



**DIRECTOR,**

**Academia Română**  
**Institutul de Geodinamică "Sabba S. Ștefănescu"**  
**Laboratorul Dinamica Globului Terestru**

**Dr. Crișan DEMETRESCU**  
Membru corespondent al Academiei Române

*Str. Jean-Louis Calderon, Nr. 19-21, București-37, România, R-020032,*  
*fax:(4021) 317.2120, tel. (4021) 317.2126; e-mail: [inst\\_geodin@geodin.ro](mailto:inst_geodin@geodin.ro)*  
*<http://www.geodin.ro/~prezentare/>*



UNIUNEA EUROPEANĂ



GUVERNUL ROMÂNIEI



Programul Operațional Sectorial Creșterea Competitivității Economice  
Axa prioritară 2: Competitivitate prin Cercetare, Dezvoltare Tehnologică și Inovare  
Operațiunea: O.2.1.2 „Proiecte CD de înalt nivel științific la care vor participa specialiști din străinătate”

**Proiect: Infrastructură cibernetică pentru studii geodinamice relaționate cu zona seismogenă Vrancea: ID-593, cod SMIS-CSNR 12499**

**Etapă 3: : Construirea unor modele geodinamice tridimensionale de înalta rezoluție cu ajutorul sistemului HPCC/HPVC/GeoWall**

**Perioada: 18 decembrie 2011-17 iunie 2012**

## STUDIU

### PRIVIND ACTIVITATEA DE PREGATIRE DE SCENARII DE PALEORECONSTRUCTIE PENTRU ZONA DE STUDIU

**Director de proiect,**

**A U T O R I :**

Dr. Vlad Constantin Manea

Dr. Vlad Constantin Manea

Dr. Marina Manea

## CUPRINS:

1. Introducere	1
2. Modele kinematice de evolutie pentru Carpatii Romanesti si zona Vrancea	2
2.1. Setari generale	2
2.2. Scenarii de evolutie tectonica	3
2.3. Evenimente tectonice majore	7
2.4. Modelul de ruptura a placii subduse pentru zona Vrancea	8
2.5. Evolutia Neogena a arcului Carpatic si a bazinului Panonic	12
2.6. Modele alternative de evolutie a Carpatilor Romanesti	20
3. GPLATES - un soft open-source pentru vizualizarea interactiva a miscarilor placilor tectonice	23
4. Referinte Bibliografice	25

## 1. INTRODUCERE

Scopul principal al proiectului CYBERDYN este construirea unei infrastructuri cibernetice in cadrul Institutului de Geodinamica al Academiei Romane, pentru studierea evolutiei geodinamice pe termen lung a zonei seismogene active Vrancea. Aceasta infrastructura cibernetica este formata dintr-un HPCC (High Performance Computing Cluster – Grup de Servere pentru Calcule de Inalta Peformanta), un HPVC (High Performance Visualization Cluster – Grup de Servere pentru Vizualizare de Inalta Performanta) si un sistem de Vizualizare Stereo in 3D (GeoWall).

Noua infrastructura cibernetica va ajuta la crearea unui grup de cercetatori format din experti cu inalta pregatire obtinuti prin antrenarea tinerilor oameni de stiinta in campul geodinamicii computationale, permitand generarea primului centru de excelenta in domeniu din Romania. Activitatea acestui centru de excelenta se va extinde si dupa finalizarea ultimei etape a proiectului prin formarea tinerilor specialisti si prin participarea in proiecte nationale/internationale bazata pe capacitatea si performanta oferite de o asemenea tehnologie.

Paleoreconstructiile reprezinta procesul de reconstructie a pozitiilor placilor tectonice unele in raport cu altele (miscari relative) sau in raport cu un alt sistem de referinta, cum ar fi campul magnetic terestru sau pozitia punctelor fierbinti in timp geologic. Acest proces ajuta la determinarea formei si a orientarii supercontinentelor sau a microplacilor si ajuta la conturarea paleoreconstructiilor geografice.

Prima parte a acestui studiu de paleoreconstructie pentru zona Vrancea are la baza o prezentare generala a modelelor kinematice pentru Carpatii Romanesti si reconstituirea proceselor de subductie asociate. A doua parte a acestui studiu este dedicata softului G-Plates ([www.gplates.org](http://www.gplates.org)), care reprezinta un instrument eficient in implementarea numerica a scenariilor de paleoreconstructie la nivel global si regional. In plus, G-plates ofera posibilitatea de conversie a scenariilor de paleoreconstructie intr-un format numeric compatibil cu softul de simulare numerica a proceselor din manta CitcomS ([www.geodynamics.org](http://www.geodynamics.org)).

## 2. MODELE KINEMATICE DE EVOLUTIE PENTRU CARPATII ROMANESTI SI ZONA VRANCEA

### 2.1. SETARI GENERALE

Un model kinematic de evolutie a unei anumite regiuni trebuie sa aiba la baza istoria tectonica din zona respectiva. In schimb, modelele tectonice au la baza o serie de informatii importante cum ar fi: distributia campului de deformatie, tipul de falii, distributia in timp a placilor tectonice majore, migratia vulcanismului, etc. De fapt, distributia regionala a directiilor de extensie si contractie, precum si evolutia campului de deformatii din Paleogen pana in Neogen a facut posibila reconstructia miscarii frontului de coliziune al Carpatilor si evolutia tectonica in jurul zonei Vrancea. Panzele carpatice au fost impinse in jurul platformei Moesice in timpul Paleogenului si al Neogenului timpuriu. De fapt, structura de arc a centurii tip fold-thrust a Carpatilor a luat nastere in Neogenul tarziu ca rezultat al miscarii catre Est a blocului Tisza-Dacia datorat in principal convergentei Placii Adriatice si a retragerii placii oceanice (*Linzer et al., 1998 - Figura 1*). Structurile de deformatie ale Carpatilor sugereaza trei evenimente tectonice majore, legate in principal de dinamica placilor tectonice:

a) O serie de falii corticale curbe tip strike-slip au fost create datorita miscarilor convergente cu directie NE – ENE in perioada Paleogen – Miocen mediu.

b) Din Miocenul mediu pana in Pliocen, o serie de orientari in forma de evantai au fost create datorita unor factori, cum ar fi: convergenta oblica (lateral dreapta) in Carpatii Meridionali, o convergenta frontala in partea de sud a Carpatilor Orientali si o convergenta lateral stanga in partea de nord a Carpatilor Orientali.

c) Din Pleistocen pana in Holocen, arcul Carpatic a suferit o extensie orientata E-W cuplata cu o directie de compresie orientata N-S, care a dus la formarea zonei Vrancea si la ruperea placii oceanice aflate in subductie in zona de curbura a Carpatilor.

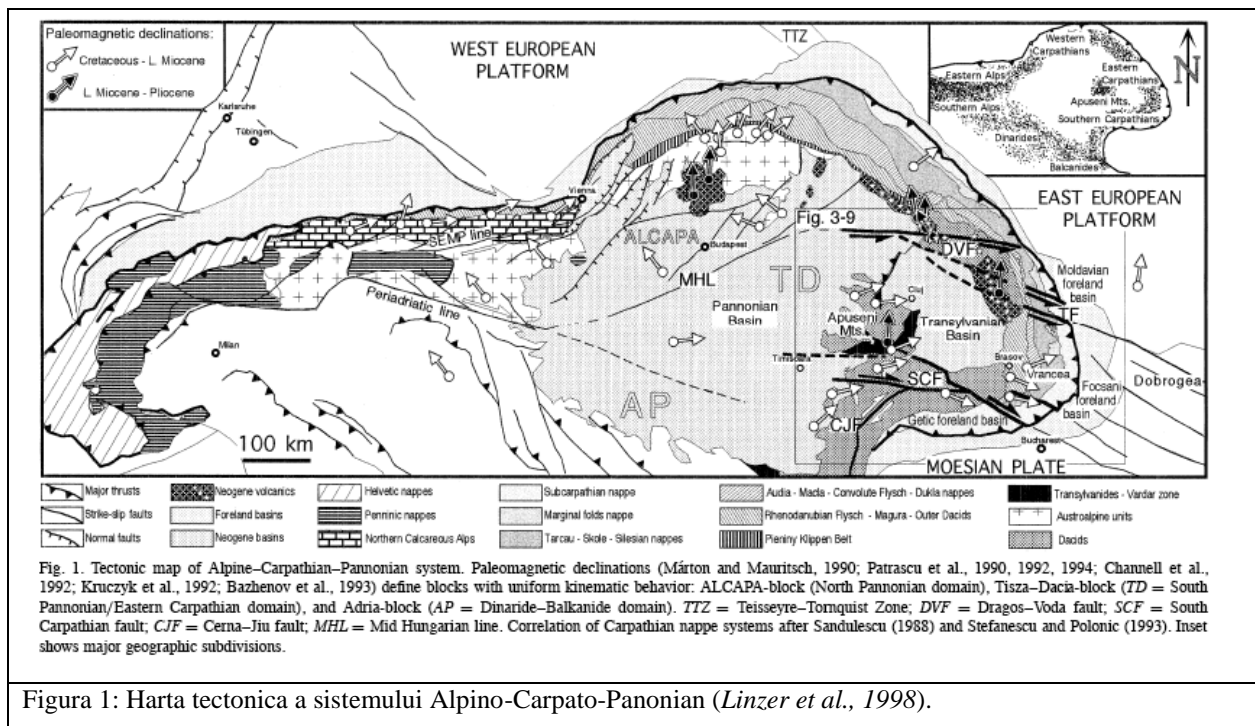


Figura 1: Harta tectonica a sistemului Alpino-Carpato-Panonian (Linzer et al., 1998).

## 2.2. SCENARII DE EVOLUTIE TECTONICA

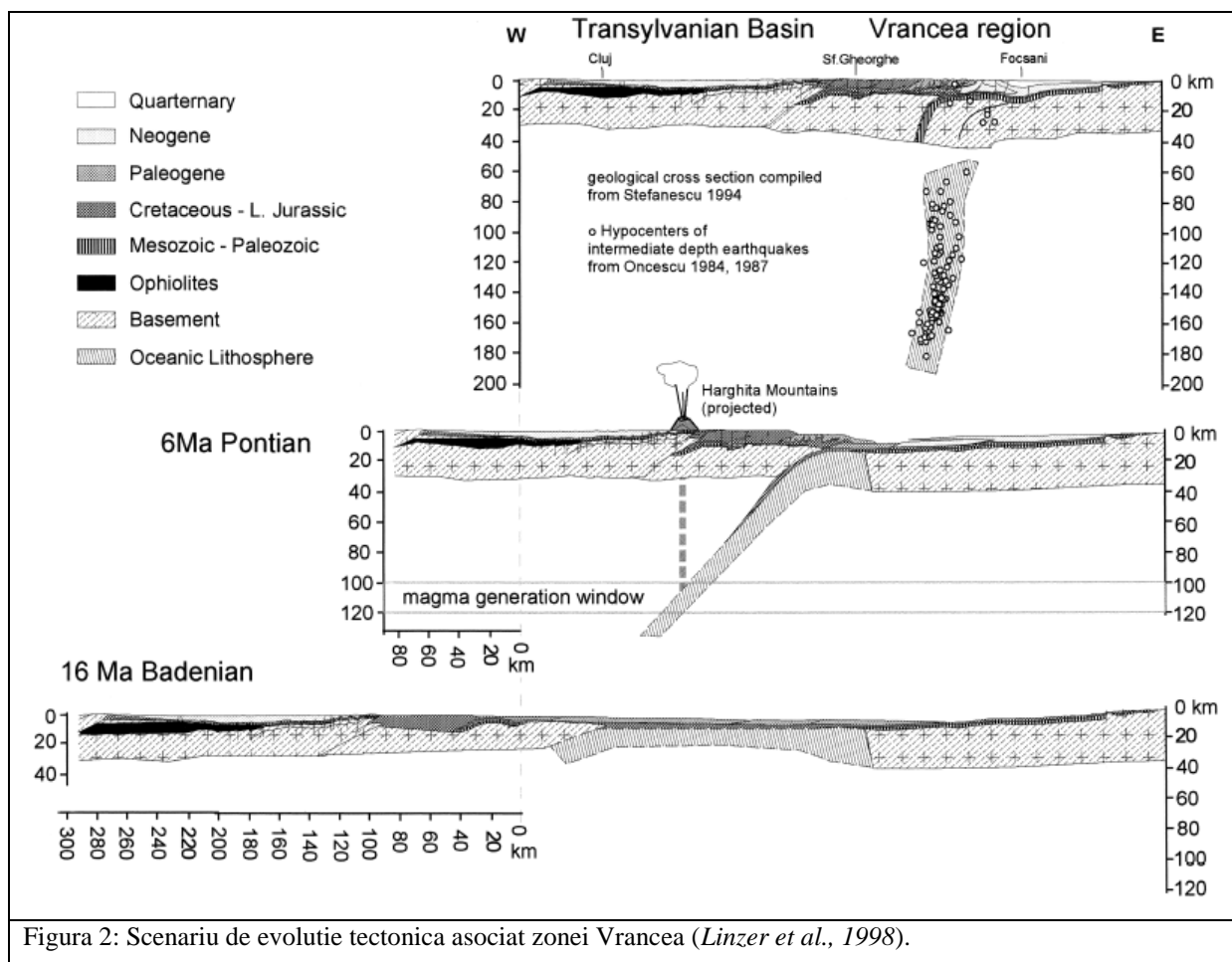
Carpatii Romanesti reprezinta o centura compresiva cu o structura asemanatoare unui arc, formata in Cenozoicului tarziu. Kinematica Carpatilor este legata de evolutia Alpilor estici si a bazinului Panonic. In contrast cu Alpii, care au fost formati printr-o coliziune puternica, Carpatii au fost formati in urma unei coliziuni cu intensitate mica. De aceea, grosimea crustei nu depaseste ~45 km (Enescu et al., 1992) iar inaltimea media a Carpatilor este in general mai mica de 2 km. Royden (1993) a propus ideea conform careia miscarile de placi tectonice din aceasta zona au fost cauzate in principal de o subductie retrograda cuplata cu colapsul orogenic al Alpilor estici si cu miscarea catre Est a blocului Tisza-Dacia. Linzer (1996) propune un model kinematic care are la baza subductia retrograda a unei placi oceanice, iar Ratschbacher et al. (1993) propune ca mecanism de formare a panzelor Carpatice, interactiunea dintre platforma Est Europeana si placa Moesica.

Vectorii kinematici asociati panzelor Carpatice indica o miscare de placi tectonice in timpul formarii arcului carpatic. Directia de miscare medie a Carpatilor in perioada Miocenul tarziu-prezent este ESE. Reconstructia miscarii panzelor de flysch ale Carpatilor Orientali in perioada pre Miocenului mediu indica o miscare de compresie cu o scurtare de 500 km in directia WE si o scurtare cu pana la 300 km in aceeasi directie, dar pentru perioada post Miocenica (Stefanescu, 1983). Pentru partea de nord a Carpatilor Orientali, si pentru perioada dinaintea rotatiei panzelor Carpatice in jurul placii Moesice, Ellouz & Roca (1994) raporteaza o scurtare minima de 180 km in directia NE-SW.

In contrast cu scurtarea crustala a arcului Carpatic, sudul bazinului Panonic indica o miscare extensionala regionala de ~230 km in timpul Neogenului (*Tari et al., 1992*). De fapt, miscarea extensionala din partea de Vest a blocului Tisza-Dacia, a trebuit sa fie compensata de scurtarea Miocena (~300 km) din cadrul panzelor Carpatice (*Tari et al., 1995*). In concluzie, cei 300 km de deformatie din cadrul panzelor Carpatice isi au originea in afara arcului Carpatic. Daca ne intoarcem in timp, din perioada Cretacicului tarziu pana in Paleogen (100-25 Ma), placa Adriatica care, pentru perioada de timp mentionata, avea o miscare catre NW, inchidea astfel bazinul oceanic Penninic, ducand astfel la aparitia magmatismului de tip calc-alkalin din muntii Apuseni, Carpatii Meridionali si din Balkani (*Yanev et al., 1995*). Declinatiile paleomagnetice din Carpati si din bazinul Panonic pentru perioada Neogenului timpuriu (25-11 Ma) indica trei perioade principale in care se inregistreaza rotatii de blocuri tectonice (*Kruczyk et al., 1992; Bazhenov et al., 1993; Patrascu et al., 1990, 1992, 1994; Fodor, 1995*). Blocul Tisza-Dacia s-a rotit in sens orar cu un unghi cuprins intre 90° si 120°, rotatie inregistrata in jurul placii Moesice. In timpul acestei rotatii (Eocenul tarziu – Miocenul timpuriu) a panzelor Carpatice in jurul placii Moesice, s-a format bazinul Petrosani (*Ratschbacher et al., 1993*). In perioada Badeniana (cca. 15 Ma) se inregistreaza ultima perioada de rotatie, caracterizata prin formarea bazinului Bozovici, un bazin de tip pull-apart. Aceste bazine au ca limite diferite tipuri de falii, in functie de tipul miscarilor placilor tectonice din regiune. Formarea bazinului Petrosani a inceput in Eocenul tarziu si a continuat pana in Miocenul timpuriu, iar bazinele Caransebes-Mehadia si Bozovici in perioada Badeniana.

Deformatia inregistrata in perioada Miocenului mijlociu - Pliocen, a fost indusa in principal de subductia retrograda a placii oceanice prinse intre placa Europeana si cea Moesica, precum si datorita miscarii catre Est a blocului Tisza-Dacia (*Burchfiel and Royden, 1982; Royden, 1993a,b; Csontos, 1995; Linzer, 1996a*). De fapt, inchiderea bazinului oceanic si coliziunea dintre blocul Tisza-Dacia cu forelandul placilor Est-Europene si Moesica a generat structura de arc a Carpatilor (*Linzer et al., 1998*), iar subductia retrograda de la W la E a produs vulcanism de tip calcalkalin. In plus, datarea geocronologica a rocilor andezitice din cadrul lantului vulcanic asociat Carpatilor Orientali indica o migrare a centrelor vulcanice de la NW catre SE (*Szakacs & Seghedi, 1995*). Acest lant vulcanic este deplasat (lateral-stanga) pe o distanta de aproximativ 60 km, in lungul sistemului de falii Dragos Voda si Somes, intre muntii Gutai (13-9 Ma) si muntii Calimani (9-7 Ma). Vulcanismul asociat subductiei se afla in prezent localizat pe zona Tornquist–Teisseyre, zona in care grosimea crustala depaseste 40 km (*Mocanu and Radulescu, 1994*). Subductia retrograda catre E, cuplata cu impingerea panzelor Carpatice catre ENE, indica o pozitie alohtona a centrilor eruptivi (*Linzer, 1996*) si o miscare importanta a sistemului de panze Neogene. Distributia progresiva a varstelor arcului magmatic Carpatin (0.2

Ma in sud-est si 16 Ma catre nord-vest) pe o distanta de ~600 km, indica o viteza de migratie de circa 3-4 cm/an. Aceasta distributie de varste a fost interpretata de catre *Sperner et al. (1996)* ca o consecinta a migrarii laterale a unei rupturi in placa subdusa ca urmare a unei coliziuni tectonice. O serie de informatii provenite din diverse surse, ca de exemplu profile seismice de reflexie a bazinului Dacic (*Leafu and Albu, 1984; Mocanu and Radulescu, 1994*), arata convergenta tectonica in perioada Badenian-Sarmatian. De asemenea, structurile triunghiulare dezvoltate in zona panzelor Tarcaului, indica o compresie continua pe directia E-W, si o scurtare pe aceasta directie de mai bine de 300 km (Figura 2).



Reconstructia panzelor perpendiculare pe directia de subductie necesita o cantitate destul de semnificativa de extensie corticala orientata paralel cu orogenul. Cu toate acestea, introducerea unei rotatii in sens orar a blocurilor tectonice in zona de curbura a Carpatilor Orientali, reduce considerabil extensia mai sus mentionata (*Morley, 1996*). Reconstructia tectonica din Neogen pana in Holocen (*Linzer et al., 1998*) are la baza miscarea ESE a panzelor Carpatice in partea centrala a Carpatilor Orientali, miscarea lateral-dreapta in lungul faliiilor corticale in Carpatii Meridionali, precum si miscarea lateral-stanga a faliiilor corticale din partea

de nord a Carpatilor Orientali (Figura 3). Sistemul de falii lateral-stanga Dragos-Voda in partea de nord, cuplat cu sistemul de falii lateral-dreapta din sudul Transilvaniei si a Carpatilor Meridionali, actioneaza astfel incat sa compenseze convergenta oblica din foreland (Figura 3).

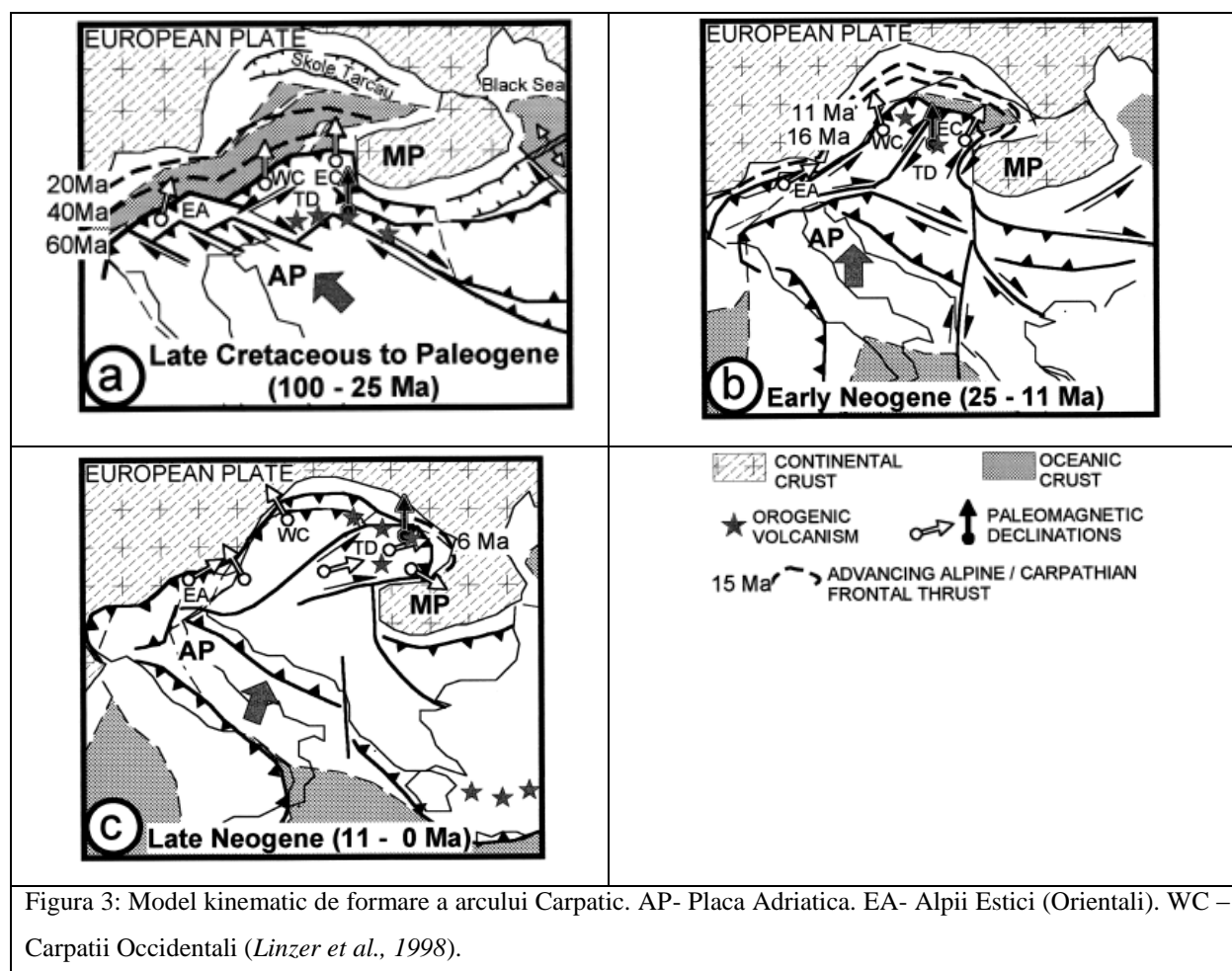


Figura 3: Model kinematic de formare a arcului Carpatic. AP- Placa Adriatica. EA- Alpii Estici (Orientali). WC – Carpatii Occidentali (Linzer et al., 1998).

De fapt, prezenta unui camp extensional si contractional sincron in zona de curbura a Carpatilor indica ultimul stadiu de dezvoltare al regimului de subductie: subductie in bazinul Brasov si convergenta in muntii Vrancea). Prezenta unei placi in subductie in ultima sa faza de evolutie in zona Vrancea este documentata cu ajutorul hipocentrelor cutemurelor de adancime intermediara (Figura 2 din *Oncescu, 1984*). Masuratorile geodezice si seismologice din zona Vrancea indica un regim compresional pe directa SE (*Schmitt et al., 1990; Oncescu and Bonjer, 1997*). Extensia din cadrul bazinului Brasov este confirmata prin prezenta unei coloane sedimentare de 500 m grosime, coloana formata in perioada Pleistocen-Holocen (*Marinescu et al., 1981*). Acest regim extensional este legat de ultimul stadiu de evolutie al sistemului de subductie inainte de ruperea placii subduse in zona Vrancea (*Girbacea et al., 1996; Girbacea and Frisch, 1998*). Regimul tectonic compresiv (NNE-SSW) precum si cel extensional (E-W) afecteaza atat Carpatii Meridionali cat si partea de nord a Carpatilor Orientali, si este confirmat



de miscarea faliilor corticale de tip strike-slip. De exemplu, bazinul Brasovului este afectat de o serie de falii normale cu orientare NW-SE formate in perioada Miocenului mediu-Pliocen.

### ***2.3. EVENIMENTE TECTONICE MAJORE***

Miscarea placilor tectonice in zona arcului Carpatic este in general constransa utilizand configuratia placilor Europene si Moesice inainte de coliziune. Sistemul panzelor Carpatice a fost format intr-un mediu oceanic cuprins intre placa Moesica si platforma Est Europeana, iar analiza faliilor corticale Carpatice a pus in evidenta existenta a trei evenimente tectonice majore (*Linzer et al., 1998*):

a) Campul de deformatii Paleogen-Neogen timpuriu este afectat de rotatia sistemului panzelor Carpatice in jurul placii Moesice. Aceasta deformatie este evidenta in Carpatii Meridionali (cristalinul si sedimentele Mezozoice), unde exista evidenta unui eveniment de compresie cu orientare NE-ENE.

b) O reorientare a campului de deformatie in timpul Miocenului mediu, reorientare cauzata de subductia retrograda catre est. In aceasta perioada, un nou sistem de falii prin impingerea panzelor Carpatice in directia ESE. Campul de deformatii din perioada Pliocen-Miocenului mediu este caracterizat prin directii de compresiune in forma de evantai. Miscarea panzelor in lungul arcului Carpatic s-a schimbat din transtensiune lateral-stanga in partea de nord, in transpresie lateral stanga in partea de est si transpresie lateral dreapta in sud.

c) Deformatia din perioada Pleistocen-Holocen este caracterizata prin transtensiune in partea de nord, falieri normala catre este si transtensiune lateral-dreapta in partea de sud.

## 2.4. MODELUL DE RUPTURA AL PLACII SUBDUSE PENTRU ZONA VRANCEA

*Sperner et al. (2001)* introduce modelul de ruptura pentru o placa subdusa pentru a explica atat distributia hipocentrelor din zona Vrancea cat si miscarile observate in suprafata in zonele adiacente. Zona Vrancea se caracterizeaza printr-o seismicitate intensa, cutremurele puternice de adancime medie ( $70\pm 180$  km) fiind destul de frecvente. Pe de alta parte, cutremurele crustale in aceasta regiune sunt de intensitate mica. De fapt, corpul seismogen vrancean este caracterizat de o seismicitate consistenta cu un regim extensional. Pe de alta parte, seismicitatea crustala nu are o distributie preferentiala, ca in cazul corpului seismogen. Aceste doua observatii importante, au dus la concluzia ca exista o decuplare, chiar si partiala, intre placa care se subduce si crusta superioara, iar procesul de separare propus este delaminare sau ruptura de placa (*Sperner et al., 2001*). Astfel, corpul seismogen vrancean se afla inca partial atasat de litosfera continentală, permitand totusi o elongatie pe verticala, dar in acelasi timp, nu se transfera efort in crusta. Interpretarea geodinamica a zonei Vrancea in contextul teoriei placilor tectonice este dificila datorita faptului ca exista doar cateva zone pe glob unde se poate studia efectul postcolizional al unei subductii. In plus, procesul de ruptura de placa oceanica aflata in subductie este un fenomen relativ rapid, procesul geodinamic durand doar cateva milioane de ani, o perioada foarte scurta la scara geologica. In general, limitele de placi tectonice implicate in procese de coliziune sunt caracterizate prin subductia unei placi oceanice sau prin coliziune continentală. Ultimele studii in domeniul modelarii rupturilor de placa au pus in evidenta o ruptura de tip visco-elastic, care implica si un proces de subtiere a placii inainte de ruptura. Pe de alta parte, procesul de ruptura de placa este un proces greu de identificat, si in plus, este un fenomen geologic destul de rar intalnit si, ca atare, doar partial inteles. De aceea, zona Vrancea este una dintre putinele zone in care un asemenea fenomen poate fi studiat in detaliu. Aceasta zona activa din punct de vedere seismic, este caracterizata printr-o seismicitate de adancime medie intensa, fiind frecvente cutremurele cu o magnitudine de  $M_w=7+$  si o energie seismica eliberata similara cu cea a intregii zone de sud a statului California (*Wenzel et al., 1998*), desi corpul seismogen insusi este limitat la o zona destul de restransa de numai  $20\text{ km} \times 50\text{ km} \times 70\pm 180\text{ km}$  (adancime) (*Oncescu and Bonjer, 1997; Bonjer et al., 2000*). Cu toate acestea, in timpul Miocenului zona de subductie se extindea lateral pe o arie mult mai ampla in lungul Carpatilor Orientali (Figura 4).

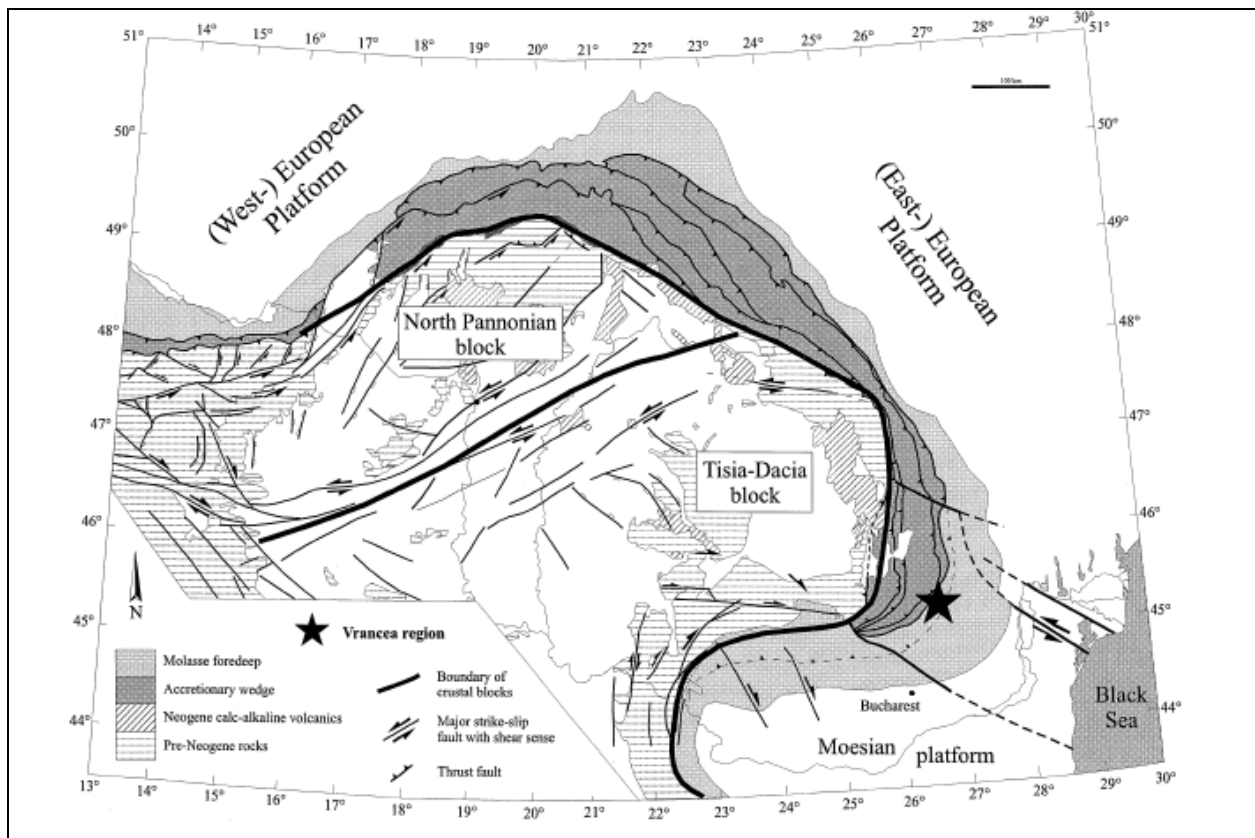
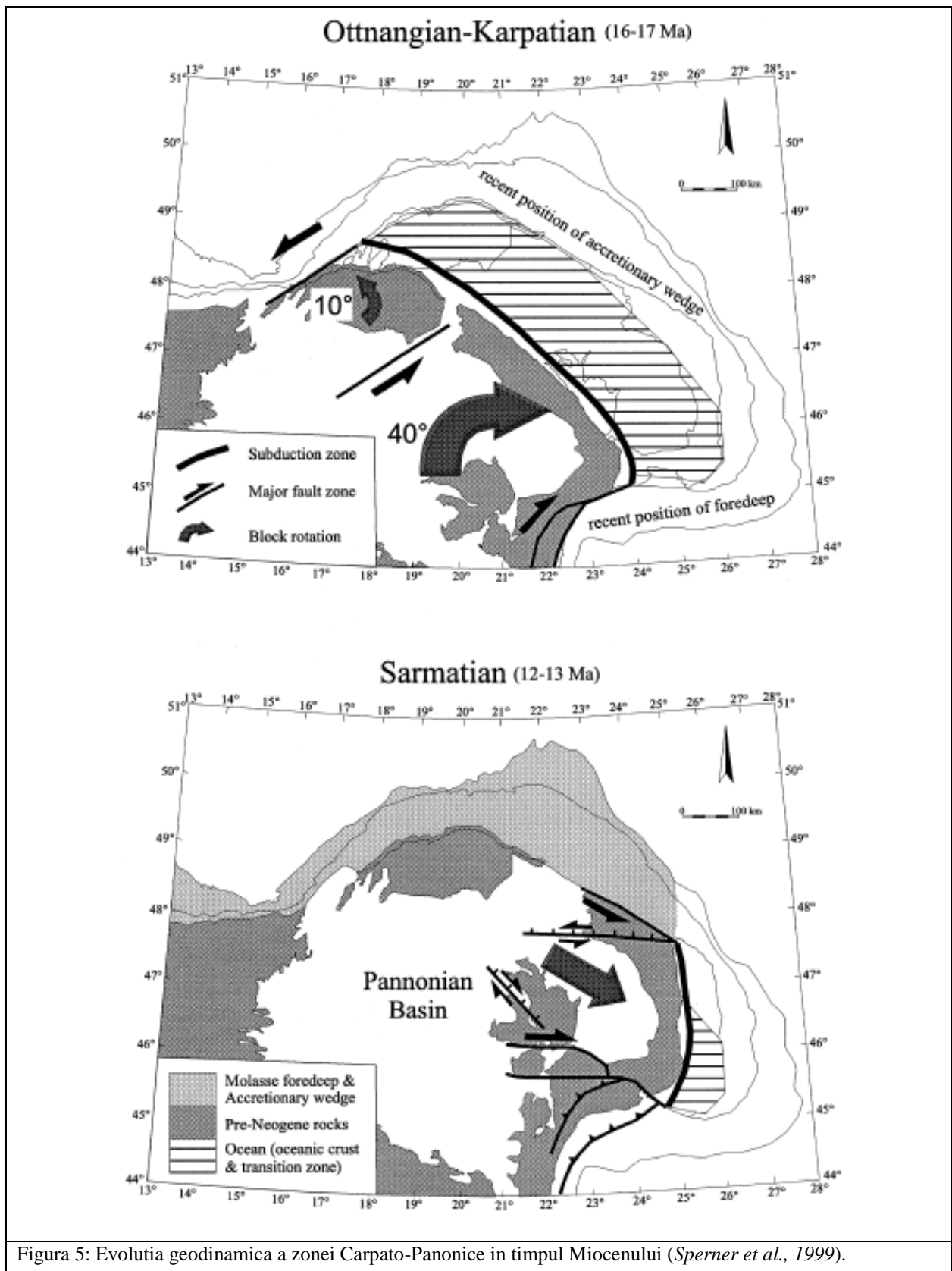


Figura 4: Structura tectonica a Carpatilor si a bazinului Panonic (Sperner et al., 2001).

Pentru a intelege procesul de ruptura de placa si seismicitatea asociata din zona Vrancea, este nevoie de intelegerea evolutiei tectonice a Carpatilor din Neogen pana in Cuaternar, cu scopul de a avea o baza solida in procesul de pregatire a scenariilor de paleoreconstructie in format digital (cu ajutorul GPlates). Desi in Cretacic subductia a fost activa in lungul intregului arc Carpato-Alpin, evolutia tectonica a Carpatilor in perioada Tertiara-Cuaternara este dominata de influenta procesului de subductie cu orientare SW-W. Dupa coliziunea continentală Alpina din perioada Eocena, subductia a continuat numai pe o zona restransa a placii Europene. In plus, regimul extensional de tip back-arc din cadrul bazinului Panonic in perioada Miocenului mediu indica un proces de subductie cu retragere catre est (Royden, 1988) (Figura 5), aceasta subductie fiind de fapt principalul mecanism care sta la baza miscarii a doua blocuri intra-Carpatice majore: blocul Tisza-Dacia si blocul Panonic de nord (Sperner et al., 1999).



Aceste doua blocuri s-au miscat independent cu viteze si in directii diferite, fiind demarcate de continentul European la nord si est si de catre placa Moesica la sud (Figura 5).

Rotatiile acestor doua blocuri au fost documentate prin studii paleomagnetice care au pus in evidenta o rotatie de  $\sim 40^\circ$  in sens orar pentru blocul nordic (*Marion and Fodor, 1995*) si o rotatie de  $\sim 60^\circ$  pentru blocul de sud (*Patrascu et al., 1994*). Coliziunea continentală a inceput din partea de nord a Carpatilor, iar apoi s-a deplasat catre SE-S, producand astfel si o translatie a activitatii vulcanice asociate (*Pecskay et al., 1995*). Absenta completa a unei seismicitati de adancime intermediara in partea de nord a Carpatilor sugereaza ca ruptura de placa si propagarea subsecventa catre sud au urmat imediat procesului de coliziune tectonica (Figura 6). Astazi exista doar o mica portiune din placa aflata in subductie, si aceasta se afla localizata in zona Vrancea. Experimentele seismice recente au aratat ca golul seismogenic Vrancean actual reprezinta o parte dintr-o placa litosferica aflata in subductie, subductie care in aceasta regiune se afla in faza finala de evolutie tectonica.

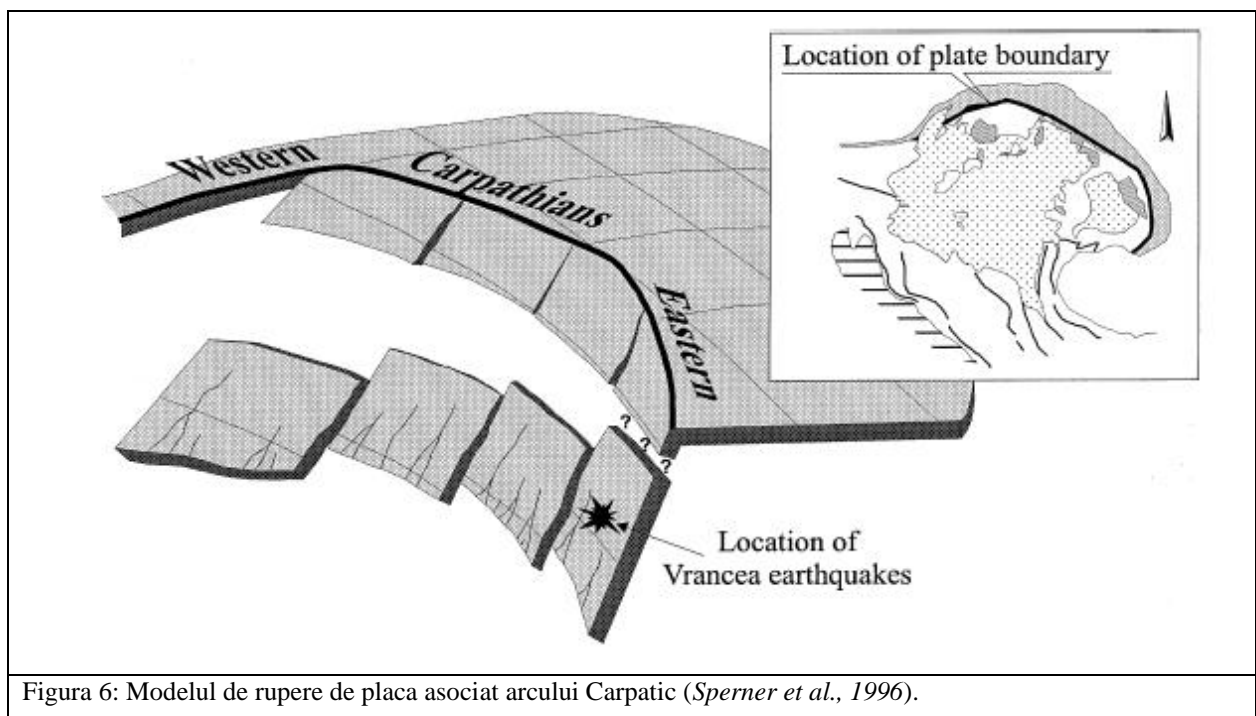


Figura 6: Modelul de rupere de placa asociat arcului Carpatic (*Sperner et al., 1996*).

## 2.5. EVOLUTIA NEOGENA A ARCULUI CARPATIC SI A BAZINULUI PANONIC

O alta abordare interesanta relationata cu evolutia geodinamica a zonei Vrancea este prezentata de *Konecny et al. (2002)*. In acest studiu este prezentata evolutia geodinamica a arcului Carpatic si a bazinului Panonic in timpul Neogenului. Evolutia structurala este modelata in forma unui sistem interconectat care cuprinde urmatoarele patru elemente principale:

- a) o subductie de tip Alpina si dezvoltarea unor centre orogenice compressive ca urmare a miscarii microplacii Adriatice,
- b) o extruziune laterala a litosferei Alcapa ca urmare a coliziunii Alpine,
- c) o subductie gravitacionala a unei litosfere oceanice in zona arcului Carpatic,
- d) o extensie tip back-arc datorata ridicarii diapirice a mantalei astenosferice.

Evolutia variabila a prisme acretionare si a bazinului tip back-arc in Carpatii Occidentali precum si in partea de NW si de SE a Carpatilor Orientali confirma aceasta evolutie Tertiara a arcului Carpatic si a bazinului Panonic. Aceasta evolutie s-a concretizat in trei etape si locatii succesive, sugerand o subductie gravitacionala si o ridicare astenosferica. Aceasta segmentare a intregului proces geodinamic indica probabil procese geodinamice in manta controlate in principal de catre anomalii gravitacionale. Evolutia structurala, precum si distributia spatio-temporala a rocilor vulcanice andezitice sugereaza o subductie in plan vertical urmata de o desprindere a placii subduse de litosfera continentală. Rocile vulcanice cu o compozitie de tip bazaltic-alkalina reflecta faptul ca in ultimul stadiu de evolutie a bazinului tip back-arc, ridicarea materialului astenosferic a adus catre suprafata roci nemetasomatizate.

In timp ce modelele geologice mai vechi sunt bazate numai pe date de tip geologic, noile modele includ si informatii de tip geofizic. Informatii geofizice referitoare la o grosime redusa a crustei si un flux de caldura ridicat asociate bazinului Panonic, au dus la o interpretare a evolutiei acestei regiuni afina teoriei placilor tectonice (*Bleahu et al., 1973; Radulescu & Sandulescu, 1973; Stegena et al., 1975; Lexa & Konecny, 1974, 1979; Balla, 1980, 1981; Horvath & Royden, 1981*). Astfel, s-au introdus modele de subductie care sa explice evolutia Tertiara a orogenului Carpatic, precum si modele de ridicare astenosferica care sa explice evolutia Neogena a bazinului Panonic. Identificarea unui sistem important de falii crustale cu deplasari laterale importante, a dus la aparitia modelelor geotectonice si aparitia conceptului de microplaca (*Royden et al., 1982; Balla, 1984*). Astfel, a aparut modelul de extruziune laterala a microplacii Alcapa (*Ratchbacher et al., 1991a, b*) si integrarea ei intr-un model Carpato-Panonic de evolutie geodinamica (*Royden, 1988, 1993; Csontos et al., 1991, 1992; Horvath, 1993; Csontos, 1995*).

În acest fel s-a ajuns la interpretarea zonei seismogene Vrancea în contextual unei plăci oceanice aflate în subducție (*Constantinescu and Enescu, 1984*), precum și identificarea unor porțiuni remanente de litosferă oceanică sub bazinul Panonic și arcul Carpatic (*Spakman, 1990; Vortel & Spakman, 1992*). Procesele de subducție și rupțura de placă oceanică nu s-au produs concomitent, mai degrabă ele au migrat de la vest la est în perioada Miocenului timpuriu-Cuaternar (*Vortel & Spakman, 1992*).

*Konecny et al. (2002)* propune ca evoluția Neogenă a arcului Carpatic și a bazinului Panonic s-a produs ca un proces neuniform. Ei propun o serie de reconstrucții geodinamice care includ evoluția a trei segmente distincte, și care indică procese de subducție gravitațională și ridicare astenosferică. În plus, se propune o apropiere lentă a arcului către marginea continentală (nu o coliziune!) și o rotație de microplacă (*Lillie et al., 1994; Panaiotu, 1998*). Adâncimea redusă a limitei litosferă-astenosferă sub bazinul Panonic indică probabil o ridicare astenosferică în perioada Tertiara. Pe de altă parte, prezenta unei părți de litosferă desprinsă de litosferă continentală în zona arcului Carpatic precum și în zona bazinului Panonic, au fost puse în evidență cu ajutorul tomografiilor seismice și a modelelor termomecanice.

În figura 7a,b este prezentată o secțiune prin bazinul Panonic și masivul Boemian în care este prezentată variația undelor seismice (*Spakman et al., 1993*). Aici se pot observa câteva zone (la 300-400 km adâncime) caracterizate printr-o viteză ridicată a undelor seismice și interpretate ca părți dintr-o placă aflată la un moment dat în subducție. Figura 7c reprezintă un model termic 2D prin bazinul Panonic și Platforma Est Europeană (*Gordijenko in Buryanov et al., 1987*). Zona relativ rece situată la 250-350 km adâncime sub bazinul Panonic este interpretată ca o bucată de placă oceanică care a făcut parte la un moment dat dintr-un sistem de subducție activ. Poziția marginii continentale localizată sub prisma acționară a arcului carpatic este pusă în evidență prin interpretarea rezultatelor unor studii de seismică de reflexie și modelare gravimetrică (*Tomek et al., 1989; Tomek & Hall, 1993; Bielik et al., 2000*). Grosimea crustală în zona bazinului Panonic variază în rangul de 22–35 km (Figura 7a, *Horvath, 1993*). În această zonă, crusta este subțiată și corespunde unei zone de extensie tip back arc. Acest lucru se reflectă prin valorile ridicate de flux termic (*Royden & Dovenyi 1998*). Pe de altă parte, zonele caracterizate printr-o grosime crustală sporită sunt neafectate de procese extensionale tip back arc

În figura 7a sunt prezentate date în legătură cu litosferă și astenosferă din zona bazinului Panonic și a arcului Carpatic. Grosimea litosferică prezentată în figura 7a este bazată atât pe informații seismologice cât și magnetotelurice (*Lenkey, 1999; Horvath, 1993; Spakman et al., 1993; Bielik et al., 2000*). După cum se poate vedea, litosferă asociată bazinului Panonic are o grosime redusă și este încercuită de către o litosferă groasă de tip continental. În zona Vrancea în

particular se evidentiaza o litosfera apparent foarte groasa, insotita de seismicitate. Aceasta zona este interpretata ca o zona de subductie aflata in ultima faza de dezvoltare. Catre vest, litosfera ingrosata corespunde zonei de coliziune orogenica a Alpilor Orientali (*Lillie et al., 1994*). Dupa cum se poate vedea, arcul Carpatic nu este caracterizat printr-o litosfera groasa si, ca atare, mecanismul tectonic principal din aceasta zona nu este coliziunea tectonica. De aceea, *Konecny et al. (2002)* propun o miscare lenta a arcului spre marginea continentală si nu o coliziune. Aceasta miscare este insotita de o rotatie de microplaca (*Panaiotu, 1998*). Pozitia superficiala a limitei astenosfera/litosfera in zona bazinului Panonic indica un flux de material fierbinte din manta catre suprafata. Acest flux a fost activat in perioada de extensie Tertiara a bazinului Panonic. In figura 7b este prezentata o sectiune prin bazinul Panonic si masivul Boemian, in care se poate observa distributia undelor seismice (*Spakman et al., 1993*). Anomalia de viteza localizata la adancimea de 300-400 km este interpretata ca o bucata de litosfera desprisa dintr-o zona de subductie (*Konecny et al., 2002*). In Figura 7c este prezentat un model termic pe o sectiune prin bazinul Panonic si platforma est Europeana (*Gordijenko in Buryanov et al., 1987*). Si aici se poate observa o zona mai rece la o adancime de 250-300 km sub bazinul Panonic si care este interpretata tot ca o bucata de litosfera care a facut la un moment dat parte dintr-un sistem de subductie.



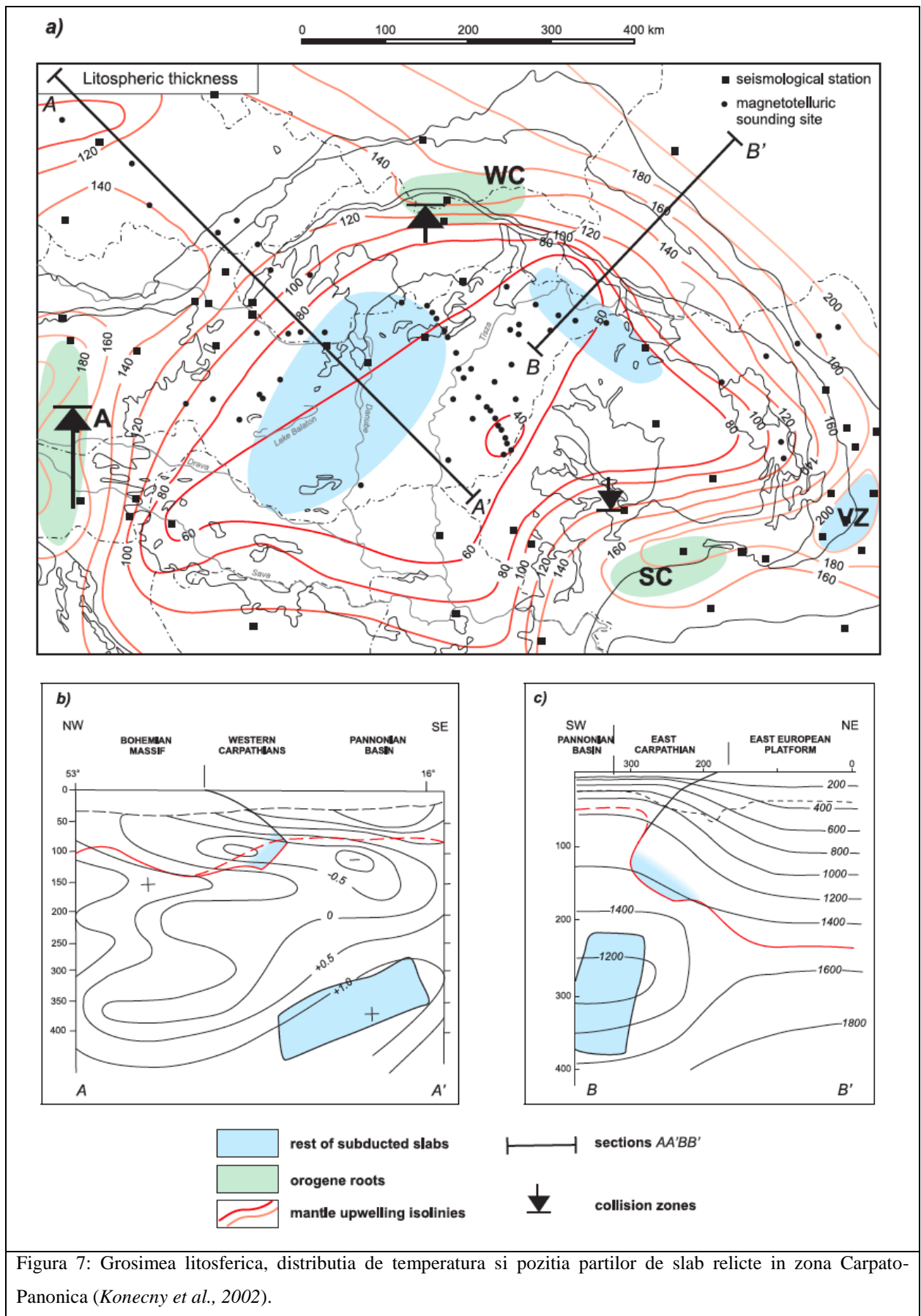


Figura 7: Grosimea litosferica, distributia de temperatura si pozitia partilor de slab relicte in zona Carpato-Panonica (Konecny et al., 2002).

Marginea continentală localizată sub prisma acționară a arcului Carpatic a fost pusă în evidență prin modelare gravimetrică și studii de seismică de reflexie (Tomek *et al.*, 1989; Tomek and Hall, 1993; Bielik *et al.*, 2000). Deși procesul de subducție este acompaniat de un flux vertical de material fierbinte din manta, acest fenomen nu a avut loc simultan în lungul celor trei segmente menționate mai sus, ci mai curând se observă o migrație de la vest către est. Principalele caracteristici ale acestei migrații sunt următoarele (Konecny *et al.*, 2002):

1) evoluția Neogenă a arcului Carpatic a fost determinată de procesul de subducție și a avut trei etape:

(a) Subducția unui rest al unei plăci oceanice în perioada Oligocenului târziu – Miocenului timpuriu. Această porțiune de litosferă oceanică este situată în zona flisului Peninic-Magura.

(b-c) Subducția unei litosferice oceanice în perioadele Miocen târziu-Sarmatian și Panonian-Pliocen. Această litosferă oceanică este localizată în zona flisului Moldovenesc, zona de sutură corespunzând contactului dintre platforma Europeană și Carpați, poziția fiind dată de minimul gravimetric care caracterizează arcul Carpatic (Tomek *et al.*, 1989; Tomek & Hall, 1993).

2) Evoluția prisme acționare (impingerea finală a prisme acționare pe sedimentele localizate în avanfosă), a făcut posibilă demarcarea a trei segmente caracterizate printr-un regim geodinamic de subducție diferit. Aceste trei zone corespund Carpaților Occidentali, părții de nord-vest a Carpaților Meridionali și sectorului sud-estic al Carpaților Orientali.

3) Distribuția spatio-temporală a rocilor vulcanice de compoziție andezitică, a pus în evidență faptul că procesul de subducție s-a întrerupt datorită verticalizării planului Benioff, urmat la scurt timp (câteva Ma) de o desprindere și o scufundare a plăcii oceanice (Figurile 8-12). Ultima etapă de evoluție a zonei de subducție, și anume, desprinderea plăcii subduse de placa continentală superioară, este confirmată cu ajutorul studiilor de tomografie seismică (Vortel & Spakman, 1992). Zona în care se poate observa acest fenomen în prezent este zona Vrancea (Constantinescu & Enescu, 1984; Sperner *et al.*, 2001).

4) Activitatea vulcanică relaționată procesului de subducție are o durată relativ scurtă, indicând probabil o lățime restrânsă a zonei de subducție (200-300 km), sau o detașare progresivă a subducției.

5) În lungul arcului Carpatic există un interval de timp de cca. 8-10 Ma între inițierea procesului de subducție și apariția rocilor vulcanice de tip arc cu compoziție bazaltică-andezitică, sugerând o viteză de subducție scăzută de cca. 1.5-2.5 cm/an (Konecny *et al.*, 2002). Această rată de subducție scăzută sugerează o anumită dificultate în procesul de penetrare a plăcii oceanice în

astenosfera, dificultate datorata probabil grosimii mari a litosferei in partea de NW si SE a arcului (masivul Boemian si platforma Moesica).

6) Procesul de subductie in zona flisului Carpatic a avut ca efect inducerea unui flux vertical in astenosfera, care a transportat material fierbinte catre suprafata si a indus un proces de rifting in zona de back-arc. Distributia spatio-temporala inregistrata in acest tip de bazin sugereaza o segmentare a procesului de subductie in lungul Carpatilor.

7) Zona care corespunde unei litosfere si cruste subtiata se datoreaza unui proces de extensie din perioada Neogena, probabil indus de un flux astenosferic (Figurile 8-12). Ridicarea astenosferica (de tip diapir) a avut ca loc de pornire Carpatii Occidentali in perioada Miocenului timpuriu, si a continuat catre NE, urmand propagarea zonei de subductie din Carpatii Orientali (Miocenul timpuriu-mediu).

8) Prezenta unor roci bazaltice cu caracter alcalin cu varste destul de recente, pare sa confirme existenta unor diapire fierbinti localizate sub bazinul Panonic, si care au transportat catre suprafata material din manta nemetasomatizat.

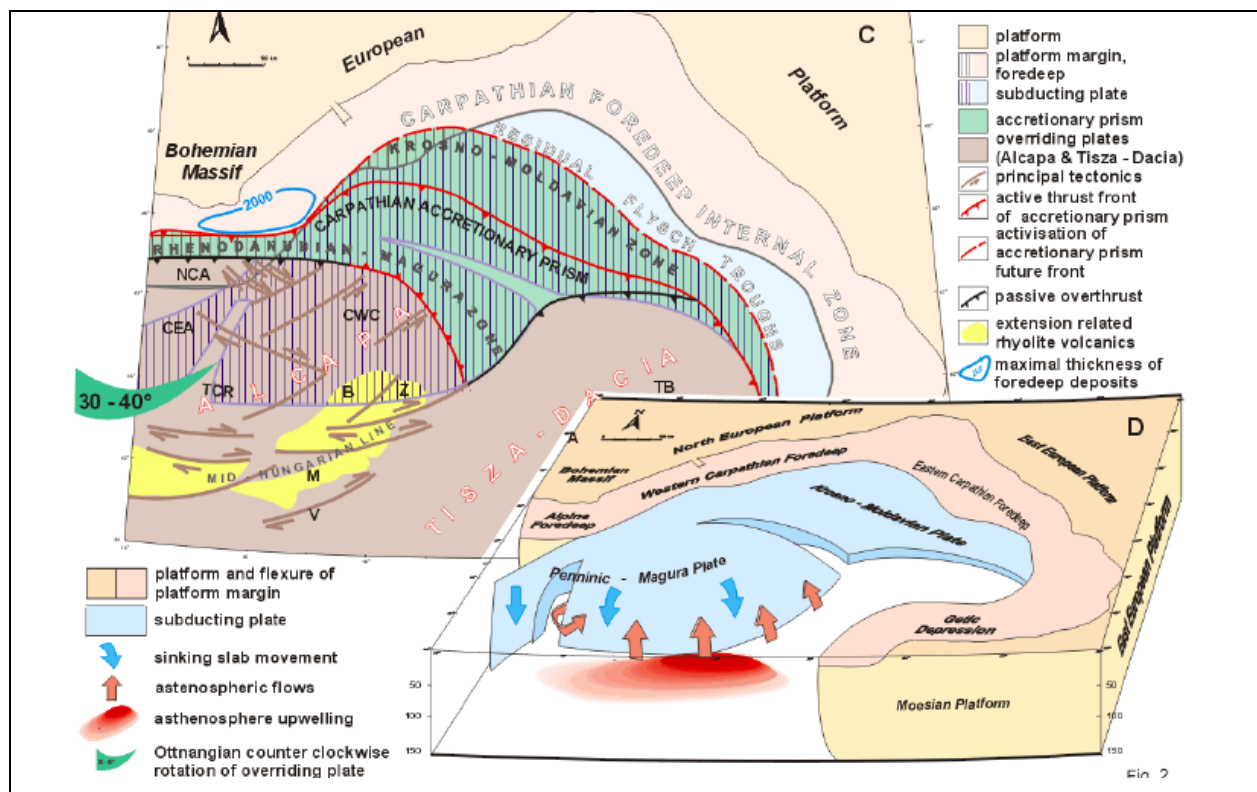


Figura 8: Reconstructia tectonica a regiunii Carpat-Panonic in perioada Miocenului timpuriu (Konecny et al., 2002).

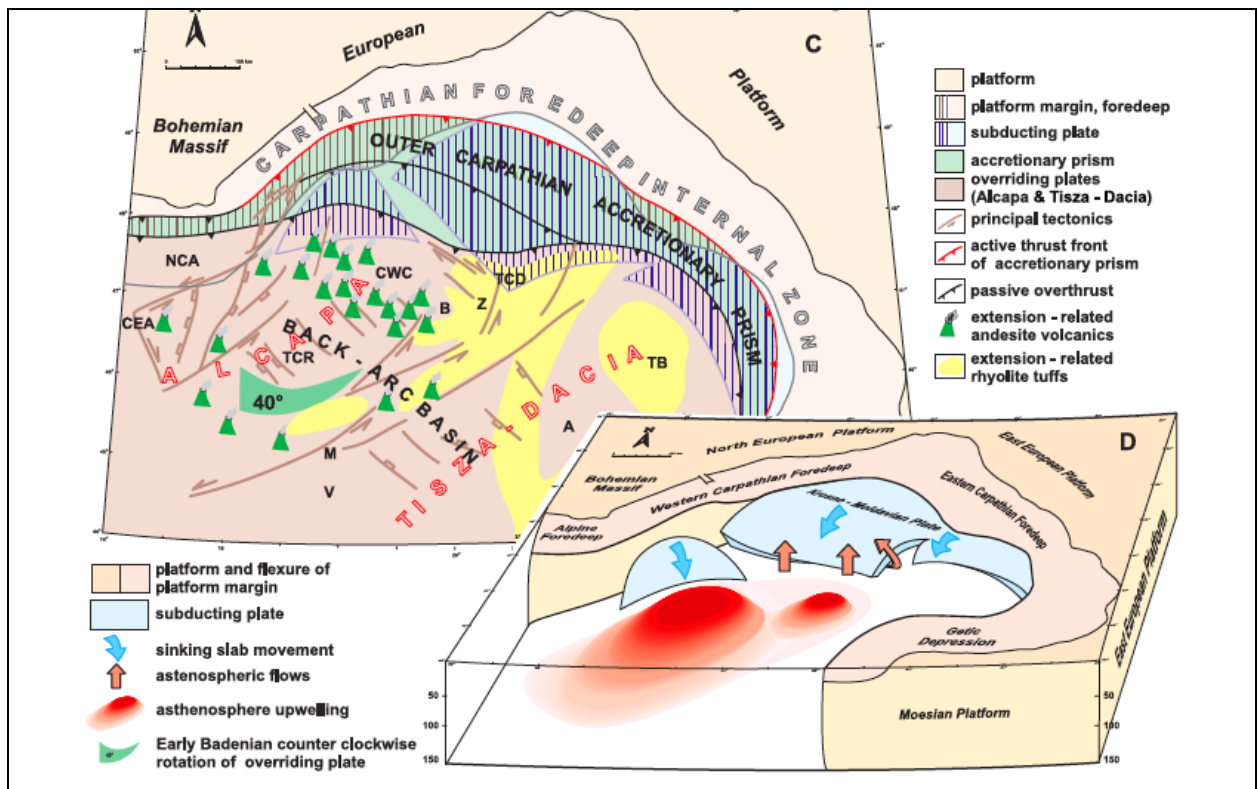


Figura 9: Reconstructia tectonica a regiunii Carpato-Panonice in perioada Miocenului timpuriu-mediu (Konecny et al., 2002).

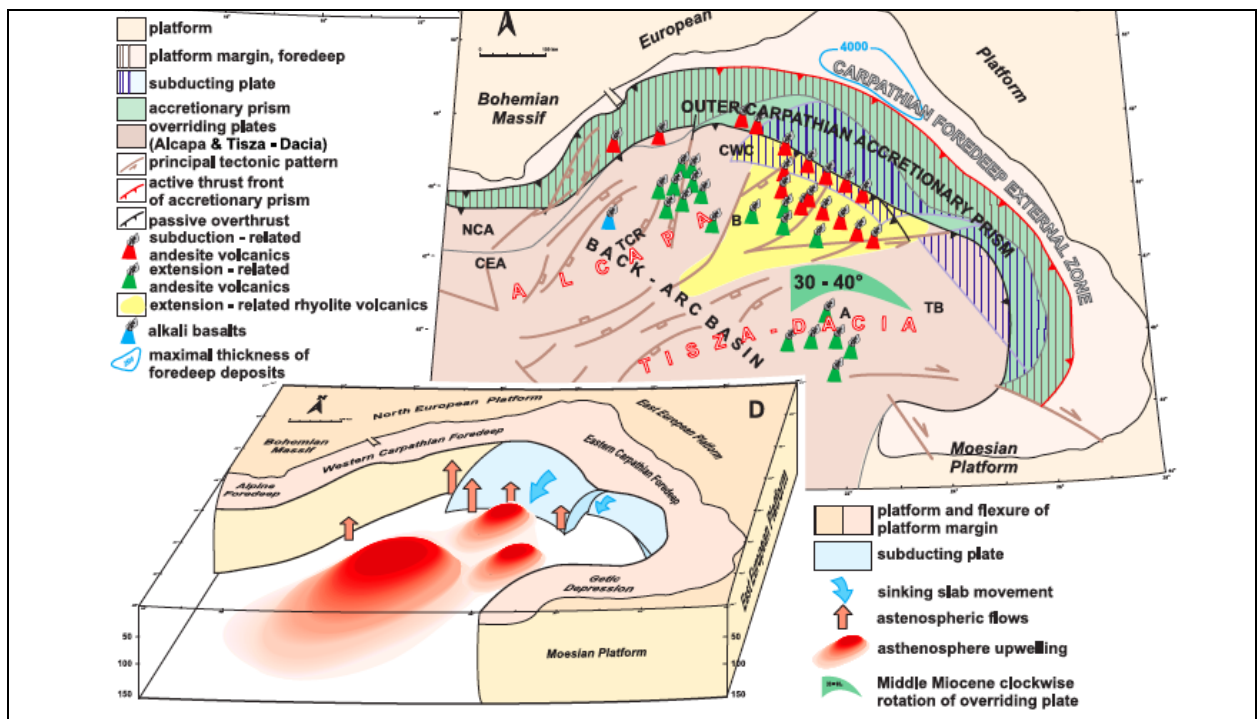


Figura 10: Reconstructia tectonica a regiunii Carpato-Panonice in perioada Miocenului mediu (Konecny et al., 2002).

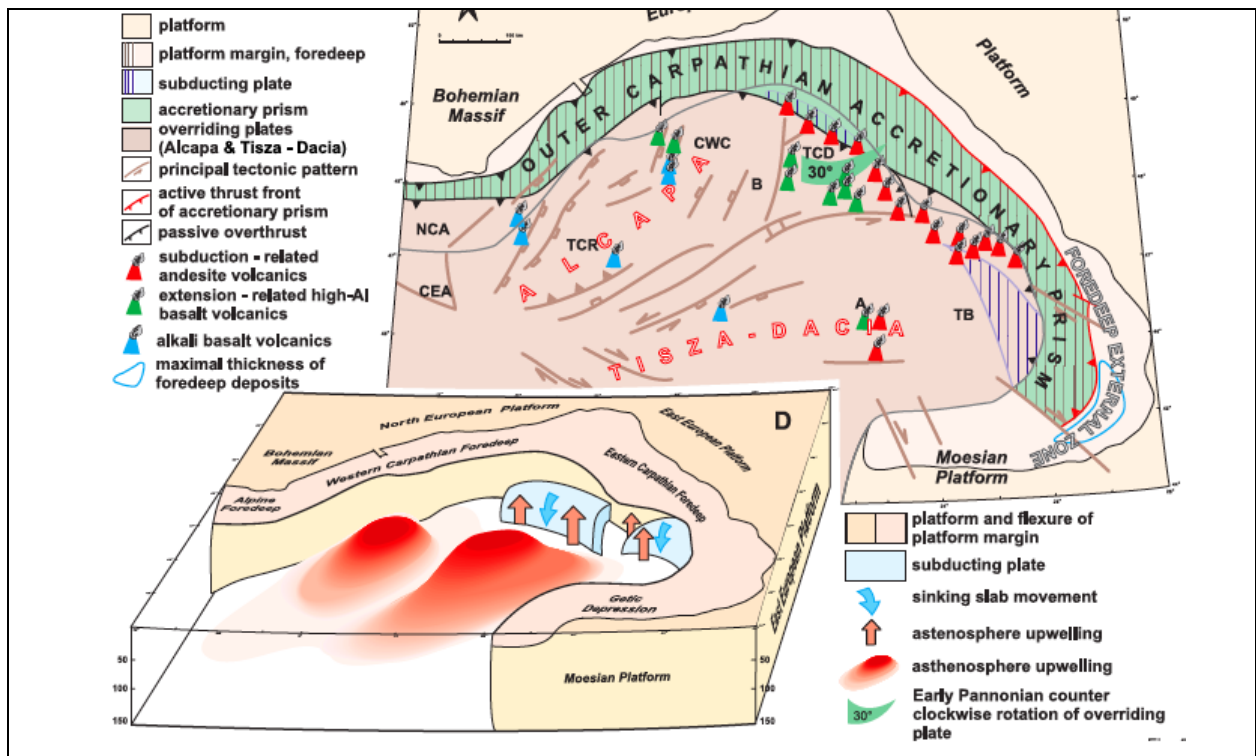


Figura 11: Reconstructia tectonica a regiunii Carpato-Panonice in perioada Miocenului tarziu (Konecny et al., 2002).

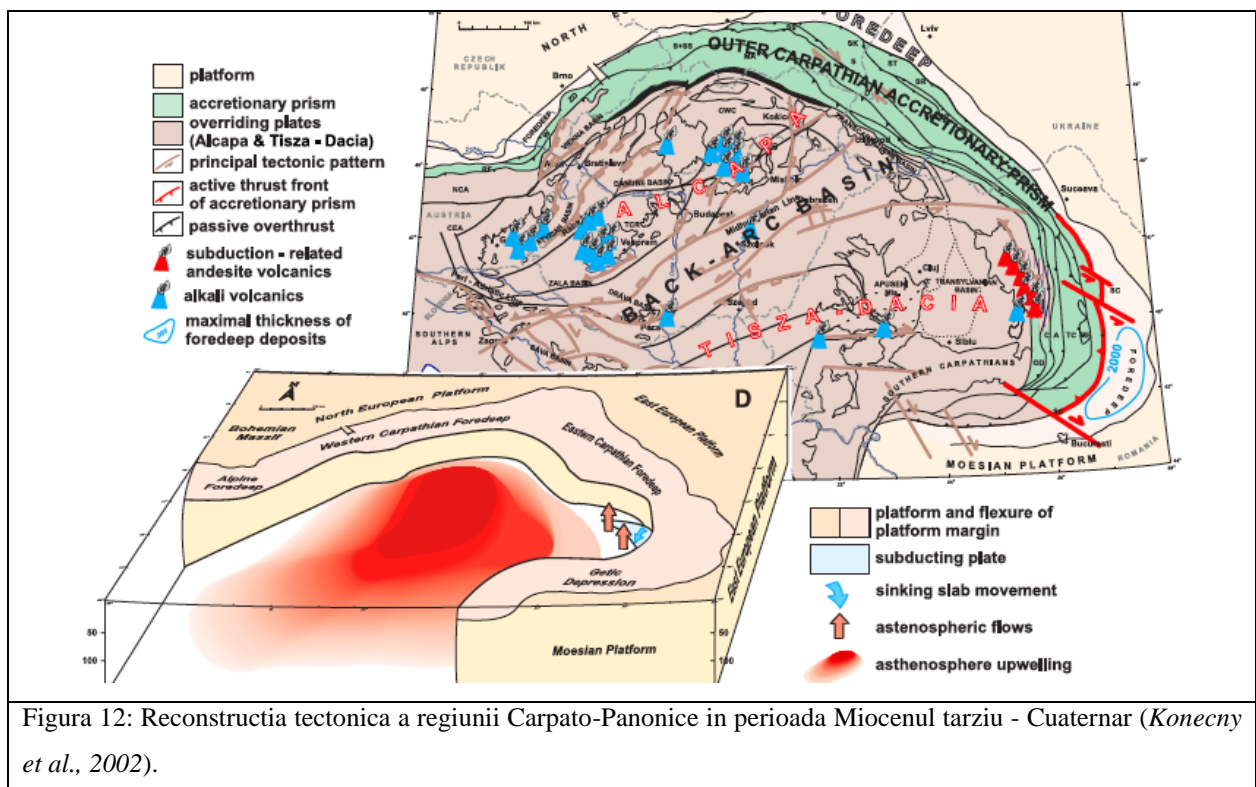
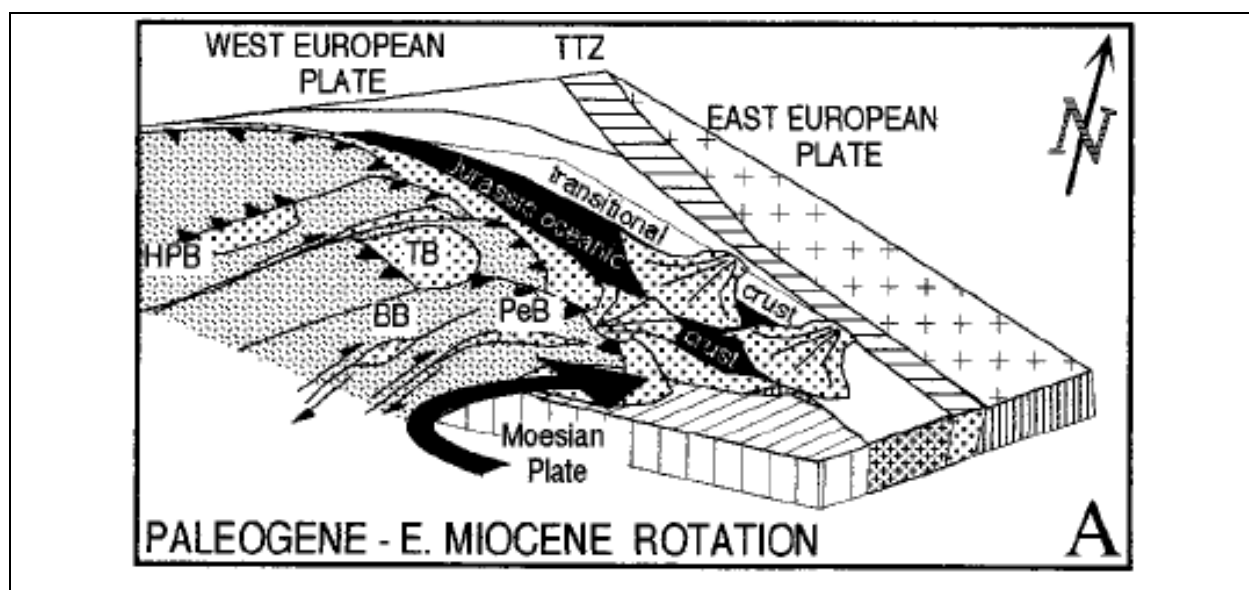


Figura 12: Reconstructia tectonica a regiunii Carpato-Panonice in perioada Miocenul tarziu - Cuaternar (Konecny et al., 2002).

## 2.6. MODEL ALTERNATIV DE EVOLUTIE A CARPATILOR ROMANESTI

Intr-o lucrare recenta publicata in revista *Geology*, *Linzer (2012)* propune un model kinematic de evolutie a Carpatilor romanesti si o reconstructie a procesului de subductie din regiunea Carpatica. Carpatii romanesti fac parte din centura Alpina, iar dubla curbura a acestora s-a format in timpul Ceozoicului tarziu. Asa cum am mentionat la inceputul acestui studiu, evolutia kinematica a Carpatilor este strans legata de evolutia Alpilor Meridionali si a bazinului Panonic (*Burchfiel, 1980*). Cu toate acestea, exista diferente majore intre Alpi si Carpati: in timp ce in Alpi subductia a avansat, in Carpati subductia s-a retras si in plus a existat o activitate vulcanica pronuntata relationata cu un regim tectonic compresiv (*Radulescu & Sandulescu, 1973; Salters et al., 1988; Mason et al., 1995*). *Szakacs & Seghedi (1995)* au aratat ca varstele rocilor vulcanice din Carpatii Orientali scad de la nord catre sud de o maniera progresiva (Figura 13). In prezent, exista o directie de convergenta pe directia E-SE in partea de curbura a Carpatilor (*Schmitt et al., 1990*), si anume in zona Vrancea, indicand probabil ultimul stadiu de dezvoltare al unei zone de subductie in retragere (tip rollback) (*Linzer et al., 2012*). Existenta unei placi aflate in subductie, dar care se afla in pozitie aproape verticala este demonstrata de distributia hipocentrelor seismice situate la adancimi intermediare (*Oncescu, 1984*). *Linzer (2012)* propune o evolutie kinematica a Carpatilor concentrata in trei etape majore (Figura 13):

- (a) rotatie Paleogena,
- (b) O translatie Neogena cuplata cu slab rollback, si
- (c) ruptura de placa in Holocen



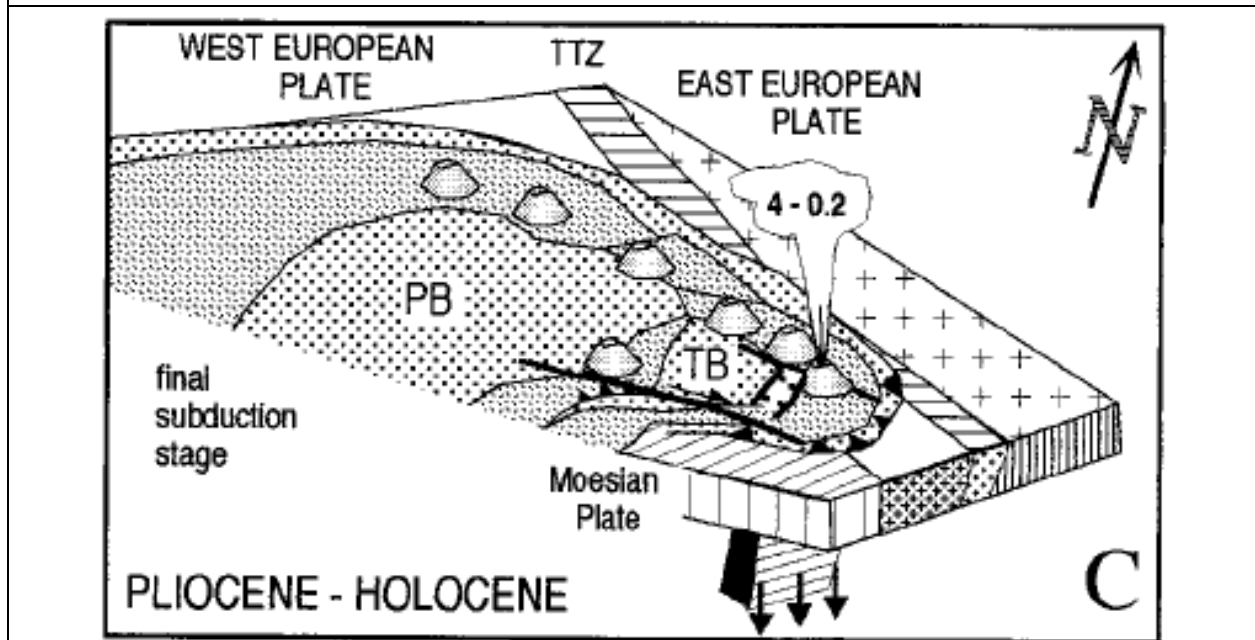
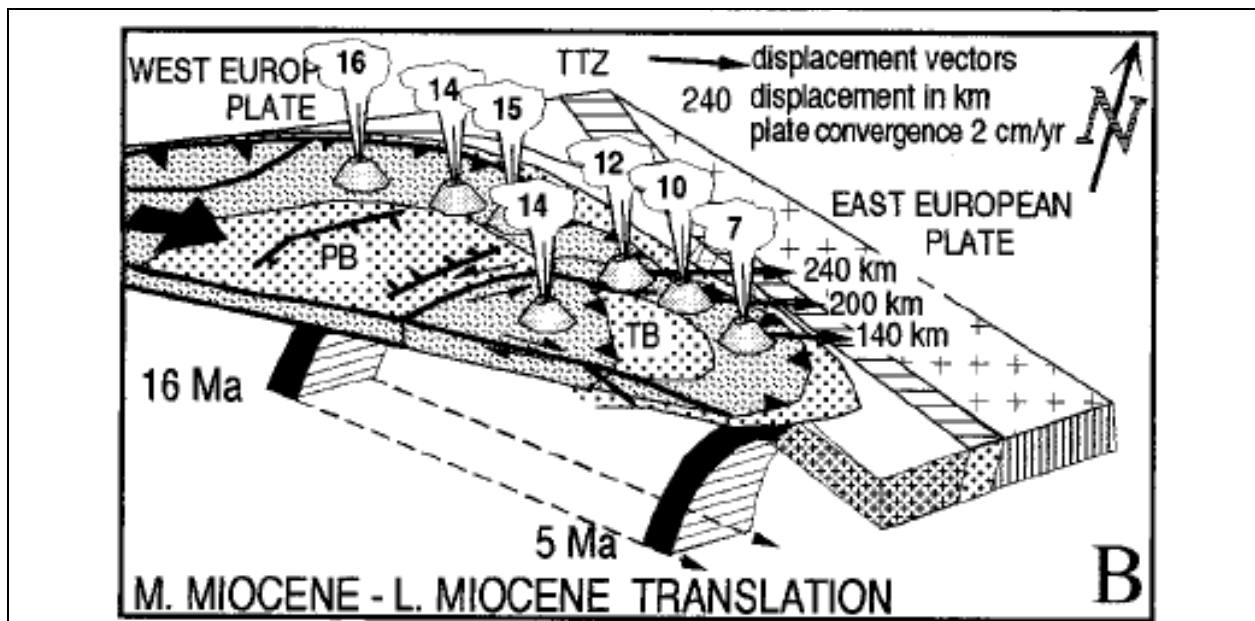


Figura 13: Modelul kinematic de evolutie al arcului Carpatic (*Linzer, 2012*). A- Rotatia panzelor Carpatice in perioada Paleogen-Miocenul timpuriu; B- Translatia si subductia in retragere in perioada Miocenului mediu-tarziu; C-Ultimul stadiu de evolutie a zonei de subductie si ruperea de placa. TTZ-Zona Tornquist-Teisseyre, HPB – Bazinul Paleogen Maghiar; TB – Bazinul Transilvaniei, BB – Bazinul Bozovici, PeB – Bazinul Petrosani, PB – Bazinul panonian.

In perioada Paleogena, zona Carpatica a fost puternic influentata de rotatia muntilor Apuseni si de rotatia panzelor Carpatice in jurul placii Moesice (*Patrascu et al., 1994; Ratschbacher et al., 1993*) (Figura 13A). Rocile vulcanice din perioada Miocenului tarziu din muntii Apuseni si din Carpatii Orientali nu au suferit o rotatie importanta (*Patrascu et al., 1994*). Evenimentul major de rotatie in jurul placii Moesice s-a trasformat treptat intr-o miscare de translatie cu orientare W-E (Figura 13B). Aceasta translatie a fost sincrona cu o retragere a subductiei unui fragment de placa oceanica pe directie E-SE, subductie care a avut ca efect un vulcanism andezitic intens din Miocen pana in Cuaternar. De fapt, vulcanismul andezitic a inceput in Carpatii Orientali si muntii Apuseni inca din perioada Miocenului mediu (16 Ma) dar care a migrat continuu catre est pana cand a ajuns in pozitia Carpatilor Orientali circa 0.2 Ma (*Szakacs and Seghedi, 1995*) (Figura 13C). Procesul de rollback al subductiei s-a desfasurat pe o perioada de cca. 16 Ma, si a cuprins o zona de peste 600 km, indicand o viteza de rollback a fosei oceanice asociate de cca. 3.7 cm/an, iar datarea centrelor eruptive andezitice din zona arcului Carpatic pot fi folosite ca marcare de timp. Folositi impreuna cu directiile de deplasare medii, reprezinta instrumentul ideal pentru paleo-reconstructia placilor tectonice din regiune. *Linzer (2012)* a folosit un vector de deplasare calculat pentru o rata de convergenta de 2 cm/an si varstele rocilor vulcanice andezitice pe perioada 13-0.2 Ma, pentru a estima pozitia originala a centrelor eruptive si ca atare pozitia subductiei in spatiu si timp. In figura 14 este prezentata pozitia unei placii oceanice subduse aflate intr-un proces de rollback si care are ca latime, latimea estimata din distributia actuala a cutremurelor de adancime intermediara.

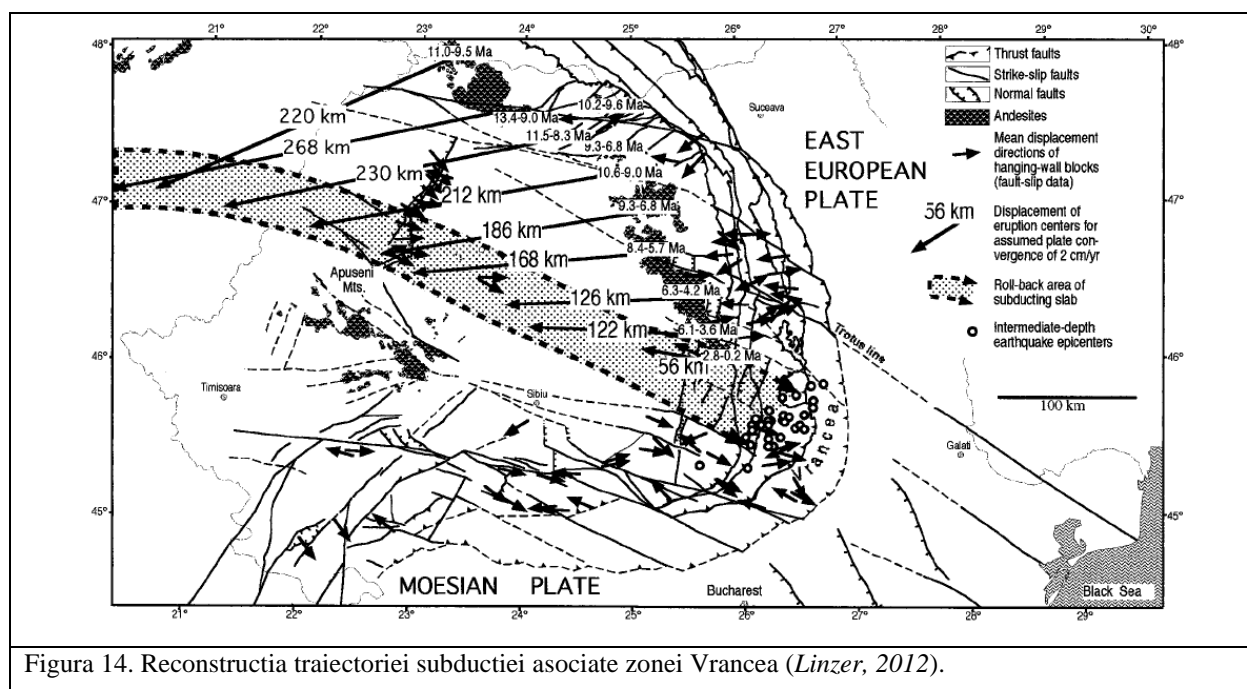


Figura 14. Reconstructia traiectoriei subductiei asociate zonei Vrancea (*Linzer, 2012*).



### 3. GPLATES – UN SOFT OPEN-SOURCE PENTRU VIZUALIZAREA INTERACTIVA A MISCARILOR DE PLACI TECTONICE.

Scenariile tectonice descrise mai sus pot fi transpuse in format digitat cu ajutorul unui soft specializat pentru reconstructia de placi tectonice. Un asemenea soft specializat este GPlates, care ofera o combinatie intre o reconstructie de placi tectonice (paleoreconstructie), un sistem informatic geografic (SIG) si un sistem de vizualizare de date de tip raster. GPlates permite atat vizualizarea cat si manipularea reconstructiei de placi pe anumite perioade geologice. GPlates este compatibil cu sistemul de operare Windows, Linux si MacOS X (<http://www.gplates.org>).

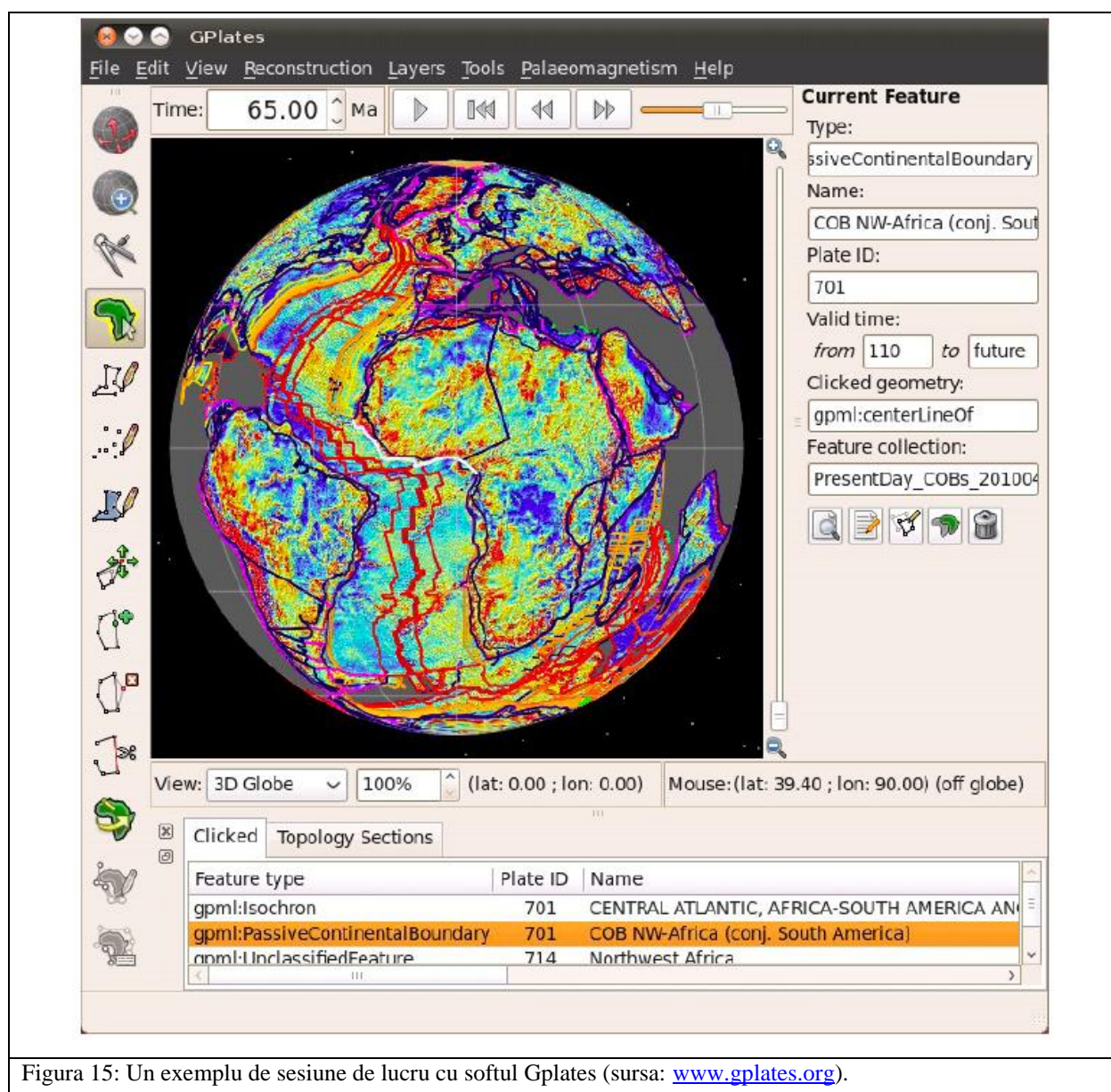


Figura 15: Un exemplu de sesiune de lucru cu softul Gplates (sursa: [www.gplates.org](http://www.gplates.org)).

Miscarea placilor tectonice in timp geologic poate fi descrisa si simulata folosind reconstruciile de placi tectonice sau paleoreconstruciile. Aceste reconstrucii reprezinta calcule care furnizeaza pozitia, orientarea si miscarea probabila a placilor tectonice, folosind pozitia relativa dintre placi in diverse perioade geologice si care au la baza diverse seturi de date de tip geologic, geofizic si date de tip paleogeografic. Aceste date sunt specifice fiecărei placi tectonice si ofera cercetatorului posibilitatea de a calcula traiectoriile pe care le urmeaza placile tectonice.

Scenariile tectonice descrise mai sus pot fi implementate in G-Plates pentru a se putea facilita lucrul cu conditiile la frontiera specifice pachetelor de elemente finite care sunt utilizate pentru simulari numerice ale proceselor asociate convecției din mantaua terestra.

In cazul zonei seismogene Vrancea, studiul cel mai adecvat, recomandat implementarii numerice pe HPCC CyberDyn este cel a lui *Sperner et al. (1999)*. Pachetul G-Plates poate sa ofere instrumentele necesare unei mai usoare implementari (digitizare, specificarea polilor de rotatie, etc.).

#### 4. REFERINTE BIBLIOGRAFICE

Balla, Z.: Neogene volcanites in the geodynamic reconstruction of the Carpathian region, *Geophys. Trans.*, 26, 5–43, 1980.

Balla, Z.: Neogene volcanism of the Carpatho-Pannonian region, *Earth evolution sciences*, 3–4, 240–248, 1981.

Balla, Z.: The Carpathian loop and the Pannonian basin: a kinematic analysis, *Geophys. Trans.*, 30, 4, 313–353, 1984.

Bazhenov, M.L., Burtman, V.S., Sandulescu, M., 1993. Paleomagnetism of the Upper Cretaceous rocks and its bearing on the origin of the Romanian Carpathian arc. *Rom. J. Tectonics Reg. Geol.* 75, 9–14.

Bielik, M., Bezak, V., Zeyen, H., Lankreijer, A., and Sefara, J.: New trends in the Western Carpathian lithosphere research, *Mineralia Slovaca*, 32, 165–168, 2000.

Bleahu, M., 1973. Structure geologique des Apuseni Septentrionaux. *Revue Roumaine de Geologie Geophysique et Geographie.* *Geologie* 20 (1), 27–39

Bonjer, K.-P., Oncescu, L., Rizescu, M. et al., 2000. Source- and Site-Parameters of the April 28, 1999 intermediate depth VRANCEA Earthquake: First results from the new K2-network in Romania. In: *Abstracts of the ESC General Assembly, Lisbon*, p. 111. Lisbon University, Lisbon.

Burchfiel, B. C., 1980, Eastern European alpine system and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics: *Tectonophysics*, v. 63, p. 31–61.

Burchfiel, B.C., Royden, L., 1982. Carpathian foreland fold and thrust belt and its relation to Pannonian and other basins. *AAPG Bull.* 66, 1179–1195.

Buryanov, V. G., Gordiyenko, V. V., and Zavgorodnaya, O. V.: *Geologiceskij model tektonosfery Evropy*, Nauk, Dumka (Kyjev), 83, 3–16, 1987.

Constantinescu, L. and Enescu, D.: A tentative approach to possibly explaining the occurrence of the Vrancea earthquakes, *Rev. Roum. Geol. Geophys. et Geogr., Geophys.*, 28, 19–32, 1984.

Csontos, L., Tari, G., Bergerat, F., and Fodor, L.: Evolution of the stress fields in the Carpatho-Pannonian area during the Neogene, *Tectonophysics*, 199, 73–91, 1991.

Csontos, L., Nagymarosy, A., Horvath, F., and Kovac, M.: Tertiary evolution of the intra-Carpathian area: a model, *Tectonophysics*, 208, 221–241, 1992.

Csontos, L.: Tertiary tectonic evolution of the intra-Carpathian area: a review, *Acta Vulcanologica*, 7, 1–13, 1995.

Ellouz, N., Roca, E., 1994. Palinspastic reconstructions of the Carpathians and adjacent areas since the Cretaceous: a Quantitative approach. In: Roure, F. (Ed.), Peri-Tethyan Platforms. Paris, pp. 51–78.

Enescu, D., Danchiv, D., Bala, A., 1992. Lithosphere structure in Romania II. Thickness of earth crust. Depth-dependent propagation velocity curves for the P and S waves. Stud. Cercet. Geol. Geofiz. Geogr. Ser. Geofiz. 30, 3–9.

Fodor, L.: From transpression to transtension: Oligocene-Miocene structural evolution of the Vienna basin and the East Alpine – Western Carpathian junction, Tectonophysics, 242, 151–182, 1995.

Girbacea, R., Frisch, W., Linzer, H.-G., 1996. Neotectonic evolution of the Brasov basin, Eastern Carpathians, Romania. 6. Symposium Tektonik–Strukturgeologie–Kristallingeologie, Salzburg 10–15 April 1996, Erweiterte Kurzfassungen, pp. 151–154.

Girbacea, R. and Frisch, W., 1998. Slab in the wrong place: Lower lithospheric mantle delamination in the last stage of the Eastern Carpathian subduction retreat. Geology, 26 (7), 611±614.

Horvath, F.: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin Tectonophysics, 226, 333–357, 1993.

Horvath, F. and Royden, L.: Mechanism for the formation of the intra-Carpathian basins: a review, Earth Evol., Sci., 3/4, 307– 316, 1981.

Konecny, V., Kovac, M., Lexa, J., and Sefara, J., 2002. Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprising in the mantle. EGU Stephan Muller Special Publication Series, 1, 105-123.

Kruczyk, J., Kadzialko-Hofmohl, M., Lefeld, J., Pagac, P., Tunyi, I., 1992. Paleomagnetism of Jurassic sediments as evidence for oroclinal bending of the Inner West Carpathians. Tectonophysics 206, 315–324.

Leafu, F., Albu, S., 1984. Structura molasei inferioare din fruntea pinzei Pericarpatice. Studii si cercetari de geologie geofizica geografie. Geofizica 22, 49–58.

Lenhey, L.: Geothermics of the Pannonian Basin and its bearing on the tectonics of basin evolution, PhD-Thesis NGS contribution No. 000 112, Amsterdam, 215p, 1999.

Lexa, J. and Konecny, V.: The Carpathian volcanic arc: A discussion, Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 18, 279–293, 1974.

Lexa, J. and Konecny, V.: Relationship of the Carpathian volcanic arc to the geodynamic evolution of the Pannonian basin, in: Geodynamic Investigations in Czechoslovakia, Bratislava, Veda, 1979.

Linzer, H. G.: Kinematics of retreating subduction along the Carpathian arc (Romania), *Geology*, 24, 2, 167–170, 1996.

Linzer, H.-G., 1996a. Kinematics of retreating subduction along the Carpathian arc, Romania. *Geology* 24 (2), 167–170.

Linzer, H.-G., 1996b. Kinematics of retreating subduction along the Carpathian arc, Romania: Reply. *Geology* 24 (9), 863–864.

Linzer, H. G., Frisch, W., Zweigel, P., Girbacea, R., Hann, H. P., and Moser, F.: Kinematic evolution of the Romanian Carpathians, *Tectonophysics*, 297, 1–4, 133–156, 1998.

Linzer, H.-G., Frisch, W., Zweigel, P., Girbacea, R., Hann, H.-P., and Moser, F., 2012. Kinematic evolution of the Romanian Carpathians. *Tectonophysics*, 297, 133-156.

Lillie, R.J., Bielik, M., 1992. Crustal development and tectonic models of Western Carpathians from gravity interpretation. *Geol. Carpath.* 43 (2), 63–68.

Marinescu, F., Ghenea, C., Papaianopol, I., 1981. Stratigraphy of the Neogene and Pleistocene boundary, Carpatho-Balkan Geological Association, XII Congress, Guide to excursion A6, Institute of Geology and Geophysics, Bucharest, 111 pp.

Marton, E., Fodor, L., 1995. Combination of paleomagnetic and stress data: a case study from North Hungary. *Tectonophysics* 242, 99–114.

Mason, P. R. D., Downes, H., Seghedi, I., Szakacs, A., and Thirwall, M. F.: Low-pressure evolution of magmas from the Calimani, Gurghiu and Harghita Mountains, East Carpathians, *Acta Volcanologica*, 7, 43–52, 1995.

Mocanu, V.I., Radulescu, F., 1994. Geophysical features of the Romanian territory. *Rom. J. Tectonics Reg. Geol.* 75, suppl. 2, ALCAPA II Field Guidebook, 17–36.

Morley, C., 1996. Models for relative motion of crustal blocks within the Carpathian region, based on restorations of the outer Carpathian thrust sheets. *Tectonics* 15, 885–904.

Oncescu, M.C., 1984. Deep structure of the Vrancea region, Roumania, inferred from simultaneous inversion for hypocenters and 3-D velocity structure. *Ann. Geophys.* 2, 23–28.

Oncescu, M.C., Bonjer, K.-P., 1997. A note on depth recurrence and strain release of large Vrancea Earthquakes. *Tectonophysics* 272, 291–302.

Panaiotu, C.: Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of Romania, *Reports on Geodesy* 7(37), Monograph of Southern Carpathians, Warsaw Institute of Technology, 49–71, 1998.

Patrascu, St., Bleahu, M., Panaiotu, C., Panaiotu, C.E., 1992. The paleomagnetism of the Upper Cretaceous magmatic rocks in the Banat area of South Carpathians. *Tectonophysics* 213, 341–352.

Patrascu, St., Panaiotu, C., Seclaman, M., Panaiotu, C.E., 1994. Timing of rotational motion of Apuseni Mountains (Romania): paleomagnetic data from Tertiary magmatic rocks. *Tectonophysics* 233, 163–176.

Pecskay, Z., Lexa, J., Szakacs, A., Balogh, K., Seghedi, I., Konecny, V., Kovacs, M., Marton, E., Kaliciak, M., Szeky, Fux, V., Poka, T., Gyarmati, P., Edelstein, O., Rosu, E., Zec, B., 1995. Space and time distribution of Neogene–Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian region. *Acta Vulcanol.* 7 (2), 15–28.

Ratschbacher, L., Merle, O., Davy, P. and Cobbold, P.: Lateral extrusion in the Eastern Alps: Part 1, Boundary conditions and experiments scaled for gravity, *Tectonics*, 10, 245–256, 1991a.

Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H. G., and Merle, O.: Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 2, Structural analysis, *Tectonics*, 10, 257–271, 1991b.

Ratschbacher, L., Linzer, H.-G., Moser, F., Strusievicz, R.-O., Bedeleian, H., Har, N., Mogos, P.-A., 1993. Cretaceous to Miocene thrusting and wrenching along the central South Carpathians due to a corner effect during collision and orocline formation. *Tectonics* 12, 855–873.

Radulescu, D. P., and Sandulescu, M., 1973, The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians: *Tectonophysics*, v. 16, p. 155–161.

Royden, L., 1988. Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 45, 27±48.

Royden, L. H., 1993, The tectonic expression of slab pull at continental convergent boundaries: *Tectonics*, v. 12, p. 303–325.

Royden, L.H., 1993a. The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. *Tectonics* 12, 303–325.

Royden, L.H., 1993b. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics* 12, 629–638.

Royden, L. H., Horvath, F., and Burchfield, B. C.: Transform faulting, extension, and subduction in the Carpathian Pannonian region, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 717–25, 1982.

Royden, L. H. and Dovenyi, P.: Variations in extensional styles at depth across the Pannonian basin system, in: Royden, L. and Horvath, F. (Eds.): *The Pannonian Basin. A study in basin evolution*, AAPG Memoir, 45, 235–253, 1988.

Salters, J. M., Hart, S. R., and Panto, G.: Origin of late Cenozoic volcanic rocks of the Carpathian arc, Hungary, in: Royden, L. and Horvath, F. (Eds.): *The Pannonian Basin. A study in basin evolution*, AAPG Memoir, 45, 279–292, 1988.

Schmitt, G., Moldoveanu, T., Nica, V., Jager, R., 1990. Deformation analysis of a local terrestrial network in Romania with respect to the Vrancea earthquake of August 30, 1986. International Association of Geodesy Symposia 101, Global and Regional Geodynamics, Edinburgh, Scotland pp. 211–222.

Spakman, W.: Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean, *Terra Nova*, 2, 542–553, 1990.

Spakman, W., Van der Lee, S., and Van der Hilst, R.: Traveltime tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km, *Physics. Earth Planet. Inter. (Amsterdam)*, 79, 3–74, 1993.

Sperner, B., Zweigel, P., Ratschbacher, L., 1996. Laterale Extrusion, Subduktion und Kollision in den Karpaten: Ein geodynamisches Modell. Symposium Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie, Salzburg, pp. 403–406.

Sperner, B., Ratschbacher, L., Zweigel, P. et al., 1999. Lateral extrusion, slab-break-off and subduction retreat: the Oligocene-Recent collision-subduction transition in the Alps and Carpathians. In: Penrose Conference: Subduction to Strike-Slip Transitions on Plate Boundaries, 18±24 January 1999, Puerto Plata, Dominican Republic, pp. 103±104. Available on-line at <http://www.uncwil.edu/people/grindlayn/penrose.html>.

Sperner, B. and the SFB-461 working group: The Vrancea slab (SECarpathians, Romania): Seismicity, stress field, and detachment models, in: Adam, A., Szarka, L., and Szendroi, G. (Eds.): Abstracts, Pancardi 2001. Geodetic and Geophysical Research Institute of the HAS, Sopron, CP-26, 2001.

Stefanescu, M., 1983. General remarks on the Eastern Carpathian flysch and its depositional environment. *Revue Roumaine de Geologie Geophysique et Geographie. Geologie* 27, 59–64.

Stegena, L., Geczy, B., and Horv'ath, F.: Late Cenozoic evolution of the Pannonian Basin, *Tectonophysics*, 26, 71–90, 1975.

Szakacs, A. and Seghedi, I.: The Calimani-Gurghiu-Hargita volcanic chain, East Carpathians, Romania: volcanological features, *Acta Volcanologica*, 7, 145–153, 1995.

Tari, G., Horvath, F., 1995. Middle Miocene extensional collapse in the Alpine–Pannonian transition zone. In: Horvath, F., Tari, G., Bokor, Cs. (Eds.), *Extensional Collapse of the Alpine Orogene and Hydrocarbon Prospects in the Basement and Basement Fill of the Western Pannonian Basin. AAPG International Conference and Exhibition, Nice, France, Guidebook to Fieldtrip No. 6, Hungary*, pp. 75–105

Tari, G., Horvath, F., Rumpler, J., 1992. Styles of extension in the Pannonian Basin. *Tectonophysics* 208, 203–219.

Tomek, C. and Hall, J.: Subducted continental margin imaged in Carpathians of Czechoslovakia, *Geology*, 21, 535–538, 1993.

Tomek, C., Ibrmayer, I., Korab, T., Biely, A., Dvorakova, L., Lexa, J., and Zboril, L.: Crustal structure of Western Carpathians on the deep reflection seismic section 2T, *Miner. Slovaca*, 21, 3–26, 1989.

Wenzel, F., Achauer, U., Enescu, D. et al., 1998. Detailed look at final stage of plate break-off is target of study in Romania. *EOS, Trans. Am. Geophys. Un.*, 79 (48), 589±594

Wortel, M.J.R., Spakman, W., 1992. Structure and dynamics of subducted lithosphere in the Mediterranean region. *Proc. K. Ned. Acad. Wet.* 95, 325–347.

Yanev, Y., Konnecny, A., Harkovska, A., Peltz, S., Gyarmaty, P., 1995. Petrochemical characterization of the Late Alpine orogenic acid volcanism of the Carpathian–Balkan area. *Geol. Balc.* 25 (1), 3–12.