

Universitatea București
Facultatea de Geologie și Geofizică
Departamentul de Mineralogie



**Evoluția diagenetică a secvențelor clastice asociate formațiunilor de vârstă
Miocen inferior-mediu din pânza Subcarpatică a zonei Vrancea
(Carpații Orientali)**

Teză de doctorat
Rezumat

Doctorand:

MARIA-LIDIA NUȚU

Coordonator științific:

Prof. dr. **NICOLAE ANASTASIU**
Membru corespondent al Academiei Române

2012

INTRODUCERE (OBIECTIVE ȘI METODE)

Evoluția rocilor siliciclastice din cuprinsul pânzei Subcarpatice privită prin prisma diagenezei și a circulației fluidelor în zonele de falii este puțin cunoscută. De aceea, acest studiu încearcă să folosească procesele diagenetice și rolul fluidelor pentru a preciza evoluția sin- și post-depozițională a depozitelor arenitice Miocen inferior-meniu, din zona Vrancea.

În acest scop s-au urmărit atingerea unor obiective ce au vizat: 1) Identificarea asociațiilor de faciesuri prezente în rocile arenitice expuse în cuprinsul pânzei Subcarpatice prin prisma identificării tipurilor de fluide care au influențat începutul diagenezei; 2) Stabilirea principalelor petrotipuri întâlnite în formațiunile sedimentare de vârstă Miocen inferior și mediu pentru a putea observa influența mineralogiei asupra proceselor diagenetice; 3) Evoluția diagenetică a gresiilor pornind de la identificarea efectelor proceselor diagenetice și stabilirea evoluției temporale a acestora; 4) Caracterizarea geochemică a fazelor mineralogice precipitate pe fisuri și în zonele de falii în vederea determinării compoziției și sursei fluidelor, urmând apoi integrarea lor în modelul evolutiv al formațiunilor sedimentare, și 5) Elaborarea unui model diagenetic pentru formațiunile siliciclastice a pânzei Subcarpatice.

În atingerea acestor obiective am utilizat o serie de metode cum ar fi: microscopie optică pe secțiuni subțiri și amprente pe celuloză, reacții de colorare, catodoluminescență și fluorescență. Pentru un aport suplimentar de informații am aplicat și metode mai complexe, de genul: spectrometrie în fluorescență de raze X, izotopi stabili ai ^{13}C și ^{18}O , izotopi radioactivi de $^{86-87}\text{Sr}$ și incluziuni fluide. Rezultatele obținute prin aceste metode au fost corelate între ele pentru a crea o imagine de ansamblu și a putea reconstitui evoluția depozițională și post-depozițională a formațiunilor arenitice analizate.

O parte din metodele aplicate au fost efectuate în laboratoarele Universității din București (ex. microscopia optică, fluorescența, catodoluminescența, spectrometrie în fluorescență de raze X și incluziunile fluide), iar restul în laboratoare de la universități din străinătate. Astfel, izotopii stabili ai ^{13}C și ^{18}O au fost analizați de către Dr. Orlando Vaselli în Laboratorul de Geochimia izotopilor stabili ai Universității din Florența, și izotopi radioactivi ai $^{86-87}\text{Sr}$ de către dr. Mihai Ducea în Laboratorul de Geocronologie și Termocronologie a Universității din Arizona.

CADRUL GEOLOGIC

Zona de curbură, ce ocupă partea central-sudică a Carpaților Orientali, grupează unitățile structurale ale Moldavidelor. Panza Subcarpatică, cea mai externă unitate a acestora, se suprapune peste arealul cercetat situat între localitățile Tulnici-Negrilești-Bârsești în nord și Ploștina-Vrâncioaia-Valea Sării în sud (Fig. 1). Succesiunea sedimentară cu o grosime de aproximativ 2.6 km ce caracterizează pânza Subcarpatică cuprinde depozite siliciclasto-evaporitice acumulate în intervalul stratigrafic Burdigalian-Badenian și grupate în 8 formațiuni (Fig. 1) (Păunescu & Duțu, 1987; Paidiu & Spătaru, 1988, date nepublicate).

În evoluția pânzei Subcarpatice se individualizează o succesiune de evenimente tectonice (subsidență, șariere, coliziune, falieri, exondare) ce au aparținut fazei de compresiune Moldavice (Săndulescu, 1984) derulate în ultimii 20.4 Ma și care au definitivat arhitectura actuală a acesteia.

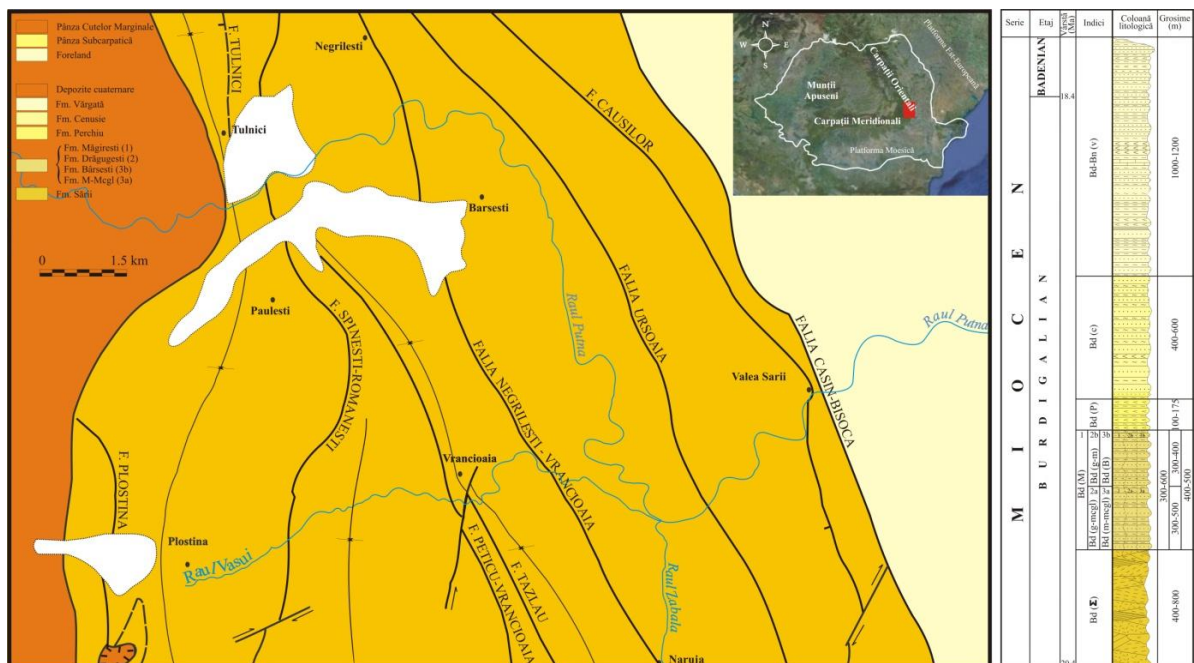


Fig. 1 Localizarea arealului cercetat în cuprinsul zonei de curbură a Carpaților Orientali alături de harta geologică (modificată după Dumitrescu et al., 1968) și succesiunea sedimentară ce caracterizează pânza Subcarpatică (modificată după Păunescu & Duțu, 1987).

ANALIZA FACIESURILOR DEPOZIȚIONALE

Studiul faciesurilor sedimentare a fost aplicat pe câteva deschideri naturale ce află pe râurile Putna și Văsui (Fig. 2) cu scopul de a reconstitui cadrul depozitional în care s-au acumulat sedimentele. Pentru aceasta s-a urmărit separarea, ierarhizarea și interpretarea faciesurilor pornind de la coloanele litologice ridicate pe teren pentru fiecare formațiune.



Fig. 2 Locația deschiderilor naturale în care s-a aplicat analiza faciesală (pătrat) și cea diagenetică (albastru)

Separarea faciesurilor s-a făcut în funcție de litologie care include aspecte legate de granulometrie, petrotipuri și structuri sedimentare. Limitele luate în considerare pentru a delimita faciesurile au fost cele de natură depozitională și erozională. Pe baza acestor considerente, în arealul cercetat din pânza Subcarpatică au fost identificate un număr de 17 faciesuri (Tabel 1), 4 dintre ele nefiind prezente în toate formațiunile.

Definirea asociațiilor de facies a ținut cont de gruparea faciesurilor în secvențe cu diverse geometrii, repetativitatea secvențelor în cadrul succesiunii, precum și de variația raportului lutit/arenit (cf. Reading, 1996).

În succesiunile sedimentare din deschiderile naturale supuse cercetării, s-a putut observa că asociațiile de facies indică o sedimentare într-un mediu marin de apă puțin adâncă. Cele 17 faciesuri sedimentare au fost grupate în două asociații de faciesuri, în funcție de sistemul de referință adoptat de Reading (1996) și Anastasiu et al. (2007). Aceste asociații corespund sistemelor depoziționale de litoral (shoreface) dominat de furtună/valuri și de șelf intern (lower offshore) și/sau extern (upper offshore) (Fig. 3).

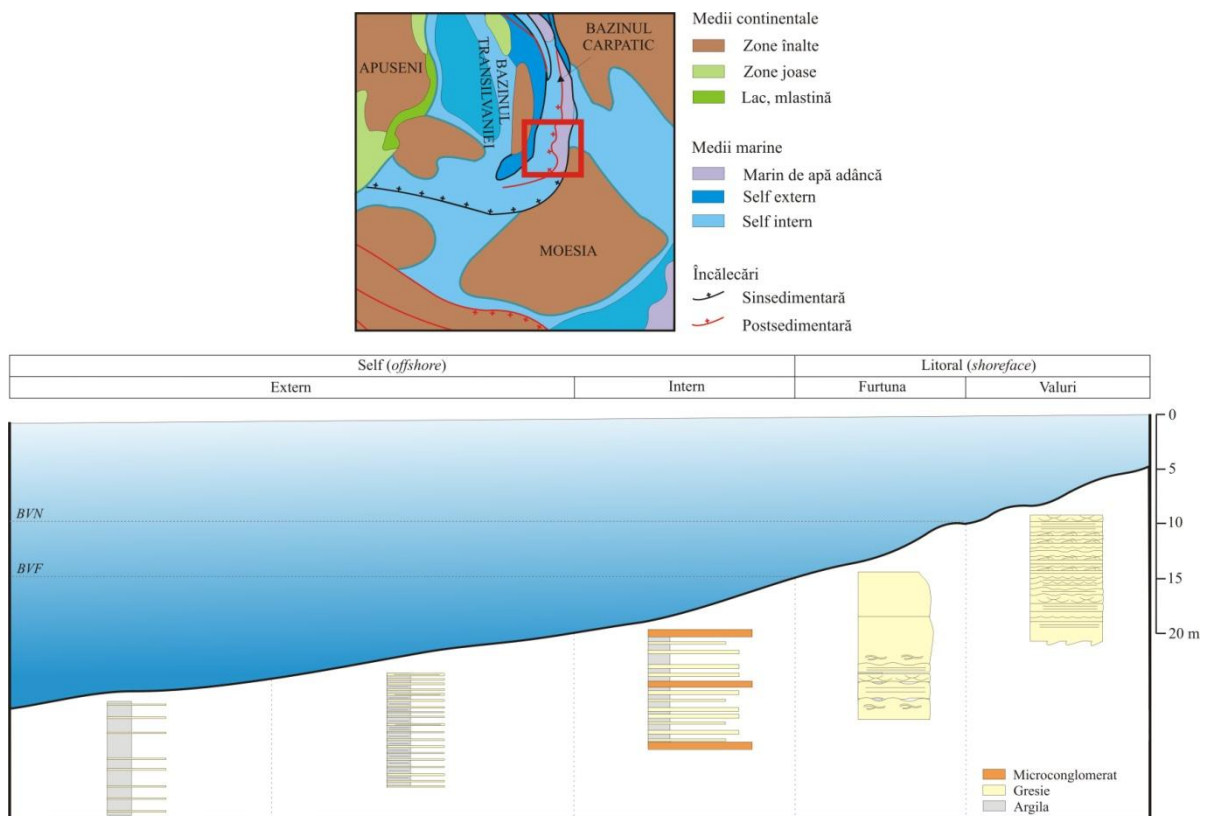


Fig. 3 Harta paleogeografică a Paratethysului de la începutul Burdigalianului, simplificată (după Popov et al., 2004). Asociații de facies specifice mediului depozițional de apă puțin adâncă pentru depozitele siliciclastice miocene din pânza Subcarpatică. Detaliu al succesiunii faciesurilor într-un profil longitudinal al unei rampe siliciclastice. Notații: BVN - baza valurilor de vreme bună, BVF - baza valurilor de furtună. Scara care reprezintă adâncimea apei se aplica doar pentru mediul litoral.

Asociația de facies specifică mediului litoral (Fig. 4) a fost recunoscută în toate locațiile studiate. Litonii ruditici, arenitici și lutitici se asociază în secvențe cu grosimi de 1.25-5.0 m și aspect de pânze. Din punct de vedere petrografic, termenii lutitici sunt reprezentate de argile laminate paralel (Ll) cu grosimi centimetrice. Litonii arenitici sunt constituiți din gresii fine-grosiere cu grosimi de 10-130 cm și caracterizate de o varietate de structuri sedimentare. Pe lângă structura de tip Hummocky (Ah) care este diagnostic pentru asociația specifică mediului litoral dominat de furtună, mai pot fi recunoscute și gresii cu: laminații paralele (Al), oblic concoide (Aoc), curenți (Acr) și convolută (Acv), masive (Am) și granoclasate (Agn). De asemenea, în gresii mai sunt prezente și combinații de structuri sedimentare de genul: masiv-laminații paralele (Aml), masiv-laminații oblic concoide (Amc), laminații paralele-de curent (Alcr) și laminații paralele-oblic concoide (Alc). Termenii ruditici

Tabel 1 Faciesurile din formațiunile sedimentare Miocen inferior-meniu și interpretarea lor paleodinamică

Cod	Granofacies	Structofacies	Interpretare
1 Rm	Rudit fin	Masivă	Regim superior de curgere de tip debris flow de intensitate și densitate medie.
2 Rg	Rudit fin	Granoclasare normală și inversă (rudit fin → arenit grosier)	Curgeri cu caracter presudoblastic de tip debris-flow, de intensitate mică și densitate mare
3 Agn	Arenit mediu la grosier	Granoclasare normală (arenit grosier → arenit mediu)	Curgeri cu caracter presudoblastic de tip debris-flow, de intensitate mică și densitate mică
4 Al	Arenit fin la medii	Laminație paralelă	Regim superior de curgere cu generarea unei structuri interne în condiții de energie de bazin ridicată
5 Aoc	Arenit fin la grosier	Laminație oblic concoidă	Regim de curgere de tranziție, cu depunerea din suspensie sau în urma acțiunii valurilor
6 Acr	Arenit mediu la grosier	Laminație produsă de curenți	Regim inferior de curgere cu generarea unei structuri variabile
7 Ah	Arenit mediu	Stratificație de tip Hummocky	Curgere oscilatorie, cu modificări rapide de direcție în timpul furtunilor
8 Acv	Arenit fin	Laminație convolută	Lichefierea sedimentelor prin suprasarcina datorită acțiunii unor valuri seismice (alte șocuri) sau curgerea laterală intrastratală în cadrul unei unități sedimentare
9 Am	Arenit fin la grosier	Masivă	Curgeri gravitaționale sau reprecipitarea depozitelor în urma nedepunerii și bioturbației
10 Amc	Arenit mediu	Masivă (bază) care trece la laminație oblic concoidă (top)	Depuneri din curgeri gravitaționale urmate de suspensie sau sub acțiunea valurilor
11 Alcr	Arenit fin la grosier	Laminație paralelă (bază) care trece la laminație de curenți	Regim de curgere superior urmat de reprecipitarea materialului în urma furtunilor

12	Alc	Arenit fin la grosier	Laminație oblic concoidă (bază) care trece la laminație paralelă (top)	Acumulări în urma acțiunii valurilor urmate de curenți tractivi de intensitate scăzută
13	Aml	Arenit fin la mediu	Masivă (bază) care trece la laminație paralelă (top)	Sedimentare din curgeri gravitaționale urmate de curenți tractivi de intensitate scăzută
14	Sl	Silt	Laminație paralelă	Sedimente depuse din curenți tractivi însă introduse ca sarcină în suspensie
15	Ll	Lutit	Laminație paralelă	Transport prin curenți de intensitate scăzută sau depunere din suspensii
16	Lm	Lutit	Masivă	Depunere în întregime din suspensii
17	G	Gips	Masivă	Depus prin precipitare chimică

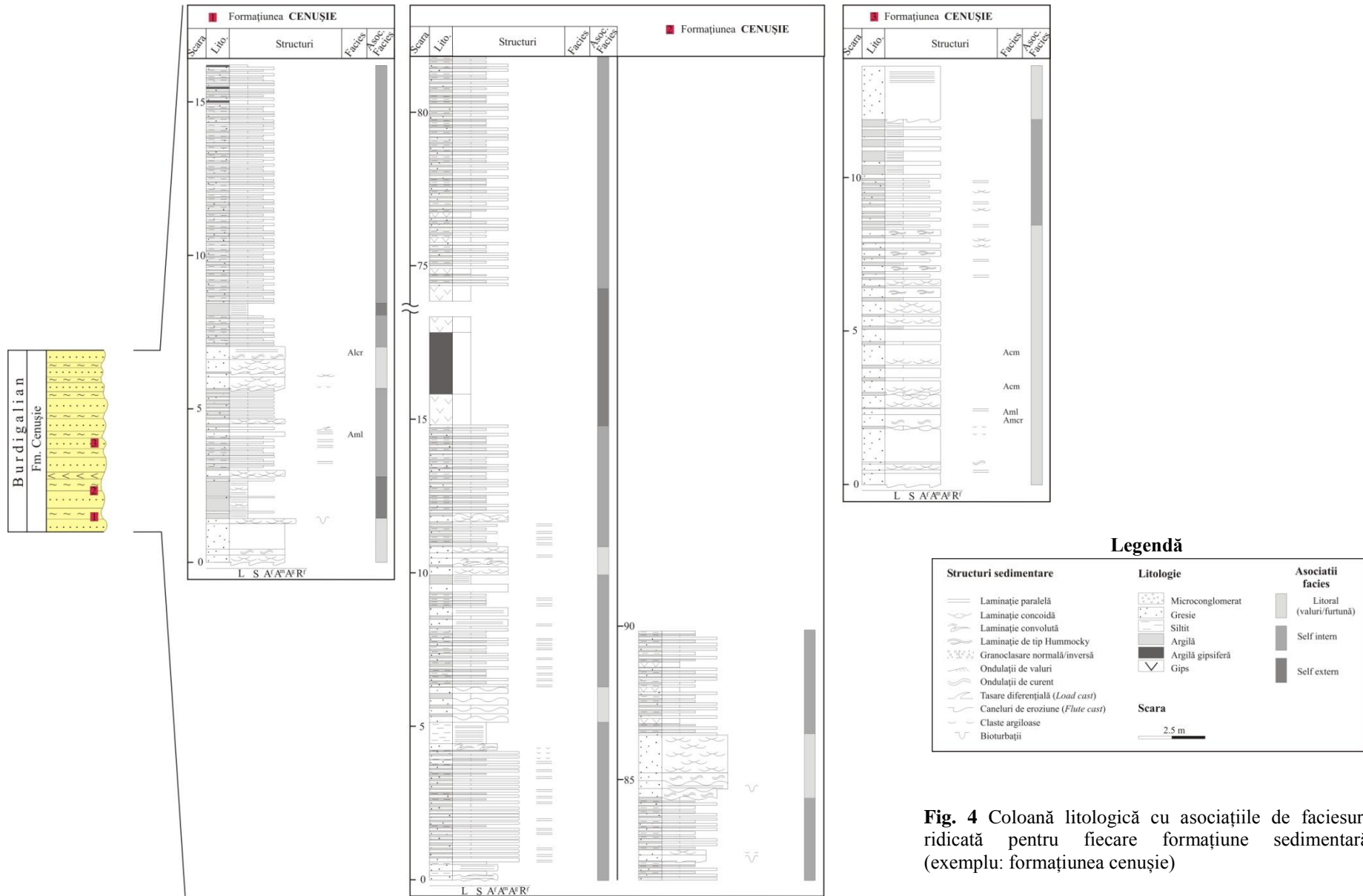


Fig. 4 Coloană litologică cu asociațiile de faciesuri ridicată pentru fiecare formațiune sedimentară (exemplu: formațiunea cenușie)

sunt prezenți sub forma unor microconglomerate poli-/oligomictice de tip matrix-supported fie cu structură masivă (Rm), fie cu granoclasări normale sau inverse (Rg). Tendința de dezvoltare a succesiilor de lioni este fie CUS/TkU, fie FUS/ThU, ceea ce sugerează că datorită oscilațiilor nivelului mării au fost generate secvențe cu caracter progradant, dar și regresiv.

Asociația de facies specifică șelfului intern reunește lioni ruditici, arenitici și lutitici în secvențe groase de 3-7.5 m și aspect de pânze. Petrografic, ruditele sunt prezente sub forma unor microconglomerate poli-/oligomictice de tip matrix-supported cu structură masivă (Rm). Lioni arenitici sunt reprezentați de gresii fine-grosiere cu grosimi de 7-15 cm și caracterizate de structuri de tipul laminațiilor paralele (Al), oblic concoide (Aoc) și masive (Am). Termenii lutitici sunt reprezentați de argile laminate paralel (Ll) cu grosimi centrimetrice. Această asociație afișează un mod de dispunere în cicluri predominant CUS ceea ce indică o oscilație a nivelului mării cu tendință de progradare. Nivelele subțiri de material lutitic din secvențele predominant arenitice pot reprezenta oscilații ale nivelului mării sau pot fi legate de redistribuirea materialului în cadrul bazinului și/sau de variația factorului de transport în relația proximal-distal.

Asociația de facies specifică șelfului extern reunește lioni ruditici, arenitici și lutitici în secvențe groase de 3-7.5 m și aspect de pânze. Aceasta este prezentă în toate formațiunile cu excepția celei de Drăgulești. Din punct de vedere granulometric, asociația este constituită din două tipuri de lioni: cei lutitici și cei arenitici. Termenii lutitici, cu grosimi de la câțiva centimetri la decimetrii, sunt reprezentați de argile și argile gipsifere cu laminație paralelă (Ll) și de gips masiv (G) cu grosimea de circa 1-3 m. Lioni arenitici sunt individualizați prin prezența gresiilor calcaroase mediu-fină și grosimi de 10-20 cm. Pe fondul unei creșteri a adâncimii bazinului s-au instalat condiții propice precipitării nivelului gipsifer și a argilelor gipsifere. Acest aspect de formare a secvențelor gipsifere poate fi încadrat în modelul bazinelor evaporitice deschise (Vlad, 1997).

STUDIUL MINERALOGIC ȘI PETROGRAFIC

Studiul petrografic al gresiilor colectate din aflorimentele aflate în cuprinsul pânzei Subcarpatice (Fig. 2) s-a bazat pe un număr de 70 secțiuni subțiri și dublu lustruite. Pe baza raportului QFL au fost puse în evidență în cadrul formațiunilor arenitice de vârstă Miocen inferior-mediu o diversitate de tipuri petrografice (Fig. 5), predominante fiind graywackele litic și sublitarenitele.

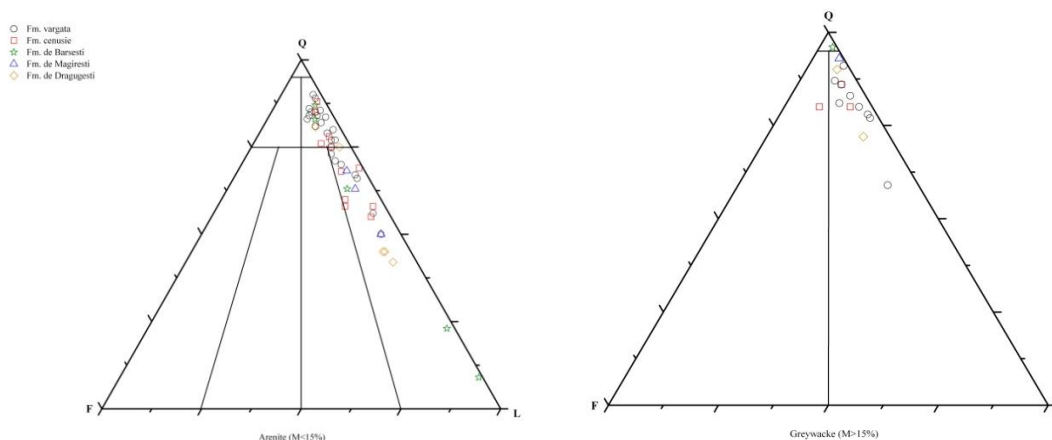


Fig. 5 Reprezentarea compoziției QFL pentru arenitele formațiunilor Burdigalian-Badenian din pânza Subcarpatică; petrotipurile sunt separate în funcție de clasificarea lui Folk (1974).

Litarenitele sunt întâlnite în toate formațiunile sedimentare. Ele sunt caracterizate de claste ce se încadrează clasei arenitelor de la fine la grosiere. Se poate remarca prezența a până la trei generații de claste: prima, cu clastele subangulare-subrotunjite și dimensiuni de peste 300-400 μm , a doua, cu claste subangulare-rotunjite și dimensiuni de 150-300 μm , și a treia, cu clastele predominant subangular-subrotunjit și dimensiuni de 30-60 μm . În general, litarenitele sunt roci mature având o sortare moderată spre bună (0.35-1.0), iar conținutul de matrice scăzut (5-14%). Spațiul interstițial este ocupat în principal de un ciment carbonatic, atât calcit cât și dolomit, rar siderit, pe lângă care au mai precipitat caolinit, clorit, hematit și pirită. În rare cazuri cimentul este reprezentat de aproape în totalitate de cuarț.

Cuarțul (9-45%) este în proporție de 80-95% monocristalin, predominant cu extincție ondulatorie (80%). Clastele au un grad de rotunjire ce variază de la subangular la rotunjite.

Feldspații (1-7%) sunt atât ca feldspați potasici, cât și plagioclazi. Dintre feldspații potasici a fost identificat doar ortoclazul la care se poate observa extincția dreaptă. Plagioclazii sunt de tipul albitului și oligoclazului, ambii maclați polisintetic.

Litoclastele (45-90%) sunt foarte variate ca origine. Litoclastele metamorfice sunt foarte bine reprezentate de șisturi de natură sericitoasă, sericito-cuarțoase, clorito-cuarțoase și clorito-feldspatice, toate având structură lepidoblastică. Pe lângă acestea au mai fost întâlnite metacuarțite și gnaisse oculare. Dintre litoclastele sedimentare, cele mai abundente sunt de natură carbonatică fiind reprezentate de micrite, dolomite, oomicrite, oosparite, biomicrite și ooide. La acestea se adaugă și cuarțwackes și șisturi argiloase. Litoclastele magmatice, cu un grad mare de rotunjire, sunt de tipul granitelor (albitul este complet alterat cu minerale argiloase) cu structură hipocristalină și a tufurilor de natură vulcanică.

Sublitarenitele au fost recunoscute în toate formațiunile, cu excepția celei de Bârsești. Clastele aparțin clasei arenitelor medii și fine. Sublitarenitele au grade diferite de maturitate texturală, de la mature la imature, fapt indicat de clastele predominant subangulare și subrotunjite, sortarea moderată la foarte bună și cantitatea relativ ridicată de matrice micritică, rar argiloasă (<14%). Spațiul interstițial este ocupat de un liant de timpul unui ciment carbonatic, calcit și mai puțin dolomit, iar într-o mică măsură glauconit, caolinit, clorit, hematit, pirită, zeoliți și materie organică.

Cuarțul (75-90%) este predominant monocristalin, cu extincție dreaptă (80-95%). Clastele apar sub forma unor granule al căror grad de rotunjire variază de la angular până la rotunjite.

Feldspații (2-7%) sunt întâlniți în cantități foarte mici. Dintre feldspații potasici au fost recunoscuți ortoclazul și sanidina, în timp ce feldspații plagioclazici sunt de tipul albitului, oligoclazului sau andezinului.

Litoclaste (8-22%) sunt foarte variate ca origine. Dintre litoclastele sedimentare au fost întâlnite micrite, bio-sparite/micrite, oosparite, ooide, sparite, siltite, șisturi argiloase și greywacke cuarțos. Litoclastele metamorfice sunt dominate de șisturi sericito/clorito-cuarțoase cu structură lepidoblastică, alături de care mai apar șisturi muscovito-cuarțoase lepidoblastice, metacuarțite, gnaisse plagioclazice și oculare. În proporții reduse au fost întâlnite fragmente de granite și tufuri vulcanice.

Graywacke litic au fost recunoscute doar în formațiunile de Drăgulesști (membrul grezo-marnos), cenușie și vărgată. Acesta conține claste ce aparțin clasei arenitelor fine și medii. Acest tip petrografic afișează o submaturitate texturală, fapt relevat de prezența unei cantități ridicate de matrice (16-24%) și o sortare relativ slabă (0.5-2.0). Spațiul interstițial este ocupat de un liant reprezentat de o matrice micritică și argiloasă, la care se adaugă un ciment (5-10%) de pori de tip calcit, dolomit, caolinit, hematit, glauconit, pirită și materie organică.

Cuarțul (63-90%) este de tip monocristalin (80%) cu extincție dreaptă, rar ondulatorie, cu forme ce variază de la angular la rotunjit.

Feldspații (3-5%) sunt în cantități mici. Feldspații plagioclazi mult mai frecvenți sunt de tipul albitului și oligoclazului. Dintre feldspații potasici s-au remarcat ortoclazul și microclinul.

Litoclastele (7-32%) sunt dominate de cele de natură sedimentară și metamorfică. Cele sedimentare de tip carbonatic sunt oo-/bio-micrite, biosparite, sparite și dolomite, iar cele detritice sunt de genul fragmentelor de argile, silturi, greywacke cuarțo-litic și caliche-uri. Litoclastele de origine metamorfică provin din șisturi sericito-/clorito-cuarțoase și clorito-biotito-cuarțoase cu structuri lepidoblastice, metacuațite și gnaisse plagioclazice sau oculare. Litoclastele magmatice sunt reprezentate doar de granite cu biotit și structură hipocristalină.

Graywacke feldspatic este specific doar formațiunii cenușii. Clastele aparținând acestui petrotip se încadrează clasei arenitelor fine. Este o rocă imatură, fapt relevat de sortarea moderată (0.5-1.0), un conținut de matrice ridicat (>20%) și o pondere ridicată a clastelor cu contur subangular. Spațiul interstițial este ocupat predominant de un liant reprezentat de o matrice micritică și doar 1% este un ciment carbonatic și hematit.

Cuarțul (80%) este în totalitate monocristalin, cu extincție dreaptă. Forma clastelor variază de la angular la subrotunjit.

Feldspații (12%) sunt doar de natură feldspatică, de tipul ortoclazului.

Litoclastele (8%) se limitează doar la cele de origine sedimentară și metamorfică. Litoclastele sedimentare sunt reprezentate de micrite, în timp ce litoclastele metamorfice sunt de tipul metacuarțitelor și șisturilor clorito-cuarțoase sau sericito-cuarțoase, cu structură lepidoblastică.

Cuarțwacke, întâlnit doar în formațiunea de Măgurești, se încadrează clasei arenitelor fine. Acesta este o rocă imatură, caracterizată de un conținut ridicat de matrice argiloasă (>45%) și o sortare slabă.

Cuarțul (95%) este aproape în totalitate monocristalin, cu extincție dreaptă și forme ce variază de la angular la subrotunjit.

Feldspații (1%) sunt potasici, de tipul ortoclazului.

Litoclastee (4%) sunt de natură sedimentară. Dintre acestea au fost recunoscute fragmente de argile și de graywacke cuarțo-litice slab sortate.

ANALIZA PROCESELOR ȘI PRODUSELOR DIAGENETICE DIN FORMAȚIUNILE SILICICLASTICE

Studiul diagenetic aplicat rocilor arenitice din formațiunile Miocen inferior-mediu s-a bazat pe un număr mare de probe (circa 100 secțiuni subțiri/dublu lustruite și 80 șlifuri) în vederea identificării principalelor procese și produse diagenetice, recunoașterea caracteristicilor mediului diagenetic, precum și aprecierea adâncimii de îngropare.

Formațiunile siliciclastice miocene studiate afișează o varietate de procese diagenetice, cel mai important fiind cimentarea cu multiple generații de ciment carbonatic, cuarț și gips. Alte procese diagenetice prezente sunt compactarea, metasomatismul și neomorfismul. Sistemul de fisuri și falii dezvoltat în pânza Subcarpatică a favorizat dezvoltarea în rocile arenitice a unor procese ca cimentarea și dizolvarea selectivă.

Compactarea mecanică a sedimentelor inițiale s-a manifestat în mod diferit la creșterea presiunii litostatice, urmare a condițiilor locale de stress. Uneori, sedimentele au suferit o consolidare normală evidențiată de contactele liniare și tangențiale (Fig. 6a), și de deformări ușoare ale clastelor ductile de mice. Alteori, acest proces a avut o intensitate ridicată

ce s-a manifestat prin fisurarea/fracturarea majorității clastelor de cuarț și feldspați, prin deformări ale particulelor ductile de mice sau a unor litoclaste carbonatice și argiloase.

Dizolvarea sub presiune, recunoscută doar la nivelul formațiunilor de Drăgulești (membrul grezo-marnos) și Bârsești, s-a manifestat prin apariția stilolitelor (Fig. 6a) și a contactelor de tip concav-convexe. Uneori, acest proces a condus la formarea unor interfețe de dizolvare a calcitului din spațiul interstițial, scoase în evidență de luminescența puternică a calcitului.

Metasomatism-ul a avut o intensitate scăzută, el manifestându-se prin substituții parțiale a feldspaților cu calcit (Fig. 6b). Calcitul metasomatic are o luminescență estompată, cu aspect de pete. Uneori, gipsul și glauconitul detritic/ciment sunt subiectul procesului de oxidare. Rarele bioclaste prezente sunt uneori, piritizate.

Cimentarea este cel mai important proces diagenetic care a afectat sedimentele arenitice din momentul acumulării acestora și mult după consolidarea lor. Natura cimentului este foarte variată, iar cantitativ diferă de la o formațiune la alta.

Imediat după acumularea sedimentelor, din fluidele de origine marină a precipitat ca ciment de pori sau anvelope în jurul clastelor, în cantități insignifiante, glauconit, hematit și pirită fromboidală. Spre deosebire de acestea, caolinitul este mai abundent și variază cantitativ de-a lungul succesiunii. Local, au mai fost observate sub forma unui ciment de pori, atât opal și gips (Fig. 6c), cât și cuarț (Fig. 6d) sau pirită (Fig. 6e).

Cimentarea cu ciment de natură carbonatică, care include calcit, dolomit și siderit, a avut loc în mai multe etape ceea ce sugerează o evoluție succesivă de precipitare în spațiul interstițial.

Calcitul este reprezentat de mai multe generații de ciment (Fig. 6f). O primă generație, prezentă doar local, s-a format în timpul eogenezei sub forma unui calcit de tip pedant și un calcit micritic, slab magnezian (colorat în roz). În catodoluminescență, cimentul pedant afișează o luminescență estompată, de unde se deduce caracterul reducător al fluidelor marine din care a precipitat. O a doua generație de ciment este de tip druzic, în care catodoluminescența scoate în evidență zonalitățile de creștere marcate de schimbări în raportul Mn/Fe. Precipitarea s-a făcut inițial din fluide meteorice influențate de oscilațiile nivelului mării, iar odată cu creșterea adâncimii de îngropare s-a intrat în raza de acțiune a fluidelor puternic reducătoare specifice diagenezei de îngropare. Puținele bioclaste care se găsesc în sedimentele arenitice au interiorul camerelor umplut cu un calcit ferifer de tip mozaic, cu luminescență estompată, precipitat într-un mediu reducător. O ultimă generație de ciment, formată în timpul mesogenezei, este reprezentată de un calcit de tip mozaic și poikilotic. Calcitul este ferifer (colorat în albastru) cu cristale anhedrale de dimensiuni variabile și lipsite de incluziuni, ceea ce denotă precipitări lente din fluide. În catodoluminescență afișează o luminescență estompată, neuniformă, activată de un conținut omogen de Mn. Toate acestea sunt dovezi ale precipitării din fluide cu caracter reducător formate în timpul îngropării.

Dolomitul se prezintă sub forma unor cristale individuale euhedrale la subhedrale sau cu o distribuție mozaicată în pori și mai rar, poikilotică. Dimensiunea cristalelor variază de la 20 la 250 μm . Catodoluminescența a relevat lipsa luminescenței sau prezența zonalităților în cristale, de la 2 până la 15 benzi cu grosimi variabile într-o succesiune temporală tipică (Fig. 6g). Unele benzi sunt corodate (în special cea exterioară) ceea ce indică existența unui interval în care nu a avut loc un proces de cimentare. Stadiul mesogenetic este sugerat de fazele cu luminescență estompată, bogate în Fe^{2+} .

Sideritul este întâlnit sub forma unui ciment de pori, doar în formațiunea de Măgurești. Cristale având dimensiuni de 20-30 μm au forme euhedrale, izometrice și distribuție mozaicată, iar în catodoluminescență nu prezintă luminescență.

Dizolvarea selectivă a acționat în etapa târzie a diagenezei, când sub acțiunea fluidelor interstițiale meteorice a fost generată o porozitate secundară în medie de 2-3%. Prin dizolvarea selectivă a cimentului carbonatic s-a amplificat porozitatea preexistentă sau au luat naștere pori intergranulari de mici dimensiuni. Uneori, poate fi observată pe fisuri și o porozitate de tip fracturală (Fig. 6h).



Fig. 6a Efecte ale compactării și dizolvării sub presiune: deformarea glauconitului detritic și stilolite (SS, 30x, NII)

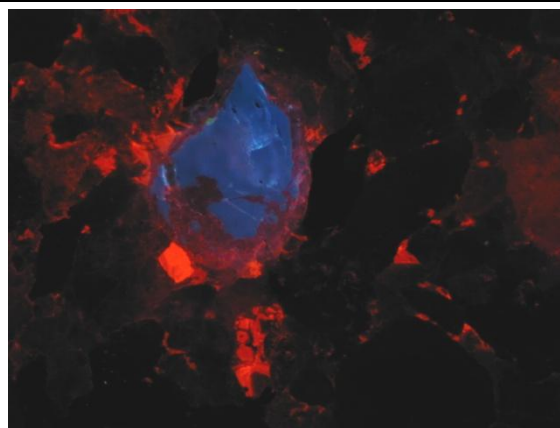


Fig. 6b Clast de feldspat (albastru) substituit parțial de calcit cu luminiscentă estompată, iar în pori apare ciment druzic zonat (CL, 20x)

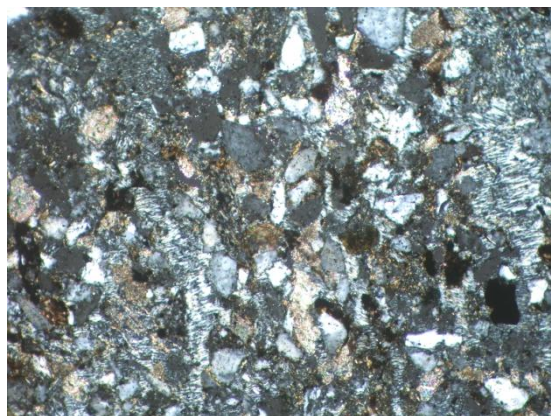


Fig. 6c Arenit cu ciment gipsifer de pori și calcit sparitic de tip mozaic (SS, 10x, N+)

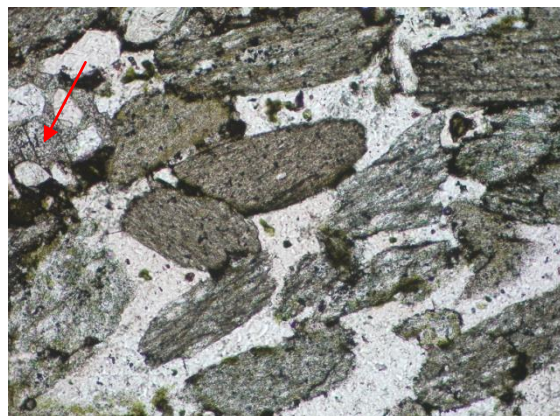


Fig. 6d Litarenit cu cuarț larg cristalizat sub formă de ciment de pori și calcit de tip poikilotopic (săgeată roșie) (SS, 30x, N+)

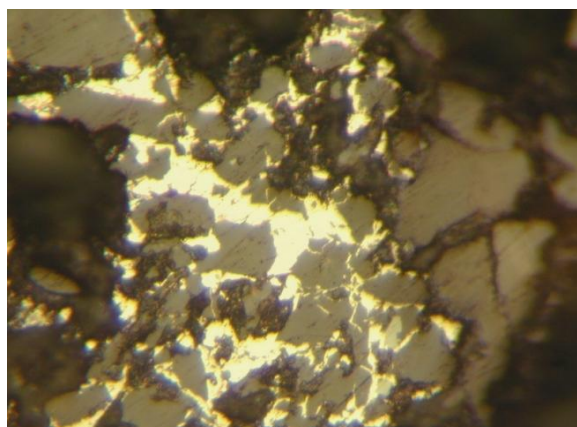


Fig. 6e Pirită sub forma unui ciment de pori (SS, 30x, N+)

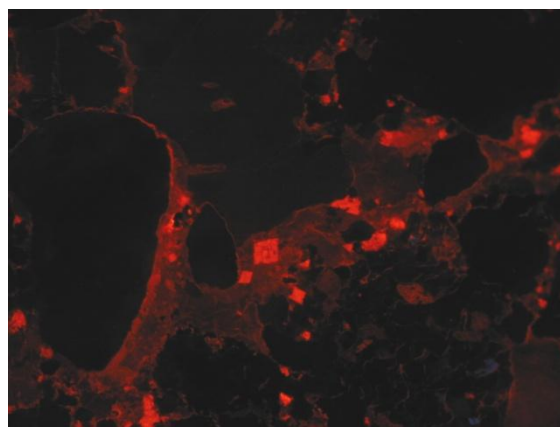


Fig. 6f Cimentare cu dolomit și calcit de tip pedant pe un clast de cuarț (NL) și mozaic sau de pori cu LE (CL, 20x)

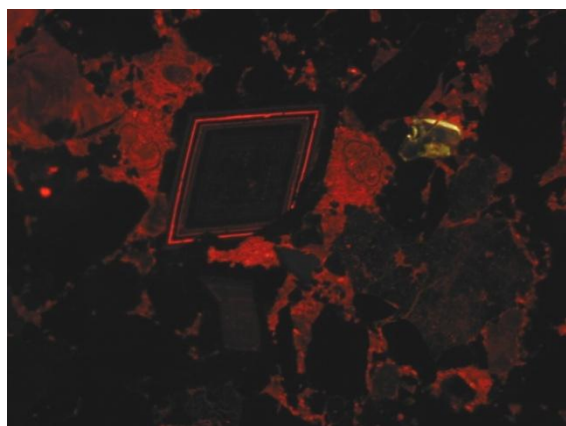


Fig. 6g Cristal de dolomit zonat înconjurat de litoclaste carbonatice cu luminiscență moderată. Calcitul din pori are o LE cu aspect de pete (CL, 20x)

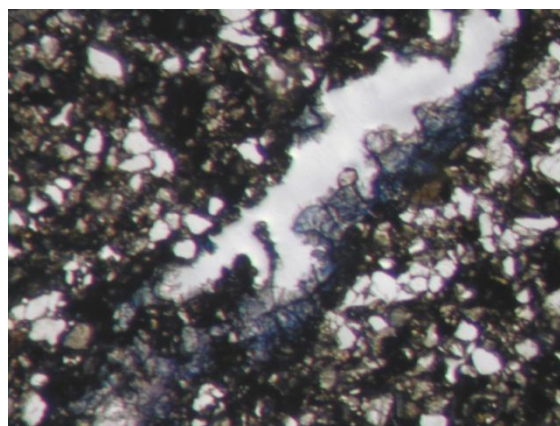


Fig. 6h Porozitate fracturală datorată dizolvării selective a calcitului ferifer precipitat pe fisură (AC, 40x)

PRODUSE AUTIGENE ÎN ZONELE DE FRACTURI ȘI FALII

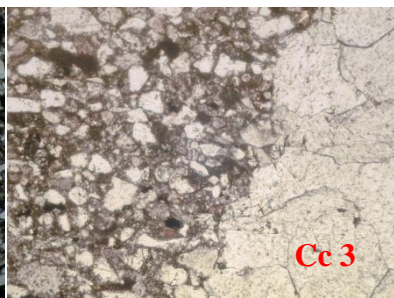
Pachetele de roci arenitice din cuprinsul pânzei Subcarpatice sunt traversate de un sistem de fisuri și falii ce s-a dezvoltat în faza târzie a mesodiagenezei, ulterior coliziunii continentale dintre placile Est-Europeană și pre-Apuliană.

Mineralele autigene de pe fisuri/falii (atât din zonele de falii, cât și cele din aflorimentele neafectate tectonic) sunt reprezentate de calcit și gips, și local cuarț, pirită, dolomit, opal și blendă.

Calcit. În succesiunea sedimentară miocenă predomină fisurile pe care a precipitat acest mineral. Petrografia și catodoluminiscenta a permis separarea a 3 tipuri diferite de calcit (Tab. 2), fiecare având caracteristici geochemice diferite.

Tabel. 2 Principalele tipuri de calcit precipitat pe diaclaze și analizat cu XRF

Tip	Cod	CL	
prismatic	Cc 1	fE	
druzic	Cc 2	a	LE
		b	fE
		c	zonat / LE-fE
mozaic	Cc 3	a	LE
		b	fE±NL



Rar, calcitul are forma unor cristale anhedrale, prismatice (Cc1), cu dimensiuni de 100-600 μm cu o luminiscentă foarte estompată, iar marginile cristalelor mai luminiscente. În general, calcitul de pe fisuri este de tip druzic (Cc2) și mozaic (Cc3), format din cristale euhedrale ale căror dimensiuni variază între 70-1000 μm . În catodoluminiscentă, calcitul afișează o luminiscentă uniformă sau cu pete de la estompată la foarte estompată spre non-luminiscentă, dar și zonată.

Concentrațiile elementelor majore (Ca, Mg, Fe, Mn, Na și Sr) și minore (Si, Al, Ba, Cl, S) diferă de la un tip de calcit la altul, dar și de la o locație la alta în cadrul perimetrului (falii majore - FM, falii minore - Fm și aflorimente neafectate tectonic - FA). Calcitul este caracterizat de concentrații ridicate de Ca, variabile de Mn și Fe, și scăzute de Sr. În general, conținutul de Si este ridicat în toate locațiile (FM, Fm și FA) ceea ce atestă natura detritică a sedimentelor gazdă, bogate în silicați, care au constituit o sursă importantă de silice pentru fluidele care le traversau.

În vederea corelării informațiilor obținute din catodoluminiscentă cu concentrațiile elementelor majore, s-a urmărit raportul de Fe și Mn încorporat în calcit. În foarte puține cazuri s-a observat o corelație pozitivă între elementele ce indică surse comune pentru aceste elemente, majoritatea probelor afișând o distribuție aleatorie (Fig. 7).

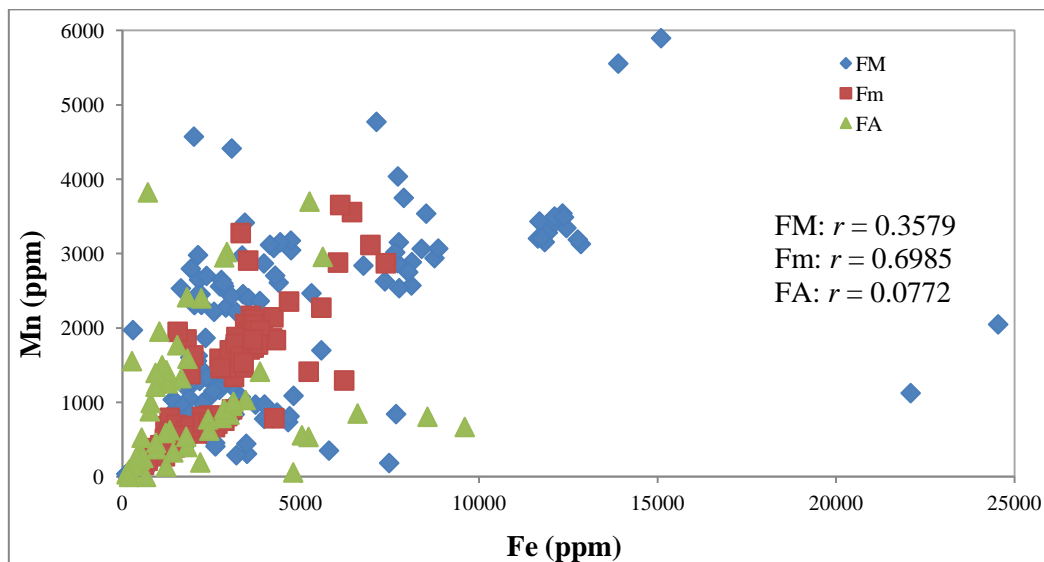


Fig. 7 Reprezentare grafică a conținutului de Mn versus Fe din probele de calcit analizate

Studiul incluziunilor fluide a scos în evidență prezența mai multor asociații de incluziuni. Astfel, predomină FIA-monofazice lichide ce sugerează temperaturi de precipitare din fluide cu $T < 60^\circ\text{C}$, dar au fost observate și incluziuni gazoase (CO_2 sau CH_4) și cu hidrocarburi. În schimb, FIA-bifazice (L-V), în care volumul fazei gazoase variază între 5 și 15%, a precipitat din fluide a căror T_h este situată între 105.5 - 231.6°C . În calcit nu au fost observate incluziuni trifazice.

Cuarț. Fisurile pe care a precipitat cuarțul au fost observate doar în formațiunea de Măgîrești, în NV perimetrului cercetat. El este întâlnit sub forma unor cristale anhedrale, larg cristalizate, bogate în incluziuni fluide. Studiul acestor incluziuni a condus la identificarea mai multor asociații de incluziuni fluide (FIA). FIA-monofazice cuprinde fie incluziuni lichide apoase ce indică precipitări din fluide cu $T < 60^\circ\text{C}$, fie gazoase (CO_2 sau CH_4) sau cu hidrocarburi. FIA-bifazice (L-V), în care volumul fazei gazoase variază între 5-15%, a precipitat din fluide a căror temperatură de omogenizare a fost cuprinsă între 110 - 150°C și

Oscilațiile nivelului mării combinate cu creșterea progresivă a adâncimii de îngropare a sedimentelor au ca efect cimentări carbonatice cu calcit și dolomit din fluide mixte marin-meteorice. Dolomitul eogenetic precipită în zona de amestec a fluidelor marine cu cele meteorice sau din fluide interstițiale anoxice sărăcite în ioni de SO_4 ca urmare a reducerii bacteriene (Morad et al., 2000). Calcitul de tip druzic zonat și-a început precipitarea din fluide marine oxidante evidențiat de banda nonluminiscentă. Caolinitul apare sub forma unui ciment de pori, probabil ca urmare a unui influx de fluide meteorice (Bjorlykke & Aagard, 1992).

Pe măsură ce crește adâncimea de îngropare sedimentele ies de sub influența mediului depozițional și intră în raza de acțiune a fluidelor marine reducătoare sau a unui influx de fluide meteorice. Probabil că, introducerea în sistem a fluidelor meteorice s-a datorat migrării lor din zonele adiacente pânzei Subcarpatice ca urmare a evenimentelor tectonice ce au afectat Moldavidele externe. Fluidele meteorice, caracterizate prin aciditate crescută și un grad ridicat de oxigenare, au produs caolinitizarea feldspaților la adâncimi relativ mici (cf. Bjorlykke et al., 1986) și cimentări carbonatice cu siderit și calcit druzic. Precipitarea sideritul, întâlnit doar în formațiunea de Măgurești, a fost posibilă din fluide meteorice reducătoare în zonele anoxică și a metanogenezei microbiene (Morad, 1998). Compactarea mecanică a început devreme, în eogeneză, și a continuat până târziu în mesogeneză.

Mesogeneza este caracterizată de procese diagenetice ce s-au manifestat ca urmare a interacțiunii sedimentelor parțial consolidate cu fluidele specifice diagenezei de îngropare și anume: compactaționale sau hipersaline bazinale. Ele s-au manifestat în condițiile creșterii temperaturii până la $\sim 70-75^\circ \text{C}$ și adâncimii de 2.0-2.5 km. Stilolitele apar în prima parte a mesogenezei și sunt legate de o creștere locală a presiunii litostatice. Cimentarea carbonatică mesogenetică constă în precipitarea dolomitului zonat și a unui calcit druzic, mozaic și poikilotopic. Conform lui Saigal & Bjorlykke (1987), calcitul poikilotopic indică prezența fluidelor aflate la limita saturării în carbonat, cu temperaturi $>60^\circ \text{C}$ ce ar corespunde la un gradient geotermic de 30°C/Km unei adâncimii de îngropare de 2 km. Cuarțul sub formă de supracreșteri precipită în cantități mici la adâncimi intermediare de îngropare de 1-2 km (cf. McBride, 1989; Bjorlykke & Egeberg, 1993). Doar în partea de NV a perimetrului, spațiul interstițial este obturat total de un cuarț larg cristalizat care a precipitat din fluide cu temperaturi mai mari de $80-100^\circ \text{C}$, chiar $>130^\circ \text{C}$.

În stadiul târziu al mesogenezei și în *telogeneză*, când pânza Subcarpatică alături de celelalte Moldavide încep să emeargă, apar o serie de fracturi care au funcționat ca importante căi de acces pentru fluide. Efectul circulației fluidelor pe aceste zone de fracturi a fost o intensificare a procesului de cimentare, atât pe fisuri, cât și în spațiul interstițial al rocii. Astfel, local au precipitat pirita și blenda, din fluide ascendente hipersaline bogate în ioni metalici (Siebert, 1985), rezultați în urma reducerii termale a sulfurilor. O serie întregă de fisuri au fost umplute cu un ciment carbonatic sub forma unui calcit larg cristalizat de tip mozaic și druzic, majoritatea precipitat din fluide ascendente. Temperaturile acestor fluide ascendente erau ridicate, intervalul de temperatură variind între $105.6 - 237.1^\circ \text{C}$. Valorile izotopice ale calcitului precipitat pe fisuri ce se înscriu pentru $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -5.71 \div 0.37\text{‰}$ și $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -8.51 \div -3.18\text{‰}$ indică fluide care au fost la origine meteorice, dar care ulterior, au fost modificate izotopic ca urmare a interacțiunii îndelungate dintre rocă și fluide. De asemenea, această interacțiune a influențat și conținutul de Mn și Fe încorporat în calcit (Fig. 9), ce reflectă fie un caracter tranzițional între condițiile oxidante și cele reducătoare (Fluid 1), fie un caracter puternic reducător (Fluid 2).

Pânza Subcarpatică și-a început evoluția la începutul Burdigalianului prin acumularea sedimentelor într-un mediu marin de apă puțin adâncă (litoral și shelf). Pe fondul unui regim compresional, de-a lungul a 9.9 Ma sedimentele au suferit o îngropare la o adâncime de aproximativ 2.0-2.5 Km, la început rapidă și care a scăzut apoi în intensitate. În acest interval

ele au fost supuse unor procese diagenetice care s-au încadrat etapelor de eo- și mesogeneză. În urma coliziunii continentale dintre plăcile Europeană și pre-Apuliană de la sfârșitul Sarmatianului (10.5 Ma), se declanșează exondarea întregii succesiuni sedimentare și apariția unui sistem de fisuri și falii. În scurte momente de extensiune, fluidele ascendente hipersaline bazinale fierbinți care circulau în zonele de falii au pătruns și pe sistemele de fisuri dezvoltate în cuprinsul bazinului declanșând precipitări masive cu calcit sau cuarț. Succesiunea sedimentară a pânzei Subcarpatice odată exondată a intrat sub raza de acțiune a fluidelor meteorice, dar efectele influenței acestora nu se regăsesc în toată succesiunea sedimentară ceea ce denotă că au acționat doar local.

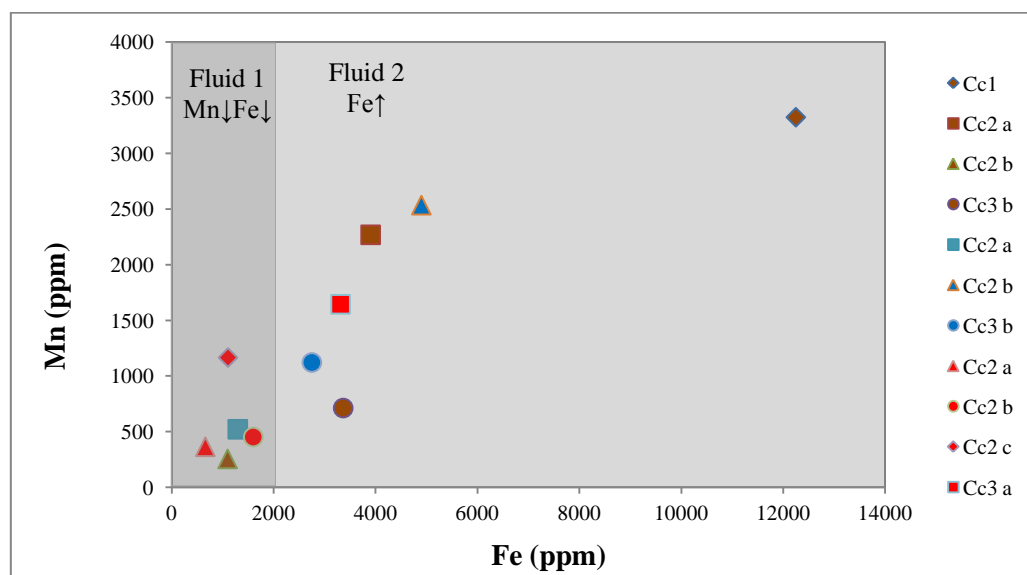


Fig. 9 Reprezentare grafică a conținuturilor medii de Mn versus Fe în funcție de tipul de calcit de pe diaclaze

CONCLUZII

În ultimele decenii, zona Vrancea a fost subiectul a numeroase lucrări științifice care au abordat diverse aspecte din domeniul geostiințelor (stratigrafie, tectonică, geofizică - pelemagnetism, seismică, etc.). Lucrarea de față este prima care și-a propus să completeze puzzle-ul zonei Vrancea, respectiv a pânzei Subcarpatice, din punct de vedere al interconexiunii dintre circulația fluidelor și evoluția diagenetică a unei succesiunii sedimentare de 2.6 km grosime, cu vârsta Miocen inferior-mediu. În acest scop s-a urmărit:

- identificarea asociațiilor de faciesuri prezente în rocile clastice expuse în cuprinsul pânzei Subcarpatice în vederea stabilirii tipurilor de fluide care au influențat începutul diagenezei;
- stabilirea principalelor petrotipuri întâlnite în formațiunile sedimentare de vârstă Miocen inferior și mediu pentru a putea observa influența compoziției mineralogice asupra proceselor diagenetice;
- evoluția diagenetică a arenitelor pornind de la identificarea efectelor proceselor diagenetice și stabilirea evoluției temporale a acestora;
- caracterizarea geochimică a fazelor mineralogice precipitate pe fisuri și în zonele de falii în vederea determinării compoziției și sursei fluidelor, urmând apoi integrarea lor în modelul evolutiv al formațiunilor sedimentare;

- elaborarea unui model diagenetic pentru formațiunile siliciclastice din pânza Subcarpatică, în arealul cercetat.

Realizarea acestor obiective a fost posibilă prin elaborarea unor studii de tipul: 1. sedimentologic care a condus la recunoașterea faciesurilor și asociațiilor de facies; 2. mineralogic-petrografic pentru punerea în evidență a tipurilor petrografice și conturarea proceselor diagenetice și în final, 3. geochimic pentru identificarea originii și naturii fluidelor diagenetice.

Metodologia de cercetare este modernă, variată, și a fost aplicată în concordanță cu exigențele impuse de studii similare realizate pe plan internațional.

Sucesiunea siliciclastic-evaporitică a pânzei Subcarpatice din cadrul arealului cercetat (Tulnici-Vrâncioaia-Valea Sării) a fost acumulată în intervalul Miocen inferior-mediu și cuprinde 7 formațiuni sedimentare. Dintre acestea au fost subiect de cercetare doar formațiunile siliciclastice, în număr de 5. Analiza secvențială aplicată pe aceste formațiuni a permis identificarea a 17 faciesuri sedimentare clastice dintre care unu este evaporitic, definite pe baza litologiei și a stucturilor sedimentare care le caracterizau. Asociațiile de faciesuri sugerează că sedimentele s-au acumulat într-un mediu de apă puțin adâncă în două sisteme depoziționale majore:

- Litoral dominat de furtună sau valuri - a fost recunoscut în toate formațiunile sedimentare studiate. Acesta cuprinde secvențe cu grosimi de 1.5-5.0 m în care nivele de microconglomerate poli-/oligomictice de tip matrix-supported și gresii fine-grosiere se intercalează cu nivele subțiri de argile. Secvențele au un caracter progradant/regradant ca efect al oscilațiilor nivelului mării.
- Șelf -intern și extern
 - Șelful intern, întâlnit în toate formațiunile sedimentare, este caracterizat de prezența secvențelor cu grosimi de 3.0-7.5 m. Acesta este definit de alternanța dintre gresii fine-grosiere și argile, în care se intercalează rare nivele de microconglomerate poli-/oligomictice de tip matrix-supported. În general, asociațiile acestuia au o tendință progradantă.
 - Șelful extern este prezent doar în formațiunile de Drăgugești (Membrul grezo-marnos) și vârgată. Secvențele clastice, cu grosimi de 15.0-65.0 m, sunt formate doar din alternanțe de gresii fin-mediu și argile/argile gipsifere, și rareori cu nivele de gips.

Petrografia rocilor clastice a pus în evidență 5 tipuri petrografice din care litarenitele, sublitarenitele și greywackele litic sunt prezente în 4 dintre formațiuni (Drăgugești, Măgirești, cenușie și vârgată). Pe lângă acestea mai apar cuarțwacke (doar în formațiunea de Măgirești) și greywacke feldspatic (în formațiunea cenușie). În toate tipurile petrografice predomină litoclastele sedimentare de natură carbonatică - ooide, micrite, biomicrite, biosparite, oomicrite, oosparite, dolomite și chiar și caliche-uri, sau detritică - fragmente de argile, greywacke cuarțo-litic, cuarțwacke și siltite. Dintre litoclastele metamorfice a fost semnalată prezența metacuarțitelor, micașturilor, gnaisselor oculare și plagioclazice, a șisturilor de tip sericitoase, sericito-cuarțoase, muscovito-cuarțoase și sericito-clorito-cuarțoase. În schimb, litoclastele magmatice (intrusive și vulcanice) sunt slab reprezentate, ele fiind prezente doar sub forma granitelor, granitelor cu biotit, riolitelor și tufurilor vulcanice. Varietatea cea mai mare de claste se regăsește la nivelul formațiunilor cenușie și vârgată.

Analiza proceselor diagenetice în arealul cercetat a scos la iveală faptul că formațiunile sedimentare au fost afectate de compactare (predominant mecanică), cimentare, metasomatism, recristalizare și dizolvări selective. Cel mai important proces diagenetic a fost cimentarea, iar produsele rezultate sunt predominant de natură carbonatică (calcit, dolomit, siderit). Pe baza acestor procese s-a stabilit că succesiunea sedimentară a evoluat diagenetic în

timpul eogenezei și mesogenezei, iar telogeneza a avut o importanță restrânsă. În timpul eogenezei, la început sub acțiunea fluidelor marine și apoi meteorice, au avut loc cimentări cu diverse faze minerale, substituții ale clastelor metastabile și recristalizări. Mesogeneza, desfășurată sub înrâurirea fluidelor compactaționale și hipersaline bazinale ascendente, este definită de cimentări masive în pori și pe fisuri, dar și de metasomatism și recristalizări. Telogeneza este caracterizată doar de cimentări și dizolvări selective ca urmare a infiltrării fluidelor meteorice pe fisuri.

Studiul geochimic al calcitului autigen precipitat pe diaclaze a scos în evidență prezența fluidelor hipersaline bazinale ascendente a căror origine au constituit-o fluidele meteorice infiltrare la adâncimi mari de îngropare și modificate compozițional ca urmare a interacțiunii rocă-fluid. Precipitarea calcitului a fost efectul degazeificării CO₂. Fluidele hipersaline bazinale au avut temperaturi ce au atins peste 100-200° C (pentru calcit și cuarț) și un caracter reducător/tranzițional. De asemenea, gradul de salinitate a fost probabil ridicat având în vedere că în cursul lor ascendent au interacționat cu depozitele evaporitice aflate în partea inferioară a succesiunii sedimentare. În cazul gipsului, temperaturile de formare sunt mult mai scăzute comparativ cu calcitul și cuarțul. Incluziunile fluide cu hidrocarburi din mineralele autigene demonstrează că sistemele de falii și fisuri au funcționat ca o cale de acces pentru migrarea hidrocarburilor.

Modelul evoluției diagenetice reflectă transformările suferite de sedimentele succesiunii pe un interval de 20.4 Ma, începând cu momentul acumulării lor la începutul Burdigalianului, îngroparea lor până la sfârșitul Sarmațianului și terminând cu exondarea acestora din timpul Cuaternarului.

BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ

- Anastasiu, N., Popa, M., Roban, D.R., 2007, *Sisteme depozitionale: analize secvențiale în Carpați și Dobrogea*. Ed. Acad. Române, p. 606.
- Bjørlykke, K., Aagard, P., Dypvik, H., Hastings, D.S., Harper, A.S., 1986, *Diagenesis and reservoir properties of Jurassic sandstones from the Haltenbanken area, offshore Norway*. În: Spencer, M., et al. (Ed.), *Habitat of hydrocarbons on the Norwegian continental shelf*. London, Graham & Trotman, p. 275-286.
- Bjørlykke, K., Aagard, P., 1992, *Clay minerals in North Sea sandstones*. În: Houseknecht, D.W., Pittman, E.D., (Eds.), *Origin, diagenesis and petrophysics of clay minerals in sandstones*. SEPM, Tulsa, Spec. Publ., v. 47, p. 68-80.
- Bjørlykke, K., Egeberg, P.K., 1993, *Quartz cementation in sedimentary basins*. AAPG Bulletin, v. 77, p. 1538-1548.
- Dumitrescu, I., Săndulescu, M., Bandrabur, T., Săndulescu, J., 1968, *Harta geologică, 29 Covasna (1:200000)*. IGR.
- McBride, E.F., 1989, *Quartz cementation in sandstones: a review*. Earth Science Review, v. 26, p. 69-112.
- Morad, S., Ketzer, J.M., De Ros, L.F., 2000, *Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins*. Sedimentology, v. 47, p. 95-120.
- Morad, S., 1998, *Carbonate cementation in sandstones: distribution pattern and geochemical evolution*. IAS Special Publication., v. 26, p. 1-26.
- Folk, R.L., 1974, *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphills, Austin, Texas, p. 190.
- Paidiu, P., Spătaru, M., 1988, *Raport geologic privind regiunea Tulnici-Bârsești*. Raport Prospectiuni SA.
- Popov, S.V., Shcherba, I.G., Stolyarov, A.S., 2004, *Map 4: Early Miocene (Burdigalian, Eggenburgian, Sakaraulian)*. În: Popov, S.V., Rögl, F., Rozanov, A.Y., Steininger, F.F, Shcherba, I.G., Kovac, M., (Eds.), *Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys, 10 maps Late Eocene to Pliocene*. CFS, Stuttgart, p. 15-18.
- Păunescu, S., Duțu, C., 1987, *Raport geologic privind regiunea Herăstrău-Vrâncioaia*. Raport Prospectiuni SA.
- Reading, H.G., 1996, *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. 3rd Ed, Blackwell Science, p. 688.
- Saigal, G.S., Bjorlykke, K., 1992, *The effect of oil emplacement on diagenetic processes – examples from the Fulmar reservoir sandstones, central North Sea*. AAPG Bull., v. 76, p. 1024-1033.
- Săndulescu, M., 1984, *Geotectonica României*. Ed. Tehnică, București, p. 335.
- Siebert, R.M., 1985, *The origin of hydrogen sulfide, elemental sulfur, carbon dioxide and nitrogen in reservoirs*. Sixth Annual Research Conference, Gulf Cost Section, Timing of siliciclastic diagenesis: relationship to hydrocarbon migration, SEPM, p. 30-31.
- Vlad, D., 1997, *Modele de facies în molasa carpatică, cu privire specială asupra colectoarelor de hidrocarburi*. Teză de doctorat, Universitatea București, p. 163.