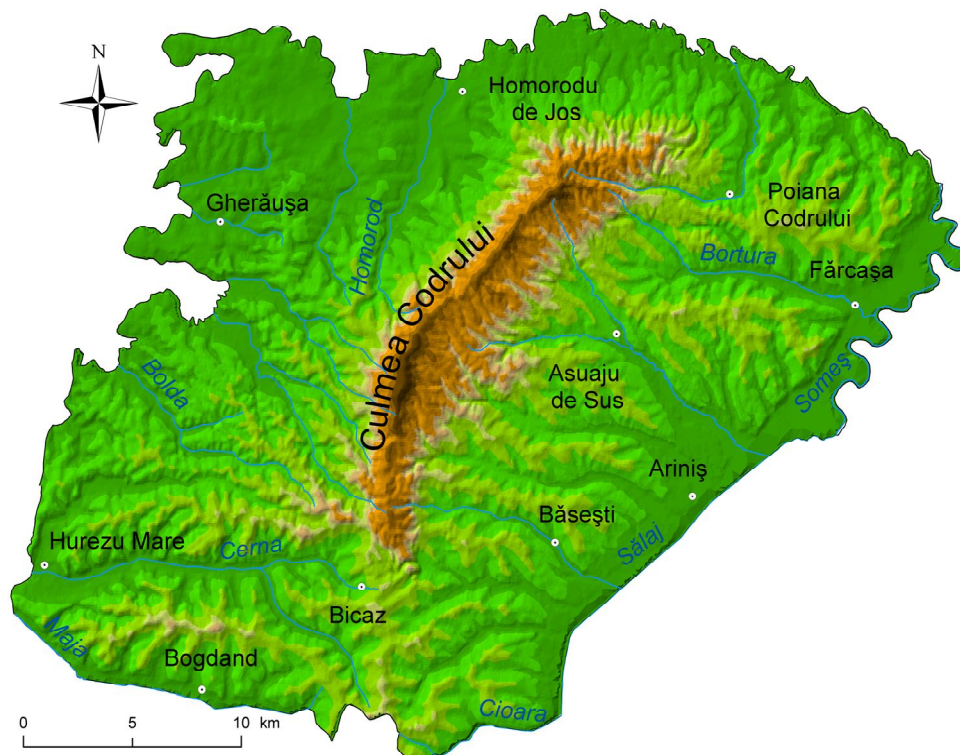


UNIVERSITATEA „BABEȘ- BOLYAI” CLUJ- NAPOCA
FACULTATEA DE GEOGRAFIE
CATEDRA DE GEOGRAFIE FIZICĂ

**CULMEA ȘI PIEMONTUL CODRULUI-
STUDIU GEOMORFOLOGIC**

Teza de doctorat

-rezumat-



Conducător științific,
prof. dr. Virgil Surdeanu

Doctorand,
Corina Arghiuș

Cluj- Napoca
2010

CUPRINS

Argument.....	1
1. Introducere	
1.1. Scopul și obiectivele cercetării.....	3
1.2. Metodologia de cercetare.....	4
1.3. Istoricul cercetărilor asupra regiunii.....	10
2. Culmea și Piemontul Codrului- poziție geografică, limite și relații spațiale cu unitățile adiacente	
2.1. Așezare geografică	13
2.2. Limite și relații spațiale cu unitățile adiacente.....	15
2.2.1. Limite și relații spațiale cu Câmpia de Vest.....	16
2.2.2. Limite și relații spațiale cu Depresiunea Baia Mare.....	17
2.2.3. Limite și relații spațiale cu Dealurile Sălajului.....	18
2.2.4. Limite și relații spațiale cu Dealurile Chieșdului.....	18
2.2.5. Limita Culmii Codrului cu unitățile piemontane adiacente.....	19
3. Evoluția paleogeomorfologică	
3.1. Etapa de bazin.....	20
3.1.1. Erele tectonice prealpine.....	20
3.1.2. Era tectonică alpină.....	20
3.2. Etapa modelării subaeriene.....	22
3.2.1. Faza piemonturilor dacian- romaniene.....	22
3.2.2. Faza formării teraselor.....	23
3.2.3. Faza modelării contemporane.....	24
4. Factorii morfogenetici	
4.1. Factorii endogenetici.....	25
4.1.1. Trăsăturile litologice.....	25
4.1.1.1. Alcătuirea litologică a Măgurii Codrului.....	25
4.1.1.2. Formațiunile sedimentare adiacente Culmii Codrului.....	29
4.1.1.2.1. Formațiunile terțiare.....	29
4.1.1.2.2. Depozitele cuaternare.....	36
4.1.2. Trăsăturile structurale.....	39
4.1.2.1. Structurile tectonice disjunctive.....	39
4.1.2.2. Structurile primare ale formațiunilor sedimentare.....	41
4.1.2.3. Structurile tectonice plicative.....	41
4.2. Factorii exogenetici	
4.2.1. Factorii climatici.....	43
4.2.2. Factorii hidrici.....	63

4.2.3. Vegetația și modul de utilizare a terenurilor.....	71
4.2.4. Factorii edafici.....	80
4.2.5. Factorul antropic.....	87
5. Particularitățile morfometrice ale reliefului	
5.1. Hipsometria.....	95
5.2. Panta.....	98
5.3. Expoziția versanților.....	101
5.4. Fragmentarea reliefului.....	103
5.4.1. Densitatea fragmentării.....	103
5.4.2. Adâncimea fragmentării.....	105
5.5. Curbura în plan și în profil.....	107
5.6. Organizarea și ierarhizarea rețelei hidrografice.....	109
5.6.1. Ierarhizarea rețelei hidrografice.....	110
5.6.2. Modelul morfometric al drenajului.....	111
6. Morfologia Culmii și a Piemontului Codrului	
6.1. Interfluviile.....	123
6.2. Versanții.....	130
6.3. Văile.....	134
7. Tipurile genetice de relief	
7.1. Relieful structural și petrografic.....	145
7.1.1. Relieful structural.....	145
7.1.1.1. Relieful dezvoltat pe structuri tectonice disjunctive.....	145
7.1.1.2. Relieful structurilor tectonice plicative.....	147
7.1.1.3. Relieful dezvoltat pe structuri magmatice.....	147
7.1.1.4. Relieful structurilor monoclinale.....	148
7.1.1.5. Relieful de contact structural.....	150
7.1.2. Relieful petrografic.....	151
7.1.2.1. Relieful dezvoltat pe roci metamorfice.....	152
7.1.2.2. Relieful modelat în faciesuri argiloase.....	155
7.1.2.3. Relieful dezvoltat pe nisipuri și pietrișuri.....	156
7.1.2.4. Relieful modelat pe depozite loessoide.....	158
7.2. Relieful fluvial.....	159
7.2.1. Albiile minore.....	159
7.2.1.1. Morfodinamica albiilor în secțiune transversală.....	159
7.2.1.1.1. Caracteristicile morfometrice ale albiilor minore.....	162
7.2.1.1.2. Problema bilanțului proceselor de albie.....	166
7.2.1.1.3. Dinamica patului albiei în plan vertical.....	173

7.2.1.2. Morfodinamica albiei Someșului în plan orizontal.....	177
7.2.1.2.1. Geometria albiei în plan orizontal.....	178
7.2.1.2.2. Evaluarea modificărilor contemporane ale albiei Someșului.....	184
7.2.1.3. Forme de relief de acumulare. Ostroave și renii.....	190
7.2.2. Luncile.....	197
7.2.3. Terasale.....	204
7.2.4. Forme de relief de contact.....	211
7.2.4.1. Glacisuri.....	211
7.2.4.2. Piemonturi.....	215
7.3. Relieful fluvio-torețial. Ravenele.....	223
7.4. Relieful generat de procese gravitaționale. Alunecările de teren.....	236
7.5. Relieful periglaciuar.....	258
7.6. Relieful antropic.....	260
8. Procesele de modelare contemporană	
8.1. Susceptibilitatea teritoriului la procese de versant.....	263
8.1.1. Susceptibilitatea terenurilor la eroziune prin ravinație	267
8.1.2. Susceptibilitatea terenurilor la alunecări de teren.....	277
8.2. Estimarea eroziunii în suprafață a solului pe baza modelului USLE.....	290
Concluzii.....	301
Bibliografie.....	307

Cuvinte-cheie: metodologie, factori morfogenetici, morfometrie, morfologie, tendințe, susceptibilitate, USLE

1. Introducere

Lucrarea „*Culmea și Piemontul Codrului- studiu geomorfologic*” reprezintă rezultatul cercetărilor efectuate în perioada 2001-2009, având drept **scop** analiza morfodinamicii actuale în vederea prognozei tendințelor și direcțiilor viitoare de evoluție și dezvoltarea unei metodologii de investigație geomorfologică prin integrarea tehnicilor GIS în obținerea și analiza spațială a datelor, oferind un model de abordare științifică a problemelor de geomorfologie.

În vederea atingerii scopului propus au fost fixate următoarele **obiective** specifice:

⇒ crearea unei metodologii de analiză și investigație geomorfologică (metode și tehnici) în concordanță cu tendințele actuale din domeniu;

⇒ implementarea analizei spațiale GIS în realizarea studiilor geomorfologice la nivel local și regional;

⇒ evidențierea particularităților morfologice la diferite nivele ierarhice ale sistemului vale-versant (profil longitudinal, secțiune transversală, sector de albie etc.);

⇒ evaluarea interdependențelor între factorii de control (interpretați drept premise/cauze), particularitățile morfologice/morfometrice și procesele de modelare contemporană;

⇒ surprinderea dinamicii spațio- temporale a diferitelor elemente ori procese geomorfologice prin utilizarea procedeelor statisticii matematice;

⇒ relevarea tendințelor de evoluție ale albiilor și versanților pe baza cuantificării și reconstituirii comportamentului geomorfologic din trecutul apropiat;

⇒ evaluarea susceptibilității versanților la procese geomorfologice de tipul alunecărilor de teren ori ravinației.

Metodologia de cercetare a vizat o investigație geomorfologică pe axa trecut

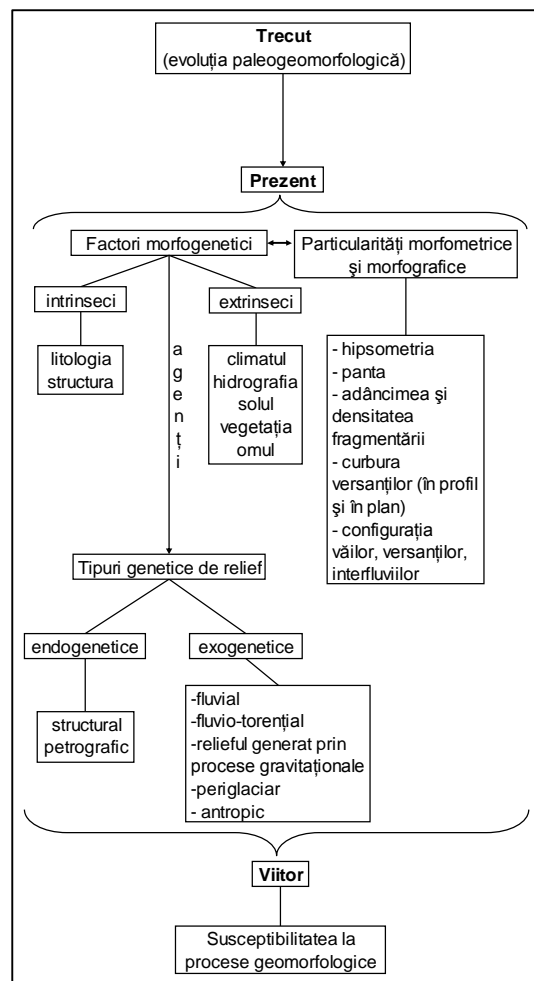


Fig.1. Metodologia generală de investigație geomorfologică a teritoriului

(evoluția paleogeomorfologică)- prezent (reprezentat prin factori morfogenetici și particularități morfometrice și morfologice)- viitor (susceptibilitatea la procese geomorfologice) (fig.1).

2. Culmea și Piemontul Codrului- poziție geografică, limite și relații spațiale cu unitățile adiacente

Arealul supus investigației geomorfologice s-a individualizat la contactul morfologic și structural al Măgurii Codrului cu depresiunile Baia Mare (în est) și Pannonică (în vest). Acesta îmbină caracteristici proprii unităților adiacente: terase și șesuri aluviale specifice Câmpiei de Vest, unități piemontane specifice Dealurilor Banato- Crișene, horsturi cristaline și corpuri magmatice intrusiv specifice Munților Apuseni.

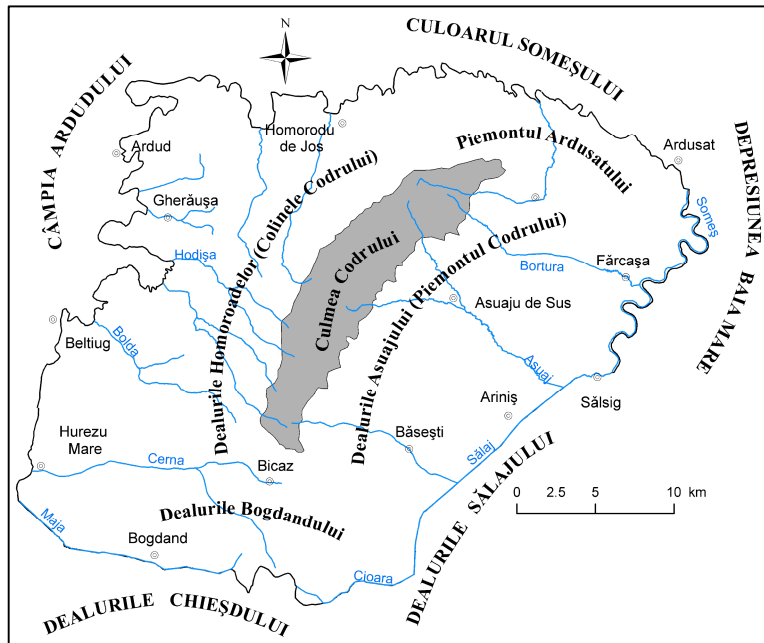


Fig.2. Unitățile de relief adiacente și subdiviziunile teritoriului

3. Evoluția paleogeomorfologică

Evoluția paleogeomorfologică reprezintă premisa morfogenezei actuale, relevând diversitatea morfologică și structurală a teritoriului, situat la contactul a două bazine tectonice- bazinele panonic și depresiunea Baia Mare. Măgura cristalină a Codrului reprezintă o unitate de relief conturată încă din Paleozoic, supusă ulterior peneplenizării. Caracterul de horst l-a dobândit în Paleogen, ca o consecință a mișcărilor disjunctive care au determinat fragmentarea Munților Apuseni ascunși. Piemontul Codrului reprezintă rezultatul acumulării de sedimente în intervalul Paleocen- Romanian, fiind supus ulterior modelării subaerene; în prezent se află în faza evoluției descendente, de dealuri piemontane. Din punct de vedere evolutiv este un piemont drenat, nonfuncțional. Are o structură de piemonturi suprapuse (sarmatic și dacian- romanian), dictată de repetarea scufundărilor în zonele de bordură ale “muntelui”; pe de altă parte are loc o juxtapunere a două tipuri diferențiate de piemonturi: de eroziune spre bordura Culmii Codrului și acumulativ spre periferie.

4. Factorii morfogenetici

La conturarea reliefului actual au contribuit atât factori interni, pasivi (lito-structurali), cât și factorii externi, naturali (condițiile climatice, hidrologice și biopedogeografice) ori antropici.

4.1. Factorii endogenetici

Analiza implicațiilor factorilor lito-structurali asupra morfogenezei relevă următoarele elemente de specificitate: Măgura Codrului, un anticlinal faliat asimetric cu custe orientate spre nord-vest, reprezintă principalul nod de divergență morfo-hidrografică a teritoriului; prezența rocilor magmatice sub forma plutonilor constituiți din gnaise, granite gnaisice, pegmatite, granite și sienite (fig.3) constituie un element de individualizare a Culmii Codrului față de celelalte insule cristaline din „jugul intracarpatic”.

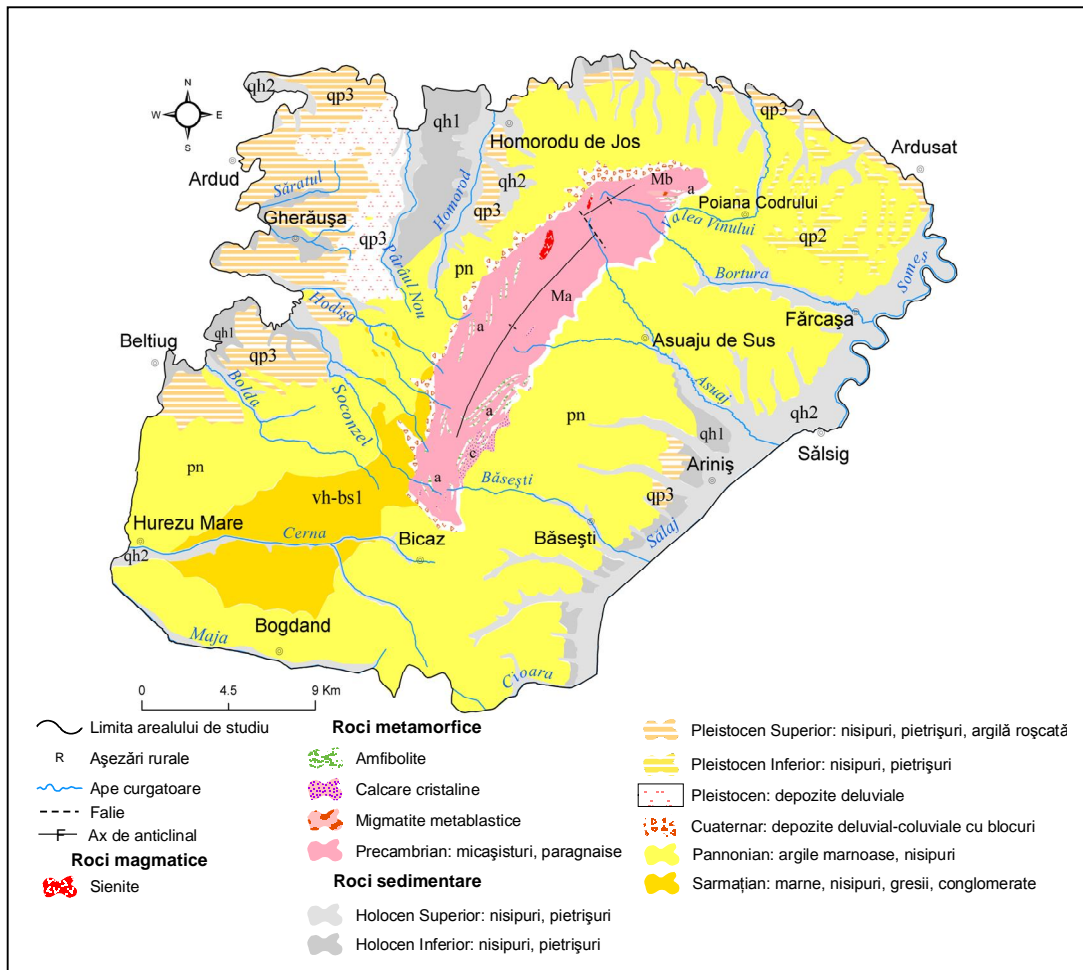


Fig. 3. Harta geologică a Culmii și dealurilor piemontane ale Codrului (după harta geologică, scara 1: 200 000, foile Baia Mare și Satu Mare)

Sistemul cvasi-paralel de falii are implicații morfohidrografice importante: impune direcțiile de curgere (Crasna, Maria) ori determină devierea arterelor hidrografice (falia Dersida-Corund a impus devierea pârâului Maja spre nord- vest). Dealurile piemontane ale Codrului se grefează unui monoclin omogen din punct de vedere petrografic- domină net rocile sedimentare necimentate, și cu înclinare redusă; rezultă, astfel, o slabă implicare a structurii la nivelul formelor de relief: custe locale, văi consecvente și sectoare de văi subsecvente, noduri și martori structurali. Formațiunile sedimentare ocupă 91,4% din suprafața totală a teritoriului, la zi fiind prezente depozite sarmațiene (în sudul Dealurilor Homoroadelor), panoniene (fig.4) și cuaternare (nisipuri, pietrișuri, argile și argile loessoide). Din punct de vedere litologic domină, astfel,



Fig. 4. Depozite panoniene (nisipuri cu intercalații de gresii), Stremț

relieful modelat în faciesuri argiloase (alunecări de teren, curgeri noroioase, bad-lands) și cel dezvoltat pe nisipuri și pietrișuri (formațiuni de eroziune liniară). Juxtapunerea a două unități diferențiate structural- horst cristalin și

monoclin sedimentar adiacent, a determinat dezvoltarea unor bazinete depresionare de contact unite prin șei joase (260- 300 m), marcând stadiul desprinderii piemontului de „munte”.

4.2. Factorii exogenetici

Factorii externi ai modelării sunt reprezentați prin elementele hidro-climatice, biopedogeografice și activitățile antropice.

În relație cu tematica lucrării, au fost analizate doar **elementele climatice** cu rol geomorfic: parametri asociați precipitațiilor atmosferice (intensitatea, cantitatea, variațiile neperiodice ale precipitațiilor), stratului de zăpadă (rezerva de apă din stratul de zăpadă) și temperaturii aerului (amplitudinile diurne și ciclurile gelive). Analiza spațio-temporală a *temperaturii aerului* s-a bazat pe datele de observație provenite de la stațiile meteorologice Baia Mare, Satu Mare, Zalău și Supuru de Jos pe o perioadă de 30 ani (1977-2006) (sursa: <http://www7.ncdc.noaa.gov/climvis/CdoDispatcher>). Analiza datelor a evidențiat un regim termic specific zonelor de dealuri joase în cea mai mare parte a teritoriului, cu excepția Culmii Codrului care aparține, conform regiunii climatice, dealurilor înalte. Valorile temperaturii medii anuale sunt cuprinse între 8,8-9,8°C în dealurile piemontane și 7,5-8,8°C în Culmea Codrului (fig. 5), în condițiile unui gradient termic mediu vertical de circa 0,55 °C /100 m.

Intensitatea și frecvența ciclurilor de îngheț-dezghet reprezintă unul dintre cei mai importanți factori implicați în procesul de dezgeregare a rocilor, influențând, însă, și anumite procese de versant precum solifluxiunea și creep-ul. Numărul *ciclurilor gelive* variază în teritoriu între 75-85 zile/an (83 zile la Satu Mare, 79 zile la Baia Mare).

Variațiile termice diurne condiționează intensitatea ciclurilor de dilatare- contracție a rocilor, fenomene care în timp determină slăbirea coeziunii, favorizând procesul de dezagregare. Valorile medii ale *amplitudinii termice diurne* au fost determinate pe baza valorilor medii orare de temperatură (tabel nr.1).

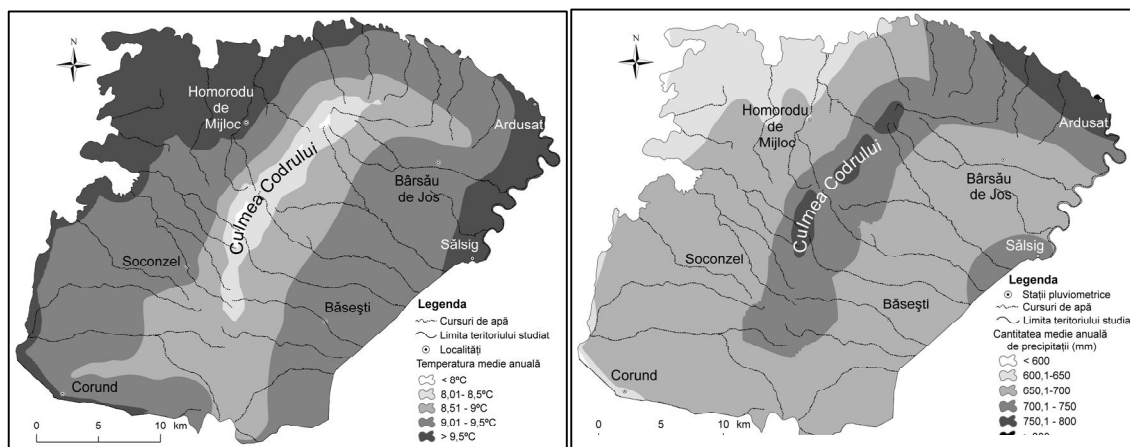


Fig. 5. Harta distribuției temperaturii medii anuale în Culmea și Piemontul Codrului (stânga). Harta repartiției cantității medii anuale de precipitații (dreapta)

Tabel nr.1. Amplitudinile diurne medii anuale, maxime și minime medii lunare (°C) (perioada 1977-2006) (sursa: <http://www7.ncdc.noaa.gov/climvis/CdoDispatcher>)

Nr. crt.	Stația meteorologică	Media multianuală	Maxima medie lunară (iulie)	Minima medie lunară (ianuarie)
1	Baia Mare	7,3	9,9	3,5
2	Satu Mare	8,2	11,3	3,9
3	Supuru de Jos	8,2	11,7	3,6
4	Zalău	6,4	9	3,2

Precipitațiile atmosferice constituie unul dintre elementele climatice de bază, caracterizându-se printr-o mare variabilitate spațio- temporală a parametrilor asociați (intensitate, durată, frecvență). Acestea constituie principalul factor climato-genetic, fiind implicate direct sau indirect într-o gamă largă de procese și fenomene de natură geomorfică. Pentru caracterizarea precipitațiilor au fost utilizate date dintr-o perioadă de 33 de ani (1970-2002) de la toate posturile pluviometrice din teritoriu, precum și de la stațiile meteorologice din vecinătate.

Situarea în calea maselor de aer umed cu o advecție predominant vestică condiționează cantități relativ bogate de precipitații în dealurile piemontane ale Codrului. Cele mai reduse *cantități medii multianuale* sunt specifice arealelor situate la limita cu Câmpia de Vest, unde valoarea acestora este de aproximativ 550-600 mm (Supuru de Jos, 540 mm; Hrip, 602 mm). Cele mai ridicate valori (peste 800 mm) sunt caracteristice extremității nord-estice (Ardușat, 817 mm), situată în vecinătatea Munților Gutâi, și altitudinilor mai ridicate din Culmea Codrului

(fig.5). În cea mai mare parte a dealurilor Codrului, însă, precipitațiile variază între 640 și 680 mm.

Numărul de zile consecutive cu precipitații și cantitatea acumulată în diferite intervale de timp reprezintă factori importanți de control a proceselor de versant. În urma analizei frecvenței zilelor consecutive cu precipitații realizată pe baza datelor pluviometrice zilnice de la stația Sălsig (1984-2008), cea mai mare frecvență o au precipitațiile cu durată de două zile (47 %) (tabel nr. 2); aproape în fiecare an cel puțin o dată cantitatea maximă de precipitații căzută în 2 zile depășește 40 mm, uneori chiar 100 mm.

Tabel nr. 2. Numărul mediu anual de zile consecutive cu precipitații (Sălsig, 1984-2008)

Numărul de zile consecutive cu precipitații	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Număr mediu anual de cazuri	15,9	6,7	4,8	2,7	1,8	0,7	0,7	0,2	0,15	0,15

În scopul calculării *valorilor intensității medii a ploilor cu anumite probabilități anuale de depășire* pentru perioade mai scurte de timp (5-120 minute) valorile ploilor/24 h cu diferite perioade de revenire calculate pentru stațiile reprezentative din teritoriu au fost convertite în precipitații cu durate cuprinse între 15 și 120 minute prin înmulțirea valorilor acestora cu anumiți coeficienți de transformare (Diaconu, Șerban, 1994). Valorile obținute în cazul $I_{1\%}$ sunt cuprinse între 3-4 mm/min în cazul ploilor cu o durată de 5 minute, scăzând la valori mai reduse de 1 mm/min pentru ploi cu o durată mai mare de o oră (tabel 3).

Tabel nr.3. Intensitatea ploilor cu diferite probabilități anuale de depășire

$I_{1\%}$						
Durata (minute)	5'	10'	15'	30'	60'	120'
Baia Mare	3,96	2,97	2,38	1,58	0,96	0,55
Băsești	3,12	2,34	1,87	1,25	0,75	0,44
Homorodu de Mijloc	3,32	2,49	1,99	1,33	0,80	0,46
Zalău	3,52	2,64	2,11	1,41	0,85	0,49
Sălsig	3,44	2,58	2,06	1,38	0,83	0,48
$I_{2\%}$						
Durata (minute)	5'	10'	15'	30'	60'	120'
Baia Mare	3,56	2,67	2,14	1,42	0,86	0,50
Băsești	2,88	2,16	1,73	1,15	0,70	0,40
Homorodu de Mijloc	3,04	2,28	1,82	1,22	0,73	0,42
Zalău	3,20	2,40	1,92	1,28	0,77	0,45
Sălsig	3,08	2,31	1,85	1,23	0,74	0,43
$I_{5\%}$						
Durata (minute)	5'	10'	15'	30'	60'	120'
Baia Mare	3,04	2,28	1,82	1,22	0,73	0,42
Băsești	2,52	1,89	1,51	1,01	0,61	0,35
Homorodu de Mijloc	2,64	1,98	1,58	1,06	0,64	0,37
Zalău	2,76	2,07	1,66	1,10	0,67	0,39
Sălsig	2,64	1,98	1,58	1,06	0,64	0,37
$I_{20\%}$						
Durata (minute)	5'	10'	15'	30'	60'	120'
Baia Mare	2,24	1,68	1,34	0,90	0,54	0,31
Băsești	1,92	1,44	1,15	0,77	0,46	0,27
Homorodu de Mijloc	1,96	1,47	1,18	0,78	0,47	0,27
Zalău	2,04	1,53	1,22	0,82	0,49	0,28
Sălsig	1,96	1,47	1,18	0,78	0,47	0,27

În vederea evaluării *agresivității pluviale* asupra substratului lito-edafic la nivel regional a fost determinat *indicele Fournier Modificat* (F_M):

$$F_M = \sum_{i=1}^{12} \frac{P_i^2}{P} \text{ unde,}$$

P_i - cantitatea medie de precipitații pentru luna i (mm);

P - cantitatea medie anuală a precipitațiilor (mm).

În arealul studiat valorile medii ale acestui indicator sunt cuprinse între 65 mm în vestul extrem și 95 mm în zona mai înaltă din Culmea Codrului și în partea nord-estică. Rezultă, conform claselor de agresivitate pluvială pe baza F_M (Yuksel et al., 2008, tabel 4.), o agresivitate scăzută pentru dealurile piemontane ale Codrului și una moderată pentru Culmea Codrului și extremitatea nord-estică ($F_M > 90$) (fig. 6). Au fost însă și ani în care la majoritatea stațiilor din regiune valorile acestui indice au aparținut clasei de agresivitate pluvială ridicată (1978, 1980, 1998, 2001) și foarte ridicată (1974), în unele cazuri atingând valori de peste 200 mm (Corund, 220 mm în 1974).

Tabel nr. 4. Clasele de agresivitate pluvială pe baza indicelui F_M (Yuksel et al., 2008)

Clasa	F_M (mm)	Agresivitate pluvială
1.	<60	foarte scăzută
2.	60-90	scăzută
3.	90-120	moderată
4.	120-160	ridicăta
5.	> 160	foarte ridicată

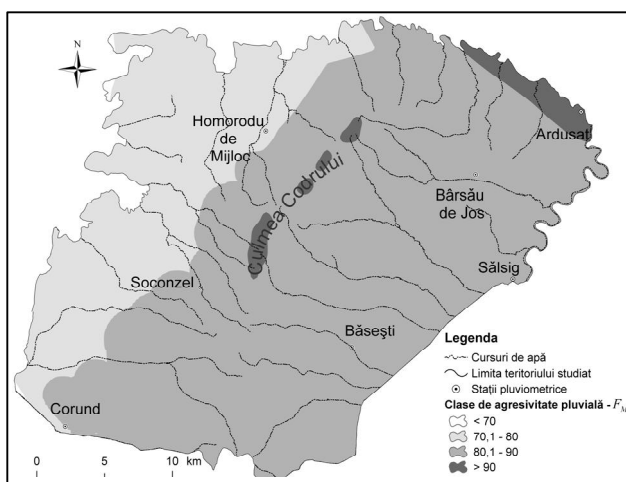


Fig. 6. Harta distribuției FM în Culmea și Piemontul Codrului

Între **factorii hidrici**, viiturile, cu debite de vârf, durată și viteză a apei ridicate, constituie principalii factori responsabili pentru modificarea profilului longitudinal și transversal al albiilor. Majoritatea se produc iarna (pe cursurile de apă dezvoltate la vest de Culmea Codrului) ori primăvara (pe Someș și pe râurile din estul și nordul Culmii Codrului), fiind generate de topirea zăpezilor ori de precipitații lichide abundente sau, mai frecvent, ca urmare a combinării apei pluviale cu cea de origine nivală.

Vegetația deține un rol important în asigurarea stabilității versanților, pădurile ocupând ponderea cea mai ridicată la nivelul unităților funcționale de utilizare a terenului (37,45%).

La nivelul **solurilor** clasa luvisoluri, reprezentate prin luvisoluri și luvisoluri albe, conferă nota pedogeografică zonală definitivă teritoriului studiat, deținând peste trei sferturi din

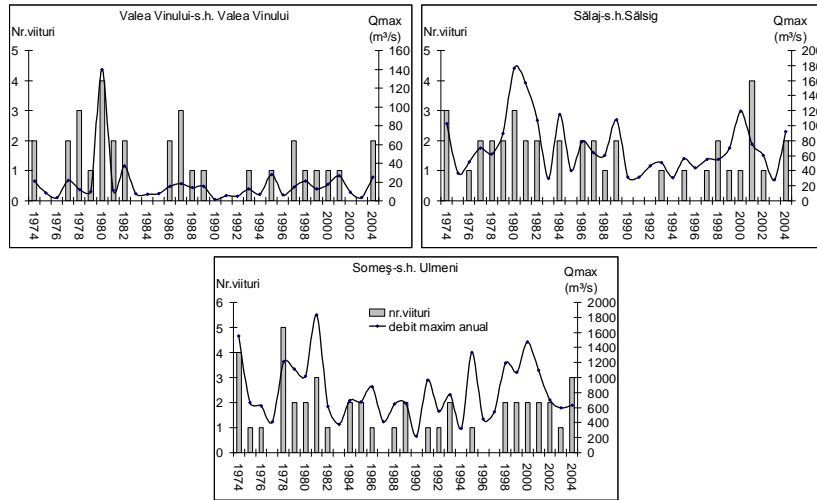


Fig.7. Distribuția anuală a numărului de viituri și a debitului maxim anual (1974-2004)

suprafața totală (86,73%). Solurile cu textură fină (lutoargiloasă și argiloasă) dețin cea mai mare pondere în cuprinsul Culmii și Piemontului Codrului (63,21%), confirmând susceptibilitatea ridicată a solurilor la eroziune în suprafață și declanșarea proceselor de versant de tipul alunecărilor de teren.

Omul reprezintă componenta mediului cu cea mai mare influență asupra reliefului, activitățile antropice desfășurate (fig.8) având un efect dual, contradictoriu.

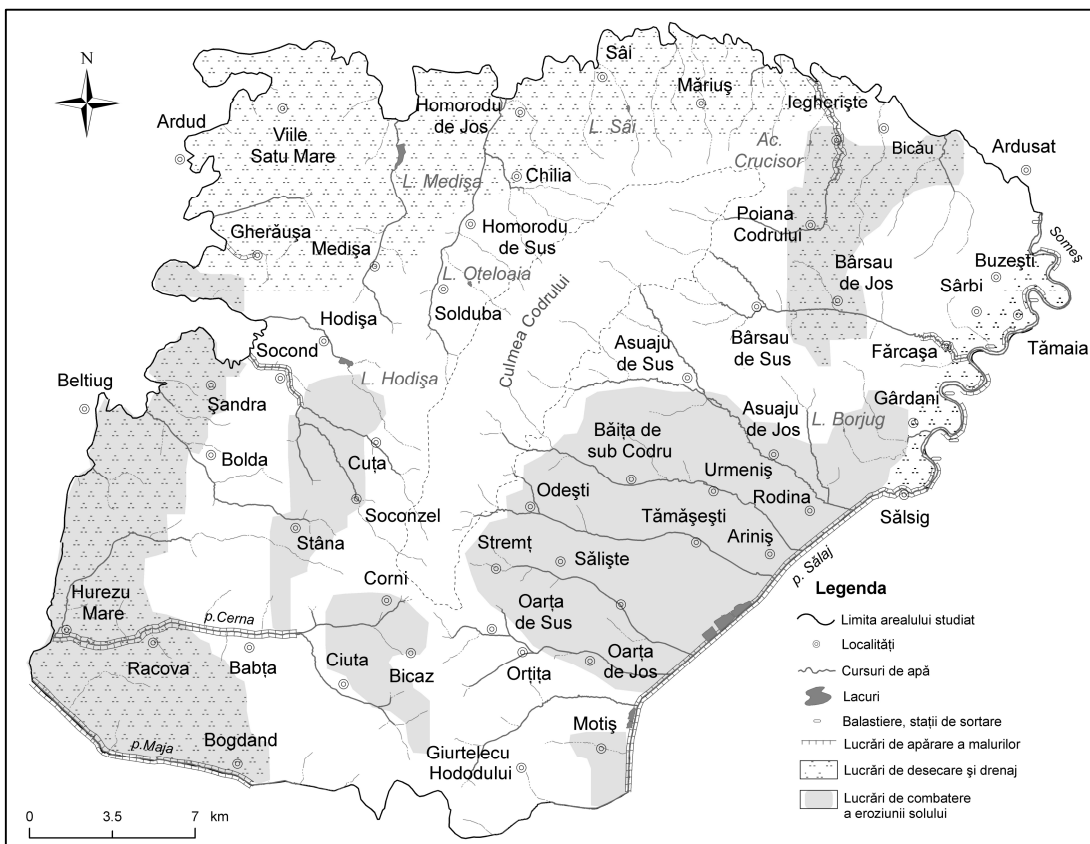


Fig. 8. Harta repartiției lucrărilor de îmbunătățiri funciare în dealurile piemontane ale Codrului

(sursa: ANIF, 2009)

Astfel, omul a contribuit la diminuarea proceselor de eroziune prin realizarea de plantații de pomi fructiferi (pe versantul stâng al Someșului) sau împăduriri, terasări, amenajarea torenților ori lucrări de regularizare a albiilor; alte activități au avut ca efect accentuarea instabilității versanților prin deschiderea de cariere, exploatarea balastului din albi, crearea de drumuri forestiere sau de exploatare agricolă, lucrări agricole desfășurate necorespunzător ori pășunat intensiv. Presiunea antropică asupra teritoriului (fig.9) este, însă, redusă, densitatea populației (47 loc/km², 2002) fiind mult sub media națională.

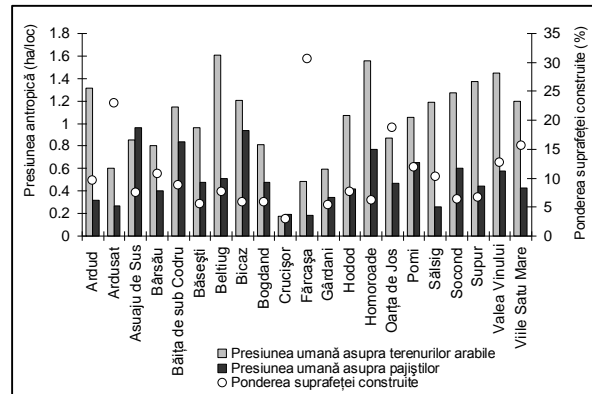


Fig.9. Indicii de artificializare a peisajului în Culmea și Piemontul Codrului

5. Particularitățile morfometrice ale reliefului

Parametrii morfometrici, alături de cei morfografici, oferă atât informații de natură evolutivă, cât și teritoriile susceptibile de a fi afectate de procese geomorfologice contemporane, conturând primele imagini ale morfodinamicii versanților din cuprinsul Culmii și Piemontului Codrului. Culmea și dealurile piemontane ale Codrului reprezintă o unitate joasă de relief, având o altitudine medie de 219 m și o declivitate redusă, suprafețele cu pantă sub 6° deținând o pondere de 71,25%.

Caracterizarea morfometrică a reliefului a fost realizată pe baza Modelului Digital de Elevație (DEM) generat cu ajutorul curbelor de nivel reprezentate pe hărțile topografice la scara 1:25000. Această etapă a presupus derivarea unor parametri ai terenului din modelul numeric altitudinal (panta, expoziția versanților, adâncimea și densitatea fragmentării, curbura versanților; fig. 10-11) și analiza distribuției lor prin metode cartografice (hărți, profile, blocdiagrame) și statistice (histograme de frecvență). Toți parametrii morfometrici au fost generați pe un suport de tip grid cu o dimensiune a pixelilor de 10 X 10 m, pentru a surprinde cât mai fidel particularitățile regiunii.

6. Morfologia Culmii și a Piemontului Codrului

Interfluviile conservă patru trepte de eroziune: două la nivelul Măgurii Codrului (nivelul inferior, de 400-460 m și nivelul culminațiilor maxime, de 500-580 m), sculptate prin procese de abraziune marină/ lacustră în timpul perioadelor de transgresiune, și două la nivelul interfluviilor piemontane- treptele de 240-300 (fig. 12) de m și 300-350 de m.

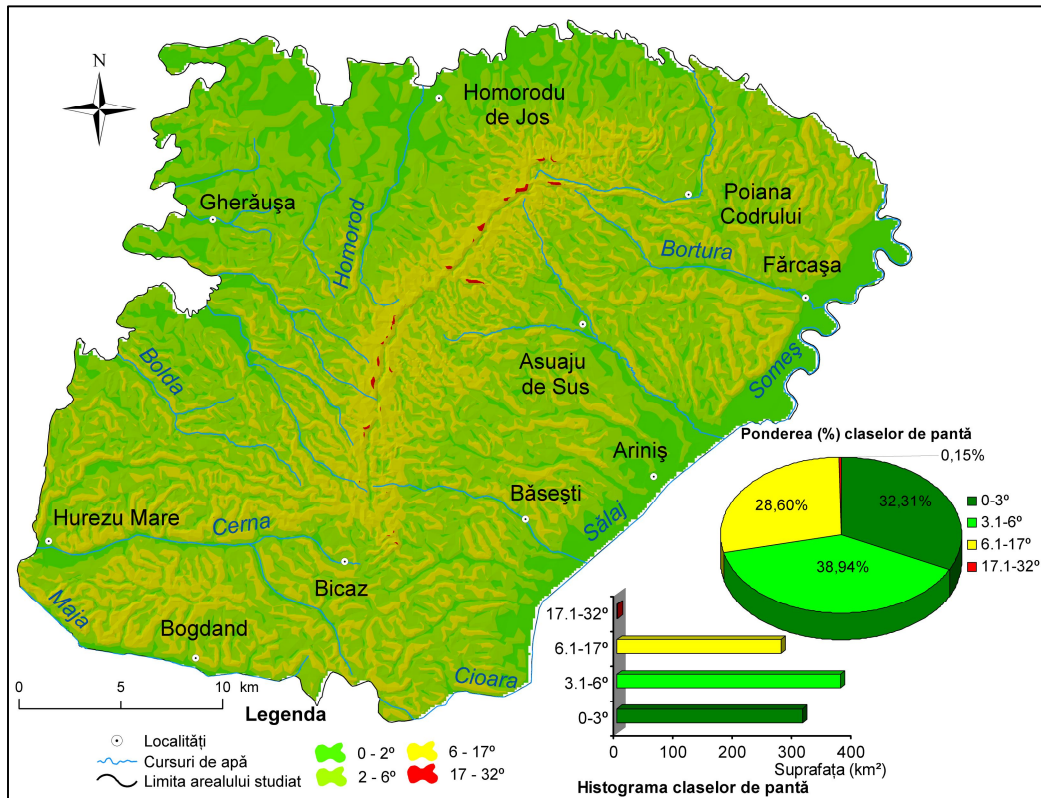


Fig. 10 Harta geodeclivității în Culmea și Piemontul Codrului

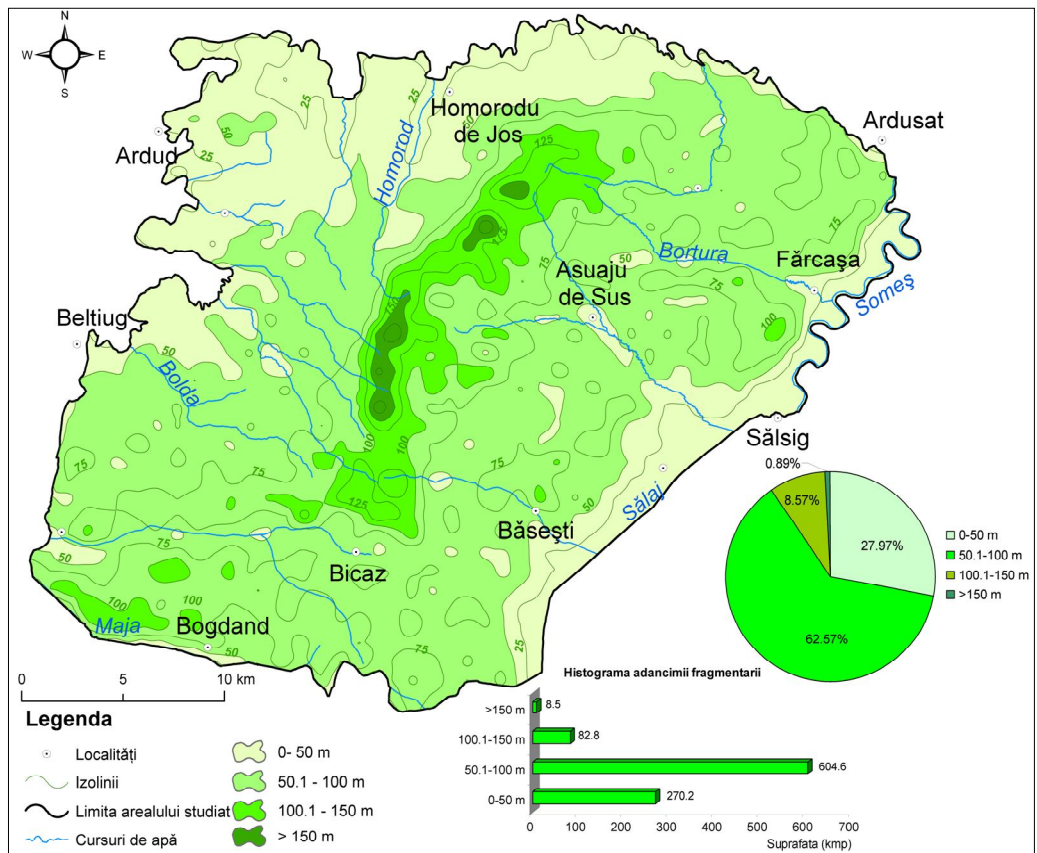


Fig. 11. Harta adâncimii fragmentării

Forma versanților, element cu influență asupra dinamicii proceselor de modelare, reflectă constituția litologică și structura, stadiile de evoluție ale bazinelor hidrografice, precum și caracterul modelării trecute și actuale. Versanții au un profil concav, convex, drept ori în trepte, aceste tipuri regăsindu-se, în mod frecvent, în cadrul aceluiași versant, cu profil complex. Constituția litologică



Fig.12. Nivelul de eroziune colinar inferior, Poiana Codrului

induce diferențieri în profilul versanților. Astfel, dominarea marnelor și argilelor generează un profil concav, alternanța acestora cu roci consolidate, mai dure (gresii, conglomerate), din perimetrul depozitelor sarmațiene, conferă versantului un profil în trepte, cu praguri structurale, iar prezența șisturilor cristaline generează un profil linear ori convex.

Văile se evidențiază în profil longitudinal sub forma unor curbe concave înspre amonte, caracterizându-se prin dese neregularități (ruperi de pantă) puse pe seama diferențierilor litologice (din cadrul masei cristaline sau sedimentare sarmațiene), trecerii de la un ciclu de eroziune la altul, prezenței faliiilor locale sau regionale (se remarcă un prag evident în jurul altitudinii de 350 m pentru toate cursurile de apă din estul regiunii, fapt care poate fi pus pe seama interceptării faliei Codru de către acestea) etc. Pentru o analiză detaliată a formei profilului albiilor minore au fost selectate trei cursuri de apă reprezentative, autohtone, cu caracteristici (ordin de mărime 4-6, suprafața bazinului hidrografic 26-112 km², altitudinea maximă 294-506 m, lungime 12-19 km) și colectori diferiți (Someș, Sălaj și Crasna). Parametrii morfometrici ai profilului longitudinal al cursurilor de apă investigate indică o pantă ridicată pentru pâraurile care izvorăsc din Culmea Codrului, cu o diferență altimetrică mare între obârșie și vărsare (peste 230 m): Bortura și Băsești, peste 20 m/km, în timp ce pâraul Cerna înregistrează o pantă redusă (9 m/km), datorită altitudinii relative scăzute, de sub 150 m. Valorile indicelui de concavitate relevă faptul că cele trei artere hidrografice au un profil longitudinal puternic concav, aflându-se într-un stadiu de maturitate "târzie".

Analiza comparativă a formei profilelor longitudinale ale văilor (fig. 13) a evidențiat următoarele aspecte:

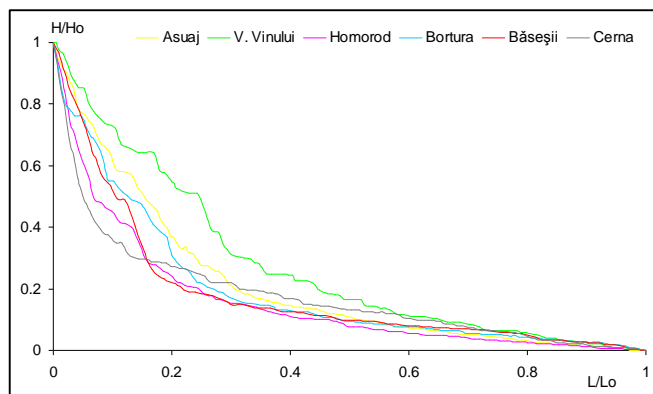


Fig.13. Profilele longitudinale ale cursurilor de apă reduse la unitate (H/H_o - raportul altitudinilor; H = altitudinea în punctul de măsurare, H_o = diferența de altitudine dintre izvor și vărsare; L/L_o - raportul lungimilor; L =distanța de la gura de vărsare până în punctul de măsurare, L_o =distanța dintre obârșie și gura de vărsare; conform Rădoane, 2003)

- existența numeroaselor praguri induse tectonic, litologic sau evolutiv în profilul longitudinal al albiilor;
- pârâurile Asuaj, Bortura și Valea Vinului sunt încă destul de departe de stadiul „grade”, deșușând în apropierea unor areale de instabilitate tectonică (ariile de subsidență Sălsig și Ardușat);
- pârâurile din partea sudică sunt mai vechi, având un indice de concavitate mai ridicat (Cerna, Băsești).

7. Tipurile genetice de relief

7.1. Relieful structural și petrografic

Relieful structural este reprezentat prin cuate locale, plutoni, chei epigenetice, văi consecvente (marea majoritate) și sectoare de văi subsecvente, bazinete de contact structural etc.(fig. 14).

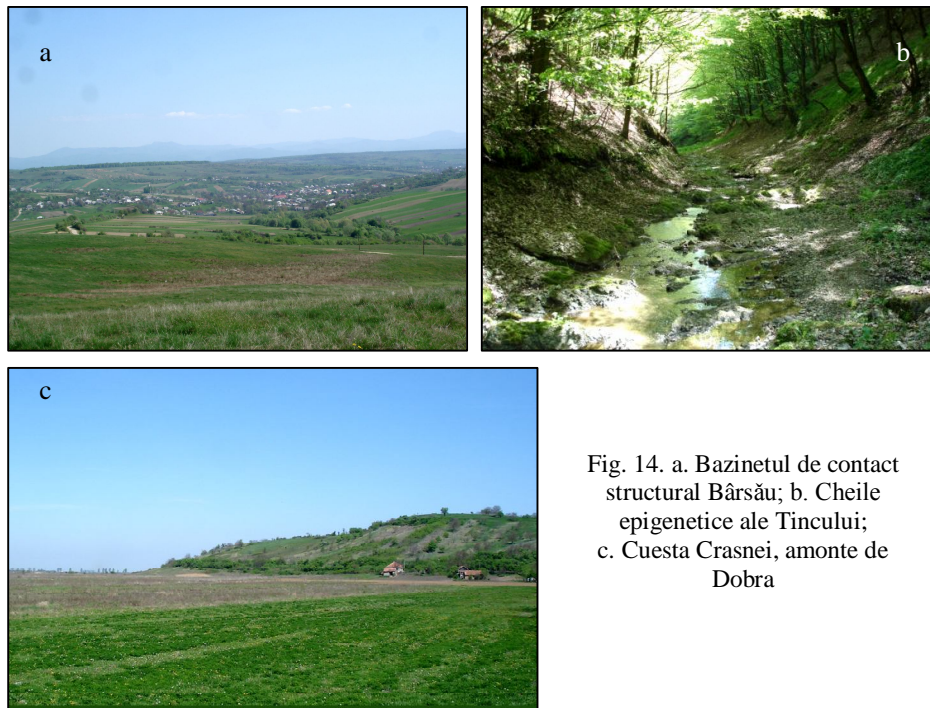


Fig. 14. a. Bazinetul de contact structural Bârsău; b. Cheile epigenetice ale Tincului; c. Cuesta Crasnei, amonte de Dobra

Varietatea tipurilor de roci conferă note distinctive peisajului geomorfologic. Astfel, rocile metamorfice ale Culmii Codrului impun masivitate, prezența unor văi cu patul în rocă, abrupturi petrografice cu nișe de alterare diferențiată și dezvoltarea unor procese de meteorizație de tipul termo- și hidroclastismului (fig. 15-17).

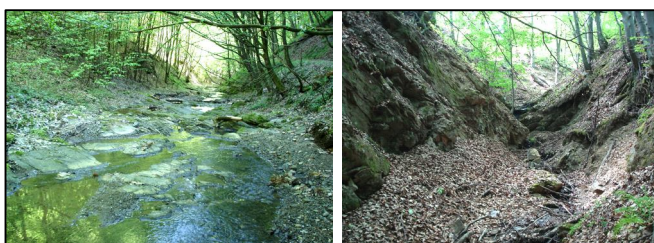


Fig. 15. Văi modelate în roci metamorfice (stânga- v. Tincului, Oarța de Sus; dreapta- afluent de dreapta al p. Săliște, Stremț)

Fig. 16. Procese de meteorizație în roci metamorfice (stânga- termoclastism, Stremț; dreapta- alterare, Stremț)



Fig. 17. Abrupturi petrografice cu nișe de alterare diferențiată, Oarța de Sus (stânga, versantul stâng al p. Măgurici; dreapta, versantul stâng al p. Tincului)

În arealele constituite din faciesuri argiloase au luat naștere forme de relief de tipul alunecărilor de teren, curgerilor noroioase, poligoanelor de decrepitare a argilei, iar alternanța cu faciesuri nisipoase a determinat crearea formațiunilor de tip bad-land (fig. 18-19).

Fig. 18. Alunecări de teren (stânga- versantul stâng al Someșului, aval de Gârdani; dreapta- Dl. Lung, Cuța)



Fig. 19. Badland-uri pe versantul drept al p.Maria, amonte de Rățești

Depozitelor nisipoase le sunt asociate formațiuni de eroziune liniară de tipul ogașelor, ravenelor și, izolat, trovanților, specifici depozitelor sarmațiene care află în sudul Dealurilor Homoroadelor (fig. 20).

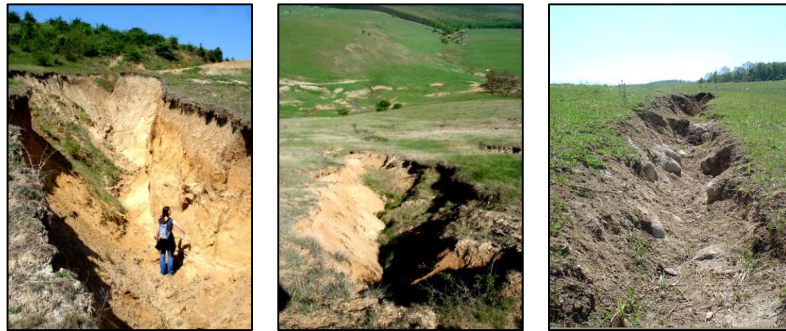


Fig. 20. Ravene dezvoltate în depozite pannoniene: stânga- Stremț; centru- versantul stâng al v. Copăcișului, Cuța; dreapta- trovanți pe versantul stâng al p. Cerna, amonte de Hurezu Mare

Prezența depozitelor loessoide au favorizat dezvoltarea hrubelor și a tunelurilor sufozionale și a microdepresiunilor de tasare (fig. 21).



Fig. 21. Hrube și tuneluri sufozionale (stânga, Stremț; centru, Fărcașa)
Microdepresiuni de tasare (dreapta, versantul drept al v. Fânațelor, Bârsău de Sus)

7.2. Relieful fluvial

Au fost investigate particularitățile morfo-evolutive ale *albiilor minore* în cazul cursurilor monitorizate: Someșul cu afluenții Sălaj și Valea Vinului și Maja, afluentul Crasnei. Albiile minore sunt caracterizate printr-o serie de parametri morfometrici, valorile determinate pentru perioada 1981-2004 fiind prezentate în tabelul nr.5. Analiza datelor relevă tendința de creștere a elementelor morfometrice după 1995, comparativ cu perioada 1981-1984, pe fondul degradării albiilor minore atât în plan vertical, cât și orizontal (prin eroziune laterală).

Secțiunea transversală a albiei reprezintă un subsistem aflat într-un proces de ajustare permanentă prin modificarea raportului lățime- adâncime și eroziune- acumulare. Analiza *bilanțului proceselor de albie* a fost realizată atât în cazul unor albiilor "naturale" (Someș, Sălaj și pârâului Maja), cât și amenajate (Valea Vinului, afluent al Someșului). Bilanțul aluvionar a fost calculat pe baza datelor obținute prin „planimetrarea” cu ajutorul softului ArcGIS 9.2 a suprafețelor acumulate ori erodate de la o ridicare la alta și transformarea valorilor obținute în unități de volum (m^3).

Tabel 5. Elementele morfometrice ale secțiunilor transversale ale albiilor minore (1981-2004)

Cursul de apă		1981	1982	1983	1984	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	Med.
Someș, în secțiunea Ulmeni	S	467,4	-	-	-	534,3	531,0	573,1	591,1	573,8	600,9	577,7	-	577,8	560,3	568,9
	B	133,6	-	-	-	143,3	143,5	144,7	146,1	144,3	144,8	138,5	-	146,7	134,4	142,9
	h	3,4	-	-	-	3,7	3,6	3,9	4,0	3,9	4,1	4,1	-	3,9	4,1	3,9
	H	4,3	-	-	-	4,6	4,6	4,6	4,9	4,7	4,7	4,8	-	4,8	4,6	4,7
	P	142,4	-	-	-	152,7	152,8	154,1	155,9	153,7	154,3	148,1	-	156,4	143,7	151,4
	R	3,2	-	-	-	3,4	3,4	3,7	3,7	3,7	3,8	3,9	-	3,6	3,8	3,6
Sălaj, în secțiunea Sălsig	S	-	30,54	30,19	29,34	-	-	40,99	47,95	46,82	42,81	43,59	43,13	42,18	41,03	39,87
	B	-	21,03	21,07	21,23	-	-	23,6	26,35	25,49	24,98	24,65	24,81	24,4	23,54	23,74
	h	-	1,45	1,43	1,38	-	-	1,73	1,81	1,83	1,71	1,76	1,73	1,72	1,74	1,66
	H	-	2,09	2,01	1,99	-	-	2,45	2,62	2,69	2,44	2,55	2,42	2,57	2,48	2,39
	P	-	25,22	25,09	25,22	-	-	28,50	31,59	30,87	29,86	29,75	29,65	29,54	28,50	28,52
	R	-	1,21	1,20	1,16	-	-	1,43	1,51	1,51	1,43	1,46	1,45	1,42	1,43	1,38

(S- suprafața secțiunii transversale, m²; B- lățimea albiei minore, m; h- adâncimea medie, m; H- adâncimea maximă, m; P- perimetrul udat, m; R- raza hidraulică, m)

Investigațiile și măsurătorile efectuate asupra secțiunilor transversale ale albiei pâraului Sălaj în intervalul 1982-2004 relevă următoarele particularități (fig.22):

- albia minoră se află într-un proces de degradare, atât prin adâncirea patului albiei, cât și prin retragerea malului drept;
- bilanțul aluvionar total (1982-2004) a fost negativ, cu 4,18 m³ depozite evacuate pe unitate de lungime;
- albia minoră a suferit cea mai puternică degradare în perioada 1984-1997 (cu 9,6 m³/m material evacuat din albie);
- au fost mai multe perioade (1983-1984, 1999-2000 și 2002- 2004) cu bilanț aluvionar pozitiv, valoarea maximă fiind înregistrată în anul 2000 (4,25 m³ material acumulat pe unitate de lungime);

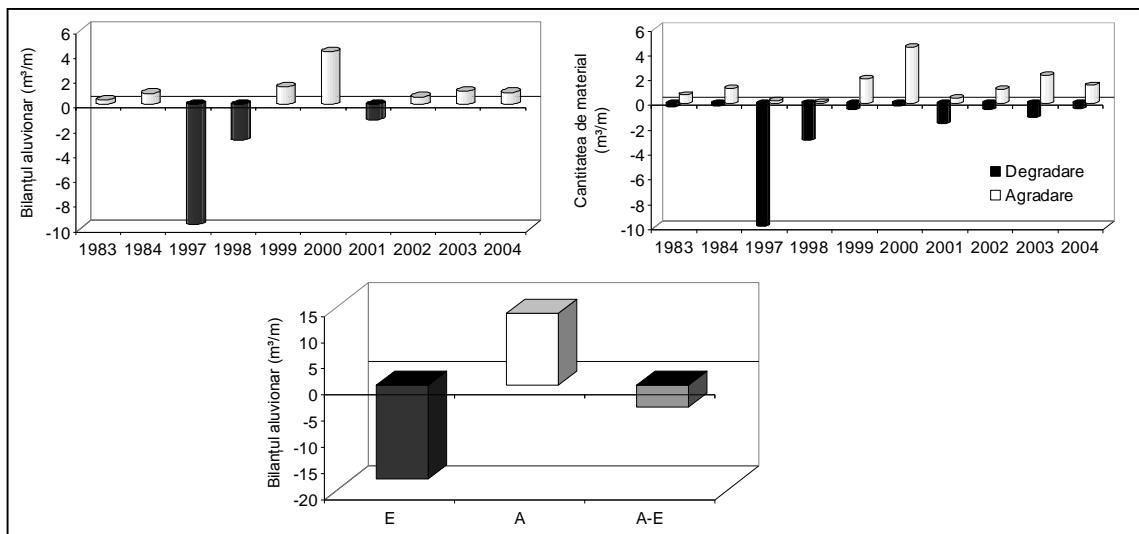


Fig. 22. Bilanțul proceselor de albie din perioada 1982-2004 pentru pâraul Sălaj (secțiunea Sălsig)

→ rata medie anuală de degradare a albiei a fost de $0,17 \text{ m}^3/\text{m}$, mai ridicată în perioada 1984-1997 ($0,74 \text{ m}^3/\text{m}/\text{an}$) și diminuată semnificativ în perioada recentă (1997-2004)- $0,78 \text{ cm}^3/\text{m}/\text{an}$.

Măsurătorile efectuate au relevat procesul generalizat de degradare a albiilor, atât la nivelul talvegului, cât și a malurilor, cu o rată anuală redusă simțitor după anul 1995, pe fondul tendinței de scădere a debitului mediu anual. Tendința de adâncire a patului albiei Someșului a fost transmisă și afluenților, dar cu o intensitate redusă: $0,7 \text{ cm}/\text{an}$ în cazul pârâului Sălaj, față de $1,21 \text{ cm}/\text{an}$ pentru Someș. Intervenția factorului antropic prin îndiguire a determinat intensificarea procesului de eroziune în adâncime, rata anuală de degradare a albiei la nivelul albiei Văii Vinului înregistrând valoarea de $1,6 \text{ cm}/\text{an}$.

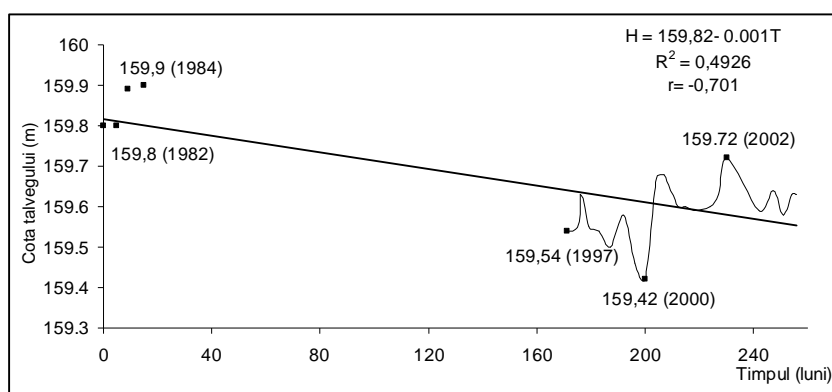


Fig. 23. Dinamica talvegului pârâului Sălaj în secțiunea Sălsig (1982-2004)

Analiza valorilor adâncimii maxime a albiei Sălajului în secțiunea Sălsig evidențiază următoarele tendințe (fig. 23):

- patul albiei se află într-un proces de degradare la nivelul talvegului, de la o cotă medie de $159,84 \text{ m}$ în perioada 1982-1984, la $159,58 \text{ m}$ în 1997-2004;
- dinamica talvegului relevă existența unor unde de agra-dare-degradare cu o periodicitate de 3-4 ani;
- procesele de degradare de la nivelul talvegului se suprapun perioadelor cu debit lichid ridicat, iar cele de agra-dare perioadelor cu debit scăzut, când domină aluvionarea, datorită capacității reduse de transport a curentului;
- patului mobil al albiei are grosimea de 48 cm .

Albia Someșului în sectorul Sălsig- Ardușat este meandrată, cu o tendință de creștere a indicelui de sinuozitate (de la $1,57$ în anul 1962, la $1,86$ în anul 2005); prezintă, local, caracteristici de sector sinus, cu ostroave (aval de Sălsig, aval de Tămaia). Ostroavele sunt predominant longitudinale și laterale (în proporție de $35,7 \%$ fiecare tip) și au dimensiuni relativ reduse: $71,4\%$ prezintă lățimi medii sub 40 m , iar $28,5\%$ lungimi sub 100 m . În albia Someșului se disting două tipuri de renii, simple și în volute (fig.24).



Fig.24. Ostrov și renie în volute, aval de Gârdani (mai, 2009)

Analiza cartografică și cartările din teren indică prezența a 8 trepte de *terasă* în lungul Someșului, 7 pentru Sălaj și 5-6 nivele în cazul tributariilor, cea mai înaltă fiind situată la o altitudine absolută de 280-290 m (tabel 6).

Tabel nr.6. Treptele de terasă din dealurile piemontane ale Codrului

Artera hidrografică	Altitudinea relativă a teraselor (m)							
	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7	T8
Someș	4-6	8-12	18-22	30-40	50-60	70-75	90-110	130-140
Sălaj	2-4	5-10	15-25	30-35	40-45	50-60	75-80	-
Homorod	2-4	6-10	15-20	30-35	45	-	-	-

7.3. Relieful fluvio-torețial. Ravenele

Studiul ravenelor a avut drept *scop* clasificarea formelor de relief de eroziune liniară, surprinderea particularităților morfo-evolutive ale acestora, analiza repartiției ravenelor, relevarea rolului variabilelor asupra inițierii și dezvoltării ravenelor din arealul studiat și elaborarea hărții gradului de eroziune prin ravinație a teritoriului. În prezenta lucrare am considerat ravenele forme de eroziune liniară cu adâncime de peste 0,5 m, incluzând, astfel, și ogașele acestei categorii.

Inventarierea organismelor de tip ravenă ca număr, densitate, lungime și tipuri a fost realizată pe aerofotograme cu rezoluția de 0,5 m, care au permis obținerea unor informații cu grad ridicat de acuratețe, secundată de cartarea geomorfologică directă, în teren. Calcularea dimensiunilor a fost realizată cu ajutorul extensiei XTools, a softului ArcGIS 9.2. Celulule pentru culegerea informațiilor au fost delimitate pe baza rețelei de paralele și meridiane ale hărților 1:25000, rezultând un sistem de carouri cu suprafața de 1 km². Informațiile obținute (tipul de ravenă, lungimea, numărul și densitatea ravenelor, poziția în raport cu expoziția versantului, distribuția pe clase de declivitate, litologice, de textură a solului, pe unități de utilizare a terenului etc.) au fost ulterior prelucrate după metode statistico- matematice, utilizând tehnici GIS, în scopul stabilirii unor relații empirice între variabile implicate și favorabilitatea terenului la procese de ravinație.

Studiul a relevat faptul că ravenele reprezintă principalele formațiuni de degradare a versanților Culmii și Piemontului Codrului, deși doar 34,36% din suprafață este afectată de

proces de ravinare. Explicația constă în prezența rocilor consolidate metamorfice și magmatice (8,6%) și ponderea ridicată a suprafețelor orizontale sau suborizontale (32,31%), areale fără susceptibilitate la inițierea unor astfel de formațiuni. 48,49% din suprafața afectată este supusă unei eroziuni slabe, 44,88 % eroziunii foarte slabe, iar un procent relativ mic (6,63%) este deținut de teritoriile afectate de eroziune moderată. Eroziunea cea mai intensă este prezentă în extravilanul localităților Gherăușa, Hurezu Mare și Odești (fig.25).

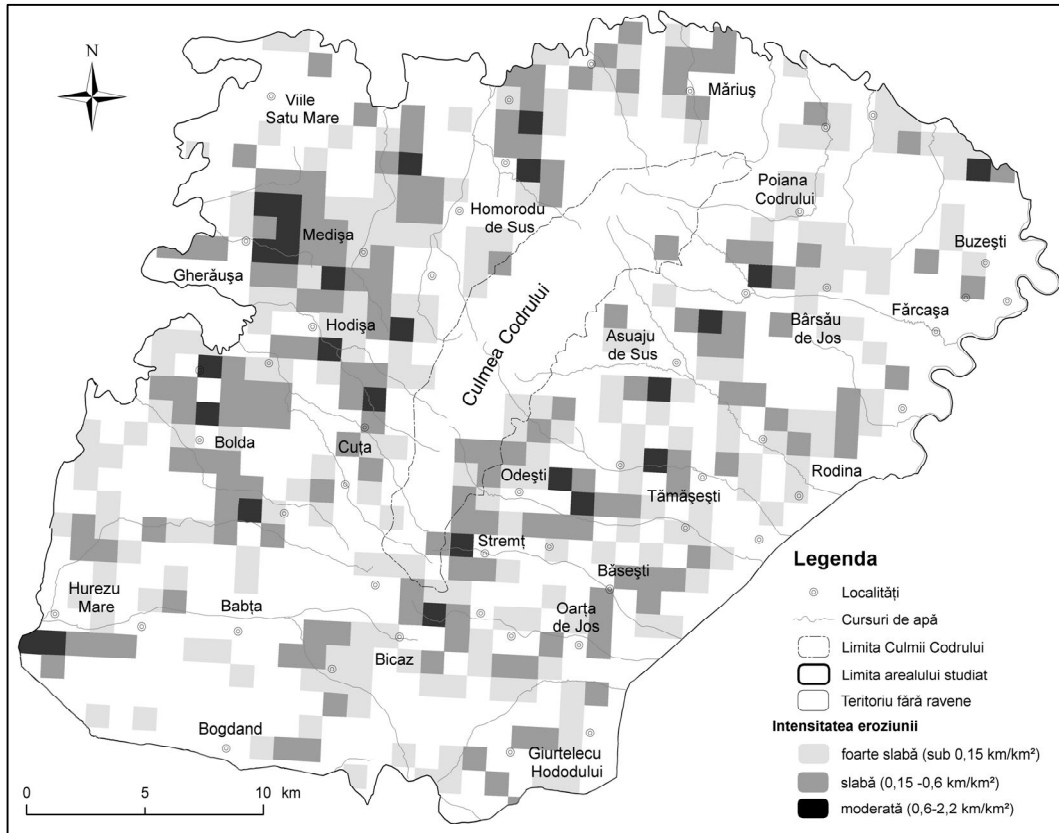


Fig.25. Harta gradului de eroziune prin ravinare

Analiza susceptibilității climatice a regiunii bazată pe coeficientul hidrotermic Zachar relevă faptul că ravenele pot să apară oriunde se întrunesc condiții favorabile în dealurile piemontane ale Codrului.

Ravenele prezintă următoarele particularități: sunt inițiate din cauze antropice, datorită creării de drumuri de exploatare agricolă pe versanții abrupti; marea majoritate sunt discontinuie, cu un profil longitudinal liniar și au dimensiuni reduse. Prin creșterea fragmentării versantului prin ravinare iau naștere forme locale de degradare de tip bad-lands.

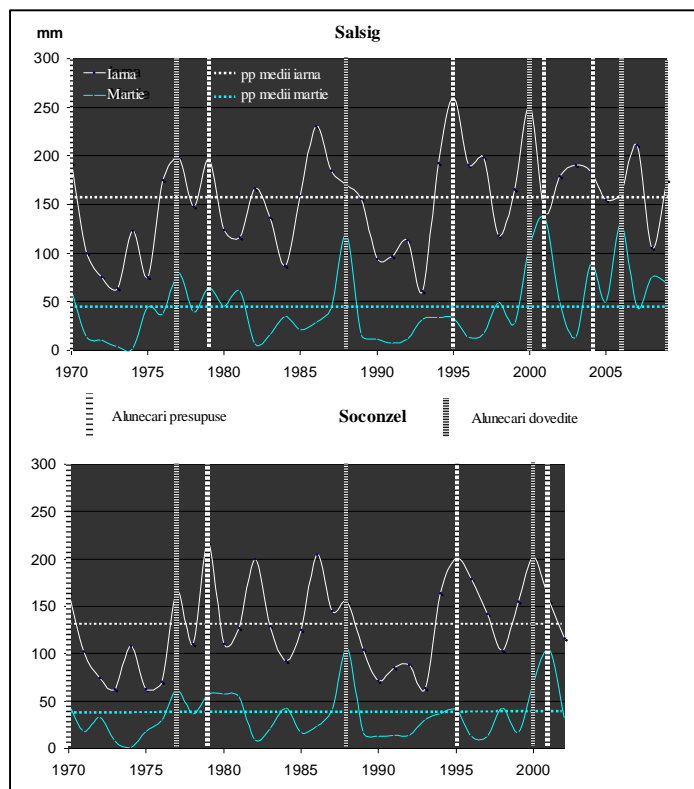
Datele obținute în urma analizei spațiale statistice cu ajutorul softul ArcGIS 9.2. a permis explorarea relațiilor dintre numărul și densitatea ravenelor și factorii de control de natură morfologică, climatică, geologică, pedologică și de utilizare a terenului. Astfel, majoritatea ravenelor sunt inițiate pe suprafețe cu pantă cuprinsă între 3-6° (60,6%), ocupate de pășuni

(42,68%) și terenuri arabile (30,8%); jumătate (50,58%) se dezvoltă pe soluri cu textură lutoargilooasă. Domină ravenele dezvoltate în depozite pannoniene de tipul argilelor marnoase și nisipurilor (64,3%).

7.4. Relieful generat de procese gravitaționale. Alunecările de teren

Studiul formelor de deplasare în masă a avut drept scop relevarea rolului variabilelor implicate în declanșarea și evoluția acestora, analiza morfodinamică a alunecărilor utilizând studiul de caz și analiza statistică a repartiției lor.

Majoritatea alunecărilor de teren sunt superficiale și de mici dimensiuni, deoarece versanții, prin particularitățile morfometrice (declivitate, în special), sunt puțin susceptibili declanșării unor astfel de procese; sunt specifice alunecările în brazde ori lenticulare, cu râpe de desprindere semicirculare. Activarea/reactivarea alunecărilor de teren are loc, de obicei, în primăverile cu ploii îndelungate și abundente care urmează iernilor cu strat consistent de zăpadă Prin aplicarea metodei experimentate de Szabo (2003) în dealurile din nord- estul Ungariei,

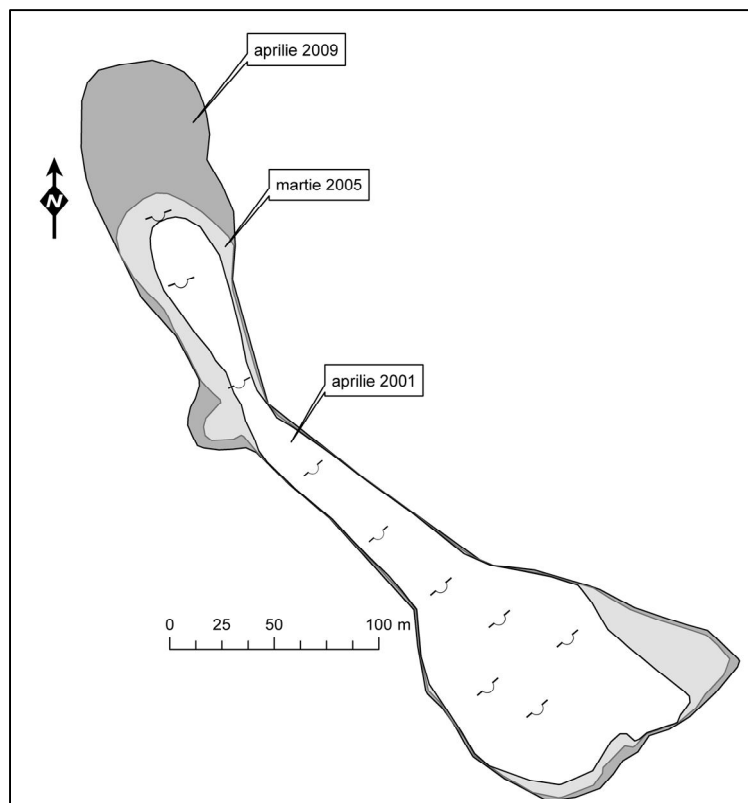


respectiv relația dintre cantitățile de precipitații înregistrate în sezonul rece și la începutul primăverii și declanșarea alunecărilor de teren, au fost identificate mai multe perioade cu susceptibilitate ridicată de declanșare a unor astfel de procese (fig. 26)- primăverile anilor 1970, 1977, 1979, 1988, 1995, 2000, 2001, 2004, 2006 și 2009, alunecările din perioada 2000-2009 fiind confirmate prin observații de teren și chestionare aplicate populației.

Fig.26. Relația dintre perioadele de recrudescență a alunecărilor de teren și cantitatea de precipitații din sezonul rece (1970-2009) Pentru analiza morfodinamică a alunecărilor de teren a fost utilizată metoda studiului de caz, aplicată alunecării Gărdani, situată pe versantul stâng al Someșului, aval de localitatea omonimă. După toate probabilitățile, a fost declanșată în anul 2000, prin reactivarea unui vechi deluviu. Aceasta a fost monitorizată cu ajutorul unui GPS în primăverile anilor 2001, 2005 și 2009 (fig. 27). Este o alunecare de tip clepsidră (Posea, 1969)/

dublă pâlnie (Donisă, 1968, citați de Surdeanu, 1998), prezentând trei componente: bazinul de recepție, cu funcție de areal de alimentare cu material deluvial, canalul de evacuare și arealul de debușare a materialului deluvial, cu formă cvasi-conică.

Cu ocazia ridicărilor topografice au fost determinați o serie de parametri morfometrici (perimetrul, suprafața, panta, volumul, lățimea maximă și medie, altitudinea cornișei etc.). Hărțile realizate au permis determinarea indicilor de degradare a versantului prin alunecări de teren (tabel 7). Analiza acestora relevă „înaintarea” regresivă a zonei de desprindere înspre partea superioară a versantului cu o viteză de 9,6 m/ an. Ritmul mediu anual de degradare a versantului prin



creșterea suprafeței ocupate de alunecare a înregistrat valoarea de 1188,3 m²/an, iar volumul mediu anual de material antrenat în procesul de alunecare a fost de 1542,8 m³/an.

Indicatorii determinați relevă o dinamică mai accentuată a alunecării în perioada 2005-2009, ritmul mediu anual de retragere a cornișei fiind de 5 ori mai ridicat decât în perioada anterioară (2001-2005), iar rata anuală de degradare a versantului de 1,3 ori.

Fig.27. Evoluția alunecării de teren Gârdani în perioada 2001-2009

Tabel nr.7. Principalii indicatori de degradare a versantului în cazul alunecării Gârdani (2001-2009)

Indici de degradare	2001-2005	2005-2009	Total
Indicele de retragere medie regresivă (m/an)	3,2	16,0	9,6
Ritmul mediu anual de degradare (m ² /an)	1024,1	1352,5	1188,3
Volum mediu anual de material antrenat (m ³ /an)	1559,1	1526,5	1542,8

În prezent alunecarea Gârdani se află într-o fază de evoluție activă, dovedită prin modificarea vizibilă a micromorfologiei. Existența crăpăturilor în partea nord-estică reprezintă un indicator care marchează sensul dezvoltării alunecării, prin antrenarea unor noi areale în sistem. Pe de altă parte, alunecarea se extinde și lateral, spre sud-vest, prin mici alunecări adventive (fig.27).

7.5. Relieful periglaciuar

Formele de relief periglaciuar (fig.28) au fost generate în dealurile piemontane ale Codrului în urma proceselor de îngheț- dezgheț, fiind prezent atât periglaciuarul de suprafață (solifluxiune și pipkrake), cât și criostructurile fosile (pene glaciare, involuții), asociate periglaciuarului de adâncime.



Fig.28. Forme de relief periglaciuar

(stânga, pipkrake pe versantul drept al p. Tinoasa, Fărcașa, 26.12.2006; dreapta, pană glaciară pe versantul drept al p. Maria, amonte de Rățești)

7.6. Relieful antropic

Omul se constituie într-un important factor morfogenetic; deși variate ca geneză, formele de relief antropic se impun punctiform în peisajul geomorfologic al Culmii și Piemontului Codrului, sub formă de cariere, agroterase, movile, excavații, diguri, cuvete lacustre, cratere de explozie (fig.29) etc.



Fig.29. Dreapta- carieră de exploatare a argilei limonitice, Rățești; Stânga-terase artificiale, amonte de Rățești



8. Procesele de modelare contemporană

Implementarea analizei spațiale GIS în studiul proceselor geomorfologice contemporane a avut drept scop determinarea susceptibilității versanților la procese de tipul alunecărilor de teren și ravinației și cuantificarea eroziunii în suprafață a solului pe baza modelului USLE.

8.1. Susceptibilitatea teritoriului la procese geomorfologice

Metodologia de determinare a susceptibilității versanților are la bază premisa că procesele se vor manifesta în aceleași condiții geologice, geomorfologice și climatice ca și în trecut; cu alte cuvinte, prezentul și trecutul reprezintă cheia viitorului (Ermini et al., 2005). Astfel s-a născut ideea că procesele viitoare pot fi modelate prin relaționări statistice între vechile locații și seturile de date referitoare la factorii de control ai acestora (panta, orientarea versanților, litologia, modul de utilizare a terenului etc.) (Zezere, 2002).

Cartarea *arealelor susceptibile la procese de eroziune liniară* a fost realizată prin

utilizarea modelului ratei de frecvență (Frequency Ratio Model), bazat pe analiza relației dintre distribuția spațială a ravenelor și a factorilor de control implicați în apariția și evoluția acestora (fig.30).

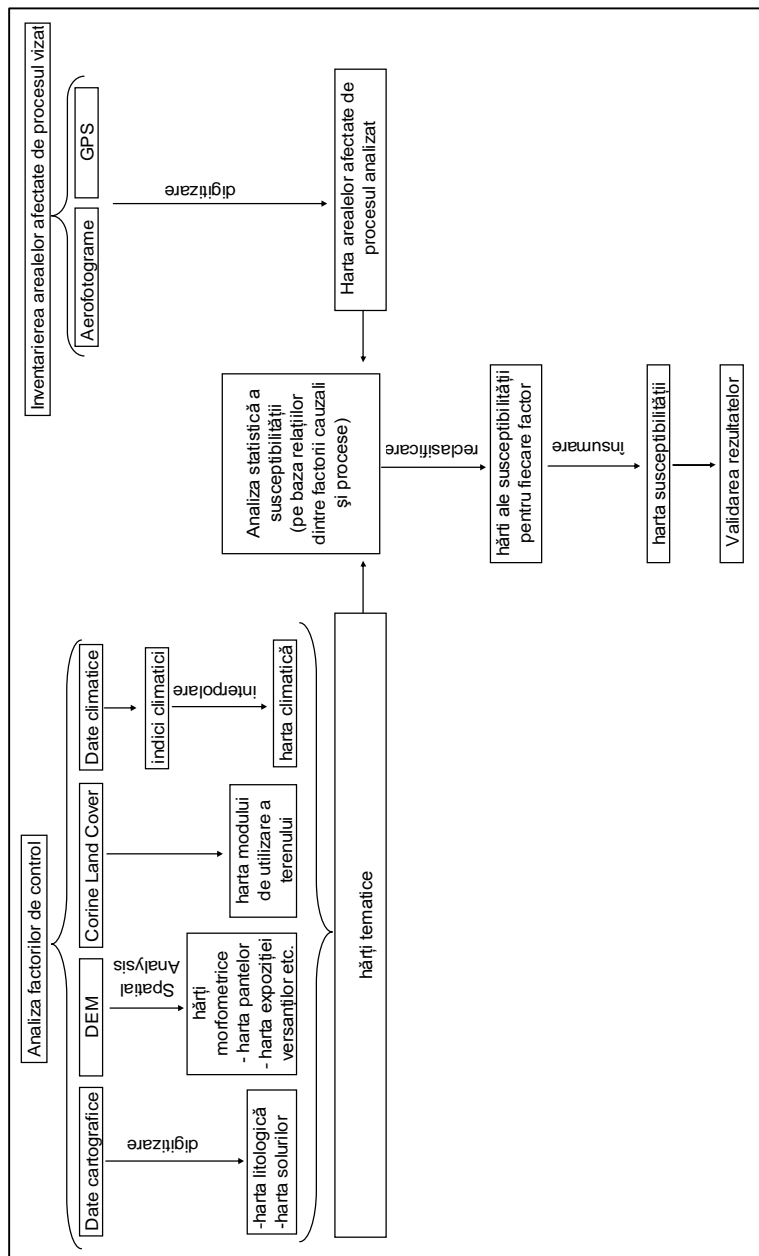


Fig. 30. Metodologia de analiză a susceptibilității versanților la procese geomorfologice

Indicele susceptibilității la eroziune prin ravinăție (RSI) rezultă prin însumarea ratei de frecvență aferente fiecărui factor luat în considerare, conform ecuației:

$$RSI = \sum F_r \text{ ori } RSI = F_{r1} + F_{r2} + \dots F_{rm} \text{ unde,}$$

RSI - indicele de susceptibilitate la ravinăție;

F_r - rata de frecvență pentru fiecare factor de control.

În analiza susceptibilității terenurilor din Culmea și Piemontul Codrului la ravinăție au fost luați în calcul șase factori: panta, expoziția versanților, climatul, prin coeficientul hidrotermic

Zachar (1992), litologia, textura solului și modul de utilizare a terenului (fig.31).

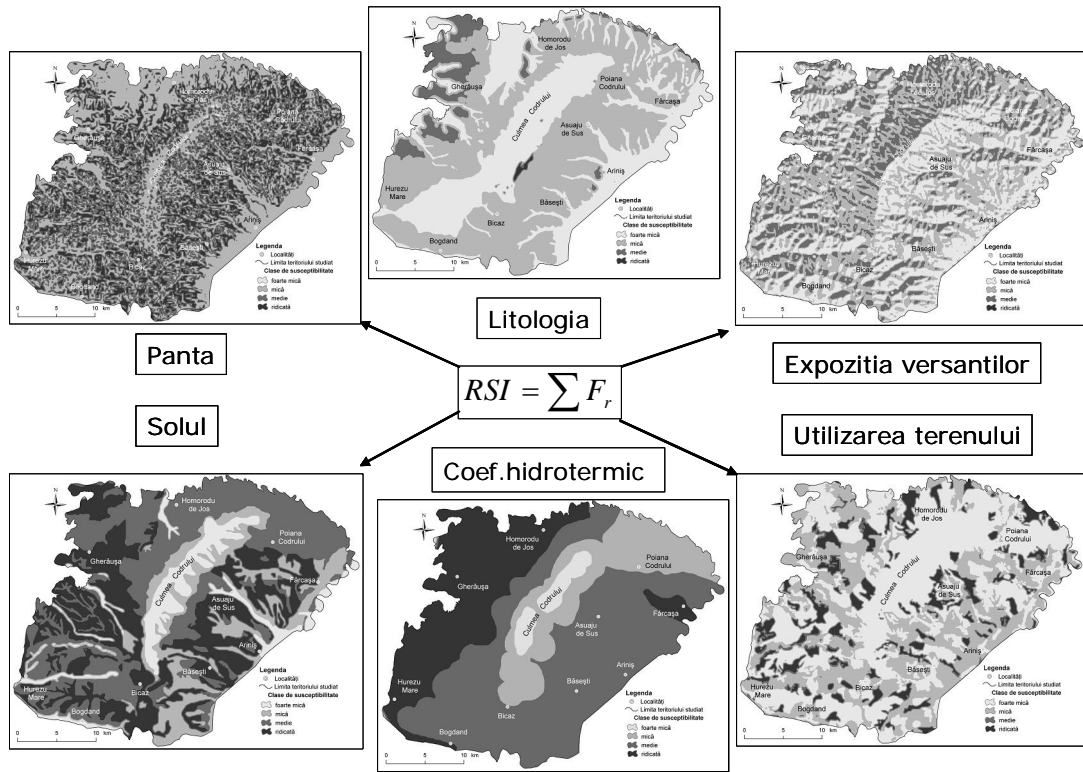


Fig. 31. Metodologia de determinare a susceptibilității versanților la ravinare

În urma operațiilor de reclasificare a hărților tematice în funcție de indicii obținuți, transformării lor în sistem raster și însumării utilizând metodologia GIS (unealta Raster Calculator a pachetului ArcGIS 9.2) a fost obținută harta susceptibilității terenurilor la procese de eroziune liniară (fig.32).

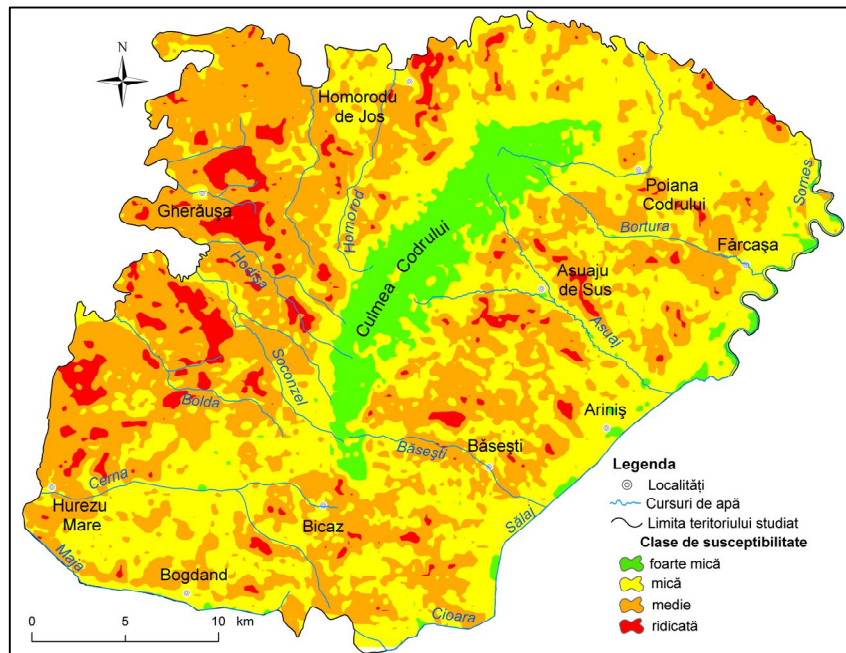


Fig.32. Harta susceptibilității la ravinare în Culmea și Piemontul Codrului

Harta obținută relevă faptul că 60% din teritoriu este caracterizat prin probabilitate redusă de inițiere a formațiunilor de eroziune liniară. Doar 3,79 % din arealul studiat aparține clasei de susceptibilitate ridicată, o frecvență mai ridicată fiind înregistrată în jumătatea vestică, în extravilanul comunelor Socond, Homoroade, Beltiug. Areele cele mai susceptibile sunt cele suprapuse depozitelor de vârstă Pleistocen superior, pe care s-au format soluri cu textură lutoargilooasă, cu pantă între 3-6°, orientate spre nord-vest, acoperite de pajște și caracterizate printr-un HTK de 1,75-2,00. Suprapunerea hărții repartiției ravenelor cu harta susceptibilității obținute a permis validarea rezultatelor. Modelul obținut a fost considerat valid, având în vedere faptul că 87,37% dintre ravenele prezente se suprapun arealelor caracterizate prin susceptibilitate, în timp ce doar 0,15% sunt dezvoltate în areale foarte puțin pretabile la eroziune liniară.

Factorii care conduc la apariția *alunecărilor de teren*, conform lui Castellanos (2008), sunt factori condiționali, reprezentați prin pantă, modul de utilizare a terenului, litologie etc. și declanșatori- precipitațiile și cutremurele. Astfel, în analiza susceptibilității terenurilor la alunecări de teren din Culmea și Piemontul Codrului au fost luați în calcul șapte factori (fig.33). Din categoria factorilor statici (condiționali) au fost incluși în analiză parametrii morfometrici (panta, expoziția versanților, adâncimea și densitatea fragmentării), litologia și modul de utilizare a terenului, iar dintre factorii declanșatori, precipitațiile.

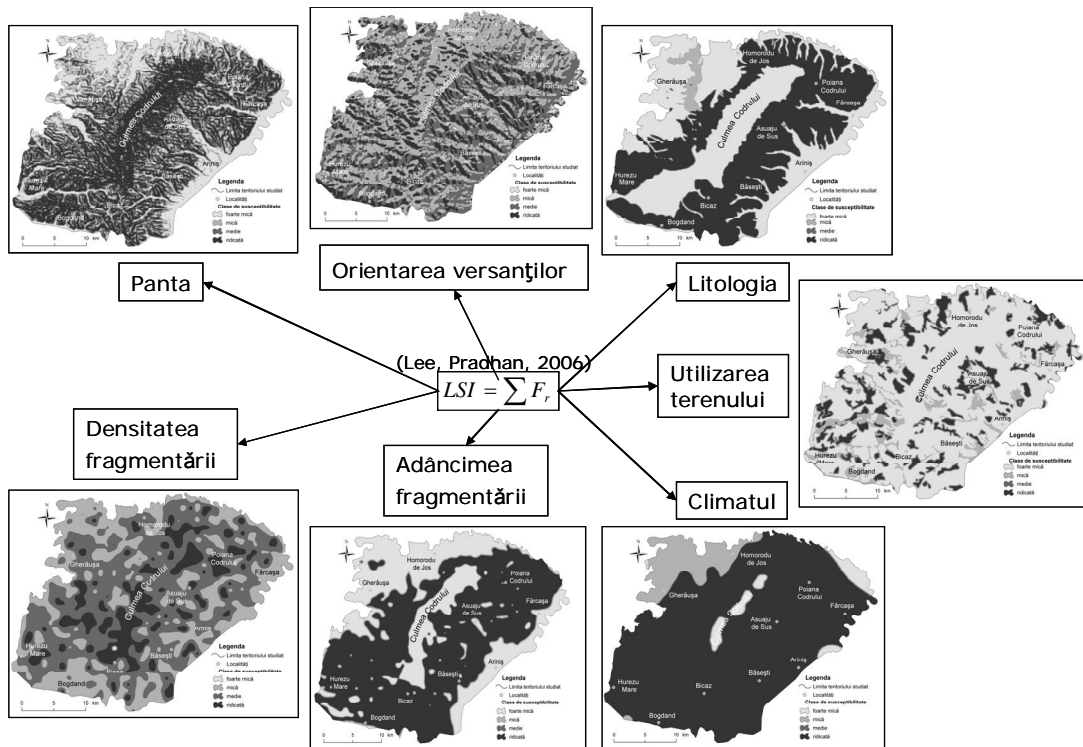


Fig. 33. Metodologia de determinare a susceptibilității versanților la alunecări de teren

În urma operațiilor de reclasificare a hărților tematice în funcție de indicii obținuți, transformării lor în sistem raster și însumării utilizând metodologia GIS a rezultat harta susceptibilității terenurilor la alunecări de teren (fig.34). Indicii de susceptibilitate variază între 1,39 (valoarea minimă) și 14,41 (valoarea maximă), șirul de valori fiind divizat în 4 clase egale de susceptibilitate (tabel 8) (conform Barreto et al., 2000).

Tabel nr.8. Ponderea claselor de susceptibilitate la alunecare

Clase de susceptibilitate	Valori ale Fr	Suprafață (km ²)	% din suprafață
foarte mică	<4,64	185,623	19,21
mică	4,64-7,90	477,730	49,44
medie	7,90-11,16	216,544	22,41
ridicată	>11,16	86,385	8,94

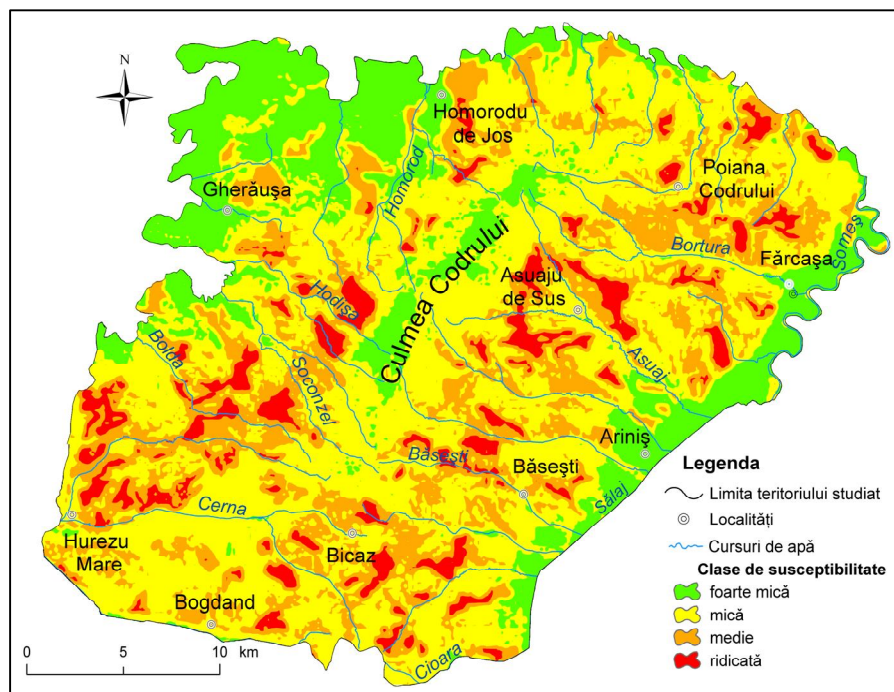


Fig.34. Harta susceptibilității Culmii și Piemontului Codrului la alunecări de teren

Cele mai susceptibile areale sunt cele înclinate, cu pantă de 6-17°, orientate spre sud-vest și o densitate ridicată a fragmentării (4-6 km/km²), suprapuse depozitelor de vârstă Pleistocen inferior ori panoniană, acoperite de pajiște și cu o cantitate de precipitații în sezonul rece cuprinsă între 225 și 250 mm.

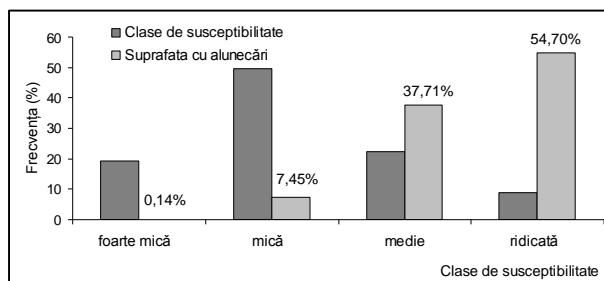


Fig.35. Validarea hărții susceptibilității la alunecări de teren

Suprapunerea și compararea hărții susceptibilității cu harta repartiției alunecărilor contemporane a permis validarea rezultatelor obținute. Modelul a fost considerat valid, având în vedere

faptul că 92,41% dintre alunecările prezente se suprapun arealelor caracterizate prin susceptibilitate, doar 0,14% din suprafață ocupată de alunecări contemporane aparținând arealelor foarte puțin susceptibile acestor tipuri de procese (fig.35).

Analiza GIS a susceptibilității versanților la procese de tipul alunecărilor de teren ori ravinăției a relevat ponderea ridicată a terenurilor stabile (59,97% în cazul ravinăției și 68,65% pentru alunecări de teren), acestea putând fi, însă, dezechilibrate prin defrișări, suprapășunat ori practicarea unor tehnici agricole necorespunzătoare, care să conducă la apariția unor noi procese geomorfologice.

8.2. Estimarea ratei de eroziune în suprafață a solului pe baza modelului USLE

Scopul investigației procesului de eroziune laminară din Culmea și Piemontul Codrului a fost estimarea cantitativă a ratei anuale actuale a eroziunii în suprafață și reprezentarea spațială a rezultatelor obținute prin implementarea SIG, oferind factorilor decizionali în managementul teritorial informații care să le permită adoptarea celor mai adecvate măsuri de protecție și conservare a solului.

Estimarea pierderilor anuale de sol are la bază ecuația USLE, adaptată pentru condițiile pedoclimatice ale României sub forma modelului *ROMSEM* (Romanian Soil Erosion Model):

$$E = K \cdot S \cdot L^m \cdot i^n \cdot C \cdot C_s \text{ unde,}$$

- E -rata medie anuală a eroziunii în suprafață (t/ha/an);
- K- erozivitatea pluvială, evaluată pe baza agresivității pluviale, obținută ca produs H·I15 (H- cantitatea de precipitații căzută pe durata întregii ploi, I15- intensitatea nucleului torențial cu durata de 15 minute);

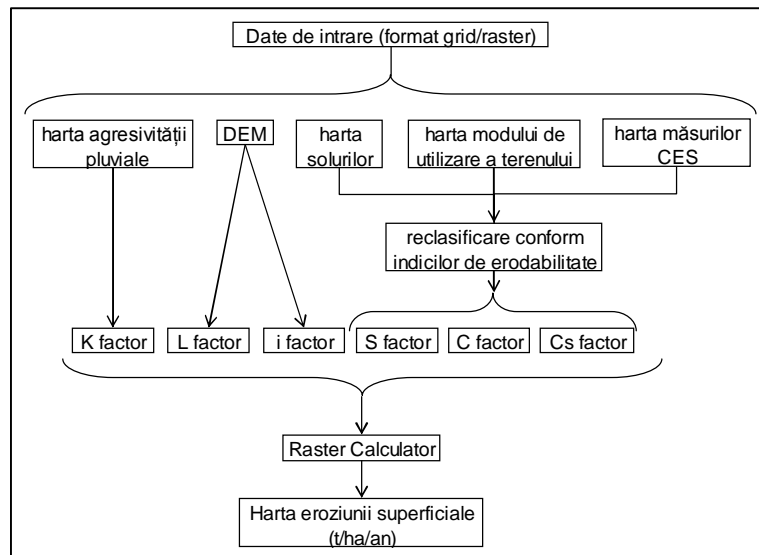


Fig.36. Metodologia de cuantificare a eroziunii superficiale utilizând tehnici GIS

- S- coeficientul erodabilității solului;
- L- lungimea versantului; estimarea lungimii versantului se realizează cu ajutorul funcției de tip L^n , în care $m=0,3$ pt versanți cu profil drept, $m=1,2$ în cazul versanților convecși, iar pentru versanții cu profil concav $m=0,6$);
- i^n , i reprezintă panta versantului în %, iar $n=1,4$;
- C - factorul de influență a covorului vegetal;
- Cs - factorul de influență a măsurilor și metodelor de combatere a eroziunii solului

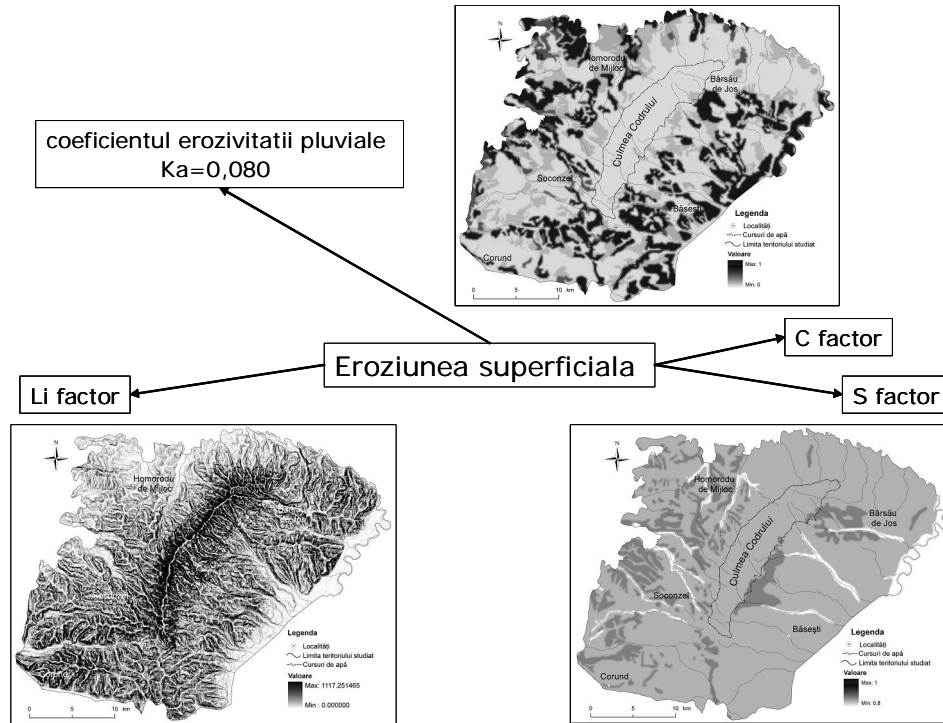


Fig.37. Metodologia de estimare a pierderilor de sol prin eroziune areală în Culmea și Piemontul Codrului

Prin integrarea SIG și aplicarea tehnicii overlay, de suprapunere, combinare și analiză spațială a layere-lor (fig.37), a rezultat produsul final, harta eroziunii superficiale din Culmea și Piemontul Codrului (fig.38).

Harta obținută a permis stabilirea următoarelor particularități ale procesului de eroziune în suprafață din arealul studiat:

→ Culmea și Dealurile piemontane ale Codrului se caracterizează printr-un risc erozional foarte redus, valoarea medie a eroziunii potențiale fiind de 0,254 t/ha/an. Suprafețele fără eroziune/ cu eroziune nesemnificativă (sub 3 t/ha/an) dețin o pondere covârșitoare- 96,9%; mai mult, 88,1% din suprafață se caracterizează printr-o eroziune potențială cu o valoare sub 1 t/ha/an. Arealele cu susceptibilitate medie, ridicată ori foarte ridicată la eroziune laminară au o frecvență redusă, deținând împreună un procent de 0,18% din totalul teritoriului studiat; acestea se suprapun versanților abrupti, caracterizați printr-un înveliș pedologic constituit din variante erodate ale

luvisolurilor.

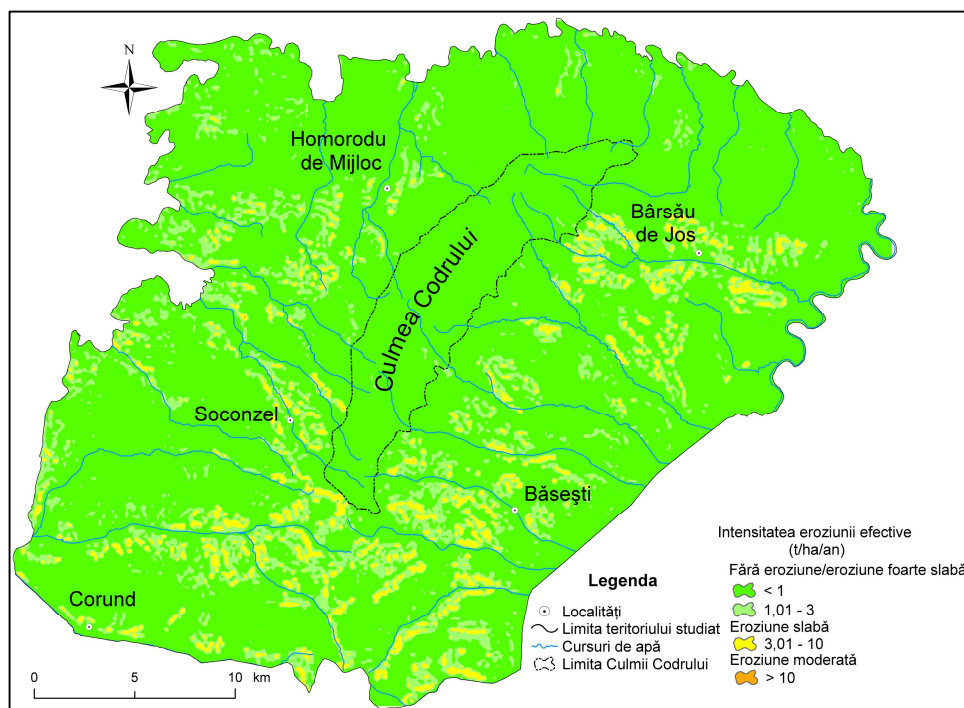


Fig.38. Distribuția spațială a ratei anuale a eroziunii superficiale efective

→ valoarea medie a ratei anuale a eroziunii efective este de 0,294 t/ha/an, integrarea efectului modului de utilizare a terenului conducând la creșterea ratei medii anuale de degradare a solului prin eroziune superficială cu 115,7%. Paradoxal, deși covorul vegetal asigură protecția solului, valorile intensității medii ale eroziunii cresc. Concluzia este că factorul antropic, prin modul și tehnicile de exploatare a terenurilor, intensifică eroziunea.

→ analiza hărții eroziunii în suprafață indică faptul că 97,46% din teritoriu prezintă valori tolerabile (<math>< 3</math> t/ha/an), relevând gradul redus de antropizare, acoperirea bună cu vegetație (pădure, arbuști) și dominarea versanților cu înclinare redusă, puțin susceptibili eroziunii.

Lucrarea de față se dorește un studiu de geomorfologie aplicată, având în vedere rolul acesteia în cercetarea și soluționarea problemelor ambientale și de management teritorial. Problemele practice abordate sperăm că vor face din această lucrare un instrument practic și o bază de date de real folos autorităților de la nivel local și regional, în sprijinul intervenției prin măsuri antierozionale pentru asigurarea protecției solului și unei amenajări teritoriale fundamentate științific.

BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ

1. Arghiuș, Corina (2003), *The geomorphologic size for the rural development and territorial planning in the Codrului hills*, Studia Universitatis Babeș- Bolyai, Geographia, XLVIII, 1, pp. 29-34
2. Arghiuș, Corina, Surdeanu, V., Arghiuș, V. (2004), *Morfodinamica albiei Someșului între Ulmeni și Ardușat (1981-1996)*, în vol. „Geography within the Context of Contemporary Development – 2001-2003”, Babeș- Bolyai University, Faculty of Geography, Cluj- Napoca, pp. 140-148
3. Arghiuș Corina, Arghiuș, V., Surdeanu, V., (2009), *Analiza morfodinamică a alunecărilor de teren. Studiu de caz: alunecarea Gârdani*, în vol. Riscuri și Catastrofe, an IX, nr. 7, editor Victor Sorocovschi, Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca (în curs de publicare)
4. Arghiuș, Corina, Arghiuș, V., Ozunu, Al., Muntean, L., Mihăiescu, R., (în curs de publicare), *Case Study. Landslide Susceptibility in the Codrului Hills (North-Western Part of Romania)*, In ”Course 2: Environmental Safety and Risk Assessment”, Editors: Transilvania University of Brașov, Babeș- Bolyai University of Cluj Napoca, Romania
5. Arnoldus, H. M. L. (1980), *An approximation of the rainfall factor in the Universal Soil Loss Equation*, în vol. Assessment of erosion (editori M. de Boodt & D. Gabriels), Wiley, Chichester, UK, pp. 127-132
6. Barredo, J., Benavides, Annetty, Hervás, J., van Westen, C. (2000), *Comparing heuristic landslide hazard assessment techniques using GIS in the Tirajana basin, Gran Canaria Island, Spain*, în JAG, vol. 2, issue 1, pp. 9-23
7. Boardman, J., Poesen, J. (2006), *Soil erosion in Europe*, John Wiley & Sons Ltd., Chichester, England, 855 pp.
8. Castellanos, E. A. (2008), *Multi-scale landslide risk assessment in Cuba*, doctoral dissertation, University of Utrecht, Olanda, 293 pp.
9. Ciulavu, D., Dinu, C., Cloetingh, S. A. (2002), *Late Cenozoic tectonic evolution of the Transylvanian Basin and northeastern part of the Pannonian Basin (Romania): Constraints from seismic profiling and numerical modeling*, European Geosciences Union, Stephan Mueller Special Publication Series, vol. 3, pp. 105–120
10. Cocean, P., Filip, S. (2008), *Geografia regională a României*, Presa Universitară Clujeană, Cluj- Napoca, 242 pp.
11. Coteș, P. (1957), *Depresiunea Baia Mare. Observații geomorfologice*, în Probleme de geogr., vol V, pp. 141-160
12. Cubito, A., Ferrara, V., Pappalardo, G. (2005), *Landslide hazard in the Nebrodi Mountains (Northeast Sicily)*, Geomorphology, 66, pp. 359-372
13. Dai, F. C., Lee, C. F. (2002), *Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong*, Geomorphology, 42, pp. 213-228
14. Dârja, M.(2000), *Îmbunătățiri funciare- combaterea eroziunii solului* (curs), Editura Risoprint, Cluj- Napoca, 391 pp.
15. Desmet, P. J. J., Govers, G. (1996), *A GIS-procedure for automatically calculating the USLE LS-factor on topographically complex landscape units*, Journal of Soil and Water Conservation, 51 (5), pp. 427-433.
16. Ermini, L., Catani, F., Casagli, N. (2005), *Artificial Neural Networks applied to landslide susceptibility assessment*, Geomorphology, 66, pp. 327-343
17. Ferro, V., Porto, P., (1999), *A comparative study of rainfall erosivity estimation for southern Italy and southeastern Australia*, Hydrological Sciences- Journal des Sciences Hydrologiques, 44 (1), pp. 3-24
18. Fournier, F. (1960), *Climat et érosion: la relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques*, Presses Univ. de France, Paris, 201 pp.
19. Ghiurca, V. (1969), *Geologia bazinului neogen Baia Mare* (teza de doctorat), București, 364 pp.
20. Glade, T., Anderson, M., Crozier, M. (2005), *Landslide hazard and risk*, Jonh Wiley & Sons Ltd., Chichester, England, 801 pp.
21. Goțiu, Dana, Surdeanu, V. (2008), *Hazardele naturale și riscurile asociate din țara Hațegului*, Presa Universitară Clujeană, Cluj- Napoca, 336 pp.
22. Grecu, Florina (2002), *Mapping geomorphic hazards in Romania: small, medium and large scale representations of land instability*, Géomorphologie: relief, processus, environnement, nr. 2, pp. 197-206
23. Goudie, A., Lewin, J., Richards, K., Anderson, M., Burt, T., Whalley, B., Worsley, P. (2005), *Geomorphological techniques*, Taylor & Francis e-Library, New York, 692 pp.
24. Günther, A., Thiel, C. (2009), *Combined rock slope stability and shallow landslide susceptibility assessment of the Jasmund cliff area (Rügen Island, Germany)*, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 9, pp. 687-698

25. Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M., Reichenbach, P. (1999), *Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy*, *Geomorphology*, 31, pp. 181-216
26. Hughes, A. O., Prosser, I. P. (2003), *Gully and riverbank erosion mapping for the Murray- Darling Basin*, CSIRO Land and Water, Technical Report, nr. 3, Canberra, 20 pp.
27. Ichim I., Bătucă D., Rădoane Maria, Duma D. (1989), *Morfologia și dinamica albiilor de râuri*, Ed. Tehnică, București, 408 pp.
28. Irimuș, I. A., Vescan I., Man, T. (2005), *Tehnici de cartografiere, monitoring și analiză GIS*, Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca, 244 pp.
29. Lastoria, B., Miserocchi, F., Lanciani, A., Monacelli, G. (2008), *An estimated erosion map for the Aterno-Pescara River Basin*, *European Water* 21/22, pp. 29-39
30. Lee, S., Sambath, T. (2006), *Landslide susceptibility mapping in the Damrei Romel area, Cambodia using frequency ratio and logistic regression models*, în *Environmental Geology*, vol. 50, nr. 6, pp. 847-856
31. Lee, S., Pradhan, B. (2007), *Landslide hazard mapping at Selangor, Malaysia using frequency ratio and logistic models*, *Landslides*, 4, pp. 33-41
32. Lu, D., Li, G., Valladares, G. S., Batistella, M. (2004), *Mapping soil erosion risk in Rondônia, Brazilian Amazonia: using RUSLE, remote sensing and GIS*, *Land Degradation & Development*, 15, pp. 499-512
33. Mac, I. (1986), *Elemente de geomorfologie dinamică*, Ed. Academiei R.S.R., București, pp. 51-147
34. Moore, I. D., Turner, A. K., Wilson, J. P., Jenson, S. K., Band, L. E. (1993), *GIS and land-surface-subsurface process modeling*, în *Environmental modeling with GIS*, pp. 196-230
35. Moțoc, M., Sevastel, M. (2002), *Evaluarea factorilor care determină riscul eroziunii hidrice în suprafață*, Editura Bren, București, 60 pp.
36. Pandi, G. (1997), *Concepția energetică a formării și transportului aluviunilor în suspensie. Aplicație în nord-vestul României*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj Napoca, 229 pp.
37. Panizza, M. (1996), *Environmental geomorphology*, *Developments in earth surface processes*, vol. 4, Elsevier, Olanda, 268 pp.
38. Patriche, C. V., Căpățână, V., Stoica, D. L. (2006), *Aspects regarding soil erosion spatial modeling using the USLE/RUSLE within GIS*, *Geographia Technica*, nr. 2, Cluj-Napoca, pp. 87- 97
39. Paucă, M. (1961), *Probleme geologice în bazinul Băii Mari*, Dări de seamă ale ședințelor, Institutul de Geologie, vol. XLIX, pp. 161-168
40. Petrea, Rodica, Petrea, D. (1994), *Tipurile genetice de relief din Dealurile de Vest*, *Analele Universității din Oradea*, fascicula geografie, tom IV, Oradea, pp. 16-24.
41. Pinna, M. (1977), *Climatologia*, Unione tipografico-editrice torinese, Torino, Italia, 206 pp.
42. Pop, P. Gr. (2005), *Dealurile de Vest și Câmpia de Vest*, Ed. Universității din Oradea, Oradea, pp. 5-21, 60-73
43. Posea, Gr., Popescu, N., Ielenicz, M. (1978), *L' évolution de la plaine alluviale du Someș dans la depression de Baia Mare et dans la plaine de l'ouest*, *Rev. Roum. Géol. Géophys. et Géogr., seria géographie*, tom XXIII, nr. 2, pp. 213-226
44. Rădoane, Maria, Ichim, I., Rădoane, N., Dumitrescu, Gh., Ursu, C. (1996), *Analiza cantitativă în geografia fizică. Metode și aplicații*, Ed. Univ. „Al. I. Cuza”, Iași, 350 pp.
45. Rădoane, Maria, Rădoane, N., Ichim, I., Surdeanu, V. (1999), *Ravenele. Forme, procese și evoluție*, Ed. Presa Universitară Clujeană, Cluj- Napoca, 260 pp.
46. Rădoane, Maria, Rădoane, N., Dumitriu, D. (2003), *Geomorphological evolution of river longitudinal profiles*, *Geomorphology*, 50, Elsevier, Olanda, pp. 293-306
47. Rădoane, Maria, Rădoane N., Cristea I., Gancevici-Oprea D. (2008), *Evaluarea modificărilor contemporane ale albiei râului Prut pe granița românească*, *Revista de geomorfologie*, vol. 10, pp. 57-71
48. Rhea, Susan (1993), *Geomorphic observations of rivers in the Oregon Coast Range from a regional reconnaise perspective*, *Geomorphology*, vol. 6, nr.2, Elsevier Science Publisher B.V., Amsterdam, pp. 135-150
49. Richard, G. A., Julien, P. Y., Baird, D. C. (2005), *Statistical analysis of the lateral migration of the Rio Grande, New Mexico*, *Geomorphology*, 71, Elsevier Science Publisher B.V., Amsterdam, pp. 139-155
50. Rusu, C. (2002), *Masivul Rarău. Studiu de geografie fizică*, Editura Academiei Române, București, 417 pp.
51. Saavedra, C. (2005), *Estimating spatial patterns of soil erosion and deposition in the Andean region using geo-information techniques. A case study in Cochabamba, Bolivia*, Ph.D. dissertation, Wageningen University, The Netherlands, 244 pp.
52. Savu, Al. (1963), *Podișul Someșan. Studiu geomorfologic*, teza de disertație, Cluj-Napoca, pp. 4-216

53. Savu, Al. (1981), *Les monts moyens insulairea du nord- oust de la Transylvanie*, Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., seria géographie, tom 25, nr. 1, București, pp. 85-89
54. Shrestha, P., Tamrakar, N. K. (2007), *Bank erosion process and bank material loss potential in Manahara River, Kathmandu, Nepal*, Bulletin of the Departament of Geology, Tribhuvan University, Kathmandu, Nepal, vol. 10, pp. 33-44
55. Snow, R. S., Slingerland, R. L. (1987), *Mathematical modelling of graded river profiles*, Journal of Geology, vol. 95, pp. 15 - 33.
56. Surdeanu, V. (1998), *Geografia terenurilor degradate. I. Alunecări de teren*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca, 274 pp.
57. Surdeanu, V. (2003), *Landslides in the mountains areas of Eastern Carpathian Flysch*, Wurzburger Geographische Manuskripte, 63, pp. 153-163
58. Surdeanu, V., Rădoane, Maria, Rădoane, N. (2003), *Erosion and gulling in Romania*, în „Gully Erosion in Mountain Areas: Processes, Measurement, Modelling and Regionalization”, France, pp. 150-155
59. Surdeanu, V. (2004), *The study of landslides*, în vol. dedicat Congresului Internațional de Geografie, Glasgow, 2004, Buletinul Societății de Geografie din România, tom 10, CD Press, pp. 63-67
60. Surdeanu, V., Rădoane, Maria, Rădoane, N. (2004), *Eroziunea terenurilor prin ravenare în România*, în vol. „Geography within the Context of Contemporary Development”, Ed. F&F Internațional, Cluj-Napoca, pp. 35-47
61. Szabo, J. (2003), *The relationship between landslide activity and weather: examples from Hungary*, Natural Hazards and Earth System Sciences, 3, pp. 43-52
62. Tricart, J., Raynal, R., Besançon, J. (1972), *Cônes rocheux, pédiments, glacis*, Annales de Géographie, nr. 443, an LXXXI, Librairie Armand Colin, Paris, pp. 1-24
63. van Westen, C. J., Getahun, F. L. (2003), *Analyzing the evolution of the Tessina landslide using aerial photographs and digital elevation models*, Geomorphology, 54, pp. 77-89
64. Wilson, J. P., Gallant J. C. (2000), *Terrain Analysis: Principles and Applications*, John Wiley and Sons, New York, pp. 87-131
65. Wischemeier, W. H., Smith, D. D. (1978), *Predicting rain fall erosion losses- a guide to conservation planning*, Department of agriculture, Handbook No.537, US Dept. Agric., Washington, DC., 58 pp.
66. Yuksel, A., Gundogan, R., Akay, A. E. (2008), *Using the Remote Sensing and GIS Technology for Erosion Risk Mapping of Kartalkaya Dam Watershed in Kahramanmaras, Turkey*, Sensors, nr. 8, pp. 4851-4865
67. Zachar, D. (1982), *Soil Erosion. Developments in Soil Science*, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 548 pp.
68. Zăvoianu, I. (1978), *Morfometria bazinelor hidrografice*, Editura Academiei R.S.R., București, 176 pp.
69. Zêzere, J. L. (2002), *Landslide susceptibility assessment considering landslide typology. A case study in the north of Lisbon (Portugal)*, Natural Hazards and Earth System Sciences, vol. 2, European Geophysical Society, pp. 73-82
70. *(2002) Ordinul nr. 223 din 28 mai 2002, privind aprobarea Metodologiei întocmirii studiilor pedologice și agrochimice, a Sistemului național și județean de monitorizare sol-teren pentru agricultură, publicat în Monitorul Oficial, Partea I, nr. 598 din 13 august 2002, anexa nr. 4, Norme de conținut <http://www.ngo.ro/legislatie>
71. *(2007) <http://www.eea.europa.corine2000eu/themes/landuse>
72. *(2007) <http://recensamnat.referinte.transindex.ro>
73. *(2008) <http://www.apia.org.ro>
74. *(2008) <http://www.icpa.ro>
75. *(2009) <http://www7.ncdc.noaa.gov/climvis/CdoDispatcher>
76. *(2009) <http://www.anif.ro/patrimoni>