

**UNIVERSITATEA BABEȘ-BOLYAI CLUJ  
FACULTATEA DE ȘTIINȚA MEDIULUI**

**INTERPRETĂRI PALEOCLIMATICE ÎN BADENIANUL SALIFER DIN  
ZONA PRAID-SOVATA ȘI IMPACTUL SĂRII ASUPRA MEDIULUI  
ÎNCONJURĂTOR  
- rezumatul tezei de doctorat-**

Coordonator științific  
Prof. dr. Codrea Vlad

Doctorand  
Rusz Otilia

Cluj-Napoca  
2010

## CUPRINS

(paginile apar numerotate după teza originală)

<b>Capitolul I- Generalități</b> .....	5
I.1. Așezare geografică.....	5
I.2. Istoricul cercetărilor din regiune.....	9
<b>Capitolul II- Aspecte generale geologice ale Bazinelor Transilvaniei</b> .....	14
II.1. Formarea și tectonica Bazinelor Transilvaniei.....	14
II.2. Evoluția Bazinului Transilvaniei în Neogen.....	17
<b>Capitolul III.- Caracterizarea geologică a regiunii Praid-Sovata</b> .....	22
III.1. Masivul de sare de la Praid.....	22
III.2. Masivul de sare de la Sovata.....	24
III.3. Depozitele panoniene și formațiunile vulcanogen-sedimentare.....	25
III.4. Caracterizarea formațiunilor interceptate cu ajutorul sondelor.....	31
III.4.1.Sonda 5 MP Praid.....	31
III.4.2.Sonda 6 MP Praid.....	33
III.4.3.Sonda 1 MP Ocna de Sus.....	33
III.5. Lanțul vulcanic Călimani-Gurghiu-Harghita.....	34
<b>Capitolul IV.-Sarea badeniană</b> .....	37
IV.1. Condițiile formării sării în Bazinul Transilvaniei.....	37
IV.2. Formele structurale ale sării în Bazinul Transilvaniei.....	40
IV.3. Sarea badeniană în aria Carpatică.....	43
IV.4. Caracteristicile litologice ale sării din Bazinul Transilvaniei.....	47
IV.5. Analize efectuate folosind difracția cu raze X și analize EDX.....	61
IV.5.1. Minerale identificate cu ajutorul difracției cu raze X.....	61
IV.5.2. Prezența unor incluziuni în cristalele de halit.....	76
IV.5.3. Analize cu ajutorul EDX (Energy-dispersive X-ray spectroscopy).....	77
IV.5.4. Mineralele argilose ca indicatori paleoclimatici în formațiunea de sare de la Sovata.....	80
IV.6 Caracteristicile paleontologice ale sării din Bazinul Transilvaniei.....	82
IV.6.1 Asociații micropaleontologice badeniene din zona Paratethysul Central.....	82
IV.6.2 Studii de nannoplancton în sarea din bazinul Transilvaniei.....	84
IV.6.3. Studiu de nannoplancton în sarea de la Praid.....	87
IV.6.4. Asociații micropaleontologice badeniene descrise din sonda nr 5. Praid.....	92
<b>Capitolul V.-Paleoclima Miocenului mediu</b> .....	94
V.1. Modele climatice miocene.....	94
V.2. Date paleoclimatice ale Miocenului mediu, obținute din analizele probelor din forajele de mare adâncime (DSDP și ODP).....	97
V.3. Evoluția paleoclimii în Miocenul mediu pe continente.....	101
V.4.Posibile cauze ale schimbărilor climatice din Miocenul mediu.....	108
<b>Capitolul VI.-Reconstituirea paleoclimii Miocenului din Europa pe bază de analize palinologice</b> .....	115
VI. 1. Metode cantitative folosite în evaluările paleoclimatice, pe bază de analize palinologice.....	115
VI.1.1. Metoda „coexistence approach”.....	115
VI.1.2. „Climatic amplitude method”.....	119
VI.1.3. Overlapping distribution analysis (ODA).....	120
VI. 2. Evoluția paleoclimatică a Miocenului (în principal al Miocenului mediu) din Europa pe baza analizelor palinologice.....	120
VI.3. Palinologia, paleoclima și taxonii marker în evaluările climatice al Miocenului (în special al Badenianului) în Paratethysul Central.....	131

<b>Capitolul VII. Reconstituirea paleoclimii în Badenianul formațiunii cu sare din Bazinul Transilvaniei.....</b>	<b>144</b>
VII.1. Principalii taxoni de marker în evaluările climatice din sarea badeniană din România.....	144
VII.2. Asociația palinologică de la Sărățel.....	147
VII.3. Asociația palinologică de la Turda.....	148
VII.4. Asociația palinologică de la Ocna Dej.....	149
VII.5. Asociația palinologică de la Praid.....	150
VII.6. Asociația palinologică de la Sovata.....	154
VII.7. Asociația palinologică de la Ocnele Mari .....	160
VII.8. Caracteristicile și evoluția paleoclimii din Badenian.....	160
VII.9. Aplicarea metodei „coexistence approach” pentru determinarea temperaturii medii anuale pe bază de palinofloră din sarea din Praid.....	169
<b>Capitolul VIII.- Impactul sării asupra mediului înconjurător.....</b>	<b>175</b>
VIII.1. Lacurile sărate de la Sovata.....	176
VIII.2. Râul Corund și Dealul Sării de la Praid.....	180
VIII.3. Vegetația și fauna halofilă.....	192
VIII.4. Impactul exploatării sării de la Praid asupra mediului.....	196
<b>Capitolul IX.-Concluzii.....</b>	<b>200</b>
<b>Capitolul X.-Bibliografie.....</b>	<b>205</b>

Cuvinte cheie: sare, Praid, Sovata, paleoclimă, Badenian, polen, coexistence approach, minerale argiloase, râul Corund, salinitate.

## Capitolul I. Generalități

Regiunea deluroasă Praid-Sovata este situată în partea estică a Depresiunii Transilvaniei reprezentând o zonă de tranziție între Podișul Târnavelor și lanțul vulcanic Călimani- Gurghiu-Harghita din Carpații Orientali. Depresiunea Praidului (cuprinzând bazinele: Corund, Ocnelor, Praid, Sovata, Săcădate) are o poziție longitudinală în raport de axa Munților Gurghiu.

Studii mai amănunțite asupra geologiei regiunii au fost efectuate de Bányai (1933), Oncescu (1952), Treiber (1953), Nagy (1956), Götz (1956), Zotta (1964). În cadrul Salinei de la Praid descrierea zăcămintului a fost realizat de Horváth (2002, 2004). Cercetări geomorfologice detaliate au fost semnalate de Mac (1972) și Irimuş (1998). La Praid, o analiză palinologică a fost efectuat de Petrescu și Bican-Brișan (2005). Soluții privind stabilitatea lucrărilor miniere și prevenirea infiltrațiilor de apă subterană în mina Praid au fost oferite de Deák et al. (2007, 2008)

Cercetările efectuate în regiune au fost axate mai ales pe studiul celor două zăcăminte de sare de la Sovata și Praid, și mai puține studii au fost efectuate în cazul depozitelor postsalifere. Existența cutelor diapire în estul Transilvei au fost analizate dintr-o perspectivă mai generală (ca parte ale formelor structurale ale sării din Bazinul Transilvaniei), și mai puțină atenție a fost acordată influenței Carpaților Orientali, de aceea lucrările lui Krézsek și Bally (2006) și respectiv Szakács și Krézsek (2007) pot fi considerate de o importanță majoră, aducând o teorie nouă cu privire la cauzele existenței diapirismului accentuat din regiune.

## Capitolul II. Aspecte generale geologice ale Bazinelor Transilvaniei

Au fost separate (Balintoni et al., 1998) șapte bazine de sedimentare (patru bazine permomezozoice și trei terțiare). Aria Transilvaniei ca bazin individualizat de sedimentare și-a început activitatea la sfârșitul Cretacicului (Maastrichtian) – Paleocen. Cauza formării ariei depresionare a constituit-o extensia datorată fenomenelor de subducție circumscrise (efect de aspirație). La încetarea acestui efect și extensia ariei bazinale se oprește. În cursul Miocenului au predominat forțele de tracțiune dinspre est, și din această cauză pe scoarța subțiată și scufundată s-au depus sedimente groase și variate. Când frontul subducției a atins marginea plăcii Est- Europene, foarte rigide, forțele de compresiune din direcția vest au devenit dominante. (Bada și Horváth, 1998).

Se deosebesc două etape în evoluția bazinului:

1. prima etapă cuprinde Paleogenul și Miocenul inferior
2. a doua etapă care s-a desfășurat în Badenian- Pannonian, în acest ultim etaj subsidența fiind mai activă.

La începutul Paleogenului parțial- părțile nordice și vestice- a intrat sub nivelul apelor marine, suferind o coborâre progresivă și sedimentare sub această pătură de apă. În Neogen- când pe teritoriul Transilvaniei era instalată Marea Paratethysului Central- a avut loc definitivarea Bazinului Transilvaniei.

În Badenianul inferior are loc o puternică transgresiune, datorită mișcărilor stirice. Începerea activității magmatice subsecvente din Carpații Orientali și Munții Apuseni au dus la depunerea de tufuri vulcanice, care formează Formațiunea de Dej. Nivelul tufului de Dej este alcătuit din bancuri de tufuri dacitice, este răspândit în tot Bazinul Transilvaniei și constituie un bun reper stratigrafic la suprafață și în sonde (Ciupagea et al., 1970).

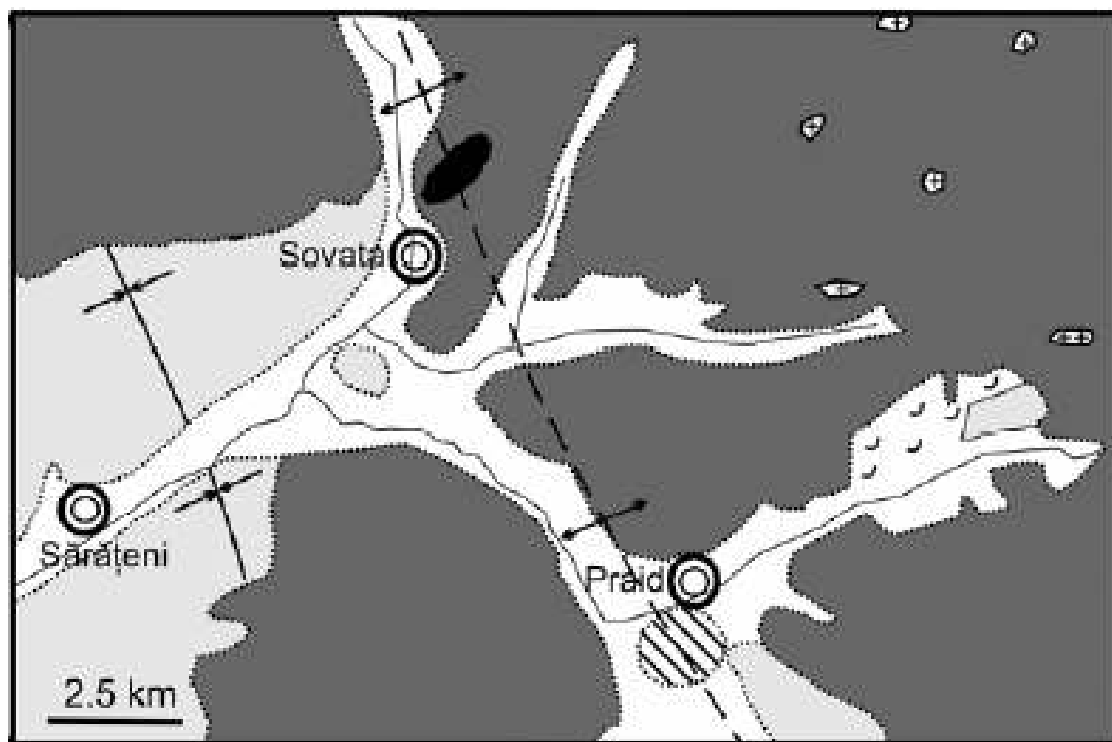
Orizontul sării- Formațiunea Ocna Dej- se dispune peste tuful de Dej. Sarea apare la suprafață în zonele marginale, datorită anticlinalelor diapire din zona intens cutată. Există două aliniamente diapire: unul de vest (Ocna Sibiu, Blaj, Ocna Mureș, Turda, Cojocna) și unul de est (Odorhei, Bențid, Praid, Sovata, Gurghiu, Sărățel) (Ciupagea et al., 1970). Vârsta sării este apreciată a avea 14 milioane de ani, Badenian mediu. Peste formațiunea cu sare urmează Formațiunea șisturilor cu radiolari și Formațiunea marnelor cu Spiratella.

La nivelul Sarmațianului (s.s) -care cuprinde Volhinianul și Bessarabianul inferior- a existat o tendință de scădere a conținutului de săruri (până la 18-20 g/l). În acest interval s-a acumulat un volum mare de sedimente. Atât în Sarmațian cât și în Badenian au existat condiții favorabile de formare a hidrocarburilor.

În Pannonian a continuat îndulcirea apelor. A avut loc o extindere a suprafețelor înconjurătoare și o creștere a debitului apelor curgătoare, fapt ce a condus la transformarea apelor marine în ape salmastre (în Sarmațian) și apoi în lacustre (în Pannonian). Apele lacustre s-au retras în Depresiunea Bârsa- Borsec din spatele Carpaților Orientali.

### Capitolul III. Caracterizarea geologică a regiunii Praid-Sovata

Masivul de sare de la Praid (este denumit „Spatele Sării”, „Dealul Sării”, „Muntele de Sare”) apare la suprafață cu un contur cvasi-circular. Deschiderile în zona masivului de sare sunt localizate în jumătatea dinspre sud, și cele două maluri ale Pârâului Corund, precum și pe o vale înspre est. În aflorimente se constată prezența argilei sării și sare masivă. Harta geologică a regiunii este prezentată în figura 1.



- Fig.1. Harta geologică a regiunii (după harta geologică Odorhei, la scara 1:200000) Legendă: 1. Brezii și aglomerate vulcanice neogene; 2. Andezite cu amfiboli; 3. Gresii, argile și conglomerate pannoniene; 4. Depozite cuaternare; 5. Diapire de sare la zi (a) și acoperite (b); 6. Sinclinal; 7. Anticlinal

Masivul de sare de la Sovata (Fig.2.) are o formă ovală, alungită în direcția sud- vest/ nord-est. Cea mai mare parte este acoperită de păduri, culturi, și construcțiile de la Băile Sovata. Pe spinarea masivului- ca și la Praid- există o serie de doline, care se aseamănă cu fenomenele de carst din calcare.



Fig.2. Apariția la zi a sării la Sovata („Muntele de Sare”)

În afara acestor două masive de sare, în regiune apar la zi depozite panoniene, breicii vulcanice și aglomerate vulcanice.

Stratele panoniene conțin congerii, cardiacee, hydrobii, ostracode (Nagy, 1956). Cercetările microfaunistice au arătat că pe baza corelării ostracodelor găsite aici cu cele determinate în Pannonianul din Ungaria, este prezent numai Pannonianul inferior (Zotta, 1964).

Nagy (1956) a separat aici trei orizonturi:

1. Orizontul inferior, alcătuit din marne vinete- cenușii, cu o grosime de 2- 3 m
2. Orizontul mijlociu, format din strate de nisip grezos, de culoare roșietică-vânăță și cenușie. În unele locuri are stratificație diagonală, și se găsesc concrețiuni de gresie fină sub formă de lentile mai mari sau mai mici
3. Orizontul superior, în care stratele subțiri de nisip grezos și gresie fină alternează cu strate de marne care au grosimi diferite (de la 1 cm până la 10 cm)

Sedimentele panoniene se scufundă spre est sub masele aglomeratelor și brecciilor vulcanice. Formează o fâșie mai îngustă de-a lungul Văii Nagyvíz între Praid și Ocna de Sus, și mai apar la est sub formă de petece mai mari sau mai mici. Sunt alcătuite din argile verzui-albăstrui sau cenușii, din nisipuri gălbui sau roșiatice, care trec uneori în pietrișuri cu elemente de cuarțite sau șisturi cristaline (Götz, 1956).

Cea mai mare parte a regiunii este ocupată de breicii vulcanice cu grosimi ce ajung până la sute de metri. Față de aglomeratele din zonă, se deosebesc prin duritatea lor și prin compactitate mai mare, sunt mai omogene. Au o alcătuire foarte variată, dar cauza terenului acoperit cu păduri, nu se poate face o delimitare exactă a diferitelor tipuri. Götz (1956) a separat următoarele tipuri de breicii (în ordinea poziției lor):

1. Breicii vulcanice de andezit cu hornblendă
2. Breicii vulcanice de andezit cu hornblendă și piroxeni
3. Breicii vulcanice de andezit cu piroxeni
4. Tufuri și breicii vulcanice de andezit cu hornblendă

A mai fost semnalată prezența unor tufite, roci filoniene, curgeri de lavă andezitică.

La Praid, în anii 1965 și 1966 au fost amplasate două sonde (5 MP Praid,

6 MP Praid), iar la Ocna de Sus în 1965 (1 MP Ocna de Sus). Acestea au interceptat depozite pannoniene, sarmatiene, badeniene și cristalinel, limita acestora fiind stabilită la următoarele adâncimi:

- 5 MP Praid:

Pliocen (Pannonian)/ Sarmatian.....494 m  
 Sarmatian/ „Buglovian”(Volhinian inferior).....894 m  
 „Buglovian”(Volhinian inferior)/ Badenian.....1088 m

- 6 MP Praid

Pliocen(Pannonian)/Sarmatian.....1088 m  
 Sarmatian/„Buglovian”(Volhinian inferior).....1624 m  
 „Buglovian”(Volhinian inferior)/Badenian(sare).....1700 m.

- 1 MP Ocna de Sus

Pliocen (Pannonian)/ Badenian.....220m  
 Badenian/ cristalinel.....2880m.

Sarea a fost interceptată între nivelurile 1850m- 2795m.

Menționăm că unele lucrări mai vechi, precum și documentațiile îndeosebi din domeniul hidrocarburilor mai folosesc termenul de „Buglovian” pentru Bazinul Transilvaniei ca un etaj de tranziție între Badenian și Sarmatian, dar aceasta este de fapt Volhinian inferior.

Toate forajele s-au dovedit a fi lipsite de interes din punct de vedere al extracției de gaze.

Activitatea vulcanică din Munții Gurghiului a pus amprenta pe evoluția geologică a regiunii. Rocile vulcanice din acești munți sunt monotone atât din punct de vedere petrografic cât și chimic. Andezitele sunt predominante, iar andezitul cu piroxeni este tipul de rocă cel mai comun. Și în Munții Gurghiului activitatea magmatică a migrat dinspre nord spre sud. (Seghedi et al., 2004).

#### Capitolul IV. Sarea badeniană

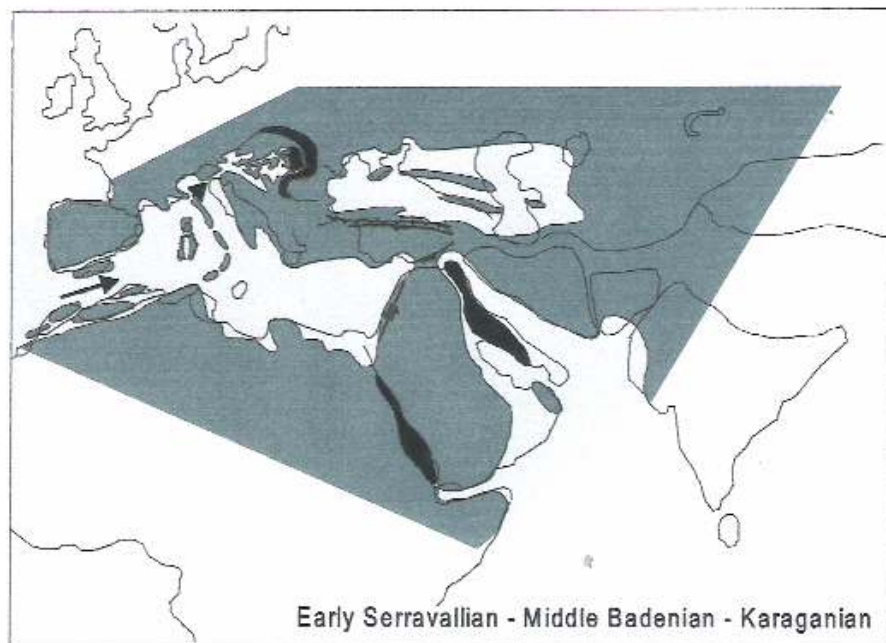


Fig.3. Criza salinică în zona Paratethysului. Cu negru sunt notate evaporitele (din Rögl 1999).

#### Condițiile formării sării în Bazinul Transilvaniei

De-a lungul timpului, Mările Paratethysului (Oriental, Central, Occidental) au avut condiții marine diferite și au existat schimbări în comunicarea între ele și Mediteraneana și respectiv oceanul planetar. Cu regresia din Serravallian s-a închis strâmtoarea dintre Marea Mediteraneană

și Oceanul Indian (fig.3.) Paratethysul Central, Avanfosa Carpatică și Bazinul Transilvaniei au devenit bazine izolate, cu o sedimentare groasă de evaporite (Rögl, 1999).

Pentru depunerea evaporitelor trebuie îndeplinite anumite condiții climatice, tectonice și paleogeografice. Evaporitele se depun în funcție de mai mulți factori: temperatură, concentrarea soluției, raporturile dintre concentrațiile diferitelor săruri între ele, etc. În mod teoretic, o succesiune obișnuită începe cu carbonați și sulfatați, urmează NaCl și se termină cu săruri de Ca și Mg.

Ciupagea et al. (1970) susțin că a existat un sistem de lagune, cu dimensiuni diferite și adâncimi reduse. Subsidența lentă a fundului lagunelor explică grosimea de sute de metri a depozitului de sare gemă. Aceste lagune comunicau atât între ele, cât și cu marea.

O altă teorie (Dragoș, 1969) susține că Depresiunea Transilvaniei nu era doar o lagună cu adâncime mică, ci un bazin marin. O încetinire a scufundării bazinului a permis precipitarea evaporitelor, iar accelerarea scufundării permite sedimentarea unui depozit de peste 3000 de m, ceea ce nu arată că ar fi vorba despre un regim de lagune ci despre un veritabil bazin marin. Datorită faptului că sarea se întinde în tot bazinul (și în interior, nu doar la margini), teoria lagunelor devine insuficientă. (Ilie, 1958).

Este discutată comunicarea apei din oceanul planetar, aflat la exteriorul Carpaților, cu marea din Depresiunea Transilvaniei. O primă ipoteză susține că Depresiunea Transilvaniei era în legătură cu Bazinul Pannonic prin culoarul Mureșului, și posibil și prin partea sa de nord-vest, în Munții Apuseni. Lipsa depozitelor de sare gemă în Bazinul Pannonic și pe valea Mureșului este pusă pe seama unei circulații intense de ape ce nu a permis concentrarea apei și precipitarea sărurilor. (ex. Dragoș, 1969). Cealaltă ipoteză explică prezența sării geme în depresiune datorită comunicării cu marea din exteriorul Carpaților printr-o strămoare largă din regiunea văii Oltului și la vest de acesta. Curentul de apă marină concentrat, după ce depășea regiunea de curbură a Carpaților Orientali, înconjură marea lagună transilvană, înaintând mai întâi spre Bazinul Maramureșului, iar apoi curentul se întorcea spre sud, și a traversat zona Văii Oltului (Paucă, 1967; Balintoni și Petrescu, 2002). Grosimea mare a tufului dacitic din regiunea Ocenele Mari este explicată fie printr-un transport marin a cenușei vulcanice din Depresiunea Transilvaniei (adeptii existenței legăturii cu marea extracarpatică), fie prin existența unor aparate vulcanice în regiune (în caz că nu a existat legătură între Depresiunea Transilvaniei și marea extracarpatică).

O sare are caracter termofil sau criofil în funcție de prezența în soluția complexă, în anumite proporții, a celorlalte săruri. Soluția simplă de NaCl sau în care predomină NaCl este criofilă, deci precipită la rece. Dacă pe lângă NaCl intervine K, Cl, H și Mg, se schimbă caracterul la NaCl: dacă KCl depășește un anumit procent, soluția de NaCl devine termofilă. Sarea gemă din exteriorul Carpaților s-a format în condiții de temperatură ridicată și climă aridă, în apa mării existând un procent ridicat de KCl, și deci soluția de NaCl a avut un caracter termofil. După formarea sărurilor complexe de la exteriorul Carpaților (având vârsta anterioară sării geme din Transilvania), apa mării a sărăcit în ioni de K și Mg, și soluția de NaCl a căpătat caracter criofil și a precipitat la o temperatură mai scăzută (Dragoș, 1969).

Un studiu mai recent (Krézsek, Filipescu, 2005) de stratigrafie secvențială (bazat pe profile seismice, diagrame, carote și probe de suprafață, corelate pe bază de analize micropaleontologice) asupra Miocenului Depresiunii Transilvaniei arată că evaporitele s-au depus într-un bazin cu o tectonică stabilă, cu o rată constantă de subsidență, într-un mediu de mare adâncă.

#### Formele structurale ale sării din Depresiunea Transilvaniei

Mrazec (1907) a emis teoria tectonicii diapirismului și a formării structurilor anticlinale cu nucleu de sare, conform căreia deformarea sării este determinată de acțiunea forțelor tangențiale centripete. Alte explicații de formare a domurilor diapire din Depresiunea Transilvaniei: mecanismul de cutare ar fi legată de forțele moleculare, respectiv de mărirea volumului maselor de sare curgerea plastică a sării către suprafețele de minimă rezistență, cutarea datorată unor forțe tangențiale din interiorul depresiunii, adică forțe centrifuge. O teorie mai nouă (Szakács și Krézsek, 2005) subliniază efectul activității vulcanice din Carpații Orientali asupra formării diapirelor de sare din estul Depresiunii Transilvaniei. Aspectele tectonice rezultate din interacțiunea vulcani-subasment au fost combinate cu cele în legătură cu procesele tectonice regionale implicate în evoluția Depresiunii Transilvaniei și a Carpaților Orientali.



Visarion et al. (1976) au separat șapte tipuri structurale principale sub care se prezintă sarea în Depresiunea Transilvaniei, una este zona cutelor diapire (unul sau mai multe fascicule de cute lineare, cu sâmbure de sare, formate datorită forțelor tectonice și factorilor izostatici). În unele zone sarea a străpuns cuvertura, în altele a rămas în stadiul criptodiapir (fig.4). Asociația anticlinal- dom diapir a fost stabilit la Ocna Mureș și între Sărățel și Corund.

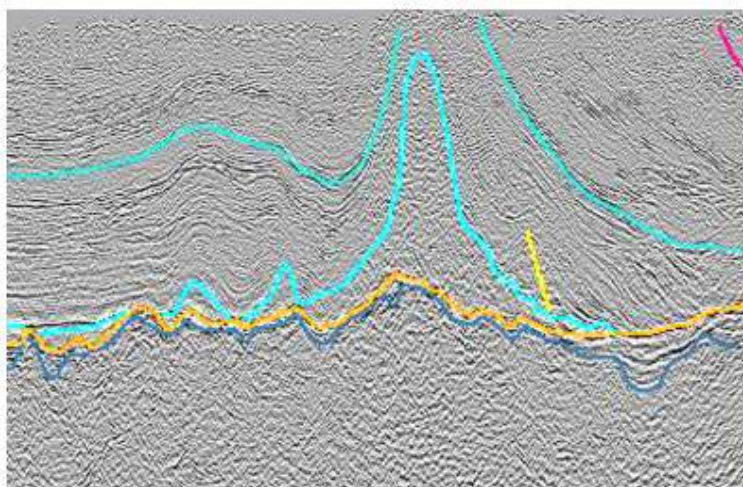


Fig.4. Diapir de sare care a străpuns formațiunile acoperitoare din estul Transilvaniei (profil seismic). Legendă culori: — cristalin, — tuful de Dej, — cap sare, — limită Sarmațian-Pannonian, — falie (din Falk, 2007)



Fig.5. Alternanță ritmică a stratelor de sare (în funcție de puritatea în NaCl) la Dealul Sării din Praid

Evaporitele badeniene din regiunea Carpaților au în subsol și sunt acoperite de sedimente de mare adâncime (Peryt, 2006). În Avânsosa Carpatică evaporitele badeniene reprezintă partea inferioară a zonei NN6. Pe durata evoluției de la Miocenul timpuriu la Miocenul

mediu a Avandosei Carpatice, au fost identificate două momente de formare a sării: Burdigalian timpuriu și Badenian târziu (Ślączka și Oszczypko, 2002). În nordul Avandosei Carpatice evaporitele badeniene au fost depozitate într-un bazin tip “salina”, la care dinamica sedimentării a fost controlat mai mult de climă și mai puțin de fluctuațiile nivelului mării (Babel, 2004).



**Fig.6.a.** Anhidrit cu clivaj în unghi drept, secțiunea S3 Sovata (N+, 45X)



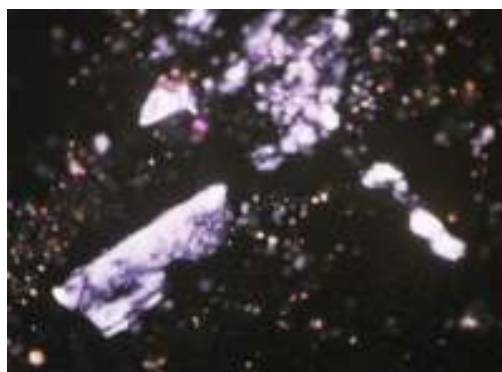
**Fig.6.b.** Anhidrit cu clivaj în unghi drept, secțiunea S3 Sovata (1N, 45X)



**Fig.7.a.** . Cristale tabulare de anhidrit, secțiunea S8, Sovata (N+, 35X)



**Fig.7.b.** Cristale tabulare de anhidrit, secțiunea S8, Sovata (1N, 35X)



**Fig.8.a.** Cristale tabulare cu clivaj foarte bun de polihalit, secțiunea P7, Praid (N+, 35X)



**Fig.8.b.** Cristale tabulare cu clivaj foarte bun de polihalit, secțiunea P7, Praid (1N, 35X)

Evaporitele sunt roci formate pe cale chimică, sunt separate din soluții hipersaline a căror concentrație a crescut progresiv. Sarea gemă apare cristalizată în cub de mărimi diferite (cristalizează în sistemul cubic). Este incoloră, alb- sticloasă. Culoarea naturală (idiocromatică) este cea albă. Datorită incluziunilor (pătrunderea în cadrul rețelei cristaline a unor pigmenți allocromatici) poate căpăta diverse culori. Frecvent stratificația prezintă o ritmicitate în alternanța stăruțelor negricioase-cenușiu închise cu strate cenușiu deschise-albicioase (Fig.5.)

#### Studii mineralogice, de XRD și EDX asupra sării de la Sovata.

Studiile mineralogice pe care le-am efectuat pe sare cu ajutorul microscopului au pus în evidență existența alături de halit a următoarelor minerale: minerale argiloase, carbonați, sulfati, cuarț, silice, anhidrit, polihalit, biotit, clorit, feldspați plagiocazi (Fig. 6., 7., 8.)

În vederea analizării cu difracția de raze X, am colectat 10 eșantioane din Muntele de Sare de la Sovata. Analiza a fost realizată în intervalul  $2\theta = 3 - 90^\circ$ , cu un difractometru de tip Brüker D8 Advance cu monocromator în geometrie  $\theta - 2\theta$ , dotat cu tub de Cu- $\alpha_1$  de lungime de undă  $\lambda = 1.5405$  nm. Achiziția datelor a fost realizată cu un pas de  $0.02^\circ$  și 3 sec. /pas.

Fiecare probă a fost supus înregistrării atât după uscare prin aer (fig.9.) cât și după glicolare. Nu se observa diferențe înainte și după glicolare (fig.10), drept urmare indexarea a fost realizată pe probele înainte de glicolare.

Pentru identificarea mineralelor a fost folosită baza de date PDF-2, programul Match! și programul EVA (o parte din diagrame)

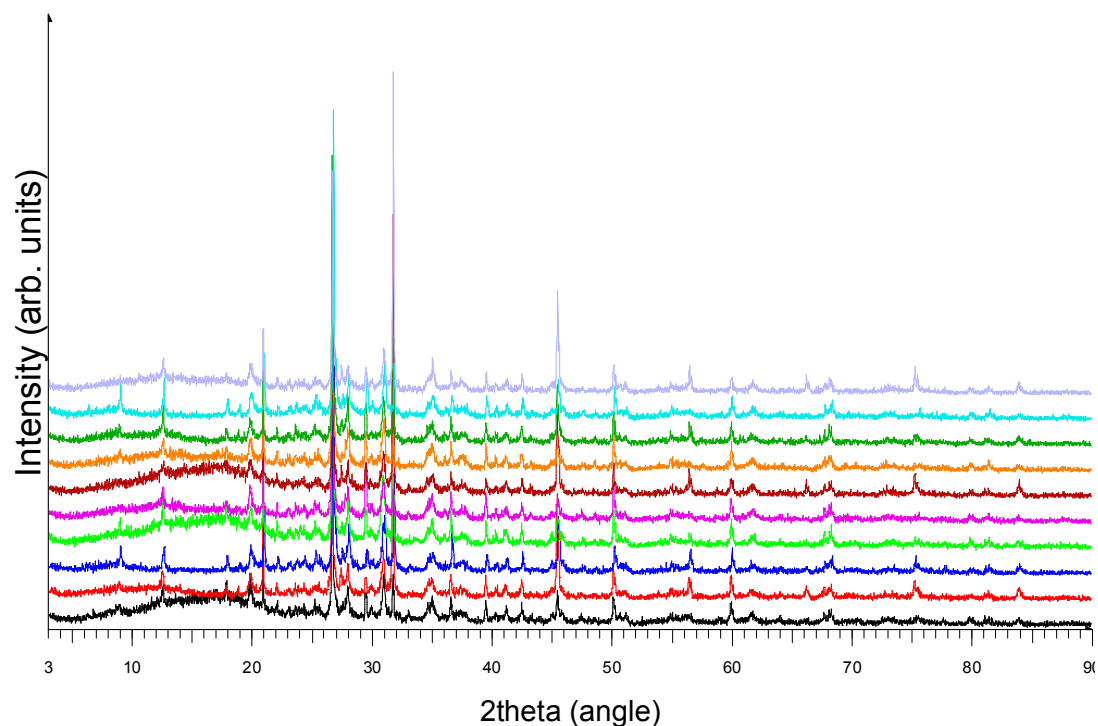


Fig.9. Suprapunerea probelor Sovata1 (S1)– Sovata 10 (S10) neglicolate (după programul EVA). Spectrele sunt în ordine crescătoare, de la negru = Sovata 1 la mov = Sovata 10

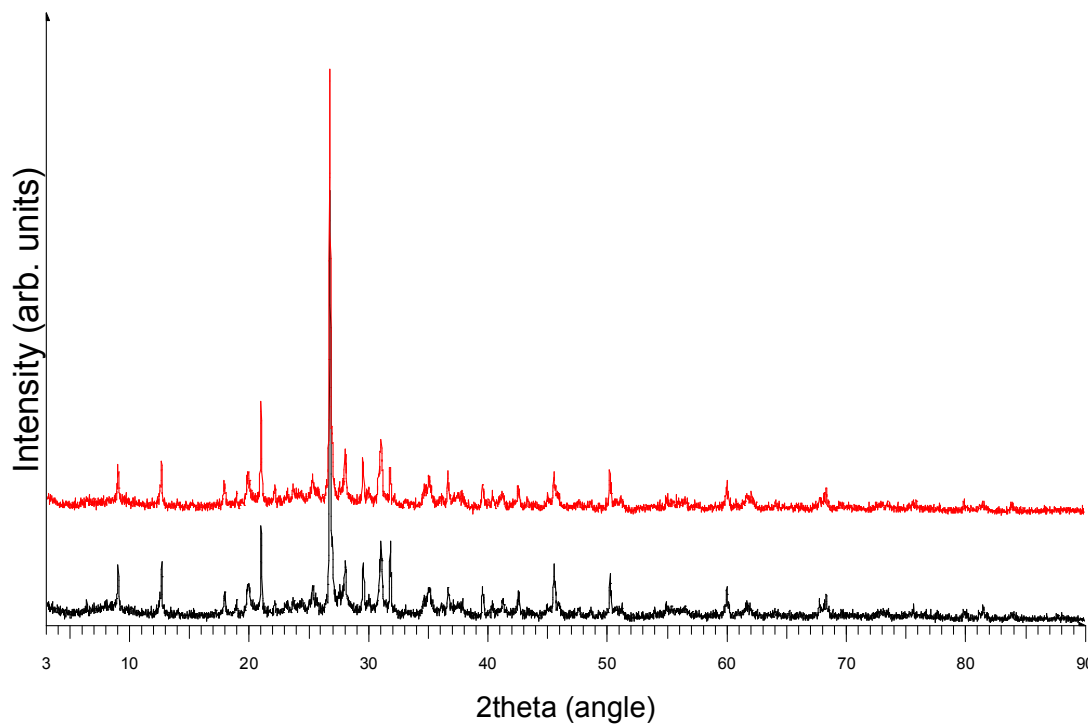


Fig.10. Asemănarea dintre diagramele obținute înainte (cu negru) și după glicolare (cu roșu) în cazul probei Sovata 9 (S9). Pentru obținerea graficelor a fost folosit programul EVA.

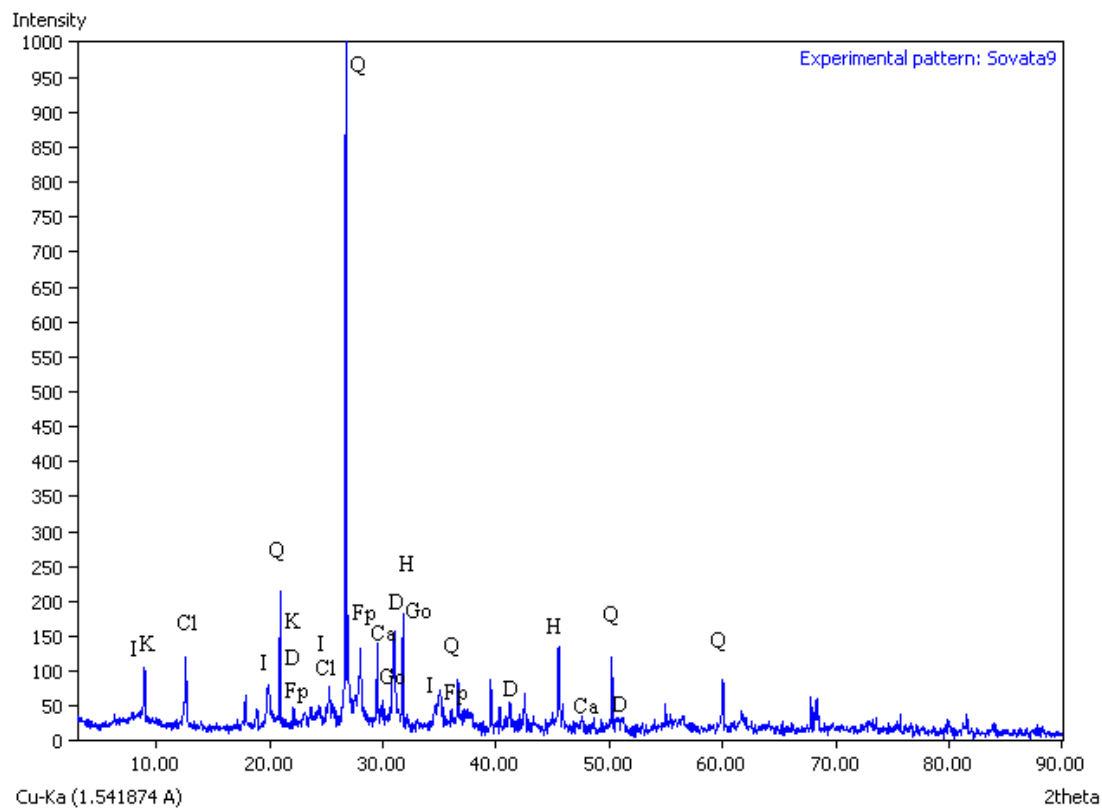


Fig.11. Difractograma probei Sovata 9 (Q-cuarț, I-illit, Cl-clorit, Fp-feldspați, D-dolomit, K-caolinit, Ca-calcit, H-halit)

Au fost identificate următoarele minerale: cuarț, feldspați, carbonați (dolomit, calcit), muscovit, biotit, halit, minerale argiloase (illit, grupa caolinit: caolinit, dickit, nacrit), săruri potasice (polihalit, mirabilit), sulfatați (gips, gorgeit). Predomină mineralele de origine detritică (Fig.11.). Dintre mineralele argiloase cel mai important este *illitul* ( $KAl_2[Si_3Al]O_{10}[OH]_2$ ), care nu este afectat de glicolare (Moore și Reynolds, 1997). Mai apare *cloritul* ( $Al_{4.5}(Al_{0.8}Si_{3.2})O_{10}(OH)_8$ ) și minerale din grupa caolinitului: *caolinit* ( $Al_2Si_2O_5[OH]_4$ ), *dickit* ( $Al_2Si_2O_5[OH]_4$ ), *nacrit* ( $Al_2Si_2O_5[OH]_4$ ), dar într-o proporție mult mai mică. Montmorillonitul nu a fost pus în evidență. În general lipsa amplificării picurilor după glicolare exclude prezența unor minerale argiloase expandabile.

Evoluția bazinului Transilvaniei este în strânsă legătură cu evoluția munților care îl înconjoară (Sanders et al., 2002). După o fază de extensiune din Badenianul timpuriu, bazinul suferă o subsidență rapidă sub un regim compresional, din cauza presiunii munților aflați în ridicare și încărcării sedimentelor de molasă. Sedimentele din Bazinul Transilvaniei acumulate în perioada 17-15 Ma (Badenian timpuriu) s-au depus într-o arie mult mai mare decât în prezent. După această perioadă rata de ridicare și erodare a Carpaților Orientali și Meridionali arată o strânsă relație cu o subsidență rapidă și o rată de sedimentare accelerată în bazinul de molasă al Transilvaniei. Munții aflați în erodare au asigurat materialul clastic depozitat ca sediment de molasă.

Programul Match! efectuează analiza semi-cantitativă folosind metoda RiR (Reference Intensity Ratio method). În tabela 1 și fig.12 sunt prezentate rezultatele acestor analize. Menționăm că probele de sare au fost spălate, și pulberea detritusului rămas a fost supus înregistrărilor.

	Cantitatea în procente (%) ale mineralelor din probele S1-S10 de la Sovata										TOTAL
	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10	
Biotit	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.5	0.5
Calcit	0.0	0.0	0.0	4.4	8.0	3.1	4.8	2.1	0.0	0.0	2.2
Caolinit	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.4	0.0	6.4	0.0	1.1
Clorit	2.3	0.0	0.0	0.0	0.0	5.5	3.6	2.1	5.2	7.2	2.6
Cuarț	76.3	40.6	75.8	5.8	33.9	22.3	44.5	75.2	38.4	39.1	45.2
Dickit	0.0	0.0	0.0	6.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7
Dolomit	2.7	5.7	3.9	9.3	7.3	4.2	6.9	2.9	8.2	7.0	5.8
Feldspați	8.2	8.9	2.3	8.3	7.7	3.7	9.5	4.2	11.7	11.8	7.6
Gips	0.0	0.0	0.0	0.0	2.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
Gorgeit	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	2.7	0.0	0.0	3.1	0.0	0.7
Halit	2.1	21.4	4.5	6.0	3.5	23.4	3.4	4.2	6.5	28.0	10.3
Illit	6.8	3.9	7.2	55.0	18.3	16.0	14.3	7.5	20.5	0.0	14.9
Mirabilit	0.0	0.0	0.0	4.5	5.1	6.8	0.0	0.0	0.0	0.0	1.6
Muscovit	0.0	13.8	2.6	0.0	14.0	8.6	8.7	0.0	0.0	2.4	5.0
Nacrit	0.0	5.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.9	0.0	0.0	0.8
Polihalit	0.0	0.0	3.8	0.0	0.0	3.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8
	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100.0

Tabela 1. Cantitatea (în %) ale mineralelor din probele S1-S10 de la Sovata

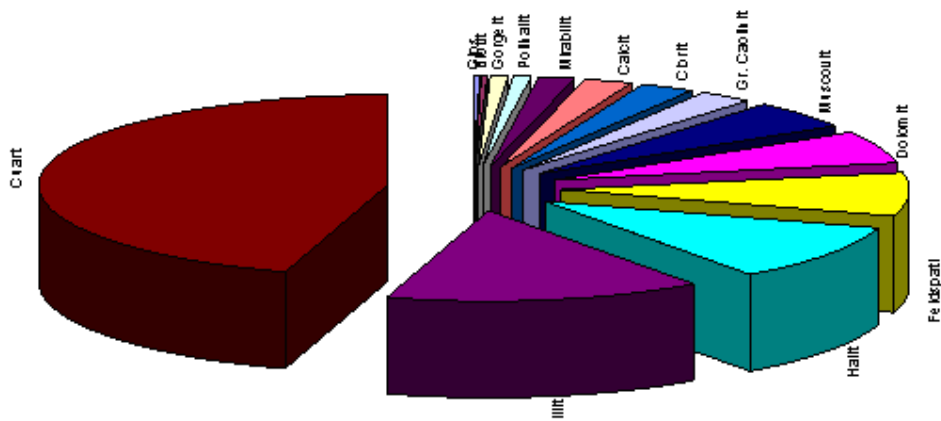


Fig.12. Cantitatea mineralelor (în %) din probele S1-S10

Au fost identificate incluziuni în cristalele de halit care sunt de formă cubică sau neregulată, și cea mai mare parte a lor conțin gaze (Fig.13.).

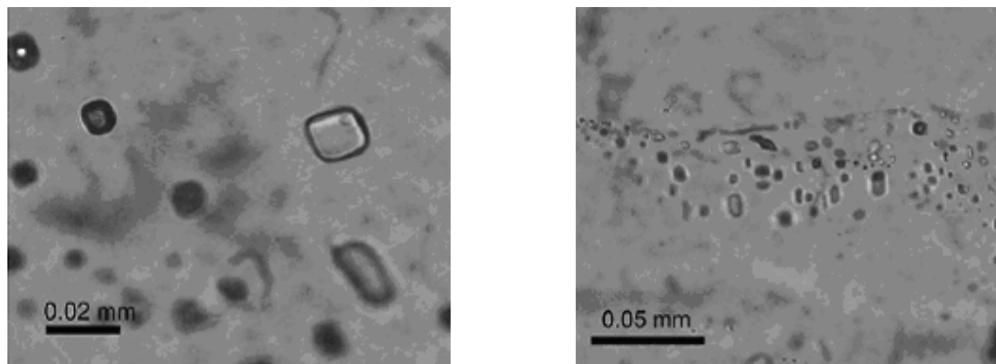


Fig.13. Incluziuni în cristalele de halit (din Har et al., 2010)

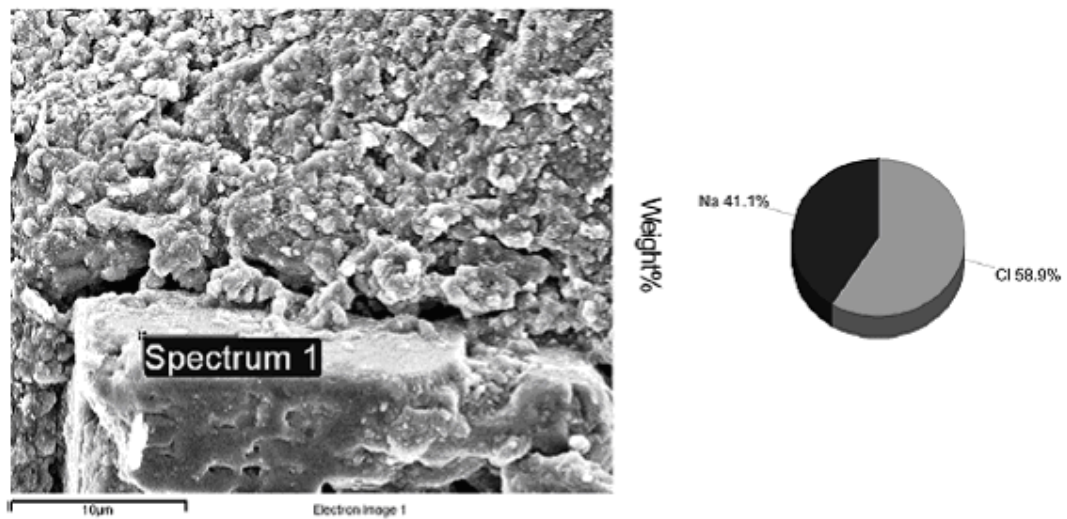


Fig.14. Imaginea SEM și compoziția chimică EDX al unui cristal de halit cubic (din Har et al., 2010)

Spectrul EDX al unui cristal cubic de halit a avut următoarea compoziție: Na=41.1 %, Cl=58.9% (Fig.14) . Folosind metoda EDX au fost obținute 4 spectre chimice ale unor cristale lamelare fine de minerale argiloase. Acestea indică prezența illitului sau ale unor agregate mixte de minerale argiloase precum și posibile compoziții de tranziție.

#### Mineralele argiloase ca indicatori paleoclimatici în formațiunea de sare Sovata

Mineralele argiloase pot fi indicatori semnificativi ale proceselor de pe suprafața Pământului. Rata și tipul alterării este controlat de mai mulți factori, ca mineralogia, clima, activitatea microbiologică. Dintre acestea, clima are un rol major, prin temperatură (un factor fizic) și prin precipitații (factor chimic)

În general este acceptată că illitul și cloritul sunt minerale argiloase detritice și produse de alterare fizică și eroziune glaciară, deci sunt minerale argiloase tipice de altitudine înaltă. Cloritul este un mineral având ca sursă roci metamorfice și bazice cu conținut de clorit, dar nu rezistă alterației chimice și transportului. Illitul este produs caracteristic rocilor acide, și este relativ rezistent, tipic temperaturilor scăzute. O climă caldă dar uscată (care limitează alterarea) de asemenea poate contribui la formarea illitului. Spre deosebire de clorit și illit, caolinitul și montmorillonitul sunt produse în principal prin alterare chimică.

Illitul este mineralul argilos prezent în proporție considerabilă în sarea de la Sovata. Această predominanță indică condițiile de climă existente în perioada formării sării. Însă din cauză că, în acest timp, Carpații Orientali erau într-o fază de ridicare și erodare mai accentuată, începută acum 15 Ma (Sanders et al., 2002), existența unor condiții de climă rece se datorează și factorului de altitudine (etajării verticale a climei). Pe de altă parte, illitul se poate forma și în condiții cu temperaturi mai ridicate, dar precipitații mai reduse. (Weingarten et al., 1990). Aceasta se putea întâmpla în condițiile existenței unei clime mediteraneene (în care temperatura medie anuală poate varia între 12-19 °C, ceea ce concordă cu temperatura în jur de 16,6-17,0 °C determinată cu ajutorul metodei CA din asociația de polen de la Praid). În cadrul climei mediteraneene vara predomină mișcările descendente ale aerului, care este caracteristic deșerturilor, și care persistă 3-5 luni. Aceasta implică temperaturi foarte ridicate și ariditate. Totodată umezeala relativă este redusă.

Deci probabil illitul din sarea de la Sovata are o dublă origine: o parte s-ar fi putut forma în condițiile unei clime reci, caracteristic zonelor muntoase, iar pe de altă parte se putea forma în condițiile existenței verilor calde și uscate caracteristice climei mediteraneene.

Caolinitul -fiind prezent într-o proporție mult mai mică decât illitul- se putea forma tot sub o climă mediteraneană, dar pe perioada de iarnă, care este blândă și cu precipitații mai abundente.

Cloritul- prezent la fel într-o proporție scăzută- se poate forma în aceleași condiții, ca și illitul.

#### Caracteristicile paleontologice ale sării din Depresiunea Transilvaniei

Badenianul (16,4-13,0 Ma) a debutat cu o transgresiune atât în zona Mediteranei, cât și în tot Paratethysul. Invadarea unei mări tropicale a permis instalarea unei asociații de *Candorbulina* (Filipescu, 1996). Cele mai comune forme planctonice sunt: *Candorbulina glomerosa*, *C. universa*, *Globigerinoides triloba*, *Globorotalia mayeri*, *G. acrostoma*, *Globoquadrina altispira*, *G. advena*

Orizontul de sare (Formațiunea Ocna Dej) este sărac în resturi organice

Sarea din „Formațiunea Ocna Dej” s-a depus în intervalul definit de asociația *Pseudotriplasia ex gr minuta* – *Uvigerina asperula* – *Globigerina druryi* și *Pavonitina styriaca* – *Globigerina grilli* – *Velapertina* ( Filipescu, 1996).

Speciile *Globigerina bulloides* și *Globigerinoides trilobus* sunt menționate atât în asociația micropaleontologică de la Turda (Filipescu, 1994), în cea determinată în sarea de la mina Praid (Horváth, 2004), cât și în eșantioanele obținute din carotele sondelor amplasate la Praid. Taxonurile *Elphidium macellum*, *Orbulina suturalis*, *Pullenia bulloides*, *Quinqueloculina akneriana* apar în asociațiile de la Turda și sondele de la Praid.

#### Studiu de nannoplancton în sarea de la Praid

Pe bază de nannoplancton calcaros, sarea de la Ocna Dej și Turda a fost încadrată în partea superioară a zonei NN5 și partea inferioară a zonei NN6. (Chira, 2001). Wielicianul este definit ca un interval de timp care începe cu prima apariție a *Discoaster brouweri*, care indică partea

superioară a zonei NN5. Pe de altă parte zona NN5 este definită între ultima apariție a *Helicosphaera ampliaptera* și respectiv ultima apariție a *Sphenolithus heteromorphus*.

Pentru studierea nannoplanctonului din sarea de la Praid, am colectat 7 probe din salină, dintr-o intercalație argilasă aflat la nivelul de 402 m. Asociația de nannoplancton se caracterizează prin prezența unor taxoni in situ, dar există și remanieri din formațiuni mai vechi (Cretacic, Paleogen, Miocen inferior). Au un grad bun de conservare, dar sunt sărace cantitativ. Câțiva taxoni care apar aproape în toate eșantioanele sunt:

*Coccolithus miopelagicus* (taxon Miocen în general)

*Coccolithus pelagicus*- taxon cosmopolit

*Cyclicargolithus floridanus* (Eocen superior-Miocen mediu)

*Discoaster variabilis* (Miocen inferior-Miocen superior)

*Helicosphaera kamptneri* (NN2- NN21)

*Helicosphaera walbersdorfensis* (NN5-NN7, Wielician-Sarmațian inferior)

*Reticulofenestra bisecta* (Eocen-Miocen inferior)

*Reticulofenestra pseudoumbilica* (NN4-NN15)

*Sphenolithus heteromorphus* (NN5, specie de zonă Wielician)

*Syracosphaera histrica* (NN6)

*Reticulofenestra pseudoumbilica* (NN4-NN15)

*Syracosphaera histrica* (NN6)

spori de ciupercă

Asociațiile descrise în aceste 7 eșantioane fac posibile următoarele constatări:

- probele 1-5 pot fi datate ca fiind Wieliciene, NN5
- proba 6 este posibil de vârstă Kossavian, NN6
- proba 7 este posibil de vârstă Sarmațian inferior

Probele fiind luate dintr-o incluziune în sare, și dată fiind structura diapiră, aceste vârste diferite pot fi acceptate.

## Capitolul V. Paleoclima Miocenului mediu

Optimumul climatic din Miocen (MCO) din punct de vedere geologic este cea mai recentă perioadă caldă, cu temperaturi cu 3-5 °C mai ridicate ca astăzi, dar cu o concentrație de CO<sub>2</sub> sub jumătate decât valorile actuale. Deci se pare că alți factori au jucat un rol major în schimbările de climă, ca vegetația, altitudinea, mișcările tectonice și alte gaze cu efect de seră.

Modele climatice miocene. Un simplu model de climă a fost utilizat pentru a calcula efectele schimbării distribuției continente-oceane din trecutul geologic asupra ciclului sezonier al temperaturii, în ultimele 100 de milioane de ani. S-a ajuns la concluzia că schimbările în sezonabilitate pot juca un rol cheie în formarea calotelor de gheață. Verile calde fiind contrabalanțate de iernile reci, un Pământ fără gheață nu înseamnă neapărat un Pământ cald. Conform acestei ipoteze, pot exista două feluri de perioade “non-glaciare” : “non-glaciare reci”, în care prezența ghețurilor permanente este prevenită de verile calde, și “non-glaciare calde”, în care temperaturile medii anuale sunt ridicate. (Crowley și al., 1986) Pentru Cenozoic (55, 40, 33, 20, 14 Ma) au fost făcute cinci serii de modele de circulație generală a atmosferei (AGCM). Doar pe baza experimentelor AGCM se poate concluziona că schimbările poziției continentelor au avut un impact mic asupra schimbărilor climatice din Cenozoic. Schimbările configurației oceanelor în intervalul 55 Ma și 14 Ma, și în special deschiderea și închiderea strâmtorilor, probabil au produs schimbări semnificative în circulația termohalină din oceane. (Bice et al., 2000). Pentru simularea schimbărilor de climă asociat la două scenarii, unul pentru trecut (Miocen) și unul pentru viitor, a fost folosit un model climatic (GENESIS) pentru Asia. (Kutzbach și Behling, 2004). Amândouă simulări arată condiții mai calde decât cel actual, cel din Miocen este mai cald datorită altitudinii mai joase. Modelul cuplat climă-criosferă (Langebroek et al., 2008) aplicat pentru perioada glaciațiunii din Antarctica pe perioada Miocenului mediu este controlat de echilibrul dintre masă-energie. S-a tras concluzia, că este foarte puțin probabil ca un forcing constant de pCO<sub>2</sub> a indus glaciațiunea la scară largă din Antarctica în Miocenul mediu. Cea mai bună evaluare a declinului



de  $p\text{CO}_2$  din Miocenul mediu este scenariul care a trecut sub 400 ppm acum ~13.9 Ma, cu o viteză de aproximativ 150 ppm/30 ka.

#### Date paleoclimatice ale Miocenului mediu, obținute din analizele probelor din forajele de mare adâncime (DSDP și ODP)

Datele obținute prin DSDP (Deep Sea Drilling Project) din oceanele emisferei sudice au arătat că gheața a avut o evoluție diferită pe cele două emisfere în ultimele 38 Ma (Flohn, 1981). Gheața din Antarctica a început să se instaleze acum 38 Ma, la începutul Oligocenului. Ghețarii de aici și-au mărit volumul pe durata Miocenului mediu (14-12 Ma) și au avut o grosime mai mare ca cele actuale pe durata Messinianului (6-5 Ma). Analizele de izotopi de carbon și oxigen pe foraminifere planctonice și bentonice din cadrul DSDP au arătat o încălzire în Miocenul timpuriu, urmat de o răcire și de o a doua creștere de temperatură în Miocenul mediu. Pe coasta Pacifică a Americii de Nord s-au depus sedimente bogate în materiale organice și silicați, și au fost păstrate în Formațiunea de Monterey din California. Aceste depozite stau la baza așanumitului „ipoteze Monterey”, care leagă răcirea din poli cu dezvoltarea termoclină. Schimbările presiunii parțiale de  $\text{CO}_2$  în atmosferă ( $p\text{CO}_2$ ) sau schimbările curenților oceanici, sunt invocate adesea ca fiind principalii factori care au dus la condițiile calde din Miocen și la o extindere rapidă a calotei de gheață din Antarctica de Est (EAIS) în Miocenul mediu. Un studiu a făcut reconstituirea de  $p\text{CO}_2$  începând cu Oligocenul târziu până Miocenul târziu, pe bază de analiză de izotopi de carbon (din eșantioane de DSDP și ODP) (Pagani et al., 1999). Nu există dovadă de  $p\text{CO}_2$  ridicat pentru optimumul climatic din Miocenul timpuriu sau o scădere bruscă de  $p\text{CO}_2$  asociat creșterii EAIS. Paradoxal,  $p\text{CO}_2$  crește odată cu expansiunea EAIS, și atinge nivelul preindustrial acum 10 Ma. Înregistrările de izotopi de carbon și oxigen (foraminifere bentonice) din sedimentele pelagice de vârstă Miocen mediu sugerează că perioadele de răcire și/sau de formare de ghețari au fost asociate cu o îngropare rapidă a carbonului organic și cu un nivel scăzut de  $\text{CO}_2$  atmosferic. În sud-vestul Pacificului, au fost făcute (Flower și Kennett, 1993) studii de izotopi pentru foraminifere epi-bentonice (*Cibicoides*), planctonice (*Globigerinoides quadrilobatus*, *Globoquadrina dehiscens*) din cadrul unor depozite Miocen medii (16-12 Ma). Creșterea totală a izotopului de oxigen bentonic s-a realizat în două etape: o primă creștere de 0.8 ‰ în intervalul 14.5-14.0 Ma și o a doua de 0.7 ‰ în perioada 13.45-12.45 Ma, care indică o creștere rapidă a gheții în Antarcticul de Est și o răcire a apei de mare adâncime.

#### Evoluția paleoclimei în Miocenul mediu pe continente

Principalele evenimente tectonice și paleoclimatice pe continente în cursul Miocenului au fost următoarele (după Behrensmeyer și Wing, 1992):

În America de Nord ridicarea munților Sierra Nevada și Cascade au cauzat o climă nesezonieră și aridă în mijlocul continentului. Creșterea ocurențelor de secetă și scăderea generală a cantităților de precipitații au promovat climatele aride. Are loc o răspândire a pajiștelor. O primă migrare a ierbivorelor și carnivorelor între Siberia și Alaska prin Bering a avut loc în Miocenul mediu, iar la sfârșitul Miocenului s-a format istmul Panama între America Centrală și de Sud. Ridicarea Munților Anzi în America de Sud a dus la formarea unei bariere în fața precipitațiilor (“rain shadow effect”) în partea sud-estică a continentului.

În Australia clima a suferit o creștere în ariditate (datorită migrării spre nord a continentului) cu mai multe perioade uscate și umede. A scăzut numărul pădurilor tropicale, fiind substituite de păduri uscate. Vegetația a fost schimbată de la păduri închise, cu arbori cu frunze late, la păduri mai deschise, pajiște și deșerturi.

În Eurasia a început să apară o vegetație de stepă extinsă, ierburile devin predominante. În sudul Asiei, pajiștile s-au extins, generând habitate diversificate. Sudul Europei a cunoscut tot o creștere a pajiștelor, dar rămân și pădurile umede. Totuși unele regiuni, ca Siria și Iran, au rămas umede. Legătura dintre Mediteraneana și Oceanul Indian a fost redusă, cauzând creșterea aridității în sudul Europei. Bariera Paratethys care a izolat vestul Europei de schimbările de floră și faună, a fost rupt periodic, permițând migrarea animalelor.

În Africa apare zona de rift în estul continentului și are loc alipirea platoului Africano-Arabian de Eurasia. Așa a fost creat o barieră în fața precipitațiilor dintre centrul Africii de Vest (umed) și Africa de Est (uscat). Alipirea continentelor Eurasia și Africa au dus la întreruperea și la contractia Mării Tethys, prin aceasta reducându-se sursa primară de umezeală din atmosferă în

zona respectivă. Precipitațiile au fost reduse semnificativ, ca și efectul de moderare a temperaturii mării asupra climei regiunilor înconjurătoare.

Antarctica a devenit izolată de celelalte continente în Miocen, ceea ce a dus la o circulație circumpolară a oceanului. Circulațiile atmosferice și oceanice globale de asemenea au fost afectate de acest model de circulație circumpolară, care a restricționat curgerile pe direcția nord-sud. Aceasta a redus amestecarea apei oceanice calde, tropicale cu apa rece, polară, cauzând formarea gheții pe Antarctica. Aceasta a accelerat dezvoltarea unei sezonality și aridități globale și a intensificat răcirea globală.

#### Posibilele cauze ale schimbărilor climatice din Miocenul mediu

Modele climatice miocene și studiile din forajele de mare adâncime prezentate anterior oferă teorii cu privire la cauzele schimbărilor climatice din Miocen.

Cenozoicul reprezintă un interval de timp cu schimbări semnificative în climă. Miocenul mediu este o perioadă de o importanță majoră în înțelegerea stabilirii climei actuale. În Miocen au avut loc schimbări în modelele de circulație globală datorită schimbărilor nesemnificative ale poziției continentelor și ale climelor calde pe tot globul. Totodată a fost o creștere a aridității ca urmare a ridicării munților, care a favorizat expansiunea zonelor cu ierburi. Poziția continentelor în Miocen a fost foarte asemănătoare cu cea din actual. Din punct de vedere climatic, o caracteristică importantă pentru Miocenul mediu îl reprezintă optimumul climatic (MCO), care a fost observat la scară globală. Datele din forajele de mare adâncime (bazate pe analize de izotopi de  $\delta^{18}\text{O}$  și  $\delta^{13}\text{C}$ ) au estimat ca această perioadă caldă s-ar fi produs în intervalul de timp 17-15 milioane de ani, și a fost urmată de o răcire gradată și o restabilire a păturii de gheață în Antarctica

Unele dintre evenimente care probabil au contribuit la schimbările climei din Miocen îl reprezintă separarea Australiei de Antarctica de ape adânci (38 Ma), deschiderea Strâmtoarei Drake între America de Sud și Antarctica (23 Ma) care a creat un curent rece în jurul Antarcticii și a provocat o acumulare subsecventă de gheață. (Bassarova, 2005). Experimentele modelelor oceanice sugerează că efectele deschiderii și închiderii strâmtoarelor între oceane asupra transportului de căldură în oceane și asupra climei pot fi dramatice

O scădere a  $\text{CO}_2$  atmosferic asociat cu o rată de dezagregare ridicată și îngropare de material organic, a putut rezulta o răcire globală și o expansiune a calotei de gheață din Antarctica acum 15 Ma. Acest scenariu diferă de „ipoteza Monterey” a lui Vincent și Berger, în care scăderea de  $\text{CO}_2$  se realizează în principal prin dezagregarea silicaților, și mai puțin prin îngropare de carbon organic. Totuși, încălzirii din optimumul climatic din Miocen (14,5-17 Ma) nu i se asociază un nivel de  $p\text{CO}_2$  ridicat, chiar s-a constatat un nivel scăzut al concentrației de  $\text{CO}_2$ . În timp ce în perioada de răcire ce a urmat acesteia (12,5-14 Ma) și cu expansiunea gheții în Antarctica de Est, a existat o tendință de creștere a  $\text{CO}_2$  din atmosferă. (Soon et al., 2001; Pagani et al., 1999). O combinație a concentrației de ion de carbon cu pH-ul din mări din perioada optimumului climatic din Miocen, a arătat un  $p\text{CO}_2$  mai scăzut ca cel actual (Tyrrell și Zeebe, 2004). Pe de altă parte, analiza frecvenței stomatale din frunze fosile poate fi folosită la evaluarea conținutului de  $\text{CO}_2$ , acestea având o legătură inversă. Perioadele cu conținut scăzut de  $\text{CO}_2$  sunt de aceeași vârstă cu glaciațiunile majore, în timp ce conținuturi ridicate de  $\text{CO}_2$  (500 ppmv) coincid cu optimumul climatic din Miocen (Kürschner et al., 2008). Spre deosebire de datele geochimice, aceste rezultate dovedesc că acest optimum climatic a fost impus de un nivel ridicat de  $\text{CO}_2$ .

## **Capitolul VI. Reconstituirea paleoclimii Miocenului din Europa pe bază de analize palinologice**

Taxonomia botanică a granulelor de polen ajută la cunoașterea paleovegetației, paleoecologiei, paleoclimii. A fost aplicată cu succes pentru Pliocen și Miocen, știut fiind faptul că toate genurile de plante actuale sunt reprezentate începând cu Eocen.

#### Metode cantitative folosite în evaluările paleoclimatice, pe bază de analize palinologice

Mai demult, pentru estimările paleoclimatice pe bază de analize microfloristice, s-a folosit raportul dintre elemente termofile: intermediare: temperate. În lucrări mai recente care se bazează pe analiza de polen în reconstituiri climatice, cele mai folosite tehnici cantitative sunt:

„coexistence approach” (CA), elaborat de Mosbrugger și Utescher în 1997 și „Climatic amplitude methode” (CAM), aplicat pentru prima oară de Faquette et al. în 1998.

Metoda „coexistence approach”. Se bazează pe presupunerea că plantele cenozoice aveau aceleași cerințe climatice ca și corespondenții lor actuali. Scopul metodei CA este ca pentru o floră fosilă dată și un parametru climatic dat, să se găsească intervalul climatic pentru care toți corespondenții actuali ai florei fosile pot să coexiste. CA folosește numai prezența taxonului în flora fosilă, nu și frecvența lor relativă. Cu toate că frecvența relativă a unui taxon poate oferi informații climatice adiționale (probabilitatea ocurenței unui taxon variază cu întinderea lui geografică, devenind mai mare lângă optimumul sinecologic al taxonului), acest parametru nu a fost inclus în această metodă, din cauza de control tafonomic. Procesele de fosilizare influențează de asemenea compoziția taxonomică a unei florei fosile (prezența/absența unui taxon), însă aceasta nu influențează aplicabilitatea și corectitatea metodei CA atâta timp cât flora fosilă provine dintr-un singur ecosistem. Coexistence approach nu solicită ca toți taxonii unei vegetații inițiale să fie păstrați și cunoscuți.

Coexistența se bazează doar pe câteva presupuneri:

- pentru taxonii fosili se pot identifica corespondenți actuali cu afinități sistematice foarte strânse

- exigențele climatice pentru un taxon fosil sunt similare cu ale corespondentului actual
- condițiile sau toleranțele climatice a unui corespondent actual, implicit și ale taxonului fosil, pot fi deduse de aria lui de distribuție. Totodată se presupune că stațiile meteorologice oferă date adecvate și de încredere pentru a descrie toleranțele climatice al unui taxon modern; datele climatice actuale folosite sunt de încredere și de calitate bună.

Toate aceste presupuneri pot fi însă eronate în unele cazuri. De exemplu, corespondența unui taxon actual cu unul fosil, poate fi eronată. Sau condițiile climatice pentru un taxon actual pot să difere de cel al corespondentului din vechime, posibil din cauza distribuției plantei respective. De asemenea condițiile climatice pentru un corespondent actual al unui taxon fosil poate să fie eronată, din cauza că aria de distribuție a plantei respective nu acoperă toleranțele sale climatice.

Este important faptul că toate aceste erori în mare parte pot fi detectate. De exemplu, dacă se presupune că baza de date conține erori de tipul primelor trei enumerate, când se aplică CA pentru numeroase florei fosile, aceste erori se identifică repede prin faptul, că se poziționează permanent în afara intervalului de coexistență (outliers). Statistic semnificative sunt acele intervale de coexistență calculate în care 88-100% din taxoni pot coexista.

„Climatic amplitude method” este tot o metodă cantitativă de reconstituire paleoclimatică. S-a constatat că reconstituirile de climă pe bază de analize palinologice nu pot fi făcute pe baza tehnicii convenționale de analogie actuală, deoarece spectrele de polen Pliocene conțin taxoni ce aparțin plantelor temperate, cald-temperate, subtropicale, care astăzi nu se găsesc împreună. Au fost folosite 8000 de spectre de polen actuale. Pentru fiecare spectru au fost calculate frecvența polenurilor față de suma de polen total, dar excluzând plantele de apă și sporii. Amplitudinea climatică actuală tolerată de fiecare taxon de polen a fost determinată prin reprezentarea frecvențelor polenului în spectrul polinic actual în relație cu fiecare parametru climatic în parte. Pentru fiecare grafic s-au ales vizual una sau două praguri, prima corespunzând cu pragul de prezență/absență sub care taxonul probabil nu este prezent în locul respectiv (frecvența polenului sub acest prag reflectă un transport lung pe apă sau în aer), al doilea reprezintă pragul de abundență. Toate aceste praguri diferă de la un taxon la altul. Dacă într-un spectru de polen dat (fosil sau actual) frecvența trece cu 80% peste primul prag, atunci amplitudinea climatică asociată cu acest prag este luat în considerare. Dacă frecvența polenului este cu 80% peste pragul al doilea, atunci este utilizat și este folosit cea mai restricționată amplitudine climatică.

Evoluția paleoclimatică a Miocenului (în principal al Miocenului mediu) din Europa pe baza analizelor palinologice

Palinologia Miocenului din Europa reflectă existența unor florei diversificate, indicând condiții de climă variate, controlate în principal de altitudine și de latitudine. Aceste condiții de climă optimă din Miocenul mediu au fost evidențiate la scară globală.

Se observă o deteriorare a climei de la condițiile cu temperaturi ridicate din Miocenul inferior la cele cu temperaturi mai scăzute din Miocenul superior. Sunt puse în evidență schimbările în vegetație datorită gradientului de latitudine și altitudine precum și vegetația azonală. Așa de exemplu, în regiunea Çorum și în Bazinul Sivas (Turcia) după o dominare a elementelor tropicale în Miocenul inferior, în Miocenul mediu s-a produs o creștere treptată a elementelor temperate, iar elementele tropicale dispar. (Kayseri și Akgün, 2008). La fel, în Grecia (Mediterraneană de Est) pentru Miocenul mediu și superior se observă o deteriorare a climei, față de clima subtropicală existentă în Miocenul inferior. (Ioakim et al., 2005). În nord-estul Bulgariei la sfârșitul Bessarabianului clima devine variabilă și mai uscată (păduri mezofitice, etajare pe verticală). (Ivanov et al., 2007). În vestul Europei pe durata Langhianului și Serravallianului s-a constatat o suprapunere a mediilor foarte diferite (Jimenez-Moreno și Suc, 2007).

#### Paleoclima Miocenului (în special al Badenianului) din zona Paratethysului Central pe bază de analize palinologice

Pentru zona Paratethysului caracteristicile climei din Miocen sunt asemănătoare cu cele constatate în restul Europei. Analizele de polen (Karpatian- Sarmațian) din forajele de la Tengelic (Ungaria) au semnalat existența unei păduri etajate pe verticală, o climă umedă, temperat subtropical-cald (optimumul climatic) cu o scădere a temperaturii și cantității de precipitații în cursul Badenianului târziu și Sarmațian; la fel în forajele de la Hidas-53 (Ungaria) se observă o descreștere a multor elemente megatermice și mega-mezoterme, multe dintre ele dispar și o creștere a elementelor mezoterme și mezo-microterme din Badenian în Sarmațian (Jimenez-Moreno, 2006). La Lăpugiu de Sus (Badenian inferior) a fost pus în evidență o climă subtropicală, cu elemente tropicale, dovedită de dominanța elementelor termofile și subordonanța celor temperate (reflectând optimumul climatic). (Petrescu et al., 1990), pe când spectrul polinic de la Merești (Badenian superior) este dominat de elemente arctotertiare. (Petrescu et al., 1988)

### **Capitolul VII: Reconstituirea paleoclimii în Badenianul formațiunii cu sare din Bazinul Transilvaniei**

Palinologia și evaluarea climei din Badenianul cu sare din Depresiunea Transilvaniei prezintă interes mai ales pentru că această perioadă coincide cu sfârșitul optimumului climatic din Miocen.

În Depresiunea Transilvaniei au fost făcute analize palinologice din sarea badeniană pentru diapirele de sare din: Sărățel, Ocna Dej, Turda, Praid. La Ocna Sibiului nu au fost găsite sporomorfe. Studiile de microfloră au evidențiat faptul că asociațiile de floră din această perioadă (Badenianul mediu, Wielician) reprezintă o trecere de la Badenianul inferior la cel superior, în sensul că în cursul Badenianului se observă o scădere a elementelor termofile și o creștere a celor temperate începând cu Badenianul inferior spre Badenianul superior.

Evoluția în Neogen al Depresiunii Transilvaniei este în strânsă legătură cu evoluția munților înconjurători. Perioada 15-5 Ma (deci și intervalul de timp de formare a sării) corespunde cu faza de ridicare, cu o așa numită etapă constructivă. S-a estimat o elevație maximă de 2500 m altitudine pentru Carpații Orientali. (Sanders et al., 2002). Așa se explică existența unor elemente de altitudine în spectrele polinice din sare (prezența în număr mare a polenului de Piceae). Pe de altă parte dominanța în cadrul de mineralele argiloase a asociației de illit-clorit, sugerează tot existența unei arii de sursă controlat de altitudine. (Bican-Brișan și Hossu, 2006).

Principalii taxoni marker în evaluările climatice din sare

**A.** Elemente indicatoare de climă tropicală-subtropicală (prezența polenului macroterm): *Momipites punctatus* (Juglandaceae), *Nyssapollenites kruschi* (Nyssaceae), *Monocolpopollenites* (Palmaceae), *Dicolpopollis kockeli* (Palmaceae), *Triatriopollenites myricoides* și *T. bituitus* (Myricaceae), *Porocolpopollenites* (Symlocaceae), *Intratriporopollenites instructus* (Tiliaceae).

**B.** Elemente indicatoare de climă temperat-caldă (polenul mezoterm): *Caryapollenites simplex* (Juglandaceae), *Zelkovapollenites* (Ulmaceae), *Trivestibulopollenites betuloides* (Betulaceae), *Tricolporopollenites* (Fagaceae), *Cedripites* (Pinaceae)

C. Elemente indicatoare de climă temperat-rece (polenul microterm): *Pityosporites labdacus* (*Pinus sylvestris*), *Abiespollenites* (*Abies alba*), *Zonalapollenites igniculus* și *Z. maximus* (*Tsuga canadensis*), *Piceapollis* (*Piceae*)

D. Plantele iubitoare de umezeală (*hidrofite*- plante ce trăiesc în bălți și ape cu scurgere lină și *higrofite*- plante ce trăiesc în locuri cu exces de umiditate, prin văi, pe lângă ape, pe lângă izvoare, în depresiuni cu mlaștini, doar nu în bălți, ci doar pe marginea lor), sunt prezente prin următoarele genuri, unele asociate cu mlaștini: *Engelhardtia*, *Alnus*, *Ilex*, *Liquidambar*, *Nyssa*, *Taxodium*, *Cyrilla*, *Symplocos*.

E. Plantele xerofite (care trăiesc într-un mediu cu deficit sezonier sau permanent de apă în sol sau în atmosferă) sunt prezente în număr mic în sare: *Chenopodiaceae*, *Eleagnaceae*.

Climelor uscate este caracteristic *Sequoia* (*Sequoiapollenites polymorphosus* și *S. gracilis*). Aparțin familiei de *Taxodiaceae*.

Microflorele descrise în sarea de la Praid, Turda, Ocna Dej, Sărățel sunt asemănătoare, cu unele mici diferențe, care sunt puse pe seama unor condiții locale și a proceselor de fosilizare (care pot fi mai mult sau mai puțin favorabile conservării adecvate).

#### Asociația palinologică de la Sovata

La Sovata nu au fost făcute până acum analize palinologice. Probele au fost luate din Muntele de Sare din spatele Lacului Ursu . Au fost analizate 18 eșantioane

Taxoni	Frecvență
--------	-----------

#### PTERIDOPHYTA. FILICOPSIDA

- |                                      |   |
|--------------------------------------|---|
| 1. <i>Polypodiaceoisporites</i> sp   | X |
| 2. <i>Laevigatisporites haardtii</i> | X |

#### GYMNOSPERMATOPHYTA. CONIFEROPSIDA

- |  |     |
|--|-----|
| 1. <i>Abiespollenites cedroides</i>        | X   |
| 2. <i>Pityosporites microalatus</i>        | XX  |
| 3. <i>Pityosporites macroinsignis</i>      | X   |
| 4. <i>Pityosporites labdacus</i>           | XXX |
| 5. <i>Cedripites miocaenicus</i>           | X   |
| 6. <i>Cedripites crassiundulicristatus</i> | XX  |
| 7. <i>Podocarpidites libellus</i>          | X   |
| 8. <i>Zonalapollenites igniculus</i>       | X   |
| 9. <i>Zonalapollenites maximus</i>         | X   |
| 10. <i>Cupressacites bockwitzensis</i>     | X   |
| 11. <i>Sequoiapollenites polyformosus</i>  | X   |
| 12. <i>Sequoiapollenites largus</i>        | X   |

#### ANGIOSPERMATOPHYTA. MONOCOTILEDONATEA

- |  |   |
|--|---|
| 1. <i>Graminidites</i> sp.               | X |
| 2. <i>Moncolpopollenites</i> sp.         | X |
| 3. <i>Moncolpopollenites tranquillus</i> | X |

#### ANGIOSPERMATOPHYTA. DICOTYLEDONATEA

- |  |    |
|--|----|
| 1. <i>Triatriopollenites myricoides</i>      | X  |
| 2. <i>Momipites punctatus</i>                | XX |
| 3. <i>Pterocaryapollenites stellatus</i>     | XX |
| 4. <i>Caryapollenites simplex</i>            | X  |
| 5. <i>Ulmipollenites undulosus</i>           | X  |
| 6. <i>Intratrisporopollenites insculptus</i> | X  |

7. <i>Intratropipollenites instructus</i>	X
8. <i>Eucommiapollis eucommi</i>	X
9. <i>Tricolporopollenites microhenrici</i>	X
10. <i>Tricolporopollenites cingulum</i>	XX
11. <i>Tricolporopollenites henrici</i>	XX
12. <i>Nyssapollenites kruschi</i>	X
13. <i>Ericipites baculatus</i>	X
14. <i>Ericipites callidus</i>	X
15. <i>Ericipites ericius</i>	X
16. <i>Ephedripites treplinensis</i>	X
17. <i>Trivestibulopollenites betuloides</i>	X
18. <i>Capryfolipites andreansky</i>	X
19. <i>Ilexpollenites iliacus</i>	X
20. <i>Nymphaepollenites sp.</i>	X
21. <i>Alnipollenites verus</i>	X

Legendă: X-foarte rar (1-2 granule), XX-rar (3-9 granule), XXX-frecvent (10-12 granule)

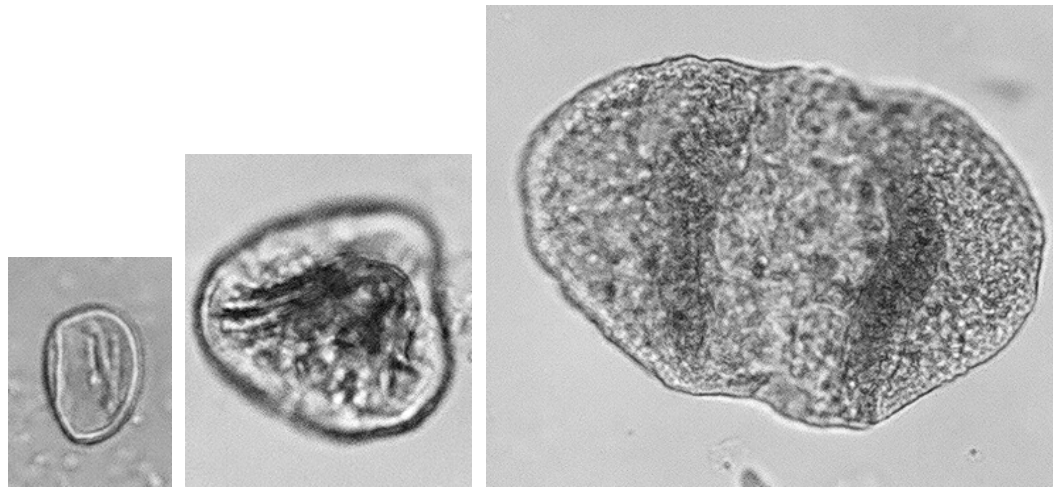
#### Caracteristicile și evoluția paleoclimului din Badenian

Conceptul clasic este că sarea se formează în condiții de climă cu temperaturi mai mari și precipitații reduse. Astfel, în Bazinul Transilvaniei formarea sării din Badenianul mediu ar indica o aridizare a climei. Însă analiza diferitelor floare sedimentate concomitent cu sedimentarea sării (Badenian mediu) sau anterior (Badenian inferior) făcute de Givulescu (1982) au arătat că aceste observații nu admit existența unui climat foarte cald și foarte arid în timpul Badenianului inferior și mediu pe suprafața continentului european, ci mai degrabă indică climate mai mult sau mai puțin moderat calde.

Reconstituirile recente ale paleoclimului și paleomediului din Paratethysului Central au arătat o inițială încălzire a climei, urmată de un declin al temperaturii în Miocenul mediu. Este acceptat faptul că această perioadă caldă urmată de o răcire corelează cu schimbările globale foarte bine cunoscute și din înregistrările de mare adâncă (Báldi, 2006). Reconstituirile paleogeografice au arătat că în Badenian Paratethysul era format dintr-o serie de mări situate între Mediterană și Oceanul Indo-Pacific. La începutul Badenianului Paratethysul Central era conectat cu Mediterana printr-o strâmtoare îngustă și adâncă. În Badenianul mediu în Depresiunea Transilvaniei s-au depus evaporite, însă în Bazinul Pannonic nu s-au găsit evaporite în Badenian și nici faună care să indice o creștere a salinității. Caracterul mediteranean al Paratethysului Central la începutul Badenianului este semnalată de mai mulți autori. Efectul expansiunii gheții din Antarctica de Est și asupra climei din Paratethysul Central este dovedită de înregistrările de izotopi stabili din Bazinul Styriei din Austria (Bojar et al., 2004)

Din punct de vedere climatic, o caracteristică importantă pentru Miocenul mediu îl reprezintă optimumul climatic, cu acoperire la scară globală. Datele din forajele de mare adâncime (bazate pe analize de izotopi de  $\delta^{18}O$  și  $\delta^{13}C$ ) au estimat ca această perioadă caldă s-ar fi produs în intervalul de timp 17-15 milioane de ani, și a fost urmată de o răcire gradată și o restabilire a păturii de gheață în Antarctica. (Zachos et al., 2001). Pentru Europa Centrală, optimumul climatic din Miocen este estimat a se fi produs între 18 și 14.0- 13.5 milioane de ani în urmă. (din Ottnangian până în Badenian timpuriu/mediu). Temperaturile medii anuale erau cuprinse între 17.4 și 20-22°C. În această perioadă (14.0- 13.5 Ma) s-a produs o deteriorare rapidă a climei, cu temperatura medie anuală de 15.4- 14.8. Față de perioada de răcire cuprinsă între 15-14 milioane de ani în urmă care a fost găsită în forajele de mare adâncime, este un decalaj față de depozitele continentale. (Böhme, 2003).

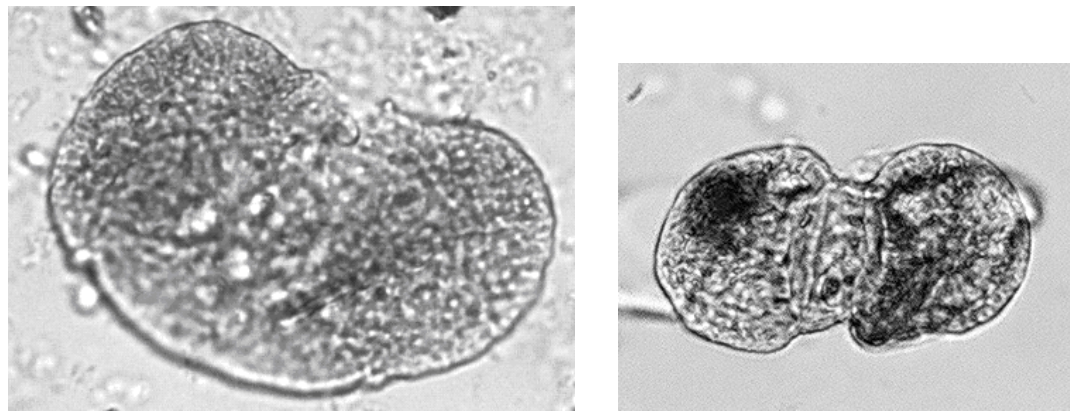
PLANŞA I (1000X).



1. 2. 3.



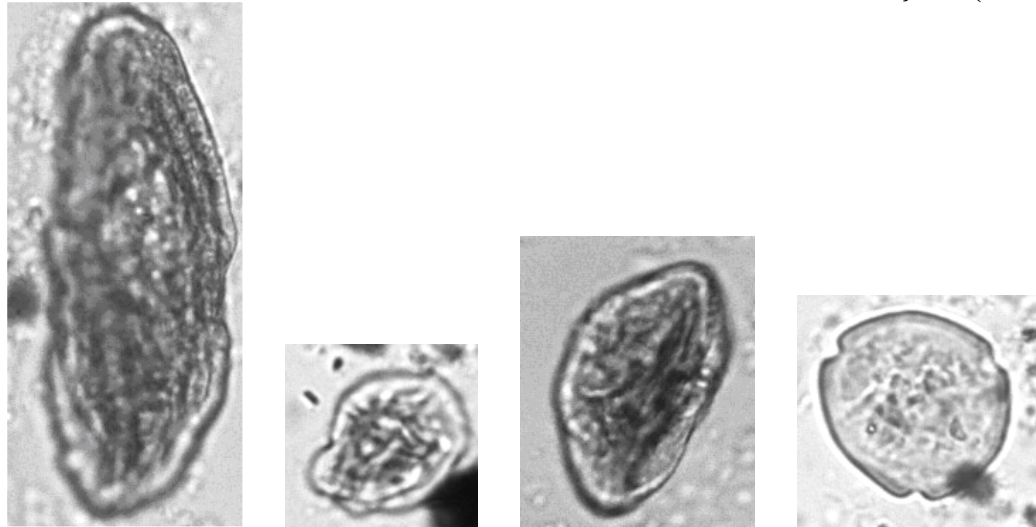
4. 5.



6. 7.

PLANŞA I. 1. *Laevigatisporites haardti*, 2. *Polypodiaceiosporites* sp, 3. *Pityosporites microalatus*, 4., 5. *Pityosporites labdacus*, 6. *Cedripites crassiundulicristatus*, 7. *Podocarpidites libellus*

PLANŞA II (1000X).

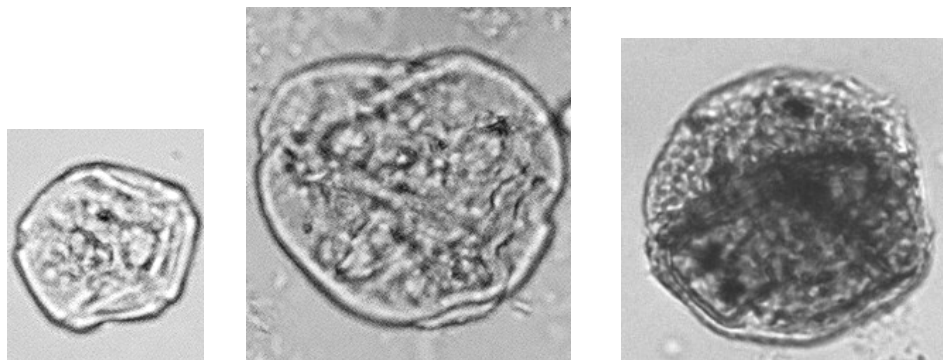


1.

2.

3.

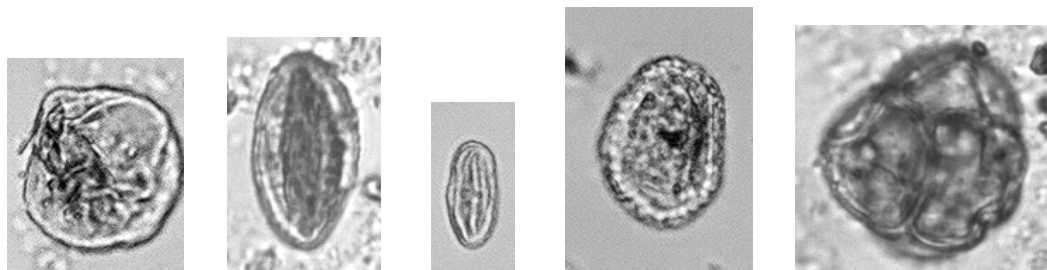
4.



5.

6.

7.



8.

9.

10.

11.

12.

PLANŞA II. 1. *Ephedripites treplinensis*, 2. *Graminidites* sp, 3. *Monocolpopollenites tranquillus*  
4. *Momipites punctatus*, 5. *Pterocaryapollenites stellatus*, 6. *Caryapollenites simplex*,  
7. *Ulmipollenites undulosus*, 8. *Eucommiapollis eucommi*, 9. *Tricolporopollenites henrici*,  
10. *Tricolporopollenites cingulum*, 11. *Ilexpollenites iliacus*, 12. *Ericipites callidus*



Este cunoscut că circulația apei din oceane influențează clima uscatărilor înconjurătoare (un exemplu este Curentul Golfului din Oceanul Atlantic care face ca clima din nord-vestul Europei să fie mai blând, datorită transportului de căldură). Pe de altă parte clima determină circulația din oceane. Într-o mare intracontinentală cu legături cu oceanul, două tipuri de circulație se pot dezvolta în funcție de echilibrul între aportul de apă și evaporație (presupunând o schimbare de apă restricționată printr-o strâmtoare adâncă). O circulație antiesturiană (lagunară) se instalează când evaporația este mai intensă. În Badenianul inferior (NN5) între Mediterana și Paratethysul Central s-a instalat o circulație tip antiesturian. Apa de suprafață din Mediterană a pătruns în Paratethys, iar apa adâncă din Paratethys –cu o salinitate mai mare- a intrat în Mediterană. Evaporația a crescut înspre continent, spre nord. Conform acestui model căldura era transportată de curenții de suprafață al Mediteranei spre Paratethys. Prima parte a Badenianului (16,4-15 Ma) corespunde cu o perioadă de timp care a avut pe tot globul o climă caldă (optimumul climatic din Miocenul mediu) (17-15 Ma). Această încălzire probabil se datorează în parte transportului de căldură a apei de suprafață de la latitudinile joase ale Mediteranei spre Paratethys Central. Evaporația este controlat de climă, și astfel temperaturile ridicate din optimumul climatic din Miocenul mediu au creat condiții favorabile de formare a evaporitelor. Temperaturile ridicate s-au ținut până 17-15 Ma în urmă, urmate de un declin acum 15-14 Ma în urmă; în timp ce în depozitele continentale de la latitudinile mijlocii din Europa răcirea a fost întârziată până acum 14 Ma în urmă, urmată de o răcire rapidă acum 14-13,5 Ma. Această întârziere a răcirii în Europa poate fi rezultatul transportului de căldură într-un sistem de circulație antiesturian. Durata foarte scurtă în care s-au format evaporitele (0,2 Ma) nu permite o poziționare stratigrafică exactă, dar s-au format în condiții de circulație antiesturiană. (Báldi, 2006).

Pe de altă parte tocmai această lipsă a evaporitelor din Bazinul Pannonic este adusă ca argument în lipsa legăturii dintre acest bazin și Bazinul Transilvaniei în timpul formării sării (Balintoni și Petrescu, 2002). Se presupune că a existat un aport de soluții preconcentrate din bazinul extracarpatic spre Bazinul Transilvaniei, probabil carbonații și sulfatii s-au depus înainte să ajungă în Bazinul Transilvaniei (în zona de curbură –de unde a intrat apa în bazin- există cantități mari de dolomit, gips, sare). În acest caz principala cauză de formare a sării a fost izolarea bazinului și nu condițiile climatice (în timpul precipitării sării clima a fost temperat-mediteraneană).

Migrația grupei Channidae („pești cu cap de șarpe”) a fost folosită pentru reconstituirea regimurilor de temperatură și precipitații din Neogenul Eurasiei. (Böhme, 2004). Acești pești sunt indicatori sensibili ale cantităților maxime de precipitații de vară din regiunile subtropicale și temperate. Expansiunea a peștilor cu cap de șarpe coincide cu începutul optimumului climatic din Miocen (18-17 Ma). A existat un gradient zonal al precipitațiilor de vară pentru perioada optimumului climatic din Miocen din vestul Eurasiei. La nord de paleolatitudinea 38°N au existat arii cu veri umede, iar arii aride între paleolatitudinile 30°N și 38°N. Această zonalitate se pare că a fost întreruptă în regiunea Paratethysului Central și Oriental, unde a persistat o climă uscată, producând un gradient de precipitații adițional meridional, la latitudinile medii din Europa, cu o regiune vestică umedă și una estică uscată. Această zonalitate s-ar fi datorat atât orogenezei cât și circulației atmosferei. ITCZ (Zona de Convergență Intertropicală) în această perioadă (Miocenul mediu timpuriu) era amplasată deasupra Africii de Nord. O zonă de presiune ridicată, subtropicală era situată deasupra nord-estului și estului Europei care a rezultat un climat uscat în centrul și estul regiunii Paratethys (așa se explică depozitele de evaporite extinse din Paratethys Central). Împărțirea Europei în două zone diferite din punct de vedere al precipitațiilor în Miocenul mediu este susținută și de o sinteză a răspândirii mamiferelor ierbivore de-a lungul Eurasiei în perioada 24-2 Ma. După ce în Miocenul timpuriu (24-15 Ma) se observă doar o ariditate incipientă, Miocenul mediu este dominată de contrastul dintre vestul (umed) și estul (mai uscat) Europei. (Fortelius et al., 2002).

Clima existentă în Badenian poate fi paralelizată cu clima mediteraneană (sau subtropical-uscată), care actual se găsește în părțile vestice ale continentelor. (menționăm că așa cum în viitor pot exista clime care actual nu au nici un corespondent printre climele actuale, la fel și în trecutul geologic puteau exista clime total diferite de cele de astăzi). Vara masele de aer descendente (care cauzează căldură și ariditate) sunt instalate 3-5 luni. În celelalte anotimpuri vânturile vestice

influențează clima , aducând mase de aer oceanice, aceste anotimpuri sunt ploioase. Lungimea anotimpurilor nu este egală, cel mai lung anotimp este vara. Temperatura medie anuală variază între 12-19 °C. Luna cea mai caldă are temperatura medie între 22-26 °C. Iernile sunt blânde. Luna cea mai rece are temperaturi medii între 4-13 °C. Amplitudinea anuală a temperaturii este mare în zona Mării Mediteraneene (15-20 °C). Precipitațiile medii anuale sunt între 400-800 mm, dar din cauze orografice acestea pot fi mai mari. Regimul precipitațiilor anuale este foarte regulat: în luniile de vară nu există deloc, sau sunt foarte puține precipitații. Celelalte anotimpuri, în special toamna și iarna sunt bogate în precipitații, când vânturile vestice aduc o mare cantitate de precipitații frontale. Umezeala relativă este scăzută vara, iarna trece peste 80 %. Numărul orelor de soare este mare. (Futó et al., 1991).

Aplicarea metodei „coexistence approach” pentru determinarea temperaturii medii anuale pe bază de palinofloră din sarea de la Praid

Am aplicat metoda CA conform celor prezentate în prima parte a lucrării. Pentru determinarea corespondențelor actuali (NLRs, nearest living relatives) ai taxonilor badenieni cât și pentru intervalele de temperatură (temperaturi medii anuale) în care se găsesc aceste plante, am folosit website-ul [www.palaeoflora.de](http://www.palaeoflora.de). Au fost utilizați 28 de taxoni. În tabela 2 sunt redați corespondenții actuali ai unor taxoni din sarea de la Praid precum și intervalele de temperatură (MAT):

Taxonii fosili	NLR	Intervale de MAT
<i>Polypodiaceoisporites torosus</i>	<i>Pteris sp</i>	2.0- 21.7
<i>Abiespollenites sp.</i>	<i>Abies sp.</i>	-6.7- 27.4
<i>Pityosporites microalatus</i> <i>Pityosporites alatus</i>	<i>Cathaya sp</i>	17.0- 22.2
<i>Pityosporites labdacus pseudocristatus</i>	<i>Pinus silvestris</i>	-9.2- 10.8
<i>Piceapollis sp.</i>	<i>Picea</i>	-8.9- 21.7
<i>Cedripites miocaenicus</i>	<i>Cedrus sp.</i>	11.6- 18.4
<i>Podocarpidites libellus</i>	Podocarpaceae	11.0- 27.7
<i>Zonalapollenites igniculus</i> <i>Zonalapollenites maximus</i>	<i>Tsuga sp.</i>	1.8- 21.9
<i>Sciadopityspollenites sp.</i>	<i>Sciadopitys verticillata</i>	7.4- 16.6
<i>Cupressacites insulipapillatus</i>	Cupressaceae ( <i>Cupressus</i> , <i>Chamaecyparis</i> )	1.8- 21.7
	Cupressaceae ( <i>Austrocedrus</i> , <i>Libocedrus</i> , <i>Papuacedrus</i> )	8.2- 26.5
<i>Sequoiapollenites gracilis</i> <i>Sequoiapollenites polymorfosus</i>	Taxodiaceae	9.1- 25.0
<i>Sparganiaceapollenites sparganioides</i>	<i>Typha domingensis</i>	8.2- 25.7
<i>Moncolpopollenites sp.</i>	<i>Palmae</i>	13.3- 27.7
<i>Arecipites sp.</i>	<i>Arecoideae sp.</i>	13.5- 27.7
<i>Triatriopollenites bituitus</i>	<i>Myrica</i>	-6.9- 28.1
<i>Momipites sp.</i>	<i>Engelhardtia sp.</i>	15.6- 27.0

<i>Caryapollenites simplex</i>	<i>Carya cordiformis</i>	6.6- 21.3
<i>Pterocaryapollenites stellatus</i>	<i>Pterocarya sp.</i>	7.6- 24.2
Ulmaceae	Ulmaceae	3.4- 27.7
<i>Alnipollenites verus</i>	<i>Alnus sp.</i>	-13.3- 27.4
<i>Intratrisporopollenites instructus</i>	<i>Tilia sp.</i>	2.5- 20.8
<i>Chenopodipollis multiplex</i>	Chenopodiaceae	-7,6-27,7
<i>Tricolpopollenites liblarensis</i>	Fagaceae	-1.1-27.9
<i>Nyssapollenites sp.</i>	<i>Nyssa sp.</i>	-1.1- 23.9
<i>Cyrillaceapollenites megaexactus</i>	Cyrillaceae	13.6- 25.4
<i>Ericipites baculatus</i> <i>Ericipites callidus</i> <i>Ericipites ericius</i>	<i>Erica arborea</i> Ericaceae <i>Erica tetralix</i>	13.10- 18.60 4.6- 18.8

**Tabela 2.** Corespondenții actuali (NLRs) ai polenurilor de la Praid și intervalele de temperatură medie anuală în care vegetează corespondenții actuali.

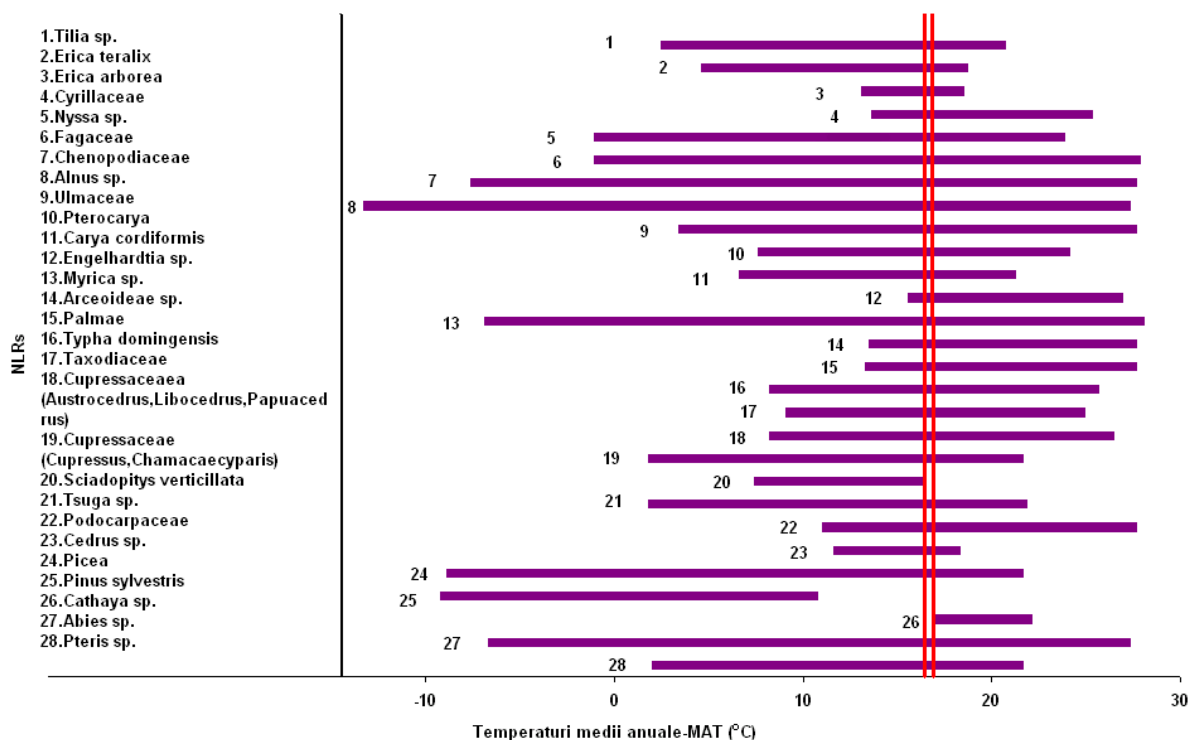


Fig.15. Intervalul de coexistență pentru temperatura medie anuală aplicată corespondenților actuali (NLRs) ai polenurilor de la Praid. Intervalele de temperatură medie anuală în care vegetează fiecare taxon actual în parte sunt marcate cu violet și intervalul de coexistență cu două linii roșii.

În fig.15. sunt reprezentate intervalele de temperatură medie anuală pentru taxonii actuali (cu violet) și intervalul de coexistență (cu două linii roșii). Intervalul de coexistență pentru temperatura medie anuală în cazul microflorei din sarea Badeniană de la Praid este **16.6- 17.0 °C**. Se observă un „outlier”, aceasta corespunde cu intervalul de temperatură medie anuală în care se găsește actual *Pinus sylvestris*. Taxonii care pot coexista reprezintă 96%.

Pentru comparație, în prezent, temperatura medie multianuală la două stații meteorologice (care fac observații climatice de peste 30 ani, perioadă de timp necesar pentru studiile climatologice) cele mai apropiate de Praid, la Odorheiu- Secuiesc și la Târgu- Mureș este de 8.0°C și respectiv 8.6°C.

Pentru urmărirea evoluției temperaturilor medii anuale în cursul Badenianului din Depresiunea Transilvaniei, am aplicat metoda CA pentru două asociații palinologice din Lăpugiu de Sus (Petrescu et al., 1991 ) de vârstă Badenian inferioară și Merești (Petrescu et al., 1988) de vârstă Badenian superioară. În primul caz, au fost folosite 28 de taxoni, în al doilea caz 20 de taxoni. În ambele cazuri taxonii care pot coexista reprezintă 100%. Graficele cu intervalele de coexistență sunt prezentate în fig. 16. și 17.

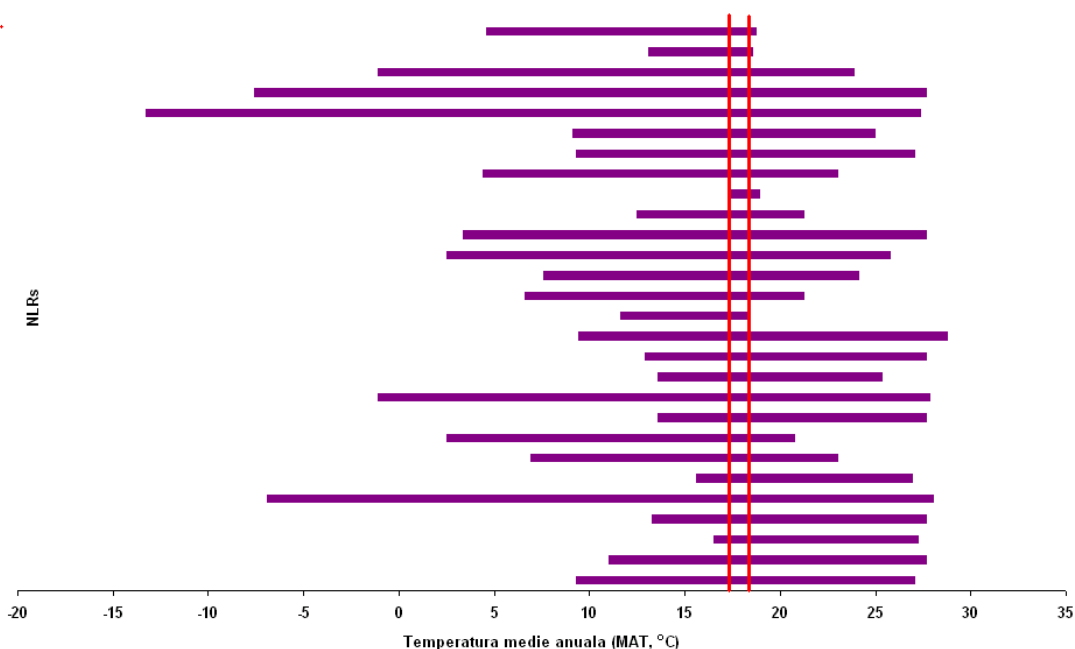


Fig.16. Intervalul de coexistență pentru temperatura medie anuală de la Lăpugiu de Sus (Badenian inferior).  
Legenda ca în cazul fig. 15

Pentru Badenianul inferior temperatura medie anuală rezultată este de 17,3-18,4 °C, iar pentru Badenianul superior 15,6-16,6 °C. Valoarea obținută pentru Badenian mediu fiind de 16,6-17,0 °C, încă odată se observă această tendință de scădere a temperaturii în cursul Miocenului mediu, valabil și pentru Badenianul din Depresiunea Transilvaniei

În tabela 3 am făcut o comparație cu temperaturile medii anuale din Europa găsite pentru Miocen și în principal pentru Badenian. Sunt notate țara (sau localitatea), tipul florei folosite, autorii, metoda folosită.

Se observă o scădere a temperaturilor medii anuale din Egerian până în Sarmațian. Intervalul de temperatură medie anuală determinat pentru Praid se aseamănă cu cele din Paratethysul Central și Paratethysul Oriental. (Petrescu & Nicorici, 1989, Petrescu & Fazecaș, 1989, Petrescu et al., 1990, Erdei et al., 2007, Böhme et al., 2007, Ivanov et al., 2002, 2007) Valori mai mari (18- 20 °C) se consemnează pentru Badenianul din Ungaria, determinată cu „climatic amplitude method”. (Jimenez-Moreno, 2006).

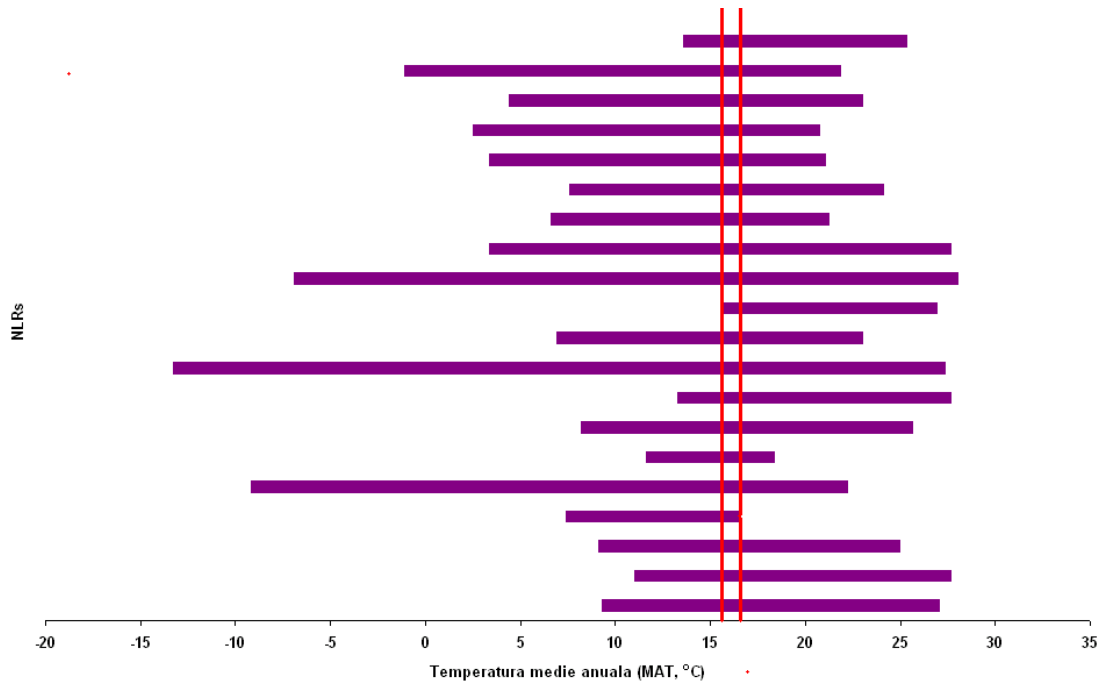


Fig.17. Intervalul de coexistență pentru temperatura medie anuală de la Merești (Badenian superior). Legenda ca în cazul fig. 15

	Lăpugiu Polen (Petrescu et al., 1990)	Bozovici Polen (Petrescu și Nicorici, 1989)	Țebea Polen (Petrescu și Fazecaș, 1989)	Ungaria Macrofloră (Erdei et al., 2007) CA	Ungaria Polen (Jimenez-Moreno et al., 2007) CAM	Germania Macrofloră (Böhme et al., 2007) CA	Praid (polen, CA)
Sarmațian				14.0- 16.5 °C	16.0 °C		
Badenian			16-18.°C	14.5- 16.5 °C	18.0- 20.0 °C		<b>16.6-17.0 °C</b>
	17-18 °C					15.7- 20.8 °C	
Karpatian				15.6- 16.6 °C		15.7- 20.5 °C	
Ottngangi-an			> 16 °C			22.2- 24.2 °C	
Eggenburgian		16.-17 °C		16.5- 18.8 °C			
Egerian				13.3- 20.6 °C			

	Bulgaria, NV Polen (Ivanov et al., 2002) CA	Bulgaria, NE Polen (Ivanov et al., 2007) CA
Bessarabian	13.3- 17.0 °C	15.6- 16.6 °C
Tarkhanian Karaganian	16.0- 18.0 °C	14.0- 17.0 °C

**Tabela 3.** Temperaturile medii anuale din câteva localități din Miocenul Europei, cu specificarea tipului de floră, a metodei folosite în determinarea temperaturii medii anuale, autorii.

## Capitolul VIII. Impactul sării asupra mediului înconjurător

Apariția la zi a sării în regiunea Praid-Sovata are impact asupra mediului înconjurător. Prezența sării la suprafață este evidențiată nu numai prin existența celor două masive de sare de la Praid și Sovata, dar și de lacurile sărate din zonă, de salinitatea pâraielor și a râului Corund care traversează masivele de sare, existența numeroaselor izvoare de apă sărată, a vegetației halofile, diferitele forme de carst salin de pe suprafața masivelor-exocarst (doline, lapiezuri, fisuri) (Fig. 18.)

### Lacurile sărate de la Sovata

Un rol de bază în formarea lacurilor sărate de la Sovata l-au avut apele de suprafață. De exemplu, în cazul formării Lacului Ursu, dizolvarea pâraielor Toplița (Köröstoplica) și Auriu (Aranybánya). Cele mai multe dintre aceste lacuri sunt carstosaline (Lacul Ursu, Lacul Roșu, Lacul Verde, Lacul Aluniș, Lacul Mierlei, Lacul Șerpilor-actual este o mlaștină eutrofă, Lacul Dulce-este colmatat) și doar una este antroposalină (Lacul Negru). Adâncimea acestor lacuri variază între 1m și 19 m, cel mai adânc fiind Lacul Ursu.(Alexe, 2007)



Fig 18. Forme bizare de carst (de conopidă) în sarea de la Praid

Lacul Ursu (fig.19) își are originea în astuparea pâ râului Toplița (Köröstoplica), și surparea teritoriului în anul 1875. Ca urmare a unei prăbușiri, și pâ râul Auriu (Aranybánya) a fost drenat în lac. Lacul Ursu are proprietăți helioterme, care au fost explicate pentru prima oară de Kalecsinszky în 1901. Din cauza erodării masivului de sare, lacul devine sărat, iar pâ râul de apă dulce care curge deasupra lacului determină o stratificare a apei. Apa dulce de la suprafață împiedică ca căldura apei sărate (încălzită de razele solare) să fie emisă, și astfel la suprafața lacului există temperaturi de 20- 24 °C , iar la 2-3 m adâncime poate atinge și 40-60 °C. În prezent, aceste valori de temperatură sunt mai mici datorită degradării stratificației din apă (Horváth, 2004).



Fig.19. Lacul Ursu de la Sovata



Fig.20. Lacul Verde

Lacul Ursu Sovata și arboreturile din jur au fost declarate rezervații ale naturii încă din anul 1970. (pădurile înconjurătoare de vârste mari, pe lângă rolul protector prezintă și o biodiversitate prin cele 23 specii de esență lemnoasă). Din anul 2000 (legea 5) este rezervație naturală de interes

național de categoria a patra, având o suprafață de 79 ha, aceasta cuprinde atât lacurile (5,7 ha) cât și suprafețele de pădure, unde intră și muntele de sare.

#### Râul Corund și Dealul Sării de la Praid

Valea râului Corund (fig.21) care străbate masivul de sare de la Praid (căpătând un aspect de canion de câțiva metri) este o vale de anticlinal, fiind aproape perfect paralelă cu orientarea cutelor. Profilul longitudinal al acesteia prezintă ușoare oscilații în plan vertical, în apropierea diapirului. Aceste oscilații reflectă o puternică meandrare în plan orizontal și o ușoară ridicare a patului aluvial. Versanții denotă o evoluție prin aplatizare-teșire, văile torențiale atacă regresiv structura, dezvoltând mici bazine de eroziune locale. Acțiunea se combină cu alunecările de teren, sufoziunea și tasarea pe masivul de sare. (Irimuş, 1998; Irimuş, 2006)



Fig.21. Râul Corund în amonte de Muntele de Sare

Corund se revarsă în Târnava Mică la ieșirea din Praid, spre Sovata. Bazinul hidrografic al Târnavei include două artere hidrografice importante: Târnava Mică și Târnava Mare. Valorile medii anuale ale mineralizării celor două râuri cresc, în general de la izvor spre vărsare, dar diferențiat de-a lungul celor două artere hidrografice. Pe Târnava Mică creșterea mineralizării este mult accentuată spre zona subcarpatică, cu valori de 575-620 mg/l. Acest aspect se datorează apariției la zi sau în subasment a masivelor de sare, care asigură o sursă permanentă de clorură de sodiu. (Sorocovschi și Vigh, 2005)

Măsurători amănunțite de salinitate de-a lungul râului Corund nu au fost făcute până acum. Măsurătorile le-am efectuat cu ajutorul unui aparat digital de măsurat conductivitatea electrică (mS/cm), care dispune și de un compensator automat al temperaturii (GLM 020). Coordonatelor punctelor de măsurare le-am determinat folosind un GPS (Garmin 60 CSx).

Între salinitate și conductivitate electrică există o corelație foarte strânsă.

Datele cu cantitățile de precipitații le-am preluat de la stațiile meteorologice cele mai apropiate, de la Odorheiu Secuiesc și respectiv Bucin, precum și de la postul pluviometric Sovata. Momentul măsurătorilor l-am ales astfel încât să am o serie de măsurători după o perioadă cu



precipitații reduse, iar a doua serie de măsurători după o perioadă cu precipitații mai abundente (tabela 4)

Cantități de precipitații (mm=l/m <sup>2</sup> )								
Septembrie 2009				Octombrie 2009				Date radar (zona Corund- Praid)
Ziua	SM Odorheiu Secuiesc	SM Bucin	Postul pluvio Sovata	Ziua	SM Odorheiu Secuiesc	SM Bucin	Postul pluvio Sovata	
1				1				
2				2	2,4	1,2		
3				3	4,2	1,6		
4				4				
5	5,2	4	3,2	5				
6	0,2	1,2		<b>6</b>	<b>MASURATORI-prima serie (A)</b>			
7	0,2			7		0,3		
8		1,2		8				
9				9				
10				10				
11				11				
12				12	3,2	5,9		
13				13	11,6	14,3	4,9	
14	0,2		0,8	14	2,5	7,1		
15		4,9		15		8,2		
16				16	0,4	0,7		
17				17				
18	4	1,3		18	2,6	0,2		20 (20-21 UTC)
19	0,2	1,9		19	9,4	14,1		15 (18.25- 19.25 UTC)
20				20	21,6	33,5	25,4	10
21				21		2,1		
22				<b>22</b>	<b>MASURATORI-a doua serie (B)</b>			
23								
24								
25								
26								
27								
28								
29		0,7						
30		0,4						
Suma lun.	<b>10</b>	<b>15,6</b>						

Tabela.4. Cantitățile de precipitații înregistrate înaintea efectuării măsurătorilor de salinitate

Se observă diferențe esențiale între valorile obținute după efectuarea celor două șiruri de măsurători (fig.22, 23)

În primul caz, (fig.22) după o perioadă de secetă (la SM Odorheiu-Secuiesc, când au existat 10 zile consecutive în care cantitatea de precipitații a fost mai mică de 0,1 mm sau nu au fost deloc ploi), valorile de salinitate au depășit 2500 mg/l în porțiunea de după ieșirea din canionul de sare. Valorile ridicate din prima porțiune a traseului parcurs indică o apropiere de suprafață a diapirului de sare. Este interesant faptul că valorile cele mai mici se înregistrează în amonte de Dealul Sării. Aceasta s-ar putea datora existenței unor resurse de ape dulci. Valorile cele mai mari au fost măsurate în aval de Muntele de Sare, acestea s-ar putea datora revărsării apelor din mină în porțiunea respectivă, și care totodată corespunde cu perimetrul minelor vechi.

La cea de a doua serie de măsurători (fig.23) valorile de salinitate obținute sunt mult mai omogene, și mai mici, ajungând până la valoarea de 1100 mg/l. Tot la ieșirea din zona Spatele Sării salinitatea are valori ceva mai ridicate față de cele înregistrate pe porțiunea canionului.

În ambele cazuri, la confluența cu Târnava Mică, valorile scad brusc, aceasta din urmă dispunând de valori de salinitate scăzută (sub 100 mg/l). După vărsarea râului Corund în Târnava Mică valorile măsurate se apropie de cele măsurate în porțiunea de înainte de pătrundere în zona masivului de sare. În fig.24 se observă locul de revărsare a râului Corund în Târnava Mică, precum și două valori de salinitate foarte diferite la doar câțiva metri..

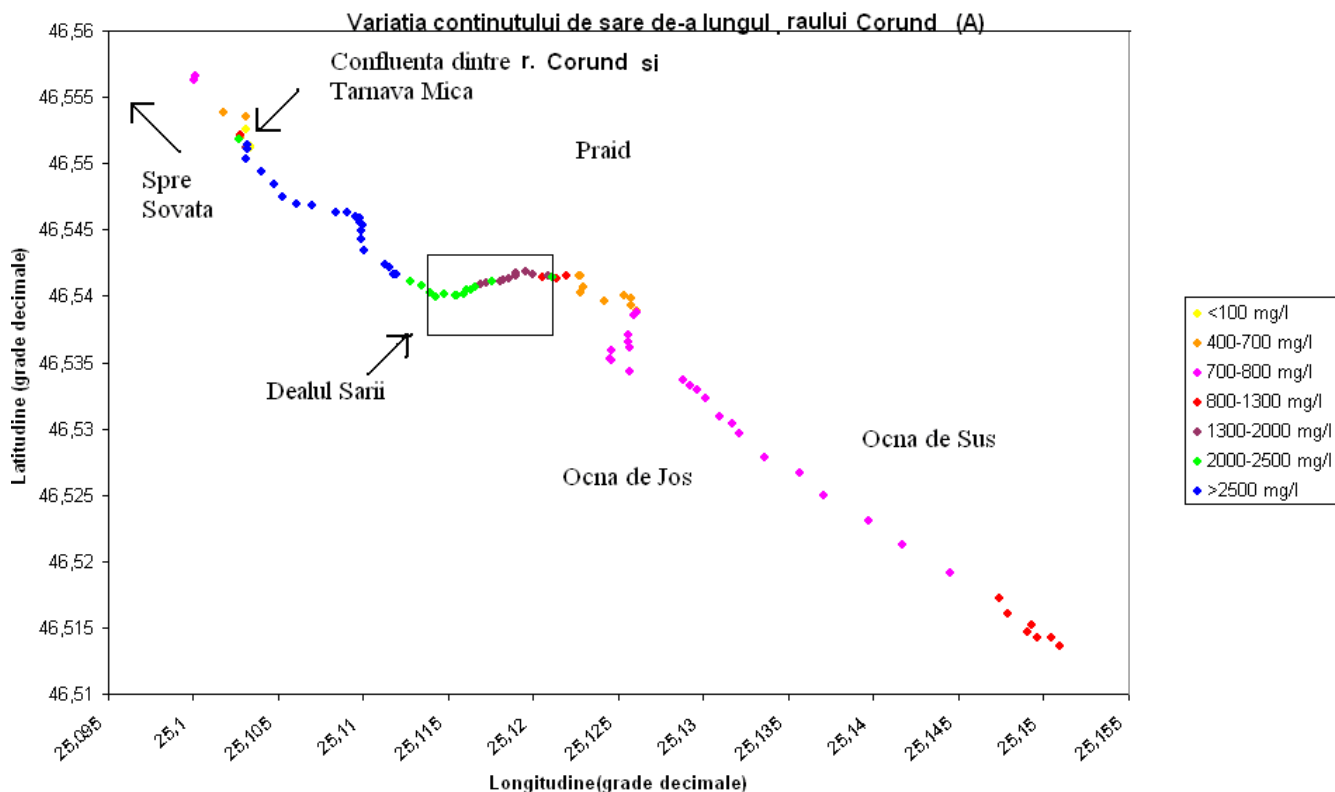


Fig. 22. Variația salinității de-a lungul râului Corund după prima serie de măsurători

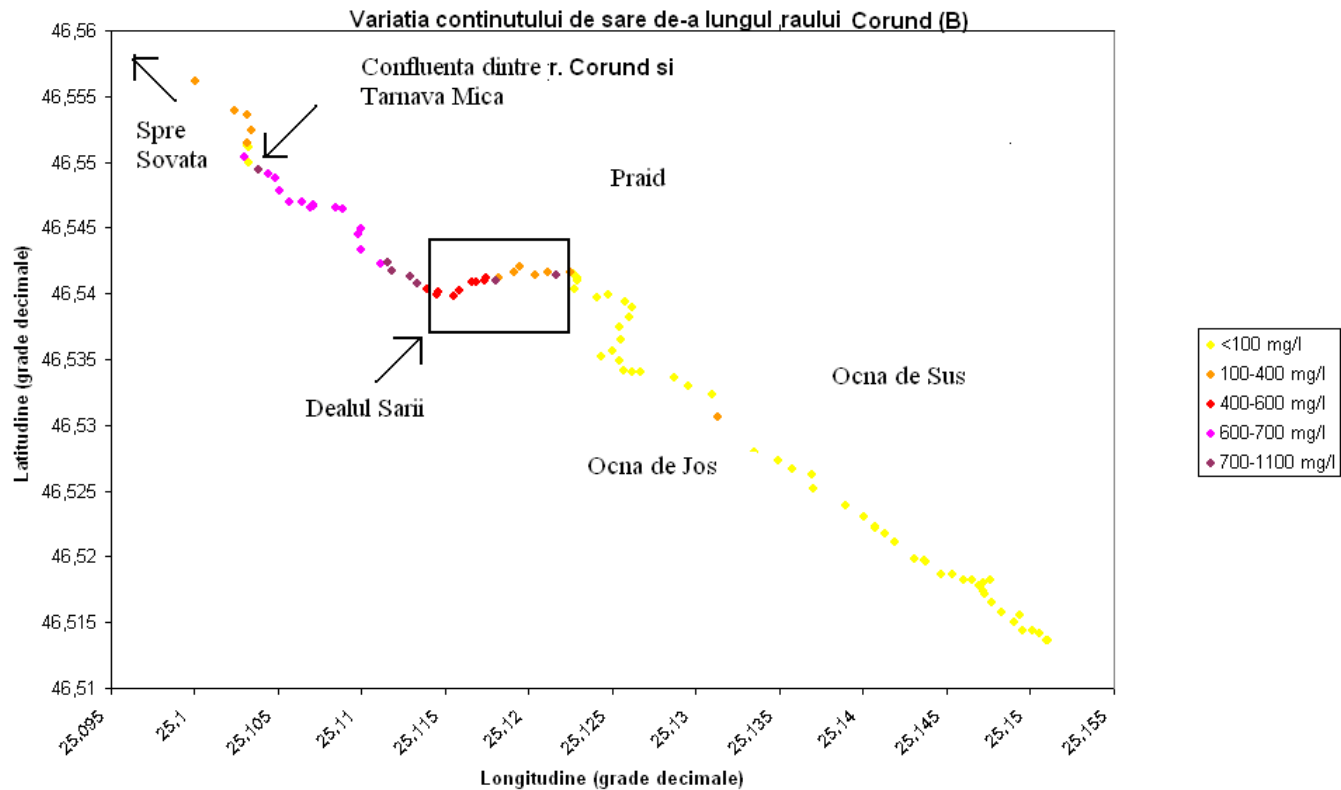


Fig.23. Variația salinității de-a lungul râului Corund după a doua serie de măsurători



Fig.24. Confluența dintre pârâul Corund și Târnavă Mică și valorile foarte diferite de salinitate măsurate la o distanță de doar câțiva metri

### Vegetația și fauna halofilă

În lacurile sărate de la Sovata au fost descrise forme adaptate la condițiile de salinitate ridicată, ca *Artemia salina*, un crustacee foarte rezistent la condițiile nefavorabile (secetă, îngheț). În afara acestora mai pot fi întâlnite forme de *Culex annulipes*, *Stratiomys longicornis*, *Tabanus autumnalis*, *Berosus spinosus*, *Cybyster Roeselii*, *Hetochares dilutus*, *Ranatra linearis*, *Acilus Sulcatus*, etc., alături de care au fost descrise mai multe specii de Flagelate și Ciliate (Alex et al., 2006).



Fig.25. Salicornia herbacea pe malul râului Corund, în Dealul Sării

Vegetația halofilă se dezvoltă în porțiunile pustii de-a lungul izvoarelor sărate și a pârâului Corund: *Limonium gmelini*, *Salicornia herbacea* (Fig. 25), *Aster tripolium*, *Spergularia salina*, *Salsola soda*, *Artemisia salina*, *Plantago maritima* și *Statice gmelini*.

Speciile de plante protejate din zona Dealului Sării sunt: *Cephalanthera longifolia* (L.) Fritsch, *Cypripedium calceolus* L., *Dactylorhiza sambucina* (L.) Soó, *Orchis militaris* L., *Orchis ustulata* L., *Traunsteinera globosa* (L.) Rchb.

### Impactul exploatării sării de la Praid asupra mediului

Actual, principalele metode de exploatare și preparare utilizate la Salina Praid sunt “metoda de exploatare a sării cu camere mici și pilieri dreptunghiulari” și “metoda de exploatare cu camere mici și pilieri pătrați”.

Exploatarea sistematică la mina Praid a fost semnalată oficial în anul 1787, când a fost deschis Mina József, aceasta a atins adâncimi de 66 m. Actual, lucrările de exploatare la Salina Praid se desfășoară în două sectoare miniere: sectorul orizonturilor inferioare (+286 m, +266 m, +246 m, +230 m) și sectorul minier Telegdy (+448 m). Pentru protejarea suprafeței și a obiectivelor de la suprafață, care intră în zona de influență al lucrărilor de exploatare, sunt prevăzute cu planșee și pilieri de siguranță (Horváth, 2002)

Apele de suprafață din apropierea masivelor de sare au un impact negativ asupra lucrărilor miniere. Pentru monitorizarea și prevenirea acestora în perimetrul minei de la Praid, au fost analizate calitățile apei Corundului, s-a aplicat și metoda tomografului geoelectric, și metoda DKRControl (Deák et al., 2007). Soluțiile de prevenire împotriva inundării depind de amplasarea a trei stații hidrologice și geomorfologice de monitorizare pe râul Corund. În caz de risc în creștere cu distrugerii serioase se impune o deviere a râului.

În anul 2002 a început amenajarea suprafețelor minelor vechi (fig.26), precum și oprirea drenajului apei în ocele de aerisire. (Horváth, 2004)



Fig.26. Zona minelor vechi de la Praid

Un impact pozitiv al prezenței sării la Praid este folosirea lui în scopuri terapeutice. Speleo-și climatoterapia se practică la un nivel părăsit al minei, aflat la 402 m

## Capitolul IX. Concluzii

Sarea din Depresiunea Transilvană s-a format în cursul Badenianului mediu (Wielician), pe perioada de timp de 13.6-13.4 Ma (Petrescu și Balintoni, 2002). Aceasta corespunde cu partea superioară a zonei de nannoplancton NN5 și partea inferioară a zonei NN6. Studiile de nannoplancton pe care le-am efectuat în sarea de la Praid a pus în evidență asociații aparținând zonei NN5 (5 probe) și respectiv NN6 (1 probă). Pentru Avanfosa Carpatică, formarea evaporitelor este plasată în zona NN6.

În timpul formării sării, în Depresiunea Transilvaniei era instalată Marea Paratethys, care era formată dintr-o serie de bazine, dintre care făcea parte și cel al Bazinului Transilvaniei. În cursul Neogenului această mare avea legături intermitente cu Marea Mediteraneană.

Ridicarea Carpaților însoțit de o activitate vulcanică a avut efecte asupra tectonicii sării din depresiunea Transilvaniei. În părțile marginale ale bazinului, sarea a fost bombată și împinsă la suprafață (diapirele de sare). Diapirele de sare de la Praid și Sovata aparțin zonei cutelor diapire Șieu- Odorheiu Secuiesc- Brâncovenești- Sovata- Praid, având orientarea nord-vest/ sud-est (Ciupagea et al., 1970). În aceste două localități sarea apare la zi la nord de Lacul Ursu, în „Muntele de Sare” de la Sovata și la sud de Praid, în „Spatele Sării”. Studiile mineralogice pe care le-am efectuat pe sare cu ajutorul microscopului au pus în evidență existența alături de halit a următoarelor minerale: minerale argiloase, carbonați, sulfăți, cuarț, silice, anhidrit, polihalit, biotit, clorit, feldspați plagiocaji. Dintre mineralele argiloase (determinate cu ajutorul analizei cu difracția de raze X pe 10 eşantioane de sare de la Sovata), predomină illitul, grupa caolinitul fiind prezent într-o proporție mai scăzută, iar montmorillonitul nu a fost detectat. La fel și studiile EDX au evidențiat prezența illitului.

Două evenimente majore au pus amprenta pe clima Miocenului mediu la scară globală: optimumul climatic și răcirea care a urmat după această perioadă caldă. Acestea au fost puse în evidență atât din forajele de mare adâncime, cât și din reconstituiri paleoclimatice de pe continente. Dintre cauzele răcirii din cursul Miocenului mediu, care a dus și la formarea gheții permanente din Antarctica pot fi amintite cele tectonice, ca deschiderile și închiderile strâmtorilor, care au dus de exemplu la formarea Curentului Antarctic Circumpolar. În cea ce privește variația

conținutului de CO<sub>2</sub> în atmosferă în această perioadă, există constatări contradictorii, acestea sunt puse pe seama metodelor diferite de cercetare. Cu toate că studiile geochimice au determinat concentrații scăzute de CO<sub>2</sub> în atmosferă pentru optimumul climatic din Miocen, și o creștere acestuia în perioada de răcire ce a urmat acesteia (Soon et al., 2001; Pagani et al., 1999; Tyrrell și Zeebe, 2004), analizele stomatale (Kürschner et al., 2008) și modelele de climă arată un nivel crescut de pCO<sub>2</sub> pentru optimumul climatic, și o scădere a acestuia în perioada de răcire ce a urmat. S-a estimat că glaciațiunea din Antarctica a început când pCO<sub>2</sub> a scăzut sub 400 ppm. (Langebroek et al., 2008)

Condițiile de temperatură ridicată din perioada optimumului climatic pot fi urmărite atât din datele forajelor de mare adâncime, cât și de pe continente, cu toate că a nu au avut loc exact în aceeași perioadă de timp. Formarea gheții permanente în zona Antarctidei a avut efecte asupra climei Pământului, sunt semnalate scăderi de temperatură de pe tot globul. Efectele acestora pot fi detectate și în evoluția climei din regiunea Paratethysului Central în cursul Miocenului mediu.

În Miocen continentele au fost aproape de poziția lor actuală. La fel și zonele climatice se aseamănă cu cele de astăzi. Miocenul mediu reprezintă importanță din punct de vedere climatic deoarece atunci a fost semnalată ultima perioadă caldă din istoria Pământului.

O metodă des folosită în reconstituirea climatică terestră este cea bazată pe analizele sporo-polinice. Deoarece toate plantele actuale sunt cunoscute din Eocen, aceste studii pot oferi rezultate de încredere, fiind cunoscută sensibilitatea vegetației la condițiile climatice și putându-se face analogii cu plantele actuale. În ultimul timp tot mai des sunt folosite metodele cantitative pentru determinarea unor parametri climatici din timpurile geologice. Scopul metodei coexistence approach (Mosbrugger și Utescher, 1997) este ca pentru o floră fosilă dată și un parametru climatic dat, să se găsească acel interval pentru care toți corespondenții actuali (NLRs) ai taxonilor fosili pot coexista în aceeași timp. Studiile palinologice efectuate pentru Miocenul din Europa au fost folosite pentru reconstituiri paleoclimatice. Aplicarea noilor metode (coexistence approach, climatic amplitude method, CLAMP, etc.) pentru asociații de micro- și/sau macrofloră dovedesc schimbările climatice ample ce au avut loc în Miocenul mediu.

Analizele palinologice pe care le-am efectuat pe sarea de la Sovata au arătat asemănări cu cele efectuate anterior pentru diapirele de sare de la Turda, Ocna Dej, Sărățel, Praid. În toate asociațiile sporo-polenice din sare predomină angiospermele dicotiledonate (ca de exemplu polenul de Ericaceae, *Carya*, *Engelhardtia*, *Alnipollenites*, *Ulmipollenites*), după care urmează coniferele (o specie frecvent întâlnit este *Pityosporites labdacus*, un *Pinus* tip diploxilon). În general, asociațiile de polen se caracterizează prin faptul, că alături sunt forme care actual nicăieri nu se găsesc împreună. Prezența în număr mare a polenului de *Pityosporites labdacus* în spectrele polinice din sarea badeniană poate fi explicat prin faptul că aceste polenuri având saci aeriferi pot fi transportate la mare distanță. Totodată prezența acestora indică o etejare a vegetației și implicit a climei pe verticală.

Condițiile climatice din timpul formării sării badeniene arată o perioadă de tranziție de la clima mai caldă ce a existat încă în Badenianul inferior, la temperaturi mai scăzute ce au urmat acestei perioade. Aceasta a fost semnalată nu doar de analizele palinologice efectuate, dar și de studiile de minerale argiloase din sare sau studiul unor foraminifere wieliciene din vestul Depresiunii Transilvaniei.

Pentru determinarea temperaturilor medii anuale în timpul formării sării de la Praid, am aplicat metoda „coexistence approach” pentru spectrul polinic determinat aici (Petrescu și Bican-Brișan, 2005). Au fost folosite 28 de taxoni, pentru fiecare dintre acestea am determinat corespondentul actual și temperaturile medii anuale în care vegetează fiecare taxon în parte. A rezultat o temperatură medie anuală de 16.6-17.0 °C. Această valoare se aseamănă cu alte valori de temperatură evaluate pentru Miocenul mediu din Paratethysul Central și Oriental. Se constată o răcire a climei cu aproximativ 8°C în decurs de 14 Ma.

Pentru a urmări evoluția temperaturii medii anuale în cursul Badenianului din Bazinul Transilvaniei, am determinat valorile de temperatură medie anuală cu ajutorul a două asociații de polen, de la Lăpugiu de Sus (Badenian inferior) (Petrescu et al., 1990) și Merești (Badenian superior) (Petrescu et al., 1988). S-a evidențiat și de această dată o scădere a temperaturii

începând cu Badenian inferior (17,3-18,4 °C)→ Badenian mediu (16.6-17.09)→ Badenian superior (15,6-16,6 °C).

În ceea ce privește precipitațiile, Europa în Miocenul mediu a fost împărțite în două regiuni cu cantități anuale de precipitații diferite: una vestică, mai umedă, și una estică, mai aridă (pe bază de răspândirea de Chaniidae și mamifere) (Böhme, 2004; Fortelius et al., 2002). Existența depunerilor de sare din Paratethysul Central este adusă ca argument în plus pentru condițiile climatice mai aride din estul continentului.

Pentru Europa Centrală, optimumul climatic din Miocen este estimat a se fi produs între 18 și 14.0- 13.5, răcirea începând în perioada 14.0-13.5 Ma (Böhme, 2003). Acceptând vârsta de formare a sării în perioada 13.6-13.4 Ma, și faptul că perioada de răcire ce a urmat condițiilor de temperaturi mai ridicate din optimumul climatic din Miocenul mediu este plasată în intervalul de timp 14.0-13.5, se pare că sarea din Depresiunea Transilvaniei s-a format într-o perioadă când clima a început să se deterioreze. Dat fiind durata scurtă în care s-au format evaporitele, nu poate fi făcută o poziționare stratigrafică exactă. Pe de altă parte, efectele încălzirii-răcirii climei la scară globală nu se manifestă exact în aceeași perioadă (și nici cu o aceeași intensitate) în toate regiunile, se poate accepta faptul, că evaporitele din Paratethysul Central s-au format când a existat o circulație antiestuariană (Báldi, 2006). Lipsa depozitelor de sare din Bazinul Pannonic poate fi explicată printr-o circulație într-un singur sens, din Bazinul Pannonic spre Avansosa Carpatică.

Sarea badeniană din Depresiunea Transilvaniei s-a format în condițiile unei clime aflat într-o perioadă de tranziție, de răcire. Această răcire a cauzat o scădere a nivelului oceanelor și mărilor la scară globală. Însă în această regiune încă au existat temperaturi suficient de mari, din cauza circulației antiestuariene care a transportat căldură, și astfel existau condiții optime pentru precipitarea sării. Din studiile efectuate (aplicarea metodei coexistence approach, studiul mineralelor argiloase, comparare cu condițiile climatice existente în această perioadă în alte regiuni din Europa) și prezentate în lucrarea de față se poate constata că în timpul formării sării badeniene din regiunea Sovata-Praid, probabil a existat o climă asemănătoare cu clima mediteraneană din prezent.

Sarea are un impact multiplu asupra mediului înconjurător. Prezența sării la suprafață a contribuit la formarea lacurilor sărate din Sovata, la existența unei vegetații halofile în jurul masivelor de sare, la formarea izvoarelor sărate, etc. Un impact important este cel asupra salinității râului Corund (care străbate Dealul Sării de la Praid.) care fiind un afluent al Târnavei Mici, contribuie la un nivel ridicat al salinității râului respectiv. Măsurătorile de salinitate de-a lungul Corundului pe o porțiune de aproximativ 8 km au pus în evidență atât variațiile datorate schimbării debitului râului (în funcție de regimul de precipitații) cât și variațiile înainte, pe parcursul și după străbaterea masivului de sare. Valori mai mari de salinitate (peste 2500 mg/l) au fost înregistrate după o perioadă de secetă și pe porțiunea din masivul de sare și la ieșirea râului Corund din Dealul Sării.

## Capitolul X. Bibliografie selectivă

ALEXE, M., 2007. Studiul lacurilor sărate din Depresiunea Transilvaniei. Teză de doctorat, Universitatea Babeș-Bolyai, Facultatea de Geografie, 276 pag..

ALEXE, M., ȘERBAN, G., FÜLÖP NAGY, J., 2006. Lacurile sărate de la Sovata. Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca, 107 pag.

BABEL, M., 2004. Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep as a Drawdown salina basin. Acta Geologica Polonica, Vol. 54, No. 3, pp. 313-337.

BADA, G., HORVÁTH, F., 1998. A Pannon- medence jelenlegi tektonikája, Természet Világa, II közlönszám, Budapest pp. 18- 23

BÁLDI, K., 2006. Paleooceanography and climate of the Badenian (Middle Miocen, 16.4-13.0) in the Central Paratethys based on foraminifera and stable isotope evidence ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ ) evidence, Geol Rundsch, 95 pp. 119-142

BALINTONI, I., PETRESCU, I., 2002. A hypothesis on the Transilvanian halite genesis. Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geologia, Special issue, 1, pp 51- 61

- BALINTONI, I., PETRESCU, I., 2002. A hypothesis on the Transylvanian halite genesis. *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia, Special issue, 1*, pp 51- 61
- BÁNYAI J., 1933. De la Géologie du bassin supérieur de la rivière Tîrnava Mică, *Comptes Rendus des Séances*, vol XIX
- BASSAROVA, M., 2005. Taphonomic and palaeological investigations of Riverslight Oligo-Miocene fossils sites- mammalian palaeocommunities and their habitats. Phd thesis, University of New South Wales, 233 pag.
- BEHRENSMEYER, A. K. , WING, J. D., 1992. *Terrestrial ecosystems through time*. University of Chicago Press, 568 pag.
- BICAN-BRIŞAN, N., HOSSU, A., 2006. Clay mineral association in the salt formation of the Transylvanian basin and its paleoenvironmental significance. *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia*, 51 (1-2), pp. 35-41.
- BICE, K., SCOTESE, C., SEIDOV, D., BARRON, E., 2000. Quantifying the role of geographic change in Cenozoic ocean heat transport using uncoupled atmosphere and ocean models. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoclimatology*, vol. 161, pp. 295-310.
- BÖHME, M., 2003. The Miocene Climatic Optimum: evidence from ectothermic vertebrates of Central Europe. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 195, pp. 389-401.
- BÖHME, M., 2004. Migration history of air-breathing fishes reveals Neogene atmospheric circulation patterns. *Geology*, vol. 32, nr. 5, pp. 393-396.
- BÖHME, M., BRUCH, A. A., SELMEIER, A., 2007. The reconstruction of Early and Middle Miocene climate vegetation in Southern Germany as determined from the fossil wood flora. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, article in press.
- CHIRA, C., 2001. The Badenian calcareous nannoplankton from Turda and Ocna Dej salt mines (Transylvanian Basin, Romania). *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia*, vol. XLVI, nr.2, pp. 141-150.
- CIUPAGEA D., PAUCĂ M., ICHIM T., 1970. *Geologia Depresiunii Transilvaniei*, Editura Academiei RSR, Bucureşti, 256 pag.
- CRIHAN, I. M., 2002. Palaeocology of the Badenian Foraminifera between the Prahova Valley and Teleajen Valley (Subcarpathians of Muntenia). *Geologica Carpathica, Special Issues*, vol. 52. Proceedings of XVII Congress of Carpathian-Balkan Geological Association Bratislava.
- CROWLEY, T. J., SHORT, D. A., MENGEL J.G., NORTH G. R., 1986. Role of seasonality in the Evolution of Climate During the last 100 Million Years. *Science*, vol. 231, pp 579-584.
- DEÁK, G., DEÁK, Ş.E., MIHAI, S.O., 2008. 3D Stability Computation of the Praid Salt Mines Complex Using DKR Control Method. The 12th International Conference of International Association for Computer Methods and Advances in Geomechanics (IACMAG), 1-6 October, India
- DEÁK, G., MIHAI, S., DEÁK, Ş.E., OANCEA, I., 2007. Addressing the Risk of Surface Water Intrusion in Old Romanian Salt Mines. *Mine Water and Environment*, vol. 26, nr. 4, pp. 251-255.
- DRAGOŞ V., 1969. Contribuţii la cunoaşterea genezei evaporitelor din Bazinul Transilvaniei, *Studii şi cercetări de geologie, geofizică , geografie, Seria geologie*, 14, nr. 1, Bucureşti pp. 163- 175
- ERDEI B., HABLY L., KÁZMÉR M., UTESCHER T., BRUCH, A., 2007. Neogen flora and vegetation development of the Pannonian domain in relation to paleoclimate and palaeogeography. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 253, pp. 131-156.
- FAUQUETTE, S., GUIOT, J., SUC, J.-P., 1998 (a) . A method for reconstruction of the Mediterranean Pliocene using pollen data. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 144, pp. 183-201.
- FILIPESCU S., 1994. Microfauna in the Neogene deposits close to the salt diapir of Turda-Valea Sărată (West Transylvanian Basin) In: *The Miocene from the Transylvanian Basin Roumania*, Editura Carpathica , Cluj (pag. 139-145)
- FILIPESCU S., 1996. Stratigraphy of the Neogene from the western border of the Transylvanian Basin, *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Seria geologia XLI (2)*, pp. 3-78
- FILIPESCU, S., 2001. Wielician Foraminifera at the western border of the Transylvanian Basin. *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia*, XLVI, pp. 115-123.
- FLOWER, B. P., KENNETT, J. P., 1993. Middle Miocene Ocean-Climate Transition: High-Resolution Oxygen and Carbon Isotopic Records from Deep Sea Drilling Project Site 588A, Southwest Pacific. *Paleoceanography*, vol. 8, nr. 6, pp. 811-843.
- FORTELIUS, M., ERONEN, J., JERNVALL, J., LIU, L., PUSHKINA, D., RINNE, J., TESAKOV, A., VISLOBOKOVA, I., ZHANG, Z., ZHOU, L., 2002. Fossil mammals resolve regional patterns of Eurasian climate change over 20 million years. *Evolutionary Ecology Research*, vol. 4., pp. 1005-1016.



- FUTÓ, J., BONA, I., MOHOLI K., 1991. Általános természeti földrajz, Tankönyvkiadó Budapest, 573 pag.
- GÖTZ A., 1956. Dare de seamă asupra regiunii Sovata- Praid, Dări de Seamă ale Comit. Geologic vol. XL, București pp. 149- 156
- HAR, N., RUSZ, O., CODREA, V., BARBU, O., 2010. New data on the mineralogy of the salt deposit from Sovata (Mures County-Romania). Carpathian Journal of Earth and Environmental Science, vol.5, nr.2, pp. 127-135.
- HORVÁTH, I., 2002. Descrierea geologică a zăcămintului de sare gemă Praid, Salina Praid, reactualizat în anul 2002
- HORVÁTH, I., 2004. A székely sóbányászat rövid története, Kiadja a Parajdi Sóbánya, 212 pag.
- ILIE M., 1958. Podișul Transilvaniei, Editura Științifică, București, 128 pag
- IOAKIM, C., RONDOYANNI, T., METTOS, A., 2005. The Miocene Basins of Greece (Eastern Mediterranean) from a paleoclimatic perspective. Revue de Paléobiologie, Genève, 24 (2), pp. 735-748.
- IRIMUȘ, I.A., 1998. Relieful pe domuri și cute diapire în Depresiunea Transilvaniei. Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca, 311 pag.
- IRIMUȘ, I.A., 2006. Hazarde și riscuri asociate proceselor geomorfologice în aria cutelor diapire din depresiunea Transilvaniei. Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca, 287 pag.
- IVANOV, D., ASHRAF A.R., MOSBRUGGER V., 2007. Late Oligocene and Miocene climate and vegetation in the Eastern Paratethys area (northeast Bulgaria), based on pollen data. Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology 255, pp 342-360.
- IVANOV, D., ASHRAF, A.R., MOSBRUGGER, V., PALMAREV, E., 2002. Palynological evidence for Miocene climate change in the Forecarpathian Basin (Central Paratethys, NW Bulgaria). Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology, 178, pp. 19-37.
- JIMENEZ-MORENO, G., 2006. Progressive substitution of a subtropical forest for a temperate one during the middle Miocene climate cooling in Central Europe according to palynological data from cores Tengelic-2 and Hidas-53 (Pannonian Basin, Hungary). Review of Paleobotany and Palynology 142, pp. 1-14.
- JIMENEZ-MORENO, G., SUC J.-P., 2007. Middle Miocene latitudinal gradient in Western Europe: Evidence from pollen records. Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology 253, pp. 208-225.
- KAYSERI, M.S., AKGÜN, F., 2008. Palynostratigraphic, Palaeovegetational and Palaeoclimatic Investigations on the Miocene Deposits in Central Anatolia (Çorum Region and Sivas Basin). Turkish Journal of Earth Sciences, vol. 17, pp. 361-403.
- KRÉZSEK CS., A. W. BALLY, 2006: The Transylvanian Basin (Romania) and its Relation to the Carpathian Fold and Thrust Belt: Insights in Gravitational Salt Tectonics. Marine and Petroleum Geology, vol. 23, nr. 4, pp. 405-442
- KRÉZSEK CS., FILIPESCU S., 2005. Middle to late Miocene sequence stratigraphy of the Transylvanian Basin (Romania), Tectonophysics 410 pp. 437- 463
- KUTZBACH, J. E., BEHLING, P., 2004. Comparison of simulated changes of climate in Asia for two scenarios: Early Miocene to present, and present to future enhanced greenhouse. Global and Planetary Change, vol. 41, pp. 157-165.
- LAŃCUCKA-ŚRODONIOWA, M., ZASTAWNIAK, E., 1997. The middle Miocene flora of Wieliczka -revision of Jan Zablocki's collection. Acta Palaeobotanica 37 (1), pp. 17-49.
- LANGEBROEK, P. M., PAUL, A., SCHULY, M, 2008. Constraining atmospheric CO<sub>2</sub> content during the Middle Miocene Antarctic glaciation using an ice sheet-climate model. Climate of the Past Discussions, vol. 4, pp. 859-895.
- MAC I., 1972. Subcarpații transilvăneni dintre Mureș și Olt, Editura Academiei RSR, București, 156 pag.
- MOORE, D. M., REYNOLDS, R. C., JR. , 1997. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals, 2nd ed. , 378 pp. Oxford, New York: Oxford University Press.
- MOSBRUGGER, V., UTESCHER, T., 1997. The coexistence approach- a method for quantitative reconstructions of Tertiary terrestrial paleoclimate data using plant fossils. Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology 134, pp 61-86.
- MRAZEK, L., 1907. Despre cute cu sâmbure de străpungere. Bull. Soc. Șt. București, vol. XVI, pp. 6-8.
- NAGY L. 1956. Cercetări geologice în regiunea la nord de Sovata, Dări de Seamă ale Comit. Geologic XL, București, pp.161- 166
- ONCESCU, N., 1952. Ridicări geologice în regiunea cutelor diapire din județul Odorhei, Dări de Seamă ale Inst. Geologic Român, XXXVI, București pp. 169- 178

PAGANI, M., ARTHUR, M. A., FREEMAN, K. H., 1999. Miocene Evolution of Atmospheric Carbon Dioxid. *Paleoceanography*, vol. 14, Nr. 3, pp. 273-292.

PAUCA, M., 1967. Contribuții la geneza zăcămintelor de săruri miocene din România. *Dări se Seamă ale Institutului Geologic*, vol. LIII, nr. 2, pp. 159-184.

PERYT, T. M., 2006. The beginning, development and termination of the Middle Miocene Badenian salinity crisis in Central Paratethys. *Sedimentary Geology*, vol. 188-189, pp. 379-396.

PETRESCU, I., BICAN-BRIȘAN, N., 2005. First palynological data on the salt deposit from Praid (NE Transilvania). *Contribuții Botanice*, XL, pp. 301-306.

PETRESCU, I., FAZECAȘ, M., 1989. A Few Data on the Miocene Microflora in Borehole 18-Țebea (the Brad- Săcărîmb Basin). *Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geol-Geogr*, XXXIV, 2, pp.53-60.

PETRESCU, I., MÉSZÁROS, N., CHIRA, C., FILIPESCU, S., 1990. Lower Badenian paleoclimate at Lapugiu de Sus (Hunedoara County), on account of paleontological investigations, *Studia Univ. Babeș-Bolyai, Geologia*, XXXV, 2, pp. 13-22

PETRESCU, I., MÉSZÁROS, N., FILIPESCU, S., BUDA, A., 1988. Contributions to the Stratigraphic knowledge of Neogene Deposits in Borehole 12-Merești (SE Transylvanian Basin). *Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geologia-Geographia*, vol. XXXIII, nr. 2, pp. 15-24.

PETRESCU, I., MÉSZÁROS, N., FILIPESCU, S., BUDA, A., 1988. Contributions to the Stratigraphic knowledge of Neogene Deposits in Borehole 12-Merești (SE Transylvanian Basin). *Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geologia-Geographia*, vol. XXXIII, nr. 2, pp. 15-24.

PETRESCU, I., NICORICI, E., 1989. Palynological Studies on the Lower Miocene Deposits in the Bozovici Basin. *Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geol-Geogr*, XXXIV, 2, pp. 43-52.

RÖGL, F., 1999. Mediterranean and Paratethys. Facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene paleogeography (short overview). *Geologica Carpathica*, vol.50., nr. 4, pp. 339-349.

SANDERS, C., HUISMANS, R., VAN WEES, J.D., ANDRIESSEN, P., 2002. The Neogene history of the Transylvanian basin in relation to its surrounding mountains. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 3, pp. 121-133.

SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., SNELLING, N., PÉCSKAY, Z., 2004. Evolution of the Neogene Gurghiu Mountains volcanic range (Eastern Carpathians, Romania), based on K-Ar geochronology. *Geologica Carpathica*, 55, 4, pp. 325-332.

ŚLAŹCZKA, A., OSZCZYPKO, N., 2002. Paleogeography of the Badenian salt basin (Carpathian Foredeep, Poland and Ukraine). *Geologica Carpathica, Special Issue. Proceedings of XVII Congress of Carpathian-Balkanian Geological Association, Bratislava*.

SOON, W., BALIUNAS, S., IDSO, S. B., KONDRATYEV, K. Y., POSMENTIER, E. S., 2001. Modeling climatic effects of anthropogenic carbon dioxide emissions: unknowns and uncertainties. *Climate Research*, vol. 18, pp. 259-275.

SOROCOVSCHI, V., VIGH, M., 2005. Chimismul apelor râurilor din bazinul hidrografic al Târnavei. *Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geographia*, L.2, pp. 41-48.

SZAFER, W., KOSTYNIUK, M., 1952. *Outline of Palaeobotany*. Polish Scientific Edition, Warsaw, 205 pag.

SZAKÁCS, A., KRÉZSEK, CS., 2007. Volcano-basement interaction in the Eastern Carpathians: Explaining unusual tectonic features in the Eastern Transylvanian Basin, Romania. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 158, nr. 1-2, pp. 6-20.

TREIBER, I., 1953. Vulcanologia și tectonica Munților Gurghiu de Sud, *Dări de Seamă Com. geol*, vol XXXIX pp. 281- 286

VISARION M., POLONIC P., E. ALI-MEHMED, 1976. Contribuții la studiul formelor structurale ale sării din Depresiunea Transilvaniei, *Studii tehnice și economice ale Inst. de Geol. Geofiz. București, D/II* pp. 29- 59

ZOTTA, V., 1964. Observațiuni referitoare la stratigrafia Pannonianului de pe marginea de vest a Munților Gurgiu, *Dări de Seamă ale ședințelor*, vol. L/I, București, pp. 187- 190

[www.palaeoflora.de](http://www.palaeoflora.de)

\*\*\* Dosarele de sondă de la sondele 5 MP Praid, 6 MP Praid, 1 MP Ocna de Sus ( Romgaz Mediaș)

\*\*\* Tabele meteorologice lunare (TM1) de la stațiile Odorheiu-Secuiesc și Tîrgu Mureș, între anii 1961-2005.