

# DATE CU PRIVIRE LA EVOLUȚIA REȚELEI HIDROGRAFICE A OLTULUI SUPERIOR ÎN DEPRESIUNEA CIUCULUI

KRISTÓ ANDREI

Scopul lucrării de față este, să dea noi date morfologice asupra teritoriului cu sedimente pliocene, care umplu depresiunile Ciucului de Sus și înconjoară la margini bazinele Ciucului de Mijloc și Ciucului de Jos, cât și asupra evoluției rețelei hidrografice. Nu voi prezenta deci, fenomenele de acest fel din zonele montane, mai depărtate, unde acestea, de asemenea, se pot urmări. Vreau să atrag atenția doar asupra fenomenelor de captare, dezvoltate în sedimentarul pliocen, să îmbogățesc astfel varietatea de forme geomorfologice ale depresiunilor, și să clarific procesul formării văii superioare a Oltului și a rețelei sale.

## 1. ISTORICUL CERCETĂRILOR

Cu studiul geologic și geomorfologic al sedimentarului depresiunilor Ciucului, înainte de cel de-al II-lea război mondial, s-au ocupat numai câțiva autori. Astfel, amintim lucrările lui Bányai J. (1), Wachner H. (22) și Bulla B. (2), fiind mai importante. Autorii menționați au recunoscut caracterul sedimentelor cu trăsăturile morfologice principale ale zonei.

Asupra structurii și caracterului sedimentarului care umple bazinele, o imagine clară ne dau cercetările multilaterale de geologie, geofizică, geomorfologie, efectuate după război. Dintre lucrările referitoare la aceste probleme amintim pe cele ale lui Băncilă I. (3), Airinei St., Gheorghiu C. (5), Popescu M., Spînoche S., Spînoche E., Nistorescu Fl. (17), Popovici V., Tănăsescu L., Vasilescu Gh. Cernevschi C. (18), Scupin N. (19), Treiber I., Mezei Z. (20), lucrări sintetice asupra rezultatelor cercetării

geologice și geofizice. Din punct de vedere geomorfologic, o privire de ansamblu ne dă Monografia geografică a R.P.R. și lucrarea de sinteză a lui V. Mihăilescu, despre Carpații românești. (14). Cu problemele geomorfologice de amănunt ale acestei zone s-a ocupat în mai multe lucrări Kristó A., începînd din 1955, descriind în lucrările sale problemele teraselor Oltului (11, 12, 13) formațiunile periglaciare (8), problemele morfogenetice (7), formele piemontane ale conurilor de dejecție (9), geomorfologia împrejurimilor defileului de la Jigodin (10) și problemele de metodică a cercetării (11).

I. D. Ilie a studiat formele de relief carstic, dezvoltate pe roci vulcanice, în Masivul Harghita, precum și în depozitele din depresiunile Ciucului de Mijloc (6). Recent, pe baza rezultatelor cercetărilor geofizice, geochimice și a forajelor pentru exploatarea zăcămintelor de fier din Mădăraș, M. Iancu și colaboratorii săi au prezentat problemele morfogenetice și morfologice ale depresiunilor (5).

În literatura geomorfologică se înregistrează divergențe de păreri, mai ales în diferențierea dintre terase și piemonturi, și în probleme de morfogeneză. Prezenta lucrare nu are ca scop analiza acestei probleme, elucidată, de altfel, într-o lucrare recent apărută (13).

## **2. CARACTERIZAREA SEDIMENTARULUI PLIO-PLEISTOCEN DIN DEPRESIUNILE CIUCULUI**

Grație explorării geologice a sedimentarului plio-pleistocen, sedimentar, care atinge 3—400 m grosime în depresiunile Ciucului, avem azi o imagine relativ precisă a structurii bazinelor și componenței sedimentelor. Profilele de foraj nu modifică părerile despre caracterul sedimentar, făcute prin cercetarea de suprafață, ci în mare parte le confirmă.

Colmatarea s-a produs concomitent cu subsidența treptată a depresiunilor și cu acumularea masei de eruptiv a Munților Harghita. Sedimentele din partea inferioară sînt de natură lacustră, mlăștinoasă (argilă, marnă, argiloasă), cu intercalații de pietrișuri și lignit. Această stratigrafie, din loc în loc, este întreruptă de produse de explozie (brecie, tufuri andezitice, conglomerat) vulcanică, atingînd grosimi de pînă la 20—40 m. Acest complex de sedimente este numit în literatura de specialitate, ce se ocupă de Munții Harghita, aglomerat vulcanic.

Stratele superioare ale complexului sedimentar pliocenic sînt formate preponderent din sedimente grosiere de origine fluviatilă (pietriș, nisip), între care întîlnim adesea produse de explozie vulcanică. Sedimentele fine (argilă, nisip fin) joacă un rol subordonat.

Sedimentele, în general, sînt cimentate cu caolină. Pe alocuri, mai ales în lungul faliilor semnalate de izvoarele minerale, este caracteristic fenomenul de limonitizare mai puternică. (În aceste locuri, peste tot, se întîlnesc urmele mineritului).

Pe baza analizei litologice a profilelor de foraj, stratele sedimentarului pliocenic din depresiunile Ciucului se pot separa în două nivele, unul inferior, lacustru-mlăștinos și altul superior, de natură fluviatilă-mlăștinoasă.

Prin subsidența continuă, dar de intensitate variabilă, cît și sub influența procesului eruptiv intermitent, a rezultat o stratigrafie extrem de variată. Alți factori care au contribuit în mare măsură la această varietate sînt și întinderea redusă a bazinelor, precum și diferența mare de nivel, față de rama montană, întrucît pîraiele cu cădere mare, transportînd multe aluviuni, au colmatat repede aceste mici bazine. Astfel, doar în perioadele de subsidență mai puternică au putut lua naștere formațiuni mlăștinoase sau lacustre.

În porțiunile de subsidență pleistocenice, acest proces de colmatare ține fără întrerupere și azi, cu deosebire că în pleistocen deja domină acumularea fluviatilă, (formarea de terase, conuri de dejecție), fără a mai ține seamă de procesul de turbifiere a luncii Oltului (Sosret-Mădăraș, Ciceu-Miercurea Ciuc, Sînsimion-Tușnad).

### **3. MORFOGENEZA ȘI FORMAREA REȚELEI HIDROGRAFICE**

Concomitent cu scufundarea depresiunilor, pînă la sfîrșitul pliocenului, toate cele trei depresiuni s-au colmatat, după cum am stabilit mai sus în prima fază, mai ales cu formațiuni lacustre, apoi fluviatile. Concomitent cu colmatarea, rama montană înconjurătoare s-a nivelat intens prin eroziune, nivelul umplerii fluviatile ridicîndu-se aproape de nivelul de eroziune. Această fază fluviatilă a colmatării bazinelor s-a produs la sfîrșitul pliocenului. Materialul provenind din rama montană, sfărîmături de andezite pe latura vestică, șisturi cristaline pe cea estică, precum și produsele marnelor, gresiilor din zona flișului, s-a transportat în asemenea cantități în bazine, încît conurile de dejecție au dat naștere pînă la urmă piemonturilor de acumulare. Evoluția piemonturilor a avut loc în felul cum o descrie P. Coteț în lucrarea sa de sinteză (4). Spre axa longitudinală a depresiunilor, din ambele părți s-au format suprafețe cu pante line, lăsînd loc în centru activității Oltului (care se formează la sfîrșitul pliocenului).

La începutul pleistocenului, însă, sub acțiunea vulcanismului ce se întinde spre sud, depresiunile încep să coboare din nou, cu intensitate crescândă în aceeași direcție. În depresiunea Ciucului de Jos, formațiunile pliocene se scufundă, păstrându-se doar formațiunile care au la bază pragul de la Jigodin și de la Tușnad, în fața Munților Ciomad. Formațiunile scufundate sînt acoperite pe grosimi mari de sedimentele pleistocenului.

Plioceniile depresiunii Ciucului de Mijloc s-au scufundat doar în partea centrală și în golfurile ce se întindeau spre Frumoasa-Mihăileni și Păuleni-Delnița. În depresiunea Ciucului de Sus, formațiunile piocenului rămîn, în general, la suprafață, scufundîndu-se doar în zona Mădărașului.

Concomitent cu subsidența a pornit și activitatea de tăiere a rețelei Oltului, proces ce a avut loc în timpul pleistocenului, cu formarea a patru terase pleistocene, în afara terasei aluviale. Pe suprafețele pliocene păstrate, corespunzător pantei conurilor de dejecție, eroziunea longitudinală a început cu formarea văilor consecvente. La culmile conurilor de dejecție, contopite inițial, a fost frecventă bifurcația râurilor. Astfel, corespunzător pantelor piemonturilor, s-a format de la început o rețea divergentă. Văile principale sînt în general paralele: divergînd dinspre culmile conurilor de dejecție, convergînd în apropierea zonelor de subsidență pleistocene a depresiunilor. (Acest ultim caracter s-a dezvoltat datorită caracterului de bazin și datorită subsidenței centrale). Traseul văilor pe suprafețele pliocene datorită pantelor neuniforme ale piemonturilor nu este drept ci destul de curbat. Datorită evoluției porțiunilor apropiate ale văilor sînt des întîlnite și captările mai mici. În dese procese de captare, pe suprafețele de umplere pliocene s-au recunoscut caracteristici, ce dovedesc și morfologic, caracterul de piemont al sedimentelor pliocene. După cum am văzut, cazurile de captare sînt consecințe iminente ale proceselor dezvoltării conurilor de dejecție, formării rețelei divergente și văilor.

Porțiunile de văi secete, rezultate din captări, se întîlnesc des în resturile piemonturilor pliocene, putîndu-le întîlni și în zonele asemănătoare ale depresiunilor Ciucului de Mijloc și de Jos.

Rețeaua formată, cu văile secete, a fragmentat nivelul pliocenic, fapt care a determinat adesea formarea de înălțimi izolate. Datorită adîncirii rețelei hidrografice, suprafața inițială a piemonturilor pliocene s-a păstrat numai pe alocuri, deoarece pe porțiunile cu văi apropiate, suprafața originală a fost erodată. Pantele suprafețelor piemonturilor inițiale înclinău spre axa depresiunilor.

În procesul lărgirii văilor, trebuie luate neapărat în considerare și mișcările solului din perioade glaciare ale pleistocenului, mai concret, solifluxiunea, fenomen la care m-am reeferat în mai multe lucrări (8, 9, 11). Pe suprafața nivelelor pliocene, adesea întâlnim mici văi secundare, ale căror forme nici nu se pot explica altfel. Prezența mișcărilor de sol pleistocene este dovedită și de mai multe secțiuni tipic solifluxionale.

Mersul dezvoltării morfogenetice a depresiunilor Ciucului l-am cuprins în alte lucrări, amintesc, aici doar că între formele generației piemonturilor pliocene și cele ale conurilor de dejecție pleistocene din zonele de subsidență ale depresiunilor Ciucului de Mijloc și de Jos există deosebiri esențiale. Ultimele, cu formele lor tinere, se deosebesc evident de piemonturile pliocene, fragmentate în șiruri de dealuri. Rețeaua lor hidrografică este de asemenea divergentă, văile s-au adâncit doar cu 3—7 m în nivelul conurilor de dejecție, al căror nivel inițial este aproape neschimbat.

Bolovănișurile de andezit, cu diametre ce adesea depășesc 1 m, care se întâlnesc pe suprafața piemonturilor pliocene, se găsesc de obicei acolo unde suprafața inițială s-a erodat mai intens. Acestea alcătuiesc un covor de bolovănișuri, preparat din aglomerate (a nu se confunda cu resturile mărilor de blocuri periglaciare).

Formarea sistemului de văi pe suprafața piemonturilor pliocene a fost influențată și de factorii tectonici. Asupra activității de eroziune a râurilor, în depresiunea Ciucului de Sus, a influențat mai ales subsidența din zona Mădăraș. Consider ca posibilă, formarea sectorului cu orientare spre sud a pîrîului Madicia, deasupra băii Dugaș, pe falia de la marginea bazinului Mădăraș, datorită subsidenței acestui bazin. La captările prezentate mai jos, influența nemijlocită a subsidenței nu se poate evidenția clar.

#### 4. CAPTĂRILE MAI IMPORTANTE

De la început trebuie subliniat faptul că nu avem de a face cu fenomene majore, care să ducă la schimbări esențiale în rețeaua hidrografică. Cunoașterea acestor captări mai mici este însemnată din punct de vedere al istoricului dezvoltării șirului de depresiuni din Ciuc, întrucît ele dovedesc și caracterul de con de dejecție al părții superioare a sedimentelor pliocene. În cazurile de captare din depresiunile Ciucului, putem studia, în mic, diferitele cazuri ale procesului de captare, ca întretăierea versanților, întâlnirea versantului cu obîrșia văii. Aceste cazuri datorită mărimii lor reduse, respectiv datorită posibilității de a le privi în ansamblu, sînt mult mai demonstrative decît captările mari, devenite clasice.

În continuare fac cunoscute aceste captări:

Pîriul Loc, cu izvoarele pe versantul SV al muntelui Ostoros (1386), care a întretăit caldera Ostorosului, iese pe piemont la S de cota 836. E posibil, că inițial, să se fi bifurcat cu o ramură și spre pîriul Madicia. În cursul adîncirii, însă, s-a adîncit pe latura sudică a conului de dejecție, formînd o vale cu orientare SE. În acest caz, deci, încă nu putem vorbi de captare tipică numai dacă presupunem că inițial, sau cel puțin pentru o anumită vreme, pîriul a curs spre cîmpia Madicia, fapt greu de dovedit. Pe baza condițiilor de pantă actuale, însă putem presupune acest lucru.

Un caz tipic de captare se întîlnește pe vale cu 2 km mai jos, unde se întîlnește pîriul Orașag (pe hartă Belmezö — 761 m). Se presupune, că inițial pîriul Orașag, cotind spre SE, a curs spre pîriul Mădăraș-Mare, peste valea seacă dintre culmea Középrez (784 m) și Fűresz-oldal (824 m). Valea inferioară, părăsită este suspendată la cca. 20 m deasupra actualei văi, și continuarea acestui nivel îl întîlnim și de cealaltă parte a văii (sub 816 m).

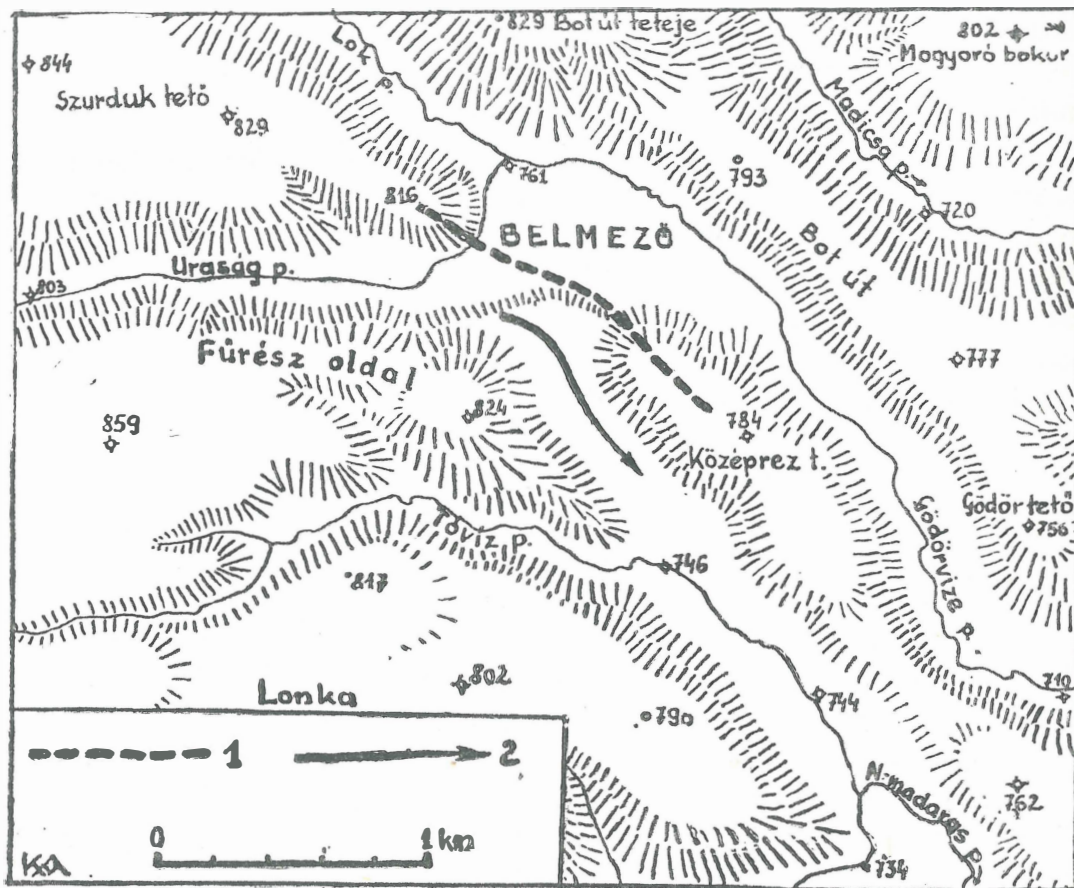


Fig. 1. Captarea pîriului Orașag. 1. Cumpăna străpunsă. 2. Direcția cursului vechi.

Captarea s-a putut produce, întrucît cumpăna dintre cele două văi, care se întindea între culmea Surduc (884, 828, 816) și Középrész (784) și-a pierdut înălțimea prin eroziunea laterală, a râurilor, și ulteoror, pîriul Orașag a trecut spre valea mai adîncită a pîriului Loc. (vezi fig. anexată nr. 1). La formarea captării, deci, au contribuit amîndouă văile, fapt ce se putea întîmpla cu atît mai lesne, cu cît curburile celor două rîuri au orientări opuse. Sectorul inferior, părăsit, este uscat din partea superioară, în partea sa inferioară curge micul pîriu Tóvize.

Spre sud, următoarea captare a atins valea pîriului Mădăraș-Mare. Inițial, pîriul, după ce și-a schimbat direcția spre SE de la linia culmilor Hamor (829) și Nyaktető, a curs prin valea seacă dintre culmile Vagas-tető (768) și Vesz (770, 774, 740, 741 m) în direcția gării Mădăraș. Dovada captării este această vale largă, părăsită. Pîriul a construit în bazinul Mădăraș (Sosmező) din masa mare de aluviuni, un con de dejecție pleistocenic, colmatîndu-și propriul curs inferior (vezi fig. 2). Această situație a dăinuit mult timp, întrucît pe cursul superior al văii umerii corespunzătorii aces-

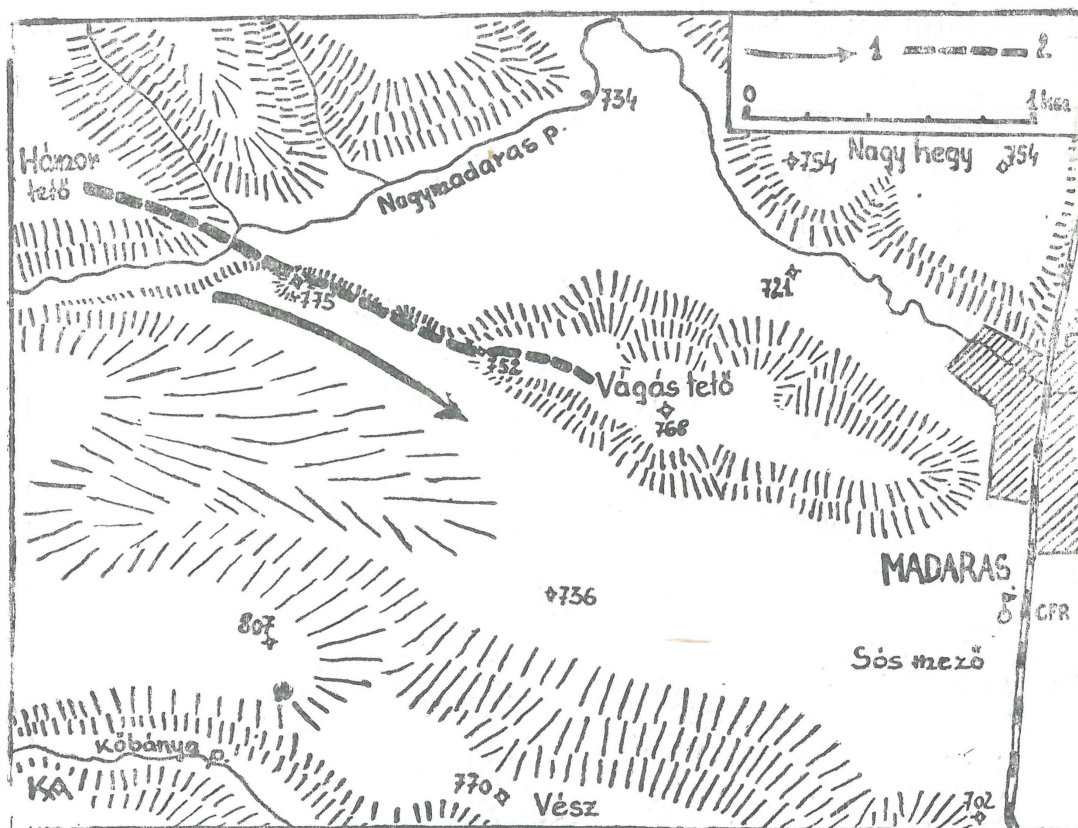


Fig. 2. Captarea pîriului Mădăraș-Mare. 1. Direcția cursului vechi. 2. Cumpăna veche.

tui nivel sînt destul de frecvenți, și se pot urmări pînă la începutul sectorului montan al văii.

Acestei perioade de stagnare mai îndelungată, de dezvoltare a văii, i-a pus capăt captarea, care s-a produs la V de culmea Vagas, la înălțimea de 775 m, ce formează un deal izolat.

Pe locul văii inferioare a pîriului Mădăraș-Mare a curs de fapt pîriul captării anterioare, Orașagul cu un mic afluent al său (care izvorește din culmea Hamor).

Tocmai regresivitatea acestui afluent a determinat formarea captării, peste cumpăna și așa coborîtă, dintre Hámor-tető și Vágás-Tető. Întrucît pîriul Orașagul, care transporta aluviuni mai puține, a părăsit (probabil mai curînd) valea, aceasta nu s-a colmatat în aceeași măsură ca vechea vale a pîriului Mădăraș-Mare. Cu ocazia trecerii cumpenei vechi, pîriul a trecut aici și s-a adîncit repede și în valea superioară, lăsînd în urmă umerii amintiți. Pîriul a lărgit și ulterior colmatat sectorul inferior.

Cea mai frumoasă și instructivă captare a depresiunii Ciucului de Sus a afectat pîriul Sugó (Silaș — în cursul inferior, pe hărți), care izvorește din versantul NE al vîrfului Harghita-Racul (1758), și se varsă în Olt lîngă

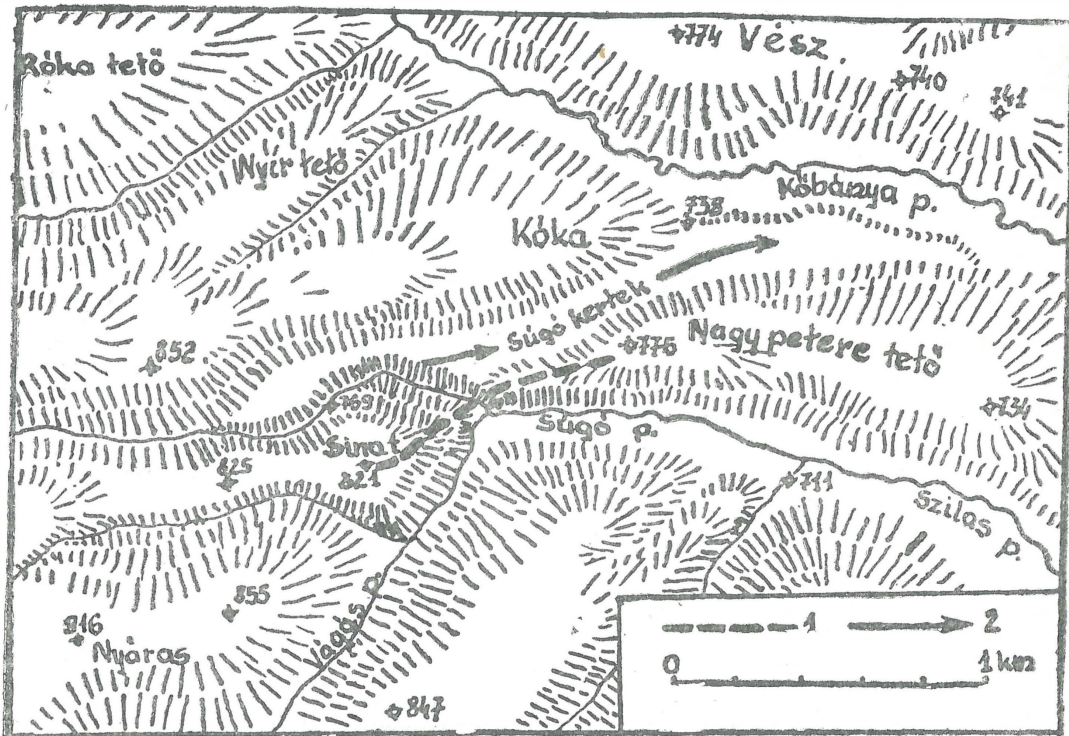


Fig. 3. Captarea pîriului Sugó. 1. Cumpăna veche. 2. Direcția cursului inițial.



dealul Bogát. Pe orice hartă mai amănunțită iese clar în evidență sectorul inferior, inițial, ce se îndreaptă spre pârîul Kőbánya (Carierei), sector părăsit în procesul captării. (Sugókerlek).

Sectorul văii părăsite, cu direcția NE, dintre culmile Koka și Nagypetere, nu se continuă în nivelul actual al văii Kőbánya, ci este suspendat la 6—8 m față de aceasta. Este important să stabilim acest lucru, deoarece dă indicații și asupra vârstei captării. Nivelul văii din Sugókerlek s-a păstrat sub formă de terasă, pe o lungime de 1 km, pe panta nordică a sectorului actual al văii Sugó.

Înainte de captare, pe valea cursului inferior al pârîului Sugó, au curs doar râurile Vágás și Nagyégés, dar un afluent al văii Vágás a tăiat cumpăna îngustă dintre cele două riuri, între culmile Sina și Nagypetere, cuțerind astfel apele pârîului Sugó. După captare, pârîul Sugó, a regresat puternic pe o adîncime de 20—30 m, în baza văii inițiale.

Momentul captării îl putem pune în mijlocul pleistocenului, pentru că de atunci pârîul Kőbánya s-a dîncit cu 8—10 m mai mult. O determi-

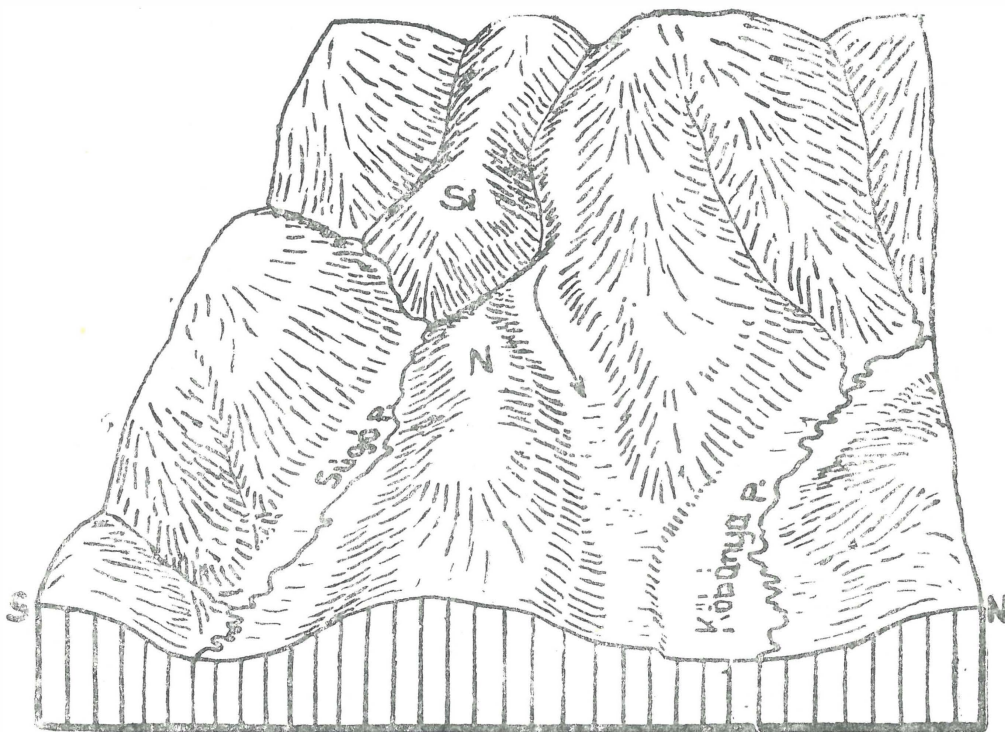


Fig. 4. Captarea pârîului Sugó (blocdiagramă schematică). Si — Culmea Sina; N — Culmea Nagypetere. (Săgeata indică direcția cursului inițial)

nare mai precisă nu se poate realiza, întrucît corelația dintre văile captate și terasele Oltului nu este clară, însă, fără îndoială, toate captările prezentate s-au produs la mijlocul pleistocenului, bineînțeles nu concomitent.

În afara captărilor prezentate, se mai pot urmări captări mai mici, care nu s-au păstrat atît de frumos. Ca exemple, amintim captările ce se pot studia în hotarul satului Tomești, între pîraiele Hosszubükk și Raka, la E de culmea Szárasztető, sau la E de Cîrța, în cazul celor două pîraie mici, dinspre culmea Kereszt, care se varsă în pîriul Lesöd.

Consider posibil că schimbarea bruscă a direcției pîriului Péntes spre S, din valea cu orientare NS, de la V de dealul Bogát (786), poate fi urmarea captării, fapt explicabil prin subsidența mai intensă din pleistocen a depresiunii Ciucului de Mijloc. Această problemă necesită o studiere mai amănunțită, întrucît după presupunerile lui I. Bányai (1), în sectorul inferior al văii Péntes a curs Oltul, înainte de formarea defileului de la Bogát.

Anterior, am stabilit că pentru zona piemonturilor pliocene sînt caracteristice captările mai mici, ca urmare directă a dezvoltării conurilor de dejecție. Aceasta o dovedește și faptul că pretutindeni, unde zona piemonturilor pliocene n-a suferit subsidență în pleistocen, întîlnim și captări mai mult sau mai puțin dezvoltate.

Cel mai frumos s-au păstrat în depresiunea Ciucului de Mijloc resturile piemontului din pliocen în dealurile Ciceului (Rakottyá szer 773, 751, 735 m), dintre Nicolești, Bîrzava, Ciceu și Delnița. Materialul aluvional al acestui piemont a fost îngrămădit de pîriul Delne. Acest lucru este dovedit și de prezența, în afară sfîrșimăturilor rocilor zonei flișului în întreg materialul piemontului, a pietrișurilor dolomite și șisturi cristaline de la băile Bîrzava.

Cu ocazia subsidenței din pleistocen, aripile piemontului s-au scufundat, (golfurile Frumoasa-Mihăileni și Păuleni-Sumuleu) și pîriul de la Delnița de Jos, regresînd puternic dinspre Delnița, a cucerit apele rîului. Locul captării se vede clar lîngă drumul național, la capătul nordic al satului Delnița, unde pîriul cotește brusc spre SV.

În depresiunea Ciucului de Jos, resturile cele mai intense ale piemontului pliocenic se întîlnesc în fața munților Ciomadul, la S de Tușnad. Materialul acestui piemont a fost transportat, după cum am stabilit, în cea mai mare parte, de către pîriul Tușnad. Pîriul, cu două schimbări de direcție, curge acum într-o vale în formă de S, întors la poalele estice ale mun-

telui Kisharom. Aici, spre deosebire de captările descrise anterior, se poate stabili o captare mai veche, probabil de la începutul pleistocenului.

Faptul că râul a curs în timpul depunerii piemontului pliocen prin șeaua dintre Nagyharom (1154) și Kisharom (875) se dovedește prin aceea că între materialul aluvionar andezitic se amestecă și nisip cu muscovită și pietriș gresos din zona flișului. Acestea nu pot proveni decât din partea

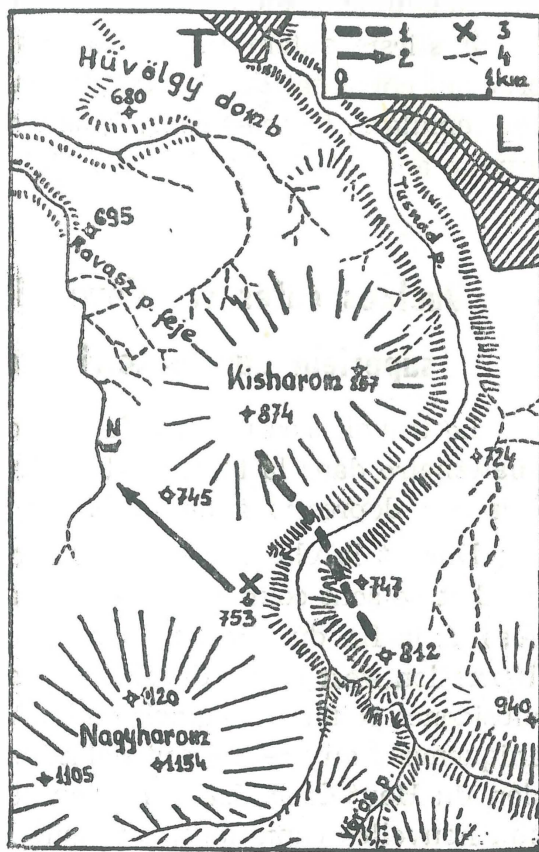


Fig. 5 — Schema captării pîriului Tușnad. 1. Cumpăna veche; 2. Direcția inițială; 3. Locul captării; 4. Virogi; T — Tușnad, L — Lázărești; N — Băile Nadas.

estică a capului văii Tușnad. Cea mai mare parte a sfărîmăturilor de andezită a fost adusă de cel mai mare afluent al râului Tușnad — pîriul Veres (Pîriul Roșu), care taie craterul Mohoșului.

Captarea este dovedită morfologic și prin faptul că valea râului se frînge în unghi drept la șeaua dintre Nagyharom și Kisharom, și că nivelul de 745 m la care se găsește șeaua, se poate urmări pe versantul stîng, sub formă de umeri, pe o lungime de peste 1 km, deasupra captării (vezi fig. 5).

Cumpăna de apă trecea inițial printre crestele Kisharom și Bornaforduló (812, 747 m), fiind tăiate de partea inferioară a pîriului Tușnad, după scufundarea depresiunii Ciucului de Jos, la începutul pleistocenului.

Captările amintite — după cum putem stabili în concluzie — sînt urmări ale condițiilor de pantă și ale dezvoltării (respectiv distrugerii) piemonturilor, fenomene ce se pot deduce din dezvoltarea continuă a rețelei divergentă a piemonturilor.

Captări, în suprafața piemonturilor pliocene rămase nescufundate, s-au produs destul de frecvent în depresiunile Ciucului, fapt care demonstrează și morfologic caracterul piemontan al acestor formațiuni.

În sfîrșit, putem afirma, că aceste captări, enumerate de noi, dovedesc procesul constatat de P. Coteș (4) cu privire la dezvoltarea piemonturilor de acumulare. În acest sens, fenomene de captare se petrec cu regularitate într-un anumit stadiu al denudației conurilor de dejecție.

### **Quelques dates sur l'évolution du réseau d'eau de l'Olt superieur sur le territoire des Depressions de Ciuc**

Le travail s'occupe de l'évolution du réseau d'eau de l'Olt durant le quaternaire dans la lumière de l'évolution pliocène-quaternaire de la surface des depressions de Ciuc.

Durant la pliocène et la quaternaire les depressions intercarpatiques de Ciuc se sont colmatées avec des alluvions fluvio-lacustriques et fluviales. A la fin du pliocène pendant la colmation sur les deux cotés de la dépression s'est formé du glaciais. Pendant la quaternaire par la suite de la subsidence réitérée, le glaciais de la fin du pliocène s'est noyé se conservant uniquement aux seuils qui délimitent les depressions et dans la depression du Haut-Ciuc. La formation réitérée des vallées a donné naissance aux nouvelles captations, qui sont les resultats de l'évolution du réseau d'eau divergent ayant lieu sur le glaciais.

Le travail traite de même les captations mineures qui se sont produites sur le territoire des depression.

### **Adatok a felső Olt vízhálózatának fejlődéséhez a Csiki-medencék területén**

A dolgozat a Csiki-medencék pliocén-pleisztocén felszínfejlődésének tükrében bemutatja az Olt vízhálózatának fejlődését a pleisztocén során.

A pliocén és pleisztocén folyamán az intrakárpátikus Csiki-medencék feltöltődtek fluvio-lakusztikus és fluviális hordalékokkal. A pliocén végére a feltöltődés során a medence két oldalán összefüggő hordalék-kúp-mezők (glacis) képződtek. A pleisztocénben megújult besüllyedés következtében ez a pliocén-végi glaciális feldarabolódott, és általában le-süllyedt, csak a medencéket tagoló küszöbök mentén és a Felcsiki-medencében maradt meg. A megújuló folyami bevágódás a medence peremeken ismétlődő kaptációkat eredményezett, amelyek kialakulása a hordalékkúpokon lefolyó divergens vízhalózat fejlődésének következménye. A dolgozat ismerteti a medencék területén bekövetkezett kisebb kaptációkat.

### BIBLIOGRAFIE

1. BÁNYAI J. — A felső Olt szorosok geológiai viszonyai (Erd. Irod. Szemle, Cluj 1927).
2. BULLA B. — A két csiki medence és az Olt völgy kialakulásáról (Földr. Közl. Bp. 1948).
3. BĂNCILĂ I. — Geologia Carpaților Orientali (Edit. St. Buc. 1958).
4. COTEȚ P. — Piemonturile de acumulare și importanța studiului lor (Probl. geogr. vol. III, Acad. R.P.R. — 1956).
5. IANCU M., AIRINEI ST., GHEORGHIU C., ILIE I. — Considerații asupra evoluției geologice și geomorfologice a depresiunii Ciucului (Comunicări de geol. S.S.N.G. Buc. — 1965).
6. ILIE D. I., GRIGORE M. — Forme de relief carstic dezvoltate pe roci vulcanice în masivul Harghita și depresiunea Ciucurilor (Natura — Seria geol. geogr. nr. 5 Buc. 1962).
7. KRISTÓ A. — A Csiki medence földtörténete (Csiki Muz. kiadv. — 1955).
8. KRISTÓ A. — Formațiuni perglaciare în depresiunile Ciucului (manuscris 1955).
9. KRISTÓ A. — Pleisztocen kapturációs esetek a Felcsiki medencében (manuscris 1955).
10. KRISTÓ A. — A Zsögödi-szoros környékének geomorfológiája (manuscris — 1957).
11. KRISTÓ A. — A Csiki-medencék geomorfologiai problémái (Csiki Muz. közl. Csík-szereda 1956).
12. KRISTÓ A. — A geomorfologiai kutatás alapvető kérdései a Csiki-medencék környékén. (Előadás a Babeș-Bolyai Tudományegyetem tudományos ülészakán — 1953 június).
13. KRISTÓ A. — Caracterizarea geologică și geomorfologică a depresiunilor din Ciuc și a munților din împrejurimile lor (Din volumul: Plantele medicinale din flora spontană a bazinului Ciuc, Miercurea Ciuc — 1968).
14. MIHĂILESCU V. — Carpații sud-estici (Edit. Buc. — 1963).
15. MIHĂILESCU V. — Monografia geografică a R.P.R. (Edit. Acad. Buc. 1960).
16. MIHĂILESCU V., MORARIU T. — Considerații generale asupra periglaciariului și stadiul cercetărilor în România (Studii și cercetări de geologie-geografie, anul VIII, 1—2, Academia R.P.R. București — 1957).
17. POPESCU M., SPÎNOACHE S., SPÎNOACHE E., NISTORESCU FL. — Prospecțiunile seismice prin metoda undelor refractate în bazinul Ciucului Superior. (Lucr. Sesiunii Tehn.-șt. 7—9 mai, 1965. M.-Ciuc).

18. POPOVICI D., TANĂSESCU L., VASILESCU GH. CERNEVSKI C. — Cercetări geologice pentru minereurile de fier în zona Mădăraş (Idem).
19. SCUPIN N. — Prospekţiuni geoelectrice în bazinul Ciuc (Idem).
20. TREIBER J., MEZEI Z. — Adatok a Felcsiki-medence és környékének geológiájához és tektonikájához (Csiki Múz. Közl. — 1957).
21. TUFESCU V. — Modelarea naturală a reliefului şi eroziunea accelerată (Edit. Acad. R.S.R. — Buc. 1966).
22. WACHNER H. — Judeţul Ciuc, Topliţa şi defileul Mureşului (Lucr. Inst. de Geogr. Cluj, vol. III — 1929).