

Universitatea București  
Facultatea de Geologie și Geofizică  
Departamentul de Mineralogie



**Studiul sedimentologic complex  
al secvențelor siliciclastice și carbonatice  
din Formațiunea de Șard, Bazinul Transilvaniei.  
Reconstituiri paleoambientale.**

Teză de doctorat

Rezumat

**Drd. Izabela Mariș**

**Coordonator științific:**

Prof. Dr. Nicolae Anastasiu

Membru corespondent al Academiei Romane

**Septembrie 2011**

Cercetările au fost desfășurate în cadrul proiectului:

**“Suport financiar pentru studii doctorale privind complexitatea din natură, mediu și societatea umană - Contract nr.: POSDRU/6/1.5/S/24**

## **Introducere**

Importanța acestui studiu derivă din marea varietate petrografică a formațiunilor analizate, care constituie o bază pentru reconstituirea ariilor sursă pentru bazinele sedimentare asociate depresiunilor din Munții Apuseni de Sud

Obiectivele lucrării de față se axează pe reconstituirea ambianțelor sedimentare, condițiilor de formare a sedimentelor și rocilor sedimentare, ca principale produse ale proceselor sedimentare desfășurate în zona bazinelor intramontane din Munții Apuseni de Sud. Zona de studiu este amplasată pe marginea sud - vestică a Bazinului Transilvaniei, pe malul drept al Ampoiului, unde aflurează formațiuni sedimentare siliciclastice, de vârstă Maastrichtian - Priaboniană, depuse într-o ambianță continentală. Bazinul de sedimentare a trecut prin stadii de evoluție diferite, de umplere cu elemente diverse, provenite din multiple arii sursă: vulcanice, metamorfice și sedimentare, în condițiile dictate de fluctuații ale nivelului hidrostatic, coroborate cu condițiile factorilor locali de mediu, ce conduc periodic la modificări ale debitului de curgere al curenților și la acumulări de corpuri cu arhitecturi specifice sistemului fluvial (canale, bare longitudinale, bare transversale, levee, point – bar, câmpii aluviale). Momentele de liniște sedimentară, expresia unui nivel hidrostatic scăzut, fac posibilă nondepunerea sedimentară, favorizând astfel, dezvoltarea orizonturilor pedogenetice.

## **Localizarea perimetrului cercetat**

Formațiunile analizate în vederea realizării acestui studiu se găsesc pe o arie extinsă, situată la limita între rama estică a Munților Apuseni de Sud și marginea sud-vestică a Bazinului Transilvaniei, în vecinătatea localității Alba Iulia, din județul Alba (fig.1.). În aceste regiuni aflurează formațiuni siliciclastice continentale de vârstă Maastrichtian - Priabonienă (Codrea & Dica, 2005).

## **Cadrul geologic general**

Bazinul Transilvaniei s-a format în spatele arcului carpatic și este limitat la nord și est de Carpații Estici (Carpații Orientali), la sud de Carpații de Sud (Carpații Meridionali), iar la vest de Munții Apuseni, unitate care separă Bazinul Transilvaniei de Bazinul Panonic (Pătrașcu et al., 1994). Este considerat a fi un bazin sedimentar post cenomanian, dezvoltat

peste un fundament alcătuit din mai multe pânze de șariaj, de vârstă cretacică (cenomanian), dispuse în interiorul arcului carpatic (Royden, 1985; Tari & Horvath, 1995; Kováč et al., 1995; Decker, 1996; Sachsenhofer, 1996; Krezsek, 2006; Schmidt et al., 2007). Bazinul Transilvaniei este un bazin semicircular de aproximativ 150 km lățime și 200 km lungime, cu un conținut sedimentar bogat, depus începând din Cretacic până în miocenul superior, dispus într-o stivă sedimentară, cu variații laterale și verticale mari, având o grosime variabilă, cuprinsă între 2,5 – 4 km (Sanders, 2002).

Grosimea depozitelor sedimentare depășește 5 km și este divizată în patru megasecvențe tectonostratigrafice (Dicea et al., 1980 a; Petrescu et al., 1987, 1989; Rusu 1989, 1995; Filipescu 1996, 2001; Mészáros, 2000; Krézsek & Filipescu, 2005):

- (1) Secvența Cretacic superior (rift, colaps gravitațional); constituită din sedimente depuse în medii sedimentare continentale (conglomerate, gresii și argile) și sedimente tipice mediilor depoziționale marine de apă puțin adâncă (calcare cu rudiști) sau de apă adâncă (marne).
- (2) Secvența Paleogenă (bazin de sag): cuprinde sedimente depuse în trei momente distincte: Paleocene – Eocen inferior **cu** conglomerate, gresii și argile; Eocen superior cu calcare cu numuliți, gresii, marne și evaporite.; Oligocenul este reprezentat de sedimente siliciclastice: conglomerate, gresii, argile bituminoase și nivele cărbunoase.
- (3) Secvența Miocen inferioară (bazin flexural) este reprezentată de gresii marine de apă adâncă, marne și depozite grosiere de fan delta
- (4) Secvența Miocen mediu – Miocen superior (bazin back – arc, dominat de tectonică gravitațională) alcătuită din conglomerate deltaice, depozite marine de apă adâncă peste care se dispune un orizont piroclastic și calcare de apă puțin adâncă

Formațiunile de interes pentru studiul de față sunt cele de vârstă Cretacic superior (Maastrichtian).

**Metodele de analiza** alese, prin complexitatea lor au făcut posibilă interpretarea evoluției zonei studiate și au adus un plus de informație la cercetarile efectuate până în prezent. În funcție de importanța lor, au fost grupate în următoarele categorii: metode fizice

(Difrecție de Raze X; măsurători magnetice); metode optice (microscopie optică, catodo luminescență); metode geochimice (*Spectrometria de Fluorescența prin Raze X (XRF)*); metode izotopice; analiza texturală (granulometrie și morfometrie).

### **Perimetrul cercetat – Formațiunea de Șard prin faciesuri și secvențede poziționale**

Formațiunea de Șard, de vârstă Maastrichtian – Priaboniană (Codrea & Dica, 2005), este cunoscută în literatura de specialitate drept: Complexul clastic roșietic (Ilie & Mamulea, 1958); Formațiunea continentală roșie (Dimian & Dimian, 1963); Faciesul clastic roșu (Antonescu 1973); Formațiunea de Bozeș (Bleahu, 1981); Faciesul continental maastrichtian superior (Grigorescu, 1987) și este localizată în apropierea localității Alba Iulia, în localitatea Șard, aflându - se la limita între rama estică a Munților Apuseni de Sud și marginea vestică a Bazinului Transilvaniei (fig.1.).

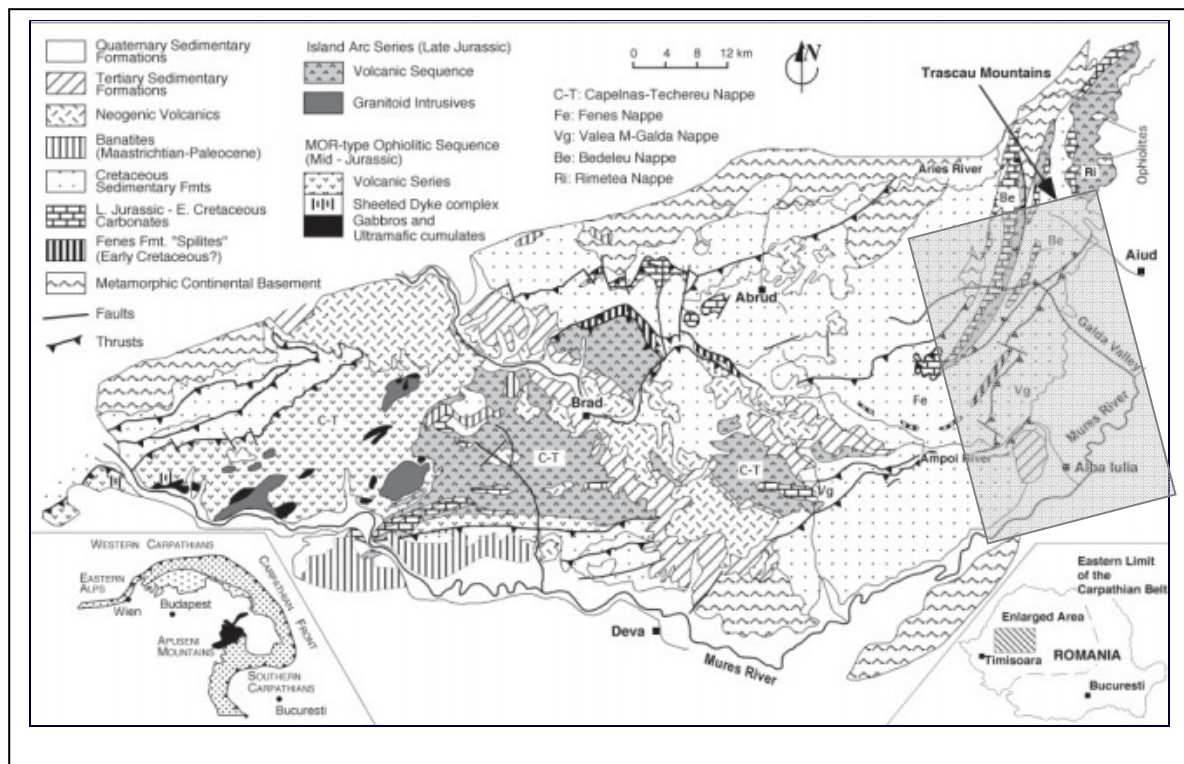


Fig. 1. Localizarea perimetrului de studiu, la limita între Munții Apuseni de sud și Bazinul Transilvaniei (după Saccani, 2001; cu modificări, Nicolae & Saccani, 2003)

În dreptul localității Șard, această formațiune se deschide în două puncte de observație, ambele amplasate pe malul drept al văii Ampoiului. Primul afloriment are o grosime de aproximativ 25 m și o lungime de 75 m iar cel de-al doilea o grosime de aproape 40 m și o

lungime de 60 m (fig.1.). Grosimea reală a acestor depozite este mult mai mare ținând cont de faptul că între cele două puncte de aflorare, se află o porțiune înierbată sub care, din loc în loc sunt decoperțate zone ce conțin aceleași tipuri de faciesuri sedimentare. În alcătuirea formațiunii intră depozite siliciclastice reprezentate de roci ruditice (orto- și paraconglomerate polimictice), roci arenitice (gresii) și roci silto – lutitice (siltite).

Stratele conglomeratice au grosimi care variază între 0,5 – 2,7 m în constituția cărora intră galeți polimictici reprezentați de: fragmente de roci vulcanice (andezite, riolite, dacite, tufuri vulcanice, bazalte), roci metomorifice (șisturi sericitoase, cuarțite, gnaise, filite,) și fragmente de roci sedimentare (radiolarite, calcare cu accidente silicioase, calcare, gresii, microconglomerate și siltite sub formă de galeți moi). Conglomeratele sunt foarte prost sortate și prezintă o matrice arenitic mediu – ruditic fină, de culoare roșietică. Din punct de vedere al structurilor sedimentare se disting conglomerate masive, conglomerate cu stratificație paralelă și conglomerate cu stratificație oblică. Raportul între particule și liant este variabil în succesiune, astfel încât au fost separate atât orto- cât și paraconglomerate.

| Element arhitectural                                   | Cod (Engl) | Asociații de faciesuri | Geometrii, relatii  |
|--|------------|------------------------|---|
| Canale (Channels)                                      | CH         |                        | Lentile și panze ruditice; Baza erozională; galeți moi; aspect concav             |
| Bare ruditice grosiere (gravely bars/ gravel bedforms) | GB         | Gh, Gp; Gcm;           | Corpuri tabulare cu baza erozională, interstratificate cu secvențe de tip SB      |
| Forme de fund (sandy bedforms)                         | SB         | Sh; Sp; Sr             | Panze nisipoase; umpluturi de canal; bare minore;                                 |
| Macroforme de acretie laterala ( point - bar)          | LA         | St; Sp; Sh; Sr; Gp;    | Prisme sau panze nisipoase sau pietrișoase; suprafețe interne de acretie laterala |
| Curgeri gravitationale (sediment gravity flow)         | SG         | Gcm; Gcm               | Panze ruditice  |
| Cuverturi de câmpie aluviala (overbank fines)          | OF         | Fr; P                  | Panze fine cu grosimi variabile; levee, canale de crevasa, conuri de crevasa,     |

Tabel.1. Elemente arhitecturale specifice Formațiunii de Șard, exprimate prin faciesuri și asociații de faciesuri

Stratele arenitice ale Formațiunii Șard au grosimi care variază între 0,3 – 0,7 m. În alcătuirea lor intră gresii litice grosiere, medii și fine, cu particule angulare, subangulare și

subrotunjite. Sortarea materialului arenitic este de la moderat spre bine sortat. Printre structurile interne ale litoanelor arenitice se evidențiază: stratificația paralelă, stratificația oblică sau stratificația încrucișată.

Stratele silto – lutitice sunt reprezentate de siltite masive, lipsite de structuri orientate, de culoare roșu – cărămiziu și roșu gălbui, reprezentând nivele de paleosol. Grosimile stratelor variază între 0,7 – 2m. Spre partea superioară a succesiunii, în masa silto – lutitică sunt prezente bioturbații (urme de rădăcini și crotovine), iar spre partea inferioară noduli carbonatici și un nivel continuu de crustă carbonatică, foarte dură.

În cadrul formațiunii de Șard au fost identificate șapte asociații de faciesuri de ordinul II, care definesc geometrii de corpuri depoziționale (Anastasiu et al, 2007), cu tendința FUS (fining upward sequence), blocky sau CUS (coarsening upward sequence). Au fost semnalate asociații de facies care definesc: canale ruditice și arenitice; bare ruditice; pânze ruditice; lentile / pânze nisipoase; macroforme de acreție laterală – point bar; conuri de crevasă; cuverturi aluviale (tabel1.).

Elementele arhitecturale specifice (de canal, bare longitudinale și laterale, pânze și cuverturi, prisme, lobi și lentile), granulometria predominant ruditică, conturul rotunjit și foarte bine rotunjit al elementelor ruditice, sortarea slabă a depozitelor și caracterul relativ compact, sugerează depozite sedimentare acumulate într-o ambianță continentală, specifică mediului depozițional fluvial împletit.

Multitudinea pânzelor ruditice și suprapunerea lor, în partea inferioară a succesiunii, sugerează un fluviu caracterizat de multiple canale cu sinuozitate mică și curenți cu o energie mare. Depozitele de canal sunt dominate de faciesurile Gp, Gh, asociate cu faciesurile arenitice Sh, Sp, Sr în partea superioară a umpluturii de canal, determinând geometrii FUS. Formele de acreție laterală, (point bar-uri) sunt slab reprezentate la acest nivel. Toate aceste elemente explică existența unui sistem fluvial împletit neregulat.

Spre partea superioară a succesiunii, intervin modificări ale regimului de curgere, astfel încât se trece de la un sistem fluvial împletit neregulat la un sistem fluvial împletit meandrat (Mial, 1985). Pânzele ruditice nu mai sunt reprezentate decât sporadic, acestea fiind înlocuite cu elementele de acreție laterală, faciesurile de canal nisipoase și bare ruditice,

laterale. Sinuozitatea râului este mai mare, curentul prezintă energii intermediare iar canalele multiple se concentrează în canale unice (Mial, 1985). Elementele de acreție laterală sunt mult mai bine pronunțate.

Continuitatea verticală a barelor este întreruptă periodic de momente de liniște depozițională. Aceste discontinuități sunt marcate de strate cu geometrie tabulară cu grosimi relativ mici ale depozitelor silto – lutitice, acumulate după evenimente hidrodinamice importante, în timpul scăderii nivelului de bază al râului. Structura depozitelor silto – lutitice, culoarea roșie, prezența nodurilor carbonatici și a crustelor carbonatice continue, demonstrează instalarea proceselor pedogenetice.

### **Studii sedimentologice și petrografice. Definirea și identificarea ariilor sursă**

Investigarea trăsăturilor texturale ale conglomeratelor din cadrul Formațiunii de Șard au fost realizate urmărind secțiuni verticale deschise în aflorimentele din Valea Ampoului.

Dimensiunile galeților măsurați pe întreaga succesiune sedimentară, variază între 3 și 18 cm. Conform nomenclurii prezentate, galeții se înscriu în clasa granulometrică „pebbles”, cu dimensiuni ruditice medii.

Histograma și curba frecvențelor simple arată un caracter bimodal și trimodal al fracțiilor granulometrice analizate, ceea ce demonstrează prezența unui amestec între materialul ruditic foarte grosier și materialul ruditic fin și cel arenitic, sugerând multiple arii sursă și mecanisme sedimentologice variate (Anastasiu, 2000). Conform curbei frecvențelor cumulate a materialului analizat se observă o tendință de transport a materialului prin tracțiune, ca sarcină de fund (rulare, târâre, alunecare), iar panta puțin înclinată a curbei indică o sortare foarte slabă a materialului acumulat.

În urma calculării parametrilor morfometrici a fost posibilă repartizarea galeților în trei clase morfometrice clasa izometrică 22,32 %, clasa prismatică 76,78 %, și clasa planară 0,89%. Indicele de sfericitate al galeților analizați se înscriu între valorile 0,66 – 1,00. Conform diagramei binare pentru aprecierea valorii indicelui de sfericitate, după Kumbien și diagramei morfometrice a lui Zing (1935), valorile identificate se înscriu în clasele morfometrice prismatică și izometrică. După gradul de rotunjime galeții se înscriu în



categoria morfometrică rotunjit și foarte bine rotunjit. De asemenea s-a putut observa o diferență de contur între galeții carbonatici, care apar izometrici și foarte bine rotunjiți, comparativ cu galeții noncarbonatici (sedimentari și non sedimentari), de obicei prismatici sau planari și cu contur rotunjit. Valorile calculate pentru gradul de alungire al elementelor conglomeratice indică prezența galeților foarte alunșiți, clasa morfometrică dominantă fiind cea cilindrică, argumentează transportul și acumularea acestora într-un mediu depozitional fluviatil.

Elementele ruditice care intră în compoziția conglomeratelor Formațiunii de Șard, sunt rezultatul unor evenimente erozionale penecontemporane cu sedimentarea molasei bazinului Transilvaniei. Majoritatea elementelor participante la formarea conglomeratelor, sunt elemente ruditice cu litologii variate: sedimentară, metamorfică și vulcanică. Gradul mare de rulare al particulelor alogene, precum și dimensiunea ruditică – medie a acestora (4 – 18 cm), exprimă un transport activ pe o distanță apreciabilă, de către un agent de transport a cărui energie a fost suficient de mare astfel încât să le poată rotunji și să poată transporta galeți cu dimensiuni mari (250 mm).

Caracterul polimictic al galeților din compoziția conglomeratelor Formațiunii de Șard au permis evaluarea ariilor sursă ale acestora prin studii de petrologie comparată. În urma analizei petrografice de detaliu efectuată atât pe galeții conglomeratelor Formațiunii de Șard cât și asupra rocilor din perimetrul Munților Trascău, a fost posibilă definirea și identificarea unor potențiale arii sursă.

Elementele ruditice cele mai importante ale conglomeratelor Formațiunii de Șard sunt elementele de natură carbonatică, care includ calcare de o varietate petrografică mare. Ținând cont de vârsta galeților de calcar din conglomeratele de la Șard, s-a putut face o departajare a lor în trei grupe: calcare paleozoice, calcare de vârstă Jurassic Superior (Kimmeridgian – Tithonian) și calcare de vârstă Cretacic Inferior (Berriasian – Valanginian; Baramian – Aptian). În faciesurile conglomeratice de la Șard, galeții carbonatici de vârstă J<sub>3</sub> au densitatea cea mai crescută, ocupând aproximativ 53 % din totalul galeților carbonatici, comparativ cu galeții de vârstă K<sub>1</sub>, cu o participare de 36 %, iar cei paleozoici, 12 %.

Petrotipurile carbonatice identificate în elementele rudite ale conglomeratelor Formațiunii de Șard cât și cele ale rocilor carbonatice din perimetrul Munților Trascău sunt redată în tabelul 2. Ponderea mare a galeților carbonatici cu vârste diferite: paleozoici (11%) și J3-K1 (89%) în cadrul faciesurilor grosiere ale Formațiunii de Șard, dimensiunile lor variabile, sortarea slabă, formele rotunjite și subrotunjite ale acestora, sugerează arii sursă carbonatice relativ apropiate, reprezentate de platforma carbonatică a Munților Trascău

Trebuie amintit însă, ca posibilă arie sursă pentru galeții paleozoici din conglomeratele de la Șard, calcarele marmoreene de la Rapolt (Munții Poiana Ruscă), situate la nord de Mureș (Săndulescu, 1984), care sunt foarte asemănătoare, din punct de vedere petrografic, cu sparstone laminat și sparstone neomogen, fiind complet recristalizate. În actuala configurație, aceste calcare au o suprafață mare de aflorare, nefiind acoperite de depozite sedimentare mezozoice, ci doar de depozite terțiare foarte subțiri, fapt care duce la concluzia că aceste calcare au fost exondate în mezozoic și acoperite parțial cu sedimente terțiare, deci, ar putea constitui o posibilă arie sursă pentru cretacicul superior continental, atât pentru Bazinul Transilvaniei cât și pentru Bazinul Hațeg. În aceste condiții, ar trebui să fie luate în considerare două posibile arii sursă: una dinspre nord, iar cea de-a doua dinspre sud. Însă, deoarece paleocurenții indică direcții de curgere N-S, ariile sursă acceptate pentru galeții de calcar paleozoici din conglomeratele de la Șard, sunt reprezentate de Munții Apuseni, ca arie sursă principală și nu de Munții Poiana Ruscă.

| Nr. Crt. | Petrotipuri specifice galeți carbonatici Șard | Petrotipuri specifice ariilor sursă          | Locație aria sursă       | Unitati stratigrafice in aria sursă                               | Vârsta arie sursă                        |
|----------|---|--|--------------------------|---|--|
| 1.       | Sparstone omogen                              | Sparstone omogen                             | Izvoarele                | Seria de Arada  | Paleozoic                                |
| 2.       | Sparstone laminat                             | Sparstone laminat                            | Izvoarele                | Seria de Arada  | Paleozoic                                |
| 3.       | Sparstone neomogen                            | Sparstone neomogen                           | Izvoarele                | Seria de Arada  | Paleozoic                                |
| 4.       | Grainstone / packstone peloidal – bioclastic  | Grainstone / packstone peloidal – bioclastic | Râmeț<br>Poiana Aiudului | Calcare de Stramberg<br>Olistolite prinse in Formațiunea de Râmeț | J3 – K1<br>Berriasian – Aptian inferior. |
| 5.       | Grainstone /                                  | -  | -                        | -   | -  |

Studiul sedimentologic complex al secvențelor siliciclastice și carbonatice din Formațiunea de Șard, Bazinul Transilvaniei. Reconstituiri paleoambientale.

|     |  |  |                   |   |                               |
|-----|--|--|-------------------|---|-------------------------------|
|     | packstone peloidal                                 |  |                   |   |                               |
| 6.  | Grainstone / packstone intraclastic – bioclastic I | -  | -                 | -   | -                             |
| 7.  | Packstone bioclastic                               | -  | -                 | -   | -                             |
| 8.  | Pakstone / Wackestone peloidal – intraclastic      | Pakstone / Wackestone peloidal – intraclastic      | Cheile Vălișoarei | Calcare de Stramberg                      | J3 – K1                       |
| 9.  | Mudstone/ Wackestone peloidal bioclastic           | Mudstone/ Wackestone peloidal                      | Râmeț             | Calcare de Stramberg                      | J3 – K1                       |
| 10. | Mudstone bioclastic cu cuarț bipiramidal           | -  | -                 | -   | -                             |
| 11. | Grainstone/ packstone intraclastic – bioclastic II | Grainstone/ packstone intraclastic – bioclastic II | Valea Manastirii  | Stratele cu Aptichus                      | Oxfordian - Aptian            |
| 12. | Grainstone/Packstone intraclastic                  | Grainstone/Packstone intraclastic                  | Valea Manastirii  | Stratele cu Aptichus                      | Oxfordian - Aptian            |
| 13. | Rudstone intraclastic – bioclastic                 | Rudstone / foatstone intraclastic – bioclastic     | Cheile Vălișoarei | Calcare de Stramberg                      | J3 – K1                       |
| 14. | Biocementstone cu spongieri                        | -  | -                 | -   | -                             |
| 15. | Framestone cu spongieri                            | -  | -                 | -   | -                             |
| 16. | Bafflestone  | -  | -                 | -   | -                             |
| 17. | Framestone cu corali silicifiat                    | -  | -                 | -   | -                             |
| 18. |  | Bindstone  | Poiana Aiudului   | Olistolite prinse în Formațiunea de Râmeț | Berriasian – Aptian inferior. |
| 19. |  | Packstone bioclastic (cu numuliți)                 | Geomal            | Stratele cu Nummulites fabiani            | Priabonian                    |

Tabel 2. Petrotipuri carbonatice identificate în cadrul elementelor ruditice ale Formațiunii de Șardși în perimetrul Munților Trascău

Petrotipurile noncarbonatice identificate în elementele ruditice ale conglomeratelor Formațiunii de Șard cat și cele ale rocilor carbonatice din perimetrul Munților Trascău sunt redate în tabelul 3. Riolitele și piroclastitele (tuf vitro – cristaloclastic și tuf cristalolitic) pot proveni din centura banatitica magmatică și metalogenetică (BMMB) (Berza et al., 1998; Ciobanu et al., 2002), care, deși este reprezentată în momentul actual, în Munții Apuseni, de corpuri de adâncime mare și medie, cu o compoziție grano-dioritică (Berza, 1998), pentru momentul K2, este foarte posibil să fi existat și produse de suprafață, respectiv roci vulcanice care au fost înlăturate prin eroziune, în perioada Terțiară, când întreaga regiune era exondată. O dovadă în plus ar fi prezența andezitelor care aflorază sporadic în Munții Apuseni de Sud și prezența formațiunii vulcano – sedimentare, compusă din: curgeri riolitice și andezitice, aglomerate andezitice și tufuri cu ocurență în aria Densuș – Ciula, din Bazinul Hațeg, care aparțin aceleiași provincii magmatice (Berza et al., 1998). Elementele vulcanice ale conglomeratelor Formațiunii de Șard au o proveniență asociată banatitelor din Munții Apuseni de Sud și / sau Munților Poiana Ruscă.

Pentru clastele metamorfice posibile arii sursă ar fi Munții Apuseni și Munții Șureanu, în cadrul cărora se separă: (a) *seria cristalină de Sebeș – Lotru* (Munții Șureanu), situată la sud față de Șard, în care sunt documentate varietăți de gnais cu mica și gnais cu granat și epidot (Medaris, 2003); (b) *seria de Cumpăna* (nordul Munților Șureanu), în care se gasește unitatea gnaiselor dacidelor mediane cu ocurențe pentru micașisturi, gnaise cu biotit, gnaise albitice și gnaise cuarțo – feldspatice (Medaris, 2003). (c) *seria de Baia de Arieș*, situată la nord-vest față de Șard, care conține șisturi și gnaise cu granați, filite, micașisturi și marmure masive (Lupu et al., 1976; Dallmeyer, 1999; Pană & Balintoni, 2000; Pană et al., 2002). (d) *Seria de Someș*, situată la nord – est față de Șard, are în alcătuirie gnaise, gnaise cu granat și epidot, micașisturi (Dallmeyer, 1999 Pană & Balintoni, 2000; Pană et al., 2002); (e) *Seria de Vidolm* situată la nord vest de Șard, conține șisturi și gnaise cu granați, filite, micașisturi (Lupu et al., 1976).

În același timp nu poate fi neglijată ipoteza unor surse indirecte cum ar fi erodarea unor conglomerate de vârstă cretac inferior sau chiar mai vechi, permian - triasic inferior, din Munții Apuseni.

| Domeniul          | Petrotipuri specifice galeți noncarbonatici Șard | Petrotipuri in aria sursa                 | Locație aria sursă               | Serie                        |
|-------------------|--|---|----------------------------------|------------------------------|
| <b>Metamorfic</b> | Gnais cu granați și epidot                       | -   |                                  |                              |
|                   |  | Gnais albitic                             | Piatra Bulzului                  | Seria de Someș               |
|                   | Micașist   | Micașist                                  | Valea Geoagiu                    | Seria de Someș               |
|                   | Metasomatit silicios                             | -   |                                  |                              |
|                   | Filit  | -   |                                  |                              |
| <b>Vulcanic</b>   | Andezit cu piroxeni                              | Andezit cu piroxeni                       | Râmetea                          | Seria magmatitelor mezozoice |
|                   | Andezit cu piroxeni și amfiboli                  | Andezit cu piroxeni și amfiboli           | Râmetea                          | Seria magmatitelor mezozoice |
|                   | -  | Andezit cu biotit, hornblendă și amfiboli | Piatra Bulzului                  | Seria magmatitelor mezozoice |
|                   | Riolit   | -   |                                  |                              |
|                   | Tuf vitro – cristaloclastic                      | -   |                                  |                              |
|                   | Tuf cristalo – litoclastic                       | -   |                                  |                              |
|                   | -  | Trahit                                    | Piatra Bulzului<br>Valea Geoagiu | Seria magmatitelor mezozoice |
|                   | -  | Sienit microgranular                      | Cheile Râmețului                 | Seria magmatitelor mezozoice |

Tabel 3. Petrotipuri noncarbonatice identificate in cadrul elementelor ruditice ale Formațiunii de Șardși în perimetrul Munților Trascău

### Indicatori paleoclimatici. Corelarea cu Bazinul Hațeg

Orizonturile pedogenetice ale Formațiunii de Șard, au constituit cheia reconstituirii condițiilor paleoclimatice și paleoambientale, la limita Cretacic Superior (Maastrichtian) / Paleogen, pe marginea vestică a Bazinului Transilvaniei.

Măsurătorile granulometrice aplicate asupra orizonturilor pedogenetice relevă variații granulometrice de la arenit foarte fin la silt, însă clasa granulometrică dominantă este silt mediu. Ținând cont de faptul că paleosolurile fac parte din faciesurile fine ale formațiunii,

depuse într-o ambianță fluviatilă, granulometria ar putea fi expresia procesului depozițional decât a celui pedogenetic. Procesele pedogenetice sunt bine reflectate prin asociația mineralogică, dominate de smectit, urmată de vermiculite, ilit și caolinit. Toate aceste minerale argiloase sunt foarte sensibile la condițiile climatice, iar prezența lor în cadrul orizonturilor pedogenetice exprimă procese intense de pedogeneză pe un substrat parental dominat de elemente vulcanice și metamorfice. Acest fapt este confirmat și de apariția oxizilor de fier, respectiv a hematitului nanometric, a ilmenitului și magnetitului care imprimă un răspuns magnetic pozitiv nivelurilor de paleosol

Există o legătură strânsă între granulometria înregistrată, tipul mineralelor argiloase dezvoltate în orizonturile pedogenetice și paleoclimă. Granulometria mai fină este bine corelată cu creșterea concentrației de ilit și kaolinit, fapt explicat de prezența unui climat dominat de precipitații, care au permis instalarea proceselor de pedogeneză, în urma cărora au avut loc modificări granulometrice ale materialului parental și oxidarea puternică a materiei organice prezente în paleosol, care va controla precipitarea kaolinitului și ilitului, dar mai ales a ilitului. Pentru orizonturile în care domină granulometria mai grosieră, mineralul argilos principal este smectitul, a cărui formare nu necesită precipitații abundente. În acest caz, procesele pedogenetice sunt mai slabe, materialul parental suferind transformări moderate. Un argument în plus ar fi scăderea concentrației de kaolinit. Hematitul observat în urma măsurătorilor magnetice, are un caracter nanometric, fapt care este tipic pentru paleosoluri bine drenate formate în climat cald, cu alternanțe umed/uscat.

Abundența hematitului și lipsa magnetitului arată că procesele de pedogeneză au existat în întreaga succesiune și tot magnetitul a fost transformat. Spre deosebire de hematit, care preferă climate calde și umede, goethitul nu este un mineral esențial în studiile de climatologie, el preferă pentru formare, climatele temperate (Thompson & Oldfield, 1986), însă poate să precipite ușor, alături de hematit și lepidocrocit și în alte condiții climatice, în medii suficient de oxidante.

Ținând cont de variația granulometrică pe verticală, a orizonturilor pedogenetice, coroborată cu asociația mineralogică, se poate afirma că în istoria sedimentologică a formațiunii de Șard au existat două momente caracterizate de un climat subtropical umed, în care granulometria este dominant fină iar mineralul argilos principal este kaolinitul și trei

momente caracterizate de climat subtropical arid, în care granulometria este mai grosiera iar ca mineral argilos principal apare smectitul (fig.2).

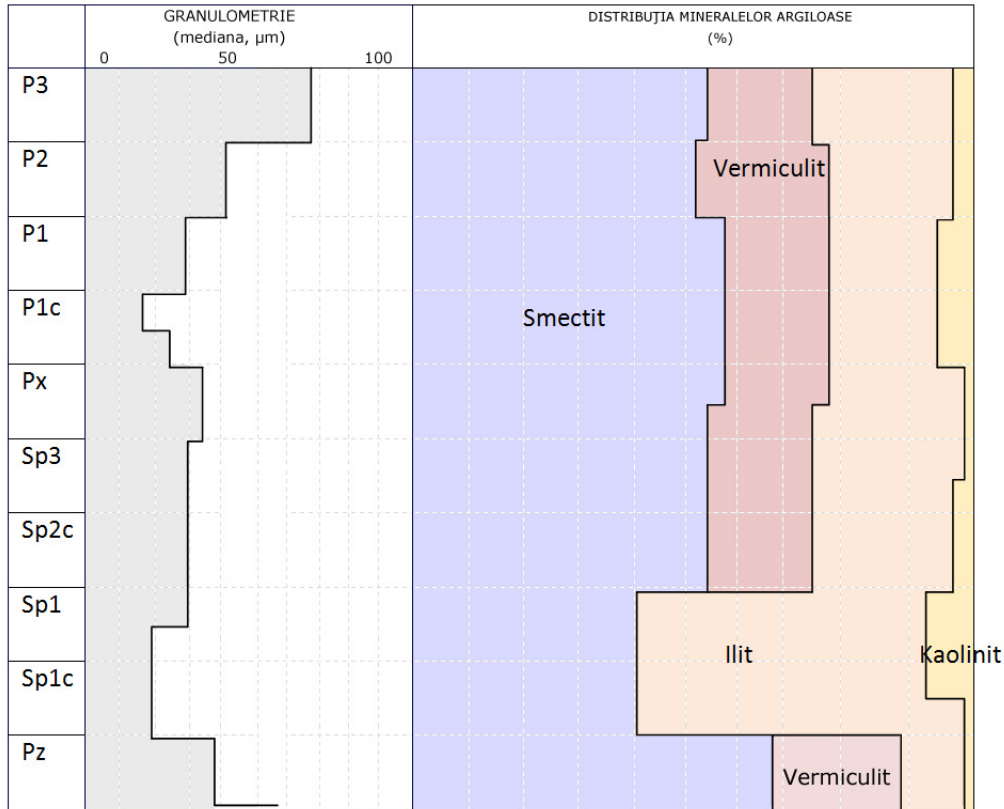


Fig.2. Corelare între variația granulometrică și distribuția principalelor minerale argiloase din probele de paleosol.

Conform asociației mineralogice prezentate mai sus (smectit, vermiculit, kaolinite, illite și hematite), orizonturile pedogenetice identificate în cadrul Formațiunii de Șard, sunt rezultatul unui climat subtropical, care a afectat un material parental siliciclastic, bogat în litoclaste vulcanice (tufuri, andezite, bazalte) și metamorfice (gnaisse, micașisturi) (Moore & Reynolds, 1997).

Tabel 4. Caracteristici granulometrice, mineralogice, microscopice și magnetice ale orizonturilor pedogenetice ale Formațiunii de Șard.

| Nivel paleosol | Orizont pedogenetic | Bioturbați<br>i | Macrostructuri          | Microstructuri                      | Granulome-<br>-trie | XRD   | suscepribilitate<br>magnetica (m3kg-1) | Interpretare                 |
|----------------|---------------------|-----------------|-------------------------|-------------------------------------|---------------------|---|--|------------------------------|
| <b>P3</b>      | Bt                  |                 | structuri pătate difuze | microfacies sepic - skelsepic       | arenit foarte fin   | smectit, vermiculit, ilit; caolinit, cuarț, feldspat, calcit, hematit                                 | 1.35E-07 hematit                       | vertisol                     |
| <b>P2</b>      | A                   | xx              | structuri pătate        | aglomeroplasmic; asepic - silasepic | silt grosier        | smectit, vermiculit, ilit; caolinit, cuarț, feldspat, calcit, dolomit, goethit, hematit, lepidocrocit | 2.17E-07 hematit:                      | Vertisol – oxisol            |
| <b>P1</b>      | Bk                  |                 | noduli carbonatici      | microfacies asepic - calcisepic     | silt fin            | smectit, vermiculit, ilit; caolinit, cuarț, feldspat, calcit, hematit                                 | 1.26E-07 hematit                       | Vertisol – oxisol - calcisol |
| <b>P1c</b>     | Bk                  |                 | noduli carbonatici      | microfacies asepic - calcisepic     | silt mediu          | smectit, vermiculit, ilit; caolinit, cuarț; feldspat, calcit, goethit, hematit                        | 1.08E-07 hematit                       | Vertisol – oxisol - calcisol |
| <b>Px</b>      | Bt                  |                 |                         | microfacies sepic - skelsepic       | silt mediu          | smectit, vermiculit, ilit; caolinit, cuarț, feldspat, calcit, hematit                                 | 1.56E-07 hematit                       | vertisol                     |
| <b>Sp3</b>     | Bt                  |                 |                         | microfacies sepic - skelsepic       | silt grosier        | smectit, vermiculit, ilit, caolinit, cuarț, feldspat, calcit, hematit                                 | 1.01E-07 hitemat                       | vertisol                     |
| <b>Sp2c</b>    | K                   |                 | crusta carbonatica      | microfacies asepic - calcisepic     | silt mediu          | smectit, vermiculit, ilit, caolinit, cuarț, feldspat, calcit, hematit                                 | 1.46E-07                               | calcisol                     |



|             |    |                    |                                 |              |   |          |                     |                     |
|-------------|----|--------------------|---------------------------------|--------------|---|----------|---------------------|---------------------|
| <b>SP1</b>  | Bk | Noduli carbonatici | microfacies asepic - calcisepic | silt mediu   | smectit, ilit, caolinit, cuarț, feldspat, calcit, hematit             | 1.73E-07 | hematit             | Vertisol – calcisol |
| <b>SP1c</b> | Bk | Noduli carbonatici | microfacies asepic - calcisepic | silt mediu   | smectit, ilit, caolinit, cuarț, feldspat, calcit, hematit             | 1.38E-07 | hematit;<br>ilmenit | Vertisol - calcisol |
| <b>Pz</b>   | Bt |                    | microfacies sepic - skelsepic   | silt grosier | smectit, vermiculit, ilit, caolinit, cuarț, feldspat, calcit, hematit | 6.39E-07 | hematit; magnetit   | Vertisol - oxisol   |

Toate aceste aspecte sugerează un paleosol de tip vertisol - oxisol și o tranziție între vertisol - oxisol și vertisol – calcisol, după clasificarea FAO (1988) și USDA (Soil Survey Staff, 1975, 1998).

Datorită trăsăturilor tipice pe care le prezintă, paleosolurile Formațiunii de Șard au putut fi comparate și cu alte formațiuni maastrichtiene situate în perimetrele învecinate, care conservă strate roșii, respectiv: Formațiunea de Vurpăr (Bazinul Transilvaniei), Formațiunea Densuș Ciula, Formațiunea de Sânpetru (Bazinul Hațeg) studiate și descrise în detaliu de autori precum: Bojar, Codrea, Csiki, Dica, Grigorescu, Melinte, Pană, Therrien, Van Itterbeek. Au fost găsite similarități între Formațiunea de Șard și membrul mijlociu al Formațiunii Densuș Ciula, Formațiunea Sânpetru și Formațiunea Vurpăr, care prezintă trăsături comune cu cele ale paleosolurile Formațiunii de Șard (tabel 5).

Ca și în cazul celor trei formațiuni amintite de Therrien, reconstrucția paleoambientală plasează orizonturile pedogenetice ale Formațiunii de Șard, în cadrul câmpiilor aluviale, alcătuite din paleosoluri de tip *vertisol* și o tranziție între *vertisol - oxisol* și *vertisol – calcisol*, formate pe terenuri plate, la baza pantelor, în condiții climatice subtropicale semiaride spre aride, cu vegetație predominant ierboasă (tabel 5.). Orizonturile pedogenetice caracterizate de prezența nodulilor carbonatici și a crustelor carbonatice fac parte din categoria *calcisolurilor*, dezvoltate în condiții climatice aride spre semiaride, în care evapotranspirația excede rata de precipitații, iar carbonatul de calciu poate fi ușor precipitat sub forma unor noduli carbonatici sau a unor cruste carbonatice continue (Retallack, 2001).

Pentru momentul maastrichtian – priabonian, solurile erau saturate cu apă ocazional, pe parcursul unui an, însă niciodată atât de mult timp, încât să se formeze orizonturi gleice (Daniels, 1971), care lipsesc atât în cadrul formațiunilor maastrichtiene ale Bazinului Hațeg, cât și în cadrul Formațiunii de Șard (tabel.5.). Scurtele perioade de saturare a spațiului interstițial cu fluide sunt legate fie de precipitațiile abundente, fie de fluctuații ale nivelului hidrostatic, care conduc la alternanța condițiilor oxidoreducătoare, evidențiate de altfel, prin analiza de catodoluminescență. Prezența nodulilor carbonatici și a intercreșterilor feruginoase sunt mărturia neregularității paleoprecipitațiilor în climatul maastrichtian – priabonian, când alternau condițiile climatice secetoase cu cele ploioase.

Tabel 5.Trăsături caracteristice comune ale formațiunilor sedimentare maastrichtiene din Bazinul Hațeg și Bazinul Transilvaniei

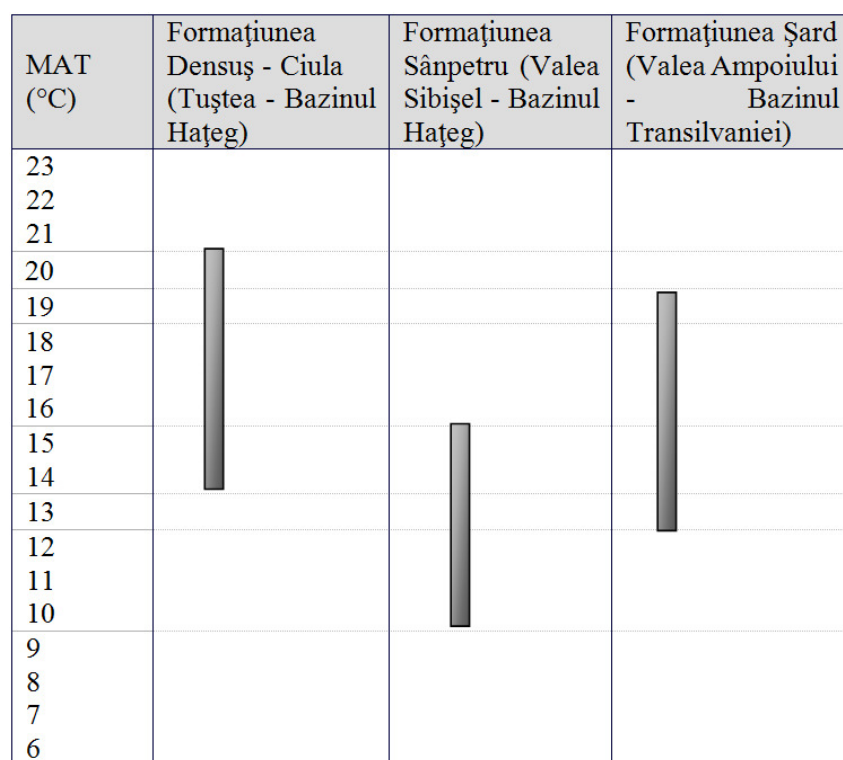
|  | <b>Formațiunea Densuș – Ciula</b>   | <b>Formațiunea de Sânpetru</b>  | <b>Formațiunea Vurpăr</b>   | <b>Formațiunea de Șard</b>  |
|--|---|---|---|---|
| <b>Vârstă</b>                                  | Maastrichtian (Bojar et al., 2010)  | Maastrichtian inferior - Maastrichtian mediu (Therrien, 2006; Bojar et al., 2010)   | Maastrichtian (Codrea&Dica, 2005)   | Maastrichtian - Priabonian (Codrea&Dica, 2005)  |
| <b>Localizare</b>                              | Bazinul Hațeg in partea nord – vestică, in apropierea localității Tuștea (Bojar et al., 2010)   | Bazinul Hațeg – partea centrală și sudică, Valea Sibișel (Bojar et al., 2010)   | Bazinul Transilvaniei – în apropierea satului Vurpăr (Therrien, 2005; Codrea & Dica, 2005; Codrea et al., 2010)                       | Bazinul Transilvaniei – Valea Ampoiului   |
| <b>Depozite sedimentare caracteristice</b>     | Membrul superior - depozite vulcanoclastice grosiere intercalate cu marne lacustre; Membrul mijlociu - depozite continentale reprezentate de paraconglomerate și gresii intercalate cu siltite / argile de culoare roșie; Membrul inferior -depozite vulcanoclastice (Bojar et al., 2010) | Membrul superior - depozite continentale compuse din conglomerate polimictice; Membrul inferior alternanțe de gresii și siltit / argile roșii/cenușiu - verzui (Therrien, 2006; Bojar et al., 2010) | Depozite sedimentare continentale compuse din conglomerate polimictice, gresii și siltite roșii (Therrien, 2005; Codrea et al., 2010) | Depozite sedimentare continentale, compuse din para- si ortoconglomerate polimictice intercalate cu gresii fine-grosiere si siltite roșii |
| <b>Structuri sedimentare</b>                   | Stratificații oblic tabulare; stratificații paralele;   |   | Stratificații oblic tabulare; imbricații  | Stratificații paralele; stratificații oblic tabulare; stratificații încrucișate; imbricații;  |
| <b>Direcții de curgere ale paleocurenților</b> | Tendința de curgere către Nord  | Tendința de curgere către Nord - Nord Est   | Tendința de curgere către Sud   | Tendința de curgere către Sud   |

|  |  |   |  |  |
|--|--|---|--|--|
| <b>Caracteristici ale paleosolurilor</b>                     | Orizonturi pedogenetice: Bw; Bk; Bt; Abk; C; noduli carbonatici; bioturbații; anvelope argiloase; anvelope feruginoase; slab drenate | Orizonturi pedogenetice: Bk, Bw, BC, Bg, abundența nodulilor carbonatici mici; bioturbații;                                   | Orizonturi BAK, Bk, Bkt, Bw, C; ; noduli carbonatici mici; urme de rădăcini de plante; bioturbații; structuri pătate absente; moderat - bine drenate | Orizontul Bk; Bt; K; noduli carbonatici mici; cruste carbonatice larg dezvoltate; urme de rădăcini de plante; bioturbații; structuri pătate mici, neregulate, difuze; moderat - bine drenate |
| <b>Caracteristici microscopice ale nodulilor carbonatici</b> | Mase micritice cu filamente sparitice; intercreșteri feruginoase   | Masa micritica cu filamente sparitice. Intercreșteri feruginoase ocazionale; anvelope microsparitice in jurul granoclastelor. | Mase micritice cu foarte rare filamente sparitice și microsparitice; intercreșteri feruginoase;  | Mase micritice cu filamente sparitice și microsparitice; intercreșteri feruginoase; anvelope microsparitice in jurul granoclastelor.   |
| <b>Asociația mineralogică din paleosoluri</b>                | Smectit; Ilit; Caolinit; calcit; hematit (Bojar et al., 2005)  | Smectit; Ilit; Clorit; calcit (Bojar et al., 2005)  | Smectit; calcit  | Smectit; Vermiculit; Ilit; Caolinit; Clorit; Calcit; Hematit; Goethit  |
| <b>Tipuri de sol</b>   | Calcisol – oxisol  | Calcisol; Vertisol  | Vertisol   | Vertisol - calcisol; Vertisol - Oxisol   |
| <b>Sistem depozițional</b>                                   | Fluviatil împletit   | Fluviatil împletit (sinuozitate mică a râului)  | Fluviatil împletit (sinuozitate mică a râului)   | Fluviatil împletit - neregulat (sinuozitate mică a râului); fluviatil împletit - meandrat (sinuozitate mare a râului)  |
| <b>Climat</b>  | Subtropical umed/arid  | Subtropical umed/arid   | Subtropical arid   | Subtropical umed / arid  |
| <b>Indicatori paleoclimatici MAT</b>                         | 14 – 20 °C   | 10 – 16 °C  | 11,5 – 11,7 °C   | 13 – 19 °C   |

Paleotermometria izotopică înregistrată pentru perimetrul Șard, indică temperaturi medii anuale, cu valori cuprinse între 13,73°C și 19,55°, valori care sunt bine corelabile cu paleotemperaturile medii anuale estimate pentru Bazinul Hațeg.

În zona Bazinului Hațeg, formațiunile maastrichtiene, analizate prin paleotermometrie izotopică, sunt Formațiunea de Sânpetru și Formațiunea Densuș Ciula (membrul mijlociu) (Bojar et al., 2005; Bojar et al., 2010)

Paleotemperaturile medii anuale (MAT) calculate pe baza compoziției izotopilor stabili din nodulii carbonatici prezenți în orizonturile pedogenetice investigate în cadrul formațiunilor terigene ale Bazinului Hațeg, au valori cuprinse între 14 – 20 °C pentru Formațiunea Densuș Ciula (Cariera Tuștea) (Bojar et al., 2010) și 10 – 16 °C pentru Formațiunea Sânpetru (Valea Sibîșel) (Bojar et al., 2010), corelabile cu temperaturile de 13 – 19 °C calculate pentru Formațiunea Șard, Bazinul Transilvaniei (tabelul.6.).



Tabel 6. Corelarea paleotemperaturilor medii anuale estimate pentru Bazinul Transilvaniei (Fm. Șard) cu paleotemperaturile medii anuale estimate pentru Bazinul Hațeg (Formațiunea Sânpetru și Formațiunea Densuș – Ciula, membrul mijlociu)

Caracteristicile structural - texturale, mineralogice, petrografice, geochemice ale orizonturilor pedogenetice din cadrul Formațiunii de Șard sunt foarte asemănătoare cu cele ale orizonturilor pedogenetice din ariile sedimentare de vârstă maastrichtiană, situate relativ

aproape de aceasta (Formațiunea Vurpăr, Formațiunea Densuș - Ciula, Formațiunea de Sânpetru). Deci, se poate afirma că pentru perioada de timp Cretacic superior (Maastrichtian), regimul paleoclimatic ce caracterizează marginea vestică a Bazinului Transilvaniei corespunde cu cel din Bazinul Hațeg. Paleoclimatul pentru cele două bazine este subtropical, cu alternanța perioadelor secetoase cu a celor ploioase și cu temperaturi medii anuale cuprinse între 10 – 20 °C. Un astfel de climat și materialul parental bogat în elemente de natură vulcanică și metamorfică au favorizat dezvoltarea paleosolurilor de tip vertisol, cu subtipurile vertisol - calcisol și vertisol – oxisol.

## **Concluzii**

Formațiunea de Șard, situată în apropierea localității Alba Iulia, pe rama sud – vestică a Bazinului Transilvaniei este alcătuită din depozite sedimentare siliciclastice depuse într-o ambianță continentală, specifică sistemului depozițional fluviatil împletit. Faciesurile sedimentare identificate în cadrul acestei formațiuni sunt reprezentate de orto- și paraconglomerate polimictice, gresii și siltite roșii.

Din punct de vedere granulometric galeții conglomeratelor de la Șard fac parte din clasa ruditelor medii. Histograma și curba frecvențelor simple arată un caracter bimodal al fracțiilor granulometrice analizate, ceea ce sugerează un amestec între materialul ruditic și cel arenitic, sugerând multiple arii sursă și mecanisme sedimentologice variate. Analiza morfometrică definitivează caracterizarea texturală a particulelor componente ale secvențelor conglomeratice din Formațiunea de Șard. Valorile calculate indică prezența galeților alungiți și foarte rotunjiți.

Caracterul polimictic al galeților din compoziția conglomeratelor Formațiunii de Șard au impus evaluarea ariilor sursă ale acestora prin studii de petrologie comparată. În urma analizei petrografice de detaliu efectuată atât pe galeții conglomeratelor Formațiunii de Șard cât și asupra rocilor din perimetrul Munților Trascău, a fost posibilă definirea și identificarea unor potențiale arii sursă. Rocile analizate au fost grupate în elemente carbonatice și elemente noncarbonatice. În cadrul elementelor ruditice carbonatice au putut fi separate calcare de vârstă paleozoică, calcare jurasic superioare și calcare cretacice.

Elementele noncarbonatice prinse în conglomeratele de la Șard sunt diverse și sunt reprezentate de litoclaste vulcanice (andezite cu piroxeni și amfiboli, andezite cu piroxeni; riolite; tuf cristalo – litoclastic; tuf vitro – cristaloclastic) și litoclaste metamorfice (gnaise cu granați și epidot; micașist; metasomatite silicioase; filite).

Structurile oblic stratificate, stratificațiile încrucișate și imbricațiile galeților, conservate în depozitele de canal ale Formațiunii de Șard, au permis determinarea direcției de curgere a paleocurenților cu tendință generală de curgere pe direcția NW – SE, ceea ce demonstrează existența unor arii sursă care alimentează bazinul de la nord – nord vest.

Analiza granulometrică efectuată pe nivelurile de paleosol ale Formațiunii de Șard arată un caracter bimodal al fracțiilor granulometrice analizate, ceea ce sugerează un amestec între materialul primar (arenitic – grosier- siltic) și materialul modificat pedogenetic (silt fin – lutit). Analiza mineralogică a probelor de paleosol din Fm. Șard a identificat prezența a două grupe de minerale distincte: mineralele argiloase (reprezentate de un amestec între smectite (ca fracție dominantă), vermiculit, illit, caolinit și clorit) și minerale nonargiloase (oxizi și hidroxizi de Fe (hematite, goethite, lepidocrocit), cuarț, feldspat, calcit, dolomit), minerale tipice unui climat cald în care alternează perioadele aride cu cele umede.

Conform asociației mineralogice orizonturile pedogenetice identificate în cadrul Formațiunii de Șard, sunt rezultatul unui climat subtropical, care a afectat un material parental siliciclastic, bogat în litoclaste vulcanice (tufuri, andezite, bazalte) și metamorfice (gnaise, micașisturi). Toate aceste aspecte sugerează un paleosol de tip vertisol - oxisol și o tranziție între vertisol - oxisol și vertisol – calcisol.

Formațiunea de Șard, prin faciesuri și asociații de faciesuri și prin tipuri de paleosol, a fost comparată cu formațiuni maastrichtiene situate în perimetrele învecinate, care conservă strate roșii, respectiv: Formațiunea de Vurpăr (Bazinul Transilvaniei), Formațiunea Densuș – Ciula și Formațiunea de Sânpetru (Bazinul Hațeg). Trăsăturile mineralogice, structural – texturale, petrografice, magnetice și geochemice comune, plasează formațiunile roșii continentale din Bazinul Transilvaniei și din Bazinul Hațeg, pentru perioada maastrichtiană, într-un paleoclimat subtropical, caracterizat de temperaturi medii anuale cuprinse între 10 - 20

°C și intensități diferite ale precipitațiilor, care controlează dominanța smectitelor în perioadele secetoase și a ilitului și caolinitului în perioadele umede.

## **Bibliografie**

Amiot, R. 2004. Latitudinal temperature gradient during the Cretaceous Upper Campanian- Middle Maastrichtian: A record of continental vertebrates. *Earth and Planetary Science Letters*. 226, 255- 272

Anastasiu, N., Popa, M., Roban, R.D., 2007. Sisteme depozitionale. Analize secvențiale în Carpați și Dobrogea. Editura Academiei Române, 606 p.

Bojar, A. V. 2005. Palaeoenvironmental interpretation of dinosaur and mammal-bearing continental Maastrichtian deposits, Hațeg Basin, Romania. *Geological Quarterly*. 49(2), 205- 222.

Bojar, A. V. 2010. Stable isotope distribution in Maastrichtian vertebrates and paleosols from the Hațeg Basin, South Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 293, 329- 342

Codrea, V., Dica, P., 2005. Upper Cretaceous–Lowermost Miocene lithostratigraphic units exposed in Alba Iulia-Sebes, Vintu de Jos area (SW Transylvanian basin), *Studia Univ. Babeș-Bolyai Geol.* 50 (1–2) (2005) 19–26

Dallmeyer, R.D., Pana, D.I., Neubauer, F. and Erdmer, P. 1999. Tectonothermal evolution of the Apuseni first data on the alteration and related mineralization, *C. R. Geoscience* 335 (2003) 671–680.

Flügel, E., 2004. *Microfacies of carbonate rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer Berlin Heidelberg New York, 976 p.

Ianovici V., Borcos M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dumitrescu R., Savu H., 1976. *Geologia Munților Apuseni*, Editura Academiei Republicii Socialiste România, 631p.

Meline-Dobrinescu, M. C. 2010. Late Cretaceous carbon and oxygen isotope stratigraphy, nannofossil events and paleoclimate fluctuation in the Hațeg area (SW Romania). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 293, 295- 305

Neubauer F., Lips A., Kouzmanov K., Lexa J., 2005. Subduction, slab detachment and mineralization: The Neogene in the Apuseni Mountains and Carpathians, *Ore Geology Reviews* 27 (2005) 13–44



Panaiotu, G.C., Panaiotu C., 2010. Paleomagnetism of the Upper Cretaceous Sânpetru Formation (Hațeg Basin, South Carpathians). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 293, 343- 352.

Proust, J.N., Hosu, A., 1996. Sequence stratigraphy and paleogene tectonic evolution of the Transylvania Basin (Romania, eastern Europe). *Sedimentary Geology*. 105, 117- 140

Roșu E. et al., 2004. Extension related Miocene calc – alkaline magmatism in the Apuseni Mountains, Romania: Origin of magmas. *Schweizerische Mineralogische und Mitteilungen* 84, 153 – 172, 2004

Saccani, E., Nicolae, I. and Tassinari, R., 2001. Tectono magmatic setting of the Jurassic ophiolites from the South Apuseni Mountains (Romania): petrological and geochemical evidence. *Ofioliti* 26, 9–22.

Săndulescu, M., 1988. Cenozoic tectonic history of the Carpathians. In Royden, L., Horváth, F. (Eds.), *The Pannonian Basin: a study in basin evolution*. AAPG Membranes 45, pp. 17–25.

Schmid, S.M., Bernoulli, D., Matenco, L., 2007. The Alps-Carpathians-Dinarides-connection: a correlation of tectonic units, *Swiss Journal of Geosciences*: March 21 2007.

Seghedi I., 2004. Geological evolution of the Apuseni Mountains with emphasis on the Neogene magmatism – a review – *Guidebook of the International Field Workshop of IGCP, project 486, Alba Iulia, Romania, 31 aug. – 7 sept. 2004*.

Sheldon, N.J., Tabor, N.J., 2009. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth Science Reviews*, 95, 1 - 52. Sheldon, N. D. 2009. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth Science Reviews* 95, 1- 52

Therrien, F., 2006. Depositional environments and fluvial system changes in the dinosaur-bearing Sânpetru Formation (Late Cretaceous, Romania): Post- orogenic sedimentation in an active extensional basin. *Sedimentary Geology*. 192, 183- 205

Thompson, R., Oldfield, F., 1986. *Environmental Magnetism*. Allen & Unwin (Publishers) Ltd, 219 p.

Drd. Izabela Mariș

Coordonator științific:

**Prof. Dr. Nicolae Anastasiu**

M.C. Academia Română