

Raul-David Șerban

**STUDIU ASUPRA SOLIFLUXIUNII
DIN ZONA ALPINĂ
A CARPAȚILOR MERIDIONALI**



Editura Universității de Vest
Timișoara, 2018

CUPRINS

MULȚUMIRI.....	9
PREFAȚĂ.....	11
CAPITOLUL I ▪ INTRODUCERE.....	15
1.1. Repere istorice ale cunoașterii fenomenului.....	16
1.2. Motivație și Obiective	22
1.3. Arealul de studiu.....	26
CAPITOLUL II ▪ PROCESSE ȘI FORME DE SOLIFLUXIUNE.....	33
2.1. Mecanismul solifluxiunii.....	33
2.2. Parametrii naturali care influențează procesul de solifluxiune	39
2.2.1. Condițiile climatice și ecologice	40
2.2.2. Topografia	43
2.3. Formele create de solifluxiune.....	44
2.3.1. Lobi înierbați și lobi pietroși	46
2.3.2. Blocuri reptante.....	47
2.3.3. Râuri de pietre.....	47
CAPITOLUL III ▪ METODOLOGIE	51
3.1. Cartarea geomorfologică	52
3.2. Măsurători realizate în teren.....	57
3.2.1. Măsurarea caracteristicilor morfometrice	57
3.2.2. Monitorizarea dinamicii formelor.....	58
3.2.3. Investigatii termice.....	61
3.2.4. Eșantionarea în teren.....	67
3.2.5. Măsurători geofizice.....	71
3.2.5.1. Metoda rezistivității electrice a materialelor (ERT)	71
3.2.5.2. Metoda radarului de penetrație electromagnetică (GPR)	75
3.3. Analiza complexă a sedimentelor	77
3.3.1. Analiza granulometrică	77
3.3.1.1. Analiza de laborator.....	79
3.3.1.2. Parametrii statistici analizați și comparațiile realizate.....	83
3.3.2. Conținutul elementar al sedimentelor (XRF).....	83
3.3.3. Conținutul de apă și materie organică.....	87

3.4. Inventarul formelor.....	89
3.5. Analiza statistică a atributelor morfometrice.....	91
3.5.1. Statisticile descriptive	92
3.5.2. Analiza de varianță.....	93
3.5.3. Regresia liniară	94
CAPITOLUL IV ▪ REZULTATE	97
4.1. Distribuția și caracteristicile morfologice	97
4.1.1. Lobi înierbați de solifluxiune	97
4.1.2. Blocuri reptante.....	99
4.1.3. Râuri de pietre.....	103
4.1.3.1. Dimensiunile și forma râurilor de pietre.....	103
4.1.3.2. Tipuri geomorfologice	109
4.1.3.3. Distribuția râurilor de pietre în funcție de altitudine	110
4.1.3.4. Distribuția râurilor de pietre în funcție de orientare și declivitate.....	112
4.1.3.5. Litologia râurilor de pietre	115
4.2. Proprietățile texturale și chimice ale sedimentelor.....	117
4.2.1. Validarea eșantionării și tratamentului eșantioanelor.....	117
4.2.1.1. Tratarea cu ultrasunete.....	117
4.2.1.2. Proprietățile texturale	118
4.2.1.3. Diferențele distribuțiilor cumulative.....	121
4.2.1.4. Diferențele distribuțiilor cumulative ale medianei (D50)....	123
4.2.1.5. Corelațiile dintre măsurătorile paralele	127
4.2.1.6. Compararea curbei distribuțiilor.....	131
4.2.2. Caracteristici granulometrice	134
4.2.2.1. Lobi de solifluxiune.....	134
4.2.2.2. Blocuri reptante	137
4.2.3. Conținutul elementar al sedimentelor (XRF).....	138
4.2.4. Conținutului de apă și materie organică	147
4.3. Regimul termic	149
4.3.1. Lobi de solifluxiune	150
4.3.2. Blocurile reptante.....	161
4.4. Structura internă a versanților și a depozitelor de sedimente	164
4.5. Dinamica formelor.....	174
4.5.1. Lobii de solifluxiune	174
4.5.2. Blocurile reptante.....	187
4.5.3. Râuri de pietre.....	192

4.6. Identificarea statistică a factorilor de control	194
4.6.1. Statisticile descriptive	194
4.6.2. Factorii de control ai caracteristicilor și dinamicii formelor.....	201
4.6.2.1. Râuri de pietre	201
4.6.2.2. Lobi de solifluxiune	217
4.6.2.3. Blocuri reptante (BR)	217
CAPITOLUL V ▪ DISCUȚII	219
5.1. Distribuția și caracteristicile formelor	219
5.2. Proprietățile texturale și chimice ale sedimentelor.....	222
5.3. Dinamica și regimul termic al formelor	225
5.4. Factorii de control ai dinamicii și caracteristicilor formelor	238
5.5. Faze evolutive ale formelor de solifluxiune	241
CAPITOLUL VI ▪ CONCLUZII	247
BIBLIOGRAFIE	253

Capitolul I**INTRODUCERE**

Solifluxiunea este considerată mecanismul principal de transport a sedimentelor din mediile periglaciare (Matsuoka, 2001; French, 2007). Solifluxiunea reprezintă deplasarea lentă în masă a solului și a depozitelor superficiale dintr-un mediu periglaciare. Această deplasare este cauzată de gelifluxiune și creepul înghețului, care acționează în tandem, deoarece ambele procese rezultă din acțiunea directă a elevației periglaciare și a reșezării straturilor prin dezgheț (thaw settlement) (Matsuoka, 1998; Matsuoka, 2001; French, 2007; Harris, 2007). Fiind greu de separat un proces de altul, mai ales în cadrul măsurătorilor în teren, deoarece acestea conlucrează în crearea formelor de relief, s-a ajuns la un consens ca toate aceste procese să fie înglobate în termenul clasic de solifluxiune (Harris, 2007). Cu toate acestea, modul în care acționează procesele asociate înghețului substratului nu este pe deplin înțeles (French, Thorn, 2006).

Formele rezultate au aspectul unor ondulări sau zbârcituri neregulate, cele mai tipice fiind lobii înierbați de solifluxiune, lobii pietroși, terasetele, blocurile reptante, crăpături și râpe de desprindere (Tufescu, 1966; Harris, 2007), văiugi și glacisuri de solifluxiune (Urdea, 2000). Deoarece apar într-o gamă largă a condițiilor climatice, în areale în care temperatura medie anuală a aerului oscilează de la 7 până la -20° C (Matsuoka, 2011), sunt frecvent întâlnite și în Carpații Meridionali.

Intensitatea proceselor este puternic influențată de condițiile climatice, hidrologice, geologico-pedologice și topografice specifice diferitelor regiuni montane (Matsuoka, 2001), rezultând astfel o dinamică variată a suprafeței formelor, de la o regiune la alta. Cu toate acestea, încă este dificilă estimarea cantitativă a importanței fiecărui factor de control, deoarece interacțiunea dintre acești factori este foarte complexă (Ridefelt, 2009). Problematică este și realizarea distincției dintre formele active și cele relict în contextul în care acestea reprezintă atât veritabili indicatori paleo-climatici, cât și indicatori ai limitei inferioare ai etajului periglaciare actual (Ballantyne, Harris, 1994; French, 2007).

Datorită importanței solifluxiunii în transportul sedimențelor din mediile periglaciare, în puțin mai bine de 100 de ani de la prima semnalare a acestui fenomen, s-au realizat numeroase studii pentru înțelegerea mecanismului de funcționare a proceselor implicate. Chiar dacă s-au realizat atât de multe studii, fenomenul nu este încă pe deplin înțeles, complexitatea proceselor implicate și a multitudinii factorilor de control ai acestora, fac ca acest fenomen să fie încă în atenția studiilor internaționale actuale. Acest lucru este dovedit nu doar prin numărul uriaș de publicații, peste 180, ci, ca de exemplu și prin numărul ridicat al comunicărilor ce au vizat aceste procese în cadrul Conferinței Internaționale pentru Permafrost desfășurate în iunie 2016 în Potsdam, Germania.

În mod deosebit, mediul montan găzduiește unul din cele mai complexe, dinamice și sensibile ecosisteme, ce răspund rapid la factorii perturbatori. Schimbările climatice actuale influențează considerabil procesele naturale din zonele montane, însă răspunsul este diferit de la o regiune la alta, depinzând de caracteristicile fizice locale și de variabilitatea climatică regională. Mediul periglaciari alpin este foarte sensibil și răspunde rapid la schimbările climatice. Însă problema intensității solifluxiunii și mai ales ratele de transfer a sedimentelor prin intermediul acesteia reprezintă încă o necunoscută pentru spațiul Carpatic.

1.1. Repere istorice ale cunoașterii fenomenului

Procesele periglaciare actuale sunt foarte intense în arealele cu permafrost continuu, dar și în zonele cu un îngheț sezonier al substratului (French, 2007). Multe studii investighează aceste procese împreună cu formele create de acestea în zonele cu permafrost discontinu și sporadic dar și cu un îngheț sezonier, în special din spațiul alpin (Serrano *et al.*, 2006; Perucca, Angillieri, 2008; Heimsath, McGlynn, 2008; Millar, Westfall, 2008; Scapozza *et al.*, 2011; Wang, Yi, 2011; Pawelec, 2011).

Procesele periglaciare sunt foarte sensibile la schimbările climatice, deoarece condițiile climatice pot determina statutul formelor de relief. Formele de relief periglaciare pot fi active sau relict. Prin urmare, regimul termic al acestor forme de relief este un indicator al condițiilor actuale specifice mediului periglaciari (Harris, Pedersen, 1998; Vieira *et al.*, 2003; Guglielmin, 2006; Sumner *et al.*, 2007; Kneisel, 2010). De asemenea, unele studii sunt focusate special pe o anumită formă de relief, precum: câmpurile de grohotișuri (Boelhouwers, 2004; Firpo *et al.*, 2006), râurile de pietre (Harris *et al.*, 1998;

Wilson *et al.*, 2008; Hansom *et al.*, 2008; André *et al.*, 2008), depozitele de grohotişuri (Grab, 1999; Sumner, 2004), blocuri reptante (Chattopadhyay, 1983; Reid, Nesje, 1988; Gorbunov, 1991; Berthling *et al.*, 2001, 2001b; Ballantyne, 2001; Hall *et al.*, 2001) sau formele create de solifluxiune (Benedict, 1966; Matthews *et al.*, 1986; Berthling *et al.*, 2000; Hugenholtz, Lewkowicz, 2002; Matsuoka *et al.*, 2005; Harris *et al.*, 2007; Harris *et al.*, 2008; Ridefelt *et al.*, 2010).

Termenul de solifluxiune a fost introdus pentru prima dată în literatură de Andersson în 1906, care l-a definit ca fiind „o curgere ușoară din zonele înalte spre zonele mai joase a materialelor saturate cu apă (provenită din topirea zăpezii sau a ploii)”, (Anderson, 1906, p.95). Pentru deplasarea solului saturat în urma dezghețului acestuia în zonele cu teren înghețat a fost propus termenul de gelifluxiune (Washburn, 1979), deoarece solifluxiunea nu este neapărat asociată cu mediile reci (French, 2007). Gelifluxiunea și creepul înghețului, se pare că acționează concomitent, o dată ce amândouă sunt rezultatul direct al elevației periglaciare și dezghețului (Harris *et al.*, 2008). Când înghețul și dezghețul prezintă o intensitate redusă și o durată scurtă, deplasarea datorată creepului este cea care domină, în timp ce gelifluxiunea acționează în perioada dezghețului sezonier al solurilor bogate în gheață (Harris *et al.*, 2008).

Numeroase studii s-au realizat asupra formelor create de solifluxiune (inclusiv și blocurile reptante), acest fenomen fiind semnalat în arealele cu permafrost sau îngheț sezonier din toată lumea precum: Alpii Elvețieni (Gamper, 1983; Matsuoka *et al.*, 2005; Matsuoka, 2010; Eichel *et al.*, 2013; Eichel *et al.*, 2016), Alpii Austrieci (Veit, 1988; Veit, Höfner, 1993; Veit *et al.*, 2002; Jaesche *et al.*, 2002), Norvegia (Williams, 1957; Worsley, Harris, 1974; Matthews *et al.*, 1986; Harrison, Macklin, 1991; Elliott, Worsley, 1999; Harris *et al.*, 2008; Høgaas, 2011; Drabl, 2015), Finlanda (Matthews *et al.*, 2005; Hjort, Luoto, 2011; Hjort, 2014; Aalto, 2015), Suedia (Rapp, 1960; Rudberg, 1958; Matsumoto, Ishikawa, 2002; Ridefelt, Boelhouwers, 2006; Ridefelt *et al.*, 2009, 2009b, 2011), Marea Britanie (Hollingworth, 1934; Ragg, Bibby, 1966; Tufnell, 1972; Tufnell, 1976; Ballantyne, Harris, 1994; Allison, Davies, 1996; Ballantyne, 2001; Hutchinson, Coope, 2002; Ballantyne, 2013), Spania (Oliva *et al.*, 2009; Oliva, Ortiz, 2011; Menéndez-Duarte *et al.*, 2011; Oliva *et al.*, 2014, 2014a, 2014b), Canada (Brink *et al.*, 1967; Price, 1969; Price, 1973; Price, 1974; Mackay, 1981; Vernal *et al.*, 1983; Quinty, Filion, 1989; Morin, Payette, 1988; Bennett, French, 1991; Lewkowicz, Clarke, 1998; Hugenholtz, Lewkowicz, 2002; Kinnard, Lewkowicz, 2006), Alaska (Hanson, 1950; Nelson, Arbor, 1985; Millar, 2005; Daanen *et al.*, 2012; Darrow

et al., 2013; Darrow, 2015), M-ții. Anzi (Bertran *et al.*, 1995), M-ții. Stâncoși (Benedict, 1966), Africa de Sud (Hardwick, 2012), M-ții. Tienshan (Gorbunov, 1991; Gorbunov, Seversky, 1999), Tibet (Schlütz, Lehmkuhl, 2009; Wang, Yi, 2011), Siberia (Schlütz, Lehmkuhl, 2007; Prokushkin *et al.*, 2010), Japonia (Matsuoka, 1994; Yamada *et al.*, 2002; Matsumoto *et al.*, 2010), Islanda (Douglas, Harrison, 1996), Groenlanda (Washburn, 1967; Carver *et al.*, 2002), Svalbard (Matsuokai, Hirakawa, 2000; Sørbel, Tolgensbakk, 2002; Vatne, 2006; Hjort *et al.*, 2010; Harris *et al.*, 2011; Christiansen *et al.*, 2013) sau Antarctica (Mori *et al.*, 2007; Bockheim, 2014; Sun *et al.*, 2016). Chiar și în studiile recente asupra reliefului de pe Marte au fost identificate forme asociate solifluxiunii (Johnsson *et al.*, 2012)

Majoritatea studiilor realizate asupra solifluxiunii sunt focusate pe activitatea și formele create de aceste procese, în special pe ratele de dinamică ale lobiilor, structura internă și importanța climatică (Berthling *et al.*, 2000; Matsuoka, 2001; Harris *et al.*, 2008), pe când foarte puține studii sunt axate pe analiza morfometriei lobilor și a caracteristicilor naturale ale acestora (Hugenholtz, Lewkowicz, 2002; Matsuoka *et al.*, 2005). Mult mai puține sunt abordările care includ analiza granulometrică (Ridefelt, Boelhouwers, 2006; Oliva *et al.*, 2009; Ridefelt *et al.*, 2011) care este de altfel insuficient exploatată, ținând cont că reprezintă unul dintre cei mai importanți parametri sedimentologici (Ryżak, Bieganski, 2011).

În Științele Pământului, analiza granulometrică a fost aplicată cu precădere pe eșantioane de sedimente, loess, lacustrine, marine și fluviale (Loizeau *et al.*, 1994; Konert, Vandenberghe, 1997; Buurman *et al.*, 2001; Arnaud, 2005; Di Stefano *et al.*, 2010; Ryżak, Bieganski, 2011; Forde *et al.*, 2012; Kun *et al.*, 2013). În ultimii ani a început să fie aplicată și pe eșantioane provenite din formele create de solifluxiune (Ridefelt, Boelhouwers, 2006; Oliva *et al.*, 2009; Ridefelt *et al.*, 2011). Aceste analize au fost aplicate doar asupra eșantionelor brute fără a fi evaluată strategia de eșantionare și necesitatea tratării acestora (Șerban *et al.*, 2015).

Recent au apărut și abordările legate de modelarea distribuției și evoluției procesele ce răspund direct la schimbările climatice, precum și solifluxiunea (Hjort *et al.*, 2010; Ridefelt *et al.*, 2010; Aalto *et al.*, 2014; Hjort *et al.*, 2014). Ridefelt și echipa sa (2010) au combinat ratele de deplasare ale unor lobi de solifluxiune, parametrii morfometrici ai acestor forme, cu analiza statistică, SIG și teledetecția, în vederea modelării pe spații extinse a zonelor de apariție și de activitate a proceselor de solifluxiune din regiunea Abisko, din nordul Suediei. Cartarea și analiza distribuției spațiale a proceselor periglaciare și

cuantificarea fluxului de sedimente, au mai fost abordate în spațiile montane din Suedia (Bartsch *et al.*, 2002) și Norvegia (Gurney, Bartsch, 2005). Parametrii geomorfometrici obținuți din MDE (Modelul Digital de Elevație) împreună cu informațiile extrase din imaginile satelitare au fost analizate împreună cu procesele de pantă (ex. solifluxiunea, creepul terenurilor de grohotiș și căderile de bolovani), modelând dinamica actuală și identificând acumulările de grohotișuri și ariile sursă (Bartsch *et al.*, 2002).

La nivel de pionerat sunt și abordările de analiză a evoluției versanților din mediile alpine, utilizând analizele stratigrafice și geochimice, în special spectrometria cu fluorescență de raze x (XRF, *X-ray fluorescence*). Oliva și echipa sa (2009, 2014) sunt printre primii care realizează astfel de analize pe eșantioanele provenite din depozitele de solifluxiune din M-ții. Sierra Nevada pentru realizarea reconstrucției activității solifluxiunii din acest areal. Utilizarea scannerelor XRF este folosită cu precădere asupra carotelor din lacurile alpine, și nu numai, care înregistrează cel mai bine evenimentele petrecute. A fost utilizată de exemplu în studiile de evoluție temporală a lacurilor dintr-un mediu cu permafrost discontinu (Bouchard *et al.*, 2011), sau în problema topirii permafrostului din ultimii 150-170 de ani (Fedotov *et al.*, 2012). Această metodă este însă, des folosită în studiile ce urmăresc surprinderea evenimentelor petrecute, precum: schimbările climatice (Andrade *et al.*, 2011; Wilhelm *et al.*, 2012), schimbările de mediu (López-Moreno *et al.*, 2011; Moreno *et al.*, 2011), evoluția ghețarilor (Vogel *et al.*, 2010). De asemenea, au fost identificate o serie de hazarde naturale, precum: avalanșe (Vasskog *et al.*, 2011), erupții vulcanice (Matthews *et al.*, 2012), cutremure (Guyard *et al.*, 2007; Wagner *et al.*, 2012), alunecări de teren (L'Heureux *et al.*, 2012), inundații (Giguet-Covex *et al.*, 2012; Wilhelm *et al.*, 2012b), sau tsunami (Smedile *et al.*, 2011). Această tehnică de investigare a produs rezultate valoroase și în ceea ce privește evoluția și schimbările diferitelor modele de eroziune (Giguet-Covex *et al.*, 2011), sau a variabilității diferitelor particule, precum praful mineral atmosferic (Roberts *et al.*, 2011). Tehnica este folosită cu succes și în domenii precum arheologia (Jacob *et al.*, 2008), biologia (Coolen *et al.*, 2009), hidrologia (Mischke *et al.*, 2010) sau oceanografia (Tachikawa *et al.*, 2011).

Analizele comparative a carotelor din lacurile glaciare alpine împreună cu eșantioanele discrete provenite din depozitele de solifluxiune de pe versanții din jurul acestora, pot ajuta la o mai bună înțelegere a evoluției versanților după retragerea ghețatilor.

Pentru a înțelege mai bine modul în care acționează procesele implicate în mecanismul solifluxiunii Harris și colaboratorii săi (2000, 2007, 2008a,

2008b) realizează experimente de laborator în care simulează acțiunea acestor procese atât în condiții de permafrost cât și în condițiile unui îngheț sezonier.

Alături de ghețarii de pietre, râurile de pietre sunt considerate indicatorii permafrostului alpin discontinuu, în special în climatele uscate reci (Harris, Pedersen, 1998). Dacă ghețarii de pietre au reprezentat un interes științific mai ridicat, studiile asupra râurilor de pietre atât active cât și relictate reprezintă o raritate atât în Munții Carpați cât și în Munții Alpi.

Dezbaterile pe tema originii râurilor de pietre continuă și astăzi, fiind greu de stabilit un consens, chiar dacă au intrat în atenția cercetătorilor cu mult timp în urmă. Lăsând o evidentă amprentă în peisaj, Insulele Falkland sunt cele care dețin superlativele în ceea ce privește numărul, dimensiunile și diversitatea râurilor de pietre (Stone, 2000), acestea cunoscând și un interes mai crescut în studierea lor. Tot aici au fost consemnate pentru prima dată în istorie, în 1764, de către naturalistul Antoine-Joseph Pernety (André *et al.*, 2008), aflat la bordul fregatei *Vulturul* (*L'Aigle*) condusă de amiralul Louis-Antoine Bougainville, în prima expediție de colonizare a Insulelor Falkland de către francezi (www.tmbi.gu.se, 23.03.2013). Pernety era fascinat de „numărul infinit de roci de toate dimensiunile suprapuse una peste alta” (Pernety, 1769: 223) și descrie într-o manieră pompoasă aceste forme, detaliind două forme particulare pe care le numește „Porțile Orașului” și „Amfiteatrul” (fig. 1.1) de pe „Dealul ruinelor”, comparându-le cu elemente citadine arhitectonice ruinate (Pernety, 1769). În aceeași manieră continuă și Charles Darwin, care vizitează Insulele Falkland în 1833 și 1834, fiind cercetător la bordul navei „Beagle”, condusă de căpitanul Robert FitzRoy, în cadrul expediției de explorare și cartografiere a țărmurilor Americii de Sud (Darwin, Keynes, 2005). Darwin emite și prima ipoteză a formării râurilor de pietre pusă pe seama cutremurelor, ipoteză bazată pe observațiile anterioare realizate în Anzii Cordiliere (André *et al.*, 2008). Fiecare călător a menționat cu uimire aceste forme și le-au atribuit diferite ipoteze de formare.

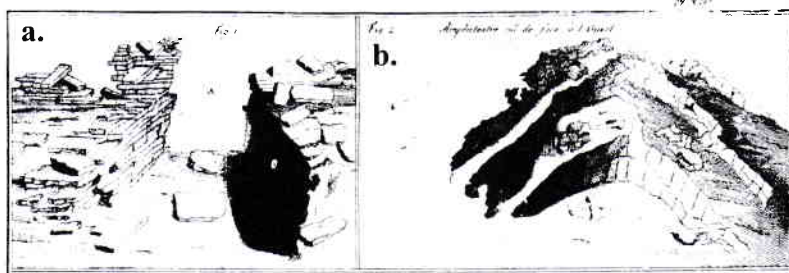


Fig. 1.1. Schițele râurilor de pietre din I-le Falkland realizate de Pernety: a. „Porțile Orașului”, b. „Amfiteatrul”, (Pernety, 1769)

Gunnar Andersson, în cadrul expediției suedeze „Antarctica”, vizitează Insulele Falkland în 1902 (André *et al.*, 2008) și este primul care asociază formarea râurilor de pietre cu un climat rece, periglaciuar (Willson *et al.*, 2008), în care condițiile climatice „nu au fost destul de severe pentru a cauza glaciația, doar o intensă gelifracție (*frost-weathering*) și deplasare lentă a pantelor (*flowing slopes*), la fel cum se întâmplă astăzi în Insula Urșilor (*Bjørnøya*) unde nu sunt ghețari ci doar o evidentă solifluxiune” (Anderson, 1906:102).

Începând cu Andersson (1906) lumea științifică a căzut de acord cu asocierea formării râurilor de pietre cu mediul periglaciuar, gelifracția și deplasarea în masă prin solifluxiun și creep fiind principalele procese implicate (Wilson, 2007).

Discuțiile au rămas încă deschise pe această temă, mai mult, datele recente ale unor râuri de pietre din I-le Falkland dezvăluie o vârstă mai avansată și o origine poligenetică complexă (André *et al.*, 2008; Wilson *et al.*, 2008).

Râuri de pietre au fost semnalate de-a lungul timpului în America de Nord (Greenway, 1972; Wilson, 2013), în Munții Richardson din nord-vestul Canadei (Harris, 1994). Tot în Emisfera Nordică, râuri de pietre au mai fost semnalate în Rusia, de către Perov, 1969; Romanovski și Tyurin, 1986 (citați de Wilson, 2007), China (Harris *et al.*, 1998; Harris, 2016), Anglia, de către Tufnell, 1969; Small *et al.*, 1970; Clark, 1994; Bennett *et al.*, 1996 (citați de Wilson, 2007), Norvegia (Nicholson, 2008; Wilson *et al.*, 2016), Italia (Firpo *et al.*, 2006), Spania (Gutiérrez, Gutiérrez, 2014), Munții Vitosha (Bulgaria) (<http://park-vitosha.org>, 15.04.2013). În Emisfera Sudică, pe lângă cele din Insulele Falkland, au mai fost înregistrate în Australia (Caine, 1968; Barrows *et al.*, 2004) și Africa de Sud (Boelhouwers *et al.*, 2002).

În România, atenția asupra fenomenelor asociate periglaciuarului și, desigur, asupra solifluxiunii s-au realizat cu precădere în Carpații Meridionali (Iancu, 1961; Niculescu, Nedelcu, 1961; Posea *et al.*, 1974; Urdea, Vuia, 2000; Onaca, 2013). În Carpații Meridionali limita inferioară de acțiune a solifluxiunii se află în concordanță cu limita inferioară a proceselor periglaciare, fiind delimitată de izoterma de 3°C situată la aproximativ 1600 m altitudine (Urdea, 2000). Prin urmare se încadrează subetajului solifluxiunii, la nivelul eroziunii termice sau al permafrostului sporadic între izotermele de 3°C și 0°C, reprezentat de treapta altitudinală situată deasupra limitei superioare a pădurii și 2050-2100 m altitudine (Urdea, 1992). Pe de altă parte, Posea (1974) coboară solifluxiunea puțin mai jos (1500-1900 m) în subetajul nivo-criogen reprezentat de partea inferioară a etajului periglaciuar detritic. Aceste limite sunt aproximative deoarece solifluxiunea a fost identificată și în afara acestor

intervale altimetrice și în majoritatea masivelor montane înalte din Carpații Meridionali (Onaca, 2013). În masive montane precum Retezat și Făgăraș, solifluxiunea reprezintă cel mai răspândit proces periglaciara (Raczkowska, 2009).

Formele create de solifluxiune alături de blocurile reptante au fost semnalate în diferite masive montane din Carpații Meridionali, începând de la limita superioară a pădurii și până pe cele mai înalte culmi din Munții Țarcu (Niculescu, Nedelcu, 1961), Retezat (Urdea, 2000), Godeanu (Niculescu, 1965), Parâng (Iancu, 1961; Urdea, Vuia, 2000), Șureanu (Urdea, Drăguț, 2002; Drăguț, 2003), Lotru (Onaca, 2013), Făgăraș (Florea, 1998; Simoni, 2011; Onaca, 2013), Tulișa (Urdea, Cheslerea, 1998) și Leaota (Murătoareanu, 2009).

În România râurile de pietre sunt descrise de Victor Tufescu (1966) ca fiind rezultatul gelifracției, materialul rezultat fiind împins și înșirat liniar de-a lungul unor văiugi, sau este așezat în fâșii alungite pe linia de cea mai mare pantă și au o apariție frecventă în Munții Retezat, Parâng, Rodnei, etc. (Tufescu, 1966). Prima descriere a râurilor de pietre este realizată de Vintilă Mihăilescu (1938) care a întreprins un studiu amănunțit asupra versanților de grohotișuri de pe valea superioară a Slănicului Moldovenesc. Au mai fost semnalate râuri de pietre în Munții Retezat (Niculescu, Nedelcu, 1961; Urdea, 1993; Urdea, 2000; Reuther *et al.*, 2004), Munții Parâng (Iancu, 1961; Vuia, 2000), Munții Făgăraș (Florea, 1998; Simoni, 2011), Piatra Craiului (Constantinescu, 2009), Munții Leaota (Murătoareanu, 2009). Munții Ciucaș și Penteleu (Ielenicz, 1984), Cozia, Bucegi și Iezer (Velcea, Popova-Cucu, 1987; Velcea, 2001), Postăvarul și Piatra Mare (Bogdan, 2005), precum și în Munții Rodnei, sub numele de torente de blocuri și coame de blocuri (Sîrcu, 1978). Recent au apărut și abordările legate de automatizarea cartării digitale a acestor forme, realizându-se în premieră modele de predicție a arealelor favorabile prezenței râurilor de pietre (Șerban, 2013; Șerban *et al.*, 2015b).

1.2. Motivație și Obiective

La prima vedere, efectele produse de solifluxiune sunt insignifiante, degradând doar pajiștile. Însă, cu timpul, dar și prin suprapunerea altor procese cu formele create de solifluxiune, datorită micilor contrapante rezultate, apa stagnează și crează infiltrări inegal răspândite, ce pot provoca alunecări și scurgeri noroioase care degradează total pantele (Tufescu, 1966). În 2002, Berthling și echipa sa au demonstrat într-un areal de studiu din sudul

Norvegiei că solifluxiunea este mult mai importantă decât deplasările bruște în masă pentru transportul sedimentelor. Ridefelt și colaboratorii săi (2010) au demonstrat la o scară regională, că solifluxiunea este un proces dominant pe suprafețe extinse situate deasupra limitei superioare a pădurii din nordul Suediei. Fiind un proces lent, dar care acționează pe o perioadă lungă de timp, are potențialul de a mobiliza o cantitate mare de material (Ridefelt *et al.*, 2010). De asemenea, și în Europa Centrală, depozitele periglaciare de versant derivate adesea din procesele de solifluxiune, sunt recunoscute ca fiind cele mai răspândite tipuri de depozite sedimentare (Raab *et al.*, 2007). Mai mult decât atât, în mai multe regiuni s-a dovedit că solifluxiunea a fost sau încă este un factor perturbator al siturilor arheologice (Lenoble *et al.*, 2008; Todisco, Bhiry, 2008; Masson, 2008).

Solifluxiunea alături de celelalte procese de versant (ex. șiroiri, curgeri noroioase, prăbușiri, rostogoliri, etc.) deranjează și limitează dezvoltarea vegetației, fiind demonstrată și influența tipului de vegetație asupra solifluxiunii și a formelor create de acestea (Prokushkin *et al.*, 2010; Eichel *et al.*, 2013; Eichel *et al.*, 2016, 2016b). Însă interacțiunea dintre vegetație și solifluxiune, se impune a fi mai bine înțeleasă în contextul încălzirii globale, deoarece atât vegetația cât și solifluxiunea răspund direct la creșterea temperaturii (Eichel *et al.*, 2016).

Toate aceste procese periglaciare și forme aferente acestora, trebuie luate în considerare pentru dezvoltarea și planificarea teritorială a spațiului alpin, deoarece acestea pot afecta în unele situații infrastructura rutieră și turistică, construcțiile, dar și unele habitate de plante și animale.

Studiile recente ajutate și de experimente de laborator reprezintă încercări de separare a proceselor implicate în manifestarea solifluxiunii sau de identificare a momentelor când acestea acționează. Astfel, când acționează înghețul-dezghețul pentru perioade scurte, chiar și superficial, domină deplasările create prin creep (Matsuoka, 2005; Matsuoka, 2011). În momentul în care se realizează topirea sezonieră a solurilor închețate acționează gelifluxiunea (Washburn, 1967; Harris, Davies, 2000; Matsuoka, 2001; Harris *et al.*, 2007). Însă o dată cu topirea secvențială a stratelor înghețate ale solului, pe lângă deplasarea pe orizontală cauzată de gelifluxiune se produce și reșezarea stratelor ce reprezintă componenta verticală a dinamicii cauzată de creep (French, 2007; Harris *et al.*, 2007).

Harris și colaboratorii săi (2000, 2007, 2008, 2008a, 2008b) realizează experimente de laborator dar și o monitorizare detaliată în teren, concomitent cu mai mulți parametri precum: regimului termic al substratului (*Ground*

Surface Temperature -GST), presiunea apei în pori, dinamica 3D a lobilor, prin intermediul cărora identifică momentele în care acționează creepul înghețului și gelifluxiune. Însă, încă nu s-a realizat o diferențiere clară a momentului în care aceste procese acționează individual sau concomitent în cadrul solifluxiunii.

De asemenea, regimul termic al solurilor afectate de solifluxiune din regiunile periglaciare, poate să difere în funcție de caracteristicile sedimentelor, parametrii climatici și non-climatici.

Aplicațiile din mediile periglaciare alpine necesită o atenție mai sporită având în vedere că materialul din cadrul formelor solifluxionale este dezordonat și suprapus de către deplasarea lentă în masă (Harris *et al.*, 2008).

Mai mult decât atât, au fost semnalate cazuri în care au fost descoperite orizonturi organice îngropate, dar și strate suprapuse și deformate în cadrul lobilor înierbați de solifluxiune în urma observațiilor stratigrafice (Hugenholtz, Lewkowicz, 2002; Kinnard, Lewkowicz, 2006; Oliva *et al.*, 2009).

În aceste circumstanțe prelevarea de eșantioane reproductibile și reprezentative reprezintă o importantă problemă ce trebuie validată înainte de a emite concluziile sedimentologice și geomorfologice finale.

Studiile granulometrice realizate până în prezent asupra probelor prelevate din lobii de solifluxiune au omis problema validării și corectitudinii eșantionării, dar și necesitatea tratamentului chimic al eșantioanelor în vederea certitudinii rezultatelor. Prin urmare, această abordare reprezintă o premieră privind analizele granulometrice realizate pe formele periglaciare în care alături de eșantioanele provenite din lobii de solifluxiune au fost introduse și eșantioane prelevate din valurile frontale ale blocurilor reptante.

Majoritatea studiilor asupra reliefului periglaciare din Carpații Meridionali sunt focusate pe descrierile morfologice ale acestor forme, prea puțină atenție fiind atribuită evidenței cantitative a amplitudinii proceselor și analizei factorilor de control ai mișcării formelor. Doar studiile mai recente (Urdea, 2000; Onaca, 2013; Onaca *et al.*, 2016) au întreprins astfel de abordări aflate în concordanță cu tendințele abordărilor internaționale recente (Berthling *et al.*, 2001; Ballantyne, 2001; Hall *et al.*, 2001; Matsuoka, Ikeda, 2001; Hugenholtz, Lewkowicz, 2002; Ridefelt, Boelhouwers, 2006; Grab *et al.*, 2008; Oliva *et al.*, 2009; Ridefelt *et al.*, 2011), însă fără a avea un eșantion reprezentativ, cu o monitorizare sistematică și o analiză în detaliu a acestor procese pentru o perioadă mai îndelungată.

Problema intensității proceselor periglaciare actuale și mai ales dinamica formelor de relief reprezintă încă un semn de întrebare. Pe de altă parte, studiile