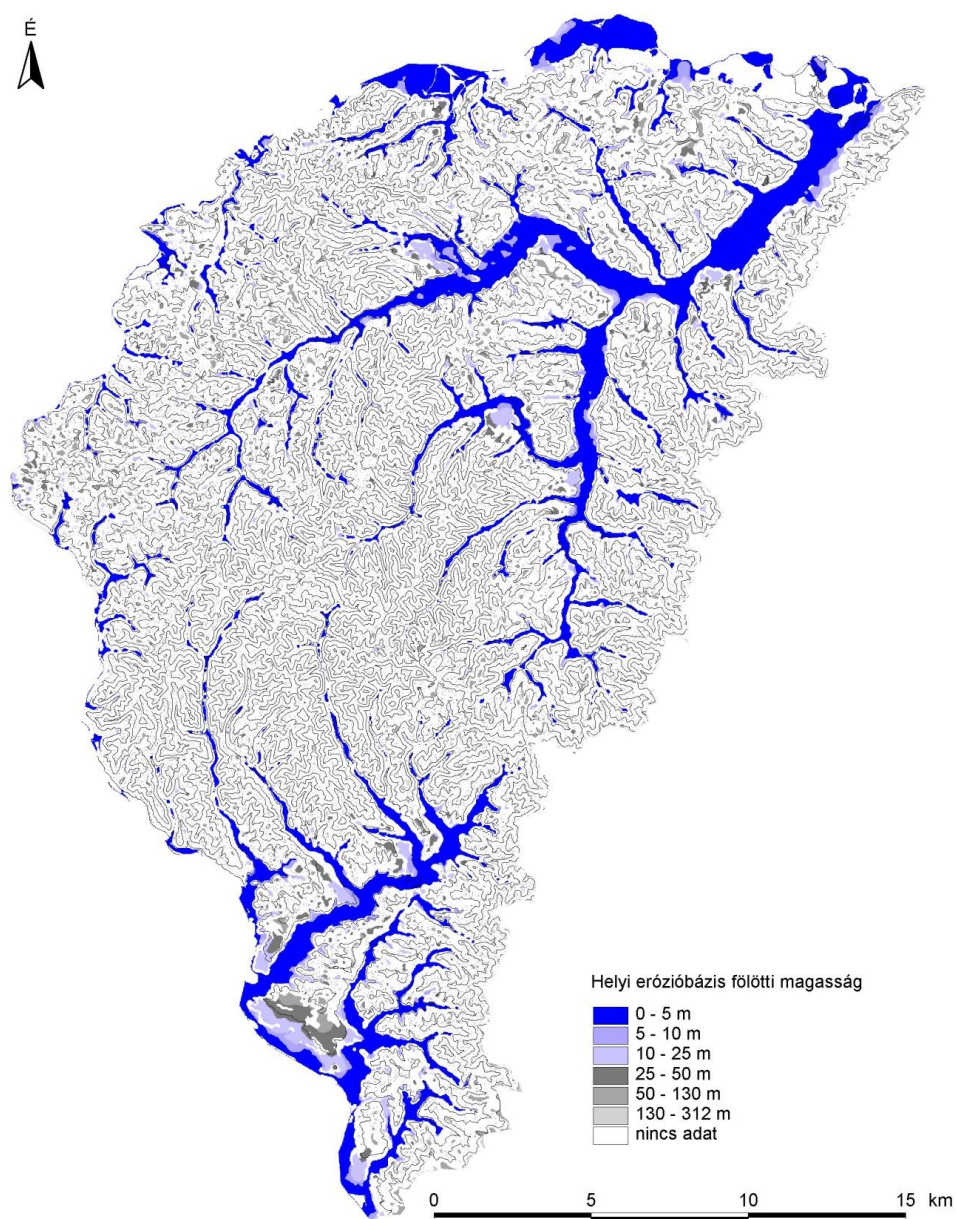
geomorfológusok (PEJA Gy. 1957, SZÉKELY A. 1958), mind a geológusok (KROLOPP E.–RADÓCZ GY. 1974, MOLNÁR B.–VARRÓ M. 2000) kimutatták. KROLOPP E. és RADÓCZ GY. (1974) öslénytani vizsgálatok alapján a teraszszint kialakulását a kora- és a középső-pleisztocénba helyezi. A negyedik, 25–50 m közötti szint már kevésbé egyértelmű. A térkép ugyan nagy elterjedésben jelöli, de ennek oka lehet viszonylag széles magasságtartománya is. Néhány helyen, pl. a Leleszi-patak völgyének jobb oldalán szépen azonosítható (1. kép), máshol a jelenléte csak valószínűsíthető (pl. a Hangony völgyében, Ózd és Sajóvárkony között). SZÉKELY A. (1958) 40–45 m-es szintet írt le a Tarna-völgyet vizsgálva, míg PEJA Gy. (1957) 60–70 m-eset a Hódos-patak völgyéből.



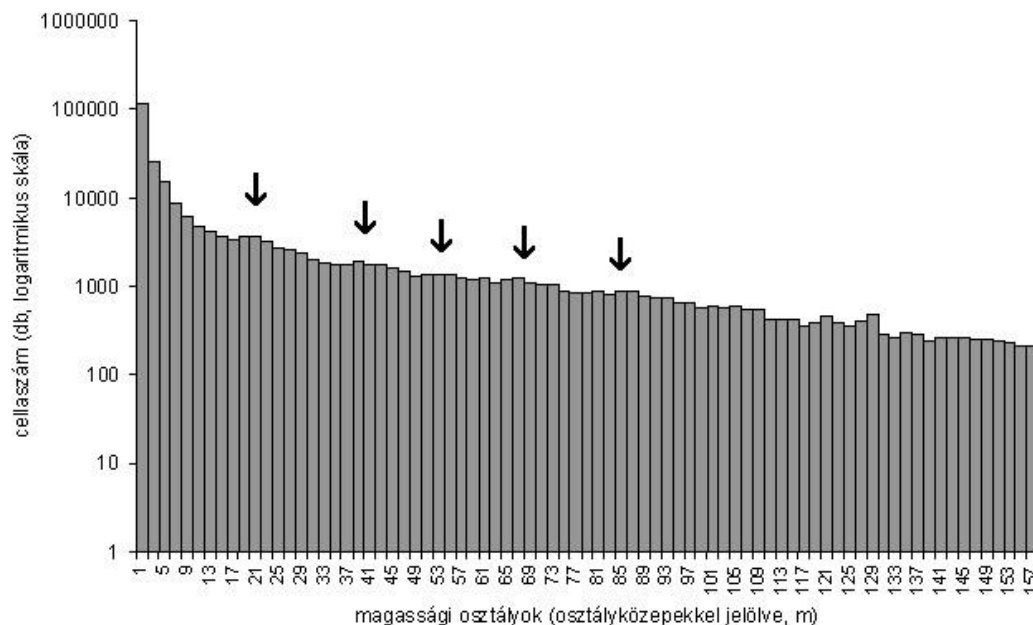
1. kép. 35–40 m viszonylagos magasságú felszínalaktani szint (eróziós-deráziós terasz) a Leleszi-patak völgyében, Pétervására és BükkSZenterzsébet között (kb. a felső friss szántás területén).

A magassági tartományok természetesen nem azonosak a felszínalaktani szintekkel. Ez utóbbiak ugyanis magassági értelemben véve általában szűkebb és vízszintes értelemben véve kisebb kiterjedésű vízszintes, vagy csak enyhén lejtős felszínek. Térképen való felismerésüket viszont segítheti a magassági tartományok szerint osztályozott domborzatmodell (6. ábra), amiből az 5°-osnál lankásabb lejtőket leválogatva már csak a lehetséges szinteket jelölő felszínfoltok jelennek meg (7. ábra). Ez már szűkíti a további (morfometriai és terepi) vizsgálatok területét, megkönnyítve és meggyorsítva a geomorfológus munkáját.

Az eddigi elemzések eredményeinek a legnagyobb hibája, ami a 7. ábra térképén is látható, hogy a felszínalaktani szintek függőlegesen folytonosan mennek át egymásba, köztük éppen a szintekre jellemző magasságugrás nem jelenik meg. Ennek kiküszöbölésére az adhat lehetőséget, ha az erózióbázis fölötti magasság domborzatmodelljének csak azokat a részeit vizsgáljuk, ahol a lejtés nem haladja meg az 5°-ot. Vagyis csak azokat a cellákat soroljuk magassági osztályokba, melyek ennek a feltételnek eleget tesznek, és az így készült hisztogramot elemezzük (8. ábra). A 2 m-es osztályszélességgel készült hisztogram segítségével (a grafikon futásának megváltozása alapján) a völgytalpakon kívül (0–10 m) a következő szintek valószínűsíthetők a területen: 18–22, 36–42, 50–56, 64–70, 80–88 m között. (A nagyobb magasságú osztályokba arányaiban már olyan kevés cella tartozik, hogy a statisztikai elemzés bizonytalan.).



7. ábra. A kistáj lehetséges felszínalaktani szintjei



8. ábra. A helyi erózióbázis fölötti magasságot ábrázoló domborzatmodell 5°-nál kisebb lejtésű celláinak gyakorisági megoszlása (hisztogramja) az osztályközepek megírásával és a grafikon elemzett „megtöréseinek” jelölésével.

E szintek közül a 18–22, a 36–42 és a 64–70 m-es terepen jól felismerhető, korábbi kutatások (PEJA Gy. 1957, SZÉKELY A. 1958, KROLOPP E.–RADÓ CZ GY. 1974, MOLNÁR B.–VARRÓ M. 2000) által is leírt. A másik két szint már kevésbé egyértelmű. A Pétervására–Leleszi-medence deráziós formáiban helyenként felismerni vélem (deráziós páholyok, kúpok, nyergek formájában), a terület nagyobb részén azonban nem, vagy csak nagyon bizonytalanul azonosíthatók – meglétük igazolása (vagy cáfolása) további vizsgálatokat igényel.

Összegzés

A mintaterületen folytatott korábbi kutatások szakirodalomban publikált eredményeit és a terepbejárások megfigyeléseit összevetve a digitális domborzatmodellből származtatott eredményekkel, megállapítható, hogy a helyi erózióbázis fölötti magasság domborzatmodelljének térinformatikai, statisztikai elemzése (jelenlegi formájában) önmagában nem alkalmas a felszínalaktani szintek pontos térképezésére, de mint a további vizsgálatokat előkészítő és megkönnyítő eszköz hasznos segítség a felszínalaktani kutatásokban. Megmutatja azokat a területeket, melyek valószínűleg felszínalaktani szintek (völgytalpak, teraszok, egykori tetőszintek) részei lehetnek, és így más eszközökkel, módszerekkel kiegészített, idő- és energiaigényes vizsgálatokra „érdemesek”.

**Irodalom**

- DICKSON, B.–BEIER, P. 2006: Quantifying the influence of topographic position on cougar (*Puma concolor*) movement In Southern California, USA – The Zoological Society of London. *Journal of Zoology* 271/3. pp. 270–277.
- DIKAU, R.–BRABB, E.E.–R.M. MARK 1991: Landform classification of New Mexico by computer – U.S. Geological Survey, Menlo Park, California., Open-File Report 91–634.
- DOBOS E. 2006: A potenciális felszintagoltsági mutató származtatása és használata – In: Dobos E.–Hegedűs A. (szerk.): *Lehetőségek a domborzatmodellezésben – a HunDem 2006 konferencia közleményei*. CD-ROM kiadvány, Miskolci Egyetem, Természetföldrajz - Környezettan Tanszék, Miskolc. 7 p.
- GÁBRIS GY. 1977: Helyi erózióbázishoz viszonyított magasságkülönbség-térkép a Balaton vízgyűjtő területének példáján – *Földrajzi Értesítő* XXVI. pp. 237–241.
- GÁBRIS GY. 1987: Néhány gondolat a vízhálózatsűrűséget meghatározó tényezők vizsgálatáról – *Földrajzi Közlemények* XXXV. (CXI.) 1-2., pp. 26–34.
- GREENLEE, D. D. 1987: Raster and Vector Processing for Scanned Linework – *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 53 (10), pp. 1383–1387.
- GYALOG L (SZERK.) 2005: *Magyarázó Magyarország fedett földtani térképéhez (az egységek rövid leírása) 1:100000*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest. 189 p.
- HEGEDŰS A.–VÁGÓ J. 2007: The Examination of the Bükkalja Using Digital Elevation Modell – microCAD 2007 International Scientific Conference 22-23 March 2007, Section B: Environmental Protection, pp. 47–52.
- IWAHASHI, J.–PIKE, J. R. 2007: Automated classifications of topography from DEMs by an unsupervised nested-means algorithm and a three-part geometric signature – *Geomorphology* 86. pp. 409–440.
- JENNESS, J. 2006: Topographic Position Index (tpi_jen.avx) extension for ArcView 3.x, v. 1.3a. <http://www.jennessent.com/arcview/tpi.htm> (utolsó letöltés: 2007. 12. 20.).
- JENSON, S. K.–DOMINGUE, J. O. 1988: Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis – *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 54 (11), pp. 1593–1600.
- KROLOPP E.–RADÓCZ GY. 1974: Pleisztocén képződmények Bükk-szenterzsébet környékén – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1972-ről. pp. 87–99.
- LÁNG S. 1949: Geomorfológiai és hidrológiai tanulmányok Gömörben I–III. – *Hidrológiai Közöny* 29. pp. 2–10., 141–148., 283–289.
- LÁNG S. 1960: Természetes tájak (térkép) – In: Kakas J. (főszerk.): *Magyarország Éghajlati Atlasza*. Országos Meteorológiai Intézet, Akadémiai Kiadó, Budapest, 2. p.
- MAROSI S.–SOMOGYI S. (szerk.) 1990: *Magyarország kistájainak katasztere II.* – MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest, pp. 935–950.
- MOLNÁR B.–VARRÓ M. 2000: Pétervására környéki negyedidőszaki üledékkifejlődések vizsgálata – *Földrajzi Értesítő* XLIX. 1-2. pp. 43–58.
- MORISAWA, M. 1957: Accuracy of determination of stream lengths from topographic maps – *Transactions of the American Geophysical Union*, 38., pp. 86–88.
- PEJA GY. 1957: Korrázios formák felszínalakító hatása a Bükk észak-északkeleti előterében – *Földrajzi Közlemények* V. (LXXXI.) 2., pp. 109–132.
- PELIKÁN P. – PEREGI ZS. (SZERK.) 2005: *Magyarország földtani térképe M-34-137 Ózd*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.



- PÉCSI M. (szerk. biz. elnöke) 1989: Magyarország Nemzeti Atlasza – Kartográfiai Vállalat, Budapest.
- RADÓ S. (szerk. biz. elnöke) 1974: Észak-magyarország atlasza – Mezőgazdasági és Élelmezésügyi Minisztérium Országos Földügyi és Térképészeti Hivatal, Budapest.
- RÓNAI A. – PELIKÁN P. – PENTELÉNYI L. (szerk.) 2005: Magyarország földtani térképe L-34-5 Eger. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- SZÉKELY A. 1958: A Tarana-völgy geomorfológiája – Földrajzi Értesítő VII. pp. 389–414.
- TARBOTON, D. G.–R. L. BRAS,–I. RODRIGUEZ–ITURBE. 1991: On the Extraction of Channel Networks from Digital Elevation Data – Hydrological Processes. 5. pp. 81–100.
- WEISS, A. 2001. Topographic Position and Landforms Analysis – Poster presentation, ESRI User Conference, San Diego, CA.