



ACADEMIA ROMÂNĂ  
Institutul de Geodinamică "Sabba S.Ștefănescu"  
**Laboratorul Dinamica Globului Terestru**

---

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/>

**DIRECTOR,**

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



UNIUNEA EUROPEANĂ



GUVERNUL ROMÂNIEI



Instrumente Structurale  
2007 - 2013

---

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**

**Etape 1: Construirea și testarea sistemului hardware (HPCC, HPVC și GeoWall)**

**Perioada: 18 iunie 2010 - 17 iunie 2011**

## STUDIU

### PRIVIND ANALIZA MODELELOR GEODINAMICE EXISTENTE

**Director de proiect,**

Dr. Vlad Constantin Manea

**A U T O R I:**

Dr. Lucian Beșuțiu, CS I

Dr. Ligia Atanasiu, CS II

Dr. Venera Dobrică, CS III

Drd. Luminița Zlăgnea, CS III

**BUCUREȘTI**  
**2011**

## CUPRINS

1. CONSIDERAȚII ASUPRA NECESITĂȚII ȘI OPORTUNITĂȚII STUDIERII ZONEI VRANCEA	3
1.1 CUTREMURELE ȘI SOCIETATEA UMANĂ	3
1.2 INTERESUL ȘTIINȚIFIC AL PROBLEMEI	5
1.2.1. GENERALITĂȚI	5
1.2.2. SEISMICITATEA GENERALĂ ÎN ZONA DE SUBDUȚIE	6
1.2.3. SEISMICITATEA INTERMEDIARĂ ÎN CONDIȚII INTRACONTINENTALE	11
1.3. IMPACTUL SOCIO-ECONOMIC	37
2. TRECEREA ÎN REVISTĂ A CERCETĂRILOR ANTERIOARE	44
2.1. MODELE SEISMOLOGICE	44
2.2. MODELUL DIGITAL AL TERENULUI	145
2.3. GEOLOGIA ȘI TECTONICA	150
2.4. DATELE GRAVIMETRICE ȘI MODELUL ANOMALIEI BOUGUER	163
2.5. MODELE GEOTERMICE. STRUCTURA TERMICĂ A CRUSTEI ȘI LITOSFEREI ÎN ZONA DE CURBURĂ A CARPAȚILOR ORIENTALI	167
2.5.1. CONSIDERAȚII GENERALE	167
2.5.2. REGIMUL GEOTERMIC AL LITOSFEREI	169
2.5.3. MODELE GEOTERMICE ALE LITOSFEREI ÎN ZONA DE CURBURĂ A CARPAȚILOR ORIENTALI	171
2.6. MODELE ELECTROMAGNETICE	183
2.7. MODELE BAZATE PE TOMOGRAFII SEISMICE ȘI PROFILE SEISMICE DE ADÂNCIME	191
2.7.1. IMAGINI TOMOGRAFICE	191
2.7.2. PROFILUL DE REFRAȚIE VRANCEA 99 (Hauser et al., 2001)	205
2.7.3. PROFILUL DE REFRAȚIE VRANCEA 2001 (Hauser et al., 2007)	207
2.7.4. PROFILUL DAȚIA PLAN (Bocin et al., 2005)	208
3. PARTICULARITĂȚI SEISMOLOGICE ALE ZONEI VRANCEA	210
3.1. CONSIDERAȚII PRIVIND DISTRIBUȚIA SPATIALĂ A CUTREMURELOR VRÂNCENE	212
3.2. CONSIDERAȚII PRIVIND PERSISTENȚA ÎN TIMP A SEISMICITĂȚII INTERMEDIARĂ ȘI DINAMICA SA ÎN INTERIORUL ZONEI SEISMICE	231
3.3. MECANISME FOCAL	234
4. COMPARAREA MODELELOR TECTONICE ȘI GEODINAMICE PENTRU ZONA VRANCEA	240
4.1. MODELE FUNDAMENTATE EXCLUSIV PE ELEMENTE GEOLOGICE	240
4.1.1. MODELUL RĂDULESCU ȘI SĂNDULESCU (1973)	240
4.1.2. MODELUL BLEAHU ET AL., 1973	241
4.1.3. MODELUL HERZ ȘI SAVU (1974)	242
4.2. MODELE FUNDAMENTATE PE ELEMENTE GEOFIZICE	244
4.3. MODELE PRIVIND CONTEXTUL GEODINAMIC AL FORMARII LANȚULUI CARPATIC	251
4.4. MODELE ALE MECANISMELOR SEISMICITĂȚII INTERMEDIARE DIN REGIUNEA VRANCEA	259
CONCLUZII	281
BIBLIOGRAFIE	

# **1. CONSIDERAȚII ASUPRA NECESITĂȚII ȘI OPORTUNITĂȚII STUDIERII ZONEI VRANCEA**

## **1.1. CUTREMURELE ȘI SOCIETATEA UMANĂ**

Iată numai câteva din cutremurele care au avut un puternic impact asupra societății umane în ultimii 100 de ani:

**1908** – Messina (Italia) – cutremur de magnitudine 7.2 - peste 100.000 victime

**1920** – provincia Gansu (China) - cutremur de magnitudine 8.6 – 200.000 victime

**1923** – provincia Kwanto (Japonia) - cutremur – 143.000 victime

**1927** – în apropiere de Xining (China) - cutremur – 200.000 victime

**1932** – Gansu (China) – cutremur de magnitudine 7.6 – 70.000 victime

**1935** – Quetta (Pakistan) – cutremur de magnitudine 7.5 – peste 60.000 victime

**1948** – Turkmenistan – cutremur de magnitudine 7.3 – peste 110.000 victime

**1970** – Peru – cutremur de magnitudine 7.9 – 66.000 victime

**1976** – Tangshan (China) – cutremur de magnitudine 7.5 – 255.000 victime

**1990** – Gilan (Iran) – cutremur de magnitudine 7.7 – 35.000 victime

**2003** – Bam (Iran) – cutremur de magnitudine 6.8 – 31.000 victime

**2004** - nordul Sumatrei – cutremur de magnitudine 9.1 –283.000 victime, 14.100 dispăruți și peste 1.126.900 sinistrați ca rezultat al celui mai puternic cutremur care avut loc pe glob de la 1964 dar și al tsunami-ului ce a urmat și care a afectat 14 țări din Asia de sud și estul Africii.

**2005** – Nordul Sumatrei – cutremur de magnitudine 8.6. cel puțin 1300 de morți, 300 răniți și 300 cladiri distruse, tsunami-ul (cu valuri de peste 3 m) ce a urmat a distrus portul și aeroportul din Simeulue. Cel puțin 10 persoane au fost ucise în timpul evacuării de pe coastele Sri Lankai.

**2005** - Pakistan – cutremur de magnitudinea 7.6 – cel puțin 86.000 de morți, peste 69.000 de răniți și pagube semnificative în nordul Pakistanului.

**2006** – Indonezia - cutremur de magnitudinea 6.3 – cel puțin 5749 morți,38.568 raniți și mai mult de 600.000 sinistrați. Mai mult de 127.000 locuințe distruse și peste 451.000 avariate. Pierderile estimate s-au ridicat la peste 3.1 miliarde de dolari americani.

**2008** – estul Sichuan, China – cutremur de magnitudine 7.9 – cel puțin 69.195 morți, 374.177 răniți,18.392 dispăruți mai mult de 45.5 milioane de locuitori din 10 provincii

și regiuni au fost afectați iar 15 milioane dintre ei au fost evacuați dintre care peste 5 milioane au rămas fără locuințe (5 milioane de clădiri au fost distruse și peste 21 milioane afectate). Pierderile economice au fost estimate la aproximati 86 milioane USD.

**2009** – sudul Sumatrei, Indonezia – magnitudine 7.5 – cel puțin 1.117 morți, 1.214 răniți, 181.665 clădiri distruse sau avariate, aproximati 450.000 de evacuați,

**2010** – Haiti – cutremur de magnitudine 7.0. Estimările oficiale au indicat 222.570 morți, 300.000 răniți, 1.300.000 sinistrați, 97.294 case distruse și peste 188.383 distruse regiunea Port -au-Prince și în sudul Haiti-ului.

**2010** - offshore Chile - cutremur de magnitudine 8.8 – Cutremurul a produs un tsunami a devastat mai multe orașe de pe coasta central+sudică a statului Chile. Alertele de tsunami au vizat 53 țări cauzând, printre altele, pagube minore până și în San Diego, California sau regiunea Tohoku, Japonia. Pierderile estimate de către industria piscicolă din regiunea Tohoku, datorită cutremurului s-au ridicat la aproximativ 66.7 milioane USD. 93% din populația statului Chile a fost afectată de pana de curent care a durat câteva zi. Numărul oficial de morți, raportat la o lună de la producerea cutremurul s-a ridicat la 486. Întregul oraș Conception a fost deplasat datorită cutremurului cu 3 metri mai la vest.

La patru decenii de la apariția **teoriei tectonicii plăcilor**, considerată de mulți dintre oamenii de știință o adevărată revoluție în domeniul geostiințelor, omenirea este în continuare în ipostaza de a fi atât beneficiara, într-o oarecare măsură (destul de mică comparativ cu potențialul energiilor implicate), cât și victima forțelor și mecanismelor implicate în procesele telurice.

Chiar dacă ne aflăm în imposibilitatea de a controla impresionantele forțe tectonice, trebuie remarcată și apreciată asiduitatea cu care oamenii de știință încearcă aprofundarea și înțelegerea fenomenelor respective. Cu cât știm mai multe despre procesele care afectează planeta noastră, cu cât cunoașterea se extinde spre interiorul și spre trecutul geologic al Pământului cu atât șansele de a putea, într-un viitor mai mult sau mai îndepărtat, prevedea marile catastrofe generate de procesele geodinamice devin mai mari.

## **1.2. INTERESUL ȘTIINȚIFIC AL PROBLEMEI**

### **1.2.1. GENERALITĂȚI**

**Zona seismogenă Vrancea**, situată în regiunea de curbură a Carpaților Orientali reprezintă, prin caracteristicilor sale geodinamice, una dintre cele mai cunoscute și studiate regiuni din Europa și nu numai. Prezența unor cutremure de adâncime intermediară într-un mediu complet continental, cu aria extrem de restrânsă în care se situează epicentrele, repartiția aproximativ verticală a hipocentrelor în adâncime, până la peste 200 km, cu o lacună seismică între 40 și 60 km, marea frecvență a cutremurelor (aproximativ un eveniment pe zi), ca și perioada de revenire relativ redusă a cutremurelor cu magnitudini în jurul valorii de 7 grade pe scara Richter, și nu în ultimul rând suprafața neobișnuit de mare care este afectată de cutremurele intermediare puternice produse în zona Vrancea (Republica Moldova, Bulgaria, Ungaria, Iugoslavia și chiar Ucraina și Rusia) fac din această regiune un adevărat laborator de geodinamică în care, de-a lungul timpului, s-au concentrat numeroase studii, în încercarea de a descifra mecanismele responsabile de producerea cutremurelor.

Existența unor zone intens populate (ex. București) sau a unor obiective importante din punct de vedere socio-economic, cu un mare grad de risc (ex. centralele atomice de la Cernavodă și Kozlodui) fac să sporească interesul pentru rezolvarea acestor probleme.

Primele referiri la contextul geodinamic al zonei Vrancea datează încă de la jumătatea secolului trecut, când **Gutenberg și Richter (1954)** atrăgeau atenția asupra particularităților deosebite ale seismicității intermediare din Vrancea: energie seismică mare eliberată într-un volum foarte restrâns (având o extindere a zonei epicentrale de aproximativ  $40 \times 80 \text{ km}^2$  și o dezvoltare pe verticală de până la 200 km adâncime).

### 1.2.2. SEISMICITATEA INTERMEDIARĂ ÎN ZONE DE SUBDUCTIE

Cutremurele de adâncime intermediară sunt întâlnite de obicei în zonele de subducție activă, cu precădere în regiunile de contact dintre continente și oceane. Se poate afirma cu certitudine că seismicitatea intermediară a fost evidențiată și ulterior studiată în aceste zone.

Pentru o mai bună înțelegere a termenilor, în cele ce urmează vor fi prezentate câteva aspecte legate de definirea tipului de seismicitate din punctul de vedere al adâncimii de producere a cutremurelor.

Astfel, în 1929, **Wadati** propunea clasificarea cutremurelor în *superficiale*, *intermediare* și *adânci*, clasificare valabilă până în zilele noastre deși domeniile de adâncime cărora li se adresează termenii au suferit de-a lungul timpului modificări. Astfel noțiunea de cutremure superficiale se adresa acelor evenimente care aveau loc la adâncimi de până la 60 km și cea de cutremure adânci celor de la adâncimi mai mari de această limită. Domeniul cutremurelor adânci era subîmpărțit în subdomeniul cutremurelor intermediare (100-200 km adâncime) și cel al cutremurelor adânci (adesea denumite și “foarte adânci” pentru a evita confuzia) pentru adâncimi mai mari de 300 km.

**Honda (1962)** clasifica cutremurele astfel: *superficiale* (până la 100 km adâncime), *intermediare* (100-250 km) și *adânci* (peste 250 km) iar **Duda (1965)** în *superficiale* (0-65 km), *intermediare* (65-450 km) și *adânci* (peste 450 km).

**Gutenberg și Richter (1949)** afirmau în lucrarea clasică “**Seismicity of the earth**” că evenimentele seismice pot fi clasificate din punct de vedere al adâncimii focale în *superficiale*, atunci când adâncimea nu depășește 60 km, *intermediare* (adâncimea cuprinsă între 70 și 300 km) și *adânci* (adâncimea mai mare de 300 km), lăsând astfel neacoperit intervalul de la 60 km la 70 km. Această clasificare era oarecum diferită de opinia anterioară a aceluiași autori (**Gutenberg și Richter, 1941**) conform căreia cutremurele intermediare începeau strict de la adâncimea de 60 km. Argumentele oferite de cei doi privind variațiile limitei superioare a cutremurelor intermediare se refereau la adâncimea variabilă a suprafeței Moho, în opinia lor aceasta fiind suprafața de delimitare a celor două categorii de seisme.

Această definiție a domeniului cutremurelor intermediare, funcție de suprafața Moho, nu s-a bucurat de-a lungul timpului de popularitate, în mare parte datorită dificultății punerii în evidență a acestei suprafețe.

Ambiguitatea definirii cutremurelor intermediare continuă până în zilele noastre. Astfel, conform *Regional Catalogue of the International Seismological Centre* sunt definite:

- *cutremurele superficiale* ( $0 \leq h \leq 60$  km)
- *cutremurele intermediare* ( $60 \leq h \leq 300$  km)
- *cutremurele adânci* ( $h > 300$  km)

În timp ce în cea de-a treia ediție a **Dictionary of Geological Terms (Bates and Jackson, 1984)** sunt definiți în felul următor termenii:

- *cutremure superficiale* = cutremure cu focare la adâncimi mai mici de 70 km.
- *cutremure intermediare* = cutremure cu focare cuprinse între aproximativ 60 și 300 km
- **cutremure adânci** - cutremure cu focare cuprinse între 300 și 700 km.

În lucrarea de față limita superioară a cutremurelor intermediare luată în considerare este de 60 km.

**Zonele de subducție** au prezentat, în decursul timpului, un interes deosebit deoarece au fost considerate, de mare parte dintre adepții teoriei plăcilor, ca fiind motorul principal al tectonicii globale (**Orowan 1964 ; Elsasser 1969, 1971 ; Forsyth & Uyeda 1975 ; Jolivet & Nataf 1998**).

Spre deosebire de studiul dorsalelor oceanice, cel al zonelor de subducție nu a debutat odată cu teoria tectonicii plăcilor, ci datează dinaintea enunțării acestei teorii. Nu se vorbea, însă, la vremea respectivă de zone de subducție, ci se pomenea de zone mobile sau centuri active, caracterizate de cutremure puternice sau erupții vulcanice importante.

Cunoștințele legate de aceste zone au evoluat rapid, începând de la lucrările elaborate de seismologul japonez **Kiyoo Wadati** (1929, 1935) și omologul său american **Hugo Benioff** (1949), care au pus în evidență faptul că seismele puternice și profunde legate de aceste zone se concentrează la marginea oceanelor, în apropierea vulcanilor și că focarele lor sunt localizate pe un plan înclinat sub crusta oceanică, așa numitul plan seismic Wadati – Benioff. De atunci, zonele de subducție au fost

investigate prin diverse metode (seismologie, tomografii seismice, reflecții seismice, investigații geologice de suprafață, petrologie magmatică, geochimie, gravimetrie, etc. (ex. **Menard, 1964, Barazangi și Isacks, 1971, Forsyth și Uyeda, 1975, Schubert et al., 1975, Bally, 1983, Giardini și Woodhouse, 1986, Jarrard, 1986, Von Huene, 1986, Fowler, 1990, Dziewonski et al., 1993; Bebout et al. 1996, Doglioni et al., 1999**).

Cutremurele de adâncime intermediară din zonele de subducție, des întâlnite pe glob (zonele de subducție active totalizează peste 55.000 km, din care peste 4/5 sunt numai în jurul Oceanului Pacific), provoacă în multe cazuri victime și pagube materiale importante. De-a lungul zonelor de subducție se eliberează cea mai mare parte a energiei seismice terestre (peste 90 %). Din cele zece cutremure catastrofale ale secolului XX, opt s-au produs în zonele de subducție circumpacifice și două în zonele Himalaia și Indonezia. Cel mai mare seism înregistrat vreodată s-a produs în zona de subducție chiliană, în 1960,  $M=9.5$ . Alte cutremure distrugătoare au fost în Alaska, 1964,  $M=9.0$ , Sumatra, 2004,  $M=9.0$ . S-a observat că majoritatea zonelor în care survin aceste cutremure sunt caracterizate de câteva trăsături comune ( Fig.1.1):

- focarele seismice se înscriu pe planul Wadatti-Benioff; acesta se poate urmări, în unele cazuri, până la adâncimi de 600-700 km, fiind, în același timp un indicator al prezenței plăcii care subduce până la marginea inferioară a zonei de tranziție; înclinarea planului Wadatti-Benioff poate varia între  $20^\circ$  și  $90^\circ$ , funcție de vârsta plăcii care subduce și de viteza de convergență;
- existența unei fosse mai mult sau mai puțin adânci,
- vulcanism important și câteodată
- arcuri insulare



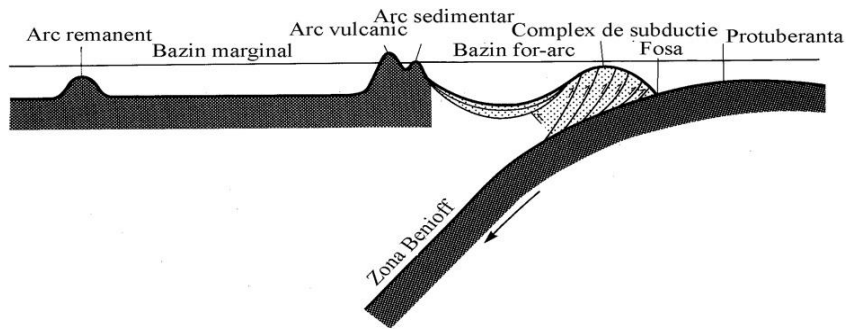


Figura 1.1 Morfologia unei zone de subducție (după Kearey și Vine, 1992)

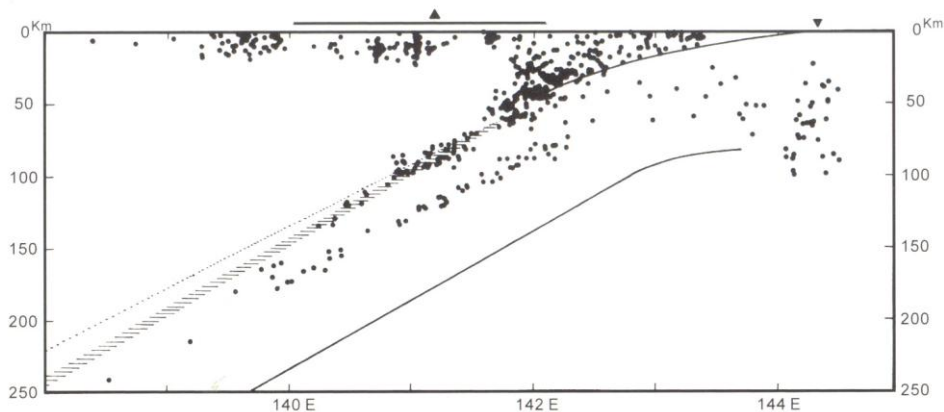
În cadrul sistemelor reale nu toate aceste elemente morfologice sunt obligatoriu a fi prezente (Uyeda și Kanamori, 1979).

În ciuda similarității configurației zonelor de subducție, modul în care se prezintă la suprafață, procesele petrologice și structurale care au loc, caracteristicile fizice și vârstele lor variază foarte mult. Lungimea lor la suprafață poate fi cuprinsă între 100 și 800 km, iar adâncimile lor între 40 și peste 600 km. Unghiul de afundare, în apropierea suprafeței, poate lua valori cuprinse între 10 și 35°, iar vitezele de subducție sunt cuprinse între 1 și 20 cm/an.

Se pare că seismicitatea din zonele de subducție se produce ca urmare a patru procese distincte:

- în zona de curbare a plăcii care se subduce (protuberanței), ca răspuns mecanic al curbării litosferei la debutul procesului de subducție,
- pe interfața dintre placa care subduce și placa de deasupra, în general având hipocentrele situate la adâncimi între 20-70 km; mecanismele de focar ale acestor cutremure indică compresiune, datorată probabil cuplajului mecanic, al frecării dintre plăcile în contact (Byrne et al, 1988).
- între 70 și 200 (chiar 300 km după unii autori) ca urmare a fenomenelor de deshidratare a serpentinitelor și amfibolitelor. Mecanismul focal al seismelor din acest domeniu de adâncime indică în unele cazuri existența unui al doilea plan, paralel cu direcția de alungire a plăcii. Primele referiri la acest fenomen le fac Sykes (1966) și Veith (1974) în urma analizării locațiilor teleseismice pentru arcul Kurile. Fenomenul este pus în evidență cel mai bine în regiuni în care există rețele seismice regionale bine

puse la punct. Este cazul regiunii din nordul Japoniei (Tohoku) (fig 1.2) pentru care Hasegawa et al.,(1978a,1978b,1994) au demonstrat existența unor zone de seismicitate paralele cu planul Benioff, situate la 40 km distanță una de alta, începând de la adâncimea de 60-70 km și terminându-se în jur de 160 km, adâncime la care cele două zone se contopesc. În ceea ce privește mecanismele cutremurelor au fost evidențiate în planul superior compresii înspre adâncime în timp ce în planul inferior, pe aceeași direcție, extensii.



**Fig.1.2 Zonă seismică dublă sub districtul Tohoku, Japonia (secțiune E-V). Zona seismică superioară se suprapune aproape perfect, între 50-150 km, cu planul superior al plăcii care subduce, în timp ce zona seismică inferioară, la distanță de aproximativ 35-40 km, dedesubtul primei zone, se extinde până la aproximativ 160 km adâncime, puncte de la care cele două zone seismice se unesc**

Sub 300 km și, în general, până pe la 700 km, cutremurele se datorează probabil unor modificări bruște de fază ( ex. olivină / spinel – **Kearey și Vine, 1996**). Concentrarea maximă a cutremurelor de acest tip pare a fi între 500 și 650 km (Kirby et. al, 1996), adică la adâncimi la care condițiile de presiune și temperatură ar trebui să împiedice existența unui comportament casant.

Seismicitatea profundă (500-700 km) este caracterizată prin existența unor mecanisme de focar de compresiune, posibil datorită rezistenței întâlnite de placa care se subduce la penetrarea în mantaua inferioară. Și dacă inițial această rezistență era pusă pe seama flotabilității pozitive a plăcii care subduce față de mantaua înconjurătoare ( ex. Bina, 1997) sau pe seama creșterii vâscozității mantalei inferioare (ex. Christensen și Yuen, 1984) azi majoritatea opiniilor leagă mecanismele de instabilitate mecanică de la aceste adâncimi de transformări mineralogice de faze (ex. Kirby, 1987; Burnley și Green, 1991).

Adesea poate fi observată o lacună seismică între 300 și 500 km adâncime care este pusă, de unii autori ( ex. Levin et al., 2002) pe seama ruperii plăcii.

Frohlich et al, 1989 și Kirby et al., 1996 susțin descreșterea exponențială a seismicității cu adâncimea.

Putem concluziona că mecanismele care controlează apariția cutremurelor sunt diferite în funcție de adâncime:

- flexiunea plăcii la intrarea în subducție (extensie la partea superioară a plăcii și compresiuni la baza ei),
- deflexie la cca 50 km adâncime (cutremure compresive la suprafața plăcii și extensive la bază)
- frecare la interfața dintre plăci (cutremure compresive)
- stres gravitațional generat de greutatea plăcii și rezistența mantalei penetrate (cutremure intermediare extensive și apoi compresive între 100 – 300 km).

De regulă, numărul maxim de cutremure se înregistrează între 30-70 km, după care numărul lor descrește exponențial cu adâncimea.

Replicile sunt mult mai puțin numeroase în cazul cutremurelor intermediare decât în cazul cutremurelor de suprafață sau al cutremurele adânci.

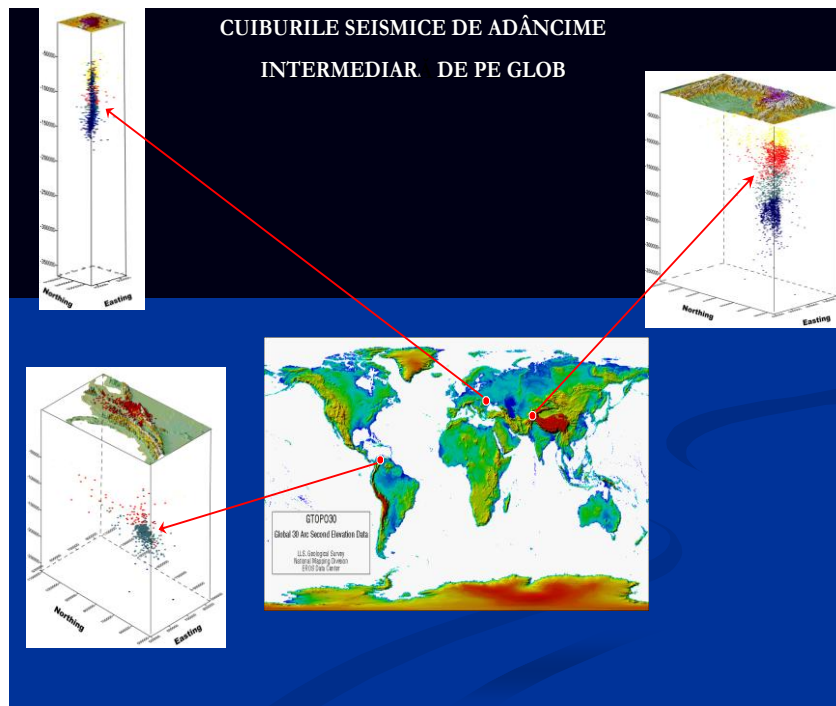
În ciuda eforturilor impresionante făcute în vederea evidențierii mecanismelor responsabile de producerea cutremurelor în zonele de subducție, rezultatele sunt departe de a fi satisfăcătoare, în principal din cauza mării diversități a zonelor de subducție.

Acumularea și disiparea tensiunilor din litosfera care subduce este indirect responsabilă de seismicitatea din zona Wadati-Benioff. Determinarea modului în care se produce acumularea tensiunii rămâne încă nerezolvată. Acumularea și disiparea stressului în interiorul lespezii care subduce se produc prin contribuția comună a mai multor factori: curbarea plăcii care subduce, întinderea plăcii, stresurile termice și modificările de faze metamorfice, deformările ductile și casante. Distribuția stressului rezultat prezintă o relație complexă cu adâncimea, putând conduce, așa cum s-a arătat, la formarea unor plane de compresie și extensie în lungul direcției de afundare observate sub forma unor zone Wadati-Benioff duble sau triple.

### 1.2.3. SEISMICITATE INTERMEDIARĂ ÎN CONDIȚII INTRACONTINENTALE

Așa cum am prezentat anterior, cutremurele de adâncime intermediară sunt caracteristice zonelor de subducție active, survenind în principal în regiunile de contact dintre continente și oceane. Acest tip de seismicitate, într-un mediu intracontinental este destul de rar și geneza sa este un subiect deschis al dezbaterilor științifice. Pe plan mondial sunt documentate trei astfel de zone: Hindu-Kush (36,5° N și 71°E) în Afganistan, Bucaramanga (6,8° N și 73,1°V) în Columbia și Vrancea (45,7 °N, 26,5 ° E) în România ( ex. Tryggvason și Lawson, 1970; Dewey, 1972; Schneider *et al.*, 1987; Frohlich *et al.*, 1995; Oncescu, 1984, 1986, 1987; Sperner *et al.*, 2001; Ojeda și Havskov, 2001) ( fig. 1.3). Toate aceste regiuni sunt caracterizate de o activitate seismică particulară, ceea ce le-a adus denumirea de „ cuiburi seimice” (*seismic nests*). Un „ cuib” seismic este definit printr-o activitate staționară și nu prin roiuri de cutremure care au loc ocazional, deși fiecare „cuib” seismic poate include mai multe roiuri. Un „cuib” trebuie să fie activ mai mult sau mai puțin continuu, evenimentele seimice fiind concentrate într-un volum mic astfel încât activitatea din această zonă este substanțial mai mare decât cea a regiunilor înconjurătoare (Zarifi și Havskov, 2003).

Toate cele trei „cuiburi” menționate sunt considerate de cei mai mulți dintre autori a se afla în vechi lespezi care subduc sau care au subdus. Dintre ele, cel mai mic și în același timp cel mai activ este Bucaramanga (rata activității seismice este de 6 ori mai mare decât în Hindu-Kush și de aproape 30 de mai mare decât în Vrancea) iar cel mai adânc este Hindu-Kush. Volumul cuibului Hindu-Kush este de aproximativ 12 ori mai mare decât Bucaramanga și de aproximativ 3 ori mai mare decât Vrancea. Majoritatea mecanismelor focale din Hindu-Kush și Vrancea sunt inverse în timp ce în Bucaramanga mecanismele focare sunt mai variate, majoritatea fiind totuși inverse (Zarifi et al. , 2007) .



**Fig.1.3. Localizarea pe glob a cuiburilor seismice (Hindu-Kush, Bucaramanga, Vrancea) și distribuția hipocentrelor**

Cuibul seismic Vrancea este localizat la curbura Carpaților Orientali, la joncțiunea a trei compartimente litosferice majore: microplaca Intra-alpină, microplaca Moesică și placa Est Europeană (fig 1.4)



**Fig.1.4 Localizarea zonei seismice Vrancea. Triunghiurile de culoare roșie marchează epicentrele cutremurelor subcrustale**

Cuibul Hindu-Kush este localizat în centrul Asiei, de-a lungul granițelor nord vestică a Pakistanului, extrem nord-estică a Afganistanului și Tadjikistanului fiind la extremitatea vestică a unei largi centuri de deformare, produsă de coliziunea dintre plăcile Indiană și Eurasiatică (fig.1.5a) în timp ce Bucaramanga, localizat în Columbia,

regiunea Santander, sectorul nord-vestic al Americii de Sud se află în zona de convergență a patru unități tectonice majore: Blocul Panama respectiv plăcile Sud-Americană, Caraibiană și Nazca ( fig.1.5b)

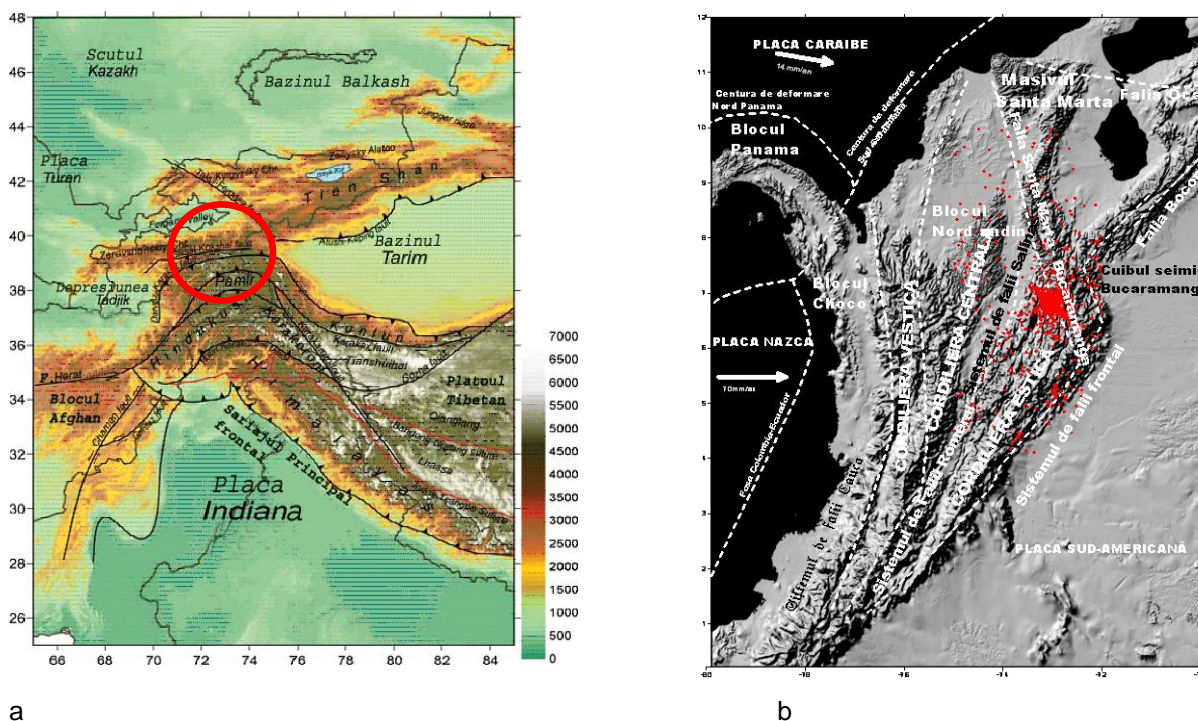


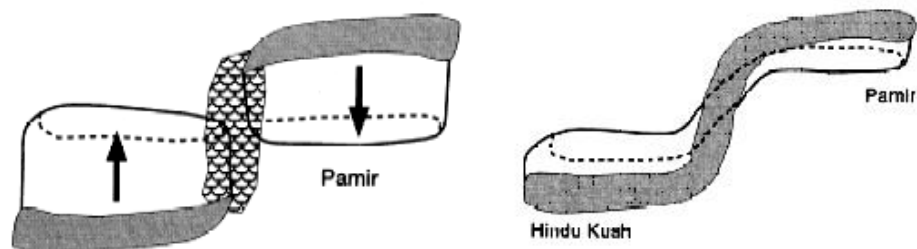
Fig.1.5 Localizarea cuiburilor seismice Hindu-Kush (a) și Bucaramanga (b)

### Cadrul tectonic Zona Hindu-Kush

Natura cuibului seismic **Hindu-kush** reprezintă un subiect de interes pentru seismologi încă din anii 60 (ex.Lukk și Nersesov, 1965, Lukk și Vinnik, 1975, Billington et al, 1977, Chatelain et al, 1980, Roecker, 1982). Această regiune reprezintă una dintre cele mai active zone de seismicitate intermediară (60-300km) de pe Glob și de departe cea mai importantă din domeniul intra-continental. Geometria spațială particulară determinată de hipocentrele cutremurelor intermediare din zonă i-a determinat pe cercetători să propună diverse scenarii pentru a o explica. Aceste modele au fost împărțite în două categorii principale:

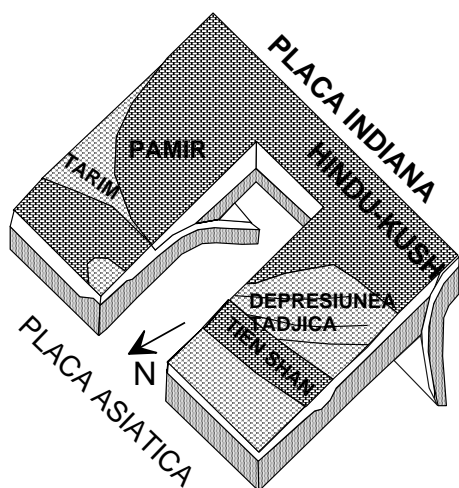
Primul model, cel puțin din punct de vedere cronologic sugerează că particularitatea configurației cuibului Hindu-kush este rezultatul unei singure lespezi, foarte contorsionate (zona Wadati – Benioff contorsionată) (fig.1.6), care se afundă spre nord în partea vestică a regiunii, sub Hindu- Kush și se afundă spre sud, în extremitatea estică, sub Pamir (Isacks and Molnar, 1971, Khalturin et al., 1977,

Nowroozi, 1971, 1972, Santo, 1967, Lukk & Nersesov, 1965, Lukk și Vinnik, 1975, Lukk și Nersesov, 1970, Vinnik et al, 1977, Lukk & Nersesov, 1965; Billington *et al.*, 1977).



**Fig.1.6. Modelul unei zone Wadati Benioff contorsionate**

Faptul că există direcții de afundare diferite, că distribuția seismicității este neuniformă în regiune (Chatelain et al, 1980) și că extinderea spre suprafață a segmentului de activitate intermediară de sub Pamir se suprapune cu o regiune de activitate seismică superficială intensă, cuprinsă între sudul Tien Shan și nordul Pamirului (Hamburger et al. 1992, Burtman și Molnar, 1993), fenomen care nu se regăsește în cazul Hindu-Kush, au condus spre propunerea unui al doilea model: existența a două lespezi distincte, una aparținând litosferei Plăcii Indiene, care subduce spre nord sub Hindu-Kush și cea de-a doua aparținând litosferei Plăcii Euroasiatice sub Pamir (Chatelain et al, 1980, Burtman și Molnar, 1993, Fan et al, 1994) (fig.1.7).



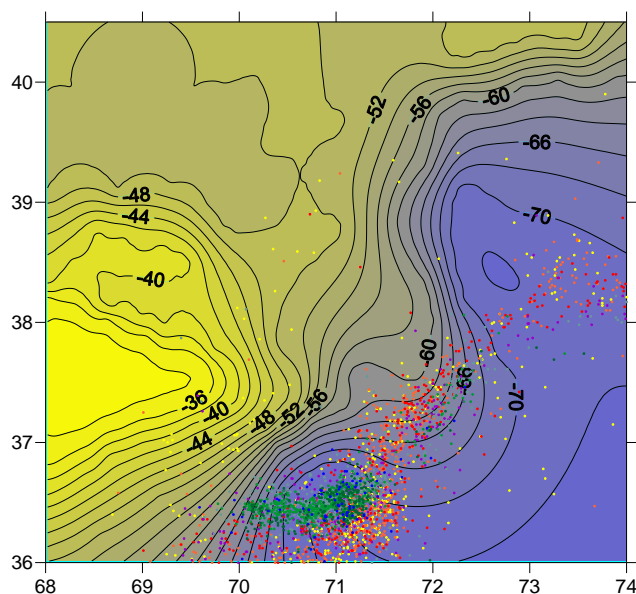
**Fig.1.7 Subducția a două lespezi distincte**

Pegler și Das (1998) și Pavlis și Das (2000) propun o rupere a plăcii indiene la marginea vestică a contactului cu placa eurasiatică, răsturnarea și detașarea acesteia de

partea superioară. În acest model, litosfera din Pamir reprezintă de fapt o porțiune rotită, sub acțiunea curenților astenosferici, a litosferei indiene, aflată în subducție.

Roecker (1982) a pus în evidență, pentru regiunea Hindu-Kush, viteze seismice neobișnuit de reduse pentru primii 150 de km de la suprafață și viteze neobișnuit de mari la adâncimi de peste 180 km. Vitezele prea mici au fost interpretate ca indicii privind prezența în adâncime a crustei continentale atașate unei cruste de tip oceanic. Mellors et al., 1995 pun în evidență diferențe importante privind activitatea seismică în mantaua superioară între Pamir și Hindu-Kush. Faptul că seismicitatea intermediară se oprește la 200 de km adâncime în Pamir, precum și diferențele dintre mecanismele focale ale cutremurelor intermediare din cele două regiuni (Fan et al., 1994) sugerează că și în adâncime cele două regiuni diferă. Toate acestea par a veni în sprijinul ipotezei subducției a două plăci distincte (Fig.1.7).

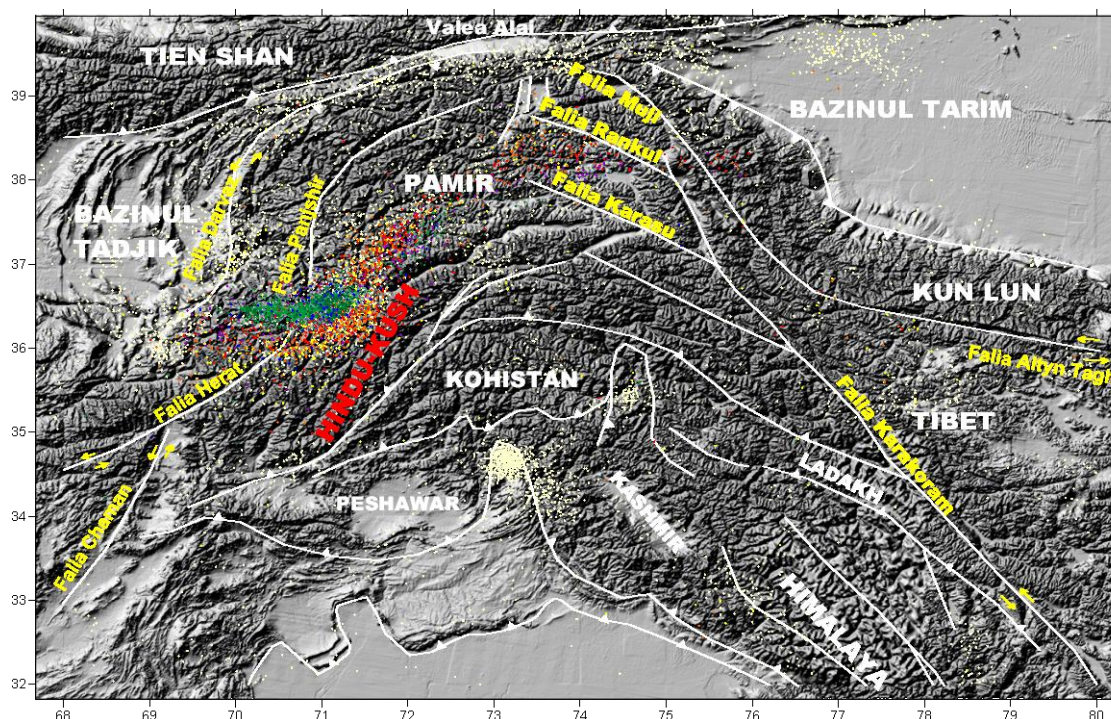
Studiile seismice [Kulagina et al., 1974; Lukk et al., 1983] au evidențiat, atât pentru Pamir cât și pentru Hindu-Kush, existența unei cruste foarte groase, de peste 75 km. Pe aria epicentrală a seismelor intermediare apare un minim al anomaliei Bouguer (Belousov et al, 1980, Koulagina et.al, 1974, Mellors et al.1995) (fig.1.8).



**Fig.1.8 Suprapunerea minimului gravimetric deasupra zonei de maximă densitate a cutremurelor intermediare din zona Hindu-Kush**



Regiunea este puternic fragmentată de falii active și/sau recente ( fig.1.9)



**Fig.1.9** Schița seismo-tectonică a regiunilor Hindu-Kush și Pamir

Zona este una dintre cele mai active din punct de vedere seismic din lume caracterizată de o seismicitate crustală puternică, difuză spațial și de o activitate de adâncime intermediară, la fel de importantă, dar limitată la o arie mult mai restrânsă. Gradul mare de seismicitate crustală, ca și mecanismele focale de compresiune pot fi considerate indicatori ai faptului că procesul de convergență continuă și în prezent (Abers *et al.*, 1988; Fan *et al.*, 1994; Burtman și Molnar, 1993).

**Regiunea seismică Bucaramanga** (coordonate  $6,8^{\circ}$  N și  $73,1^{\circ}$  V) este caracterizată de prezența cutremurelor intermediare cu hipocentrele centrate în jurul adâncimii de 160 km (Tryggvason & Lawson, 1970; Schneider *et al.*, 1987; Dewey, 1972; Frohlich *et al.*, 1995; Ojeda & Havskov, 2001). O mare parte dintre cutremurile care se produc în interiorul acestui cuib sunt caracterizate de un mecanism de încălecare deși există o variație mare a mecanismelor focale.

Cadrul tectonic în care se produc cutremurile din Bucaramanga este foarte complex, fiind subiect de dezbateri de multă vreme. În ciuda numeroaselor studii întreprinse în această regiune, consensul în ceea ce privește acest subiect se lasă încă

așteptat. (Taboada *et al.*, 2000; Kellogg & Vega, 1995; Malave & Suarez, 1995; van der Hilst & Mann, 1994).

Este recunoscută aproape unanim prezența pe teritoriul Columbiei a cel puțin trei microplăci sau blocuri (Panama, Choco și Nord andin – Maracaibo) și existența unei stări de tensiuni compresive între acestea. Deformarea continentală produsă de aceste compresiuni este în cea mai mare parte absorbită de sistemele de falii active localizate la marginea blocului triunghiular Maracaibo.

Ținând seama de cadrul tectonic din jurul Anzilor de nord, starea actuală de stress din aceasta regiune reprezintă, în cea mai mare măsură, rezultatul interacțiunii dintre placa continentală sud-americană la est, plăcile oceanice, caraibiană la nord, respectiv Nazca la vest și doar într-o foarte mică măsură a plăcii Cocos .

Litosfera plăcilor oceanice Caraibe și Nazca, se subduce în vestul și nord-vestul marginilor Anzilor de Nord (procese demonstrate prin distribuția cutremurelor superficiale și intermediare și mecanismul focal al acestora de către Dewey, 1972; Ego *et al.*, 1996; Kellogg and Bonini, 1982; Malave and Suarez, 1995; Pennington, 1981; Toto and Kellogg, 1992 . Tomografiile realizate de Gutscher *et al.*, 2000; Taboada *et al.*, 2000; Van der Hilst și Mann, 1994 au evidențiat unghiul mic sub care subduce placa caraibiană – flat subduction (un segment fără arc volcanic), spre deosebire de unghiul mare sub care subduce placa Nazca – normal sau steep subduction, asociată unui arc volcanic.

Distribuția seismicității pe teritoriul columbian a fost interpretată, în decursul timpului, în maniere diferite pentru a stabili geometria și limitele lespezilor litosferice implicate în această coliziune. În 1981 Pennington separa trei segmente diferite: segmentul **Bucaramanga** legat de placa Caraibiana care se afundă sub un unghi de 20-25° spre ESE, respectiv segmentele Cauca și Ecuador legate de subducția plăcii Nazca sub un unghi de 35° spre SE. Limita dintre segmentele Bucaramanga și Cauca a fost considerată a fi o falie de forfecare, în acord cu distribuția seismicității intermediare (fig.1.10).

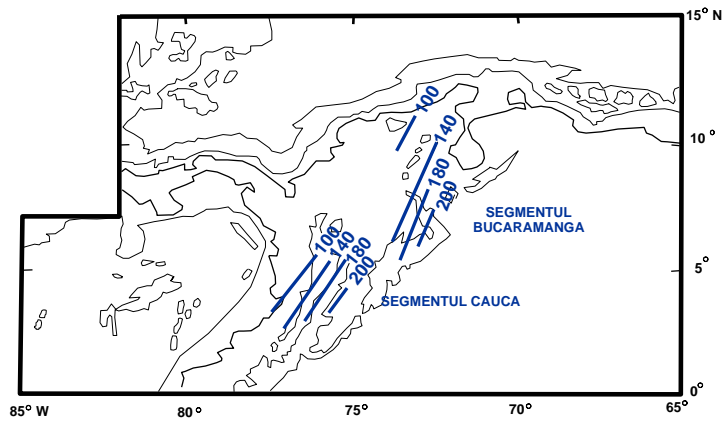


Fig.1.10. Modelul Pennington, 1981

Deși a suferit redefiniri ulterioare (Corredor, 2003, Taboada et al. 2000, van der Hilst and Mann 1994, Perez et al., 1997a) ( fig.1.11 și 1.12), în linii mari modelul lui Pennington a fost păstrat.

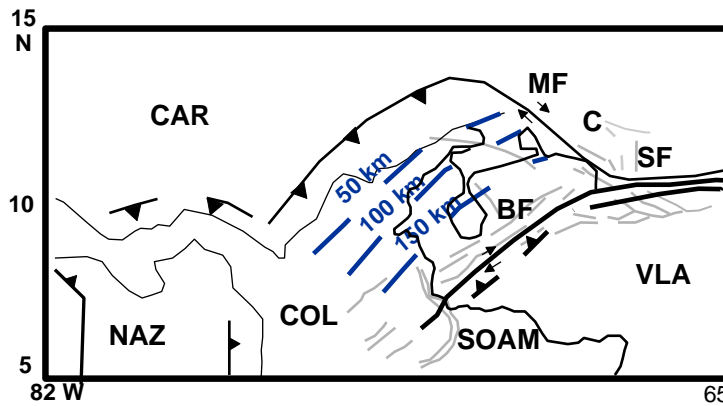


Fig.1.11 Modelul Perez et al., 1997°

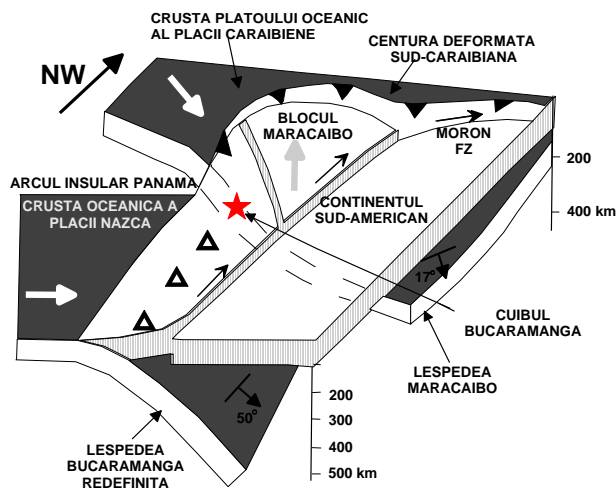


Fig.1.12 Modelul van der Hilst și Mann, 1994

Contactul dintre lespezile Caraibiană și Nazca a fost definit fie ca o zonă de forfecare cu orientare WNW-ESE (Pennington, 1981) fie ca zona de suprapunere (interacțiune) de plăci (Corredor, 2003; Taboada et al., 2000; van der Hilst și Mann, 1994). Cele mai multe dintre interpretări, localizează cuibul Bucaramanga în interiorul lespezii Caraibiene (Malave and Suarez, 1995; Pennington, 1981; Taboada et al., 2000) sau a zonei de suprapunere dintre cele două lespezi (van der Hilst și Mann, 1994). Corredor (2003) sugerează că sursa seismică corespunde terminației sudice a plăcii Caraibiene. Cortes și Angelier (2005) iau în considerare un proces de slab break-off (fig .1.13).

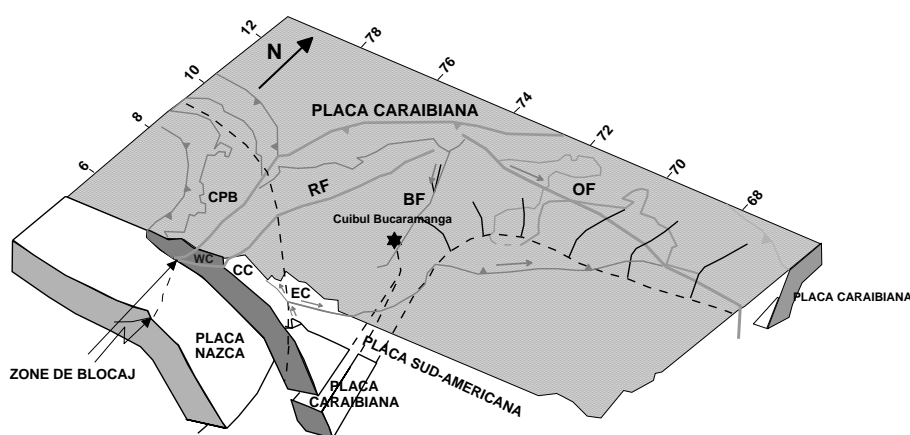


Fig.1.13 Modelul Cortes și Angelier, 2005

Unul dintre ultimele modele tectonice realizate pentru Columbia (având ca material primar informații seismologice locale și tomografiile locale și regionale) de către Taboada et al (2000) consideră existența a patru plăci care converg în regiune: blocul nord-andin, ca parte a plăcii Sud-Americane, blocul Panama, plăcile Caraibiană și Nazca. Imaginile tomografice obținute de van der Hilst și Mann (1994) sugerează faptul că în sub partea de est a Columbiei și de vest a Venezuelei se intersectează două lespezi care subduc, pe direcții și sub unghiuri diferite. Astfel lespede din nord subduce sub un unghi de  $17^\circ$ , pe direcția de  $N150^\circ E$ , până la adâncimea de 275 km și poate fi corelată cu fostul platou oceanic al plăcii Caraibe, subdus la sfârșitul Cretacicului. Mai la sud, o a doua lespede se afundă sub un unghi de  $50^\circ$  pe direcția de  $N125^\circ E$ , putând fi urmărită până la adâncimea de cel puțin 500 km. Această din urmă lespede poate fi pusă în legătură cu subducția crustei oceanice aparținând plăcii

Nazca. Încă nu există o soluție fizică în ceea ce privește cauza producerii seismelor din acestui cuib, dar cea mai agreată ipoteză, bazată în principal pe mecanismele de focar ale cutremurelor din regiune, a fost cea a generării și migrării fluidelor ca urmare a unor reacții de deshidratare. Altfel spus, fluxul termic generat ca urmare a fricțiunii litosferei care subduce produce deshidratarea mineralelor componente ale rocilor și migrarea fluidelor, proces ce duce la „slăbirea rezistenței” regiunii (Schneider *et al.*,1987; Shih *et al.*, 1991a). O altă explicație posibilă ar fi aceea a existenței un câmp complex de tensiuni în apropierea contactului dintre cele două lespezi care subduc (van der Hilst și Mann, 1994). Ei au observat o zonă de viteze scăzute sub cuib, colțul mantalic și au pus această observație pe seama scenariului descris anterior de Schneider *et al.*,1987. Oricum, după van der Hilst și Mann (1994), cuibul Bucaramanga se datorează unui câmp de tensiuni complex din apropierea contactului dintre cele două lespezi distincte.

Pe de altă parte Chen *et al.* (2001) au demonstrat că nu există corelație între migrarea fluidului, vulcanism și cutremurele intermediare din Columbia. De asemenea, este de amintit faptul că, în apropierea cuibului, nu există activitate vulcanică, astfel încât ipoteza unui câmp complex de tensiuni capătă mai mult credit.

Zarifi *et al.*, 2007 descriu următorul scenariu pentru cuibul Bucaramanga: reacțiile de deshidratare de la adâncimile intermediare conduc spre o micșorare a rezistenței litosferei și o concentrare a tensiunilor din zona de coliziune, ceea ce poate produce o creștere a seismicității. Subducția lespezii sub acțiunea propriei greutate și modificarea câmpului de stress din zona de coliziune dintre cele două lespezi pot explica variația mecanismelor cutremurelor din cuibul Bucaramanga (fig.1.14).

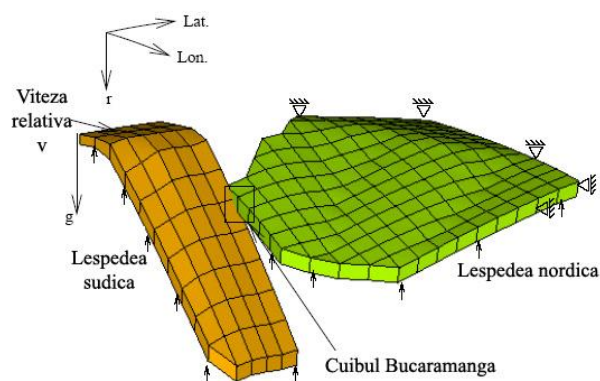


Fig.1.14.Modelul propus de Zarifi *et al.*, 2007

## Zona Vrancea

Dezbaterile privind natura proceselor care controlează seismicitatea particulară din regiunea **Vrancea**, deformările crustale și lipsa vulcanismului asociat de obicei zonelor de subducție s-au canalizat de-a lungul timpului, în principal, pe trei direcții: subducție a crustei oceanice „in place”, ruperea crustei oceanice și retragerea ei (roll-back), respectiv delaminare litosferică.

Chiar dacă ponderea cea mai mare în literatură o au lucrările în care este susținut scenariul unei subducții a unei litosfere oceanice (ex. Gutenberg și Richter, 1954, Roman, 1970, Rădulescu și Săndulescu, 1973, Constantinescu et al, 1973, Airinei, 1977, Fuchs et al., 1979, Constantinescu și Enescu, 1984, Oncescu, 1984, Linzer, 1996), mai recent, bazându-se în principal pe sondajele seismice, pasive sau active, au fost elaborate modele în care autorii vorbesc de ruperea lespezii litosferice, urmată de o delaminare (Csontos, 1995; Gîrbacea and Frisch, 1998; Nemcok et al., 1998; Seghedi et al., 1998; Kovac et al., 2000; Sperner et al., 2001, Gvirtzman Z, 2002, Knapp et al, 2005), sau de existența unei triple joncțiuni instabile (Beșuțiu., 2002).

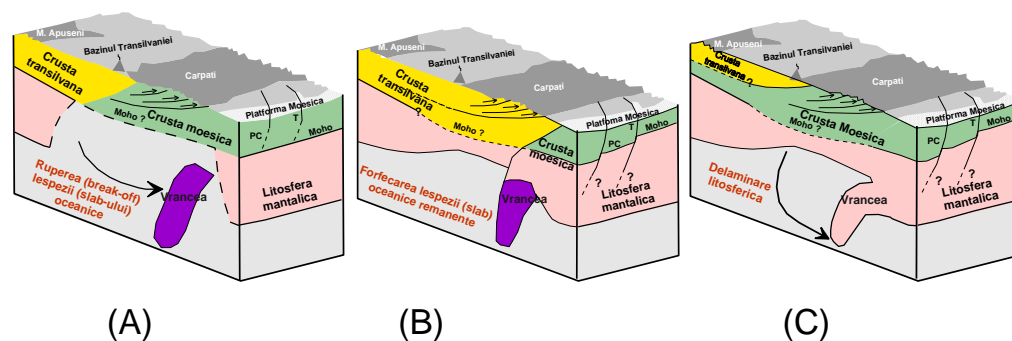
În ciuda popularității de care ipoteza subducției s-a bucurat de-a lungul timpului, ea prezintă câteva puncte slabe ca de exemplu: zona Vrancea nu corespunde unei zone de sutură, vulcanismul neogen, situat la aproximativ 50 km vest de zona epicentrală, se află la o distanță mult prea mică pentru ca lespeda care subduce să fi ajuns la o adâncime la care să fie posibile procesele de deshidratare și topire a mantalei de deasupra.

Ipoteza ruperii lespezii oceanice și retragerea ei ( ex. Linzer, 1996) presupune că un relict de litosfera oceanică a Tethysului, antrenată în subducție s-a rupt și a migrat lateral, din poziția inițială, de sub cei mai tineri munți vulcanici (Perșani) până la poziția actuală de sub zona seismică Vrancea. Ipoteza explică vulcanismul calc-alkalin, dar decuplarea dintre lespede și crustă nu oferă argumente privind subsidența intensă din avanfosa situată în fața regiunii Vrancea, ca și seismicitatea puternică a regiunii.

Ipoteza delaminării litosferice presupune că o parte a litosferei continentale (Knapp et al, 2005, Mucuta et al., 2006) este delaminată în lungul unui plan orizontal

intra-litosferic și se scufundă în manta. Această ipoteză explică faptul că seismicitatea din Vrancea nu se înscrie pe planul Wadatti-Benioff, caracteristic zonelor de subducție și se produce într-un volum mult mai concentrat. Subsidența bazinului Focșani indică faptul că litosfera delaminată este încă legată de crustă.

**Knapp et al, 2005** ilustrează câteva dintre principalele modele geodinamice elaborate de-a lungul timpului (fig .1.15)



**Fig.1.15** Scenarii privind cadrul geodinamic al regiunii Vrancea. (A) subducție a unei lespezi oceanice și ruperea sa, (B) subducție a unei lespezi oceanice și transport progresiv al acesteia sub forlandul carpatic, (C) delaminare a litosferei continentale

Studiul comparativ privind geometria și dinamica în timp și spațiu a seismicității intermediare pentru cele trei cuiburi seismice a fost efectuat pe baza analizei statistice pe datele provenind de la două cataloage seismice (catalogul furnizat de consorțiul IRIS pentru Bucaramanga și Hindu-Kush și cel furnizat de INFP, ROMPLUS pentru Vrancea). Pentru Bucaramanga și Hindu-Kush au fost luate în calcul seriile de cutremure cuprinse între 1964 și 2004 în timp ce pentru Vrancea datele s-au referit la intervalul 1940-2008. Seismele au fost analizate în grupuri corespunzătoare unor intervale de timp de aproximativ 10 ani, sau cuprinse între două evenimente majore. Printre particularitățile evidențiate de analiza efectuată asupra celor trei cuiburi seismice pot fi menționate următoarele:

(i) O grupare pe verticală a cutremurelor, diferită de la un cuib la altul, legată de particularitățile litosferei în fiecare dintre cazuri.

Pentru **Hindu-Kush** (fig.1.16) distribuția cutremurelor în adâncime, evidențiază existența a trei domenii distincte (Zlăgneaș și Besutiu, 2007). Sub adâncimea de 180 km, domeniul cel mai important și din punct de vedere al frecvenței cutremurelor, tomografiile seismice au evidențiat trecerea într-o zonă de viteze ridicate ceea ce

fost interpretat drept limita dintre crusta continentală și cea oceanică (Mellors et.al, 1995).

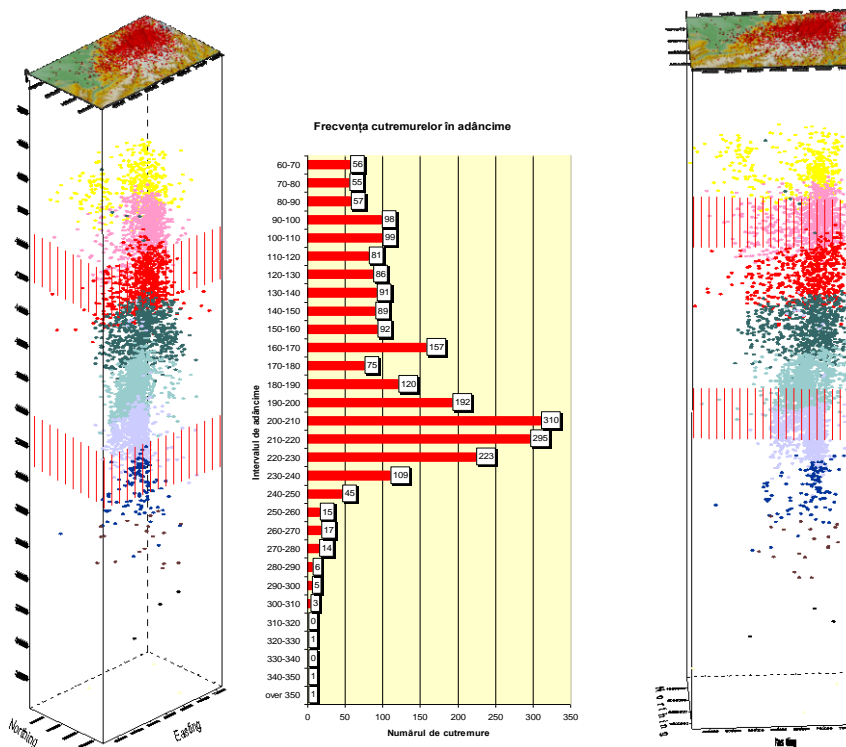


Fig. 1.16. Distribuția cutremurelor cu adâncimea pentru Hindu-Kush

Cel mai mic, dar în același timp și cel mai activ dintre cuiburile seismice de adâncime intermediară este **Bucaramanga**. Repartiția în adâncime a cutremurelor arată prezența unui singur interval de frecvență mare a cutremurelor, care separă două domenii distincte (fig.1.17).



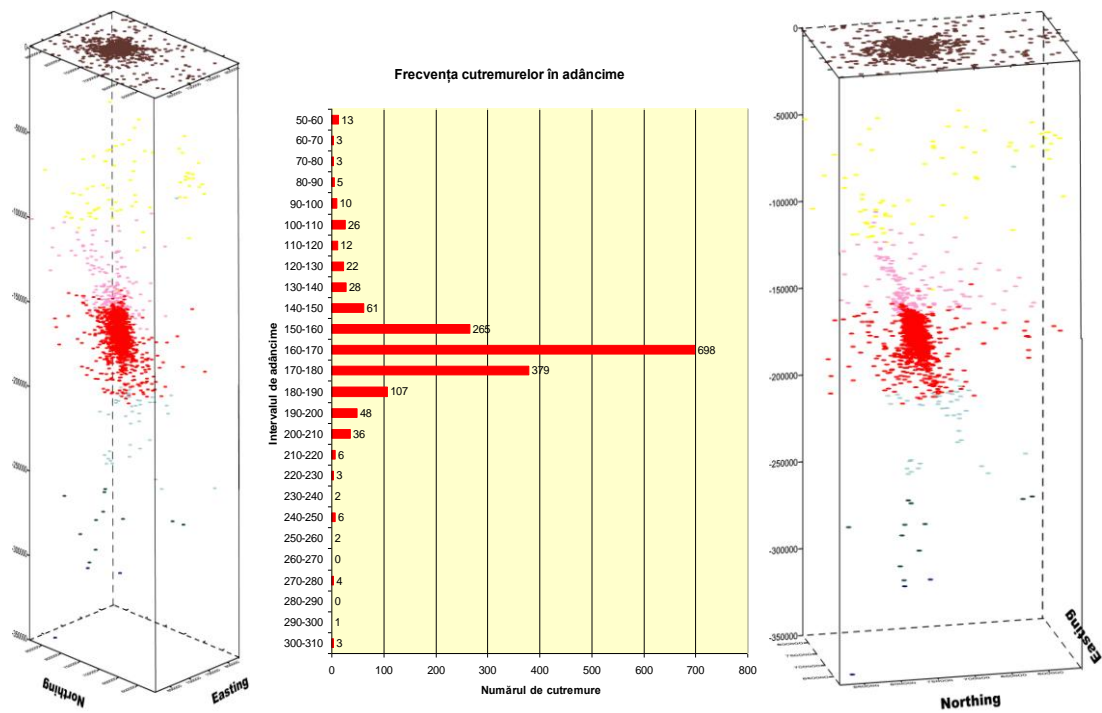


Fig. 1.17. Distribuția cutremurelor cu adâncimea pentru cuibul Bucaramanga

Pentru **Vrancea**, Besutiu și Cadicaneanu (2001, 2006), Besutiu et al.(2006), Besutiu și Zlăgnea (2006), Zlăgnea și Besutiu (2007) evedețiază în distribuția cutremurelor cu adâncimea trei zone de frecvență maximă, situate la adâncimile de 90 km, 130 km și, respectiv 150 km (fig.1.18).

Adâncimile menționate sunt în concordanță perfectă cu poziția astenosferei celor trei plăci care se întâlnesc în zona de la curbura Carpaților Orientali (fig.1.19).

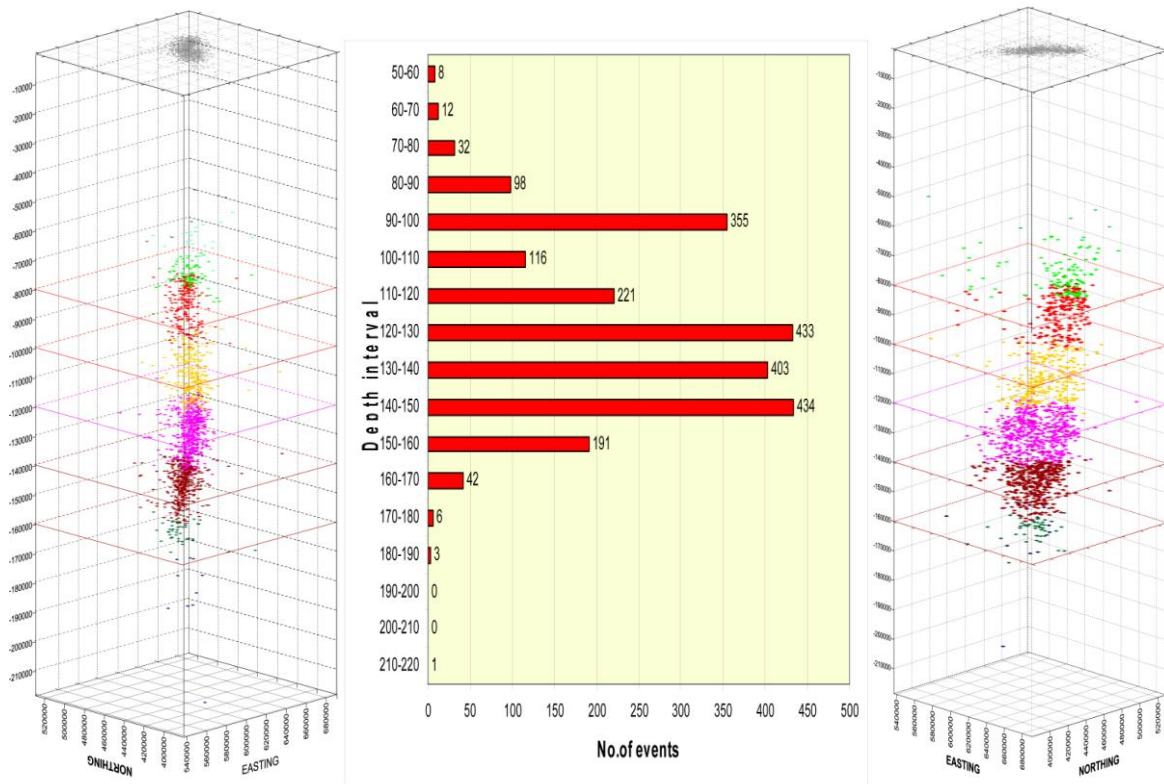


Fig. 1.18 Distribuția cutremurelor cu adâncimea pentru Vrancea

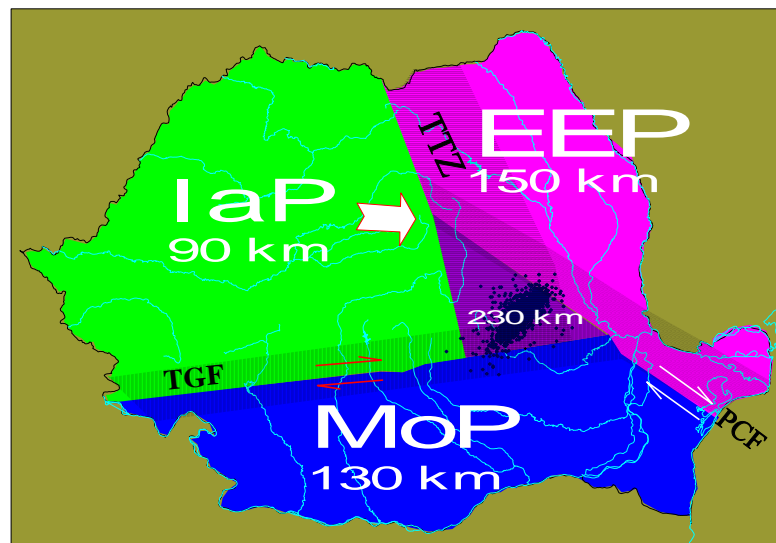
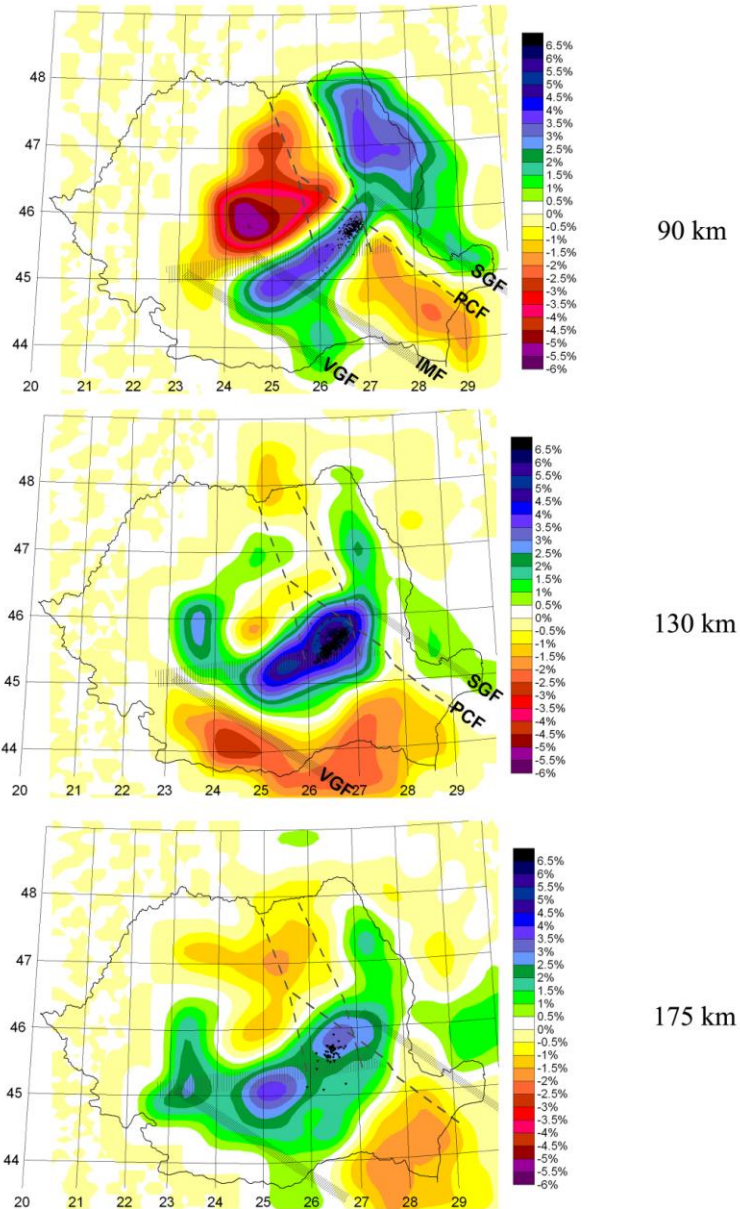


Fig.1.19 Compartimente litosferice pe teritoriul României și adâncimea la astenosferă (după Besutiu, 2006)

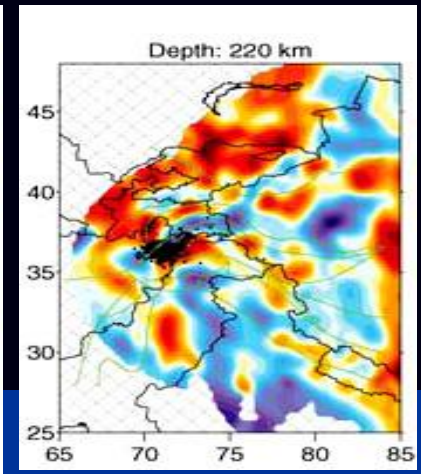
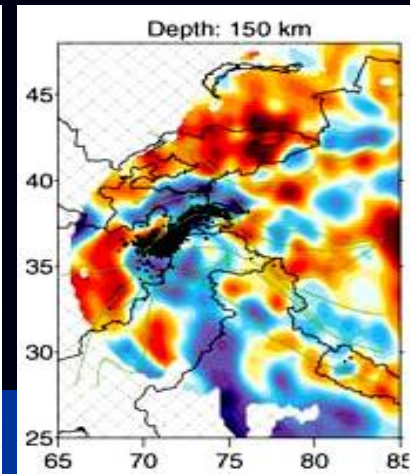
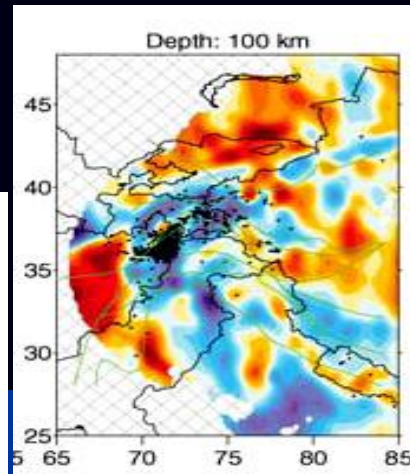
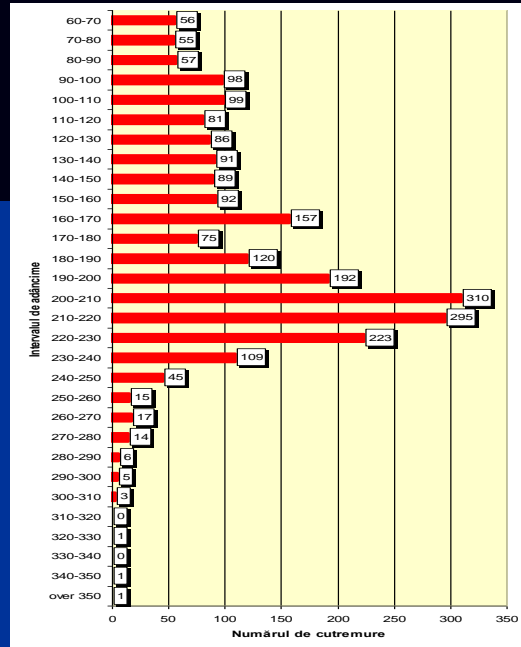
Observația conduce la ipoteza unei legături strânse între mecanismele care provoacă seismicitatea intermediară și procesele de acomodare termo-barică (stress termal și transformări de fază însoțite de modificări de volum și devolatilizări) care au loc în regiunile de contact dintre corpul seismogen și astenosfera plăcilor înconjurătoare;

(ii) toate cele trei cuiburi seismice sunt asociate cu corpuri de viteză ridicată, puse în evidență de tomografiile seismice. Este de menționat faptul că în timp ce pentru Vrancea și Hindu-Kush hipocentrele seismelor intermediare sunt plasate în interiorul corpului de viteză ridicată, în cazul cuibului Bucaramanga acestea sunt localizate la marginea sa, situație asemănătoare zonelor de subducție (fig. 1.20, 1.21, 1.22).

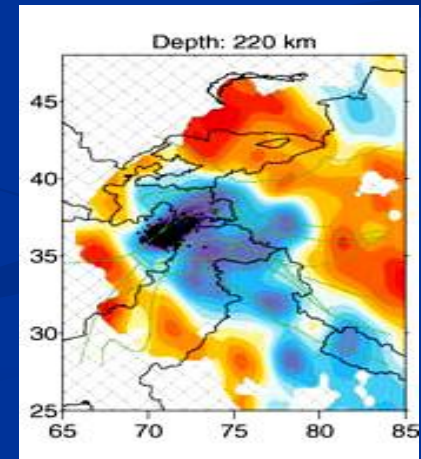
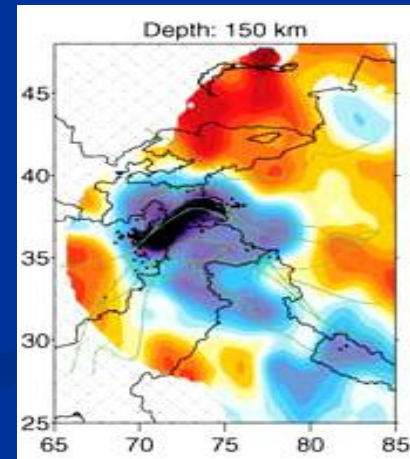
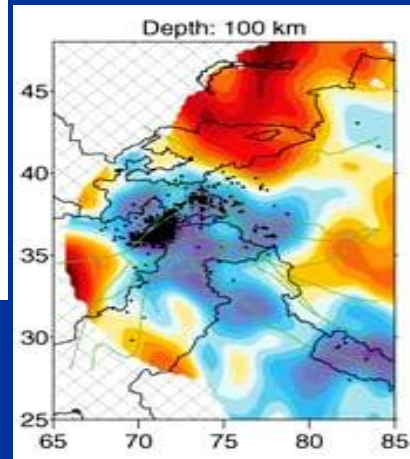


**Fig. 1.20. Distribuția vitezei undelor compresionale la diverse adâncimi (după Beșuțiu, 2009)**

## Viteze ale undelor P



## Viteze ale undelor S



Koulakov I., Sobolev.S.V,  
2006

Fig 1.21 Tomografia seismică și distribuția cu adâncimea a cutremurelor din zona Hindu-Kush (compilare după Koulakov și Sobolev, 2006)

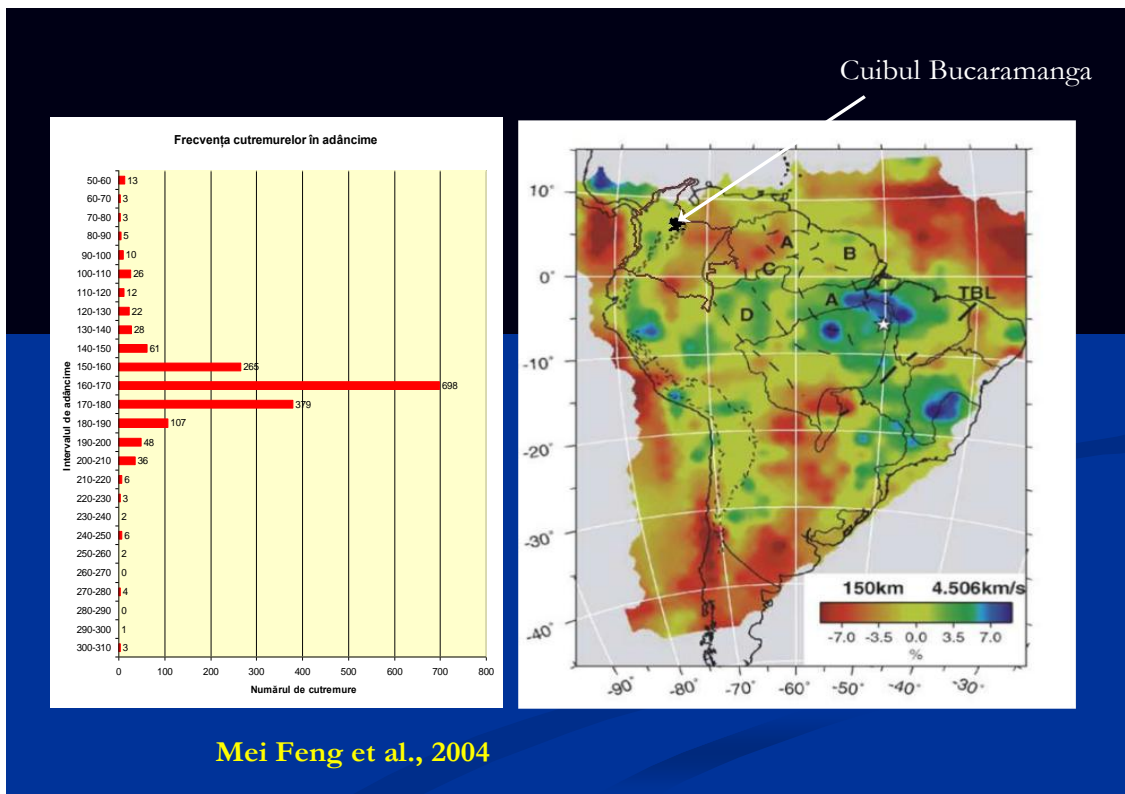


Fig.1.22 Tomografia seismică pentru America de Sud și distribuția cu adâncimea a cutremurelor intermediare din cuibul Bucaramanga (compilare după Feng et al.,2004)

(iii) O dinamică spațio-temporală a seismicității intermediare în fiecare dintre compartimentele litosferice separate anterior care diferă atât de la un cuib la altul cât și în cadrul aceleiași zone, de la un interval de adâncime la altul.

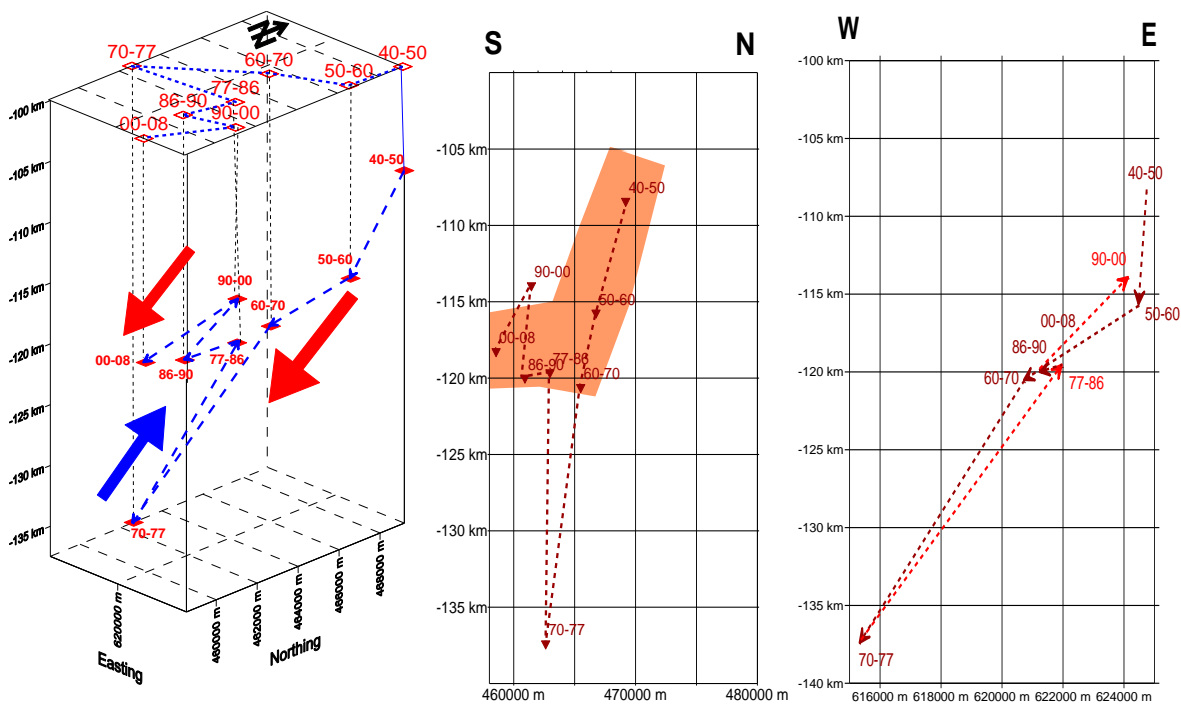
În vederea desprinderii tendințelor de factorul stochastic inerent unui fenomen atât de complex, mulțimea reprezentată de evenimentele seismice înregistrate într-un interval mai mare de timp a fost împărțită în mai multe submulțimi printr-o dublă clusterizare: în timp și spațiu precum și pe baza unei combinații a celor doi factori. Clusterizarea evenimentelor din întregul cuib pe intervale de timp, în general apropiate de ciclul solar a permis calcularea poziției unor centri de activitate seismică virtuali (SAC), ca centri de greutate, pentru fiecare cluster (perioadă de timp) analizat.

O a doua discriminare a evenimentelor seismice s-a făcut grupând hipocentrele în raport cu zonele de maximă seismicitate prezente în litosfera cuibului (*shear zones*?) și care par să delimiteze compartimente litosferice cu proprietăți seismice distincte. Odată delimitate mulțimile de evenimente care corespund fiecărui compartiment astfel delimitat s-a trecut din nou la clusterizarea temporală bazată pe aceleași criterii la analiza globală a cuibului, calculând de data aceasta mai mulți centri

de activitate seismică pentru fiecare interval de timp în cadrul fiecărui compartiment litosferic.

S-a urmărit astfel crearea unui tablou al evoluției spațio-temporale a seismicității pentru fiecare dintre cele trei cuiburi seismice de adâncime intermediară.

În Vrancea, centrul de activitate seismică, calculați pentru cutremurele din întregul cuib, par să fi migrat, de-a lungul timpului, în general, dinspre NE spre SW cu o ușoară tendință de afundare. Se remarcă doar două momente semnificative de abatere de la tendința enunțată (fig .1.23): unul înainte de 1977 (abatere spre NW cu coborâre bruscă) și unul după 1990 continuând și în prezent (abatere spre NE, dar însoțită de o ușoară ridicare).



**Fig.1.23. Migrarea centrilor de activitate seismică pe ansamblul cuibului Vrancea**

Pentru Hindu-Kush și Bucaramanga, tendințele generale de migrare a centrilor de activitate seismică sunt prezentate în fig.1.24. respectiv fig.1.25.

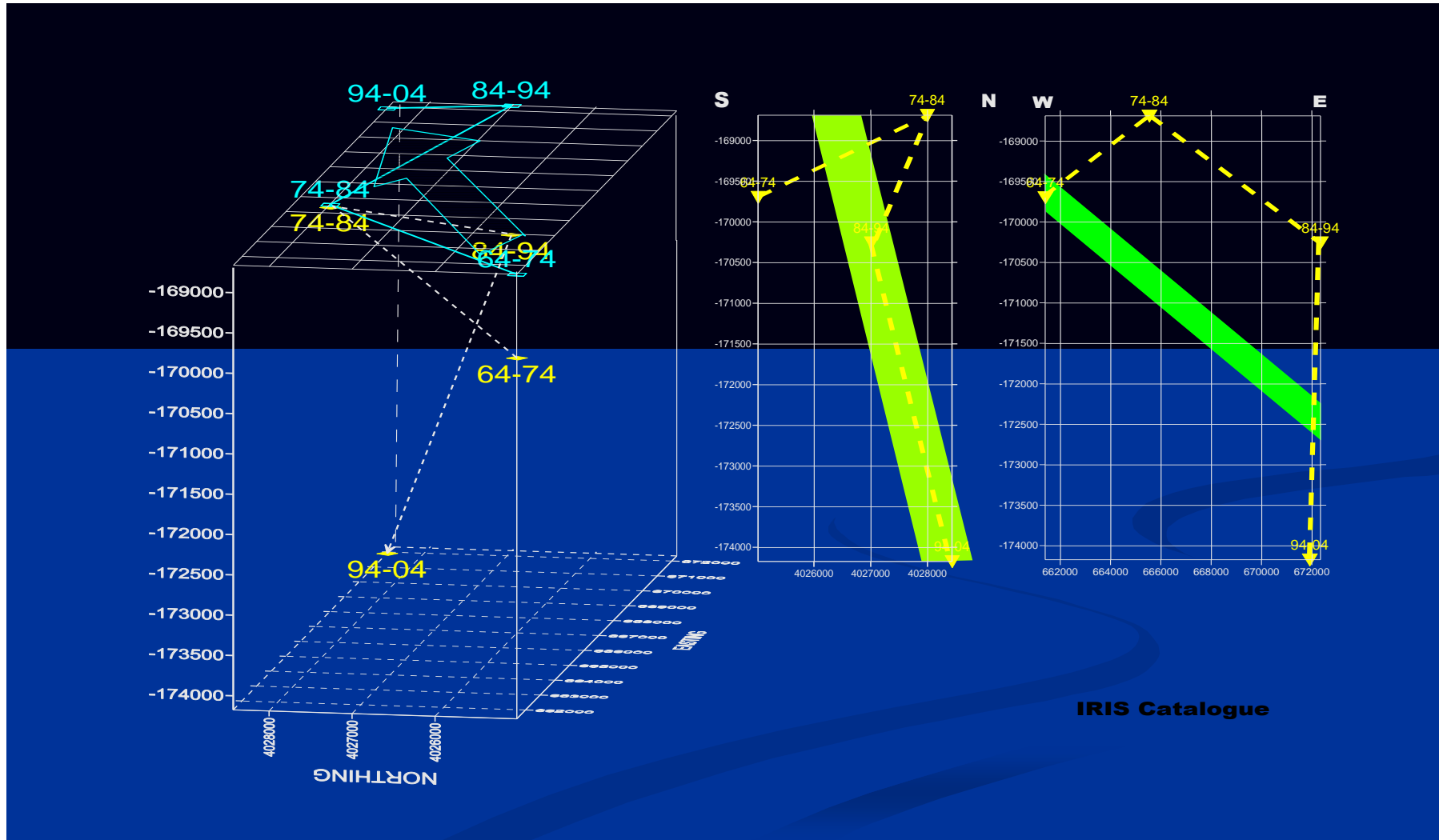


Fig. 1.24 Migrația centrilor de activitate seismică pe ansamblul cuibului Hindu-Kush

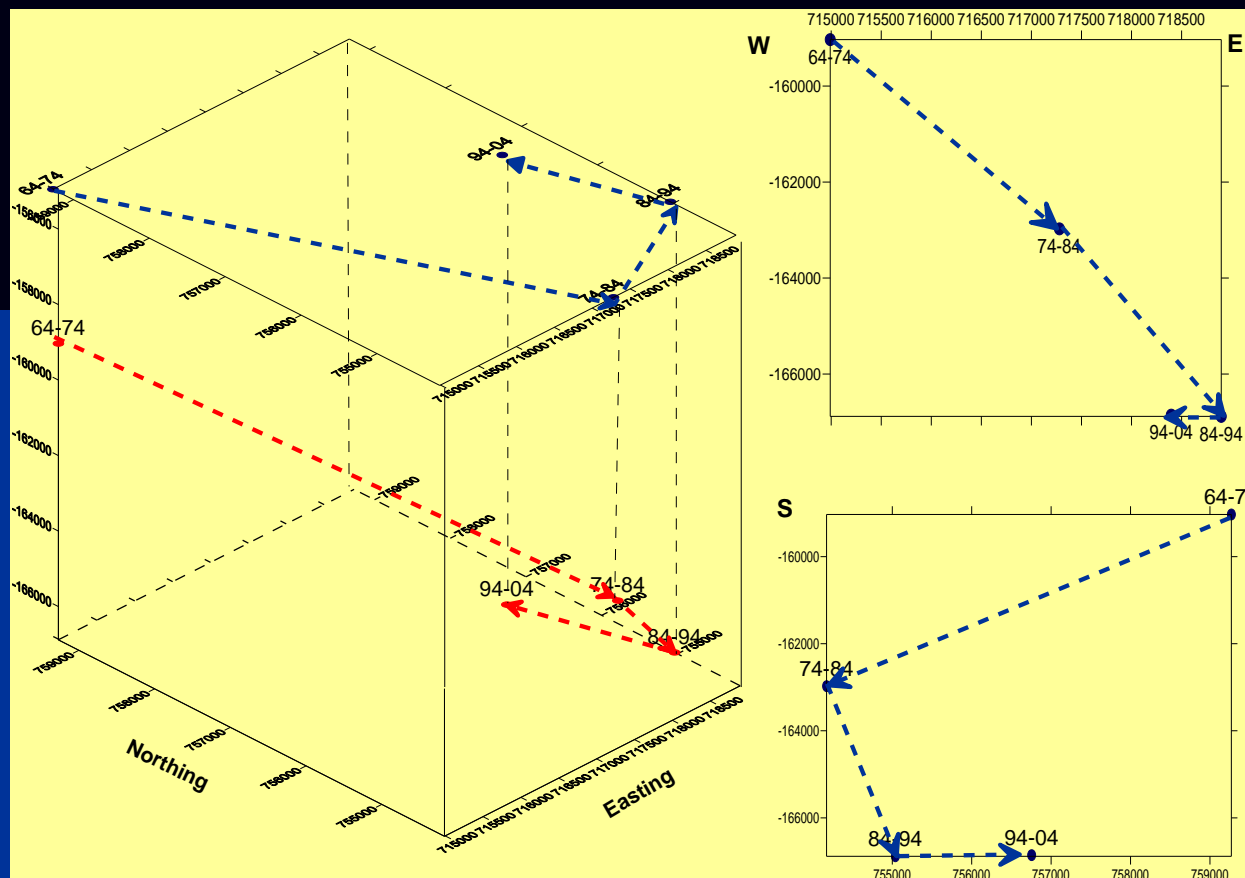


Fig.1.25. Migrarea centrilor de activitate seismică pe ansamblul cuibului Bucaramanga



Analiza distinctă a migrației seismicității în compartimentele litosferice care alcătuiesc fiecare cuib arată câteva rezultate interesante.

În Vrancea, poziționarea SAC determinați pentru diverse intervale de timp și/sau de adâncime pare a se datora existenței unei compartimentări verticale a litosferei, în blocuri care prezintă deplasări diferite de-a lungul verticalei locului sub acțiunea diferențiată (crescând în amploare) a curenților din mantaua superioară (fig. 1.26).

Pentru Hindu – Kush, în toate cele trei intervale de adâncime relevate de histogramă, sensul de migrare a seismicității este același, respectiv spre NE. Se remarcă de asemenea influența afundării spre nord a presupusei lespezi (fig.1.27).

O situație aparent fără explicație caracterizează cuibul Bucaramanga. Seismicitatea din cele două compartimente litosferice separate în adâncime prezintă tendințe de migrare reciproc perpendiculare: în compartimentul de la suprafață migrația se face spre NE, în timp ce în compartimentul de adâncime pare a se înregistra o migrare către NW (fig.1.28).

Dacă sensul de mișcare al compartimentului de la suprafață este în acord cu rezultatele măsurătorilor GPS (**Trenkamp, 2002**), blocul din profunzime pare că se deplasează sub influența altor factori, probabil curenți astenosferici.

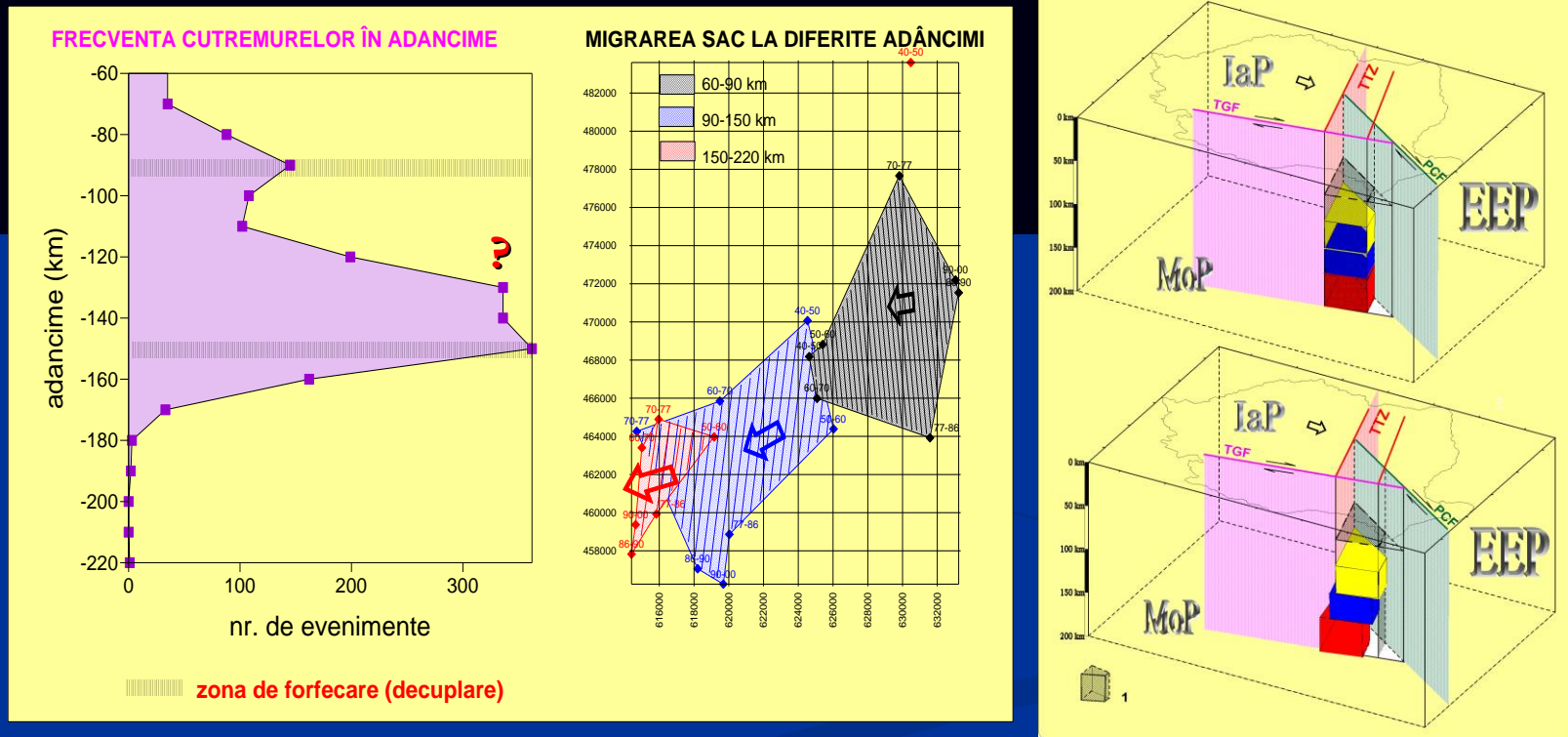


Fig.1.27. Migrarea centrilor de activitate seismică din zona Vrancea pe compartimente din litosferă situate la diferite adâncimi

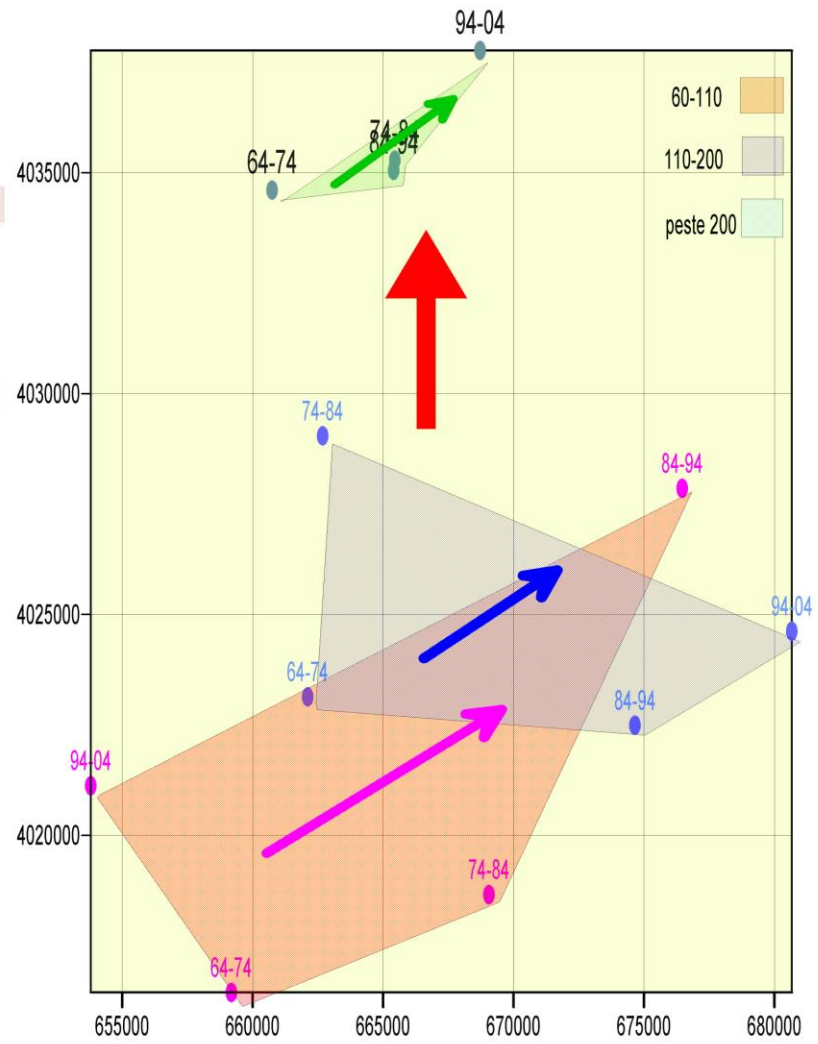
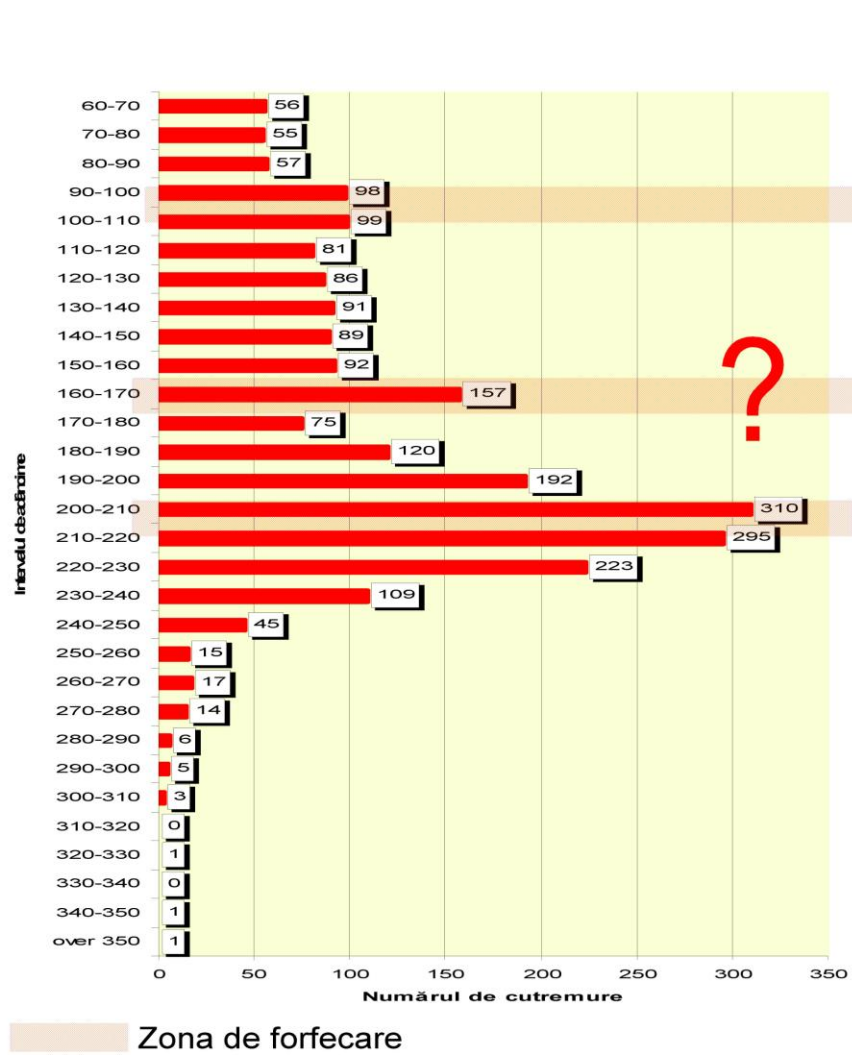
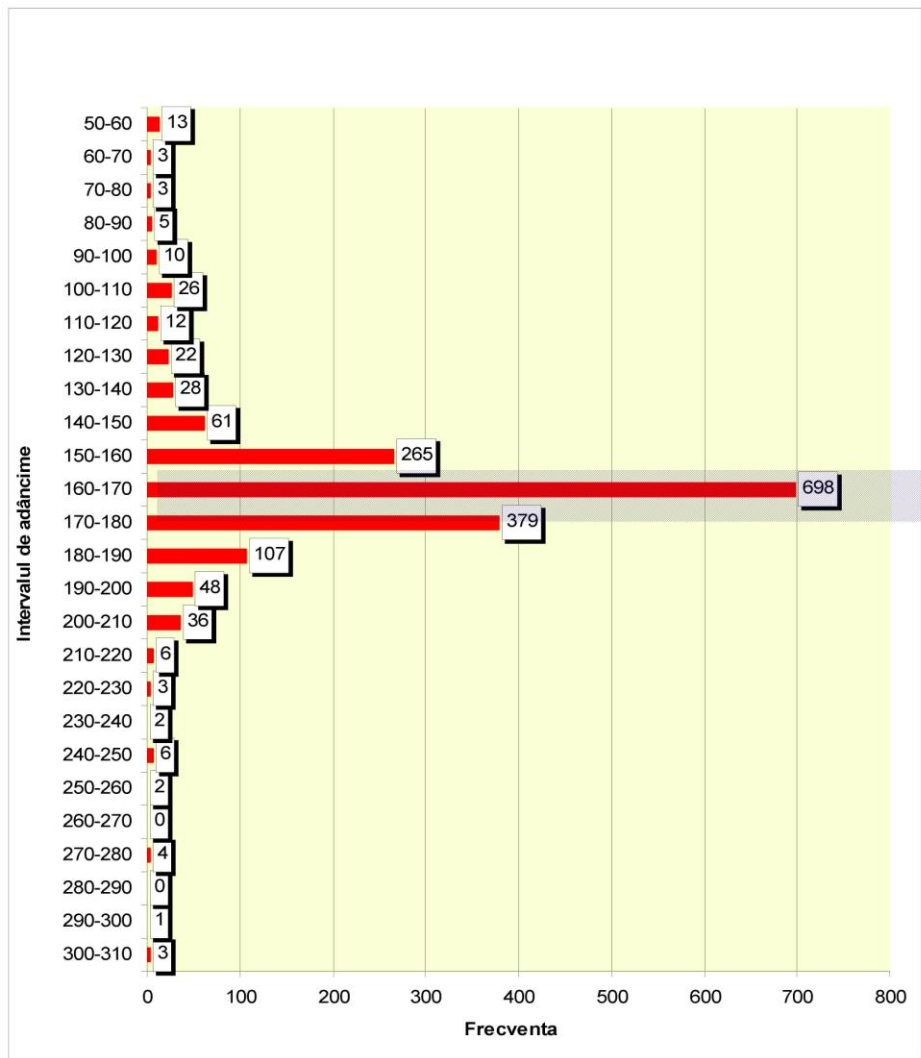


Fig. 1.28. Migrarea centrilor de activitate seismică la diferite adâncimi pentru zona Hindu-Kush



**Zona de forfecare**

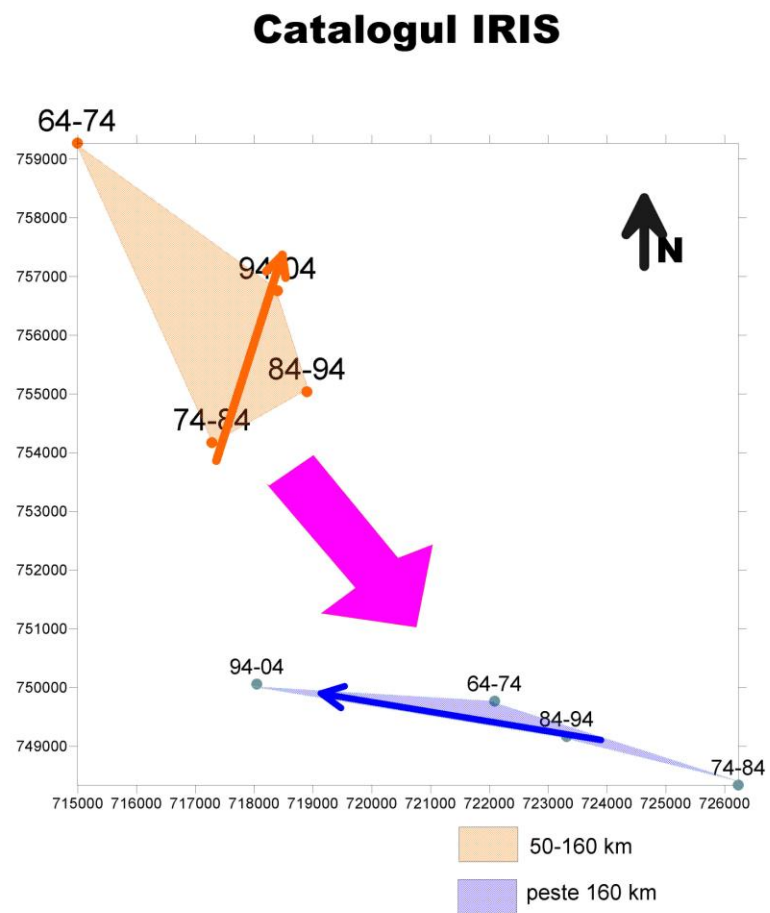


Fig.1.29. Migrarea centrilor de activitate seismică la diferite adâncimi pentru zona Bucaramanga

### 1.3. IMPACTUL SOCIO-ECONOMIC

Despre seismicitatea României există documente care cuprind o perioadă de peste o mie de ani, primele informații de acest gen datând din anul 984.

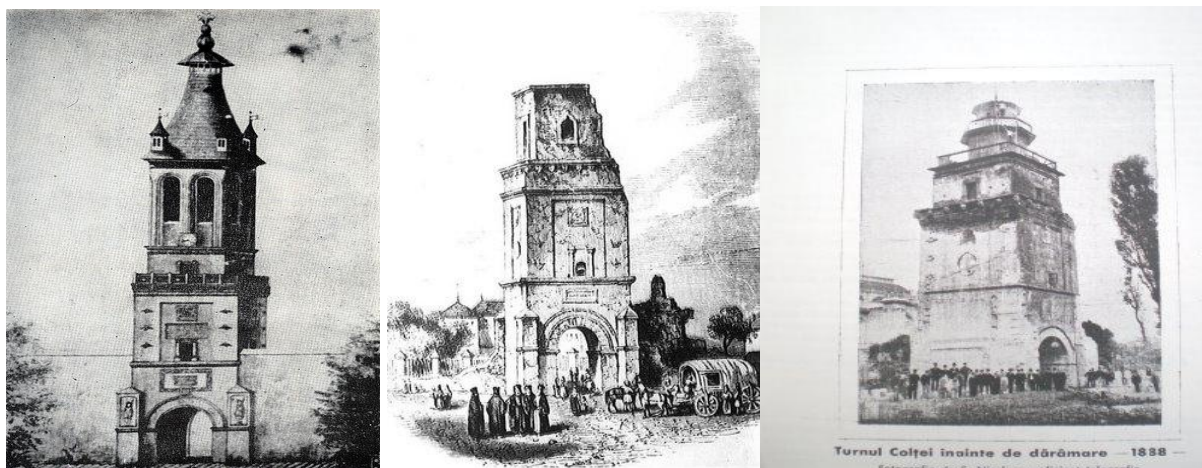
Așa cum bine se știe, seismele vrâncene ocupă cea mai mare pondere, din punct de vedere al numărului evenimentelor care se fac simțite pe teritoriul țării noastre, dar mai ales din punct de vedere al gravității efectelor produse. De-a lungul istoriei au fost consemnate, pentru regiunea Vrancea, în principal datorită efectelor produse, mai multe seisme dintre care cele mai cunoscute sunt cele din anii 1471, 1620, 1681, 1738, 1802 (“cutremurul cel mare”), 1829, 1838, 1868, 1893, 1894, 1908, și mai ales 1940 și 1977. Deși cutremurele istorice au fost extrem de puternice, sunt consemnate relativ puține informații legate de efectele produse asupra populației, în principal din cauza neexistenței unei rețele permanente de observație și a densității reduse a populației în acele perioade.

Primul document care face referiri la efectele produse în București de un cutremur vrâncean datează din timpul domniei lui Șerban Cantacuzino. Este vorba de cutremurul din **19 august 1681** ( $M_W=7,1$ ). Documentul consemnează că acest cutremur a zguduit pământul într-un fel pe care nimeni nu-l mai simțise înainte (Stefănescu, Gr., 1901 citat în Mândrescu et.al., 2007).

Informațiile legate de cutremurul din **11 iunie 1738** ( $M_W=7,7$ ) amintesc de faptul că pereții și turnul de la curtea regală din București au fost distruse. De asemenea au fost distruse multe case și biserici iar în apropierea orașului s-a produs o ruptură adâncă.

Un alt cutremur important a avut loc la **26 octombrie 1802** ( $M_W=7,9$ ) cunoscut, așa cum am amintit deja, de către contemporani și consemnat în istorie drept “cutremurul cel mare”. Șocul a fost simțit de la Sankt Petersburg și Moscova până în insulele grecești și Belgrad. Cronicile vremii vorbesc despre panica care a cuprins populația și despre distrugerile întâlnite la tot pasul, mai ales în București. Cele mai cunoscute pagube produse de acest cutremur sunt Mănăstirea Cotroceni și turnului Colței, unul dintre cele mai atrăgătoare monumente ale Bucureștiului acelei vremi, care s-au avariat și biserica Elefterie care a rămas fără două turle.

Cutremurul din **23 ianuarie 1838** ( $M_w=7,5$ , ora **18,45**) a șubrezit și mai mult turnul Colței ( fig.1.30), acesta devenind treptat din ce în ce mai neglijat de către autorități, pentru ca în 1888, cu ocazia amenajării bulevardului Colțea să fie demolat, în ciuda protestelor vehemente ale populației.



**Fig. 1.30** Turnul Colței înainte și după cutremurul din 1802, precum și înainte de dărâmarea sa din anul 1888

Revenind la cutremurul din 1838, acesta a fost menționat în mai multe documente ale timpului cât și în ziarul “România” nou apărut la acea vreme. Gustav Schüller (1882) a realizat pentru acest cutremur una dintre documentările cele mai bune ale momentului privind efectele produse. Potrivit acestuia multe case au fost distruse (cu mult mai puține distrugerii în cazul caselor construite din lemn) dar și clădirea curții domnești a fost puternic avariata. Unele documente ale timpului aminteau de existența a 600 de morți și cam același număr de răniți.

Alte cutremure importante ale secolului al 19-lea s-au produs la **13 noiembrie 1864** și **4 martie 1894**.

La sfârșitul secolului al XIX-lea și începutul secolului XX încep să se pună bazele monitorizării și studiului cutremurelor la noi în țară. În 1901 Ștefan Hepites înființează Serviciul Român de Seismologie.

Din aceeași perioadă începe redactarea catalogului de cutremure de pământ din România.

Trebuie amintite câteva dintre contribuțiile importante din prima jumătate a secolului XX la cunoașterea caracterului cutremurelor vrâncene ale prof. G. Demetrescu (ex. 1941, 1942).

Ultimele două cutremure vrâncene distrugătoare ale secolului XX au avut loc la 10 noiembrie 1940 și 4 martie 1977.

Cutremurul din 10 noiembrie 1940 ( $M=7,4$ ) a cauzat peste 1000 de pierderi omenești, circa 4000 de răniți și un mare număr de prăbușiri și avarieri ale unor clădiri joase cu schelet de beton armat.

Anul 1940 s-a caracterizat printr-o activitate seismică foarte ridicată în Vrancea, nu doar din cauza cutremurului din 10 noiembrie și a replicilor sale, ci pe tot parcursul aceluși an. Astfel, încă din primele luni ale anului 1940 s-au produs cutremure vrâncene care, conform cataloagelor, au avut magnitudini de 4,5-5 și au avut loc la adâncimi mari, de 130-160 km.

Pe 10 noiembrie 1940, la ora 3 și 39 min timp local, s-a declanșat cutremurul cel mai important al secolului XX de până atunci, la adâncimea de 140-150 km, având o magnitudine  $M_w=7,6$  și intensitate maximă  $I_0=IX\ 1/2$ . Urmările cele mai grave s-au semnalat în sudul și centrul Moldovei, dar și în nord-estul Munteniei. Orașul Panciu a fost distrus în proporție de 90% cu toate că cea mai mare parte a clădirilor era din lemn.

Alte orașe puternic afectate au fost: Focșani, Galați, Mărășești, Tecuci. În București, tragedia cea mai mare a momentului a fost considerată prăbușirea noului bloc "Carlton" cu 14 etaje, considerat mândria arhitecturii moderniste interbelice din București, atât datorită arcelor de beton armat pe care se sprijinea clădirea, cât și datorită înălțimii șocante pentru o capitală puternic tradiționalistă - 14 etaje.

Prăbușirea (fig. 1.31 și 1.32) a pricinuit moartea a 267 de oameni.

Martorii au relatat scene terifiante: aripa mai scundă a imobilului s-a prăbușit foarte repede, tasând toate palierele, iar turnul s-a rupt de la jumătate, ca mai apoi să se prăvălească peste bulevard.



Fig.1.31 Blocul Carlton inainte de cutremur



Fig.1.32 Rămășițele blocului Carlton (fotografie făcută de un militar german)

Efectele devastatoare ale cutremurului din 1940 au condus la revizuirea codurilor de construcții și înființarea unor noi observatoare seismologice, ce s-au adăugat celor deja existente.

O mare parte dintre clădirile din București, deja afectate de cutremurul din 1940 au fost distruse parțial sau total de următorul mare cutremur al secolului XX, la 4 martie 1977 ( $M_S= 7.2$ ). Survenit la ora locală 21,22, șocul care a durat aproximativ 55 secunde a ucis peste 1500 de oameni dintre care 1424 numai în București. Au fost raportate ca fiind distruse peste 35.000 de locuințe, 374 de școli, 11 spitale și un orfelinat. La nivelul întregii țări au fost înregistrați în jur de 11.300 de răniți.



Majoritatea pagubelor materiale s-au concentrat în București unde 23 de clădiri din centrul Capitalei, având peste 7 etaje, cu scheletul în cadre din beton armat și cu zidărie de umplură, toate construite înainte de cel de al doilea război mondial, s-au prăbusit. De asemenea s-au mai prăbusit 5 clădiri construite înainte de război având structura din zidărie portantă și 3-6 nivele precum și 3 clădiri noi, cu structura din beton armat construite după 1962.

**Raportul Băncii Mondiale P-2240-RO** întocmit imediat după cutremur (17 Mai 1978) indica faptul că (<http://inforisx.incerc2004.ro/cutr77.htm>) :

- 90 % din totalul de 1578 victime la nivelul întregii țări, respectiv 1424 au murit în București.
- 2/3 din totalul pagubelor materiale evaluate la nivelul a 2,048 miliarde \$ SUA pentru întreaga țară, s-au produs în București (1,4 miliarde \$ SUA).
- Pagubele cumulate la fondul locuit au reprezentat 70% din totalul pagubelor (1,43 miliarde \$ SUA).

Fig.1.33 prezintă câteva aspecte ale distrugerilor provocate de seism în București.





Fig.1.33 Mărturii ale distrugerilor produse în București de cutremurul din 4 martie 1977 (AGERPRES)

Majoritatea problemelor s-au datorat faptului că parterul clădirilor în cauză a cedat din cauza modificării structurii de rezistență cu ocazia amenajării spațiilor cu destinații comerciale.

Instrumentele de măsură de la București au indicat faptul că cele mai mari accelerații au fost predominant orizontale, sosind sub forma unui puls singular, de amplitudine 0.2 g cu o perioadă de 1.4 sec.

Un alt oraș puternic afectat, păstrând desigur proporțiile, a fost Zimnicea, care a fost distrus în întregime și conform documentelor vremii reconstruit din temelii după aceea.

Deși majoritatea efectelor devastatoare au fost înregistrate în sudul țării au fost înregistrate pagube și spre N-E. Informațiile au fost ținute secrete multă vreme din cauza cenzurii comuniste.

Conform datelor din arhive (ANI, Fond Comitetul Judetean PCR Iași, dosar 1/1977 si 10/1977), pe 4 martie în Iasi au murit 4 persoane (din cele 1.570 de persoane decedate în întreaga țara) și au fost rănite alte 204, dintre care 104 au necesitat spitalizare (la nivel national au fost 11.275 de răniți).

Seismul a deteriorat 4.026 de imobile, din care 3.391 la orase și 635 la sate. Dintre acestea, 3.874 erau imobile vechi. 421 de imobile vechi au suferit avarii foarte grave, iar 297 s-au prabusit imediat, restul fiind dezafectate ulterior. În municipiul Iași, în urma șocului seismic au mai fost avariate 98 de școli, 26 de gradinite, 79 de unități sanitare, 17 instituții de cultura, 24 de sedii ale organizațiilor PCR, ale administrației de stat, de masa și obstesti, precum și 411 unitati comerciale. Rapoartele menționează că cele mai afectate au fost clădirile cu zidărie portantă.

În București persistă și astăzi un risc seismic ridicat datorat activității de adâncime intermediară din zona Vrancea. O estimare a grupului *Munich Re*, cel de-al doilea reasigurator din lume, efectuată în anul 2007, bazată pe analiza pierderilor din 1977 arată:

*“Costurile în cazul unui cutremur în Romania, similar celui din 1977, s-ar ridica la 20 miliarde dolari, potrivit estimărilor, față de 2 miliarde dolari cât au reprezentat pagubele în urmă cu 20 de ani”.*

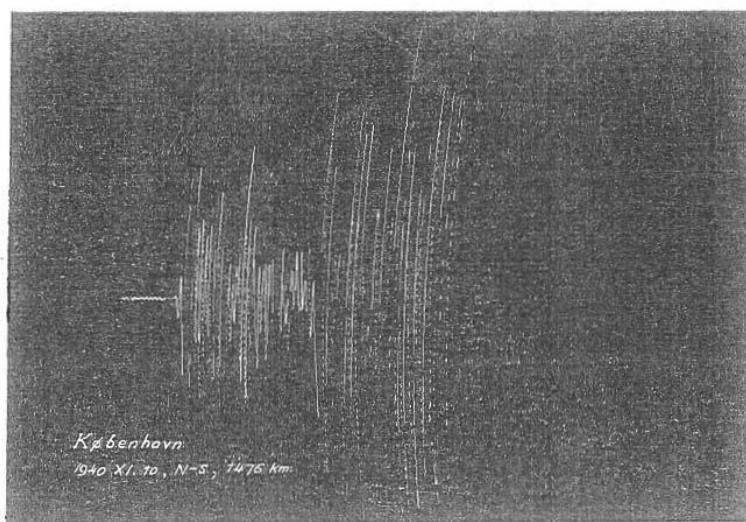
## **2. TRECERE ÎN REVISTĂ A CERCETĂRILOR ANTERIOARE**

### **2.1. MODELE SEISMOLOGICE**

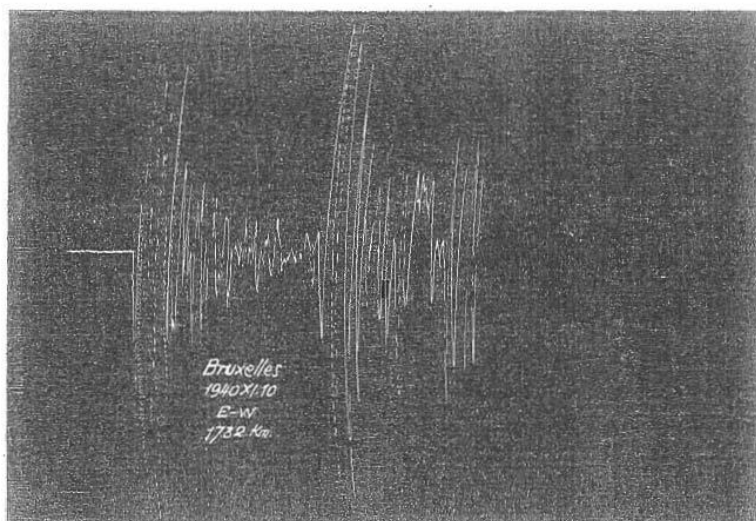
Cercetările seismologice din țara noastră au o tradiție îndelungată, vizând în principal activitatea seismică de adâncime intermediară din Vrancea.

Sunt cunoscute studiile asupra unui eveniment crustal produs în 1940 cu câteva luni înaintea cutremurului devastator din noiembrie (Demetrescu, 1941a).

Literatura acordă spații ample evenimentului dela 10 noiembrie 1940. Sunt oferite informații de ansamblu dar și de detaliu asupra evenimentului (Demetrescu, 1941b), cum ar fi imaginile înregistrărilor instrumentale (Fig. 2.1.1)



a



b

**Fig. 2.1.1** Înregistrarea cutremurului din 10 noiembrie 1940 la observatoarele din Copenhaga și Bruxelles

Este prezentată și o hartă macroseismică pentru teritoriul României și Bulgariei (Fig. 2.1.2).

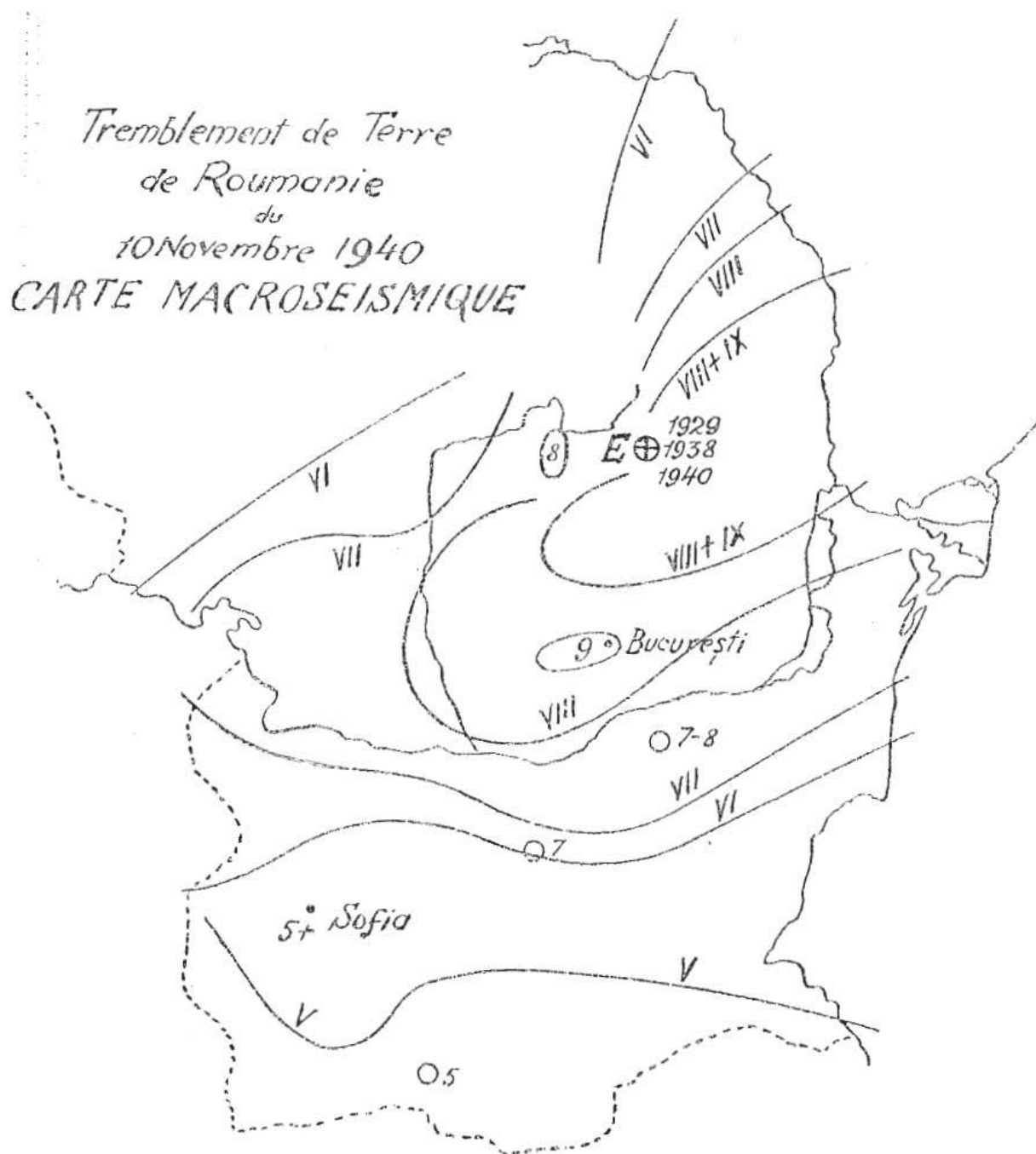


Fig. 2.1.2. Harta macroseismică preliminară a cutremurului din 10 noiembrie 1940 (după Demetrescu, 1941b)

Ulterior, harta este reluată și îmbunătățită fiind republicată (Demetrescu, 1941c)

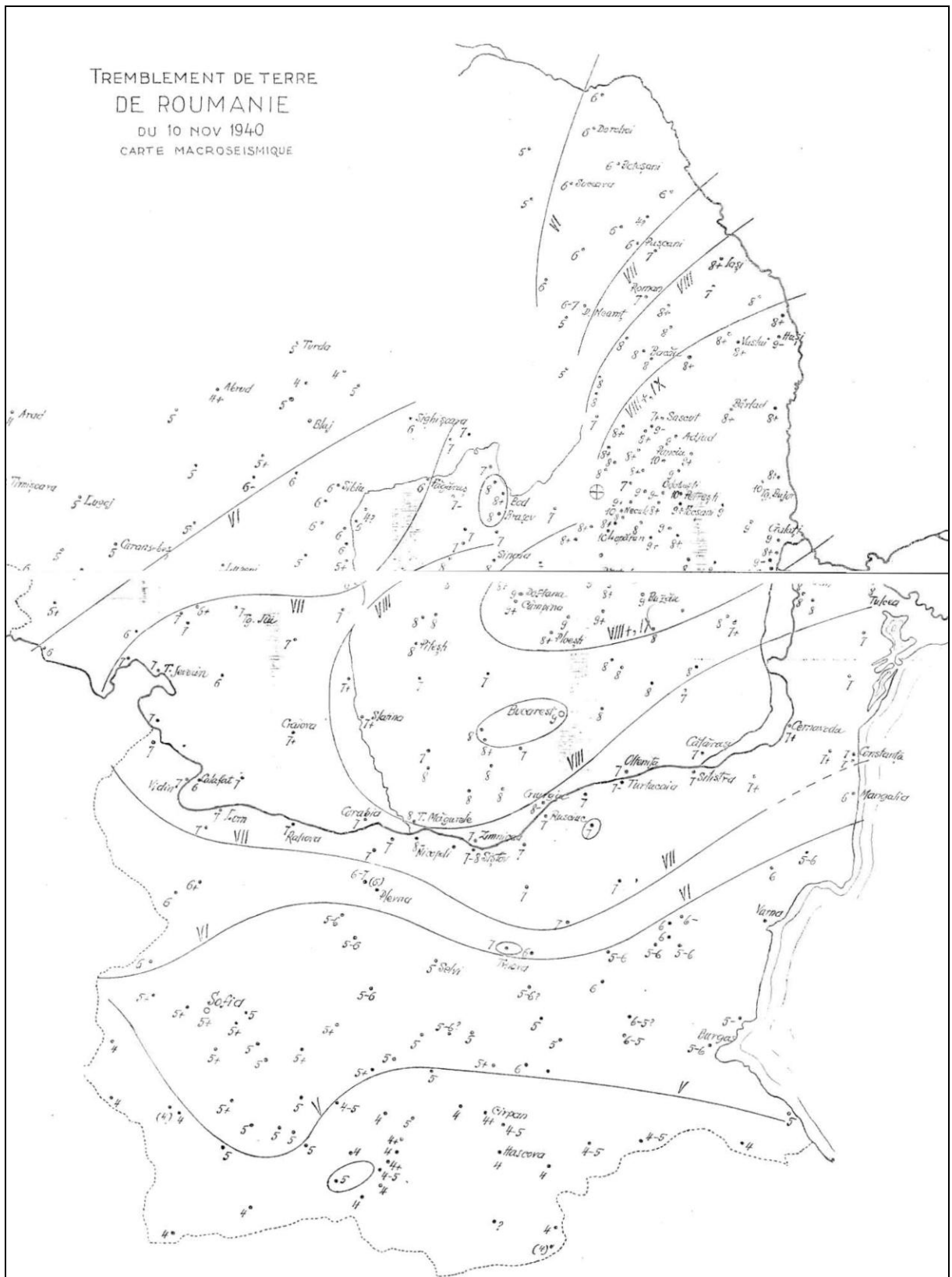
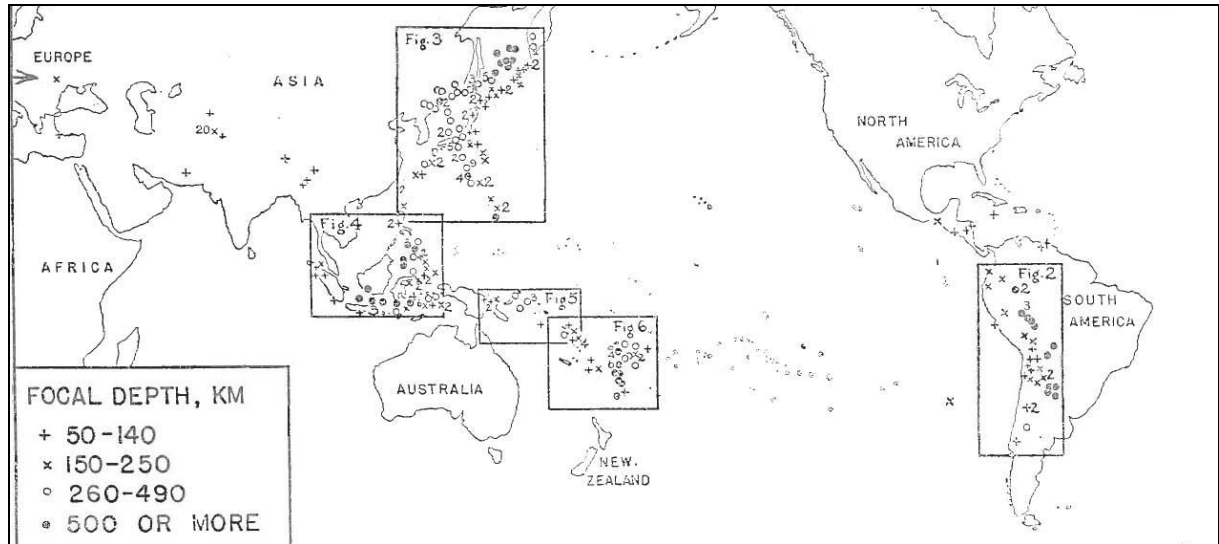


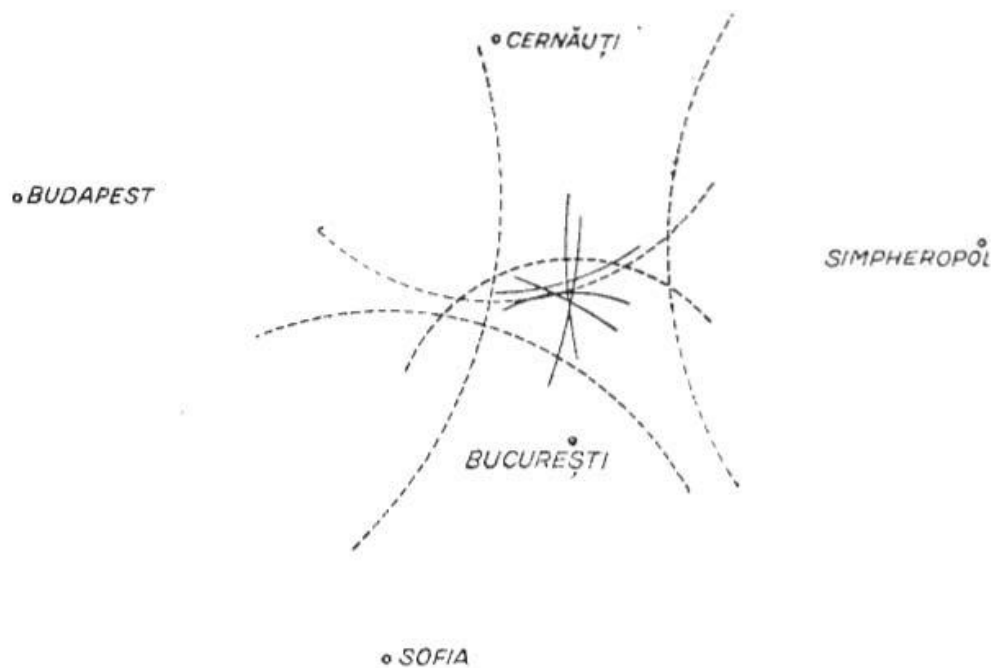
Fig. 2.1.3. Versiune completată a hărții macroseismice a evenimentului din 10 noiembrie 1940 (după Demetrescu, 1941c)

Autorul face și unele comparații cu alte cutremure adânci de pe glob prezentând și o reproducere a unei hărți elaborate de către sismologii Richter și Gutenberg (Fig. 2.1.4).



**Fig. 2.14** Reproducerea hărții cutremurelor adânci de pe Glob a lui Gutenberg și Richter (după Atanasiu, 1941c)

Tot Demetrescu (1944) publică și informații tehnice despre modul de poziționare a focarelor seismelor (Fig. 2.1.5)



**Fig. 2.1.5** Determinarea epicentrelor cutremurelor de pământ pe baza înregistrărilor de la mai multe observatoare

Pe aceeași linie a introducerii tehnicilor de cercetare seismologică în România se înregistrează și contribuția lui Radu (1964). El prezintă elemente de calcul a magnitudinii (fig. 2.1.6), corelarea magnitudinii cu intensitatea (fig. 2.1.7) și a magnitudinii cu energia (fig. 2.1.8).

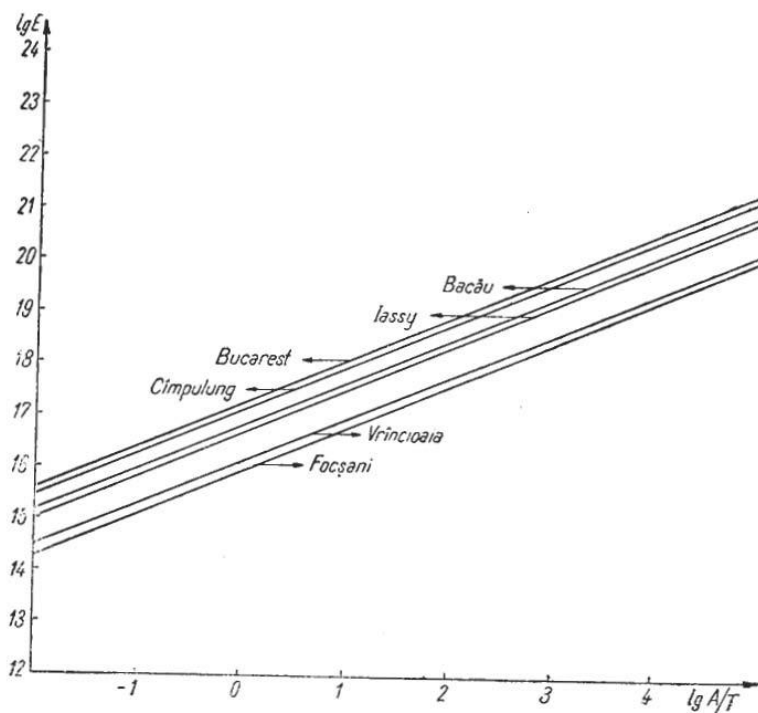


Fig. 1

Fig. 2.1.6. Reprezentarea grafică a ecuației de calcul a magnitudinii (după Radu, 1964)

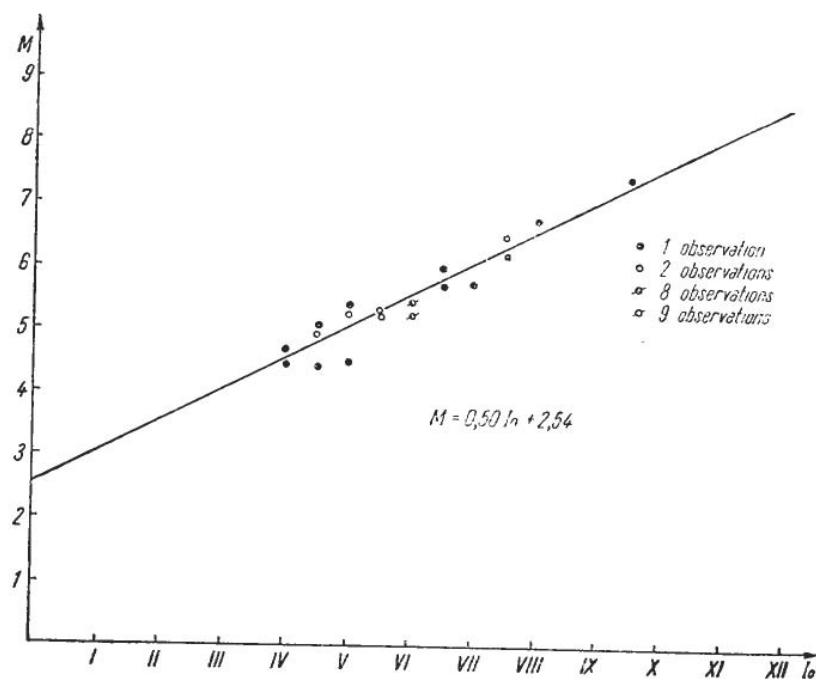


Fig. 2

Fig. 2.1.7. Corelarea magnitudinii cu intensitatea cutremurelor (după Radu, 1964)



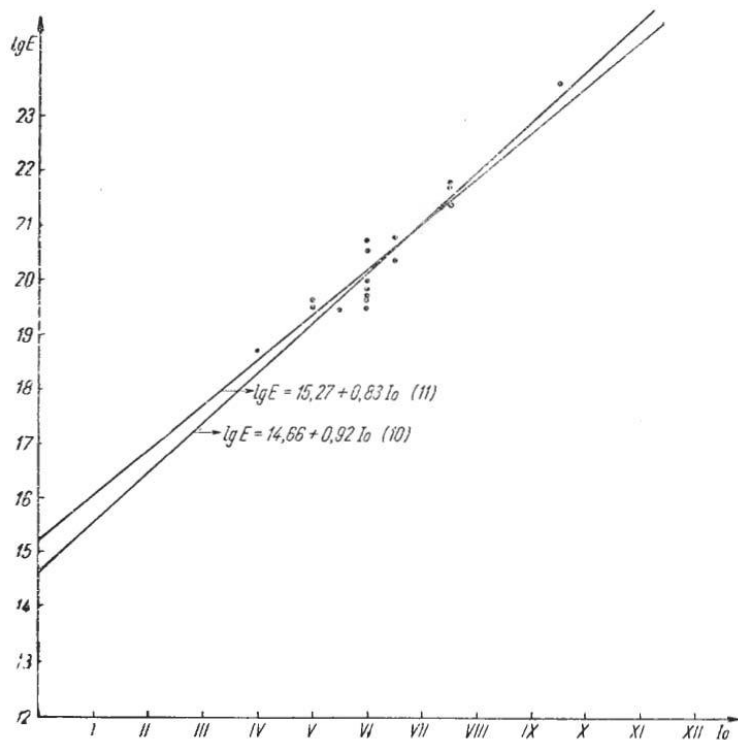


Fig. 3

Fig. 2.1.8. Corelarea magnitudinii cu energia cutremurelor (dupa Radu, 1964)

Radu prezintă și o diagramă cu distribuția seismelor în funcție magnitudine (fig. 2.19)

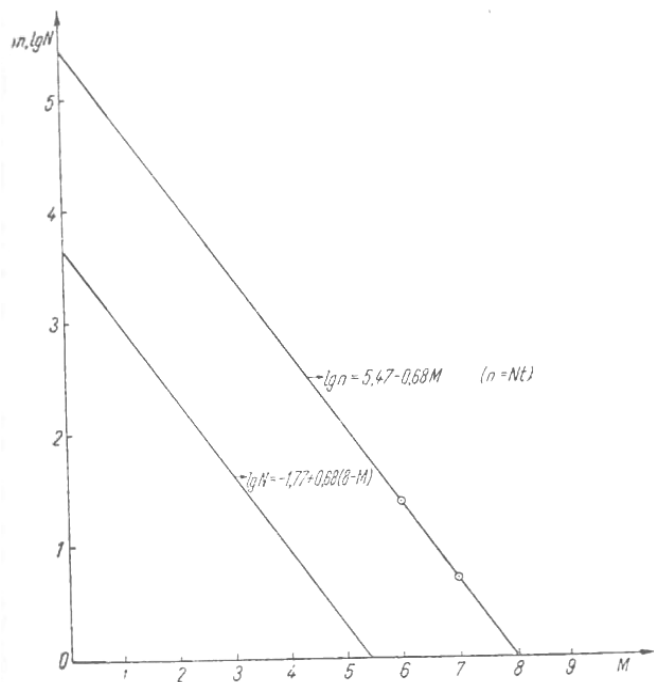
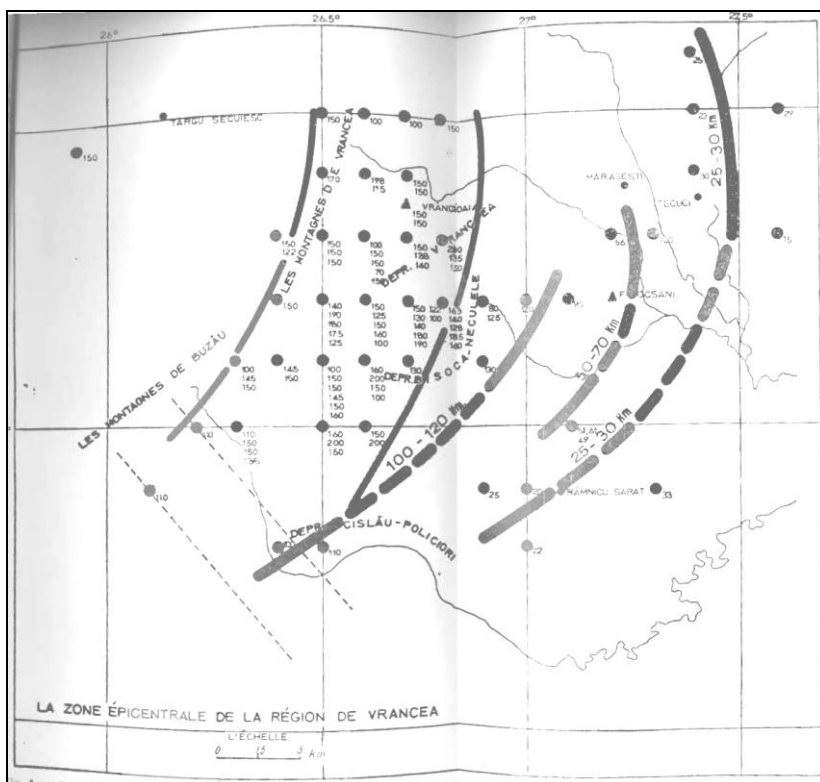


Fig. 1

Fig. 2.1.9. Repartitia seismelor tinand cont de magnitudine (dupa Radu, 1964)

Studiind seismicitatea zonei Vrancea în perioada 1961-1963, Radu (1965a) construiește o hartă cu localizarea evenimentelor semnificative (Fig. 2.1.10) în care relevă gruparea seismelor în două regiuni distincte: zona cutremurelor adânci ( $100 < h < 200$  km), situată în aria de curbură a Carpaților Orientali și o zona de cutremure crustale ( $H < 60$  km) amplasată în forelandul sud-estic (Rm. Sărat – Mărăsești – Tecuci).



**Fig. 2.1.10** Harta distribuției cutremurelor din zona Vrancea împreună cu adâncimile hipocentrelor

Se remarcă o schimbare clară de direcție în orientarea izobatelor care marchează poziția hipocentrelor între cele două domenii de adâncime menționate (de la NE-SW în zona de suprafață la NNE-SSW pentru domeniul de adâncime intermediară).

Această anizotropie structurală va fi confirmată ulterior de datele furnizate de sondajele magneto-telurice de adâncime (Stănică, 1986) precum și de tomografiile seismice ale undelor compresionale din arealul menționat.

Autorul construiește și alte hărți interesante privind distribuția tensiunilor elastice (Fig. 2.1.11) și a activității seismice (Fig. 2.1.12).

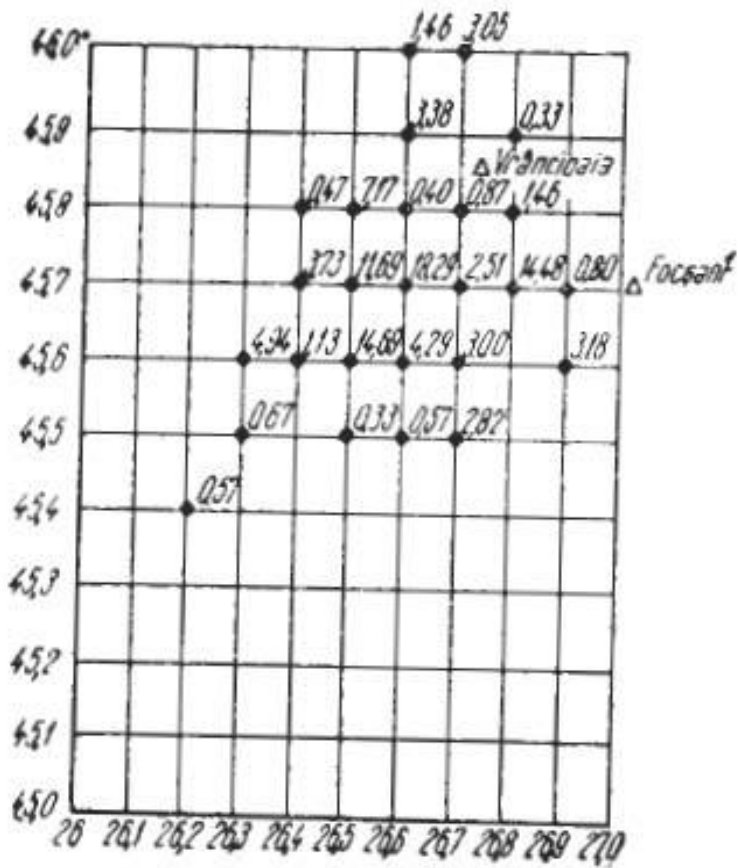


Fig. 2.1.11 Harta densitatii tensiunilor elastic  $E^{1/2}$  pentru cutremurele cu  $M \geq 3,2$  ( $K \geq 10$ ) pentru perioada 1954 – 1959 (după Radu, 1965)

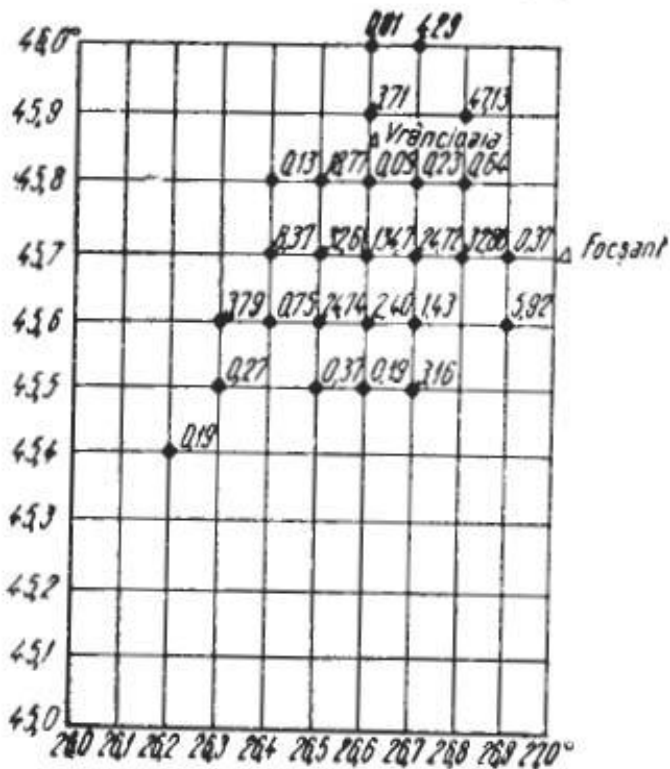


Fig. 2.1.12 Harta activitatii seismice  $A_{10}$  pentru cutremurele cu  $M \geq 3,2$  pentru perioada 1954 – 1959

Cercetările întreprinse de Petrescu et al. (1965), bazate pe studiul timpului de parcurs și al atenuării undelor seismice generate de evenimente cu magnitudine  $M > 6$  (22 octombrie 1940, 11 noiembrie 1940, 7 septembrie 1945, 9 decembrie 1945) au relevat o anomalie în propagarea undelor compresionale din zona Vrancea, atribuită prezenței astenosferei.

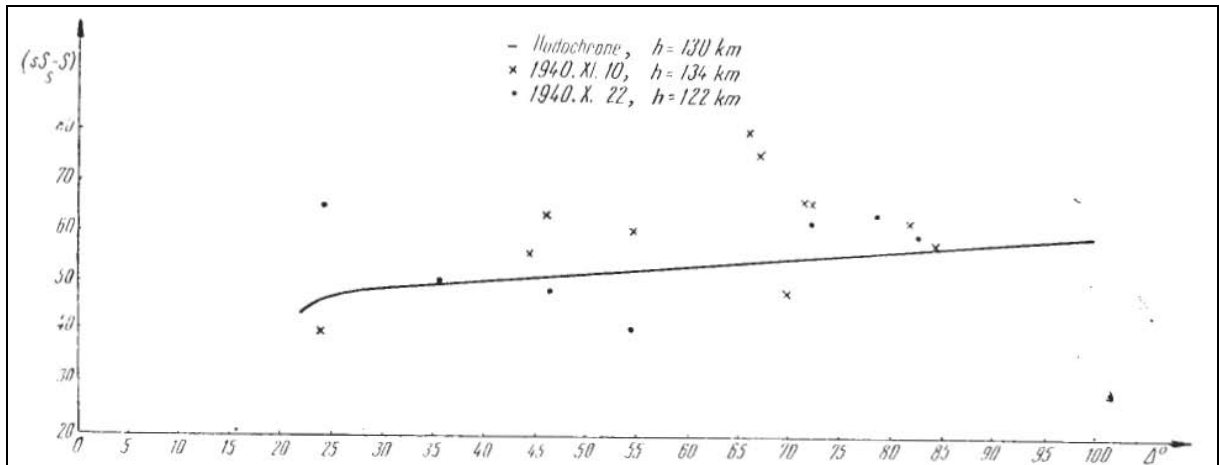


Fig. 2.1.13  $\delta t' = sS - S$ , funcție de  $\Delta^0$ , pentru cutremurul din 1940.X.22 și 1940.XI.10 (după Petrescu et al., 1965<sup>a</sup>)

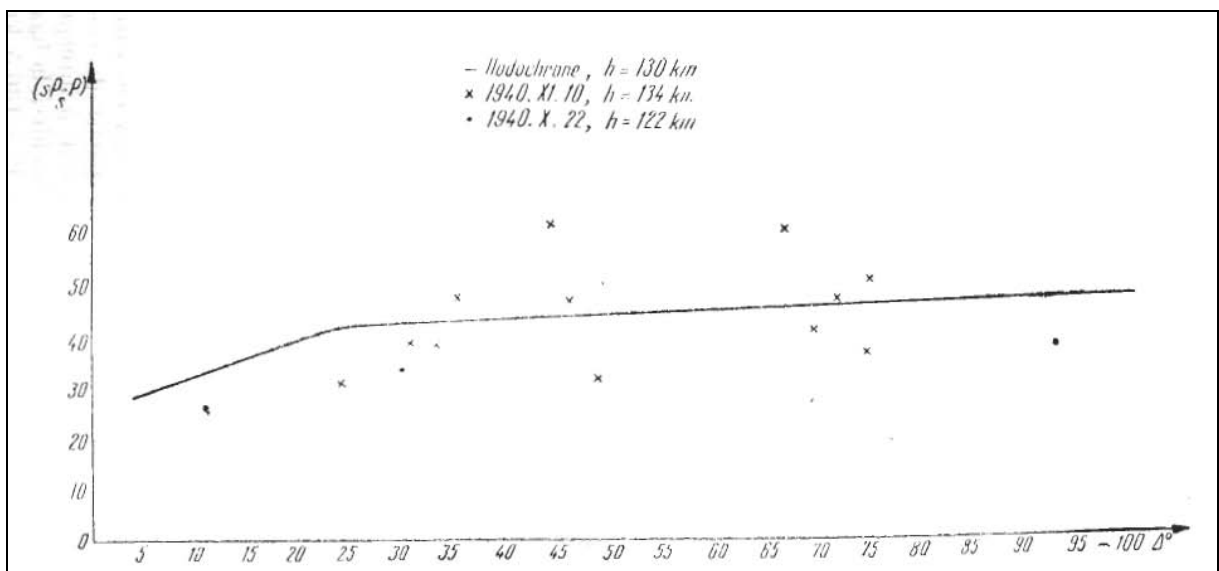


Fig. 2.1.14  $\delta t' = sP - P$ , funcție de  $\Delta^0$ , pentru cutremurul din 1940.X.22 și 1940.XI.10

Intr-o altă lucrare, Petrescu et al. (1965) prezintă activitatea seismică din România în anul 1963 (coordonate hipocentre, intensitate, energie eliberată, soluția planului de falie, etc).

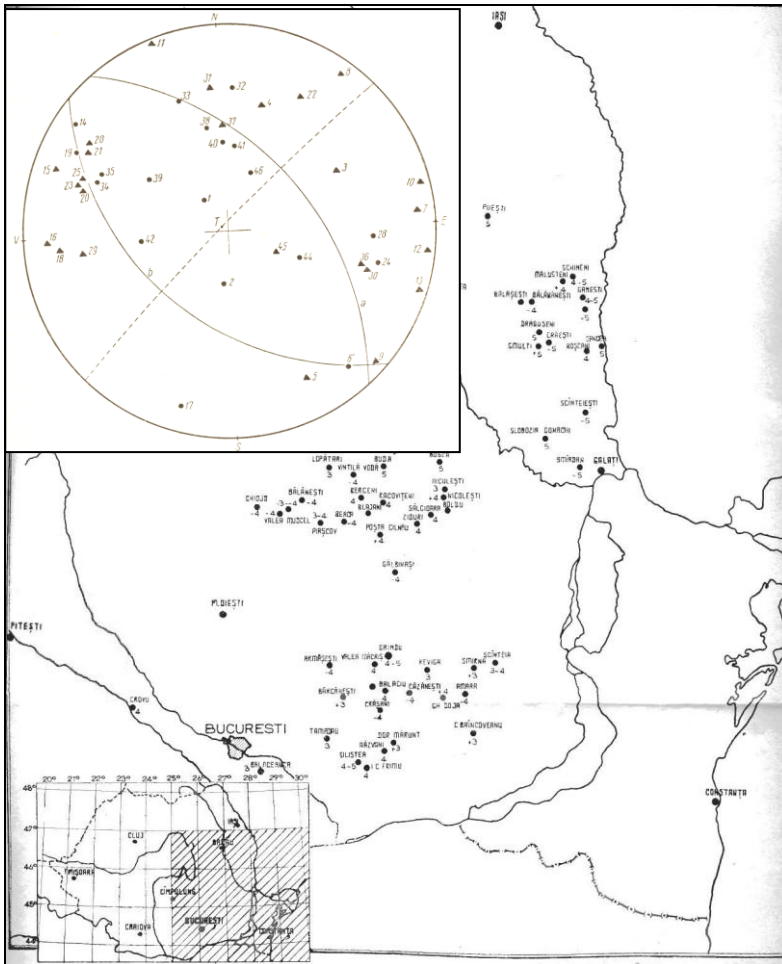


Fig. 2.1.14 Distribuția intensității seismice pentru cutremurul din 14.01.1963. In medalion, diagrama mecanismului în focar (după Petrescu et al, 1965b)



Fig. 2.1.15 prezintă distribuția epicentrelor cutremurelor înregistrate în Oltenia (după Petrescu et al, 1965b)

Studii legate de cutremurul major din 10 noiembrie 1940 întreprinde și Purcaru (1966). El pune în evidență, între altele, variația în timp a perioadei de relaxare în seria replicilor (Fig. 2.1.16), descărcarea tensiunilor (Fig. 2.1.17) și frecvența replicilor (Fig. 2.1.18), precum și distribuția preșocurilor și replicilor (Fig. 2.1.19).

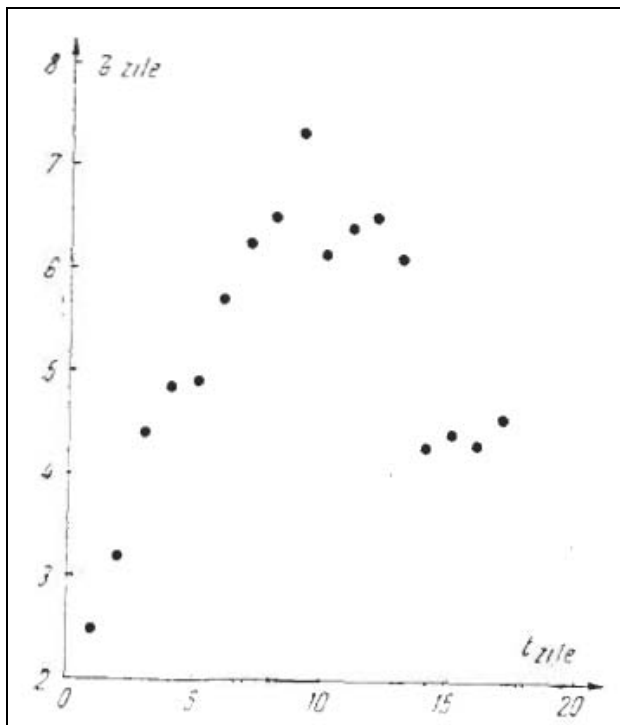


Fig. 2.1.16 Graficul variației în timp a perioadei de relaxare în seria replicilor cutremurului din 10 noiembrie 1940 (după Purcaru, 1966)

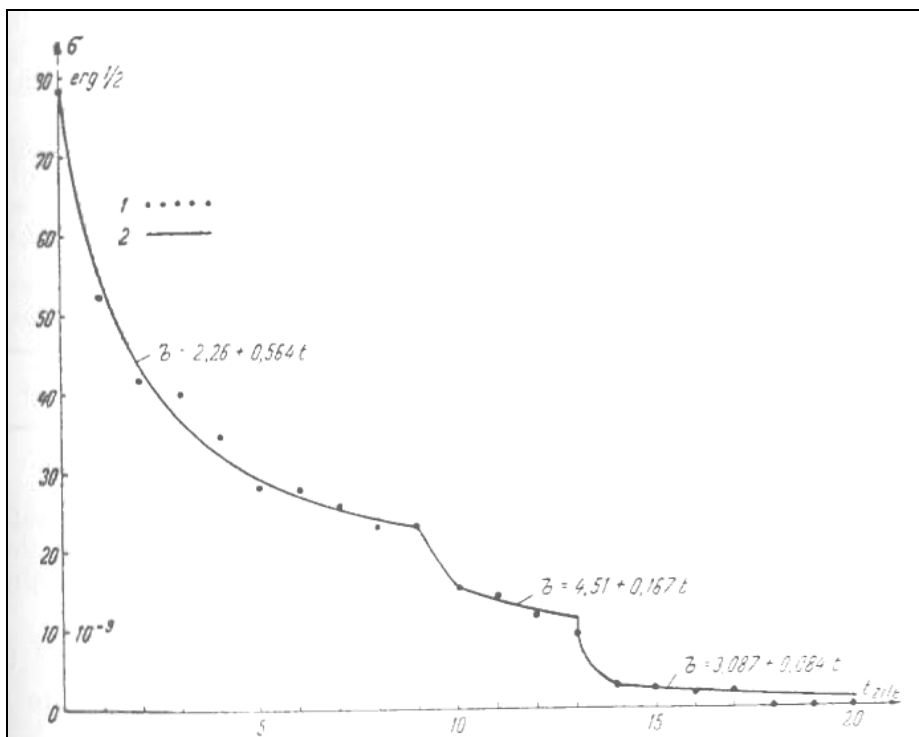


Fig. 2.1.17 Graficul descărcării tensiunilor în seria replicilor cutremurului din 10 noiembrie 1940; 1 – observant; 2 - calculat (după Purcaru, 1966)

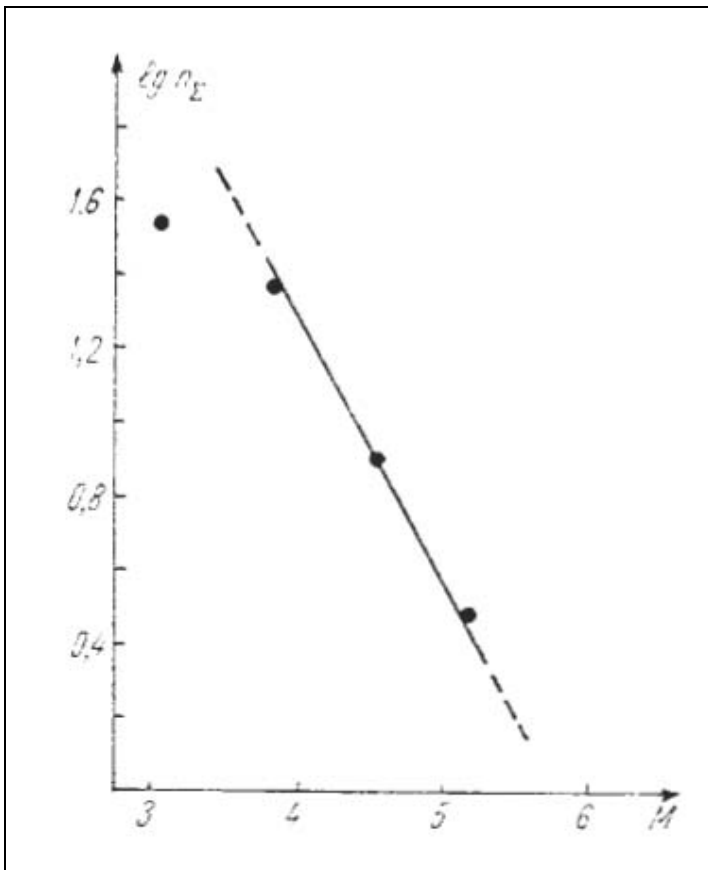


Fig. 2.1.18 Graficul frecvenței pentru seria de replici a cutremurului din 10 noiembrie 1940 (după Purcaru, 1966)

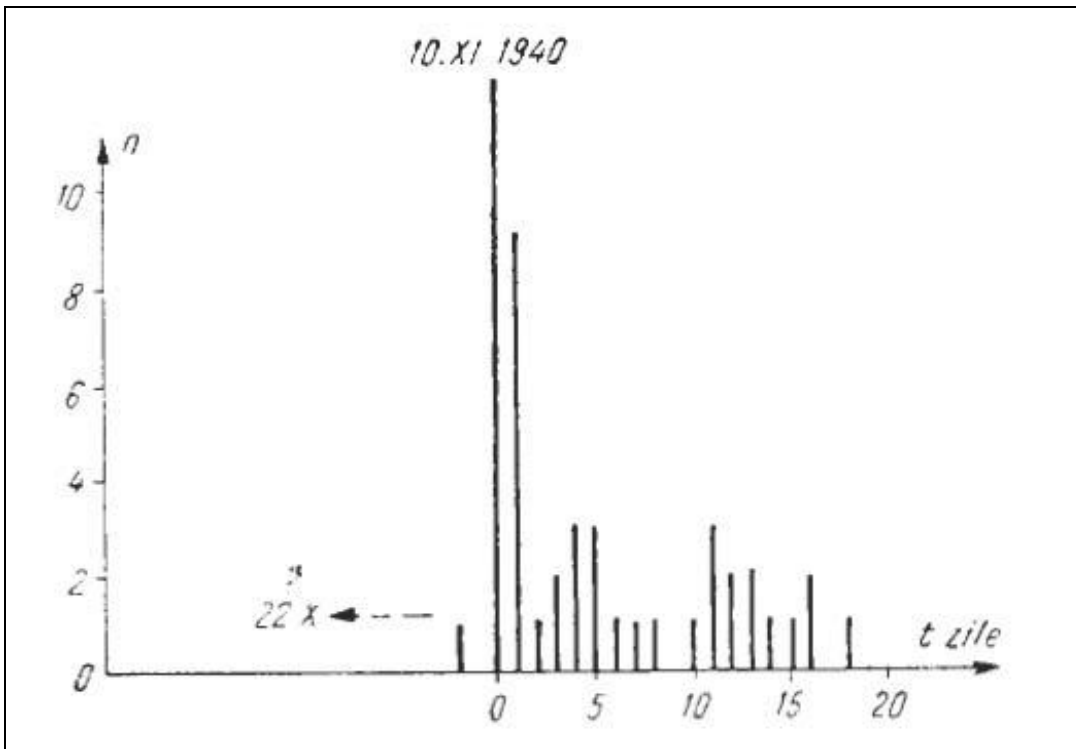


Fig. 2.1.19 Graficul distribuției presocurilor și replicilor cutremurului din 10 noiembrie 1940 (după Purcaru, 1966)

La rândul său, Radu (1965b) descrie mecanismul în focar al cutremurului din 9 septembrie 1962 ( $45.8^\circ$ ,  $26.7^\circ$ ,  $H=130$  km ;  $M=4.7$ ).

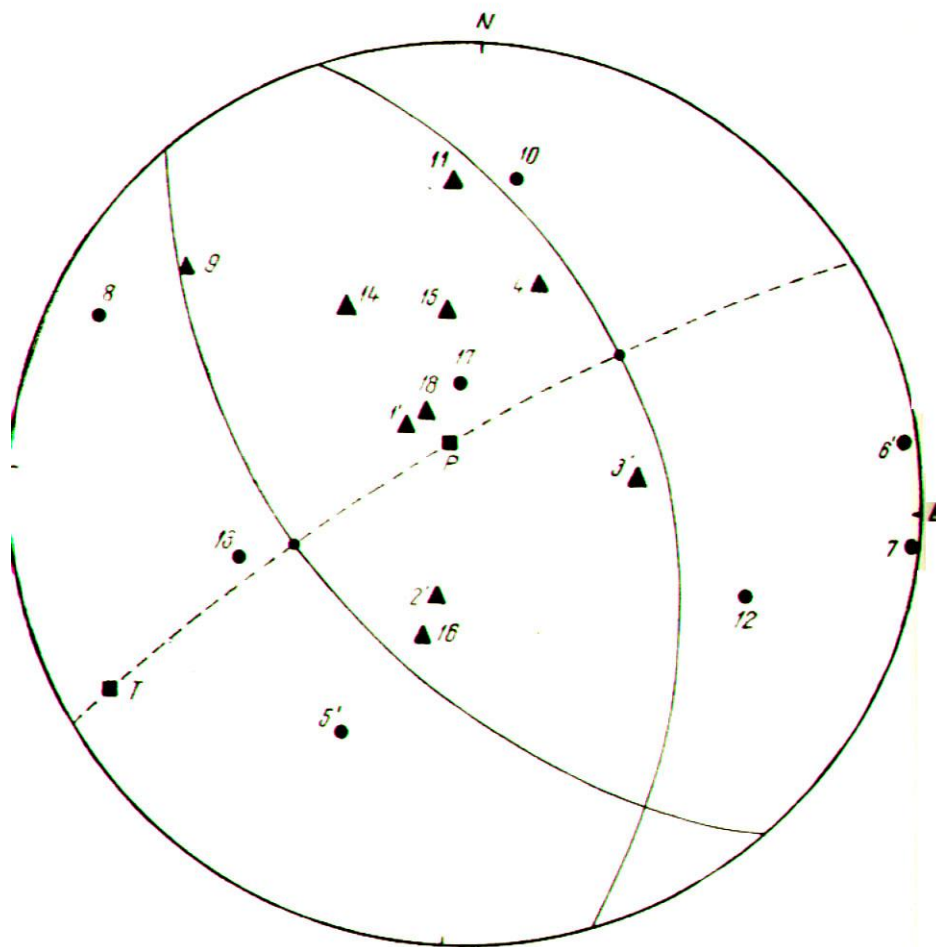


Fig. 2.1.20 Diagrama mecanismului în focar pentru cutremurul din 01.11.1929 ( $45.9$ ,  $26.6$ ,  $198$  km,  $M=5,7$ ) după Radu, 1965b



Radu (1967a) continuă seria determinărilor mecanismelor în focar pentru cutremurele care au loc în Vrancea, analizând o serie de evenimente: cutremurul din 1 noiembrie 1929 - M5.7 (Fig. 2.1.20), 18 noiembrie 1961-M4.7 (Fig. 2.1.21), 27 februarie 1962 – M4.8 (Fig. 2.22), 30 august 1962 – M4.9 (Fig. 2.1.23).

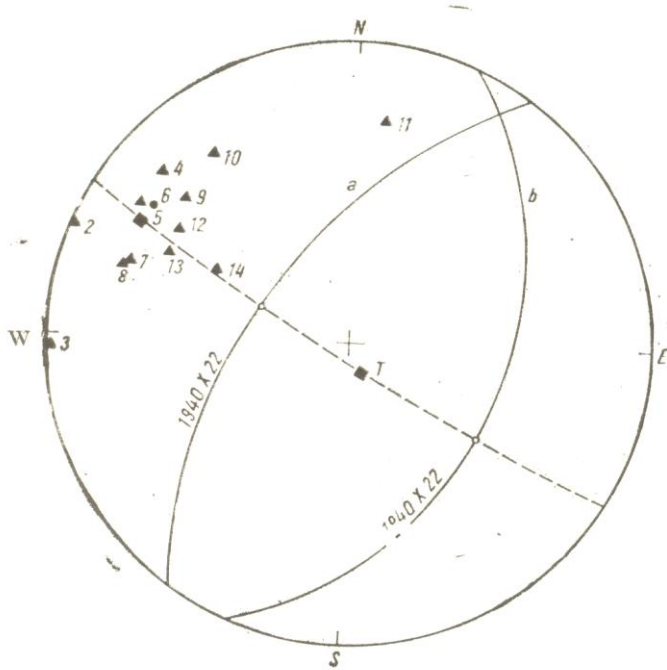


Fig. 2.1.21 Diagrama mecanismului în focar pentru cutremurul din 01.11.1929 (45.9, 26.6, 198 km, M=5,7) după Radu, 1967a

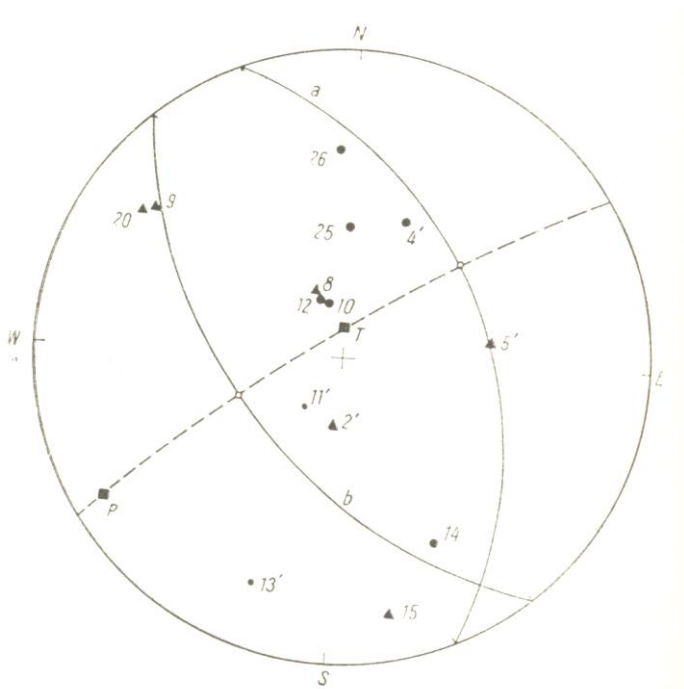


Fig. 2.1.22 Diagrama mecanismului în focar pentru cutremurul din 18.11.1961 (45.5, 26.7, 100 km, M=4.7) după Radu, 1967a

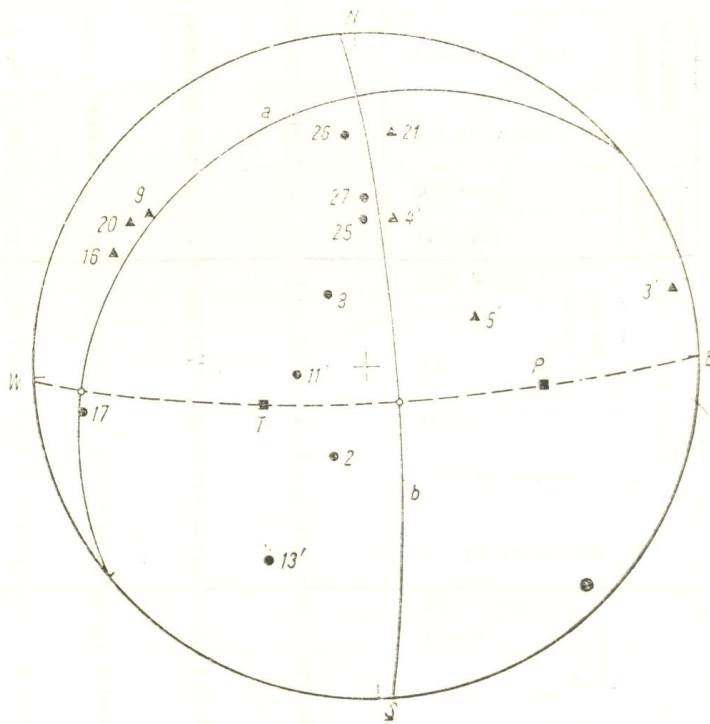


Fig. 2.1.23 Diagrama mecanismului în focar pentru cutremurul din 27.02.1962 (45.7, 26.4, 146 km, M=4.8) după Radu, 1967a

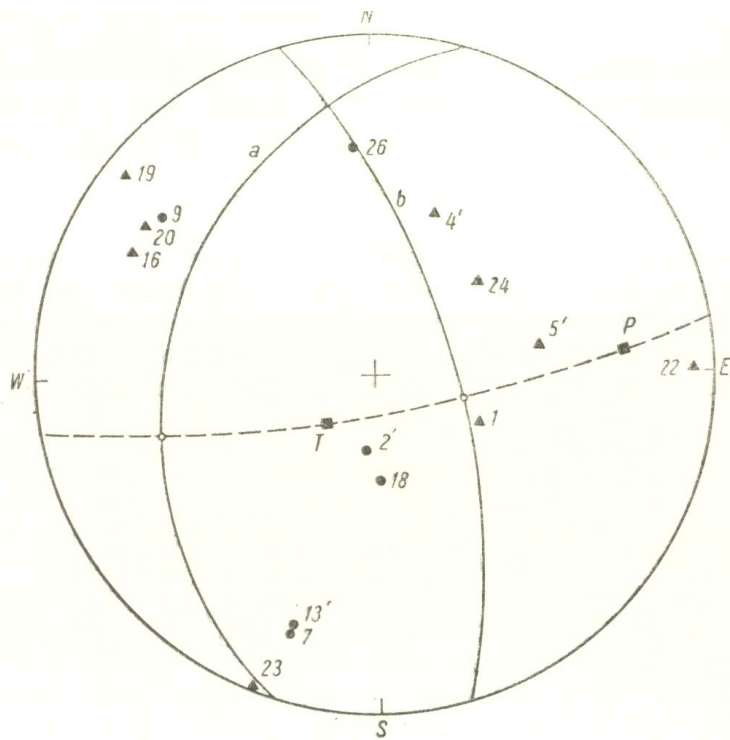


Fig. 2.1.24 Diagrama mecanismului în focar pentru cutremurul din 30.08.1962 (45.5, 26.7, 100 km, M=4.9) după Radu, 1967a

Radu (1967b) întreprinde și un studiu asupra amortizării undelor transversale pentru distanțe hipocentrale cuprinse între 100 și 330 km.

Fig. 2.1.25 ilustrează amplasarea observatoarelor seismologice în raport cu zona seismic activă.

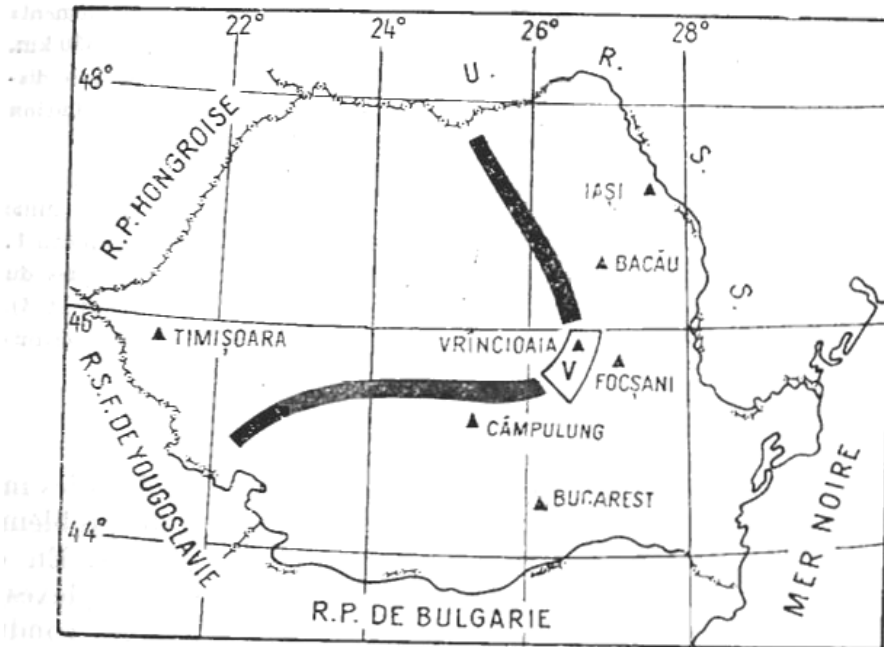


Fig. 2.1.25 Localizarea zonei Vrancea și amplasarea stațiilor seismologice care o monitorizau (după Radu, 1967b)

A fost estimat indicele  $n$  care caracterizează rapiditatea amortizării ca efect total al împrăștierii și absorbției undelor elastice și prezentat în corelație cu magnitudinea (Fig. 2.1.26) și adâncimea (Fig. 2.1.27).

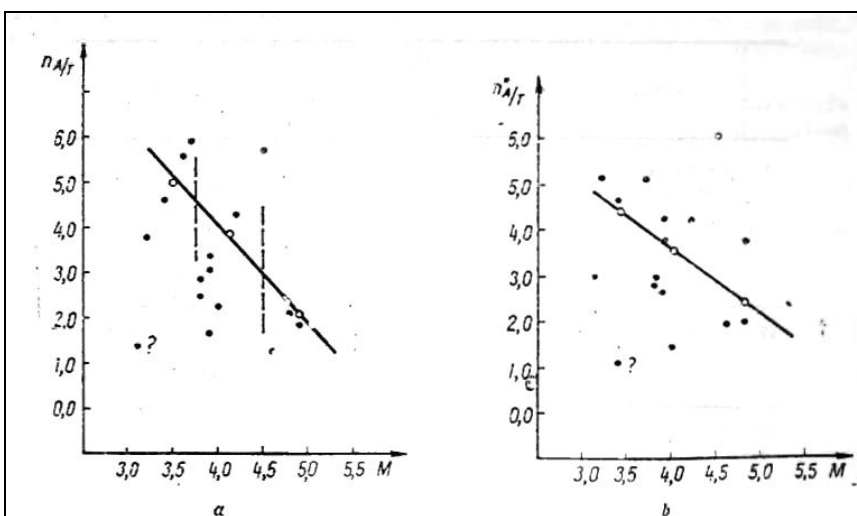


Fig. 2.1.26 Diagrama variației coeficientului  $n_{AT}$  în funcție de magnitudinea  $M$  pentru  $h = 150$  km; a) valori observate; b) valori corectate (după Radu, 1967b)

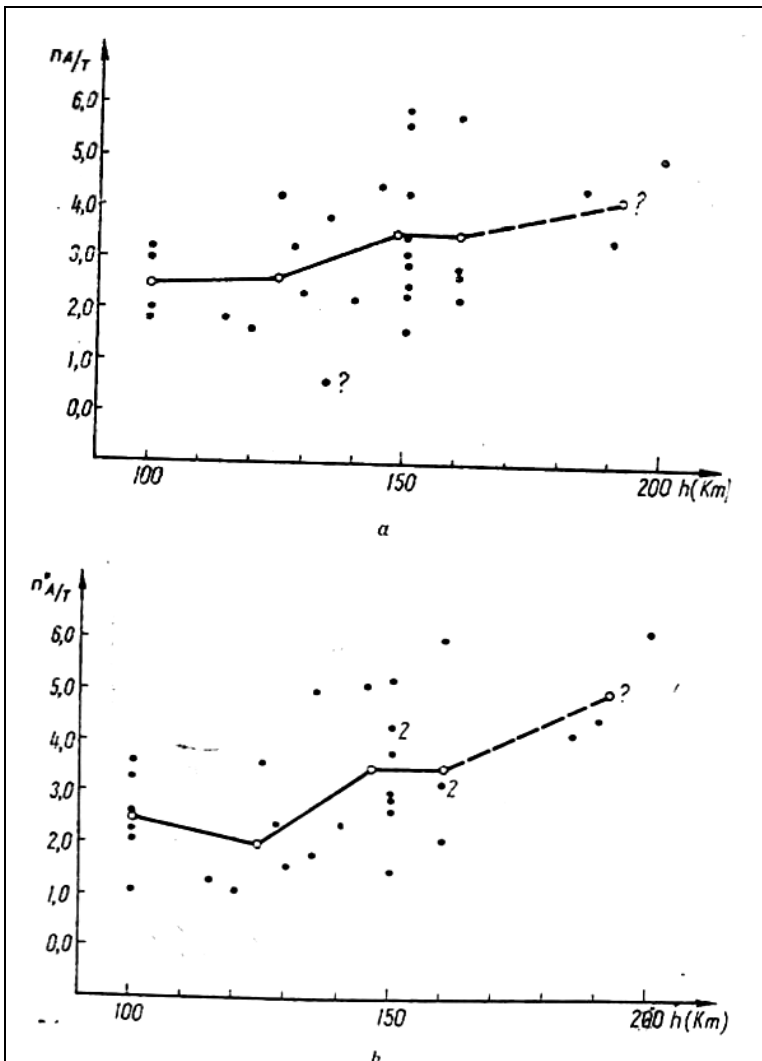


Fig. 2.1.27 Diagrama variației coeficientului  $n_{AT}$  în funcție de adâncimea  $h$  pentru  $3,5 \leq M \leq 4,5$ ; a) valori observate; b) valori corectate (după Radu, 1967b)

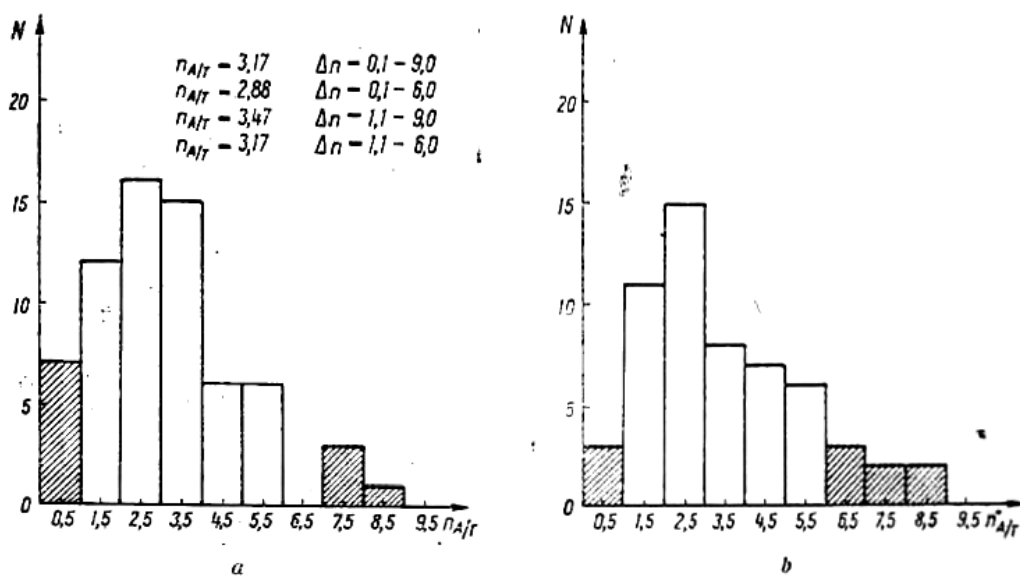


Fig. 2.1.28 Histograma de distribuție a frecvenței coeficientului  $n_{AT}$  a) valori observate; b) valori corectate (după Radu, 1967b)

Autorul oferă și un exemplu de atenuare pentru cutremurul din 2 decembrie 1957 (Fig. 2.1.29).

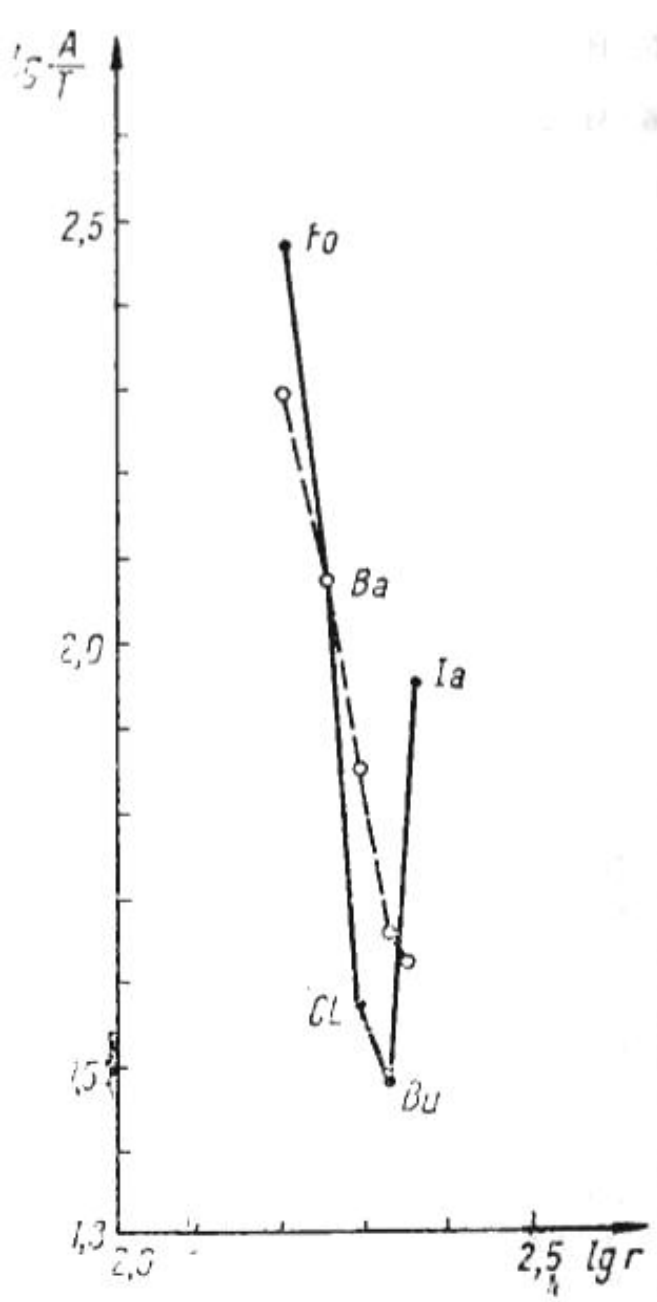


Fig.2.1.29 Variația mării  $(A/T)_{\max}$  în funcție de distanță de la hipocentru pentru cutremurul din 1957 XII 2,  $H = 04:22$ ;  $\varphi = 45,8^{\circ}N$ ;  $\lambda = 26,5^{\circ}E$ ;  $h = 150\text{km}$ ;  $M = 4,2$ . \_\_\_\_\_ curbe observate: ----- curbe calculate (după Radu, 1967b)

Iosif (1968) întreprinde un studiu privind distribuția epicentrelor cutremurelor adânci și structura mantalei superioare din zona Vrancea relevând între altele: distribuția epicentrelor cutremurelor adânci pt  $M < 5$  determinată pe baza undelor transversale (Fig. 2.1.30) sau compresionale (2.1.31).

Autorul prezintă de asemenea hodocrona și traseele razelor seismice pentru câteva seisme (Fig. 2.1.32).

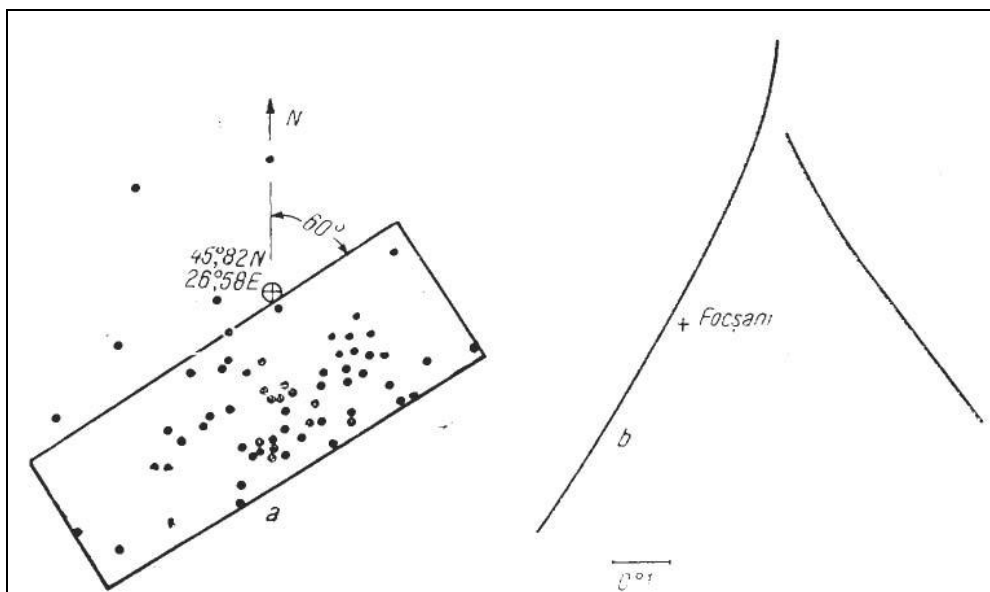


Fig. 2.1.30 Distribuția epicentrelor cutremurelor adanci cu  $M < 5$ , determinată pe baza undelor S (după Iosif, 1968)

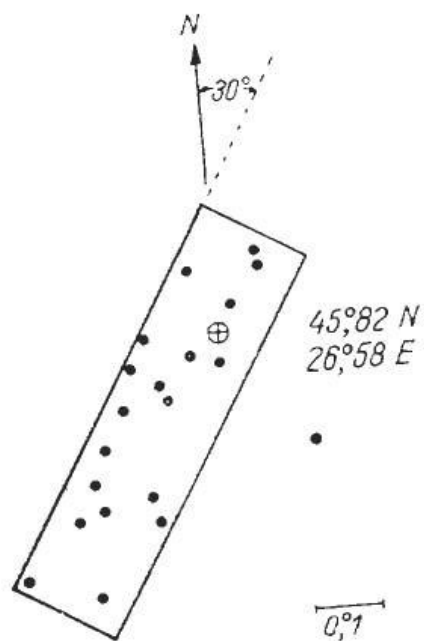


Fig. 2. — Distribuția epicentrelor cutremurelor adanci cu  $M > 5$ , determinată pe baza undelor P.

Fig. 2.1.31 Distribuția epicentrelor cutremurelor adanci cu  $M < 5$ , determinată pe baza undelor P (după Iosif, 1968)

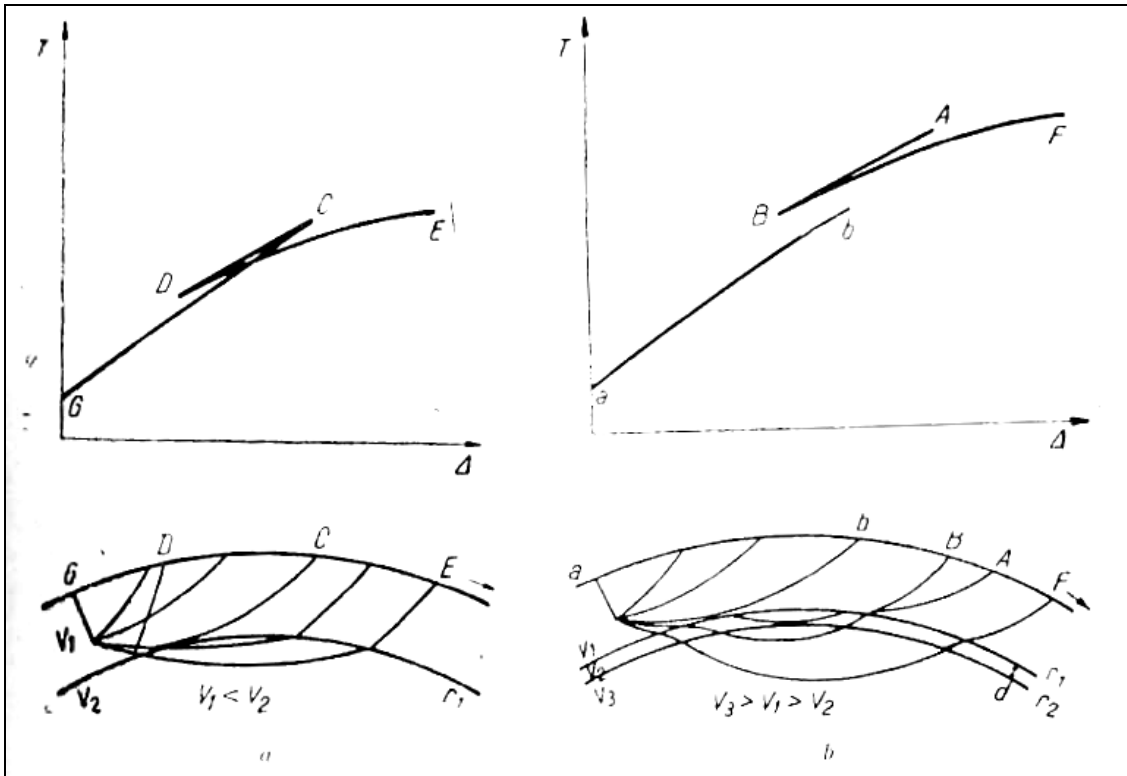


Fig. 2.1.32 Hodocrona și drumurile razelor seismice: a – viteza crește cu limita  $r = r_1$ ; viteza se micșorează în stratul de grosime  $d (r_1 > r > r_2)$  (după Iosif, 1968)

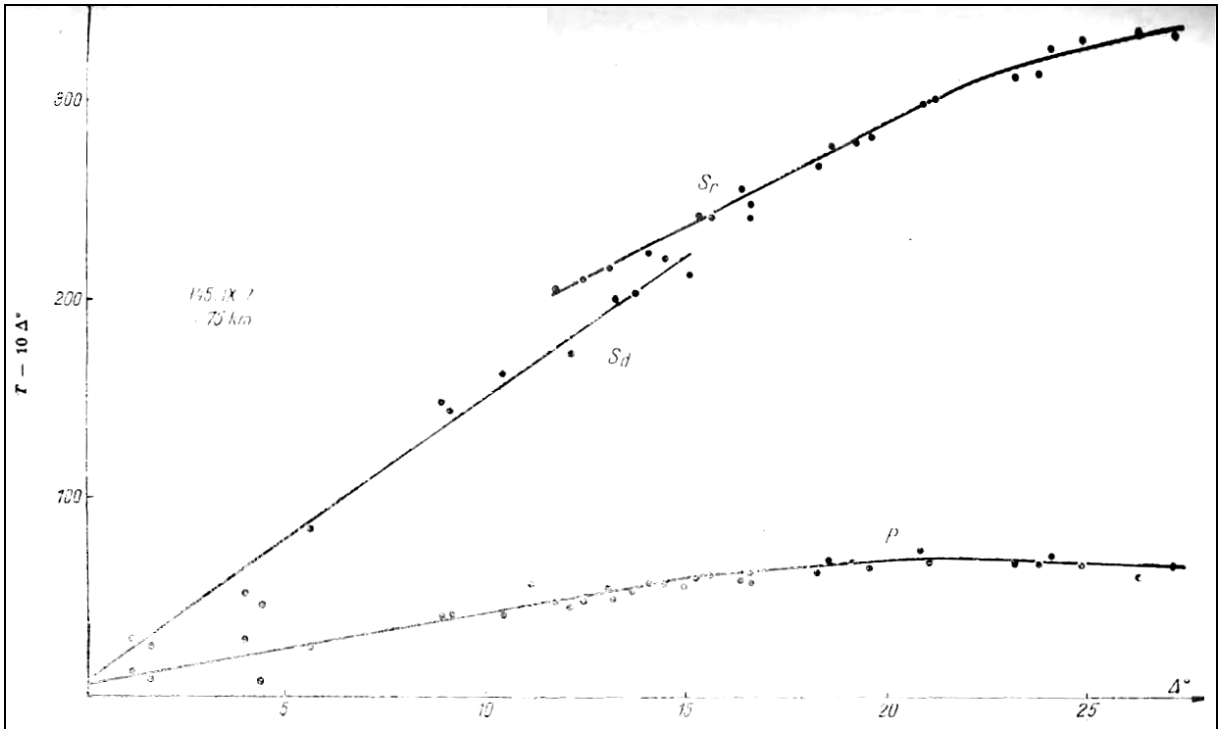


Fig. 2.1.33 Hodocrona undelor P și S pentru cutremurul din 1945.IX.7,  $h = 75$  km (după Iosif, 1968)

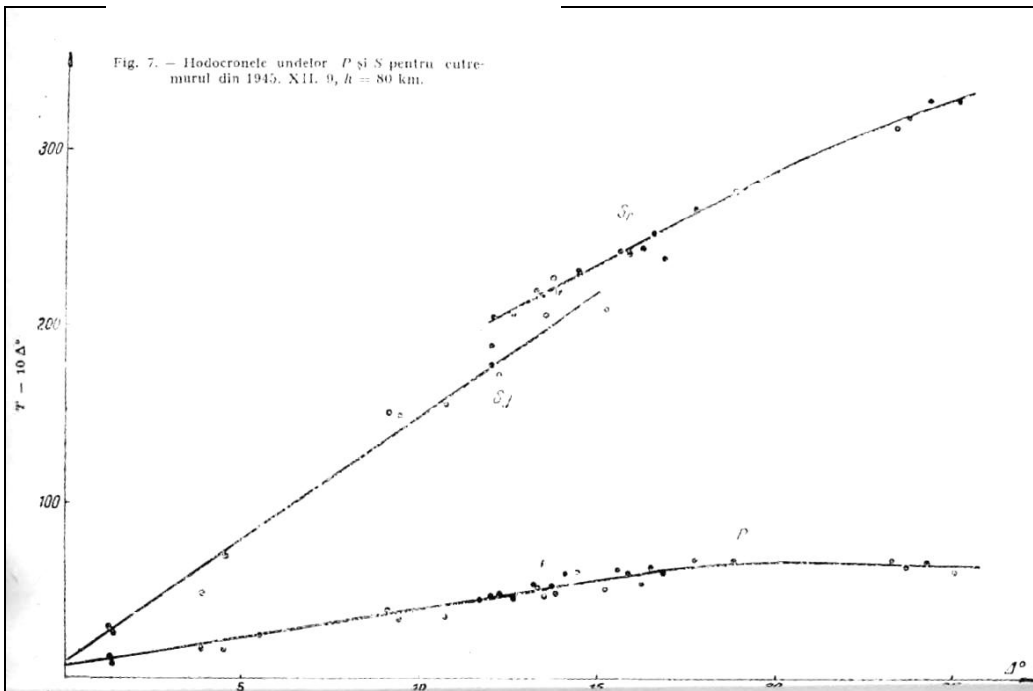


Fig. 2.1.35 Hodocronale undelor P și S pentru cutremurul din 1945. XII.9, h = 80 km (după Iosif, 1968)

Radu și Tobias (1968) întreprind o serie de cercetări metodologice pentru punerea în valoare a informației furnizate de cutremure de magnitudine scăzută. Fig. 2.1.36 arată comparativ amplificarea medie și amplificarea admisă pentru câteva stații care monitorizează seismicitatea zonei Vrancea.

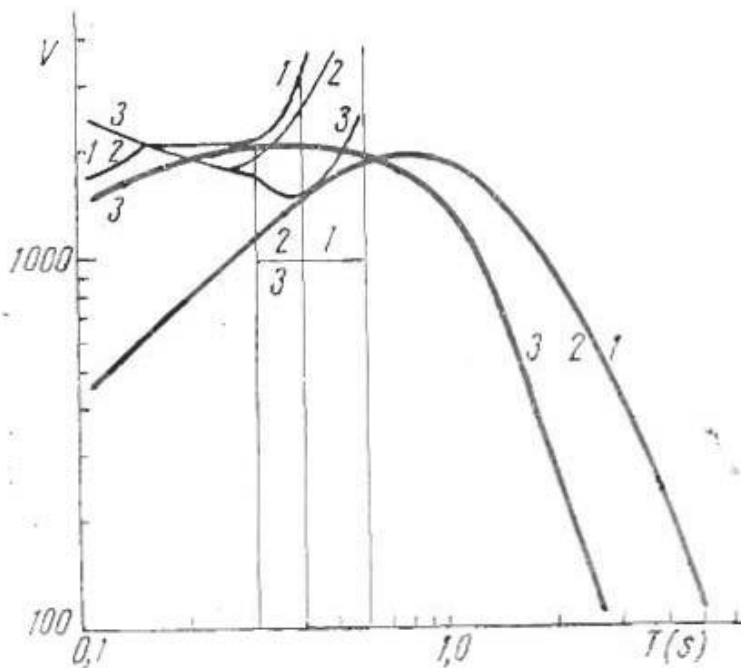


Fig. 2.1.36 Amplificarea medie (curbele groase), amplificarea admisă (curbele subtiri) și domeniul perioadelor primei sosiri a undelor seismic pentru stațiile Campulung (1), Focsani (2) și Iasi (3)



O lucrare interesantă la limita între seismologie și tectonică, este prezentată de Radu (1968b). Autorul încearcă să deducă din distribuția epicentrelor (Fig. 2.1.37) eventuale linii de sensibilitate seismică (de rupere).

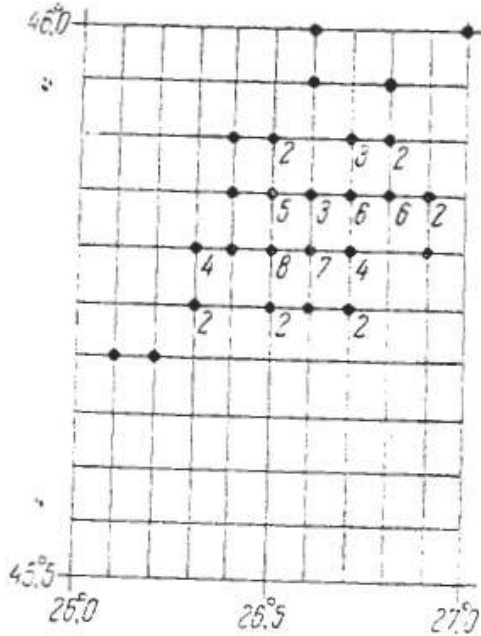
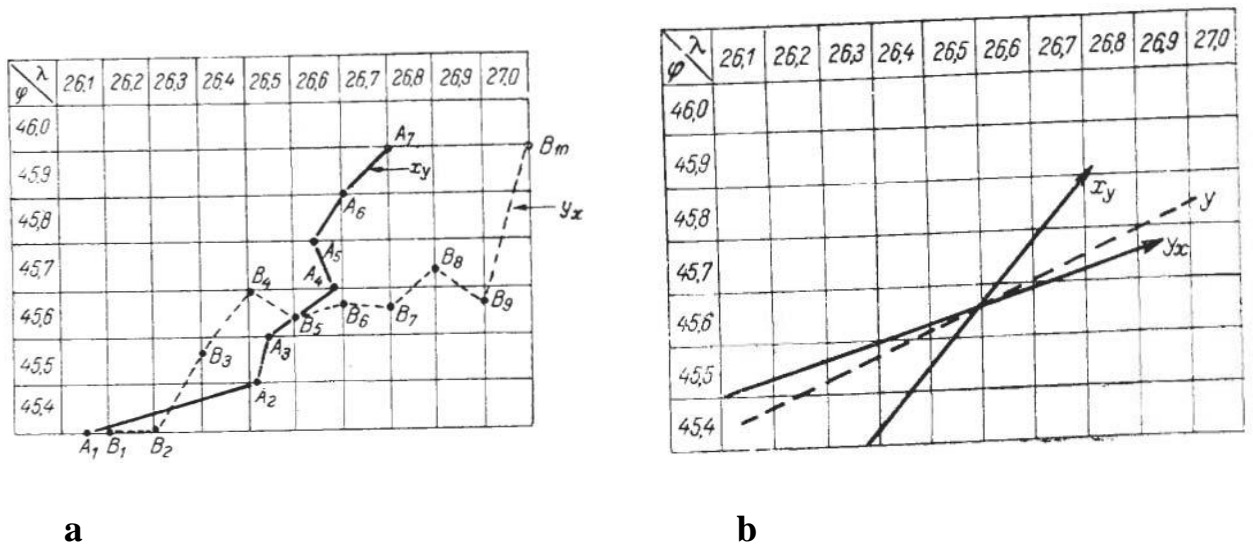


Fig. 2.1.37 Distribuția epicentrelor cutremurelor carpatice adanci ( $h \geq 100\text{km}$ ) cu  $M > 3$ , produse in perioada 1954.1.1 – 1960.IV.1. ● pozitia epicentrelor si frecventa (după Radu, 1968b)

Pe baza studiilor întreprinse sunt identificate câteva aliniamente de interes cu ajutorul dreptelor de regresie (Fig. 2.1.38).



a

b

Fig. 2.1.38 Graficele mediilor empirice de grup după longitudine și latitudine (a) și dreptele de corelație (b) (după Radu, 1968b)

Radu (1970) publică diagramele mecanismelor în focar pentru încă trei cutremure din zona Vrancea: 13.07.1938 (Fig. 2.1.39), 10.01.1965 (Fig. 2.1.40) și 11.05.1965 (Fig. 2.1.41).

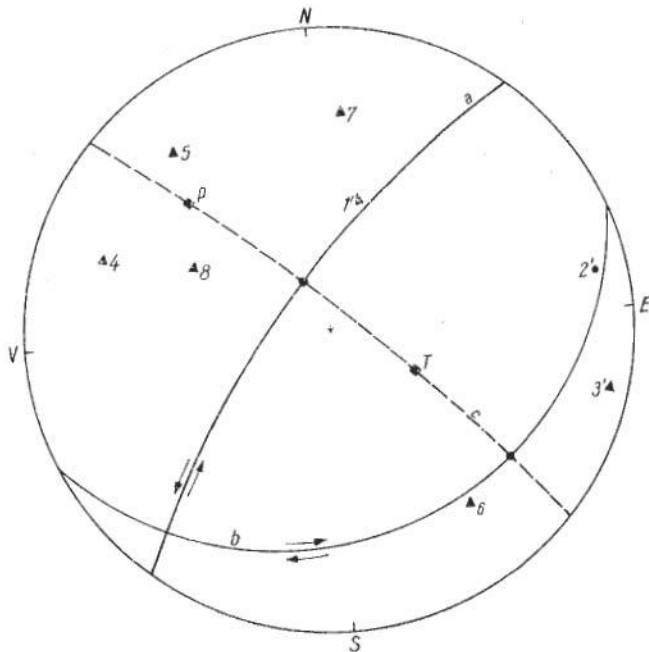


Fig.2.1.39. Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1938 VII 13;  $H=20, 15:17$ ;  $\varphi=45^{\circ}, 7N$ ;  $\lambda=26^{\circ}, 8E$ ;  $h= 163\text{km}$ ;  $M=5 \frac{1}{4}$

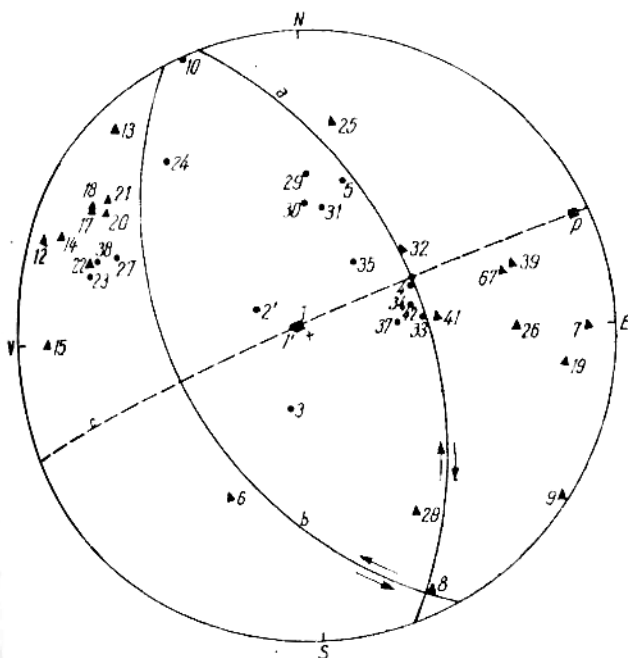


Fig.2.1.40. Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1965 I 10;  $H=02:52:24$ ;  $\varphi=45^{\circ}, 8N$ ;  $\lambda=26^{\circ}, 6E$ ;  $h= 128 \text{ km}$ ;  $M=5,3$

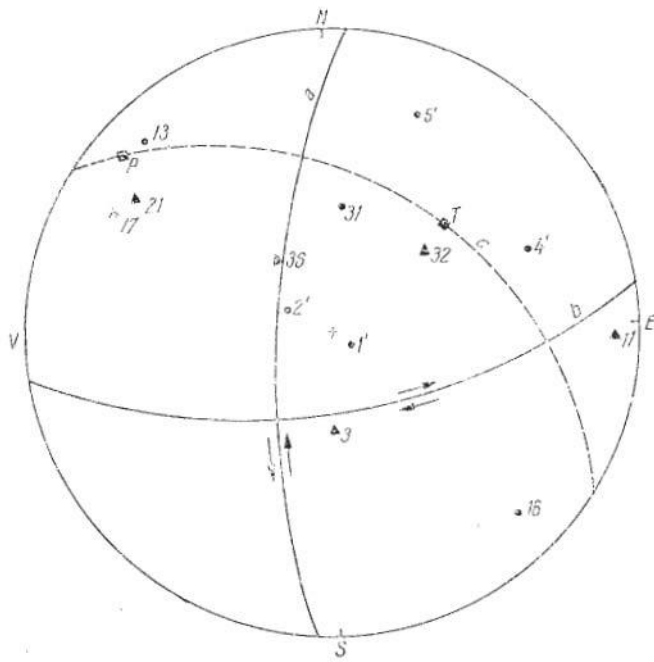


Fig.2.1.41. Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1965 V 11; H=22:36:01;  $\varphi=45^{\circ},8N$ ;  $\lambda=26^{\circ},9 E$ ;  $h \approx 100 \text{ km}$ ;  $M=4,4$

Cercetările în direcția aceasta continuă și un an mai târziu Radu (1971) publică noi soluții pentru mecanismul în focar a 11 cutremure (Fig. 2.42 - 2.1.53).

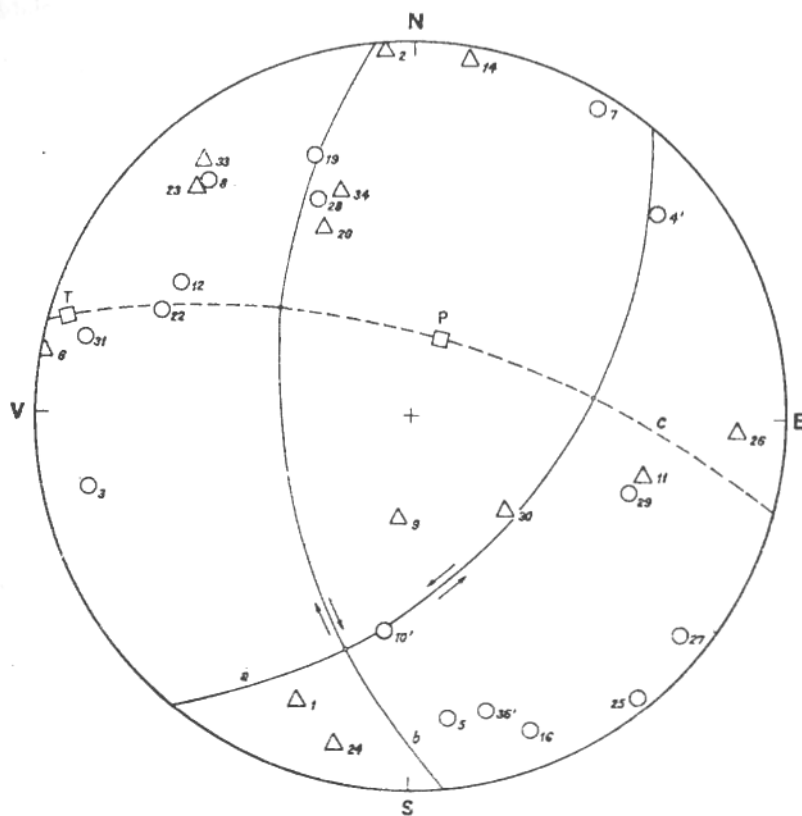


Fig. 2.1.42 Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1967 II 27; H=21:00:40;  $\varphi=45^{\circ},0 N$ ;  $\lambda=27^{\circ},1 E$ ;  $h = n$ ;  $M=5,0$



Fig. 2.1.43 Harta macroseismica a cutremurului din 1967 II 27, 27; H=21:00:40;  $\varphi=45^{\circ}, 0$  N;  $\lambda=27^{\circ}, 1$  E; h= n; M=5,0

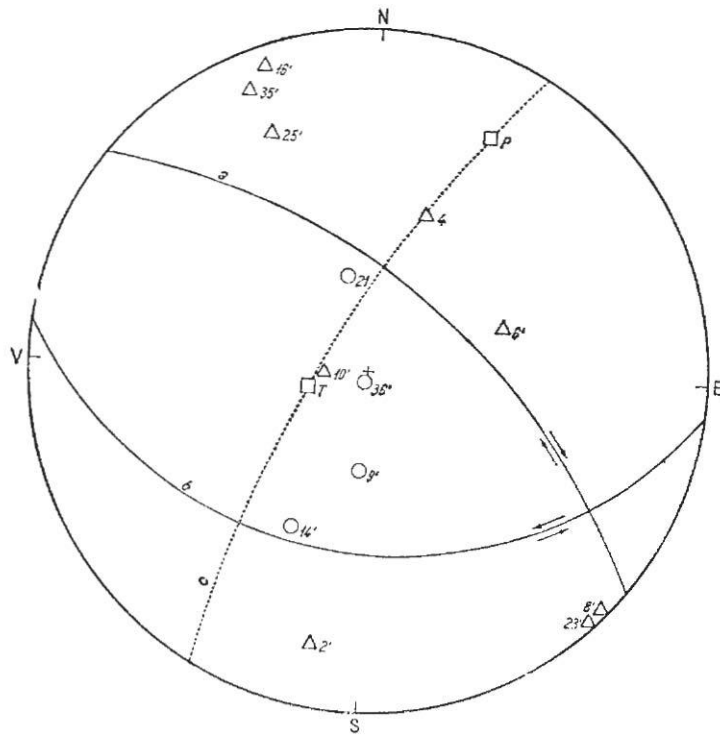


Fig. 2.1.44 Diagrama mechanism pentru cutremurul din 1967 III 5; H=17:22:55;  $\varphi=45^{\circ}7N$ ;  $\lambda=26^{\circ}7E$ ; h= 150 km; M=4,5

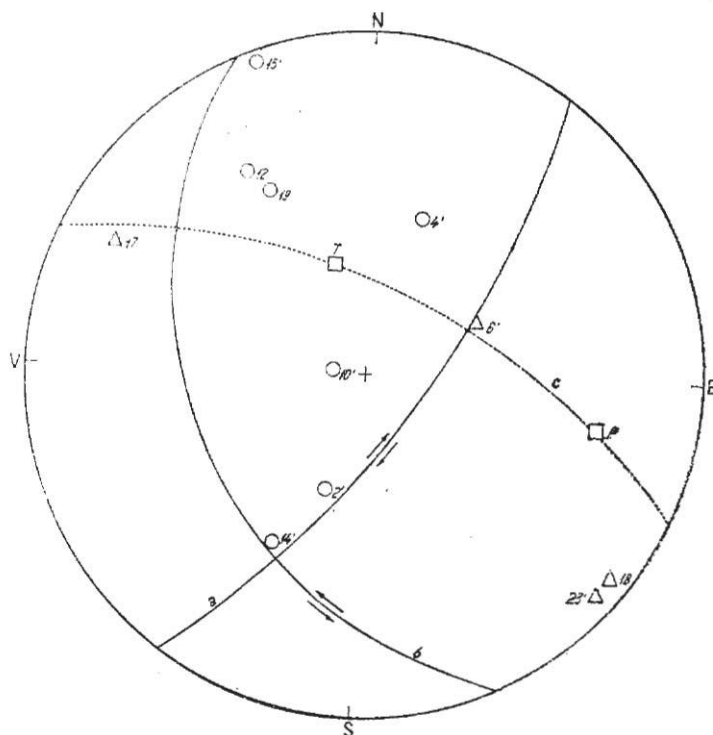


Fig. 2.1.45 Diagrama mechanism pentru cutremurul din 1967 VII 25; H=12:33:24;  $\varphi=45^{\circ}8N$ ;  $\lambda=26^{\circ}5E$ ; h= 146 km; M=4,1

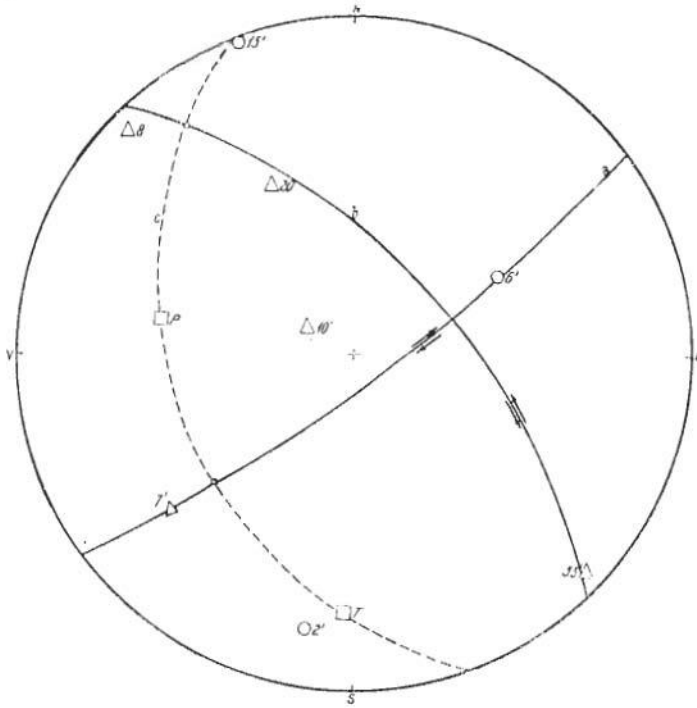


Fig. 2.1.46 Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1967 X 27; H=07:59:53;  $\varphi=45^{\circ},9N$ ;  $\lambda=26^{\circ}3/4 E$ ; h= 130 km; M=4,2

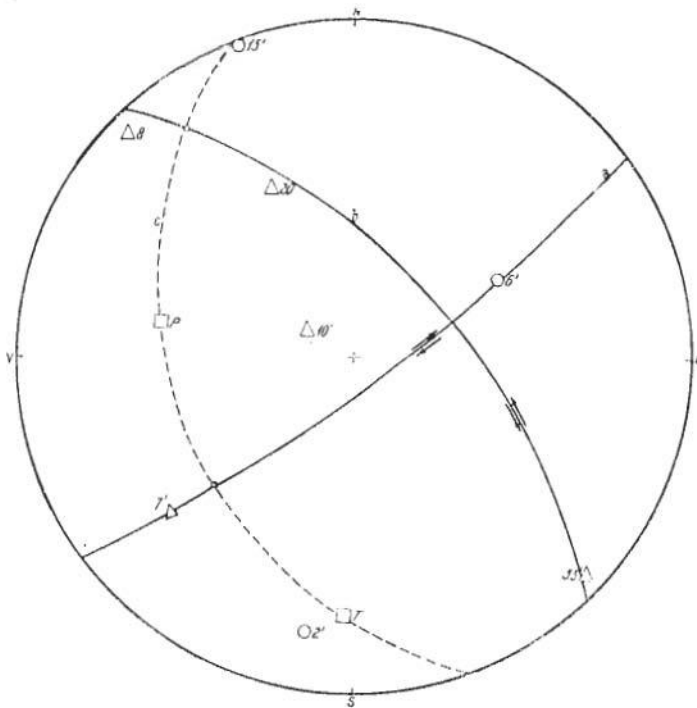


Fig. 2.1.47 Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1968 I 6; H=10:23:49;  $\varphi=45^{\circ},8N$ ;  $\lambda=26^{\circ},6 E$ ; h= 163 km; M=4,6

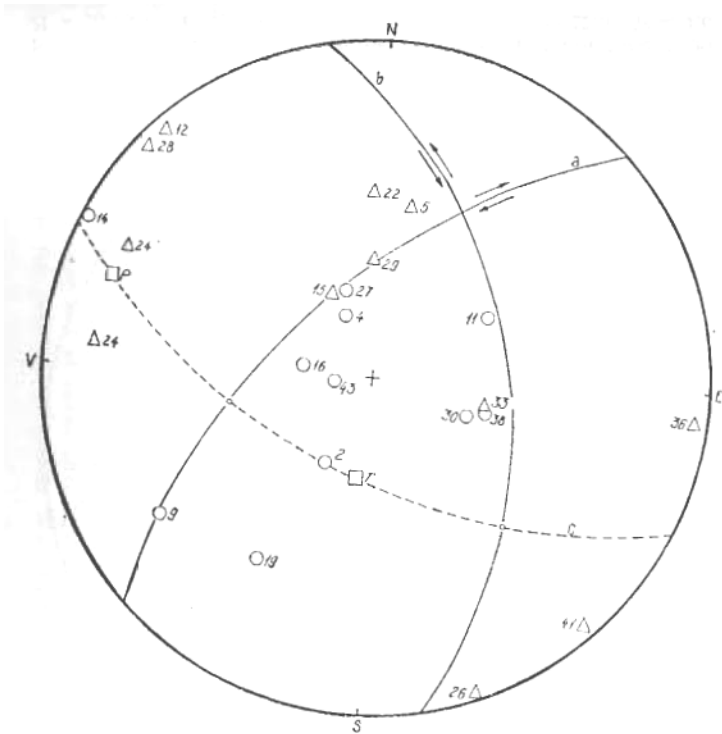


Fig. 2.1.48 Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1968 II 9; H=12:22:56;  $\varphi=45^{\circ},8N$ ;  $\lambda=26^{\circ},4E$ ; h= 120 km; M=4,6

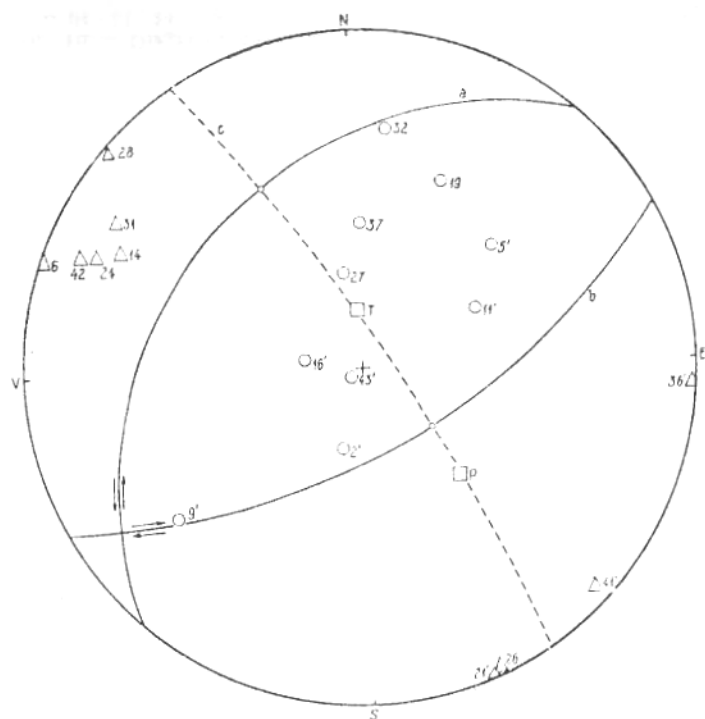


Fig. 2.1.49 Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1968 II 24; H=13:23:53;  $\varphi=45^{\circ},8N$ ;  $\lambda=26^{\circ},6E$ ; h= 134 km; M=4,4

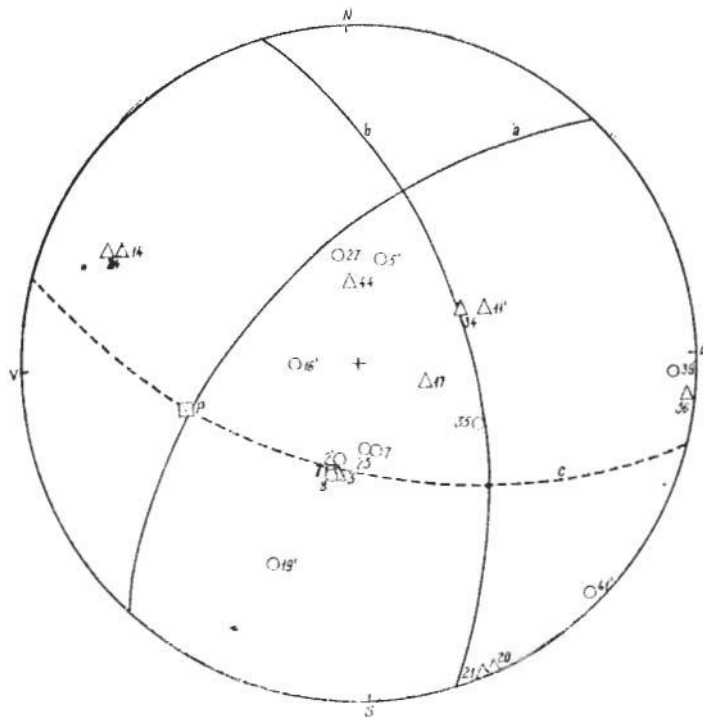


Fig. 2.1.50 Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1968 X 20; H=23:15:04;  $\varphi=45^{\circ},7N$ ;  $\lambda=26^{\circ},6 E$ ; h= 123 km; M=4,6

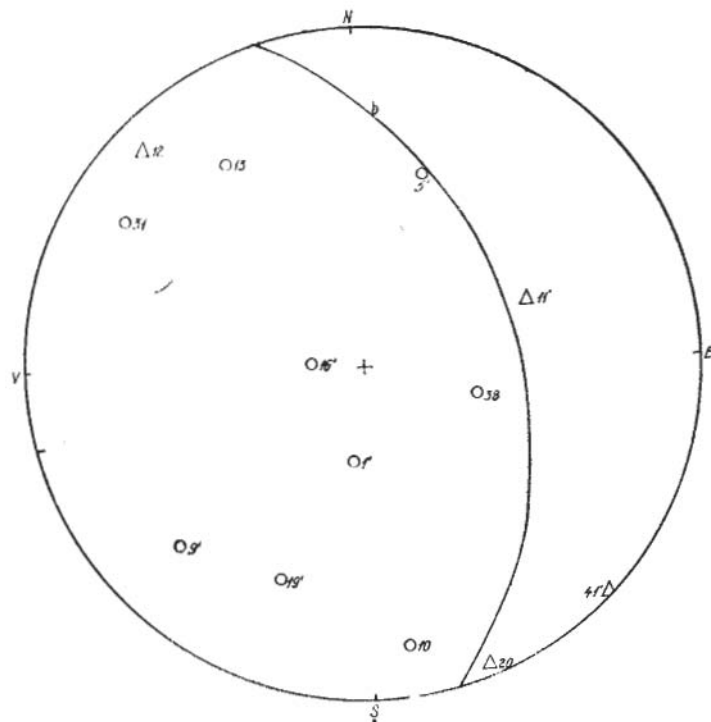
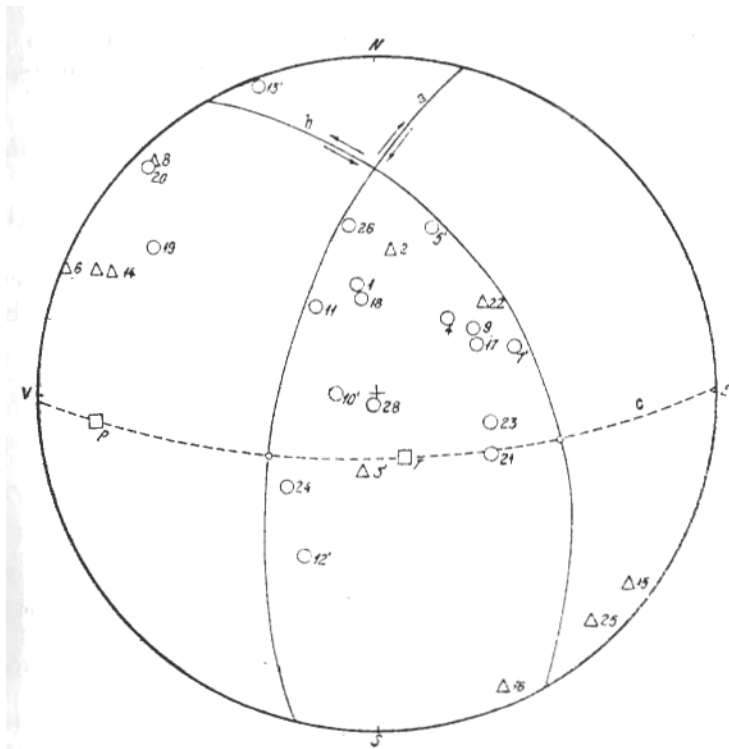


Fig. 2.1.51 Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1968 XI 20; H=01:51:14;  $\varphi=45^{\circ},7N$ ;  $\lambda=26^{\circ},8 E$ ; h= 110 km; M=4,0





**Fig. 2.1.52** Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1969 I 15; H=08:46:29;  $\varphi=45^{\circ},7N$ ;  $\lambda=26^{\circ},7 E$ ; h= 149 km; M=4,5

O altă serie de soluții pentru planul de falie al seismelor din Vrancea care au avut loc în 1966 este prezentată de către Radu (1972).

Sunt analizate evenimentele din 18 ianuarie 1966 (Fig. 2.1.53), 4 septembrie 1966 (Fig. 2.1.54), 2 octombrie 1966 (Fig. 2.1.55), 15 octombrie 1966 (Fig. 2.1.56 și 2.1.57), 14 decembrie 1966 (Fig.2.1.58).

Pentru cutremurul din 2 octombrie 1966 (M 5.3) este prezentată și o hartă a intensității seismice (Fig. 2.1.59).

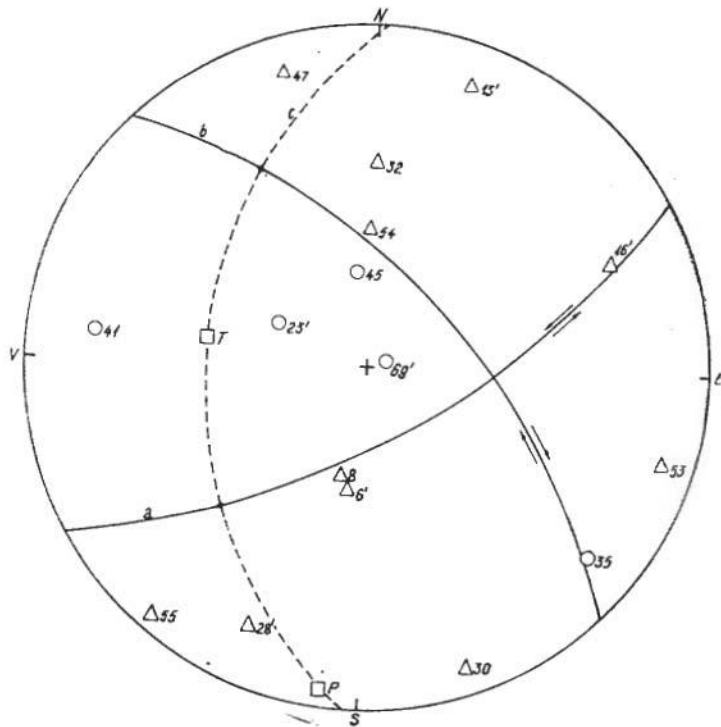


Fig. 2.1.53 Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1966 I 18; H=20:20:27;  $\varphi=45^{\circ}$ ,9 N;  $\lambda=26^{\circ}$ ,8 E; h= 63 km; M=4,4(CGS)

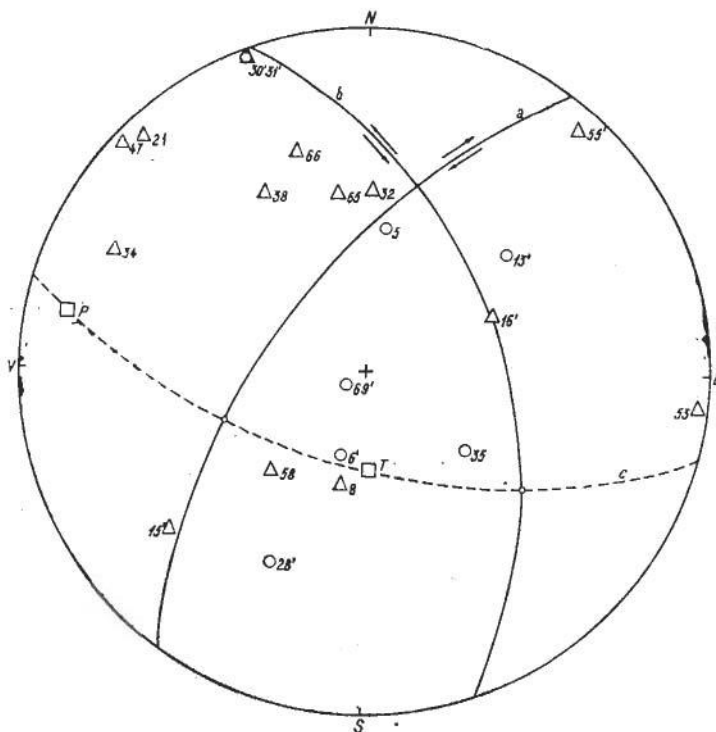


Fig. 2.1.54 Harta macroseismica a cutremurului din 1966 IX 4, 27; H=01:29:29;  $\varphi=45^{\circ}$ ,8 N;  $\lambda=26^{\circ}$ ,6 E; h= 130 km; M=4,2(CGS)

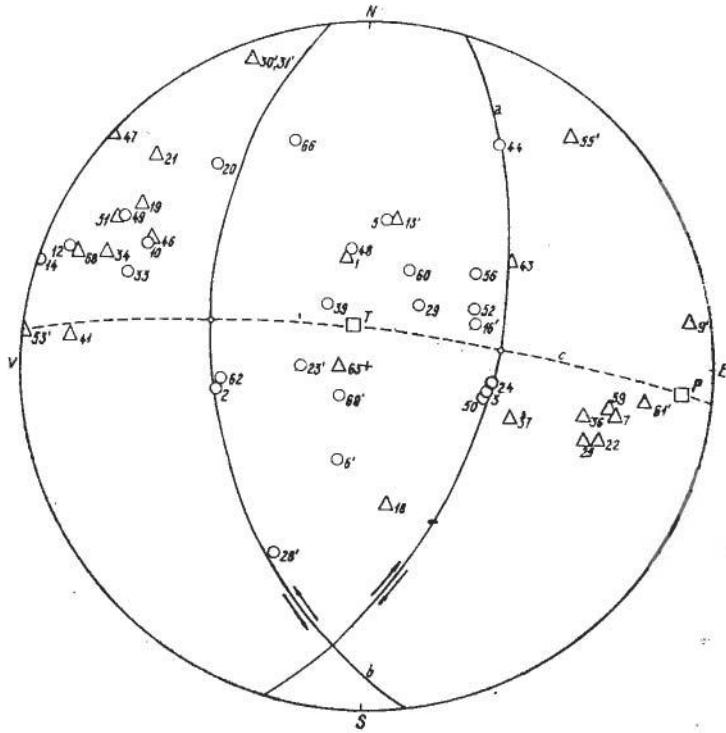


Fig. 2.1.55 Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1966 X 2; H=11:21:45;  $\varphi=45^{\circ},7N$ ;  $\lambda=26^{\circ},5 E$ ; h= 140 km; M=5,3(CGS)

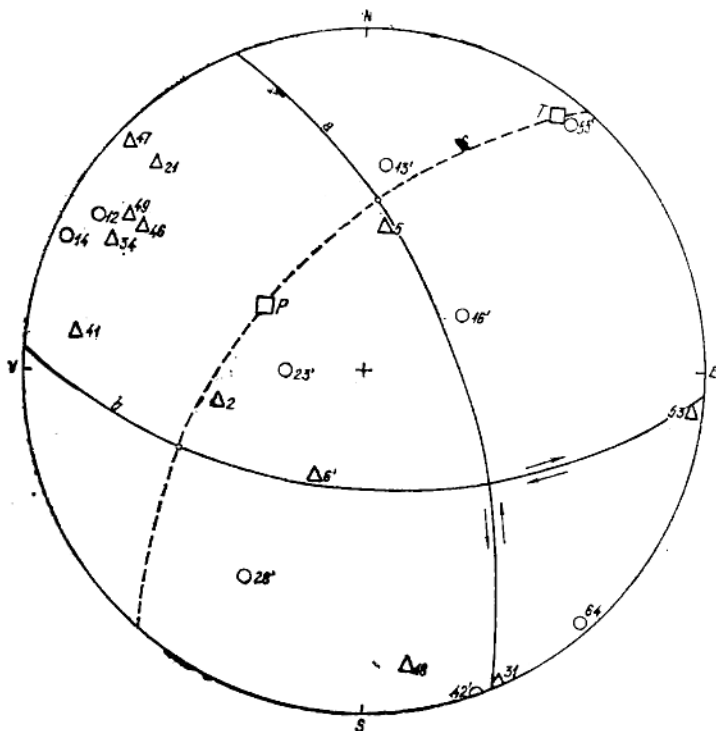


Fig.2.1.56 Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1966 X 15; H=06:59:19;  $\varphi=45^{\circ},7N$ ;  $\lambda=26^{\circ},3 E$ ; h= 120 km; M=4,8 (CGS) (varianta 1)

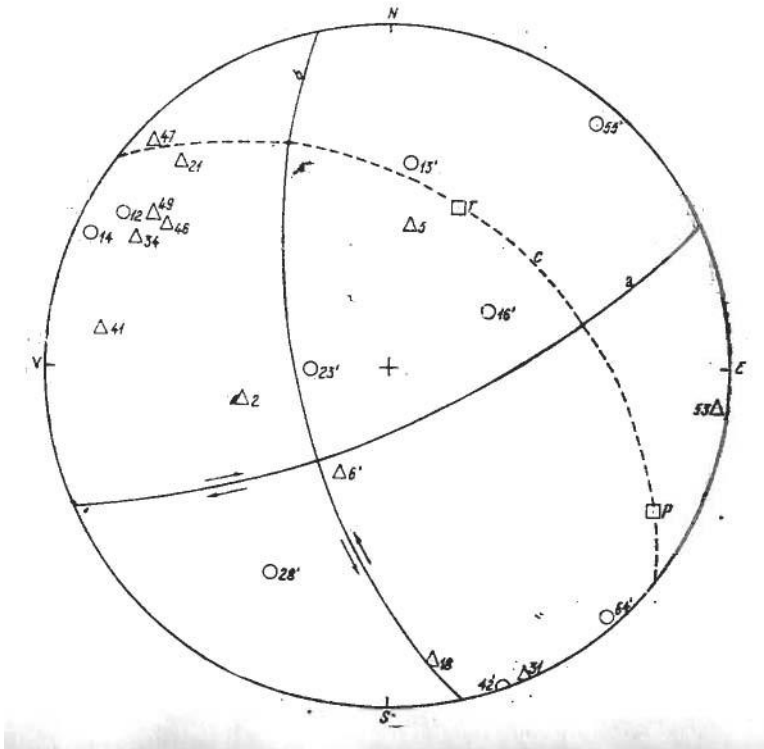


Fig.2.1.56 Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1966 X 15; H=06:59:19;  $\varphi=45^{\circ},7N$ ;  $\lambda=26^{\circ}3 E$ ; h= 120 km; M=4,8 (CGS) (varianta 2)

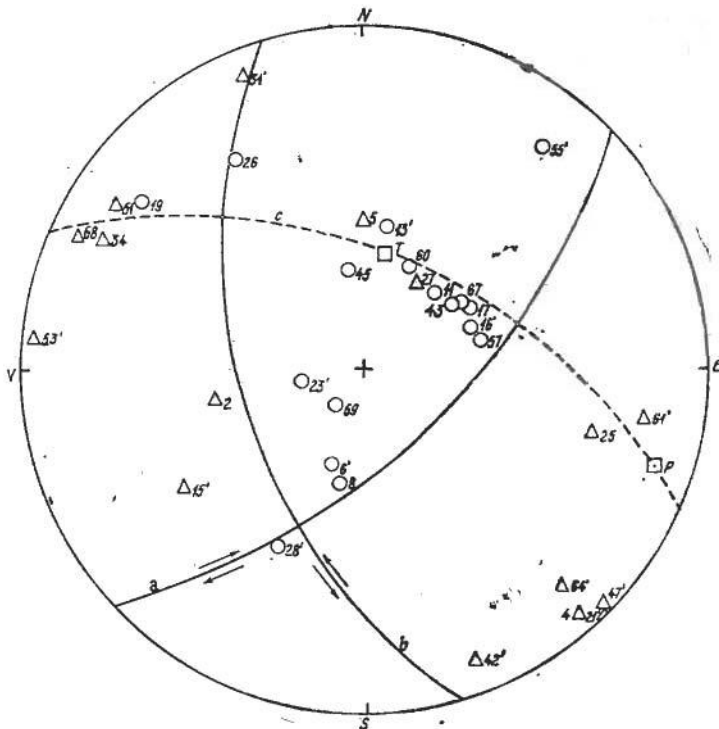


Fig. 2.1.58 Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1966 XII 14; H=14:49:59;  $\varphi=45^{\circ},6N$ ;  $\lambda=26^{\circ},4 E$ ; h= 159 km; M=4,8 (CGS)

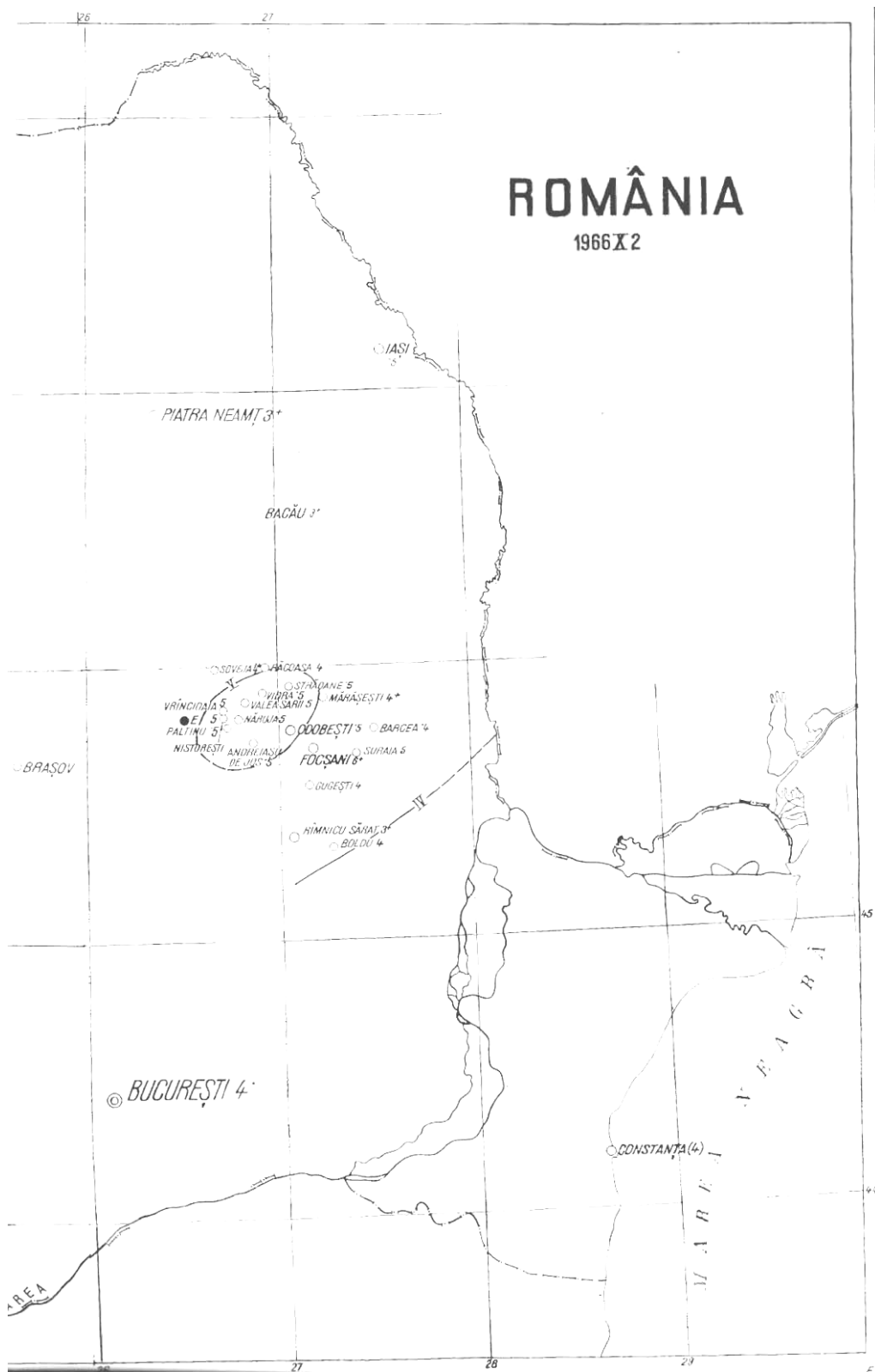


Fig. 2.1.59 Harta macroseismica a cutremurului din 1966 X 2

Iosif și Iosif (1973) întreprind un studiu asupra energiei cutremurelor din Vrancea având magnitudinea  $2.5 < M < 5.5$ . Pe baza extrapolării graficului  $K = f(M)$  (Fig. 2.1.60) în domeniul magnitudinilor scăzute este determinată magnitudinea a cca 300 microcutremure slabe.

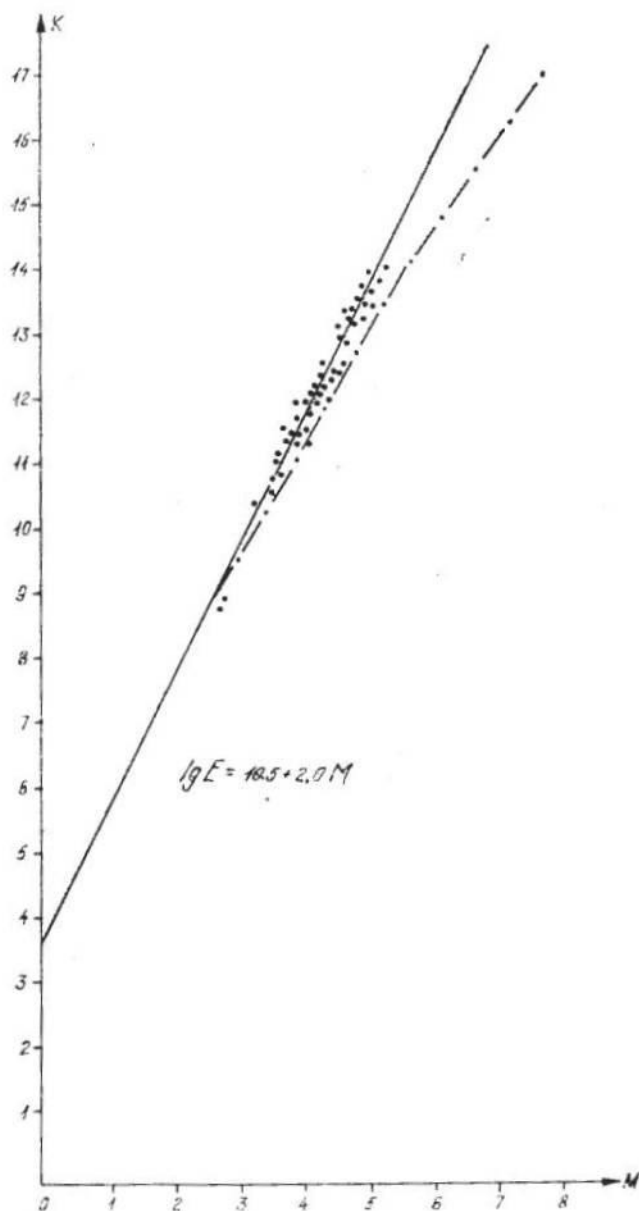


Fig. 2.1.60 Clasa energetică a seismelor ca funcție de magnitudinea M

Graficul  $\lg (A/T) = f(M)$  (Fig. 2.1.61) prezintă o săritură pentru  $S - P = 9^8$  (Fig. 2.1.62) care pare să corespundă unei discontinuități reologice în mantaua superioară,

situată la o adâncime de cca 80 km, atribuită de autori limitei superioare a stratului de mică viteză.

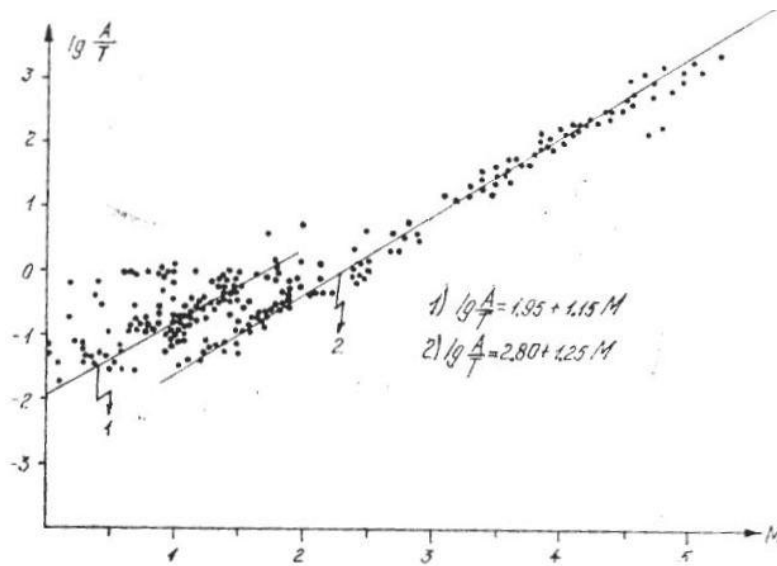


Fig. 2.1.61 Graficul  $\lg (A/T) = f (M)$

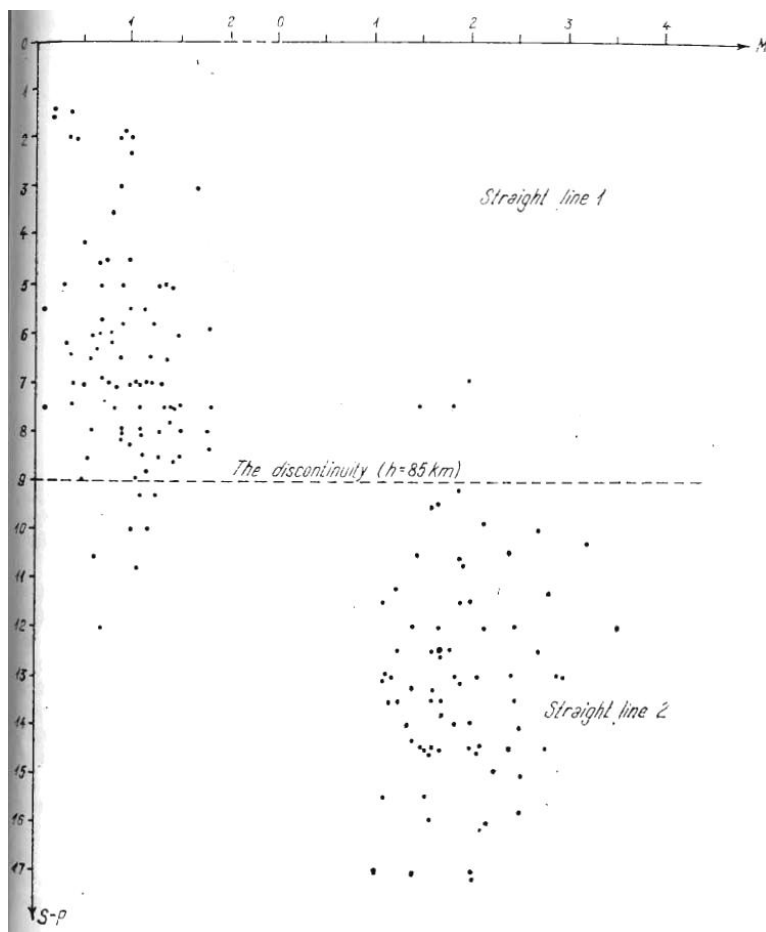


Fig. 2.1.62 Magnitudinea ca funcție a diferenței S - P

Autorii prezintă și o histogramă cu frecvența cutremurelor funcție de magnitudine (Fig. 2.1.63).

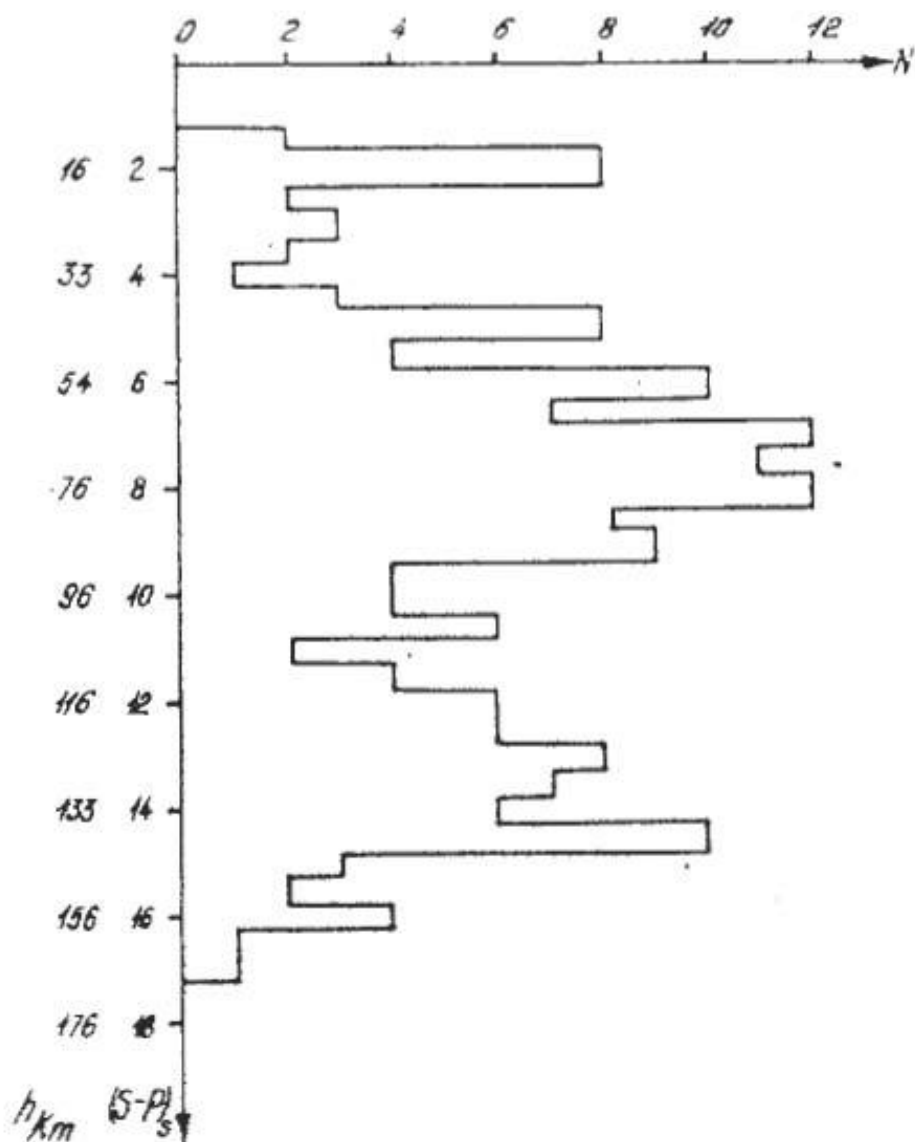


Fig. 2.1.63 Frecvența cutremurelor ca funcție de diferența S - P

O primă tentativă de predicție asupra cutremurelor de pământ foarte puternice din zona Vrancea, împreună cu studii legate de riscul produs de acestea pentru diferite scenarii este publicată de Enescu et al. (1974).

Pe baza analizei statistice a seriei de evenimente petrecute anterior, autorii prognozează apariția unui seism major ( $I_0 = 7$ ) în intervalul 1973-1975, prognoză parțial confirmată de unele seisme mai importante (20 august 1973 și 17 iulie 1974).



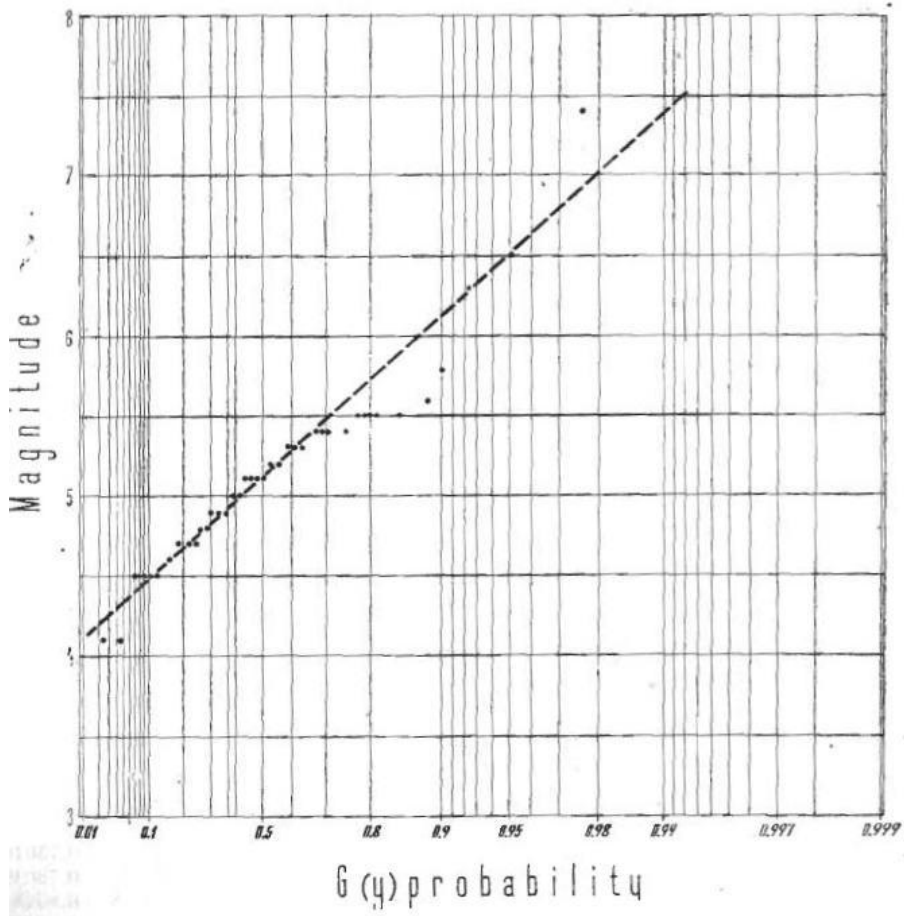


Fig. 2.1.64 Probabilitatea unei magnitudini extreme a cutremurelor din Vrancea

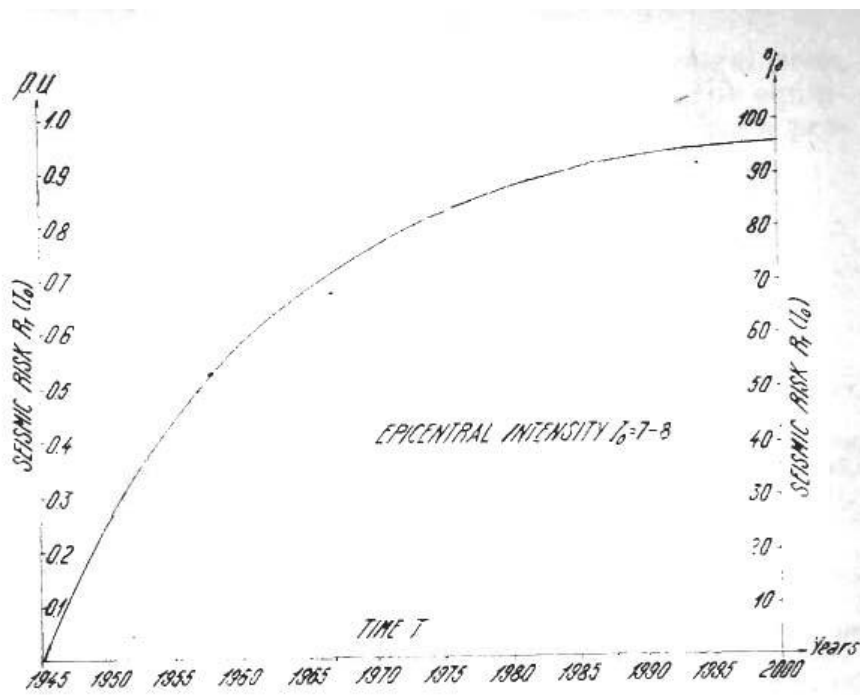


Fig. 2.1.65 Riscul seismic pentru un cutremur cu  $7 < I_0 < 8$  în aria epicentrală

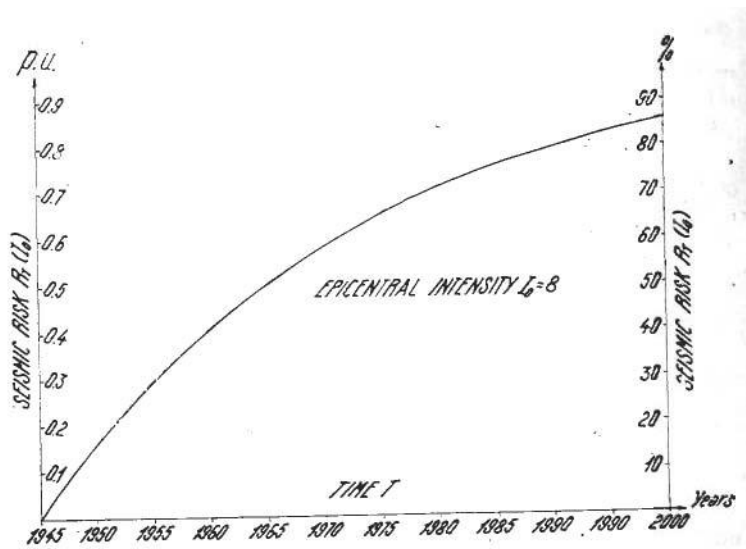


Fig. 2.1.66 Riscul seismic pentru un cutremur cu  $I_0 = 8$  în aria epicentrală

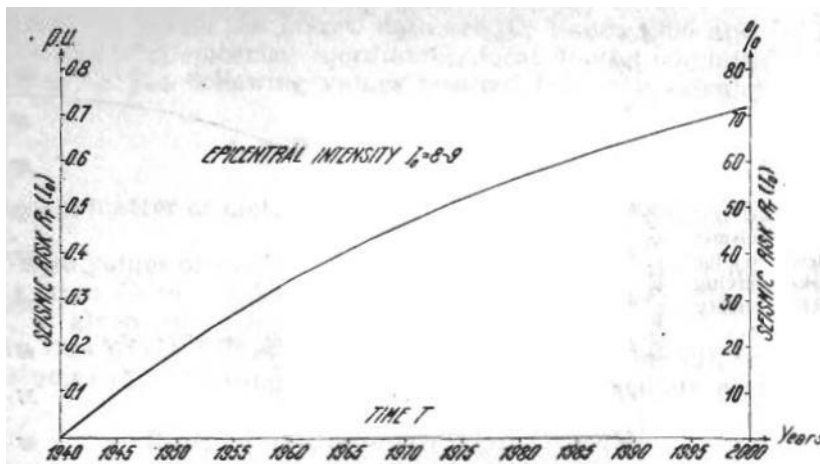


Fig. 2.1.67 Riscul seismic pentru un cutremur cu  $8 < I_0 < 9$  în aria epicentrală

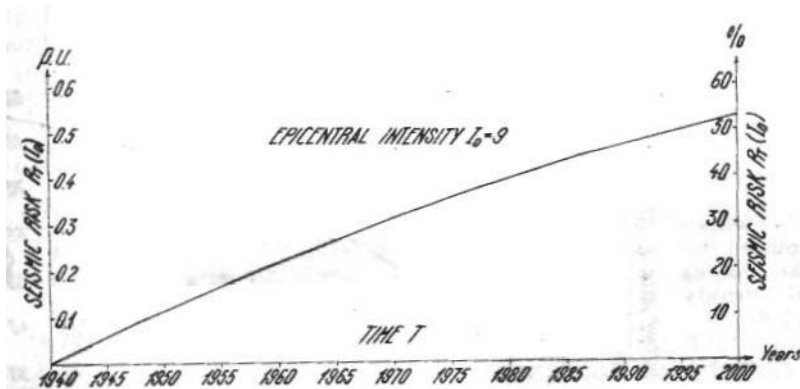


Fig. 2.1.68 Riscul seismic pentru un cutremur cu  $I_0 = 9$  în aria epicentrală

Studii aprofundate asupra unei eventuale conexiuni între activitatea solară și apariția cutremurelor de pământ din zona Vrancea (Fig. 2.1.69) sunt efectuate de Anghel (1979). Autorul prezintă și un model fizic inedit privind potențialul efect declanșator al activității solare (Fig. 2.1.70, 2.1.71).

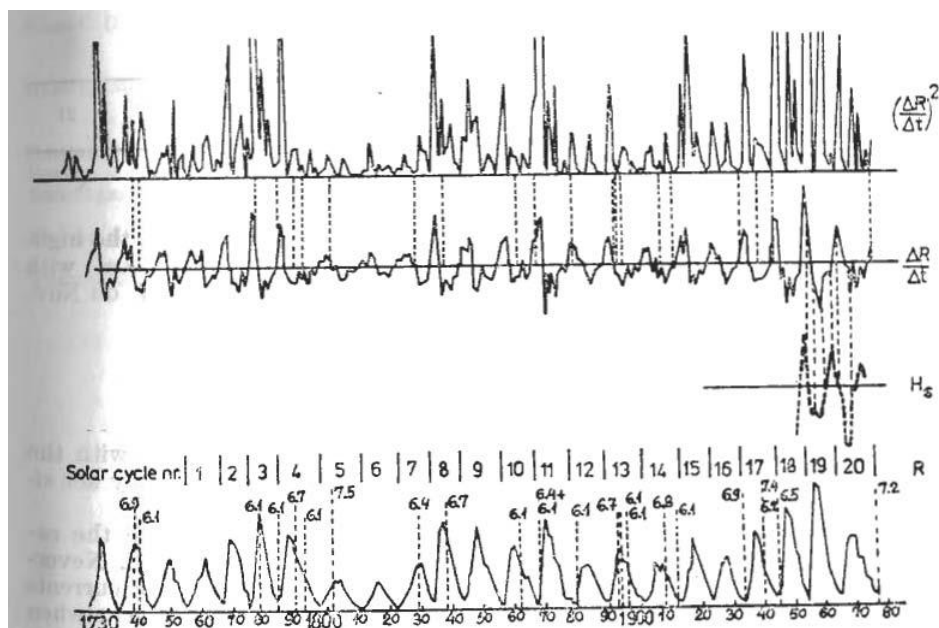


Fig. 2.1.69 Corelarea activității solare cu seismicitatea din Vrancea în perioada 1940-1977. Linile întrerupte marchează seria evenimentelor cu magnitudine  $M \geq 6$ ; R is the Wolf number (curba inferioară continuă); H reprezintă ciclul solar de 11 ani al câmpului geomagnetic; curbele de la partea de sus sunt derivate lui R și pătratul său

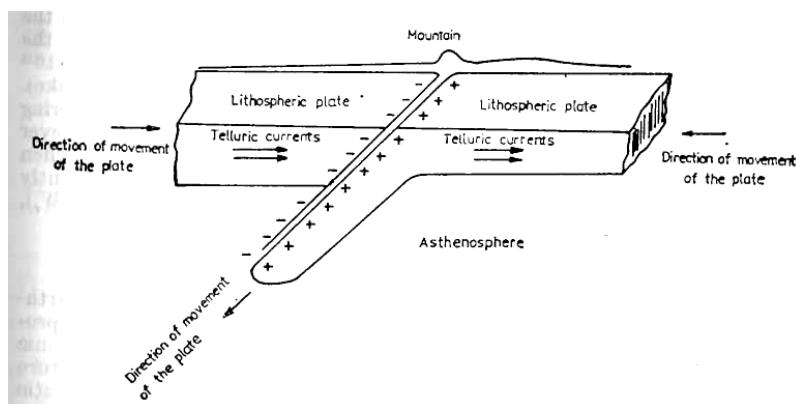
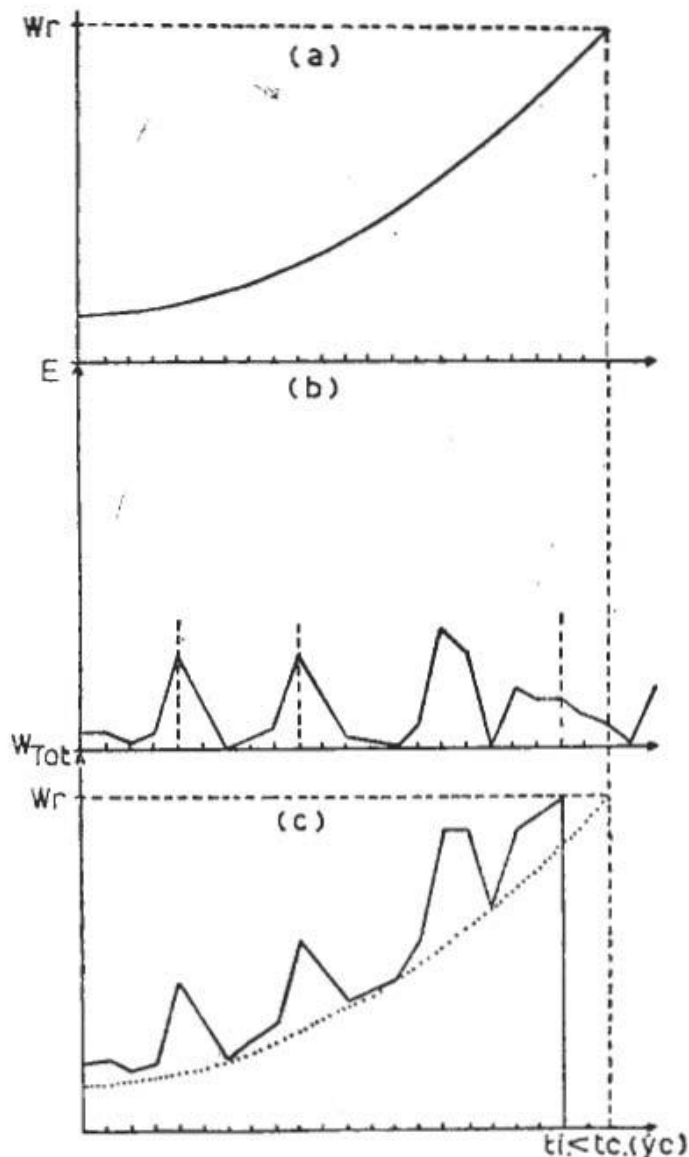


Fig. 2.1.70 Modelul calitativ al “condensatorului” care favorizează declanșarea seismelor



**Fig. 2.1.71** Reprezentare calitativă a efectului declanșator al activității solare prin prisma acțiunii “condensatorului”: a, variația temporal a energiei tectonice; b, variația temporal a energiei electrostatice acumulate; c, variația energiei cumulate (tectonică + electrostatică);  $W_r$  reprezintă stress-ul final

Enescu et al. (1979) efectuează o serie de cercetări asupra parametrilor geometrici și dinamici ai câtorva cutremure de adâncime intermediară din zona Vrancea. Sunt prezentate cu acest prilej o serie de diagrame: relația dintre suprafața de rupere și magnitudine (Fig. 2.1.72), influența dislocării în sursă (Fig. 2.1.73), rolul căderii de stress (Fig. 2.1.74), relația dintre momentul seismic și magnitudine (Fig. 2.1.75), legătura dintre energia de deformare și magnitudine (Fig. 2.1.76), precum și relația dintre energia totală eliberată și magnitudine (Fig. 2.1.77),

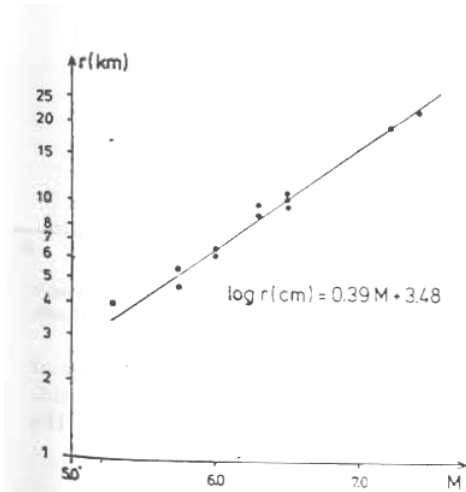


Fig. 2.1.72 Relația dintre raza suprafeței de rupere și magnitudine

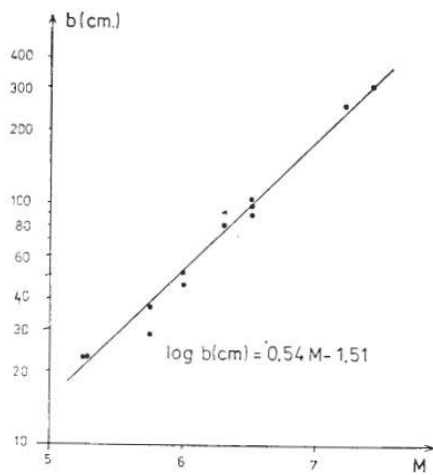


Fig. 2.1.73 Legătura între dimensiunea dislocării în sursă și magnitudine

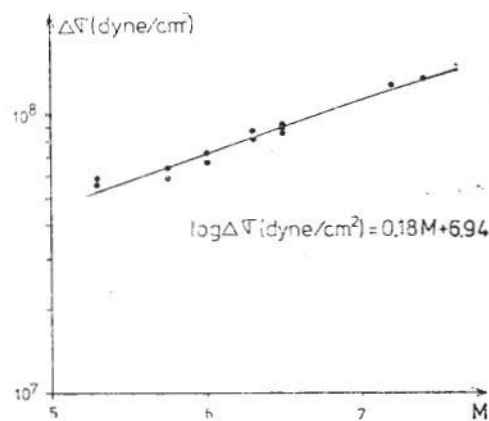


Fig. 2.1.74 relația dintre căderea de stress și magnitudine

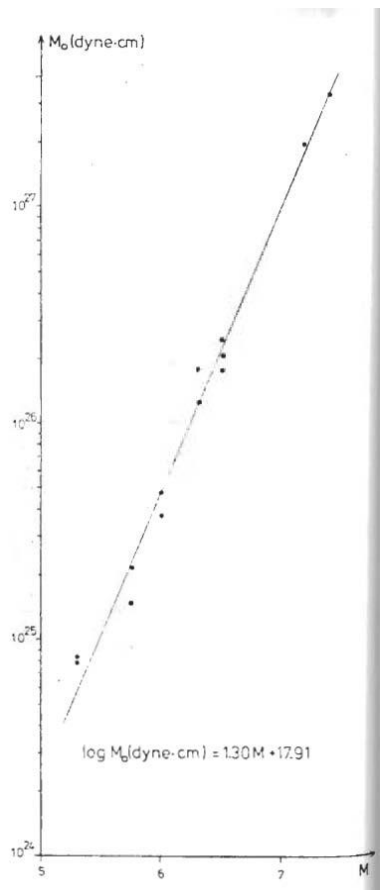


Fig. 2.1.75 relația dintre momentul seismic și magnitudine

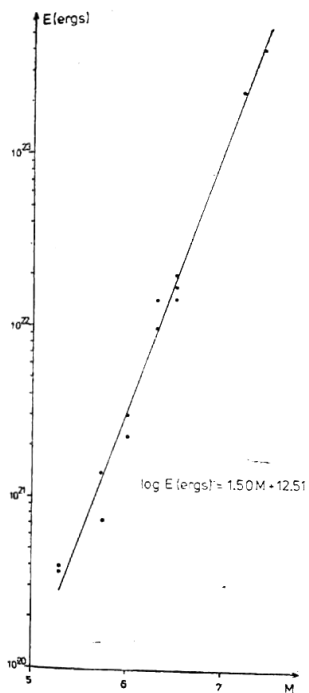
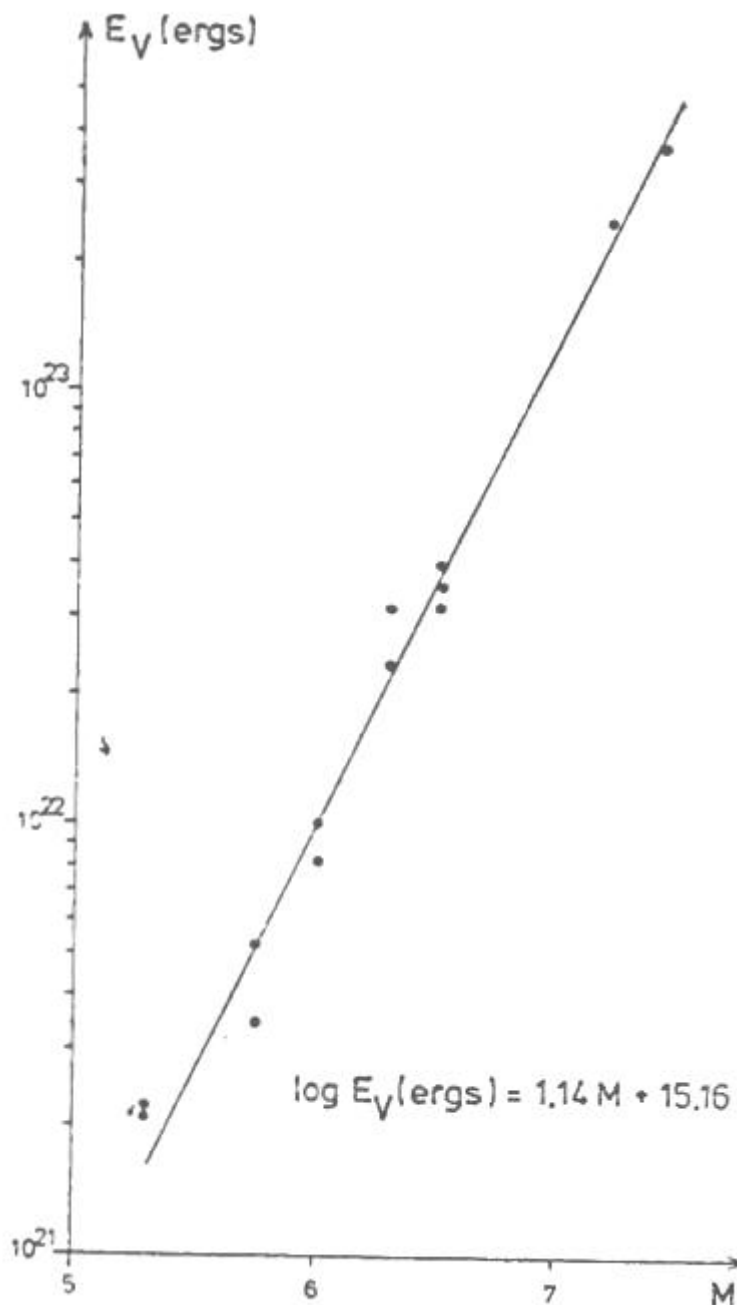


Fig. 2.1.76 legatura dintre energia de deformare și magnitudine



**Fig. 2.1.77 Relația dintre energia totală eliberată și magnitudine**

Iosif și Iosif (1979b) prezintă rezultatele unui studiu complex asupra caracteristicilor cutremurului catastrofal din 4 martie 1977. Sunt luate în considerare o serie de aspecte cum ar fi: distribuția liniilor de sensibilitate seismică din SE Carpaților (Fig. 2.1.78), evoluția temporală a accelerației solului (Fig. 2.1.79), harta macroseismică (Fig. 2.1.80), diverse soluții ale mecanismului în focar (Fig. 2.1.81),

precum și înregistrările efectuate cu un seismoscopice de la Bucuresti si Iasi (Fig. 2.1.82).

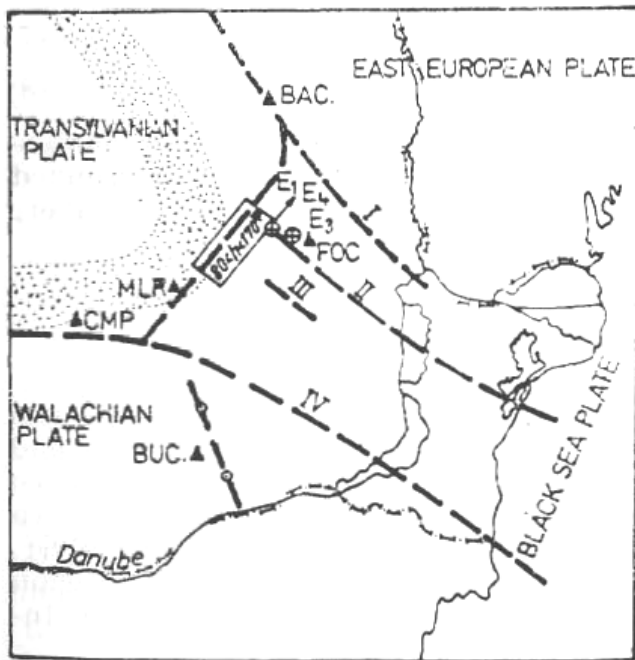


Fig. 2.1.78 Distribuția liniilor seismic la curbura Carpaților și epicentrele socurilor cutremurului din 4 martie 1977

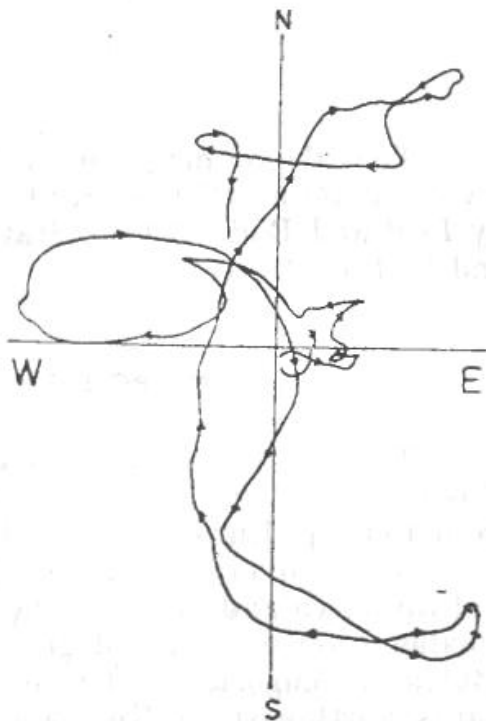


Fig. 2.1.79 Traectoria accelerației solului la faza maximă ( $\Delta t = 2.4s$ )



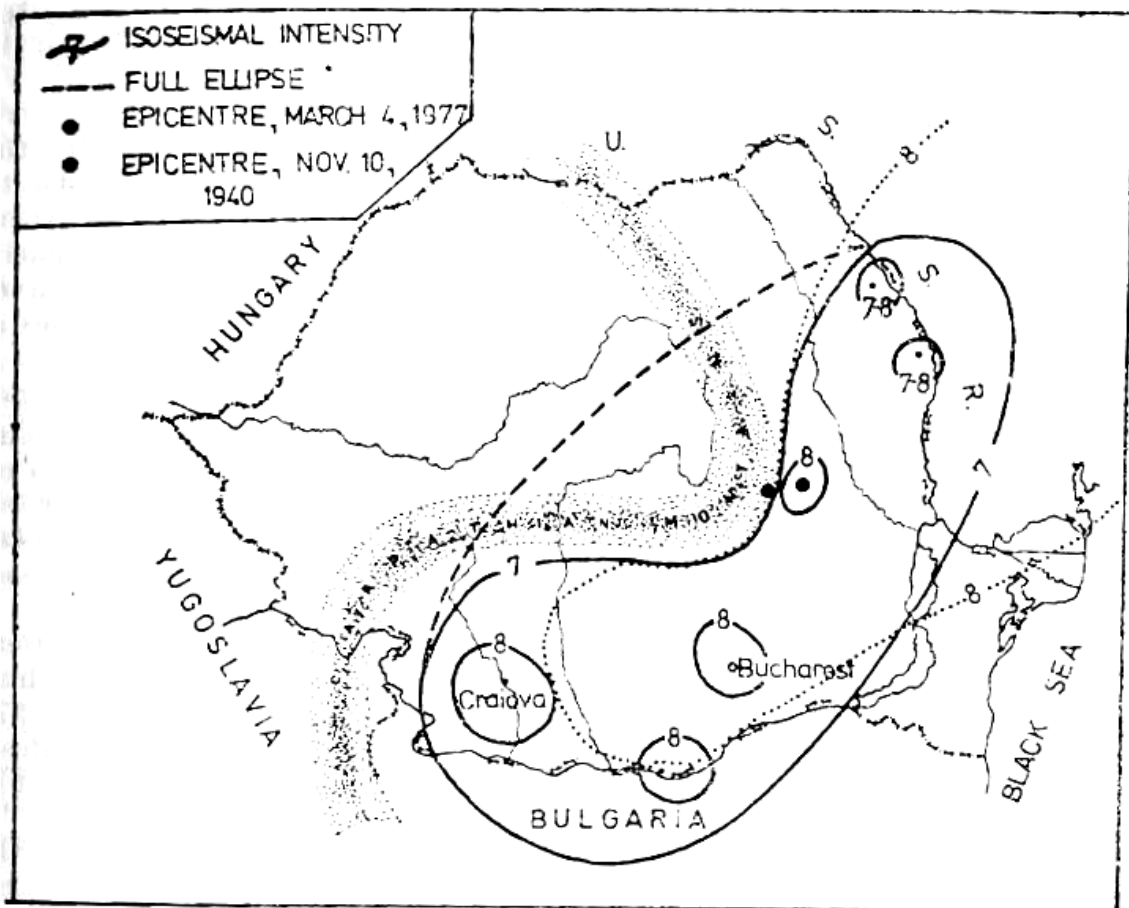
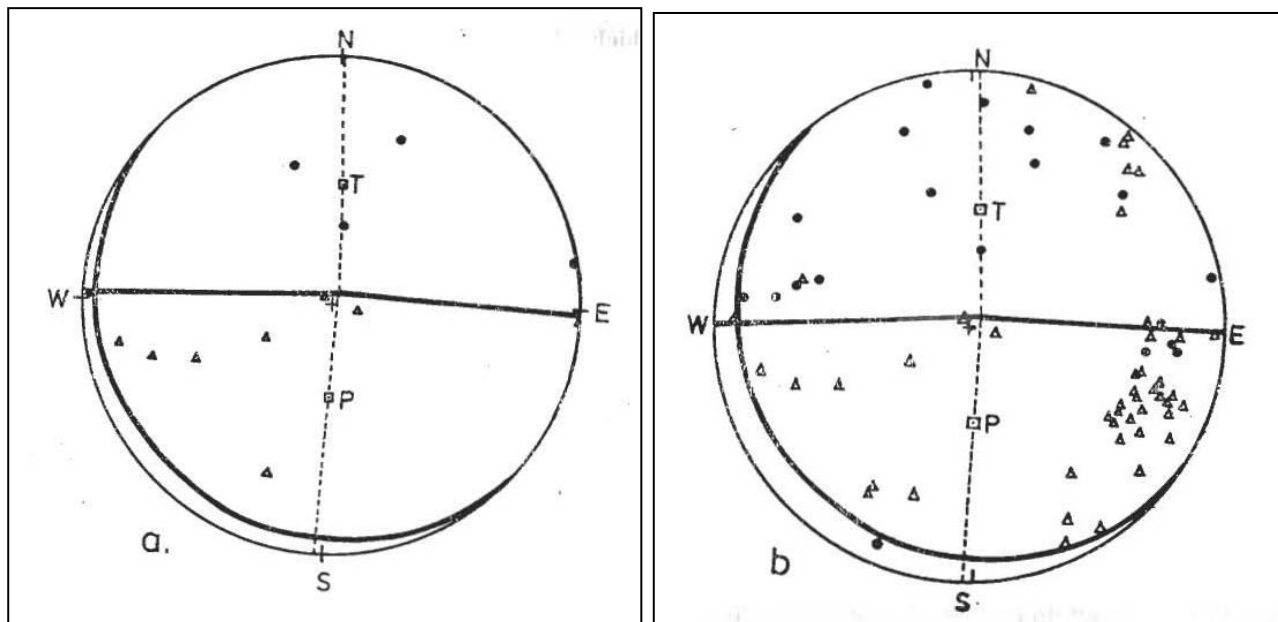


Fig. 2.1.80 Câmpul macroseismic pentru cutremurul din 4 martie 1977 (linie continu) si 10 noiembrie 1940 (linie intrerupta)



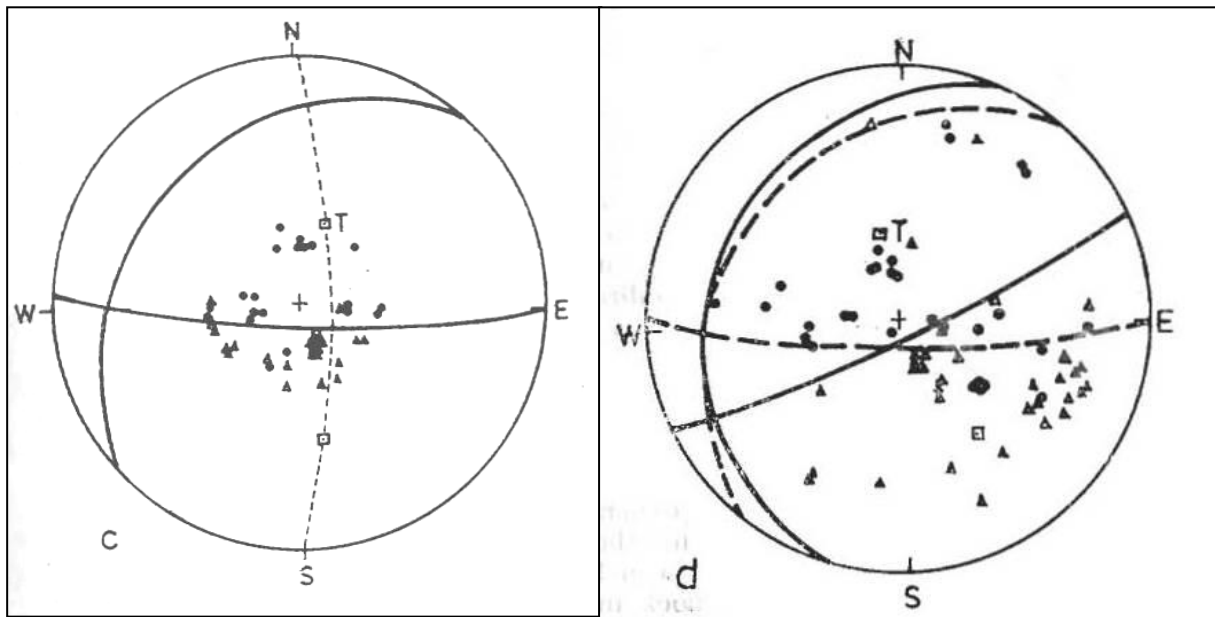


Fig. 2.1.81 Soluții pentru mecanismul în focar. a, pe baza datelor din Romania; b, din stații cu  $\Delta < 14^\circ$ ; c, din stații cu  $30^\circ - 94^\circ$ ; diagrama Bolt. Liniile întrerupte construite de autori. Proiecție stereografică a emisferei focale superioare. Cercurile (triunghiuri) arata primele sosiri P

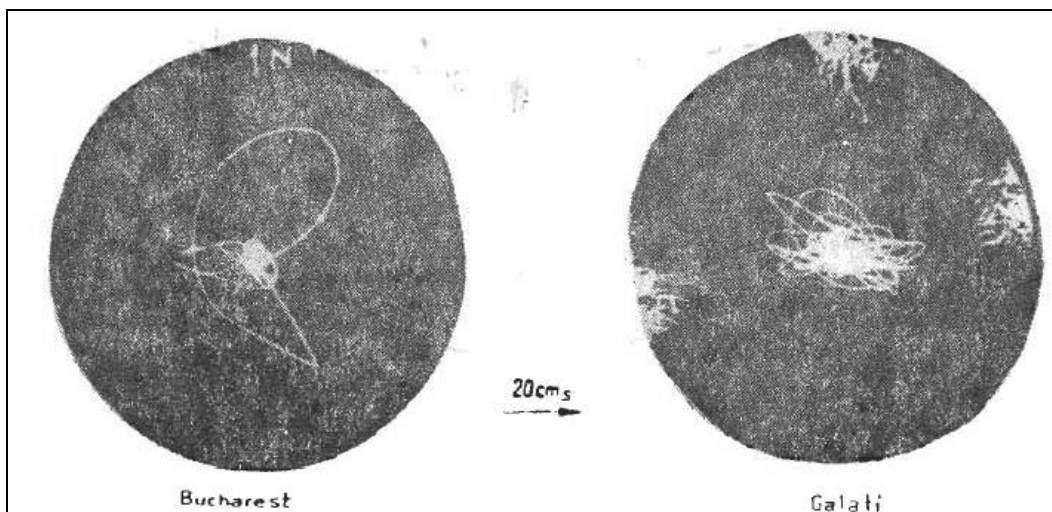


Fig. 2.1.82 Inregistrari la seismoscop efectuate la Bucuresti si Iasi

Printre concluziile studiului se pot enumera:

- dimensiunea focarelor cutremurelor intermediare este mai mică decât ce a cutremurelor crustale

- seismul catastrofal din 4 martie 1977 a fost un eveniment multiplu, care pare să fi fost cauzat de neomogenitatea stress-ului tectonic din regiunea focarelor
- în cazul cutremurelor intermediare, caderea de stress este mai mare decât pentru cutremurele crustale
- eficacitatea seismică  $\eta = E_s/E$  nu variază cu magnitudinea, sau, dacă o face, este atât de mică încât poate fi inclusă în domeniul de eroare al modelării
- din totalul energiei tectonice acumulate înainte de cutremur, 20% este transformată în energie seismică pentru un seism de magnitudine 7.4 și numai 3% pentru  $M=5.3$ .

Iosif et al. (1979) efectuează și un studiu asupra erorilor care afectează înregistrările din stațiile seismologice din Peninsula Balcanică, erori reflectate în precizia de poziționare a focarelor cutremurelor atât pe orizontală (Fig. 2.1.83) cât și pe verticală (Fig. 2.1.84).

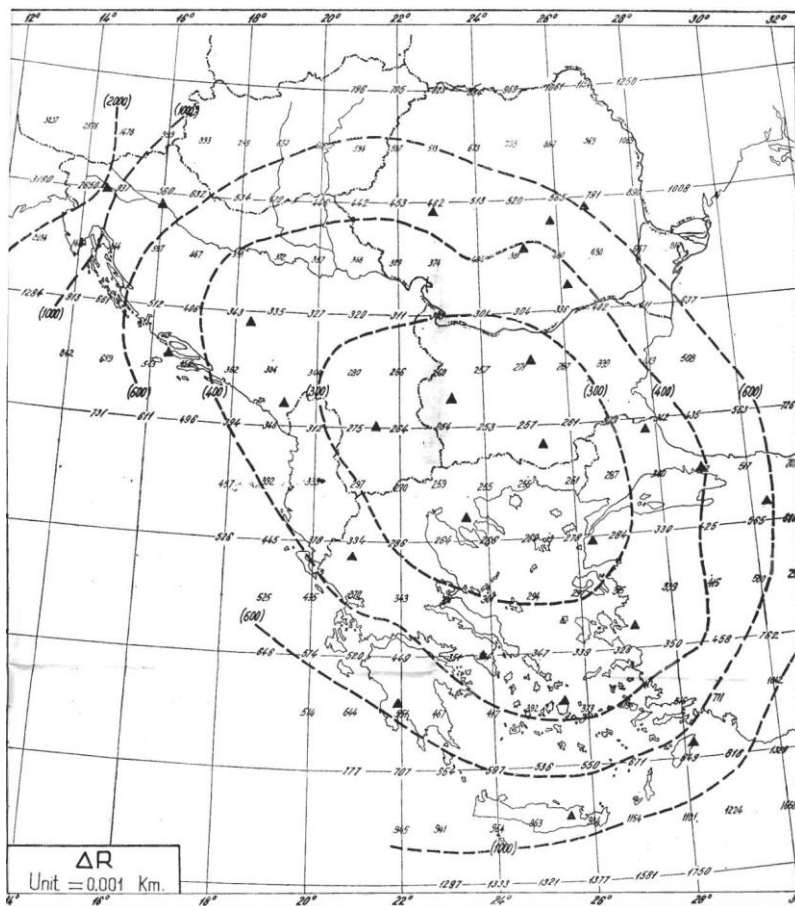


Fig. 2.1.83 Distribuția erorilor  $\Delta R$  (după Iosif et al., 1979b)

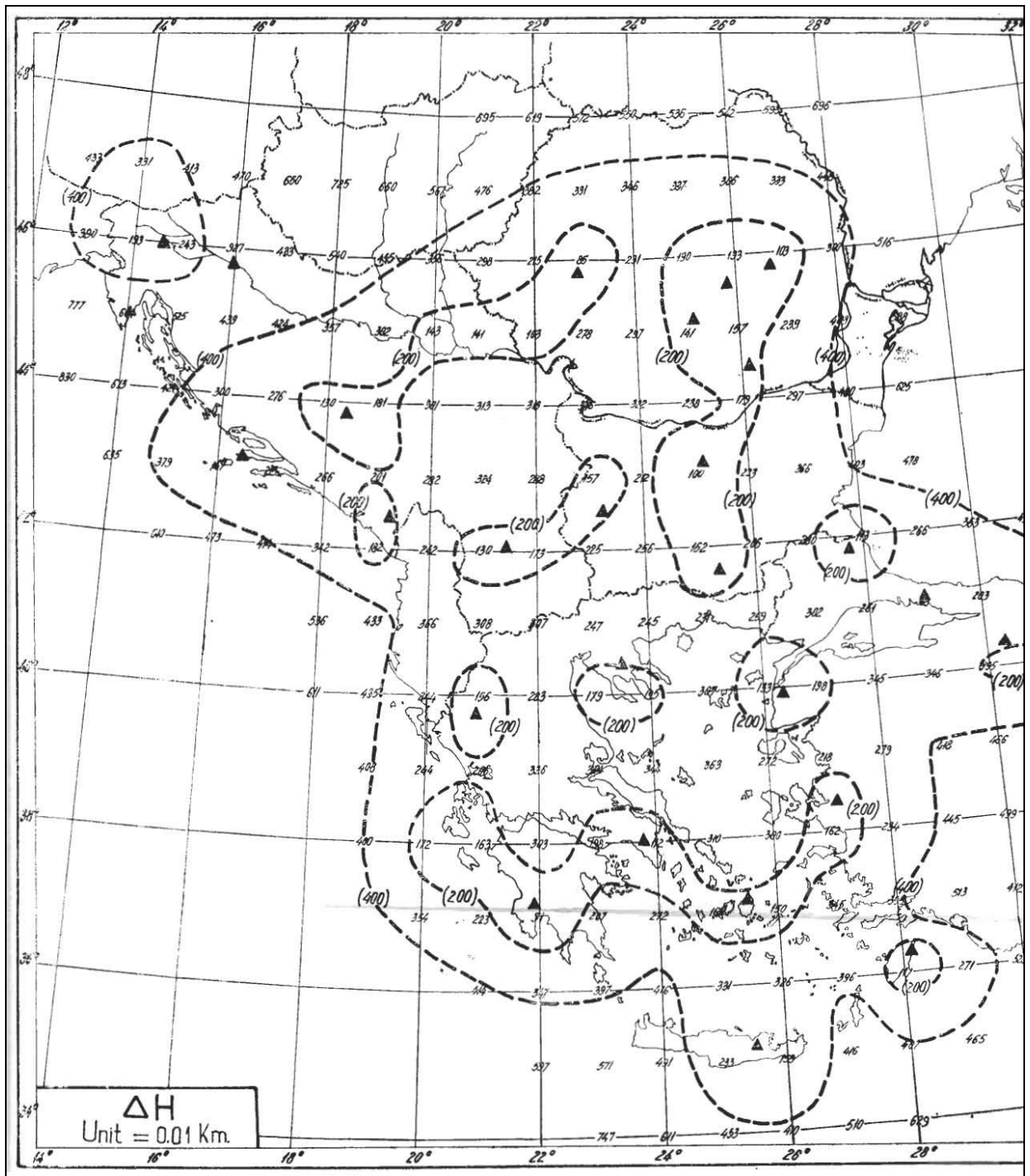


Fig. 2.1.84 Distribuția erorilor  $\Delta H$  (după Iosif et al., 1979b)

Mândrescu (1979) efectuează o tentativă timpurie demicrozonare seismică a Bucureștiului, pornind de la efectele cutremurului din 4 martie 1977.

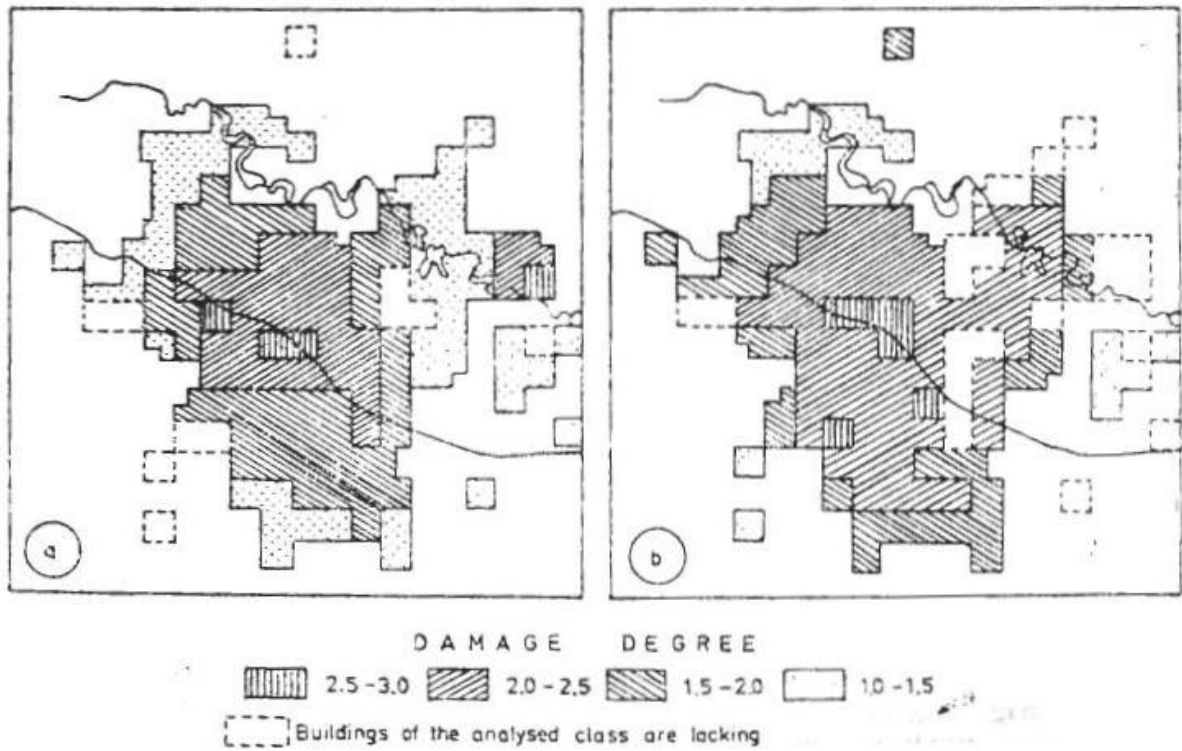


Fig. 2.1.85 Distribuția spațială a pagubelor în București pentru: a, case fără structuri de rezistență; b, structuri din beton armat

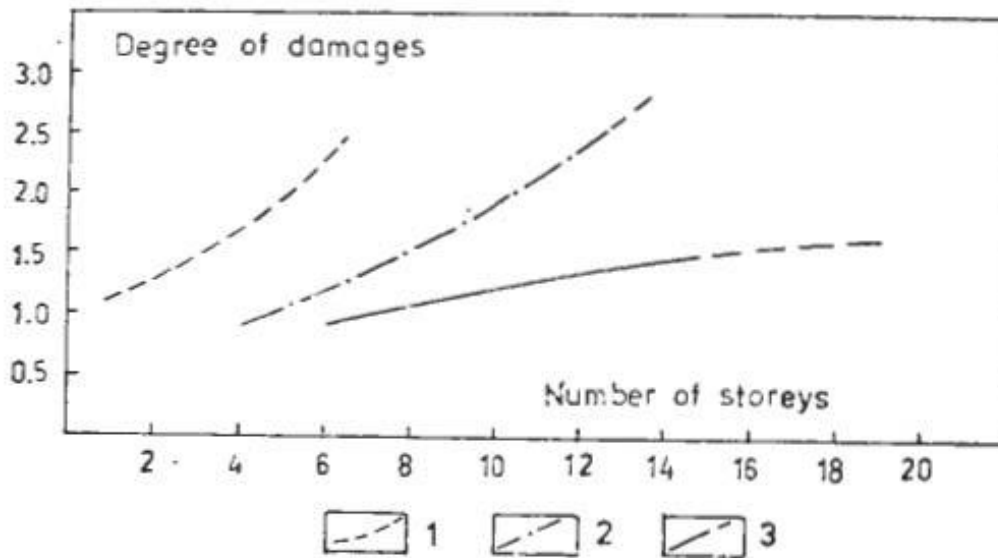


Fig. 2.1.86 Relația dintre pagube și numărul de etaje al construcției. 1, construcții fără armături; 2, cu structuri de rezistență; 3, din panouri prefabricate

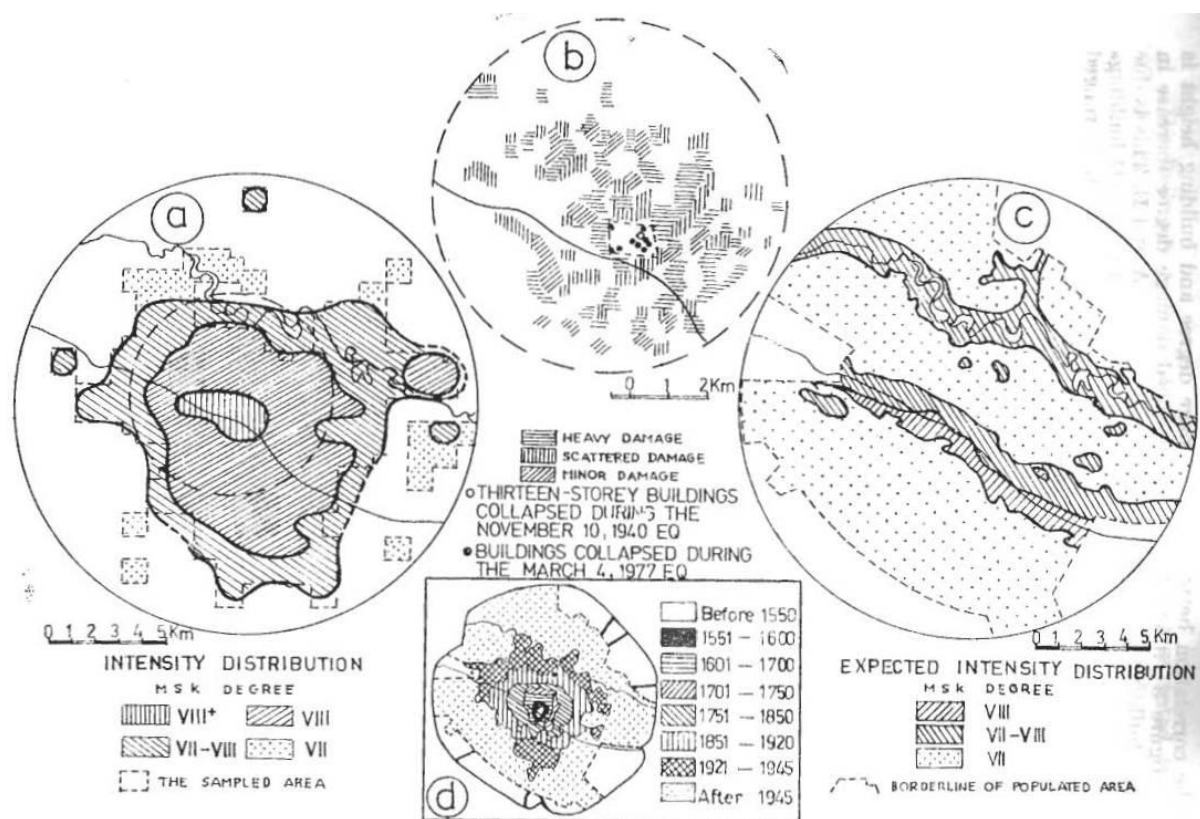


Fig. 2.1.87 a, harta intensității seismice pentru cutremurul din 4 martie 1977; b, cutremurul din 10 noiembrie 1940: distribuția pagubelor; harta microzonarii; dezvoltarea teritorială a Bucureștiului

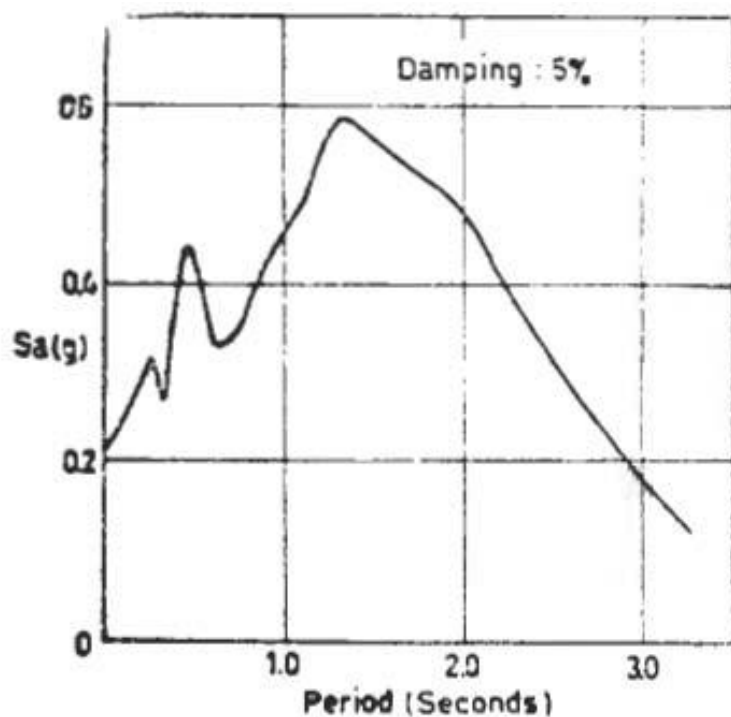


Fig. 2.1.88 Spectrul accelerației de răspuns a poziției principale pentru componenta nord-sud la cutremurul din 4 martie 1977

Radu et al. (1979) prezintă comparativ câteva modele pentru câmpul macroseismic al cutremurului devastator din 4 martie 1977 (Fig. 2.1.89-2.1.92)

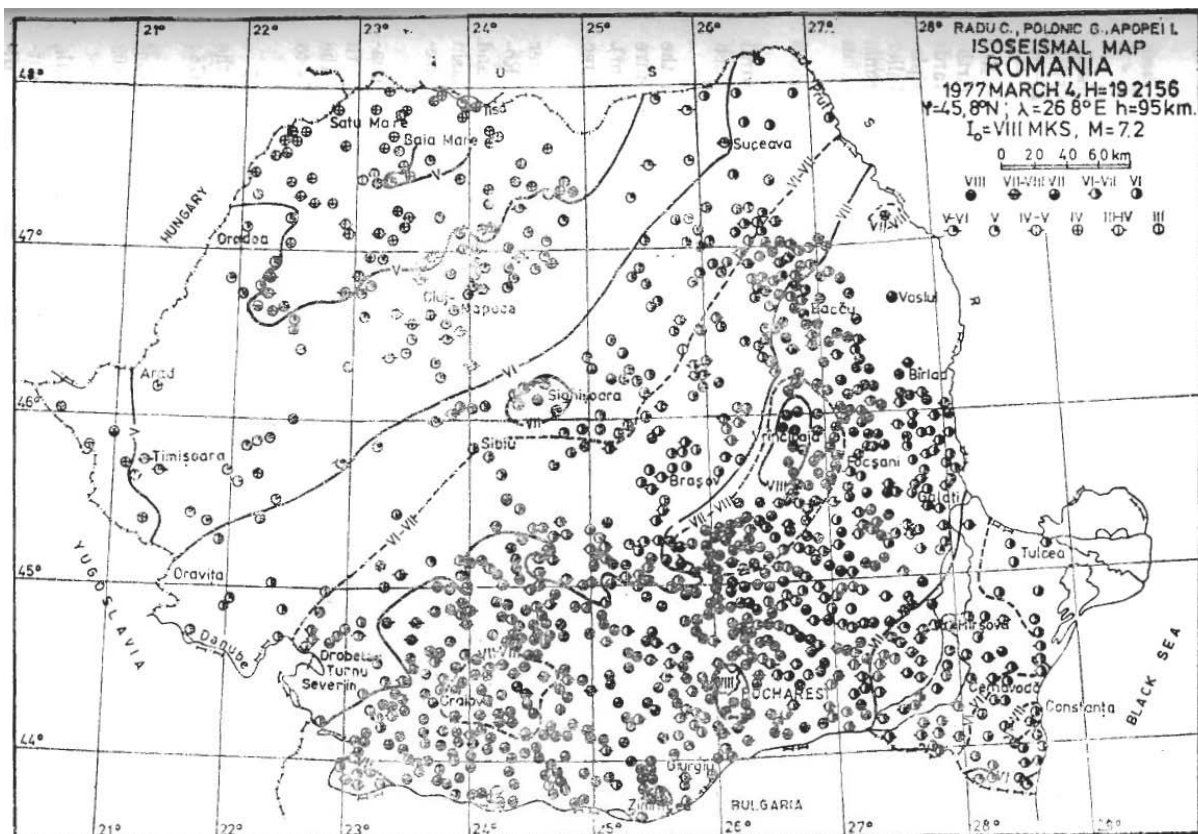


Fig. 2.1.89 Harta intensității seismice a cutremurului din 4 martie 1977 (dupa Radu et al., 1977)

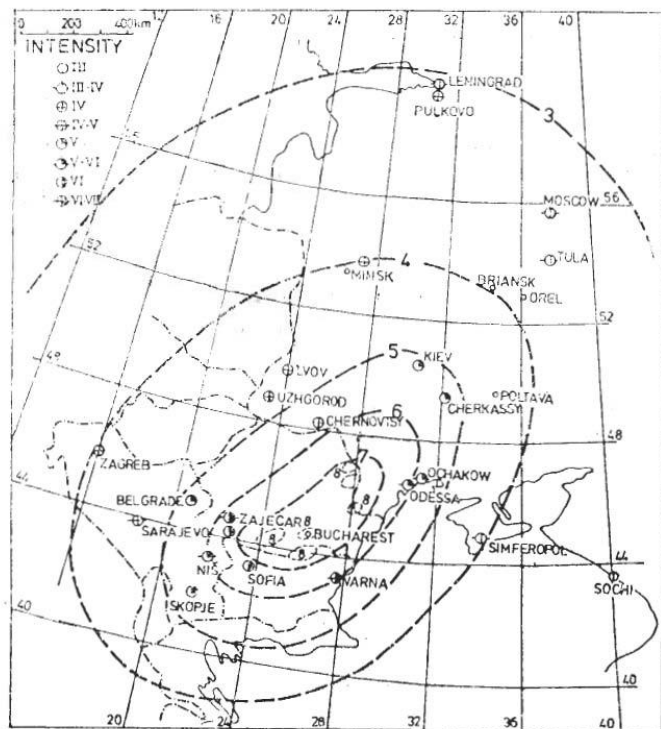


Fig. 2.1.90 Harta intensității seismice a cutremurului din 4 martie 1977 (după Schebalin, 1977)

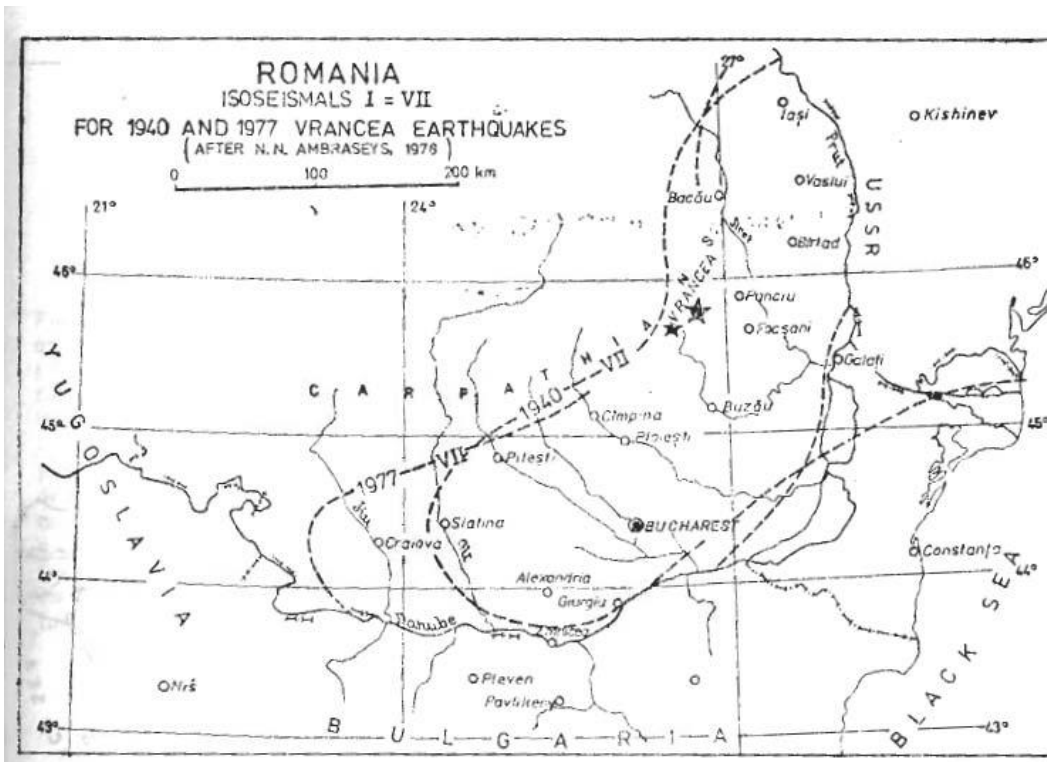


Fig. 2.1.91 Harta intensității seismice a cutremurului din 4 martie 1977 (Ambraseys, 1977)

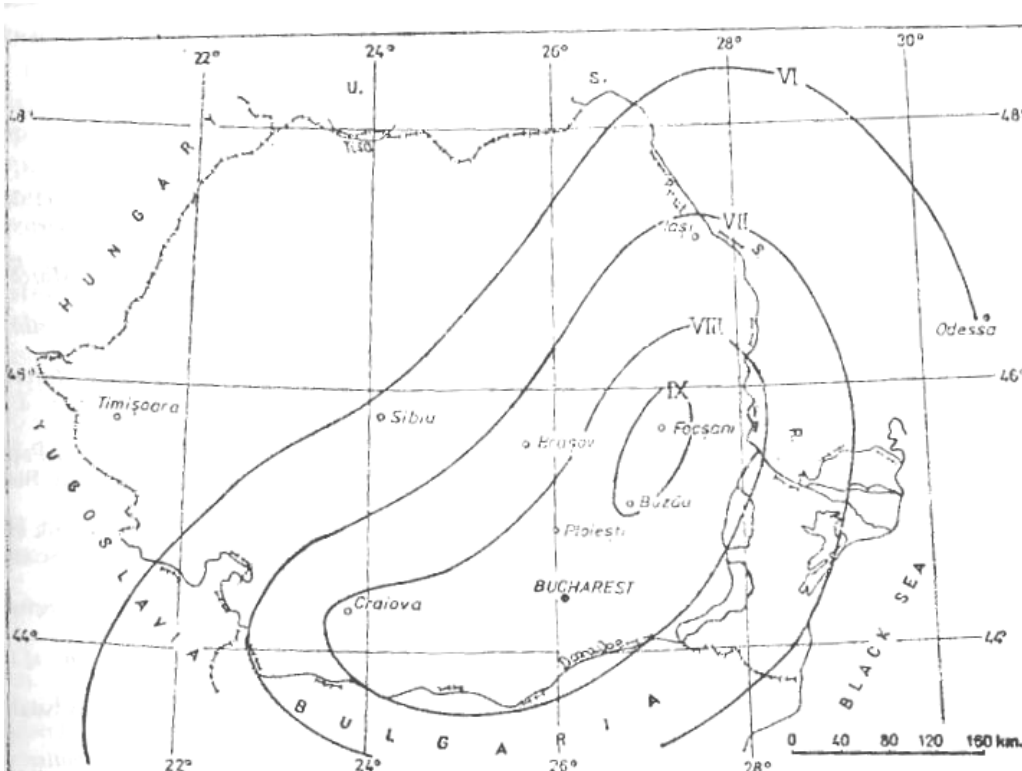


Fig. 2.1.92 Harta intensității seismice a cutremurului din 4 martie 1977 (după Medvedev, 1977)



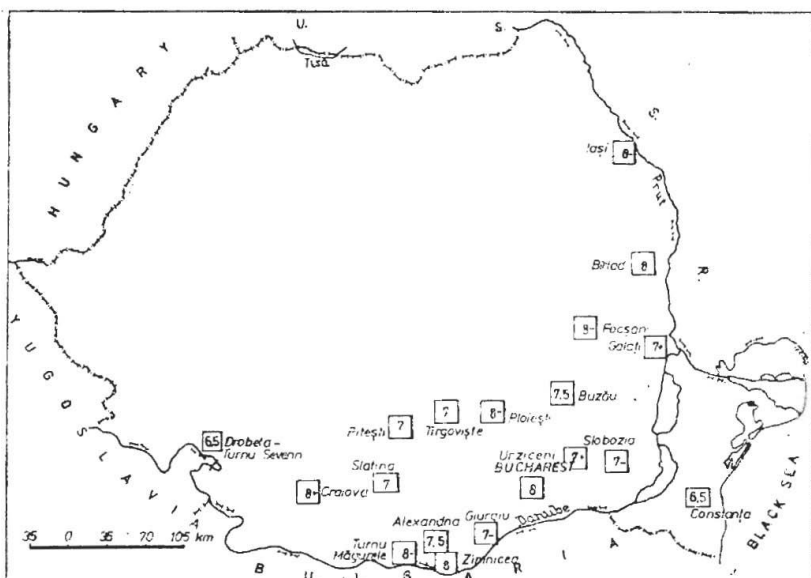


Fig.2.1.93 Distribuția intensității cutremurului din 4 martie 1977

Harta intensității seismice a cutremurului din 4 martie 1977 este reluată și publicată (Radu et al., 1979c), privind de această dată lucrurile la scară continentală (Fig. 2.1.94)

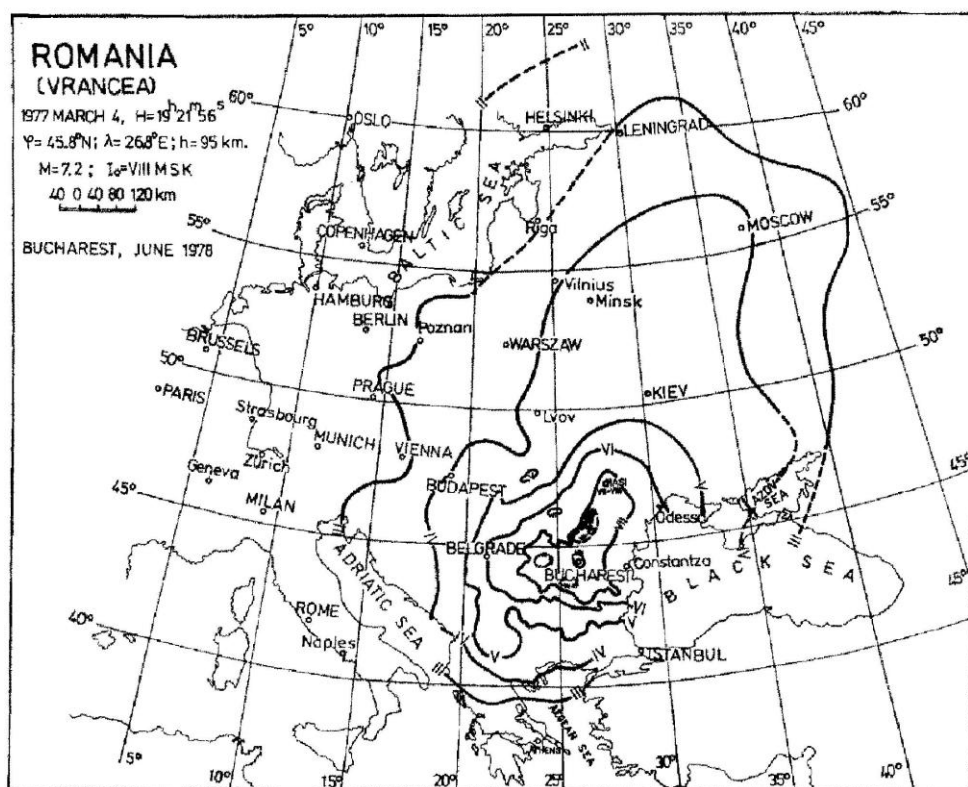
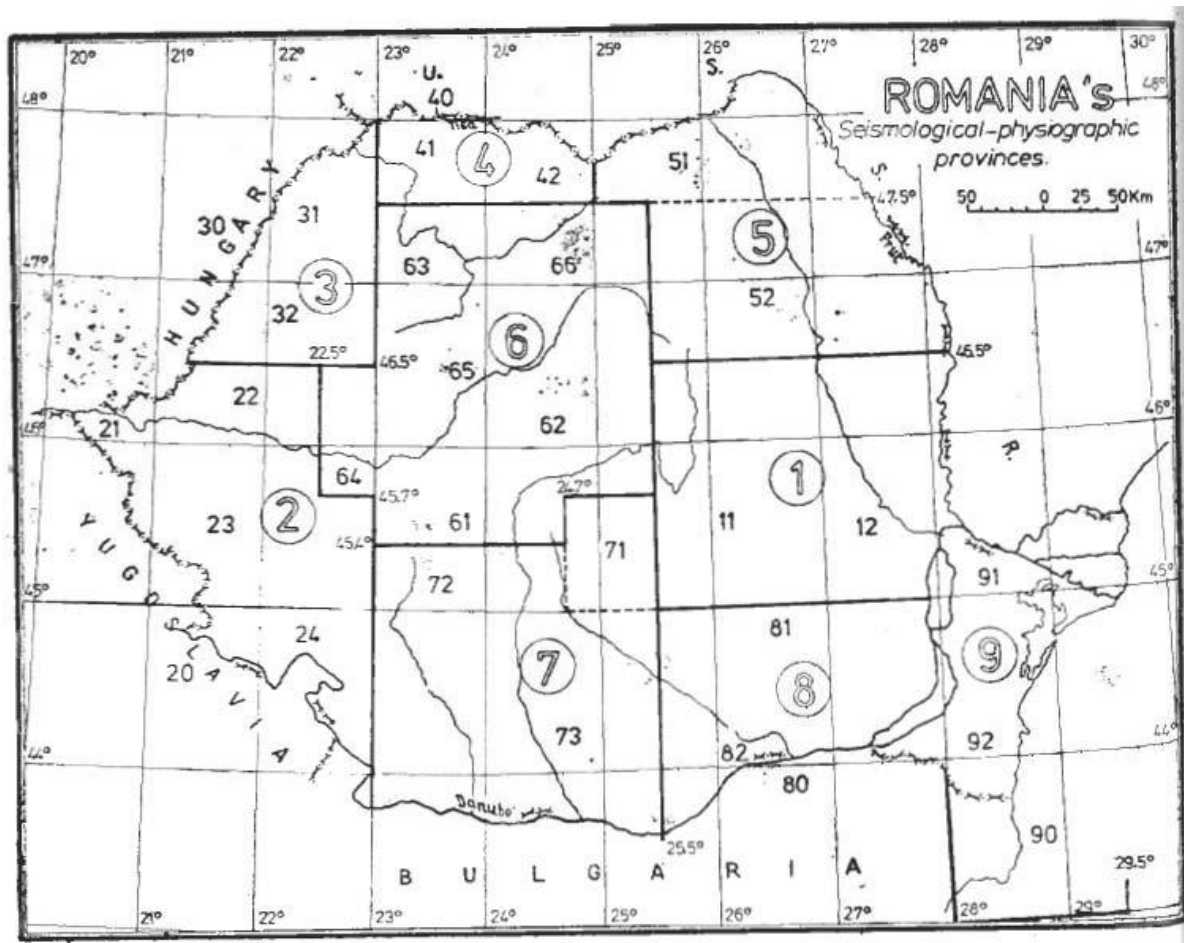


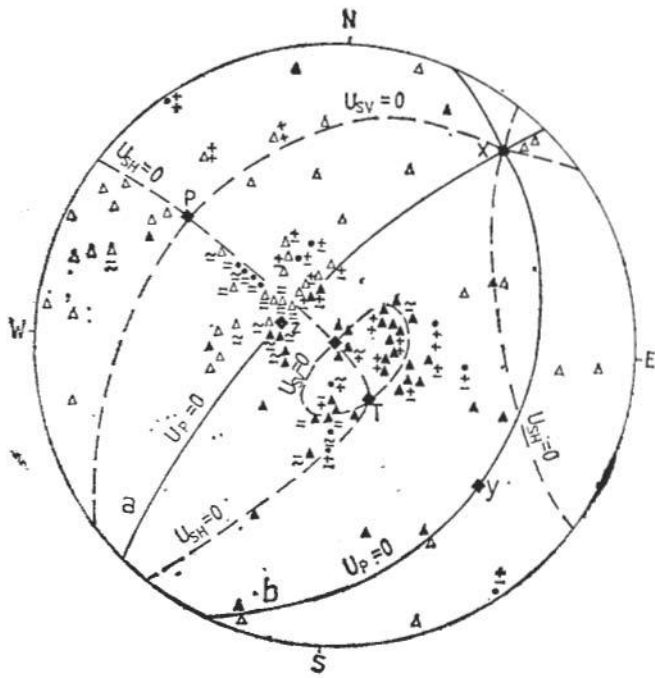
Fig.2.1.93 Distribuția intensității cutremurului din 4 martie 1977 la scară continentală

Constantinescu si Marza (1980) publică un catalog al cutremurelor înregistrate în Vrancea si odata cu el o schiță cu provinciile seismologice si fiziografice de pe teritoriul României (Fig. 2.1.94)

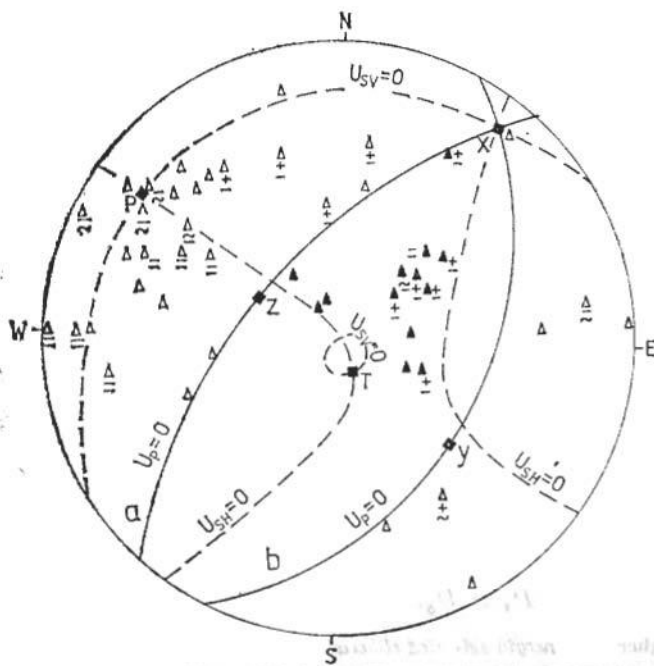


**Fig.2.1.94** Zonarea teritoriului României în provincii seismologice (după Constantinescu si Marza, 1980)

Enescu si Smalberger (1980) efectuează o serie de încercări pentru simularea câmpului macroseismic produs de cele două cutremure catastrofale din istoria recentă a României: 10 noiembrie 1940 si 4 martie 1977. Prezentăm în continuare câteva dii rezultatele obținute.



**Fig.2.1.95 Soluția planului de falie pentru undele P, SH și SV în cazul cutremurului din 4 martie 1977 (după Enescu, 1980a).** Triunghiurile goale / pline indică mișcarea înspre/dinspre focar. Primul semn (+/-) corespunde undei SH, iar cel de-al doilea undei SV. P – axa compresională, S-axa tensională. Cercurile pline marcheaza puncte cu date in undele transversale si lipsite de unde P



**Fig.2.1.96 Similar, pentru cutremurul din 10 noiembrie 1941 și 22 octombrie 1940 (după Enescu, 1962; Constantinescu, Enescu, 1963)**

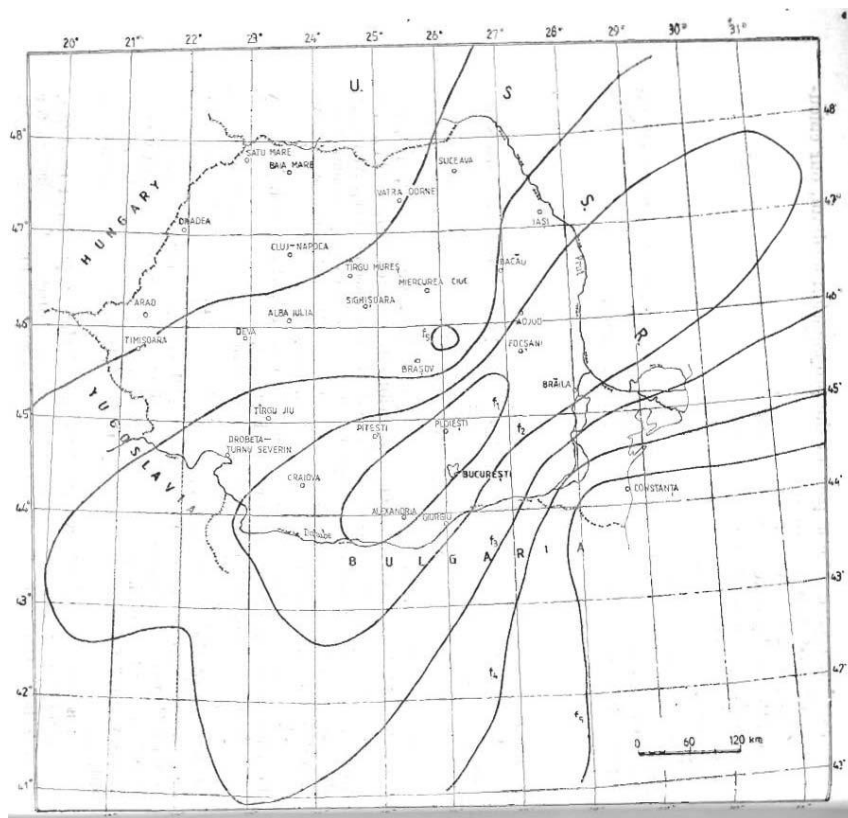


Fig.2.1.97 Izoeste teoretice pentru cutremurul din 4 martie 1977 (varianta 1)

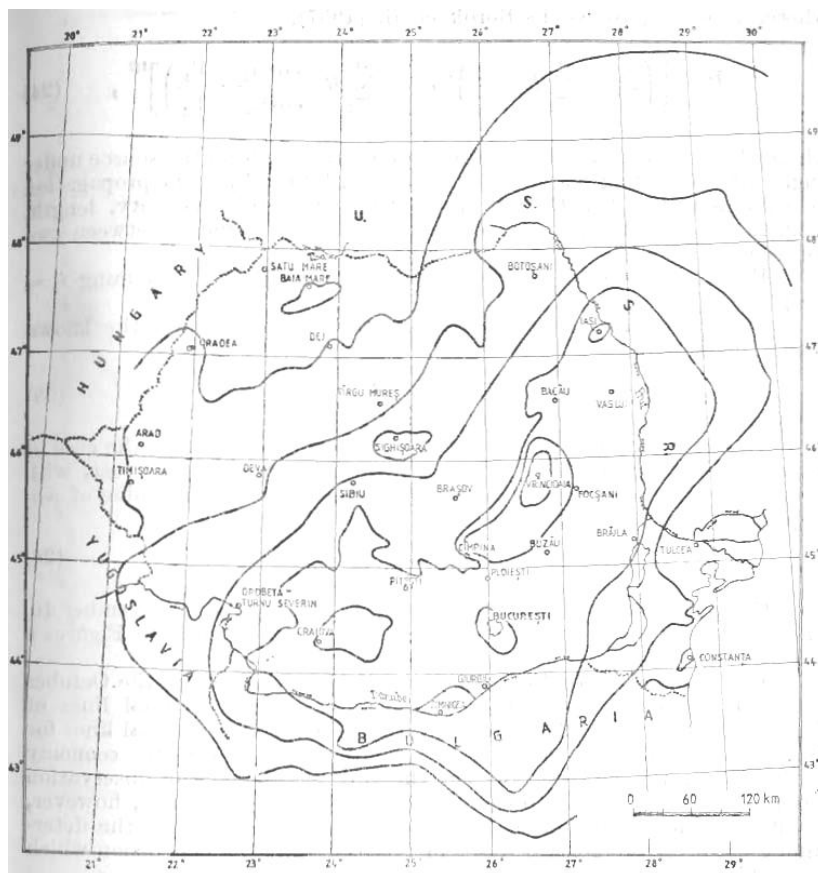


Fig.2.1.98 Izoeste observate pentru cutremurul din 4 martie 1977

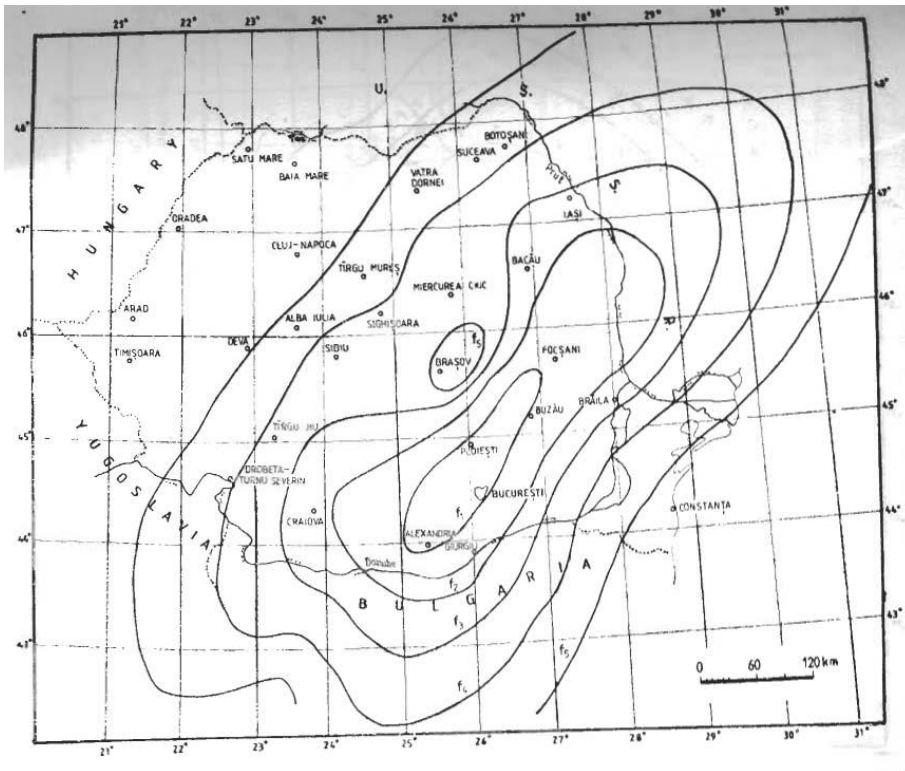


Fig.2.1.99 Izoiseiste teoretice pentru cutremurul din 4 martie 1977 (varianta 2)

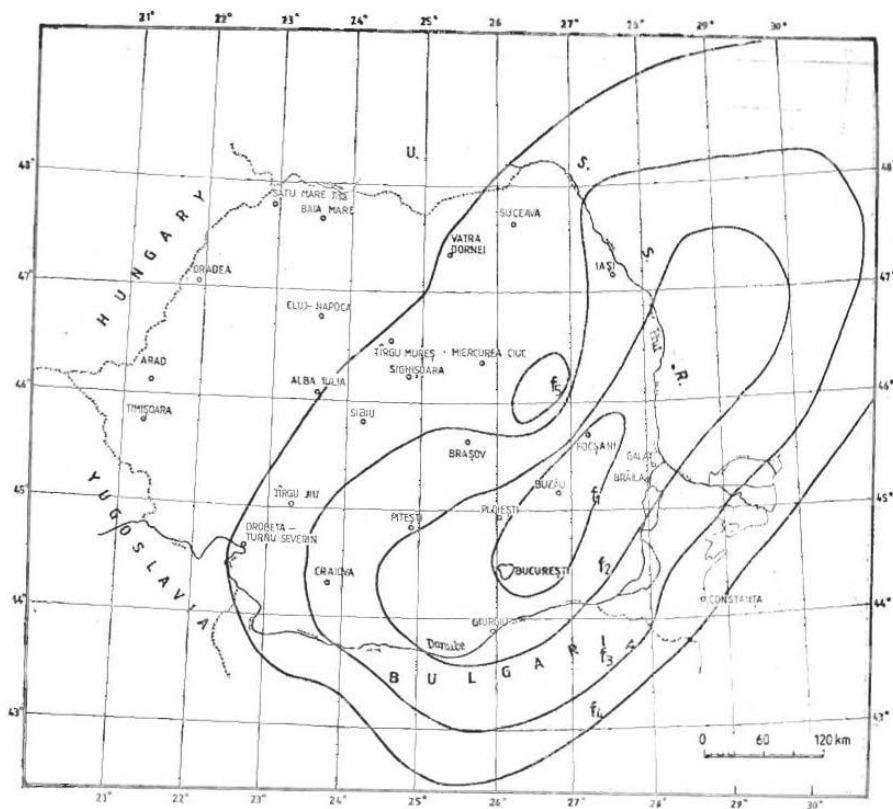


Fig.2.1.101 Izoiseiste teoretice pentru cutremurul din 10 noiembrie 1940

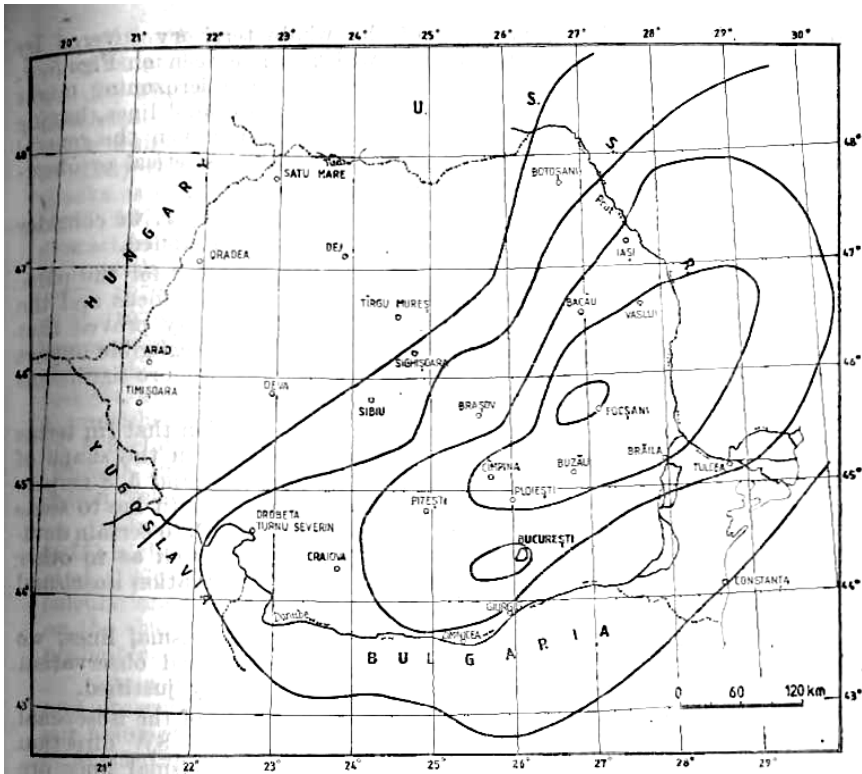


Fig.2.1.102 Izoeste observate pentru cutremurul din 10 noiembrie 1940

Enescu (1980) publică și câteva noi soluții pentru mecanismul în focar al cutremurului din 4 martie 1977 (Fig. 2.1.103 – 2.1.106)

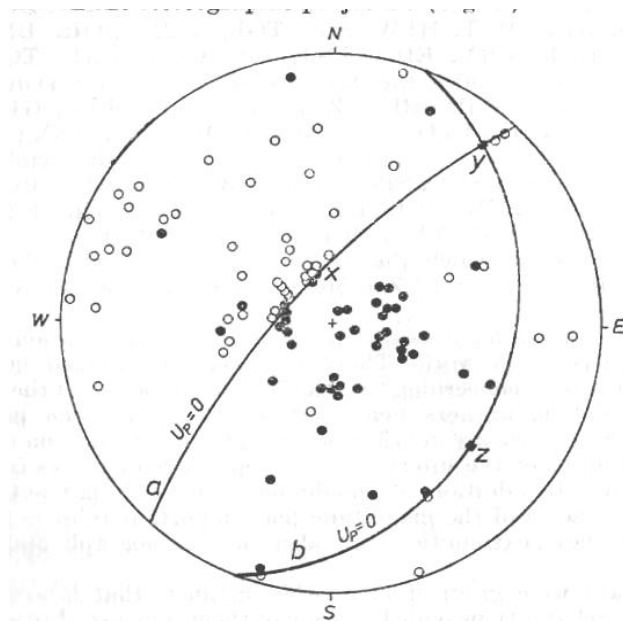


Fig.2.1.103 Soluția planului de falie derivată din unde P pentru cutremurul din 4 martie 1977. Cercurile deschise / pline marchează mișcarea undelor înspre / dinspre focar.

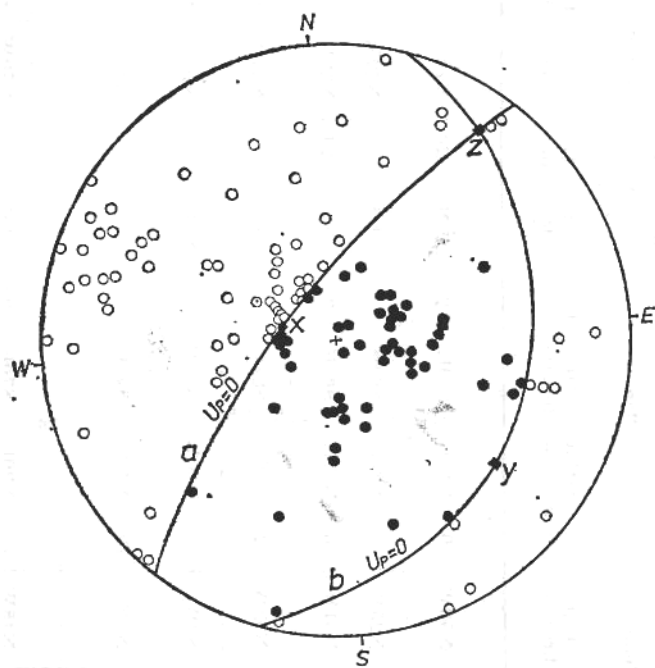


Fig.2.1.104 Similar, pentru toate datele P disponibile

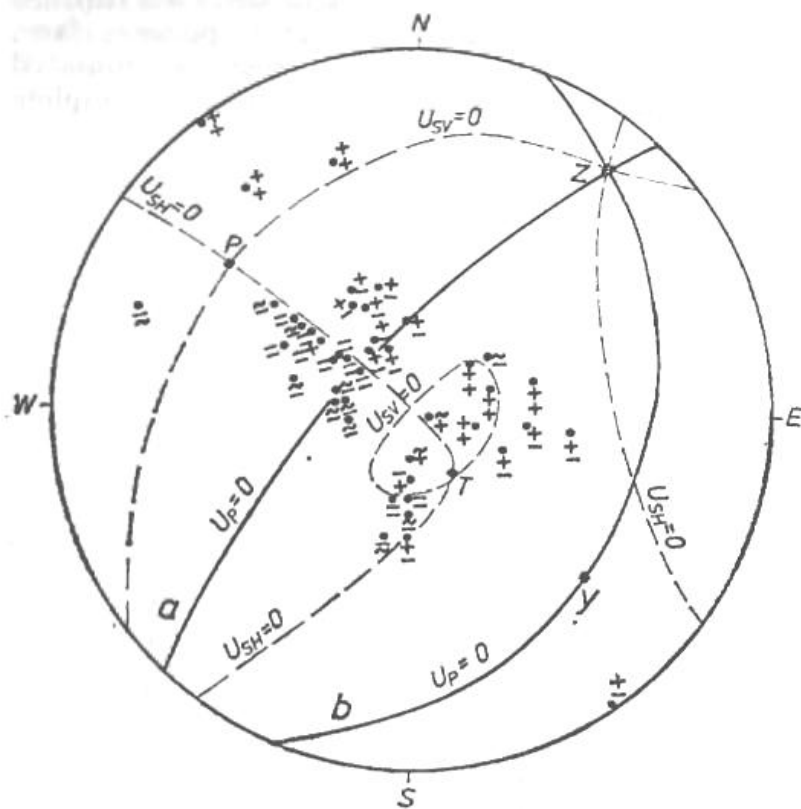
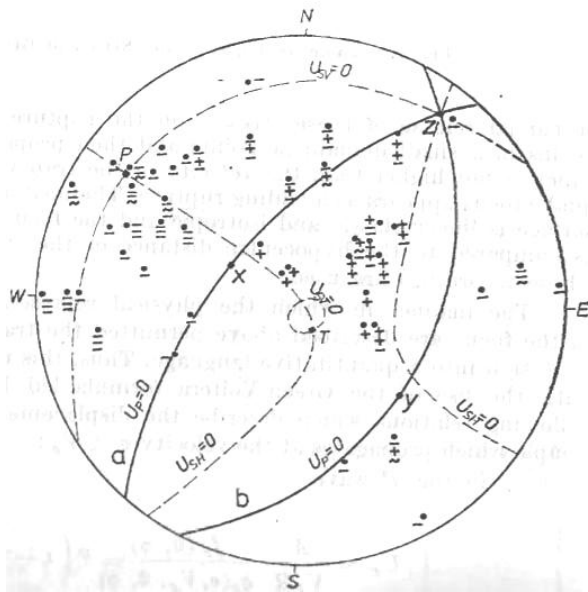
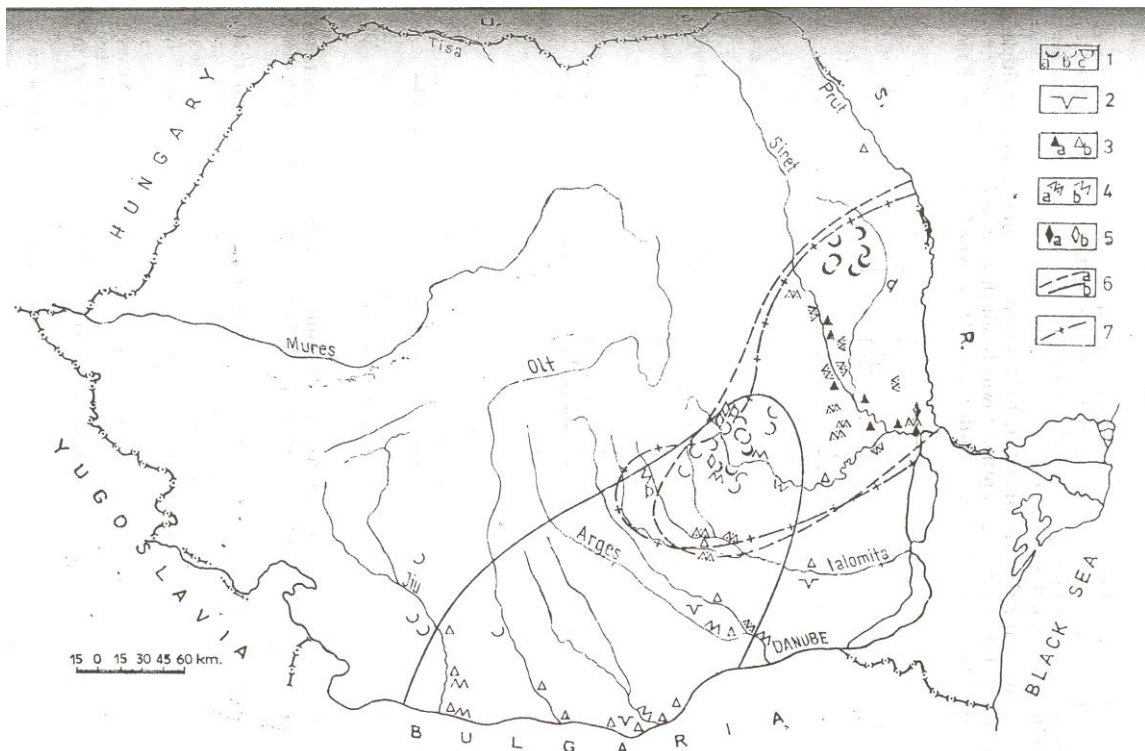


Fig.2.1.105 Mecanism focal dedus din unde P, SH si SV pentru 4 martie 1977. Fiecare punct din proiectie reprezinta o statie seismica. Primul semn corespunde cu SH, iar al doile cu SV. P= axe compresionale



**Fig.2.1.106 Soluția integrată folosind undele P, SH și SV în cazul seismului din 24 iunie 1941, 22 octombrie 1940 și 10 noiembrie 1940. Primul semn corespunde cu SH, iar al doilea cu SV. P= axe compresionale**

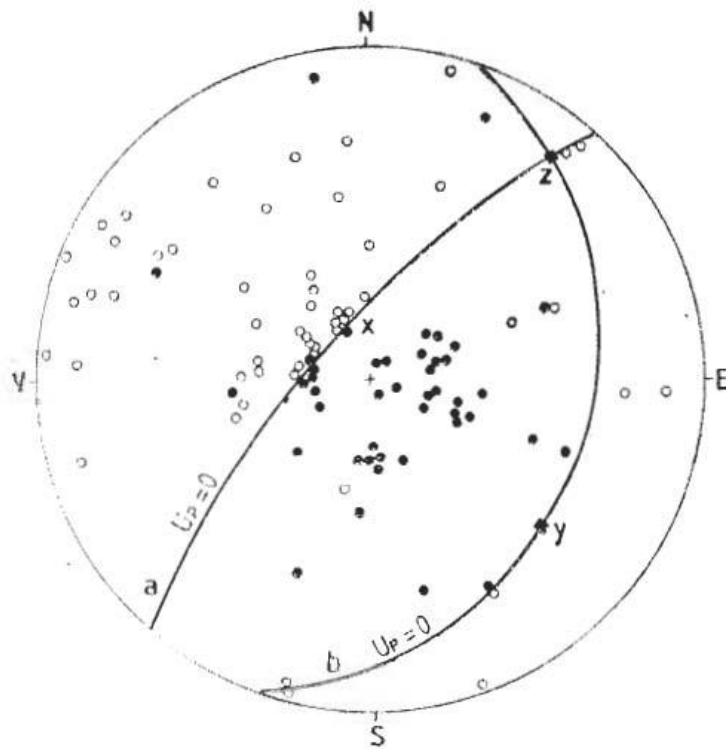
Mandrescu (1981) publică rezultatele unor studii amănunțite legate de efectele marelui seism din 4 martie 1977. Sunt prezentate, între altele, imagini ale efectelor produse la suprafață (crăpături, lichefacții, etc), dar și o hartă sinoptică a deformărilor solului pentru evenimentele din 10 noiembrie 1940 și 4 martie 1977 (Fig. 2.1.107).



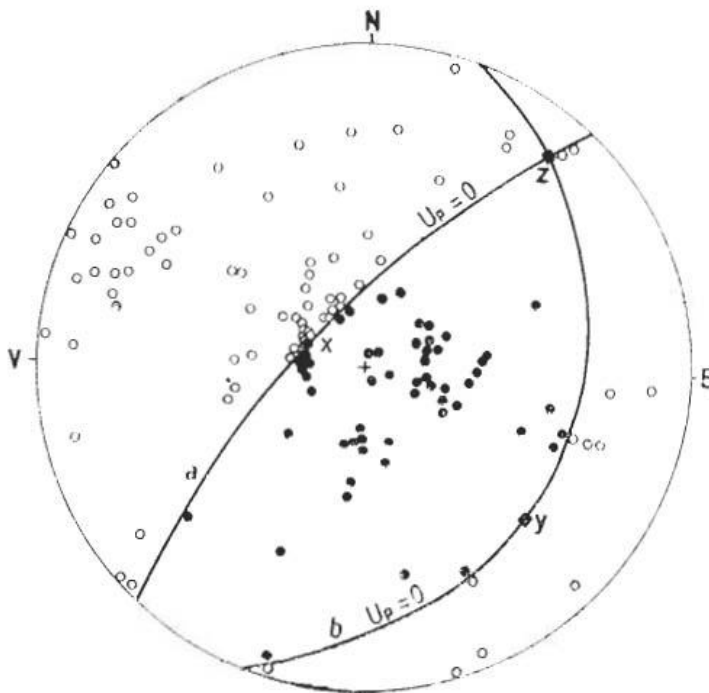
**Fig.2.1.107 Deformări permanente produse de cutremurile din 10 noiembrie 1940 și 4 martie 1977). 1, alunecări de teren; 2, așezări; 3, lichefacții; 4, rupturi & fisuri; 5, prabusiri; 6, zone de eliberare majore de energie; 7, izoseiste**



Studii detaliate legate de mecaanismul de producere a cutremurului din 4 martie 1977 sunt întreprinse si de Enescu et al. (1982). Fig. 2.1.108-2.1.158 ilustrează câteva rezultate mai importante.



**Fig.2.1.108** Solutia planului de falie in undele longitudinale P pentru cutremurul din 4 martie 1977 folosind toate datele cu mare si foarte mare grad de incredere



**Fig.2.1.109** Solutia planului de falie in undele longitudinale P pentru cutremurul din 4 martie 1977 folosind datele indiferent de gradul lor de incredere.

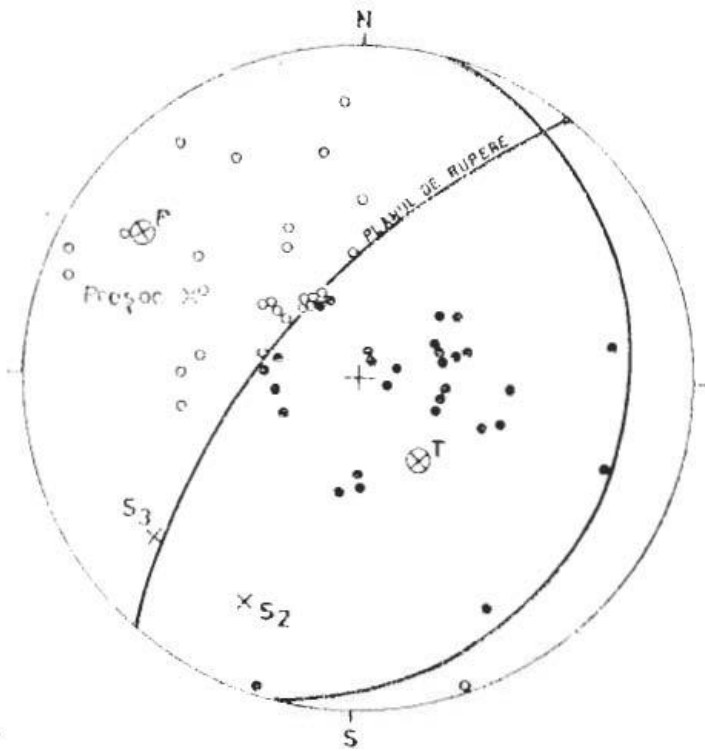


Fig.2.1.110 Solutia planului de falie pentru socul S1

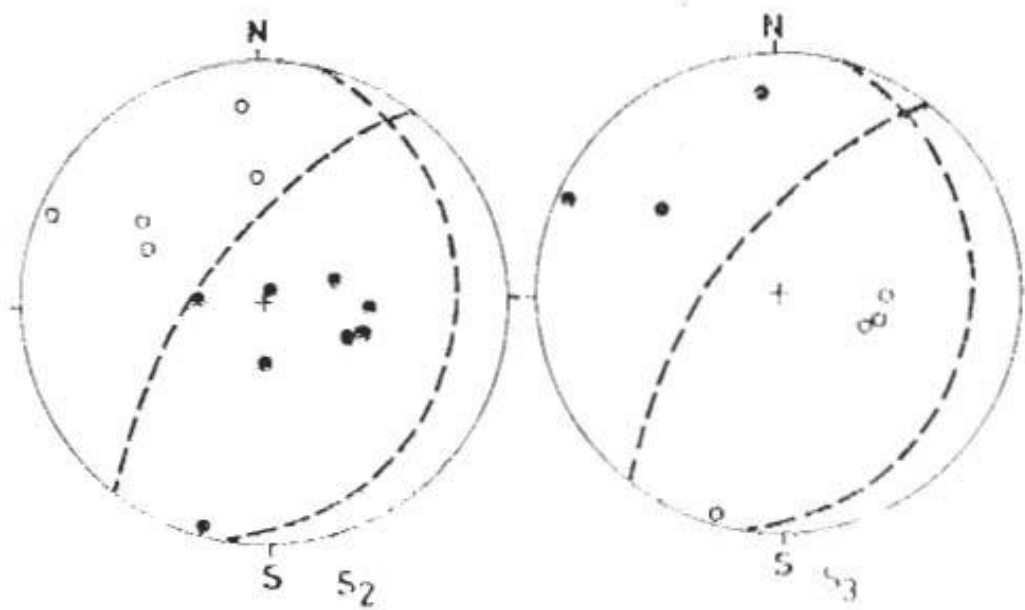


Fig.2.1.111 Distributia polaritatilor undei P pentru socurile S2 si S3. Linile intrerupte prezinta planele nodale ale solutiei planului de falie pentru socul S1

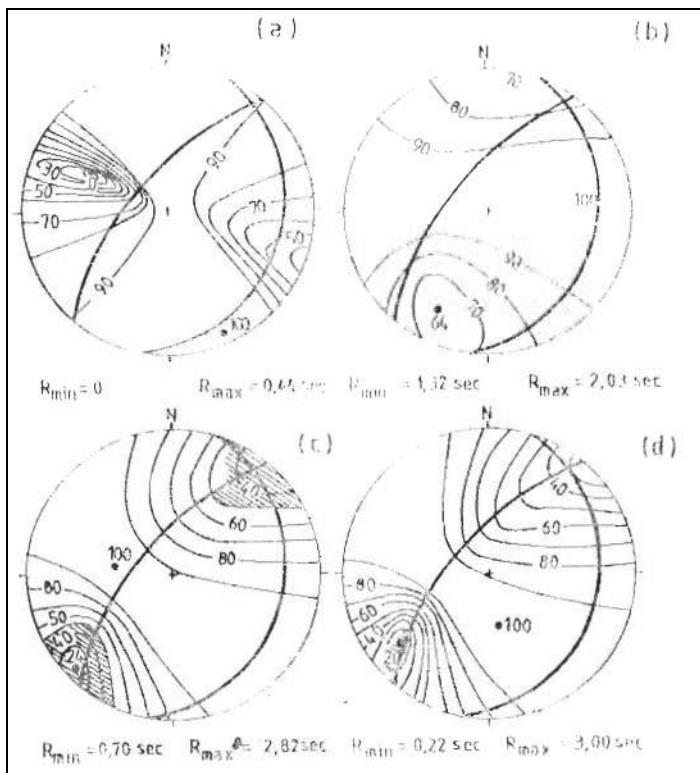


Fig.2.1.112 Diagrama reziduului R (normalizat la valoarea maxima 100), suprapus pe Solutia planului de falie a socului S1, pentru (a) presoc, (b) soc, (c) soc S2 (incluzand statia TRN) si (d) soc S3 (fara TRN)

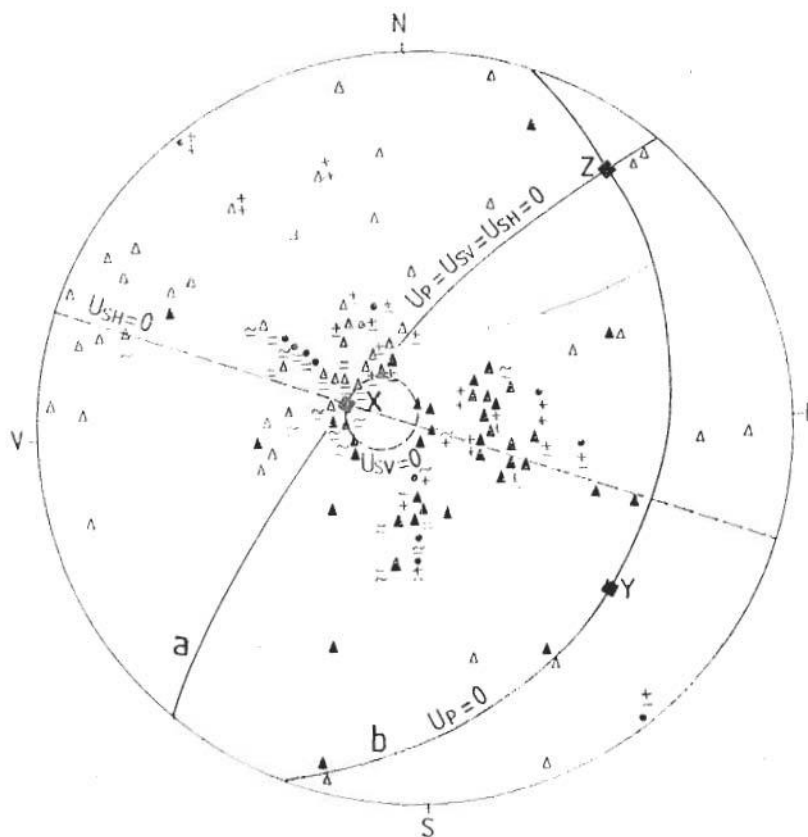
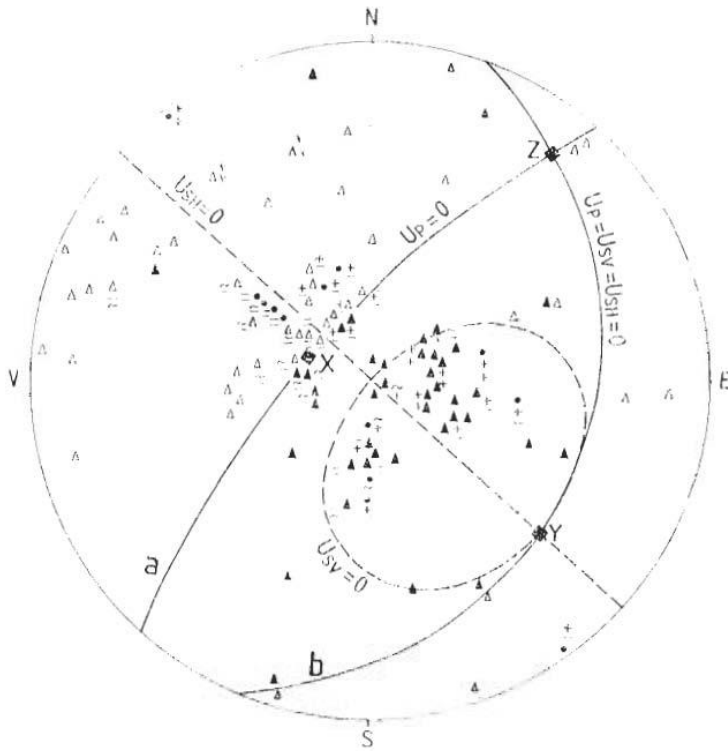
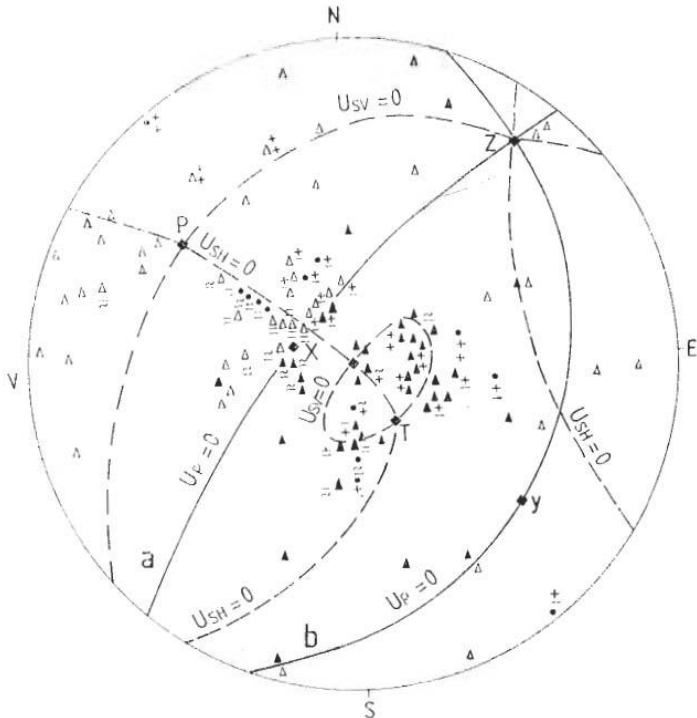


Fig.2.1.113 Solutia de plan de falie in undele P, SH si SV pentru cutremurul din 4 martie 1977 in ipoteza echivalentei focarului cu dipolul cu moment - plan nodal a = plan de falie



**Fig.2.1.114** Soluția de plan de falie în undele P, SH și SV pentru cutremurul din 4 martie 1977 în ipoteza echivalenței focarului cu dipolul cu moment - plan nodal b = plan de falie.



**Fig.2.1.115** Soluția de mecanism în undele P, SH și SV pentru cutremurul din 4 martie 1977 în ipoteza echivalenței focarului cu dipolul dublu care se propaga

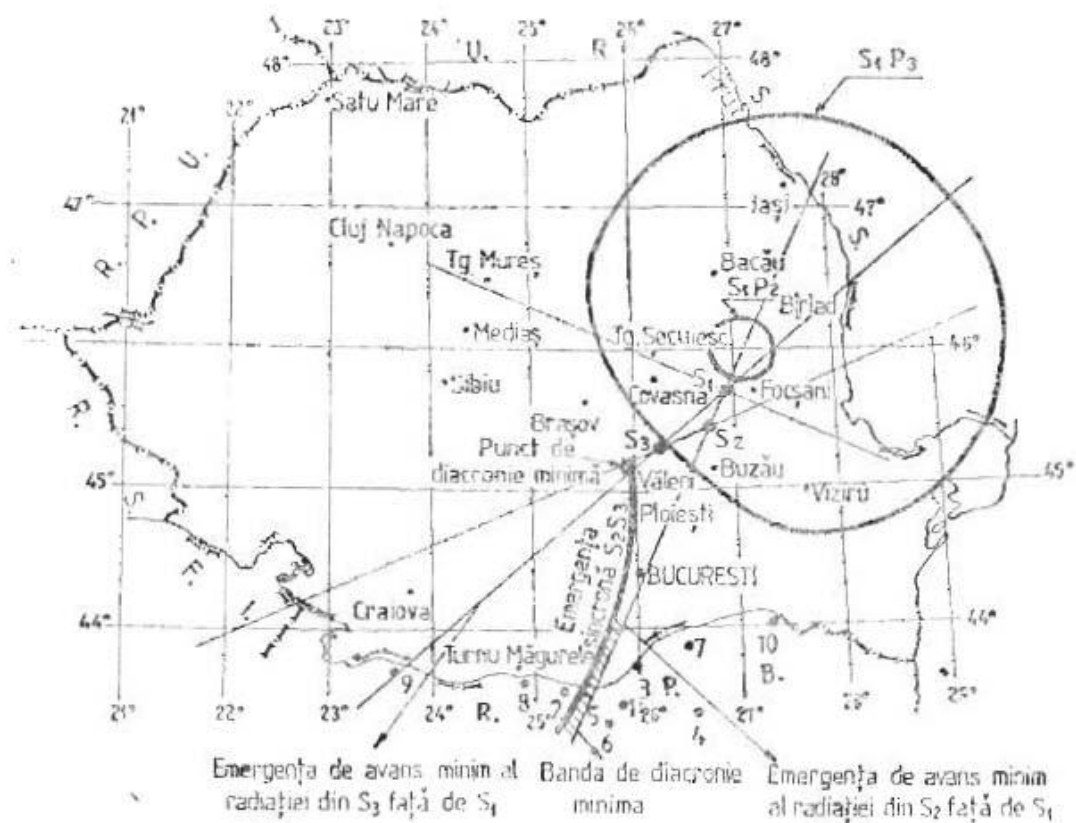


Fig.2.1.116 Emergenţele pentru fronturile de radiaţie S + P ale cutremurului din 4 martie 1977

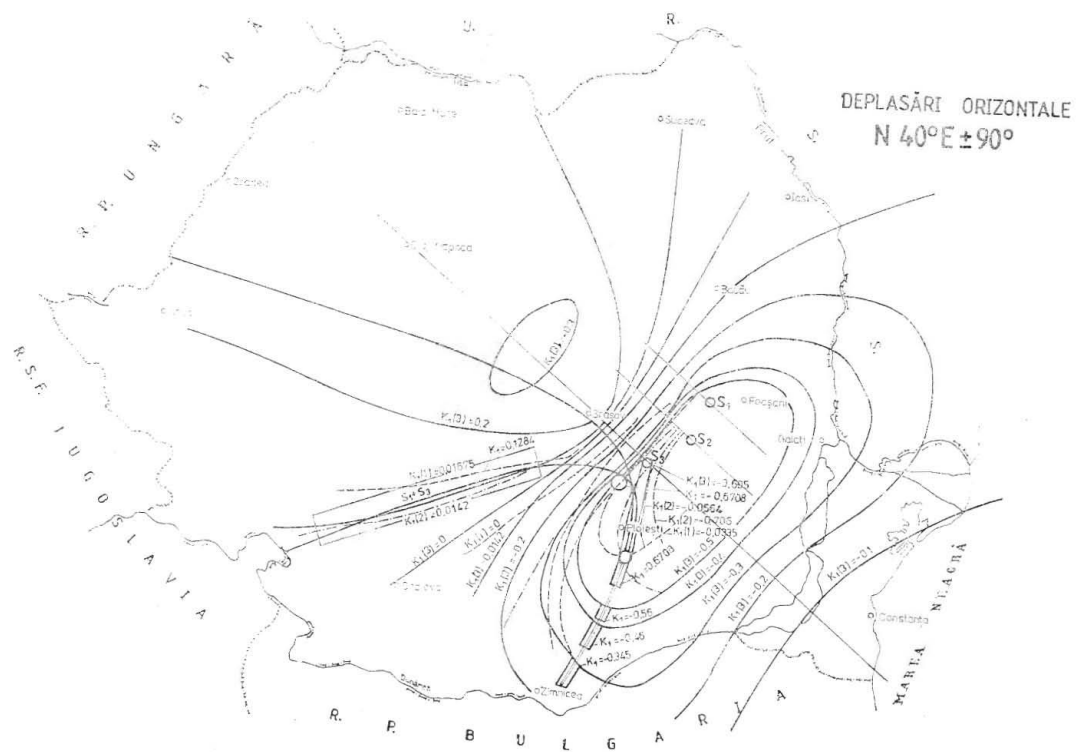


Fig.2.1.117 Izoseistele cinematice k1 pentru cutremurul din 4 martie 1977 (la roca de baza)

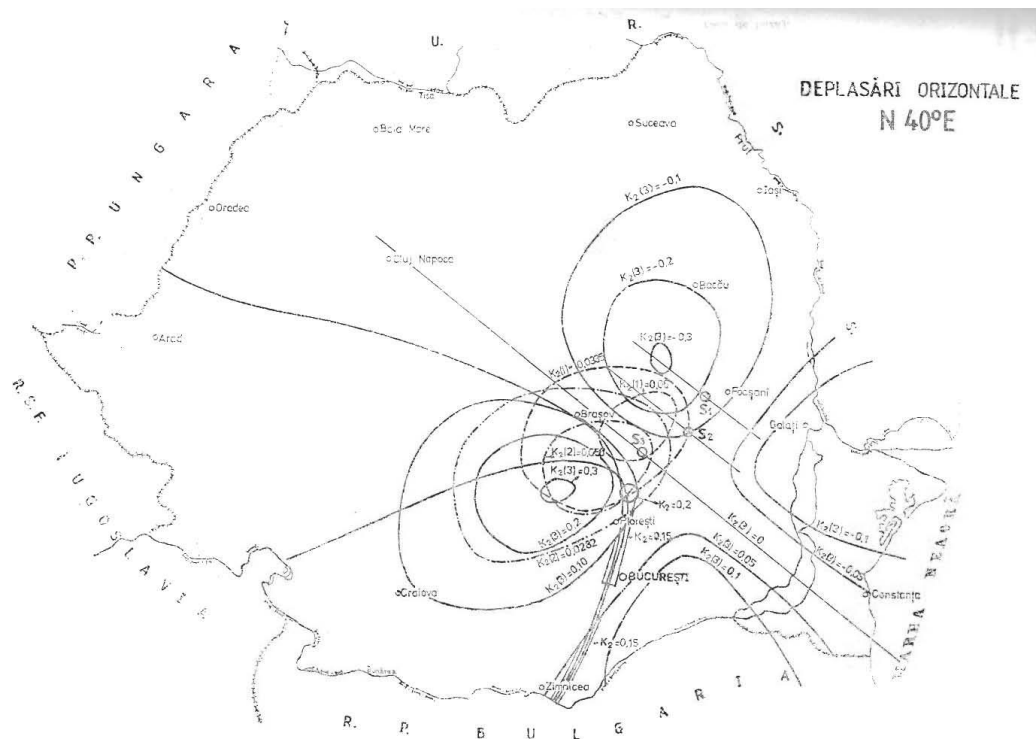


Fig.2.1.118 Izoiseistele cinematice k2 pentru cutremurul din 4 martie 1977 (la roca de baza)

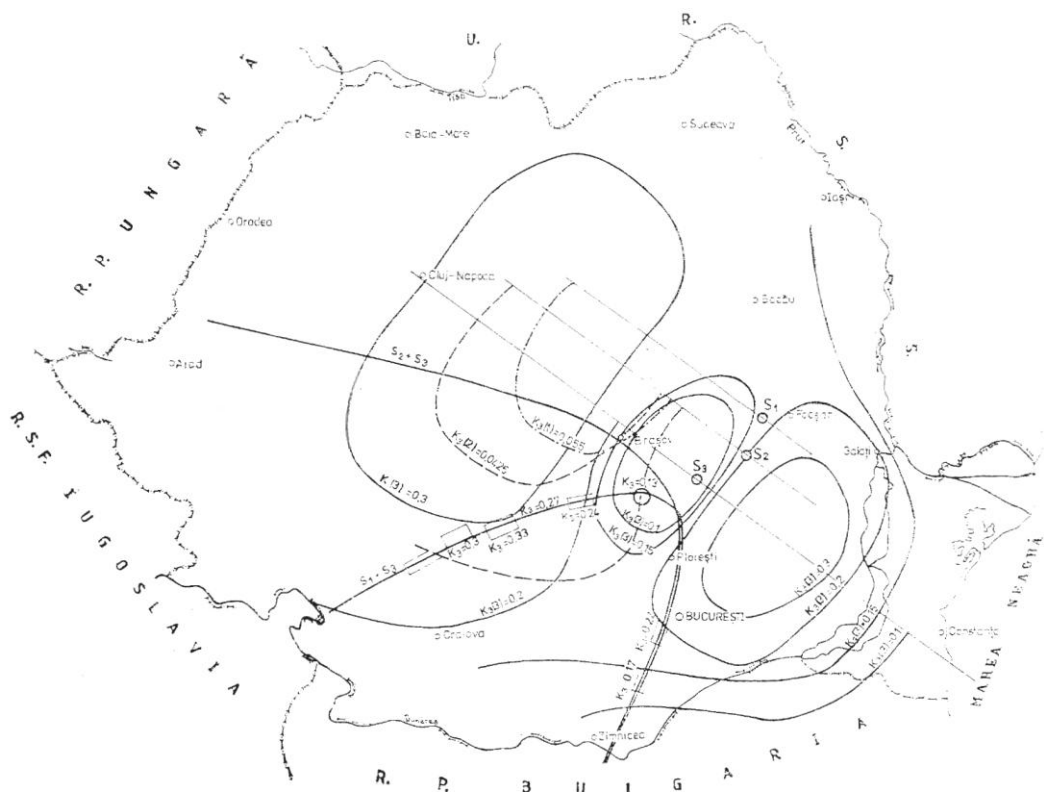
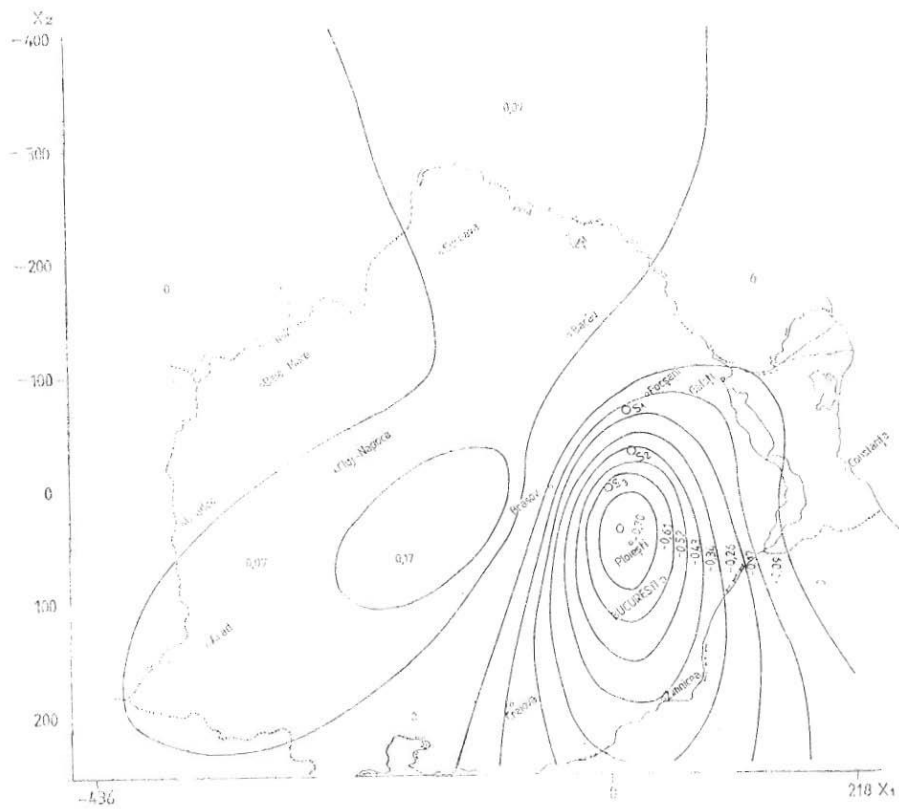
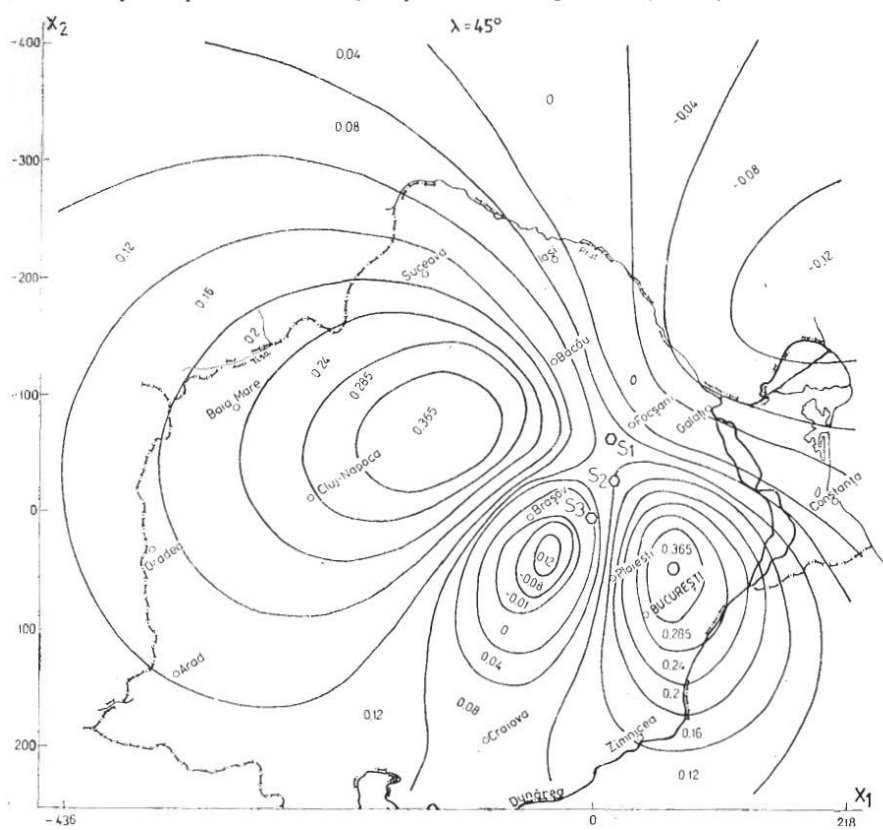


Fig.2.1.119 Izoiseistele cinematice k3 pentru cutremurul din 4 martie 1977 (la roca de baza)



**Fig.2.1.120 Izoestele cinematice k1 pentru  $\lambda = 450$  si  $\Delta = 700$**



**Fig.2.1.121 Izoestele cinematice k1 pentru  $\lambda = 450$  si  $\Delta = 200$**

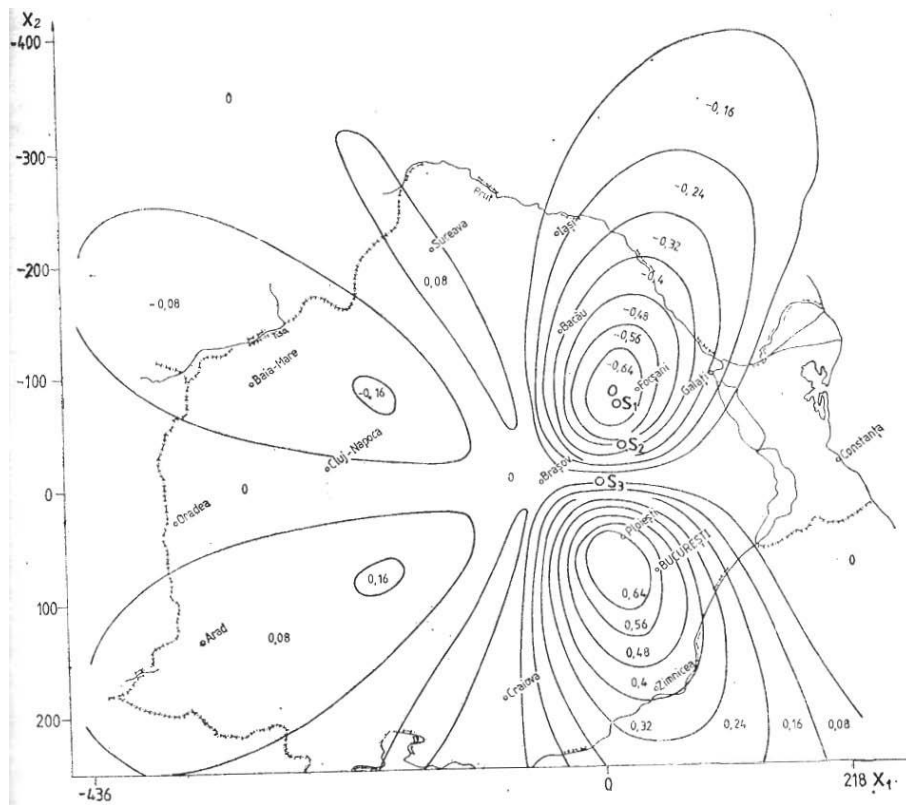


Fig.2.1.122 Izoestele cinematice k1 max pentru  $\Delta = 700$

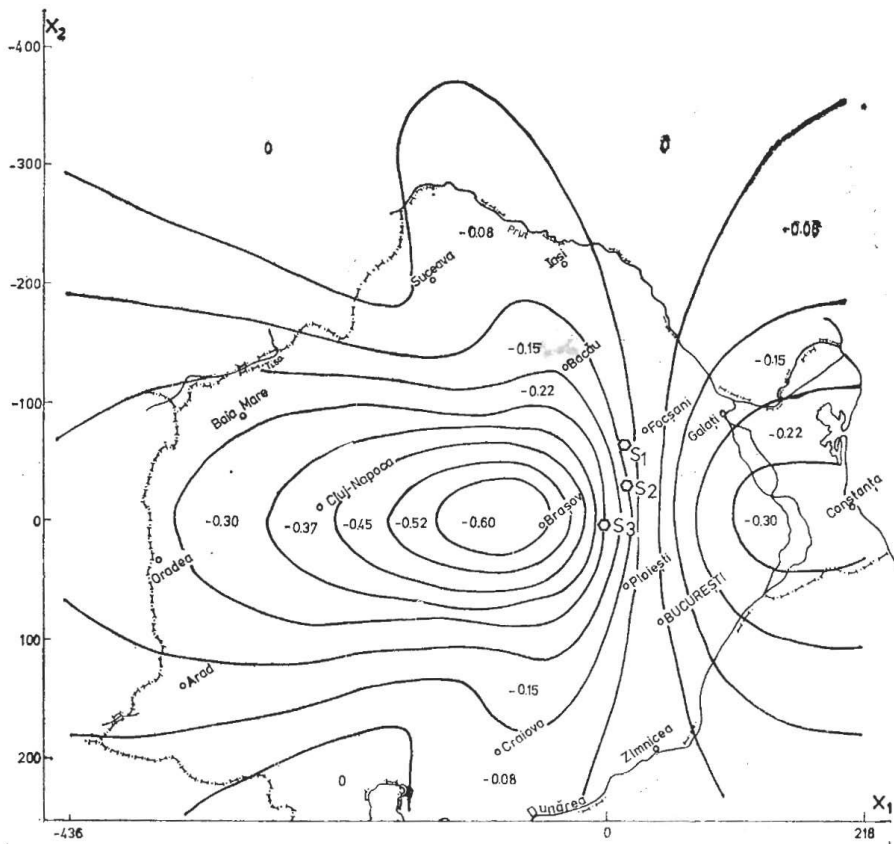


Fig.2.1.123 Izoestele cinematice k2 max pentru  $\Delta = 700$ .



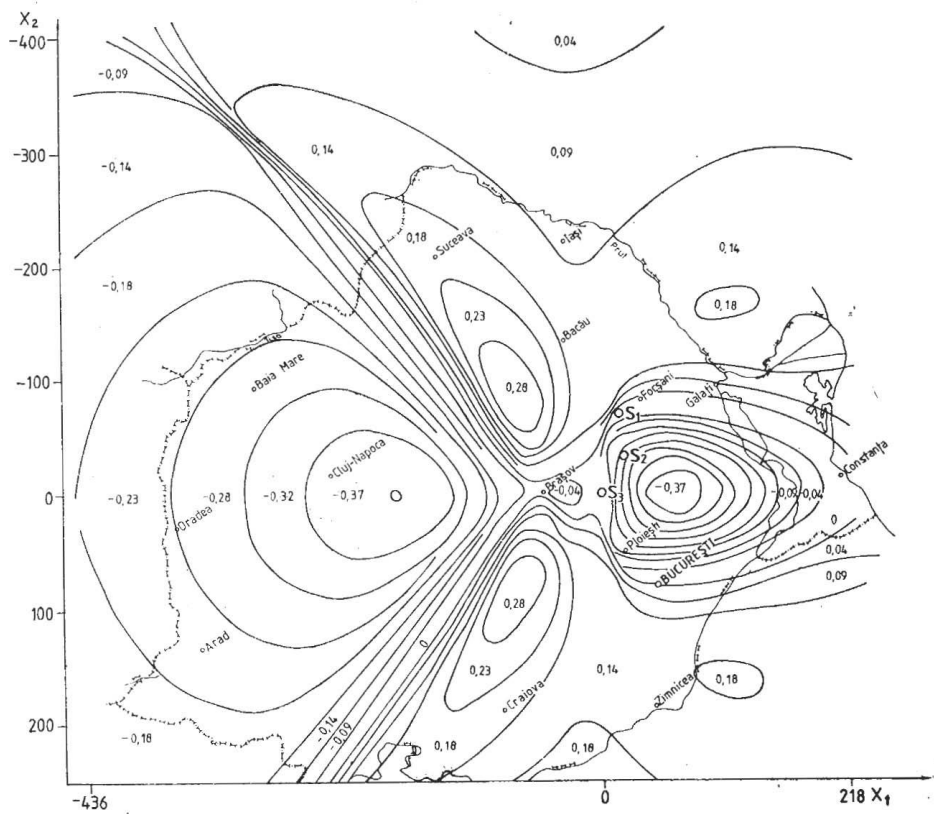


Fig.2.1.124 Izoiseistele cinematice  $k_3$  max pentru  $\Delta = 700$ .

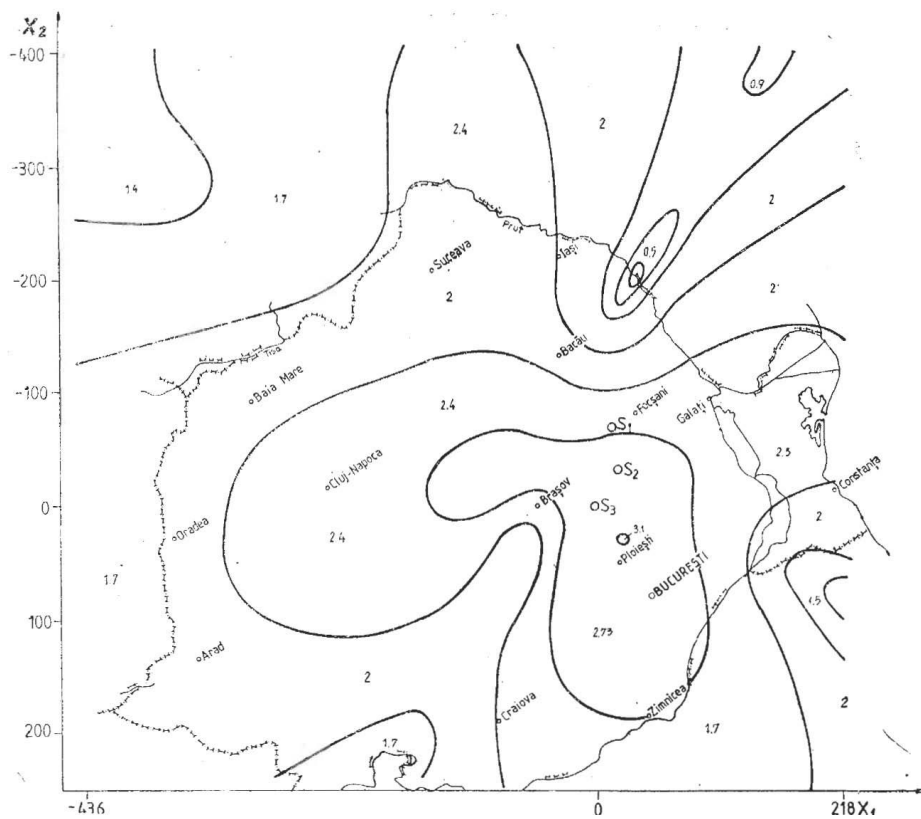


Fig.2.1.125 Izoiseistele sintetice  $\log(46,5 \sqrt{k_1^2 + k_2^2})$  pentru  $\Delta = 700, \lambda = 600$

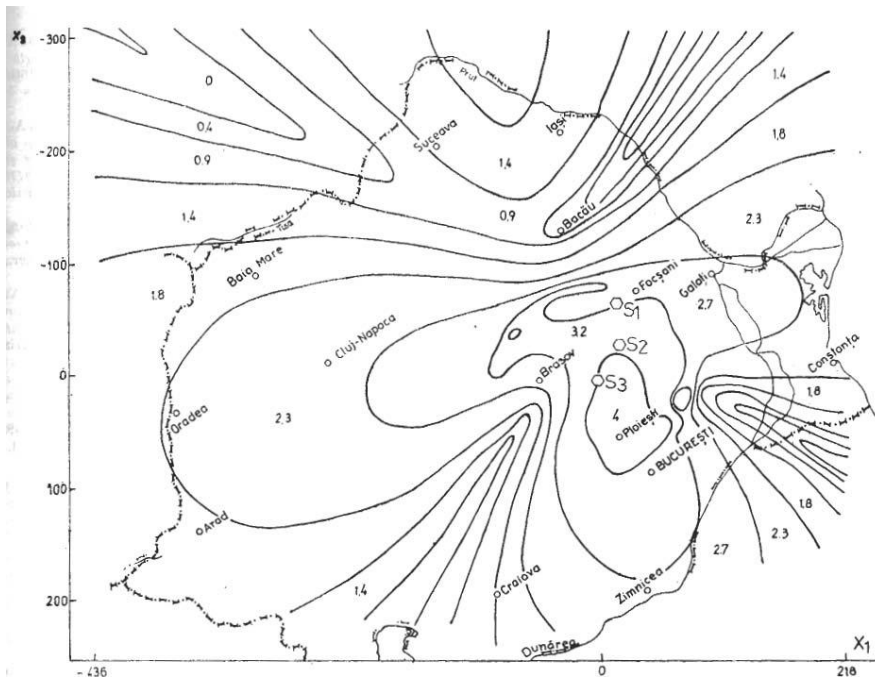


Fig.2.1.126 Izoestele sintetice  $\log(46,5 \sqrt{k_1^2 + k_2^2})$  pentru  $\lambda = 600$  cu considerarea reflectiei

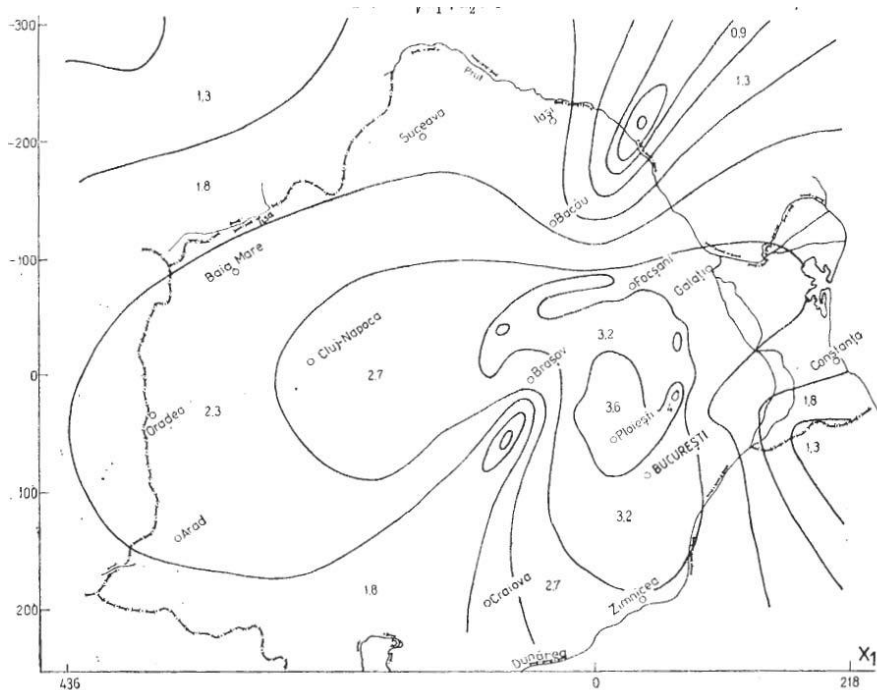
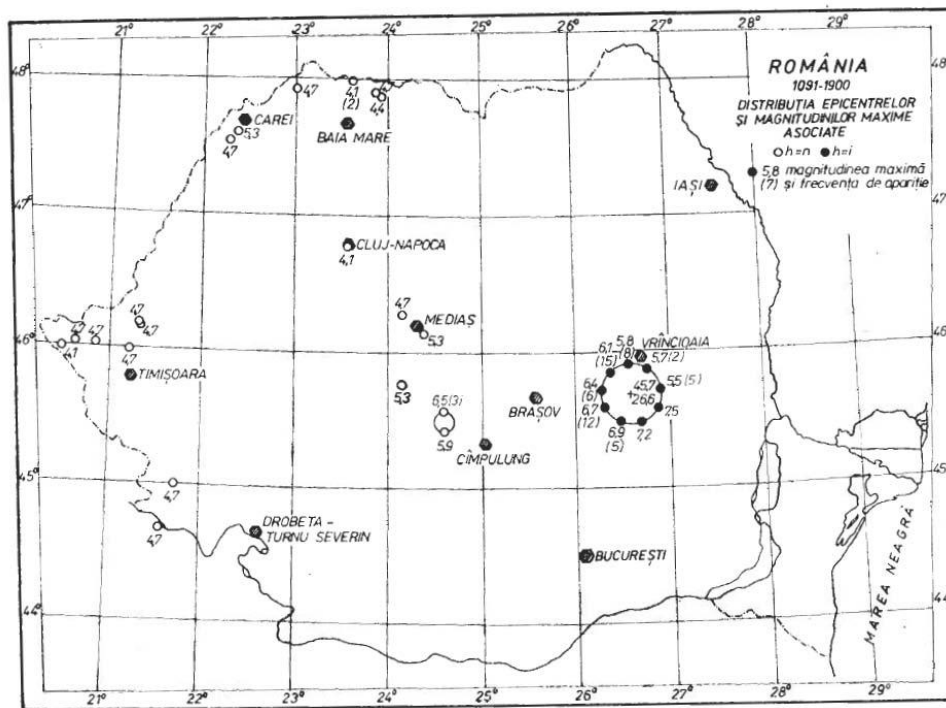


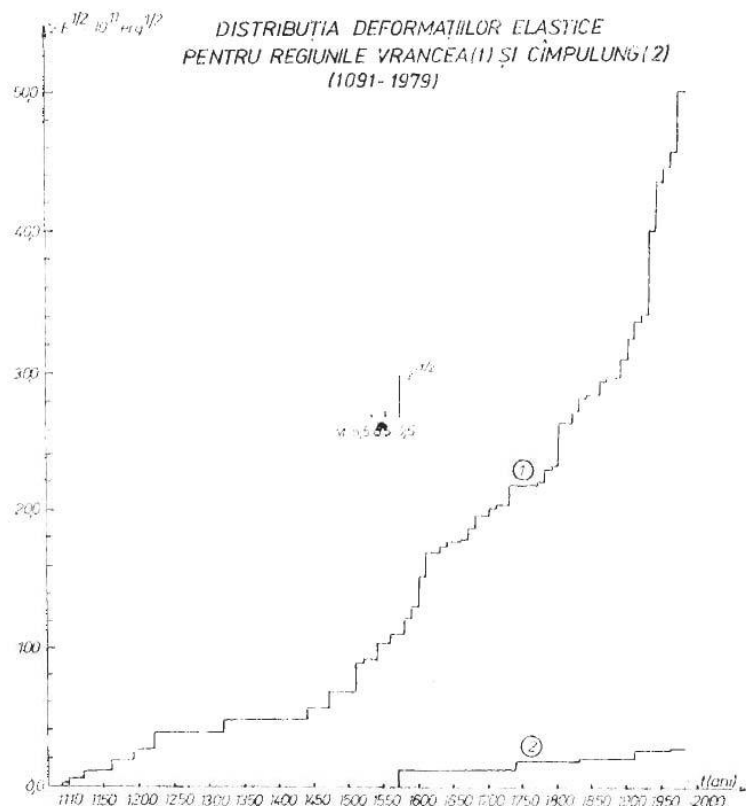
Fig.2.1.127 Izoestele cinematice  $(\log \sqrt{46,5 k_1^2 + k_2^2 + k_3^2})$  pentru  $\lambda = 600$  cu considerarea reflectiei.

Un studiu extrem de detaliat asupra cutremurului din 4 martie 1977 în contextul mai larg al seismicitatii teritoriului Romaniei este oferit de Radu si Polonic (1982).

Sunt abordate o serie de probleme cum ar fi: distribuția epicentrelor evenimentelor majore (Fig. 2.1.128; 2.1.129), deformațiile elastice din zona Vrancea și Câmpulung (Fig. 2.1.130), zonarea seismică a României (Fig. 2.1.131), energia eliberată (Fig. 2.1.132), distribuția deformațiilor elastice pe regiuni seismice (Fig. 2.1.133), intensitățile seismice maxime observate (Fig. 2.1.134), distribuția adâncimilor focarelor din Vrancea (Fig. 2.1.135), serii de timp ale evenimentelor din Vrancea (Fig. 2.1.136), relația frecvență – magnitudine (Fig. 2.1.137), repartitia energiei mame (Fig. 2.1.138), distribuția activității seismice intermediare (Fig. 2.1.139), riscul seismic în Vrancea (Fig. 2.1.140), densitatea de energie (Fig. 2.1.141), corelarea deformării elastice cu adâncimea focarului (Fig. 2.1.142), relația magnitudine – adâncime (Fig. 2.1.143), distribuția magnitudinilor și a rezidurilor pentru seismul din 4 martie 1977 (Fig. 2.1.144-145), distribuția perioadelor (Fig. 2.1.146), distribuția în timp a replicilor (Fig. 2.1.147), distribuția activității seismice pe teritoriul României două luni după evenimentul din 4 martie 1977 (Fig. 2.1.148), distribuția în timp a replicilor cutremurelor din 10 noiembrie 1940 și 4 martie 1977 (Fig. 2.1.149), curba de eliberare a tensiunilor pentru 4 martie 1977 (Fig. 2.1.150) și 10 noiembrie 1940 (Fig. 2.1.151), unele consecințe geologice (Fig. 2.1.152 - 154), harta macroseismică a României pentru 4 martie 1977 și una generalizată la nivel european (Fig. 2.1.155-156), o comparație cu modelul macroseismic pentru 10 noiembrie 1940 (Fig. 2.1.157) și harta de zonare seismică (Fig. 2.1.158).



**Fig.2.1.128** Distribuția epicentrelor și magnitudinilor maxime asociate pentru perioada 1091 – 1900



**Fig.2.1.129** Distribuția deformațiilor elastice pentru regiunile Vrancea(1) și Cimpulung(2) (1091 – 1979)

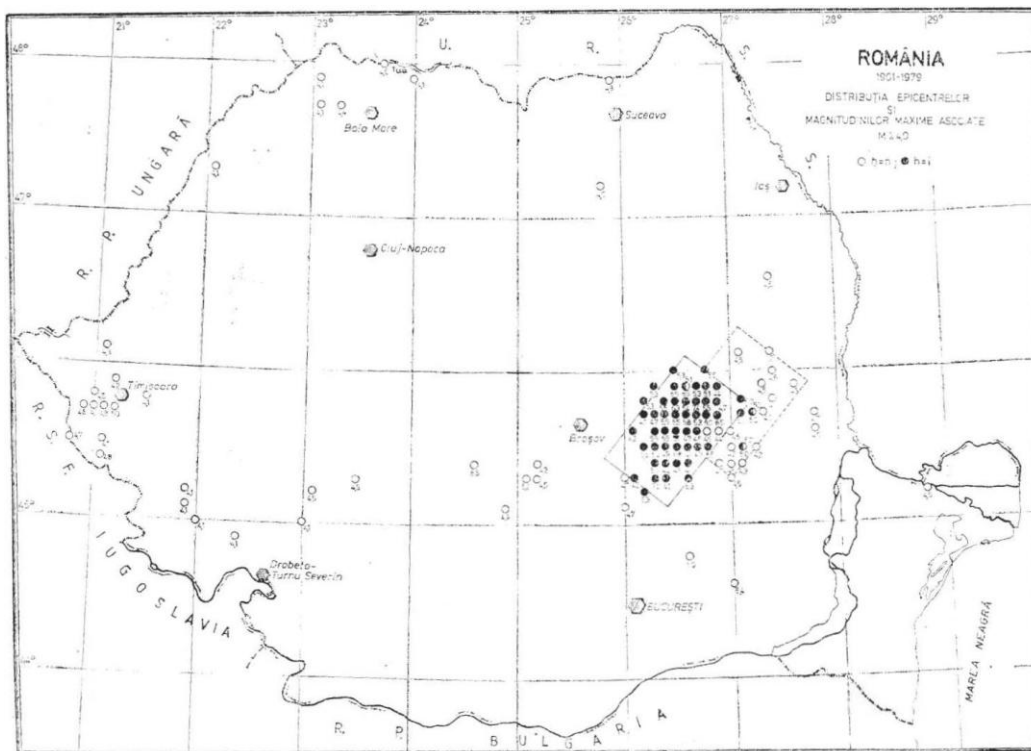


Fig.2.1.130 Distribuția epicentrelor și magnitudinilor maxime asociate pentru perioada 1091 – 1900 ( $M \geq 4,0$ )

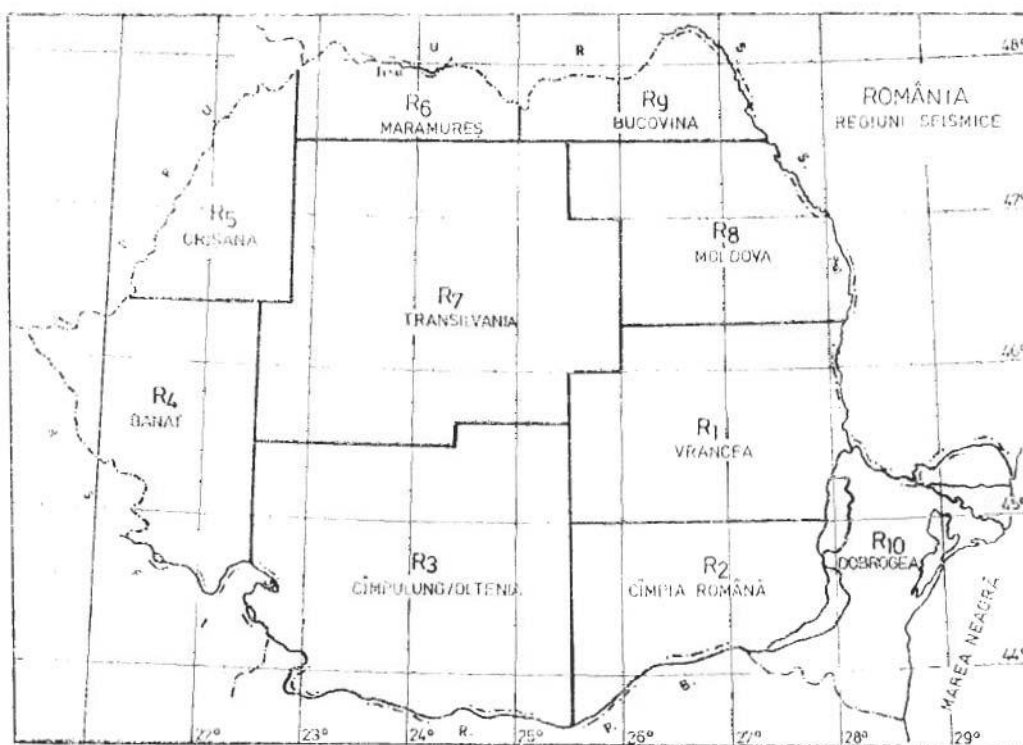


Fig.2.1.131 Regiuni seismice

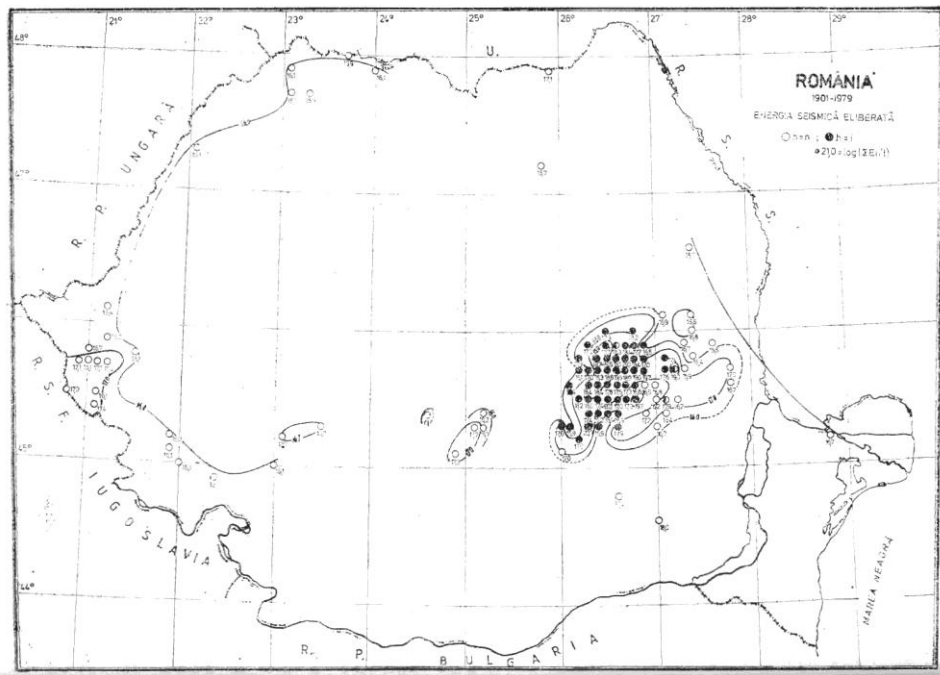


Fig.2.1.132 Energia seismică eliberată 1901 -1979

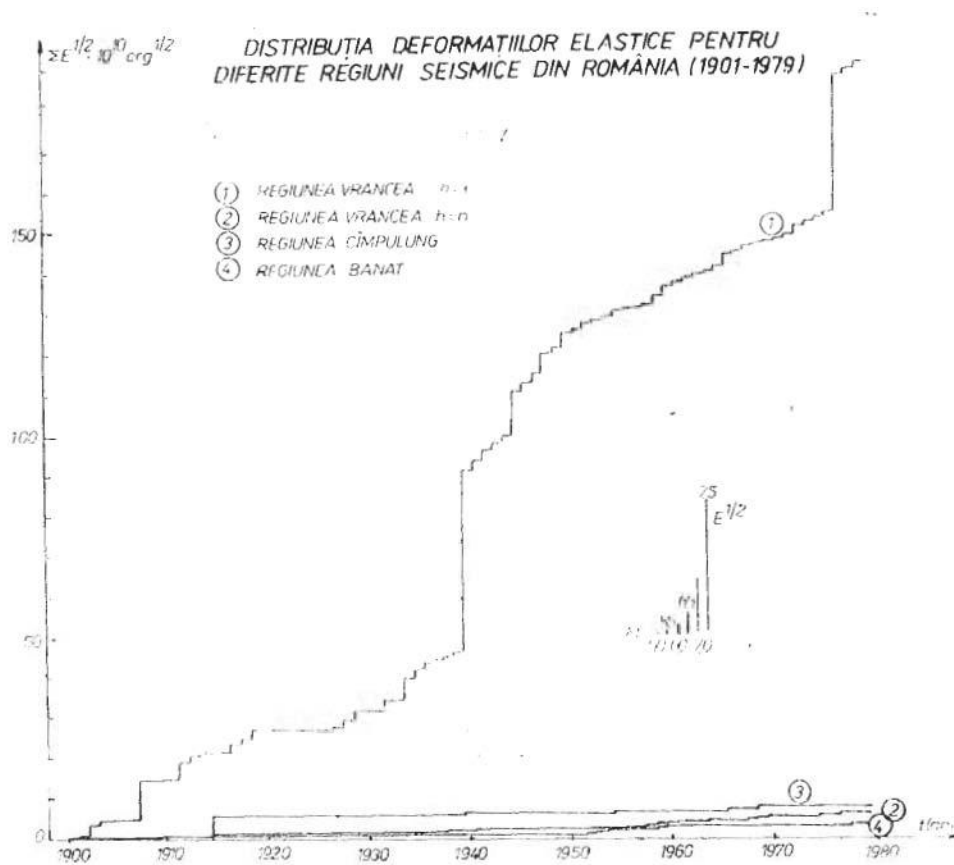


Fig.2.1.133 Distribuția deformațiilor elastice pentru regiunile diferite regiuni seismice din România (1901 – 1979)

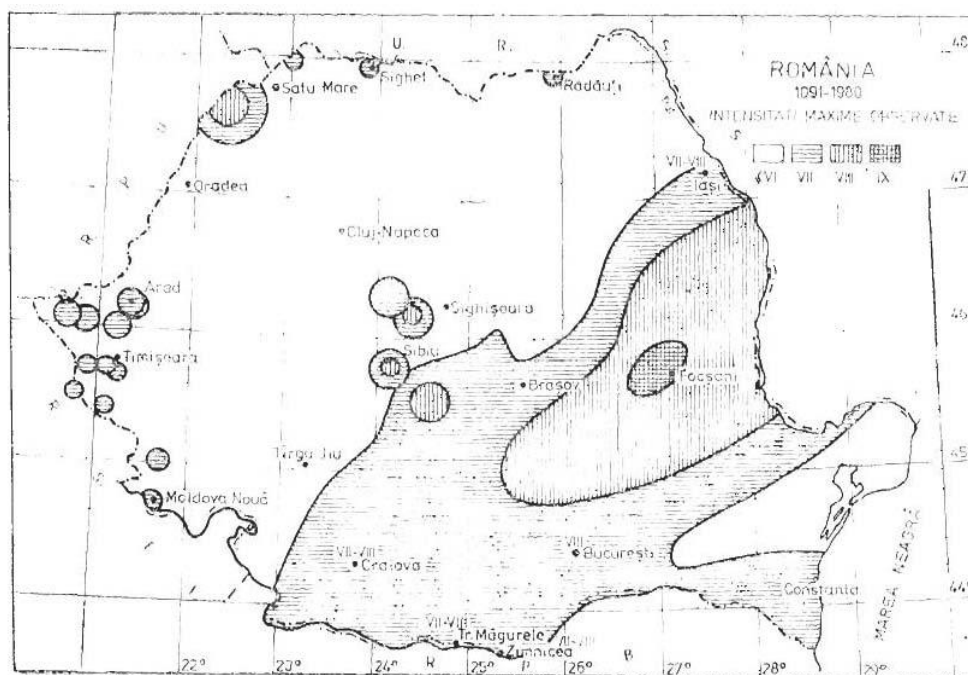


Fig.2.1.134 Intensitati maxime observate, Romania (1091 – 1980)

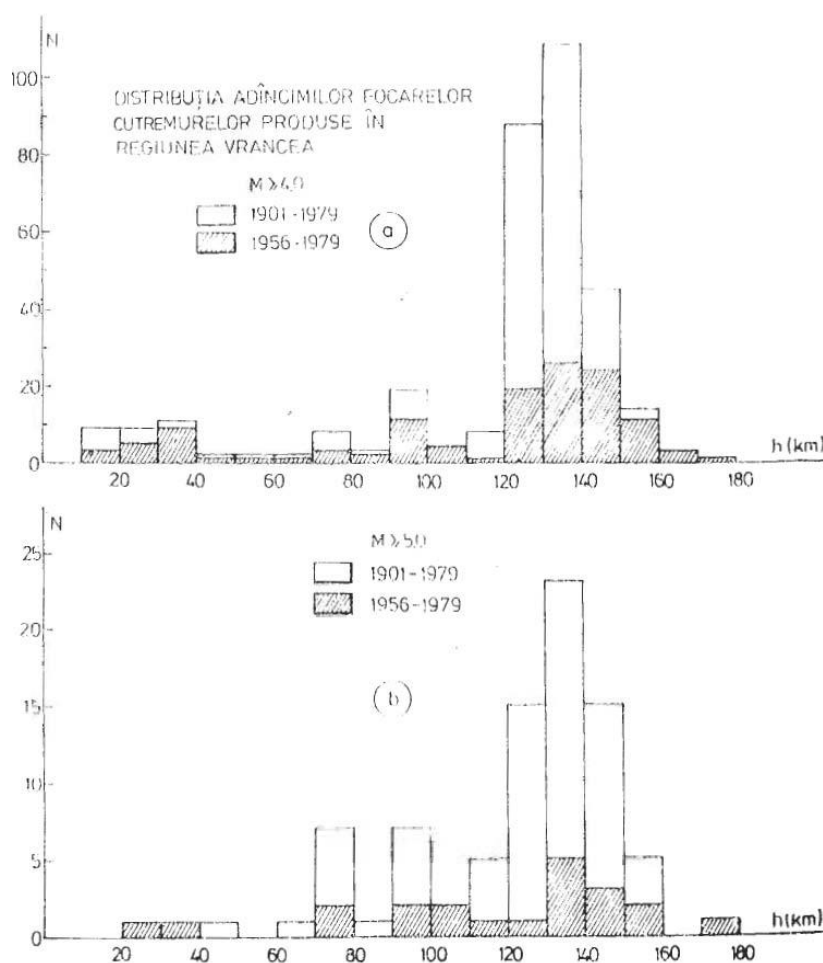
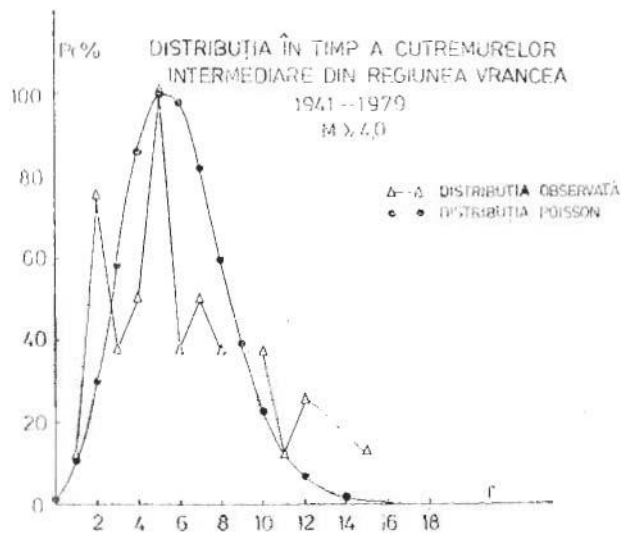
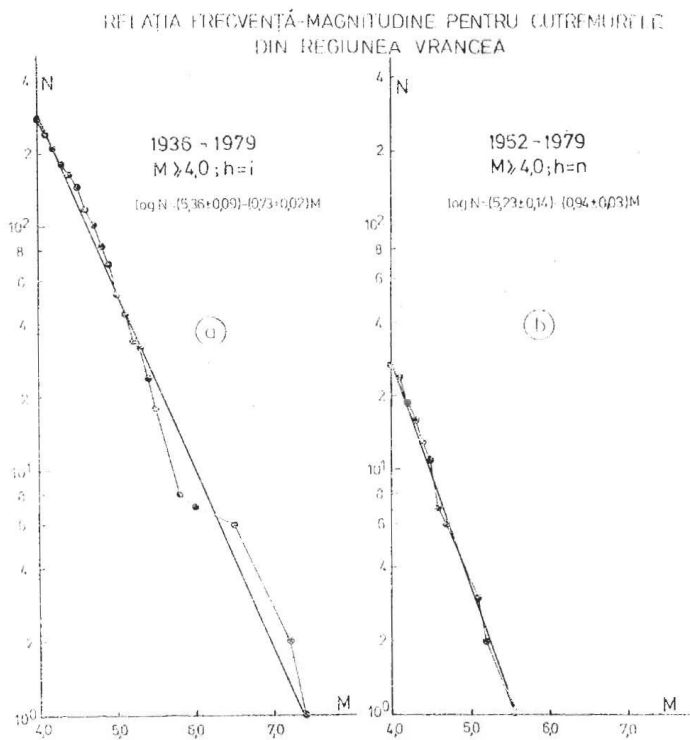


Fig.2.1.135 Distribuția adâncimilor focarelor cutremurelor produse în regiunea aVrancea;  $M \geq 4,0$ ; 1901 – 1979



**Fig.2.1.136 Distribuția în timp a cutremurelor intermediare din regiunea Vrancea (1941 - 1970;  $M \geq 4,0$ )**



**Fig.2.1.137 Relația frecvență – magnitudine pentru cutremurelor din regiunea Vrancea**



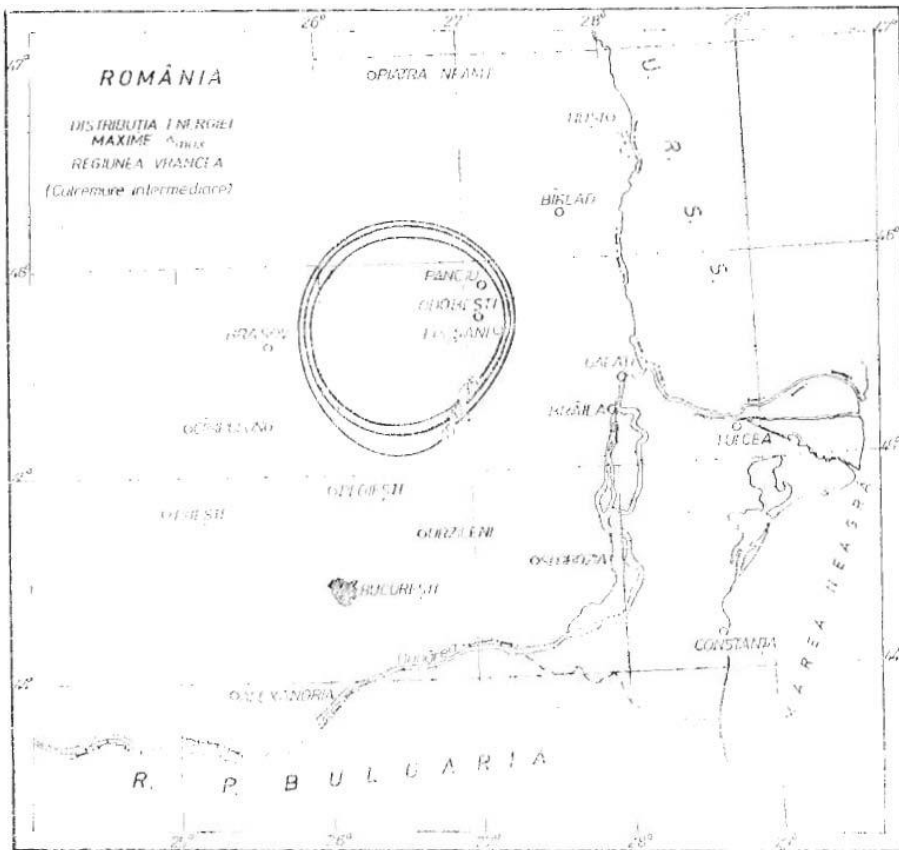


Fig.2.1.138 Distribuția energiei maxime; regiunea Vrancea (cutremure intermediare)

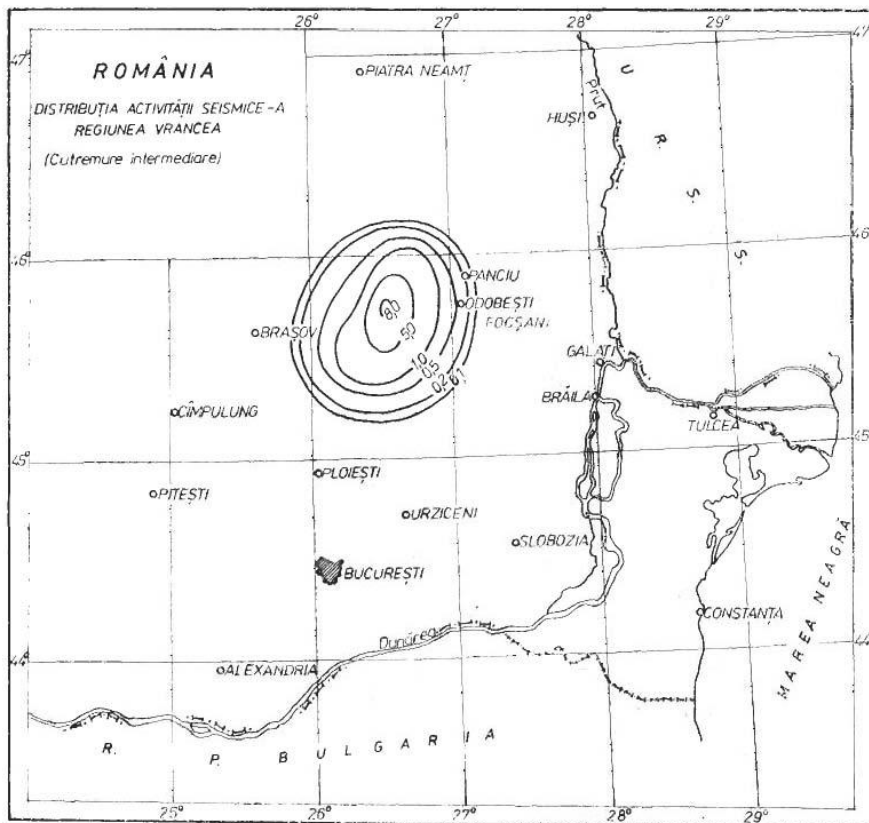


Fig.2.1.139 Distribuția activității seismice; regiunea Vrancea (cutremure intermediare)

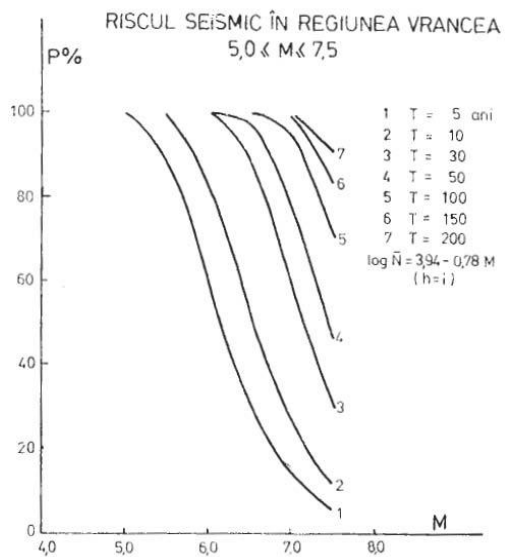


Fig.2.1.140 Riscul seismic in regiunea Vrancea ( $5,0 \leq M \leq 7,5$ )

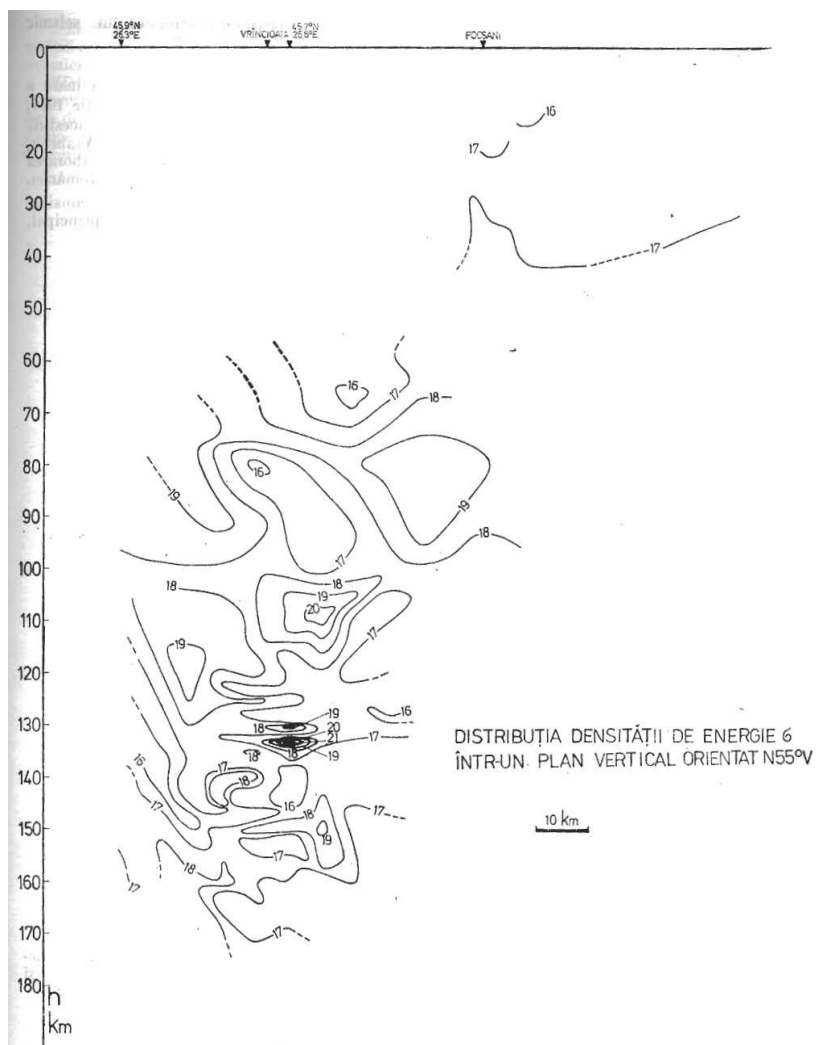
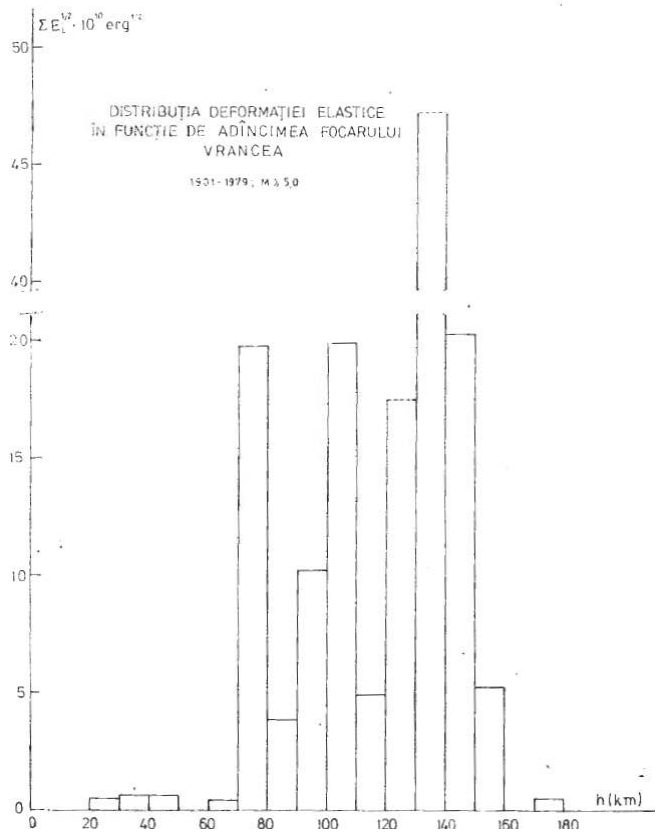
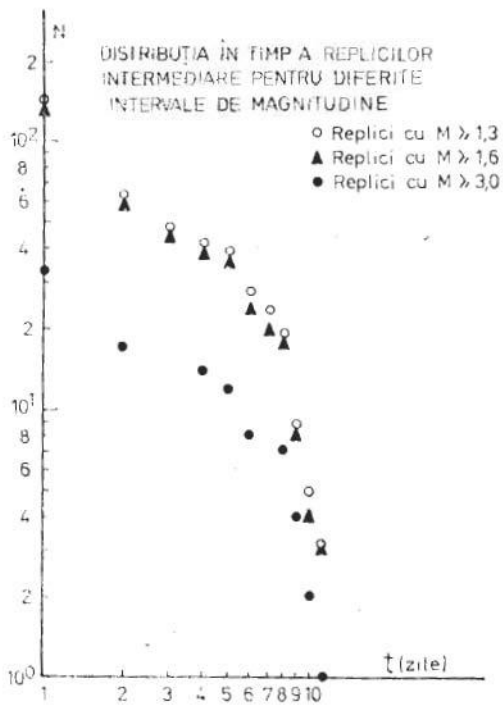


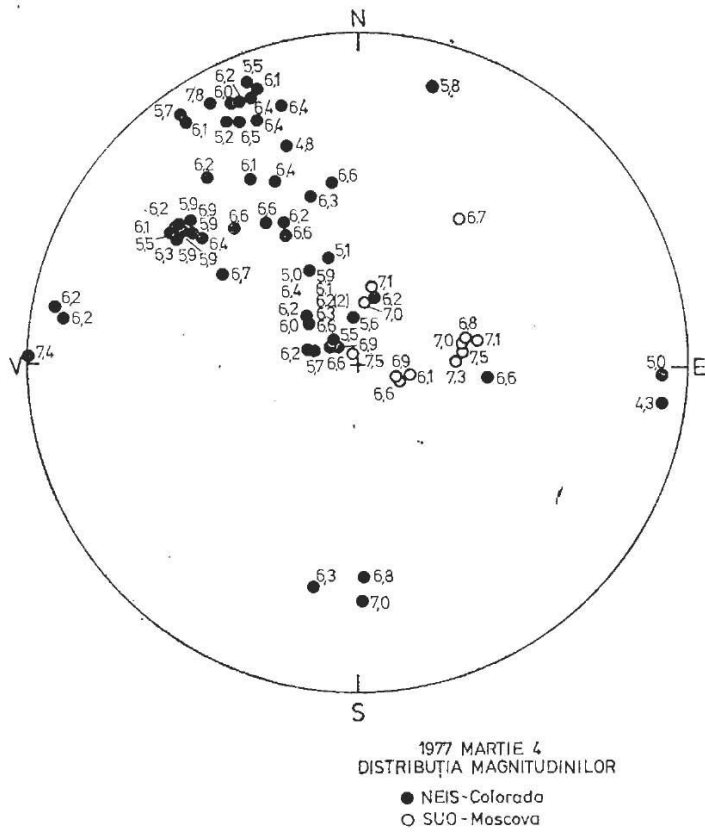
Fig.2.1.141 Distribuția densității de energie  $\delta$  într-un plan vertical orientat N55° V



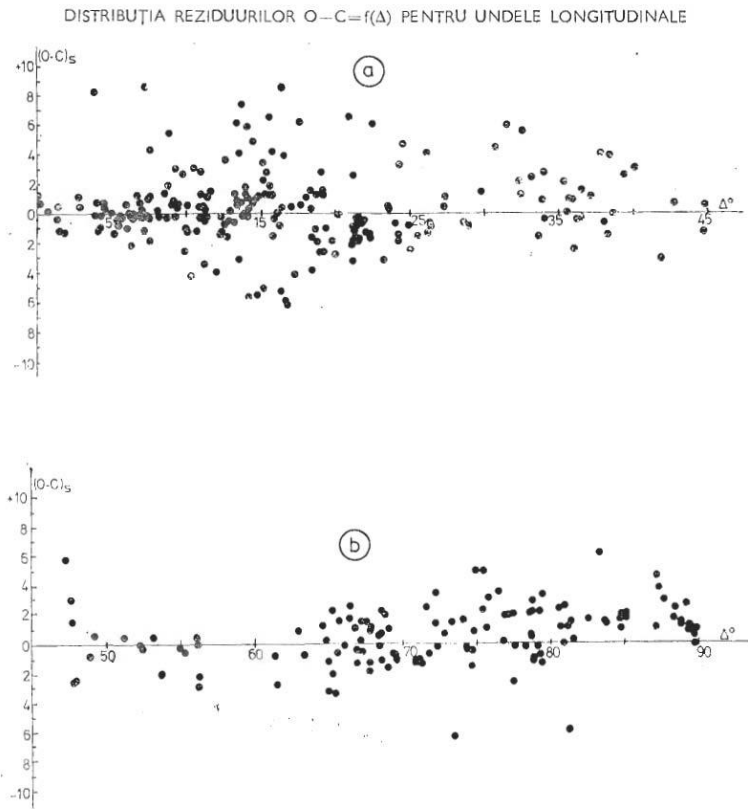
**Fig.2.1.142** Distribuția deformăției elastice în funcție de adâncimea focarului; Vrancea; 1901 – 1979; M ≥ 5,0



**Fig.2.1.143** Variația magnitudinii maxime M<sub>max</sub> în funcție de adâncimea h a focarului



**Fig.2.1.144 977 martie 4; distributia magnitudinilor**



**Fig.2.1.145 Distributia reziduurilor  $O-C=f(\Delta)$  pentru undele longitudinal**

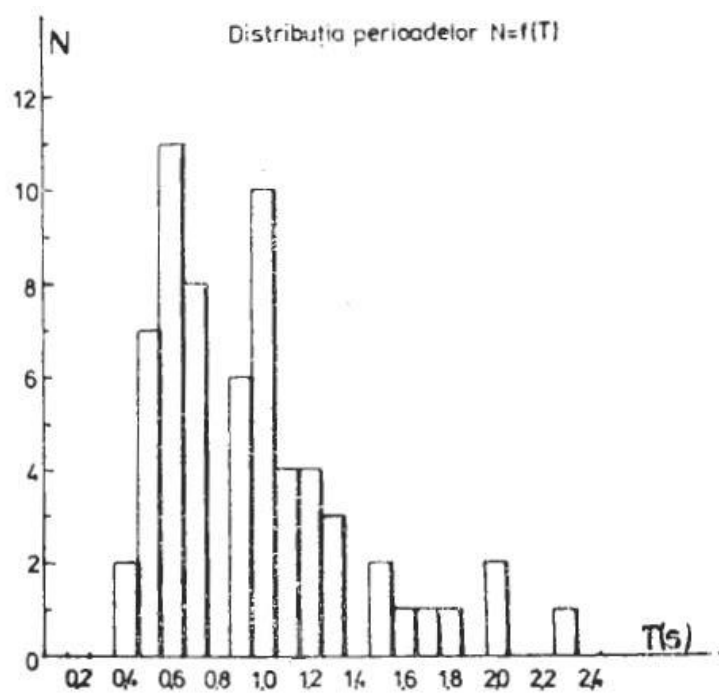


Fig.2.1.146 Distributia perioadelor  $N=f(T)$

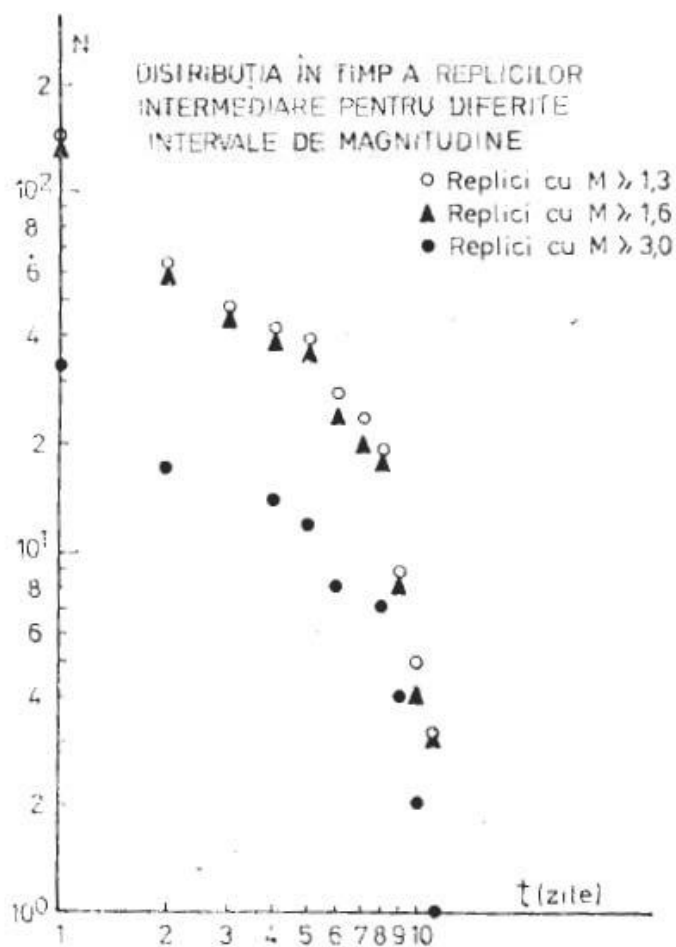


Fig.2.1.147 Distributia in timp a replicilor intermediare pentru diferite intervale de magnitudine

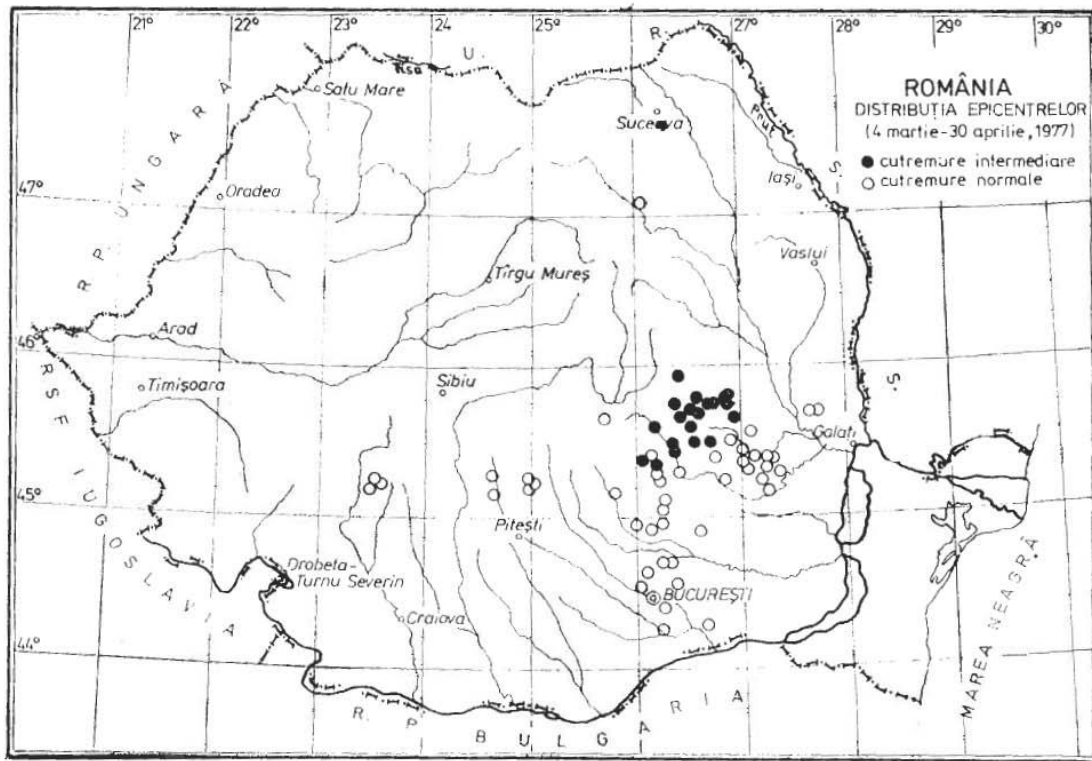


Fig.2.1.148 Romania; distributia epicentrelor (4 martie – 30 aprilie, 1977)

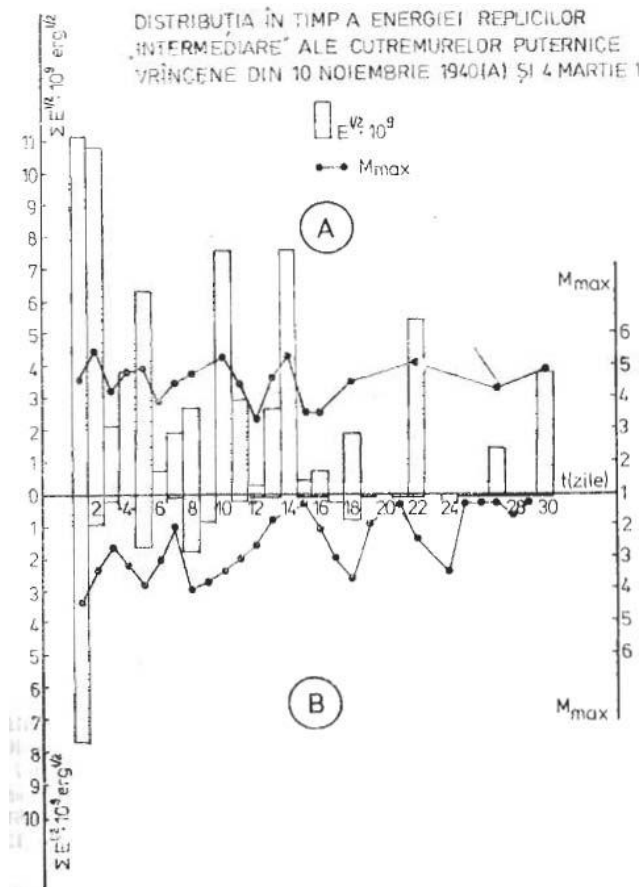
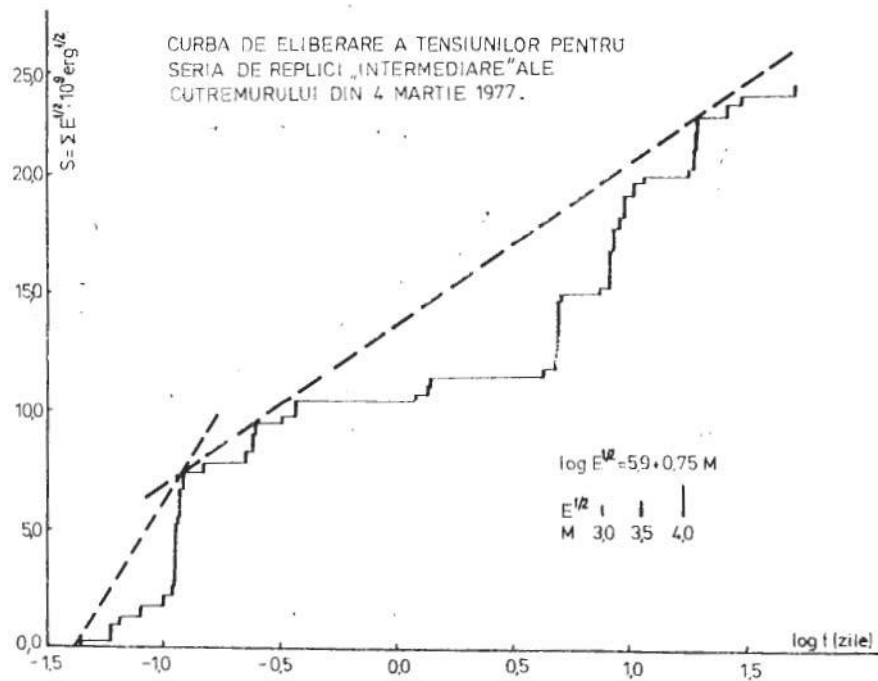
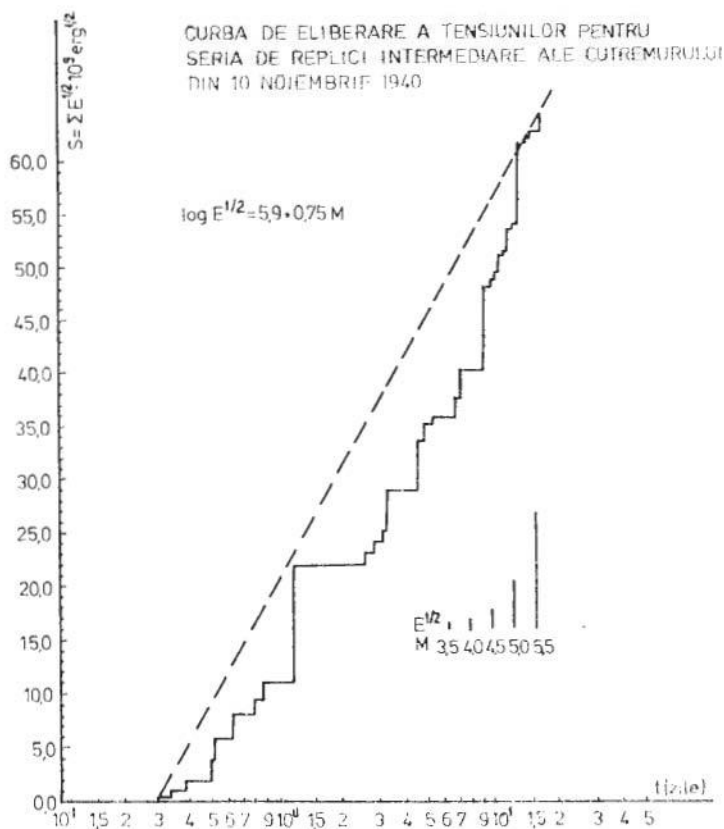


Fig.2.1.149 Distributia in timp a energiei replicilor "intermediare" ale cutremurelor puternice vrancene din 10 noiembrie 1940 (A) si 4 martie 1977 (B).



**Fig.2.1.150** Curba de eliberare a tensiunilor pentru seria de replici “intermediare” ale cutremurului din 4 martie 1977.



**Fig.2.1.151** Curba de eliberare a tensiunilor pentru seria de replici “intermediare” ale cutremurului din 10 noiembrie 1940

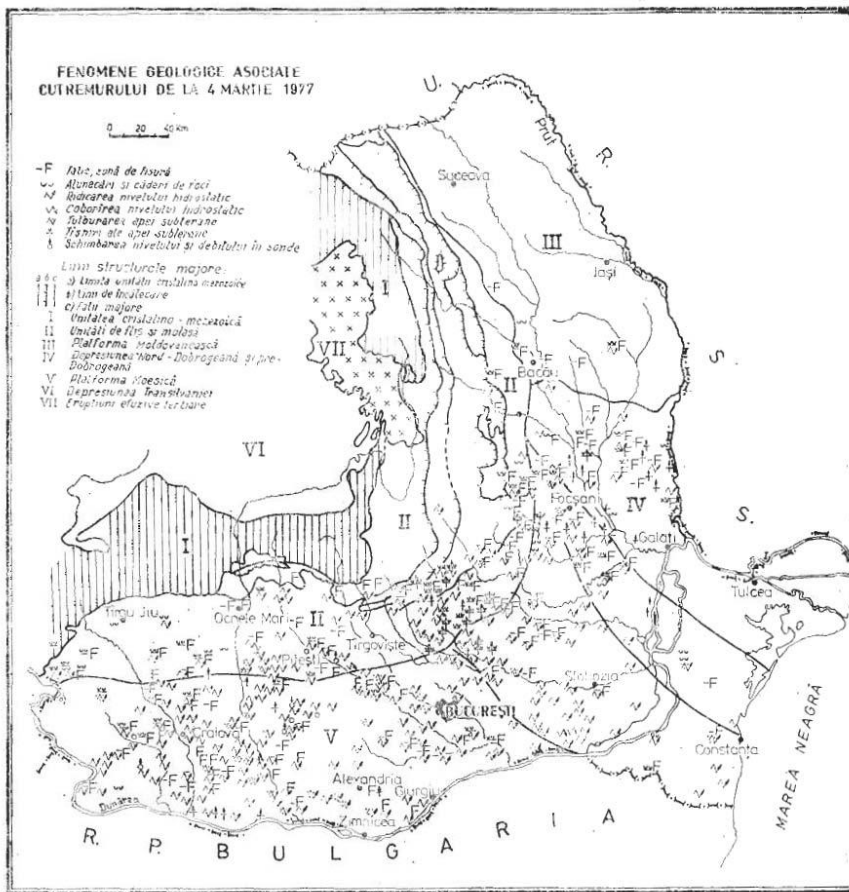


Fig.2.1.152 Fenomene geologice asociate cutremurului de la 4 martie 1977.

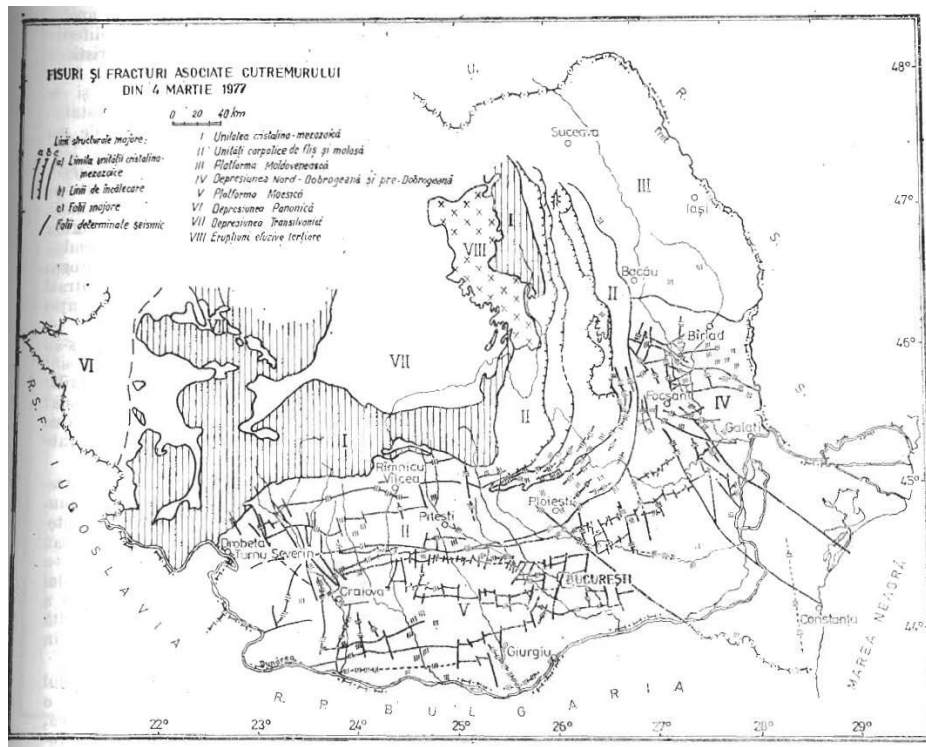


Fig.2.1.153 Fisuri și fracturi asociate cutremurului din 4 martie 1977



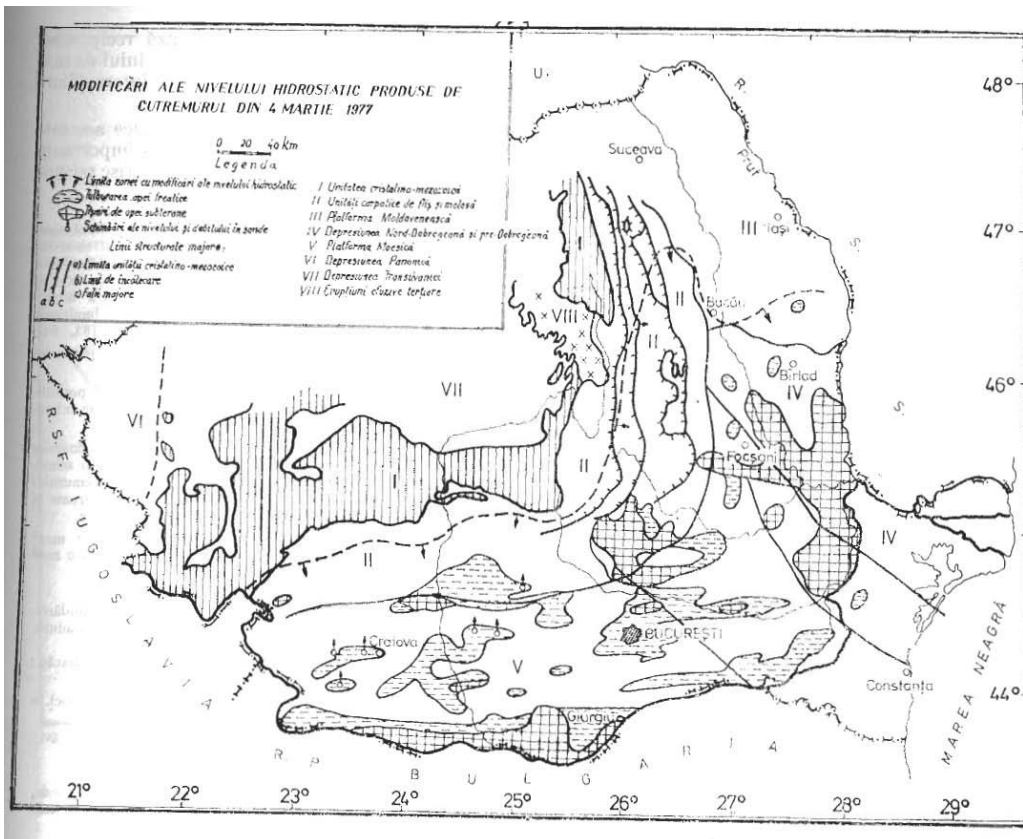


Fig.2.1.154 Modificari ale nivelului hidrostatic produse de cutremurul din 4 martie 1977

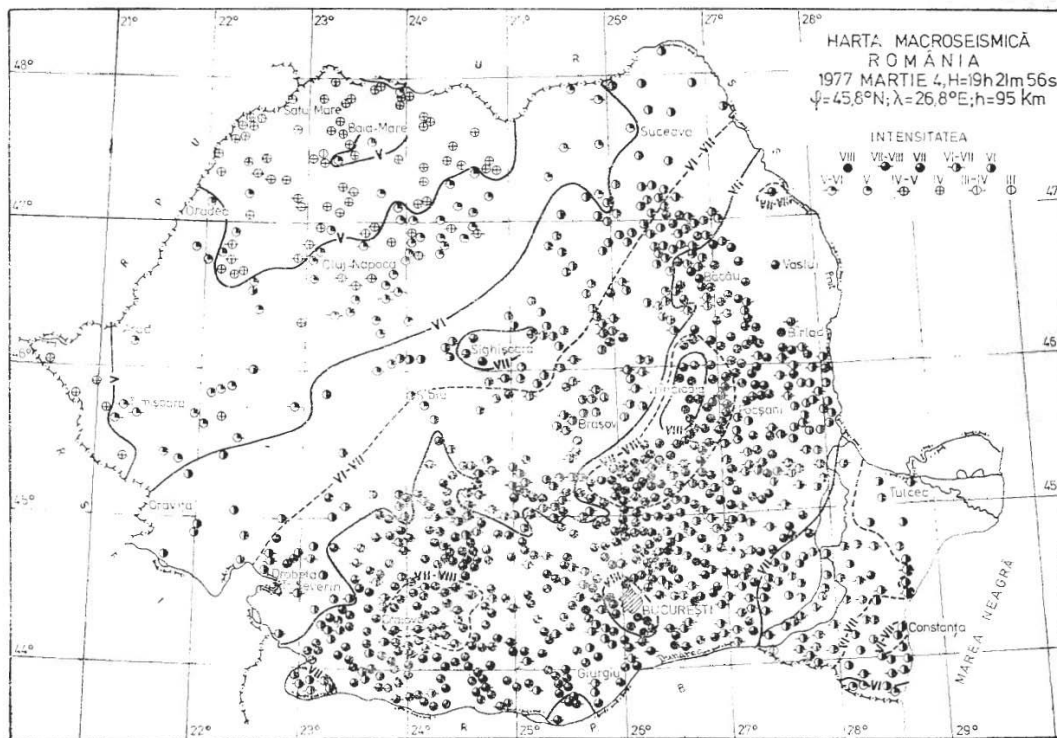


Fig.2.1.155 Harta macroseismica Romania; 1977 martie 4, H=19h21m56s,  $\varphi=45,8^{\circ}N$ ,  $\lambda=26,8^{\circ}E$ , h=95km.

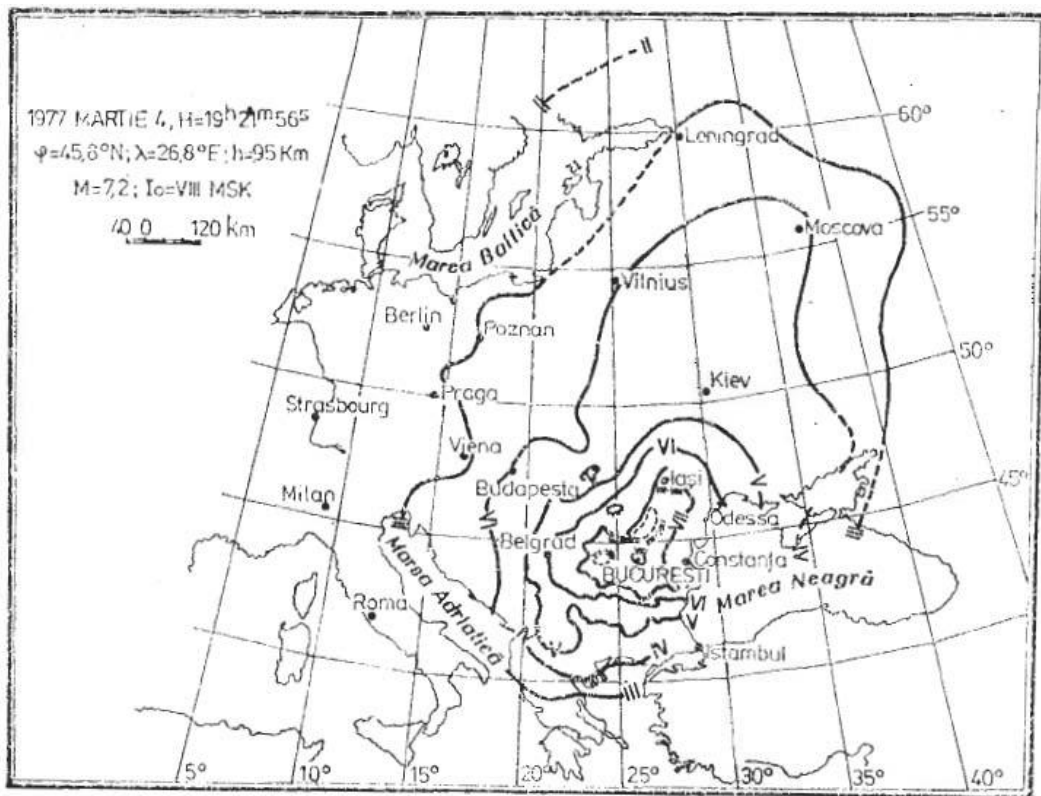


Fig.2.1.156 Harta macroseismica generalizata a cutremurului din martie 1977 (Europa).

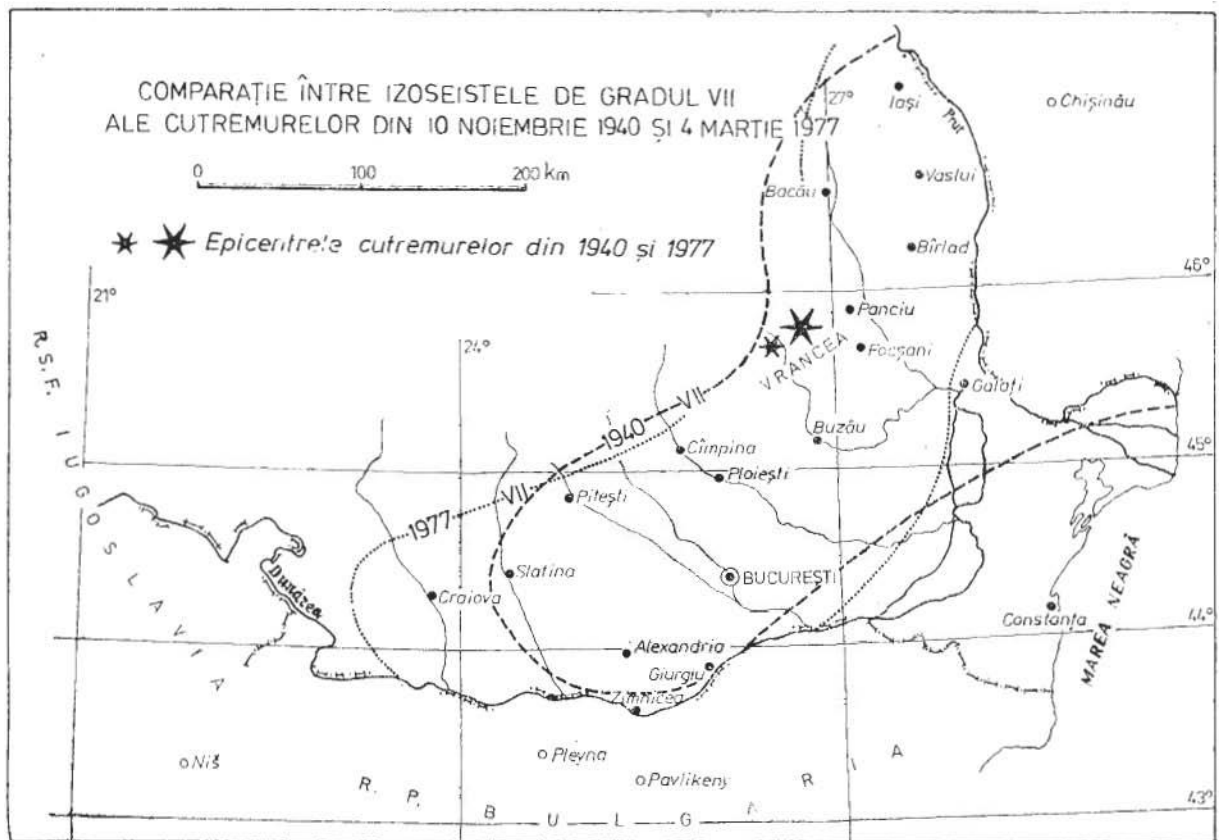
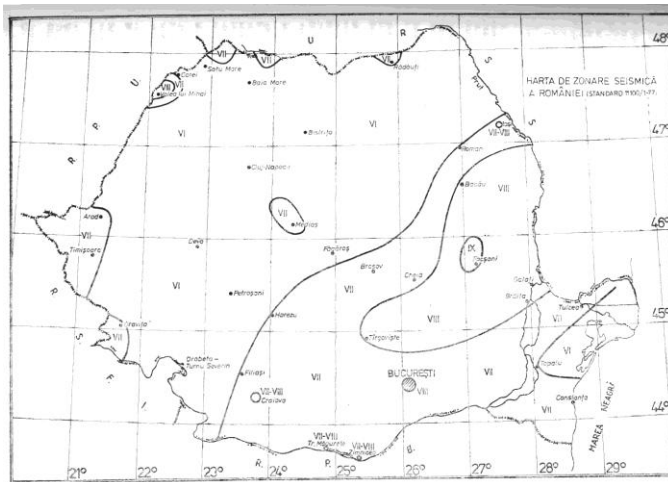
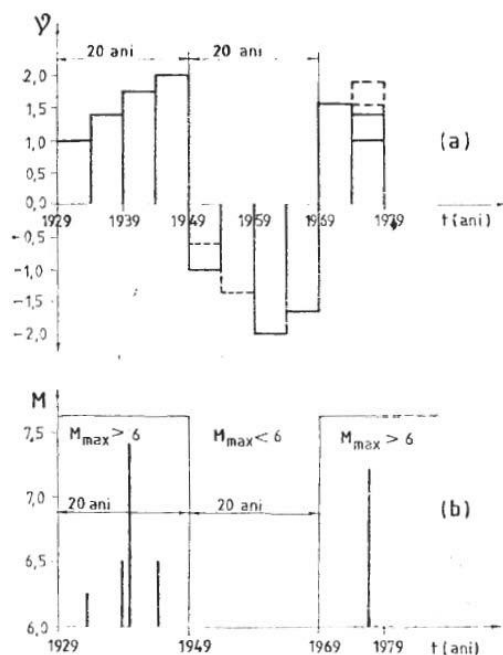


Fig.2.1.157 Comparatie între izoseistele de gradul VII ale cutremurelor din 10 noiembrie 1940 și 4 martie 1977.

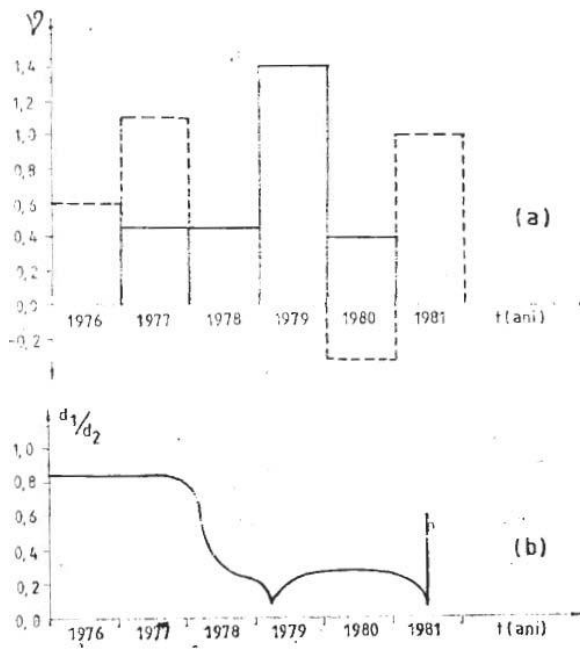


**Fig. 2.1.158 Harta de zonare seismică a României (standard 111000/1-77)**

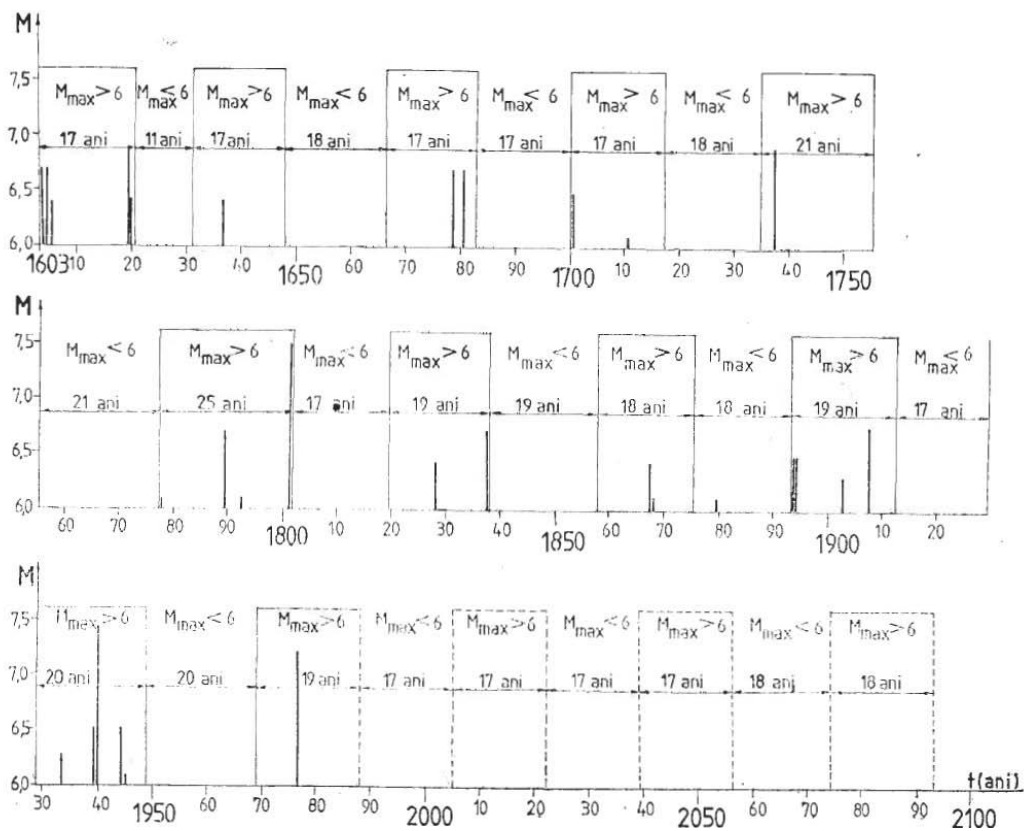
Enescu (1983) studiază seriile de timp din Vrancea în încercarea de a stabili o legitate de apariție a evenimentelor majore. Intre altele, sunt relevate următoarele aspecte: (i) frecvența de apariție și analiza tipului de mecanism dominant (Fig. 2.1.159), (ii) variația raportului dintre dimensiunile geometrice maxime ale anomaliilor campului de stress a doua fracturi reciproc perpendiculare din zona decurbură a Carpaților (Fig. 2.1.160) și (iii) studiul periodicității seismelor din Vrancea (Fig. 2.1.161).



**Fig. 2.1.159 Variația în timp (pe perioada 1930 – 1979) a. factorului  $\nu$  care indică tipul de mecanism dominant:  $\nu > 0$  arată dominația categoriei în care stressul de comprimare este orientat SE – NV;  $\nu < 0$  indică dominația categoriei în care stressul de comprimare este orientat SV – NE. Pentru intervalele 1950 – 1951; 1955 – 1959 rezultatele sunt prezentate în două variante, iar pentru intervalul 1975 – 1979 în patru variante. Toate variantele conduc la aceeași concluzie. b. Distribuția magnitudinilor  $M > 6$  pe aceeași perioadă de timp (1930 – 1979).**



**Fig. 2.1.160** Variatia in timp (pe perioada 1976 – 1981) a. factorului  $v$ . b) Curba de variatie a raportului dintre dimensiunile geometrice maxime ale anomaliilor campului de stress a doua fracturi reciproc perpendicular obtinuta de Apostol si Molnar-Veress (1981) intr-o zona situate in interiorul curburii Carpatilor Orientali.



**Fig. 2.1.161** Caracteristici ale periodicitatii cutremurelor din Vrancea pentru perioada 1601 – 1981

Enescu (1984) pune în evidență noi particularități ale seismicității intermediare din Vrancea, Sunt relevate aspecte cum ar fi: câmpul macroseismic al evenimentului din 01.05.1955 (Fig. 2.1.162), harta de intensități pentru seismul din 14.01.1963 (Fig. 2.1.163), relația dintre accelerațiile solului și intensitatea macroseismică (Fig. 2.1.164), și hărți de accelerații maxime (Fig. 2.1.165-166).

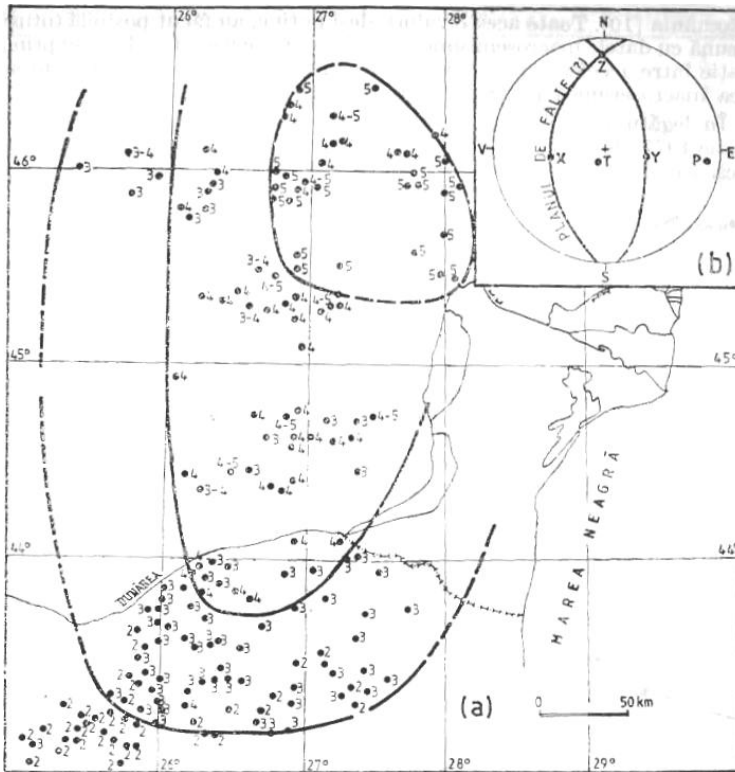


Fig. 2.1.162 a) Izoseiste ale cutremurului vrancean din 1 mai 1955 (valorile intensitatii dupa Petrescu, G., Radu, C., 1961; izoseistele trasate de noi); b) Solutia de plan de falie pentru acelasi cutremur (dupa Ritsema, A. R., 1974)

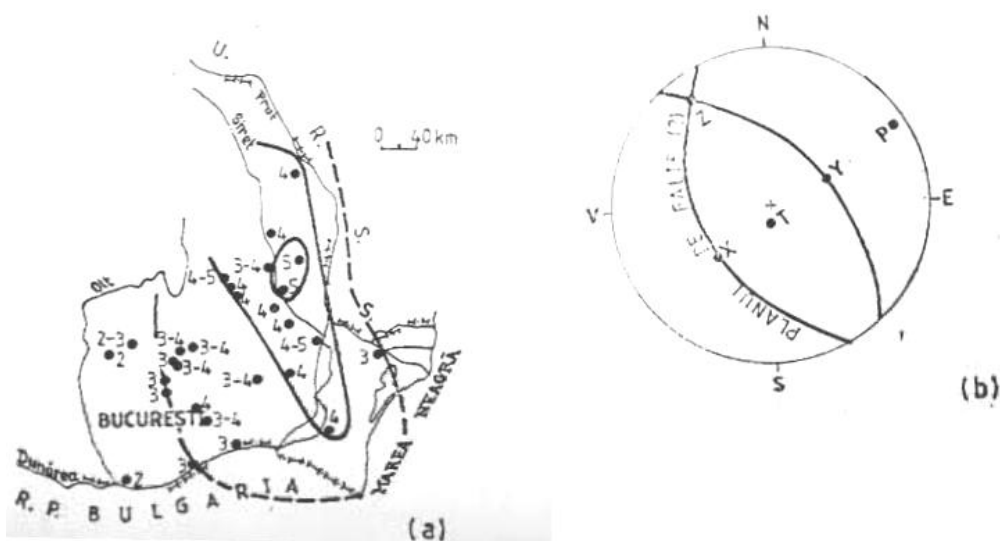


Fig. 2.1.163 a) Izoseiste ale cutremurului vrancean din 14 ianuarie 1963 (valorile intensitatii dupa Catalogue of Earthquake, 1974; izoseistele trasate de noi); b) Solutia de plan de falie pentru acelasi cutremur (dupa Ritsema, A. R., 1974)

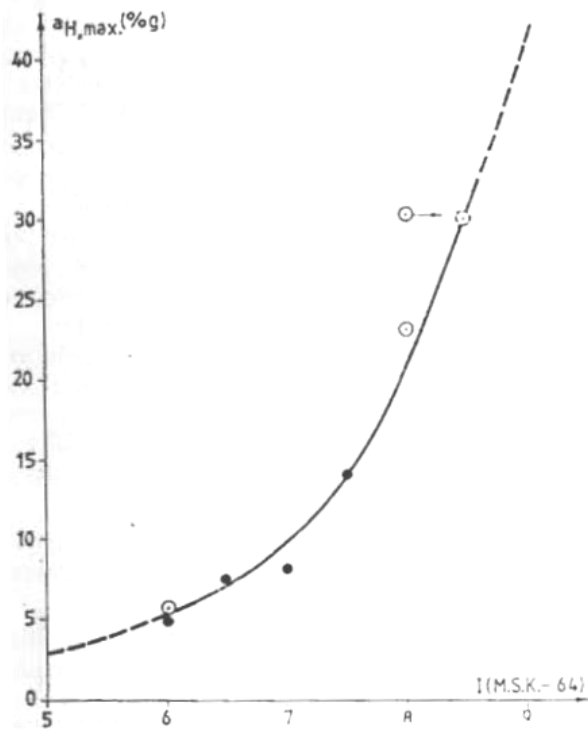


Fig. 2.1.164 Relatia între acceleratia orizontala maxima a miscarii terenului si intensitatea macroseismica pentru cutremurile vrancene. Cercuri goale – acceleratii observate; cercuri pline – acceleratii calculate

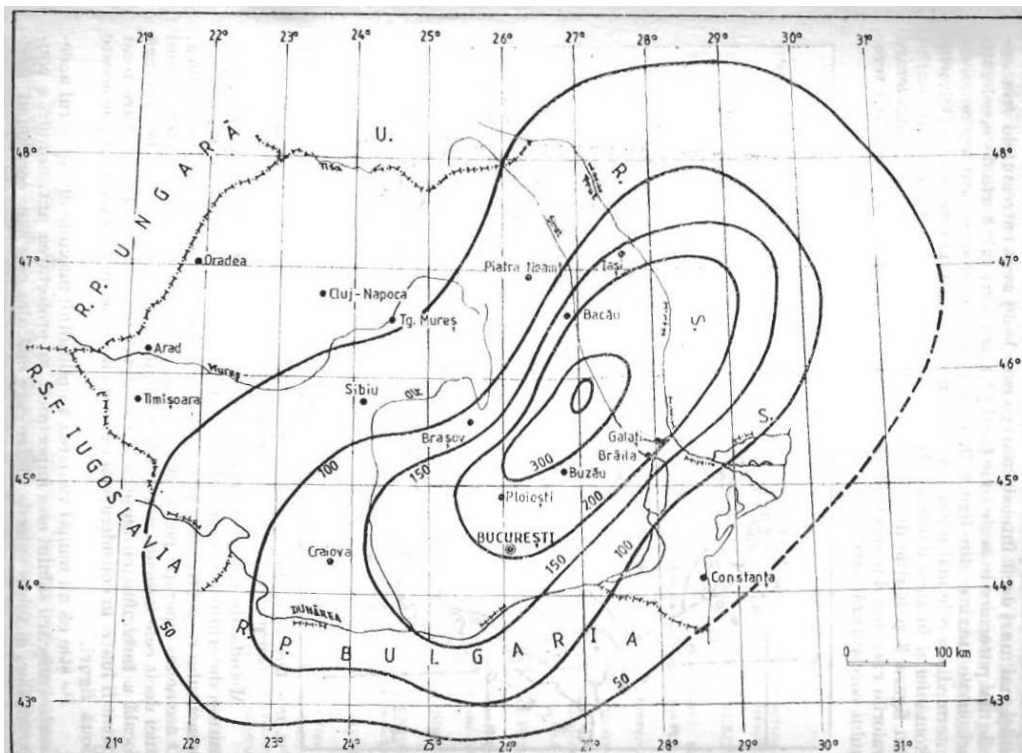
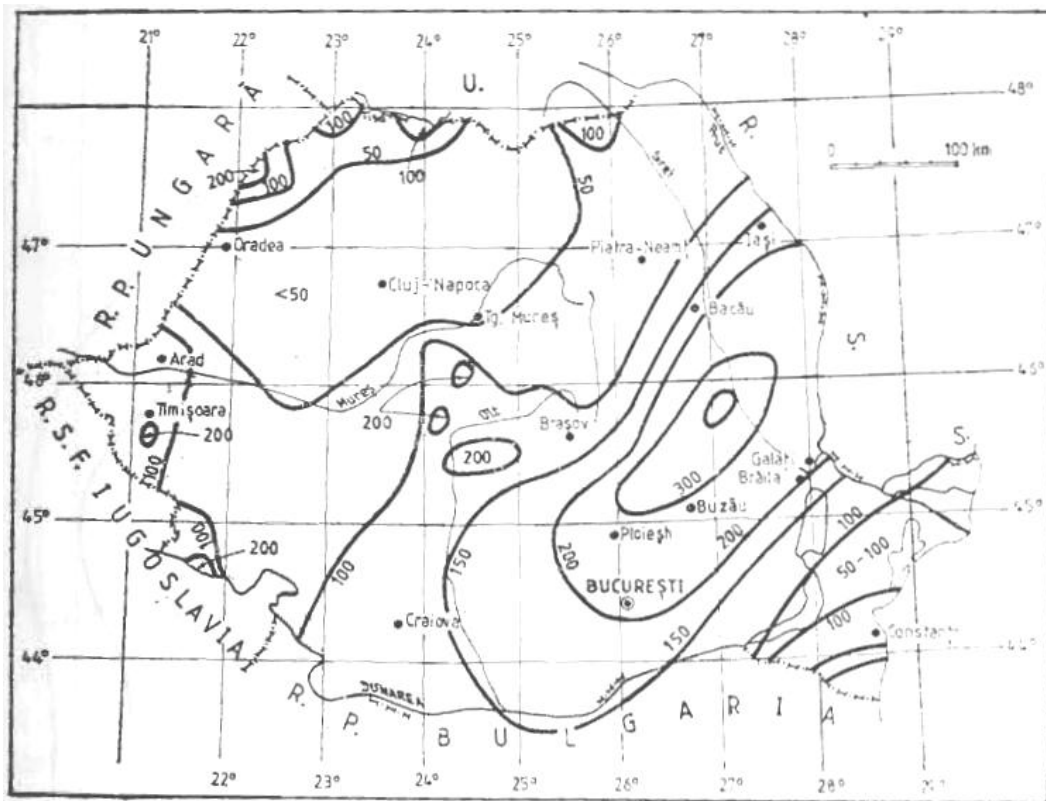
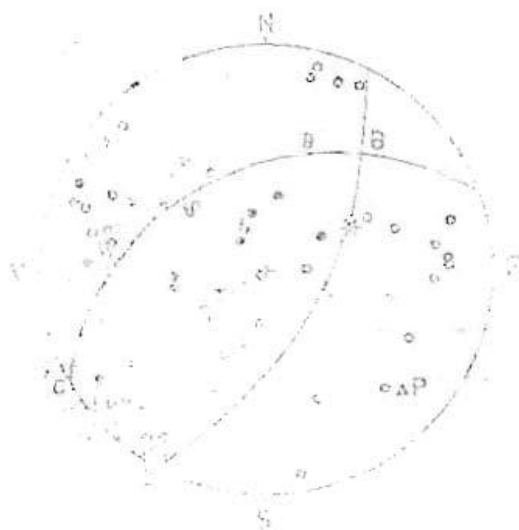


Fig. 2.1.165 Harta de acceleratii orizontale maxime



**Fig. 2.1.166** Harta de acceleratii orizontale maxime (in  $\text{cm/s}^2$ ) corespunzatoare celor mai puternice cutremure (intermediare si crustale) simtite pe teritoriul Romaniei

Analiza evenimentelor semnificative din Vrancea este continuată de Oncescu si Apolozan (1985) care pun în evidenţă câteva particularităţi ale seismului cum ar fi: mecanismul în focar (Fig. 2.1.167, Fig. 2.1.168), procesul de rupere (Fig. 2.1.169 – 170).



**Fig. 2.1.167** Soluția de plan de falie a evenimentului N reprezentata într-o proiectie stereografica pe emisfera inferioara; cercurile pline indica sensul plus (compresii).

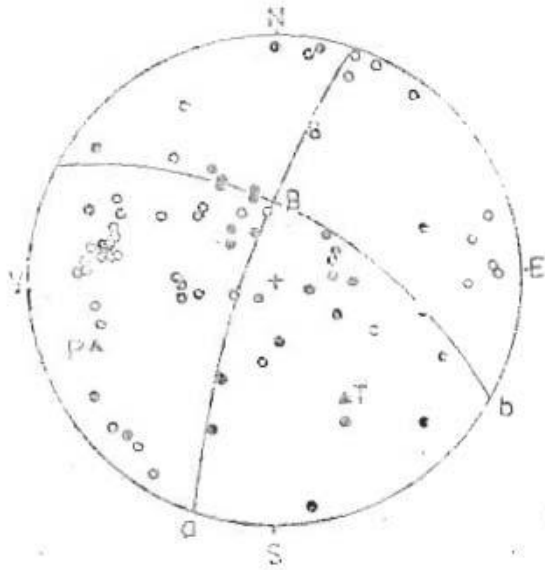


Fig. 2.1.168 Soluția de plan de falie a echivalentului B.

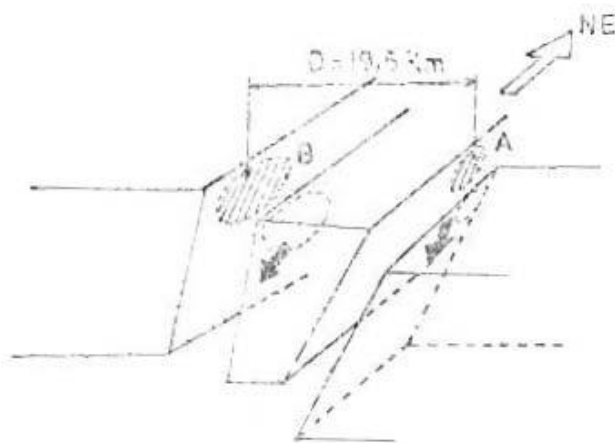


Fig. 2.1.169 Reprezentarea schematic a procesului de rupere in ipoteza ca planele de rupere sunt  $a_A$  si  $a_B$ .

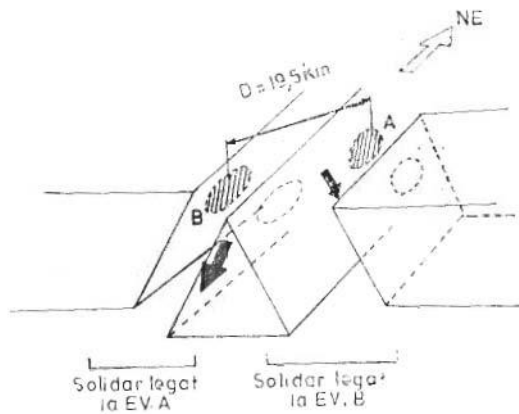


Fig. 2.1.170 Reprezentarea schematică a procesului de rupere in ipoteza ca planele de rupere sunt  $b_A$  si  $b_B$ .



Constantinescu si Mârza (1987) fac o caracterizare preliminară a cutremurului de adâncime intermediară din 30 august 1986. Sunt descriși parametri principali (coordonate, adâncime, magnitudine) si este prezentat si un model al mecanismului în focar (Fig. 2.1.171).

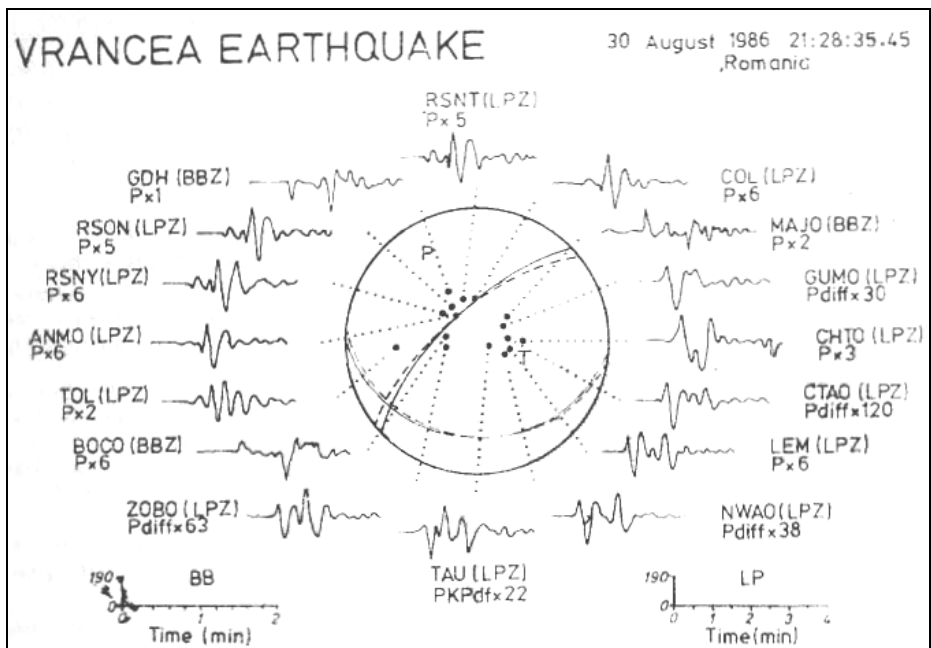


Fig. 2.1.171 Soluția planului de falie pentru cutremurul din 30.08.1986

Enescu si Zugrăvescu (1987) fac o amplă trecere în revistă a seismicității de la curbura Carpaților Orientali concluzionând și asupra proceselor geodinamice care o controlează.

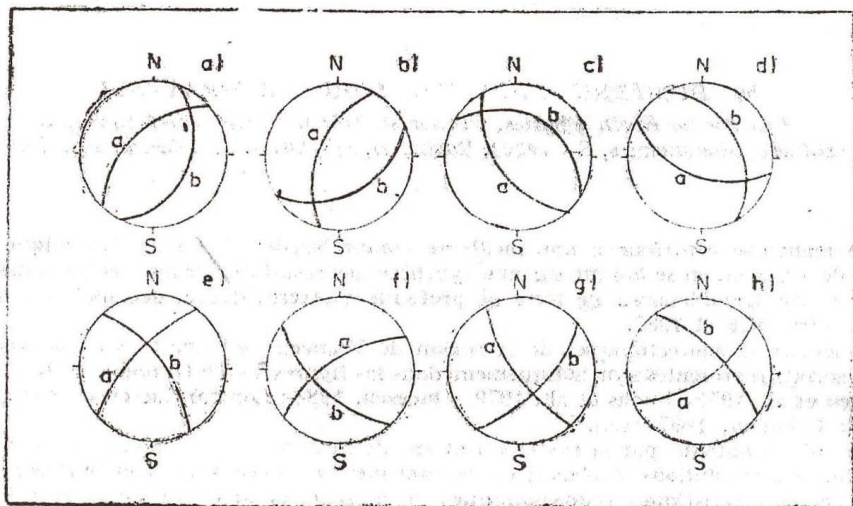


Fig. 2.1.172 Variante pentru planul de falie al seismelor din Vrancea

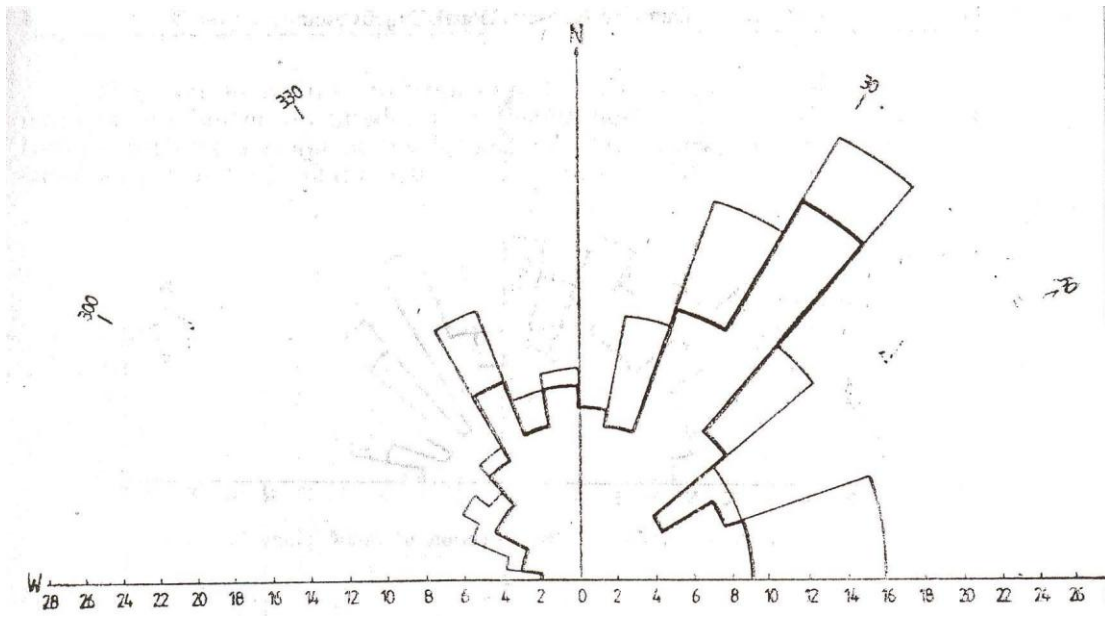


Fig. 2.1.173 Direcții preferențiale ale planului de falie a

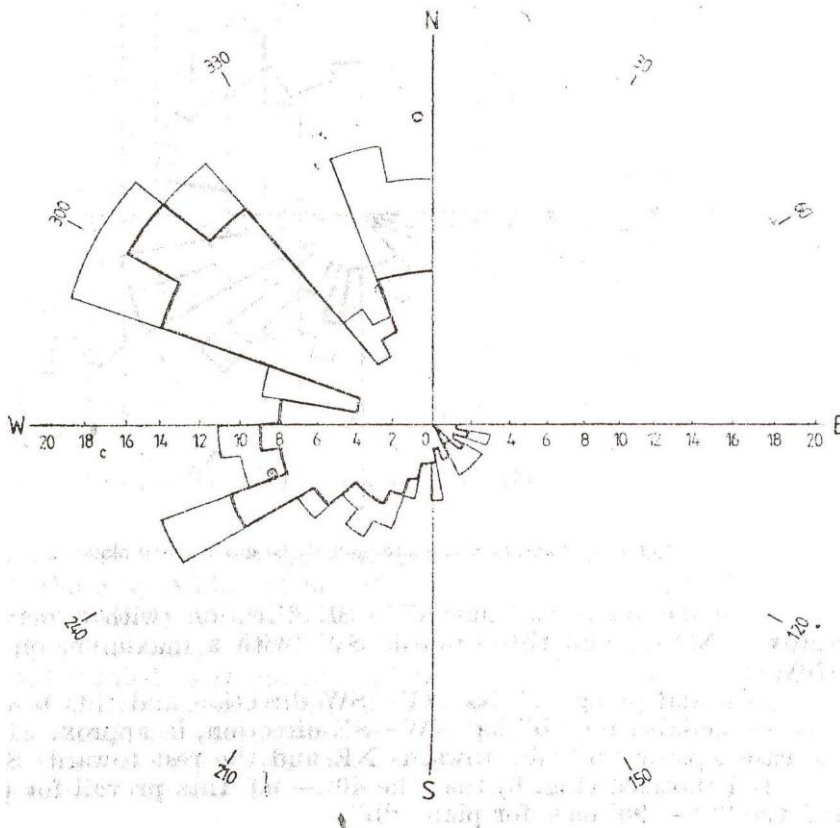


Fig. 2.1.174 Variația înclinării planului de falie a

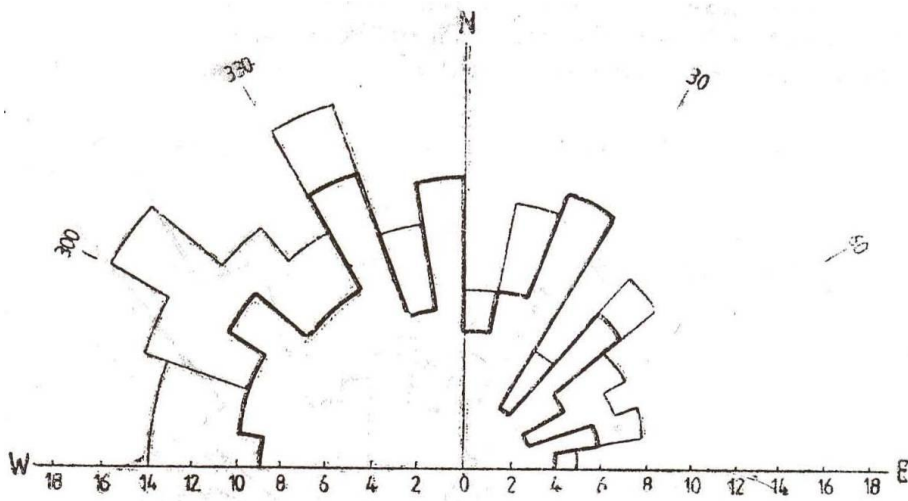


Fig. 2.1.175 Directii preferentiale ale planului de falie b

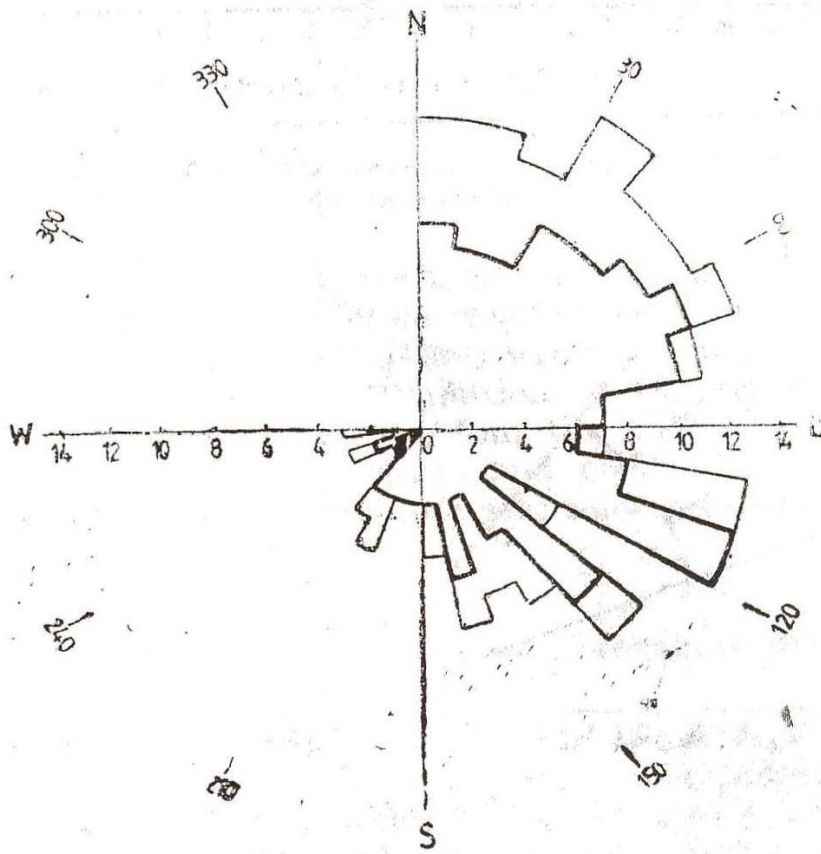


Fig. 2.1.177 Variația înclinării planului de falie b

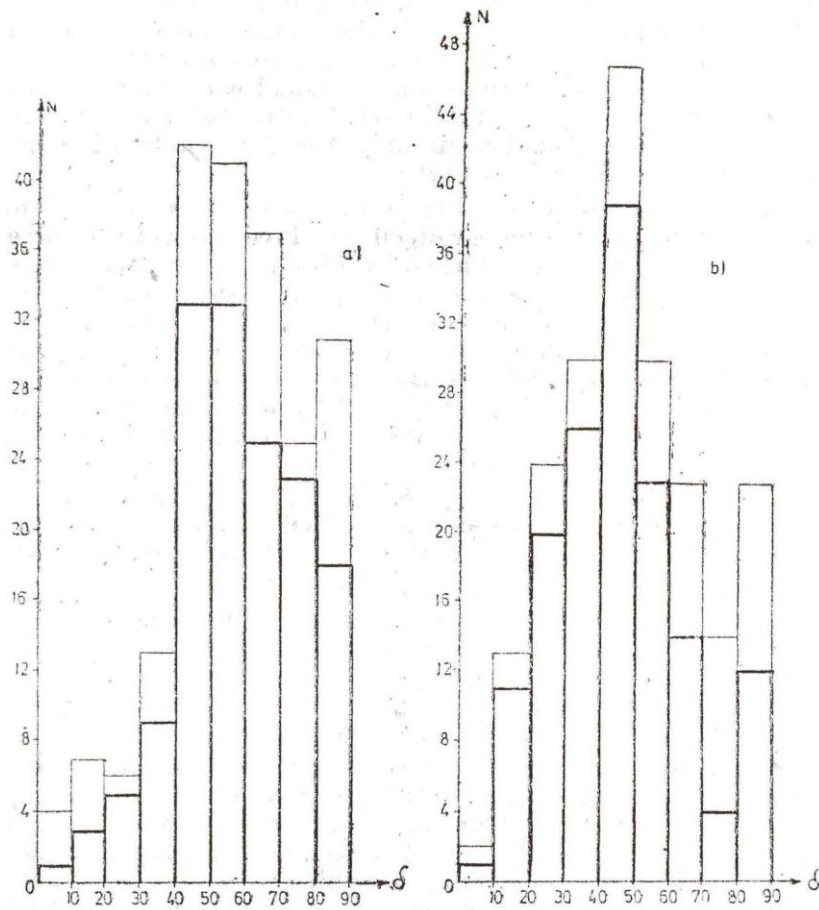


Fig. 2.1.178 Histogramele directiei planelor de falie a si b

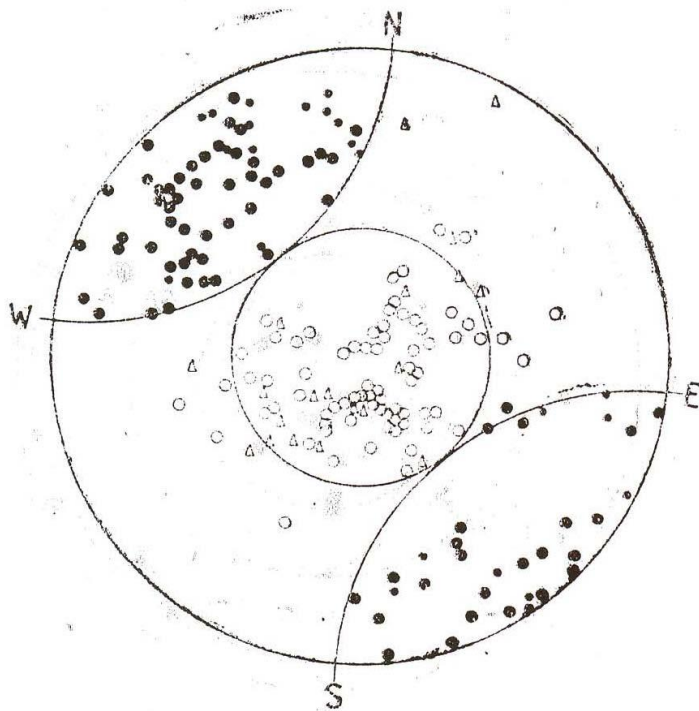


Fig. 2.1.179 Axe de extensie T ale cutremurelor de primul tip; cercuri pline : axe P ; cercuri goale : axe T ;triunghiuri goale : axe T pt cutremure de tip D ; triunghiuri pline: axe P pentru cutremure de tip 2

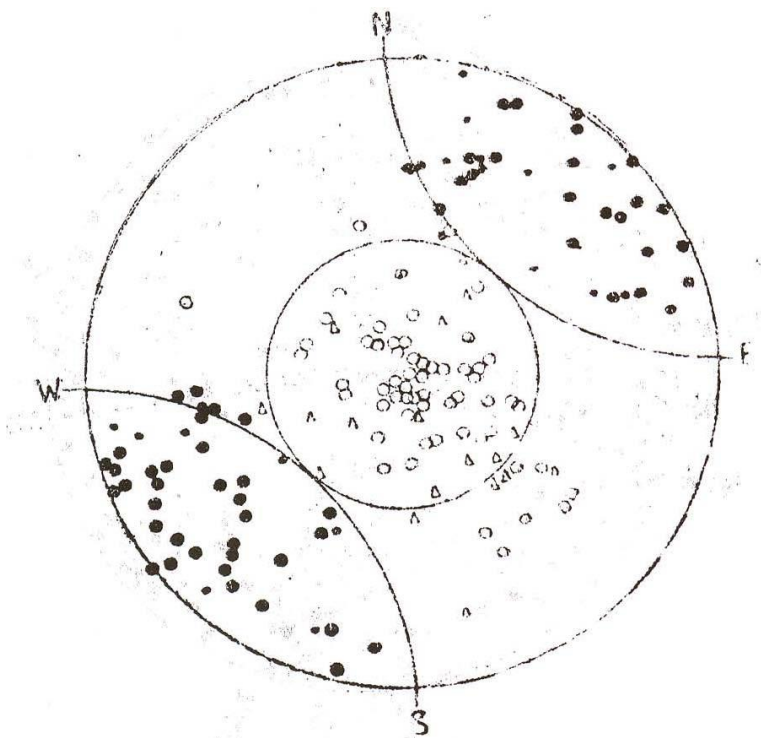


Fig. 2.1.180 Similar pt cutremure de tipul 2

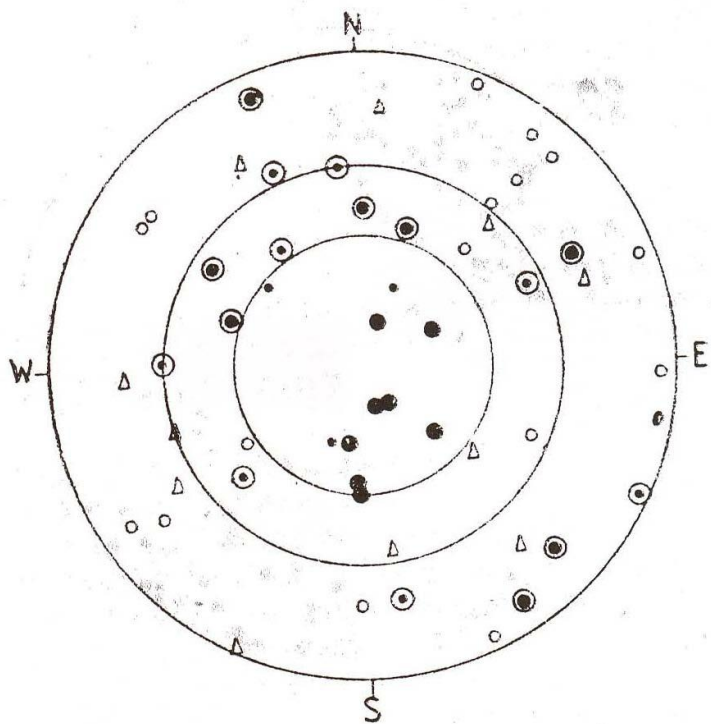


Fig. 2.1.181 Similar cu figura precedenta. punctele : axe P pt mecanism transcurent

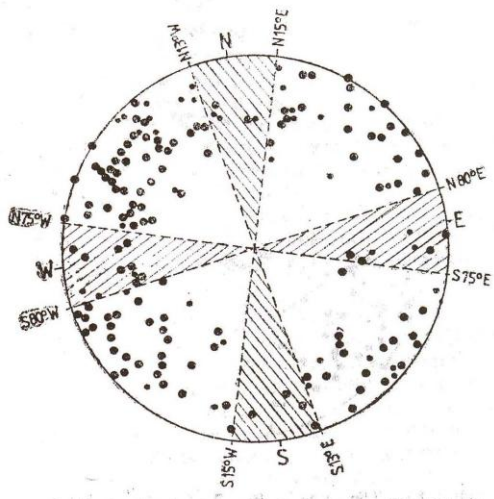


Fig. 2.1.182 Axe P pentru primele doua categorii de cutremure vrancene

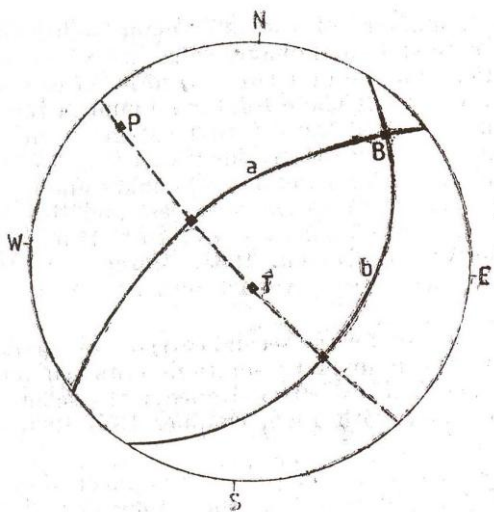


Fig. 2.1.183 Solutie medie a planului de falie pentru cutremure de compresie din prima categorie

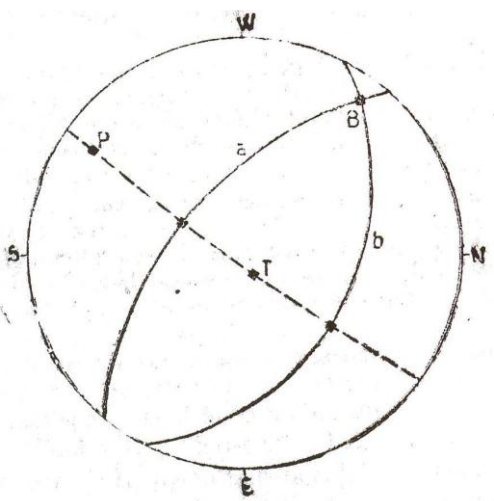


Fig. 2.1.184 Solutie medie a planului de falie pentru cutremure de compresie din a doua categorie

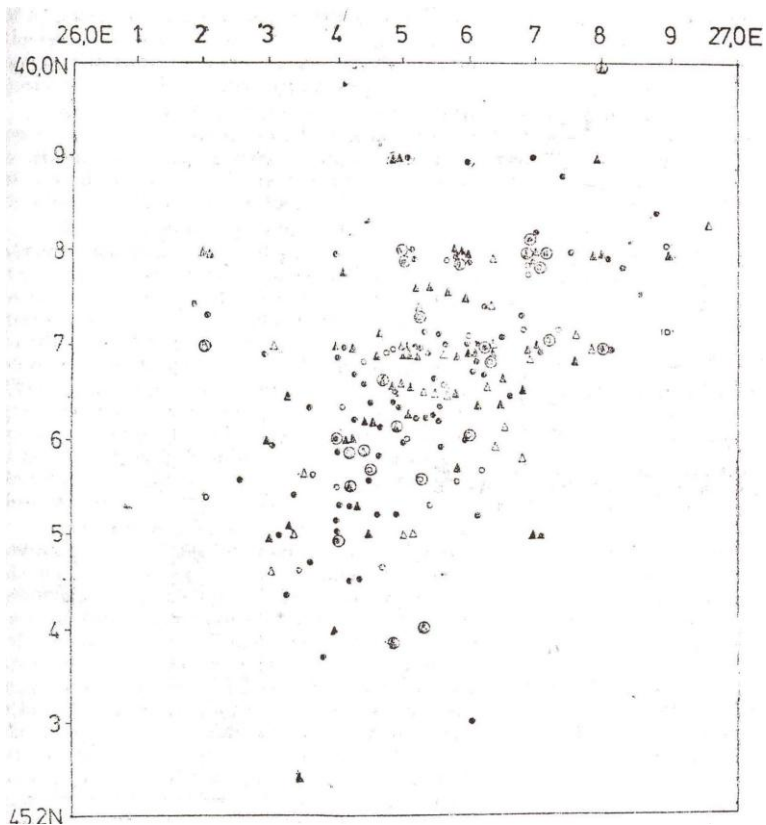


Fig. 2.1.185 Distribuția epicentrelor celor 206 cutremure studiate cu axa NW-SE (puncte pline – gradul A – C; cercuri goale – gradul D; cutremure cu axa NE-SW (triunghi plin – cutremure de grad A – C; triunghi gol – cutremure de grad D. Simbolurile înscrise în cerc – cutremure de extensie

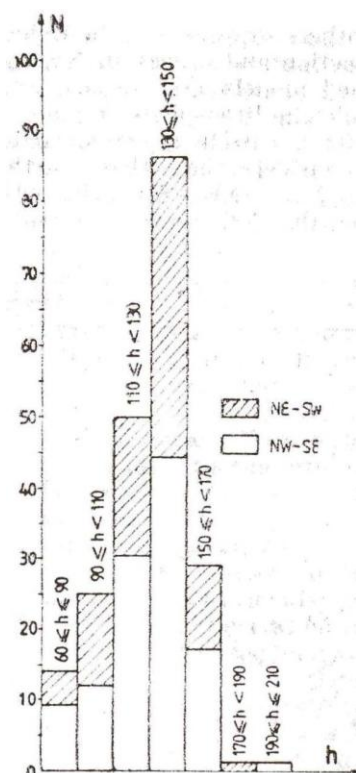


Fig. 2.1.186 Distribuția în adâncime a cutremurelor cu axe P orientate NW-SE sau NE-SW

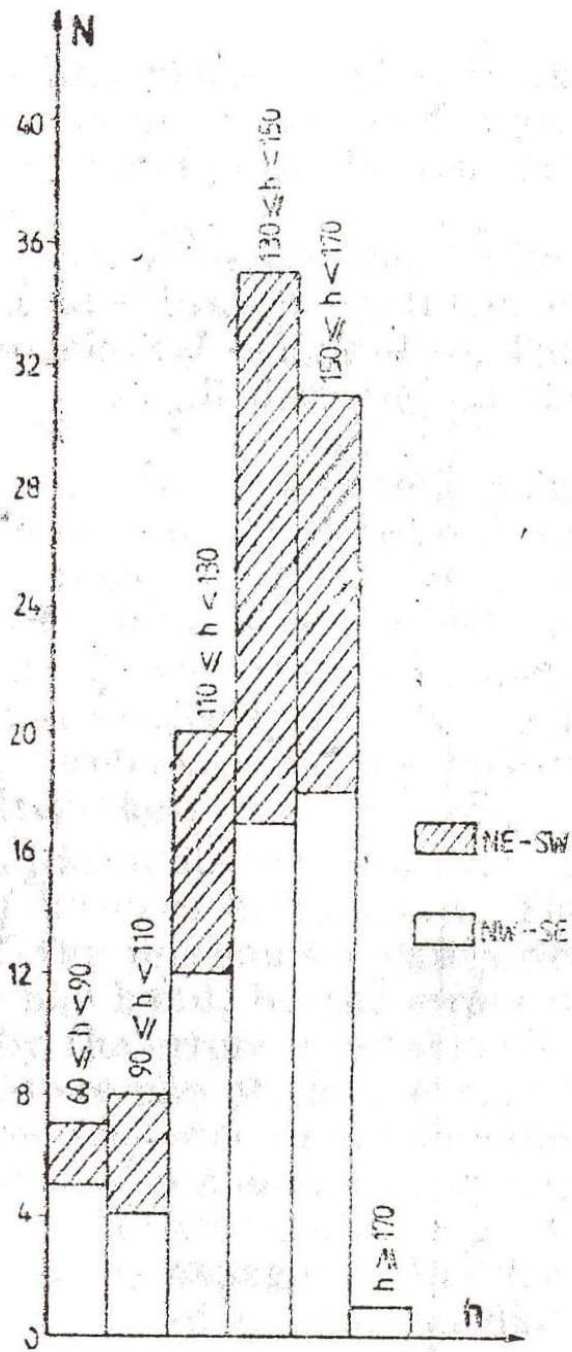


Fig. 2.1.187 Idem pentru cutremure între octombrie 1981 – octombrie 1987.



## 2.2. MODELUL DIGITAL AL TERENULUI

Este știut faptul că pentru interpretarea corectă a oricăreia dintre informațiile geofizice disponibile într-o regiune un element de bază îl constituie stabilirea corectă a topografiei regiunii.

Pentru încadrarea arealului studiat în imaginea de ansamblu a reliefului din această parte a continentului dar și pentru obținerea unor informații de grade diferite de detaliu au fost elaborate modele digitale ale terenului, la scări diferite. Pornind de la imaginea furnizată de modelul global rasterizat GTOPO 30 (fig.2.2.1) s-a trecut succesiv la hărți cu scări din ce în ce mai mari.

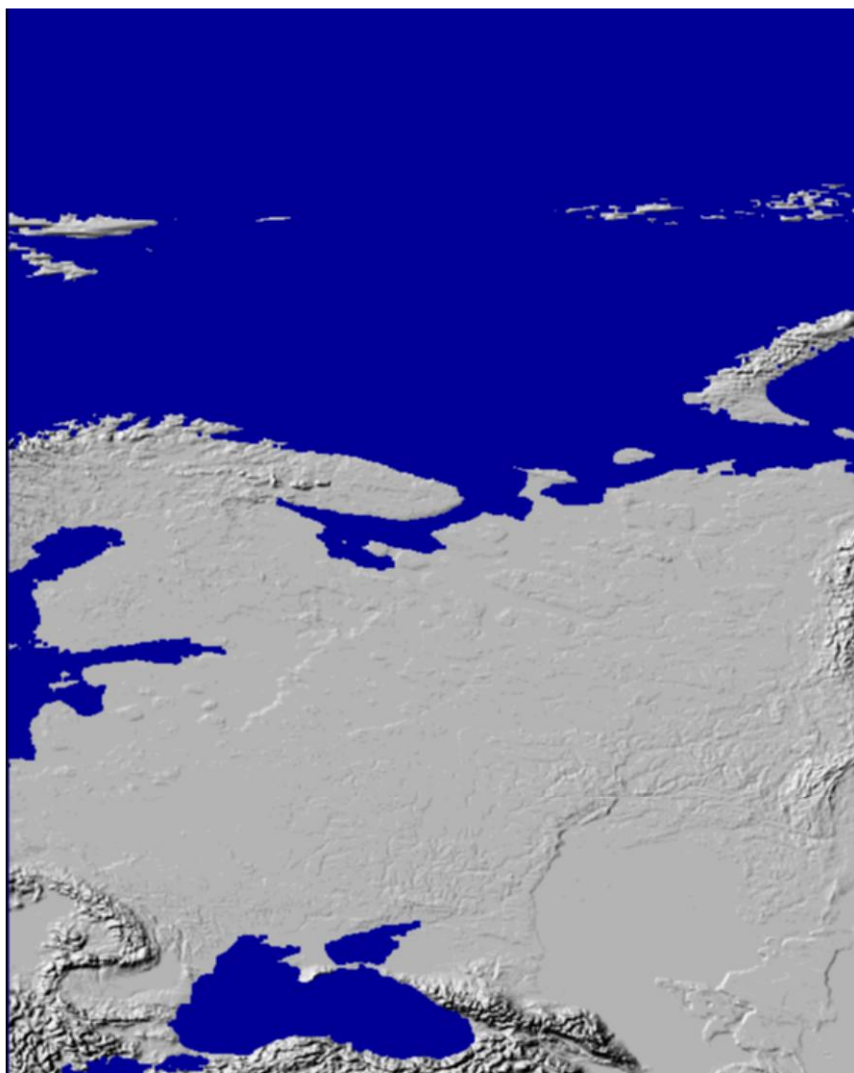


Fig.2.2.1 Imaginea regională a modelului digital al terenului GTOPO30

Setul de date GTOPO30 reprezintă modelul digital al terenului realizat pe baza unui grid cu latura celulei de 30 secunde de arc (aproximativ 1 km la ecuator). Datele provin din diferite surse și sunt referențiate față de sistemul WGS82.2. Există 8 seturi de date pe care s-a bazat construcția bazei de date GTOPO30. Pentru regiunea din care face parte și țara noastră baza de date Digital Terrain Elevation Data (DTED) produsă de National Imagery and Mapping Agency (NIMA) fosta Defense Mapping Agency. Cotele sunt raportate la nivelul mediu al mărilor (Mean Sea Level -MSL) așa cum a fost determinat de modelul gravimetric terestru (Earth Gravitational Model – EGM 1996).

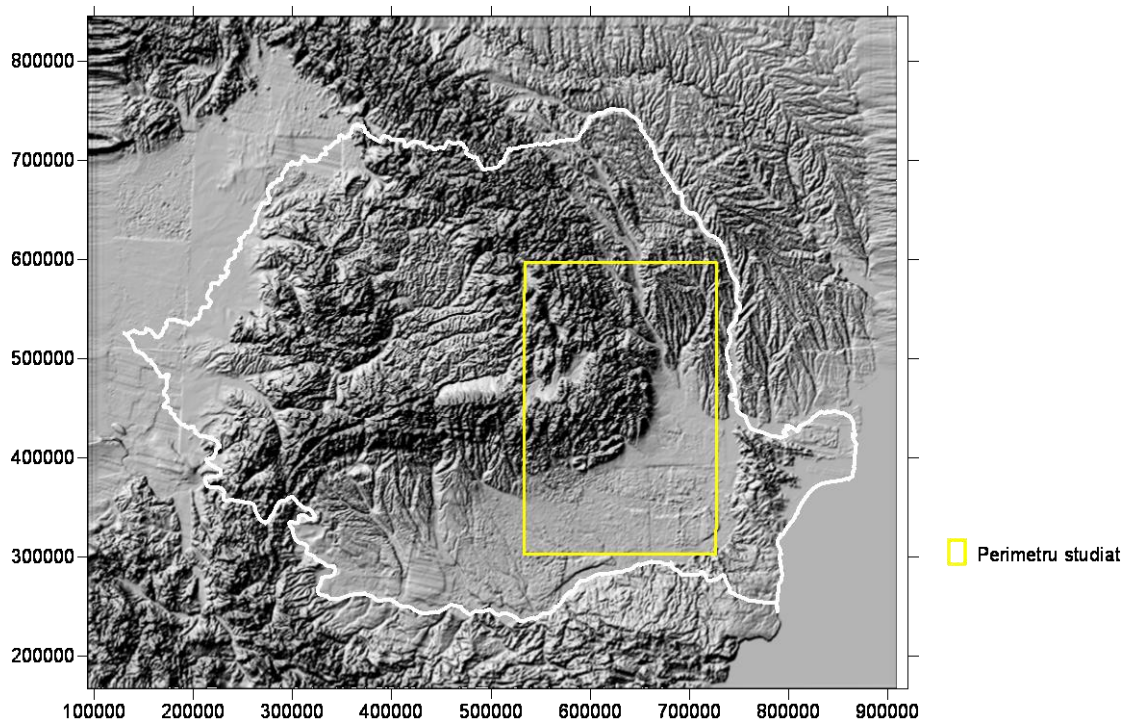


Fig.2.2.2 Modelul 3D al terenului realizat pe baza GTOPO30 reprezentat în coordonate stereografice (exprimate în metri) și proiecție ortogonală, cu punct de vedere situat la zenit, folosind tehnica Shaded Relief Map, (©Golden Software Surfer 8)

Studiul hărții topo regionale (GTOPO30) permite observarea cu ușurință a celei mai evidente caracteristici a reliefului românesc, și anume, dispoziția în amfiteatru a elementelor de relief. Diviziunile lanțului carpatic (Orientali, Meridionali și Occidentali) sunt inegale atât ca suprafață pe care o ocupă cât și ca înălțime medie. Dacă Carpații Orientali ocupă cea mai mare parte a suprafeței Carpaților pe teritoriul României (53.000 km<sup>2</sup>) înălțimea medie cea mai mare o întâlnim în Carpații Meridionali (1370 m).

Se remarcă, de asemenea, faptul că, în regiunea din SE Carpaților (zona de curbură) trecerea de la cotele înalte ale Carpaților la cele joase de câmpie se face abrupt, spre deosebire de alte regiuni ale țării, în care trecerea se face mult mai gradual. Acest lucru pare a fi o dovadă a ipotezei susținute de o serie de autori români privind avansarea spre NW a forelandului din zona de curbură a Carpaților Orientali (Lăzărescu, Popescu, 1984, Săndulescu, 1978; 1984; Săndulescu, Visarion, 1988, Beșutiu, 2002) fenomen de care s-ar putea lega și activitatea seismică din zona Vrancea (ex. Roman, 1970; 1974; Constantinescu, Enescu, 1974; Constantinescu et al, 1976, Constantinescu și Enescu, 1985, Enescu B.D, 2001) (fig.2.2.2.)

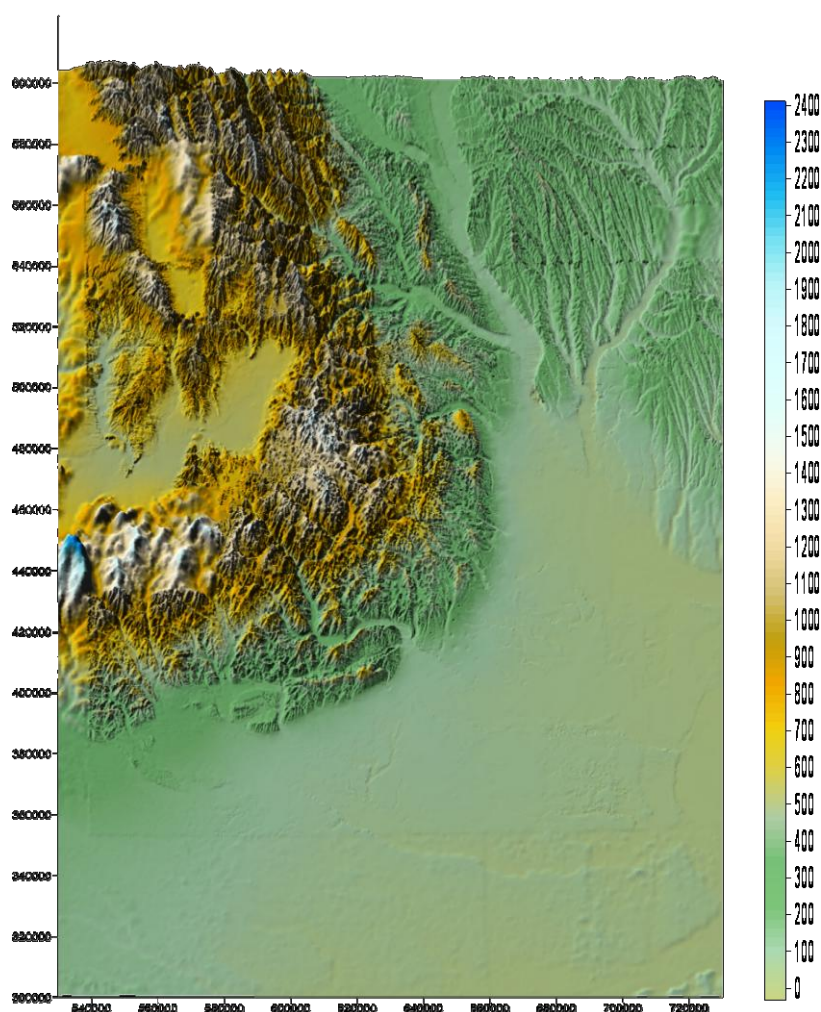


Fig.2.2.3. Modelul digital al terenului pentru arealul de studiu rezultat prin digitizarea hărților topografice la scara 1:100.000 (proiecție ortogonală, DTM, editie 1972)

Studiind acest model se poate observa că relieful regiunii geodinamic active Vrancea trece prin toate treptele, pornind de la culmile muntoase, de 1100-1700 m de

la vest și până la câmpiile joase de la est a căror înălțime nu depășește 125 metri. Între aceste unități geomorfologice extreme se găsesc dealurile subcarpatice, cu o altitudine absolută care se apropie, pe alocuri de 1000 m (cele mai frecvente înălțimi fiind însă cuprinse în intervalul 500-800 m).

Cea mai detaliată variantă a modelului digital al terenului acoperă strict zona în care se concentrează activitățile de monitorizare geodinamică la scară locală, respectiv arealul micropoligonului de geodinamică nr.1 (Tulnici – Valea Sării) și este realizată prin digitizarea hărților DTM la scara 1:25.000 (fig.2.2.4).

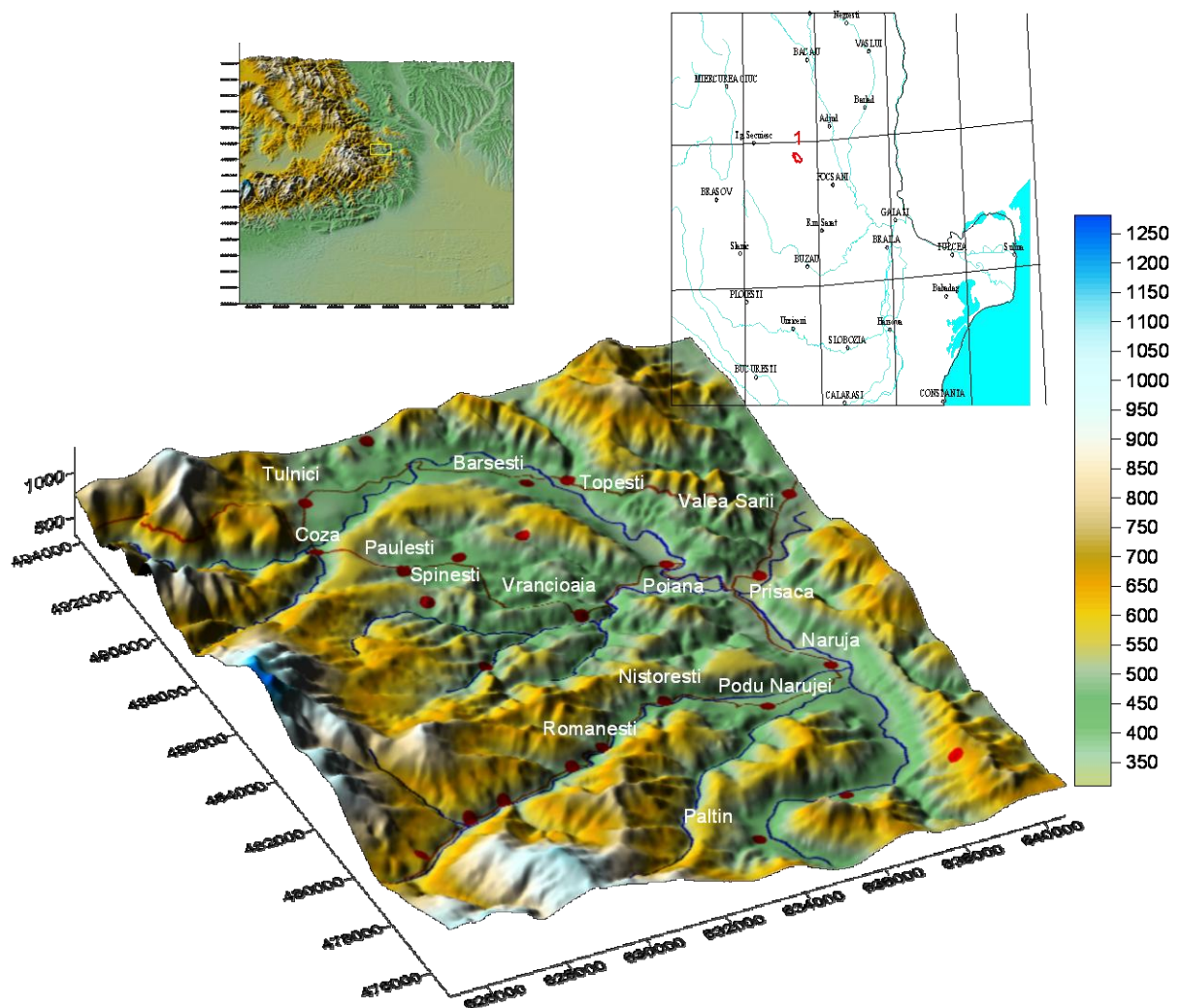


Fig. 2.2.4 Modelul digital al terenului pentru micropoligonul de geodinamică Tulnici - Valea Sării realizat pe baza vectorizării hărții topografice sc. 1:25.000 (DTM, editie 1982)  
In medalion, localizarea micropoligonului

Aplicarea, unor procedee analitice specifice unui program de tip GIS (respectiv derivata direcțională pe o direcție adecvat aleasă) a permis identificarea și localizarea unor falii prinse în relief, în partea superioară a Cuaternarului, cuprinse între linia marginală a flișului și linia pericarpatică. Localizarea acestora a fost confirmată ulterior de verificările pe teren (fig.2.2.5).

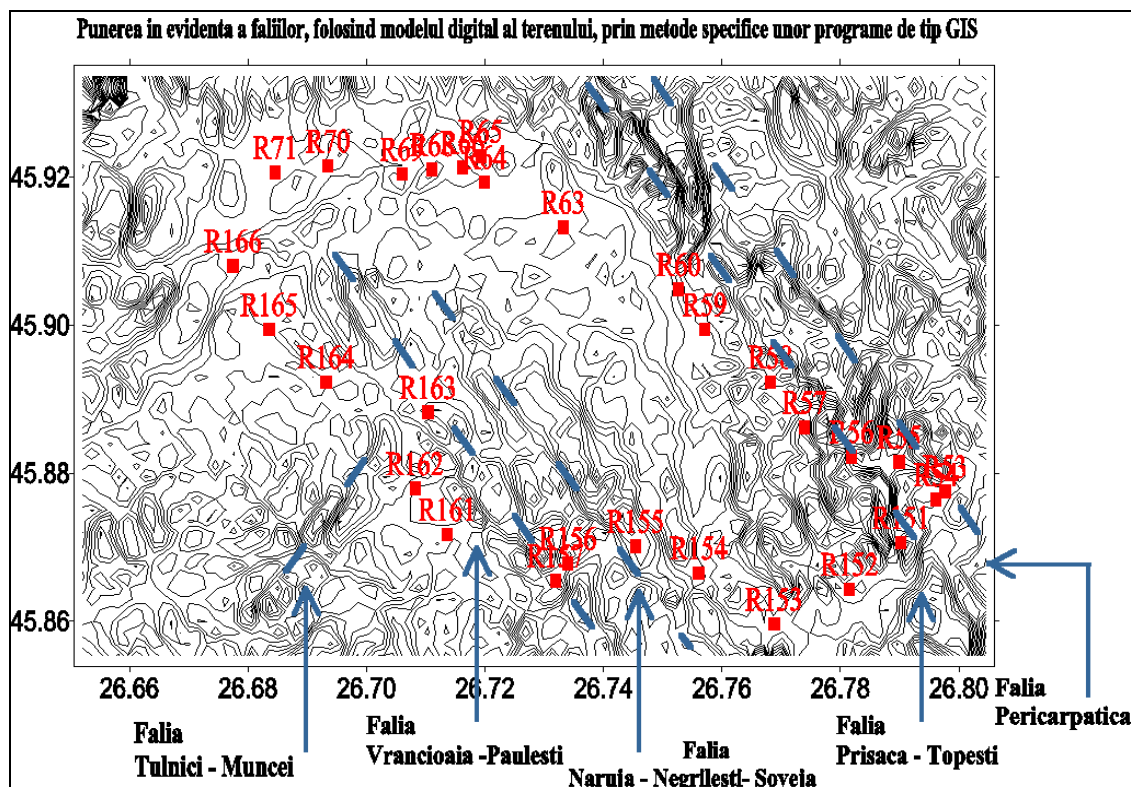


Fig. 2.2.5 Punerea în evidență a falilor folosind modelul digital al terenului, prin aplicarea unei derivate direcționale (■ R 155- reper de nivelment, -- falii)

Acestea sunt orientate aproximativ paralel cu marginea flișului carpatic și falia pericarpatică și au următoarele aliniamente: Țepa-Muncei-Păulești-Tulnici-vest Soveja; Paltin-Nistorești-Vranceioaia-Păulești-Soveja; Ghebari-Năruja-Negrilești-est Soveja și Ghebari-Prisaca-Topești-est Negrilești-vest Dealul Lozii.

Aceste falii sunt active și în prezent, fapt pus în evidență atât de datele măsurătorilor repetate de nivelment de înaltă precizie și gravimetrice cât și de studiile geomorfometrice.

## 2.3. GEOLOGIA SI TECTONICA

În cadrul regiunii geodinamic active pot fi separate două tipuri de unități geotectonice majore (Săndulescu, 1984): **orogenul** și **platformele** (unități de forland). Fig. 2.3.1 prezintă o schiță tectonică a regiunii, în timp ce detalii ale alcăturii geologice sunt prezentate în fig. 2.3.2.

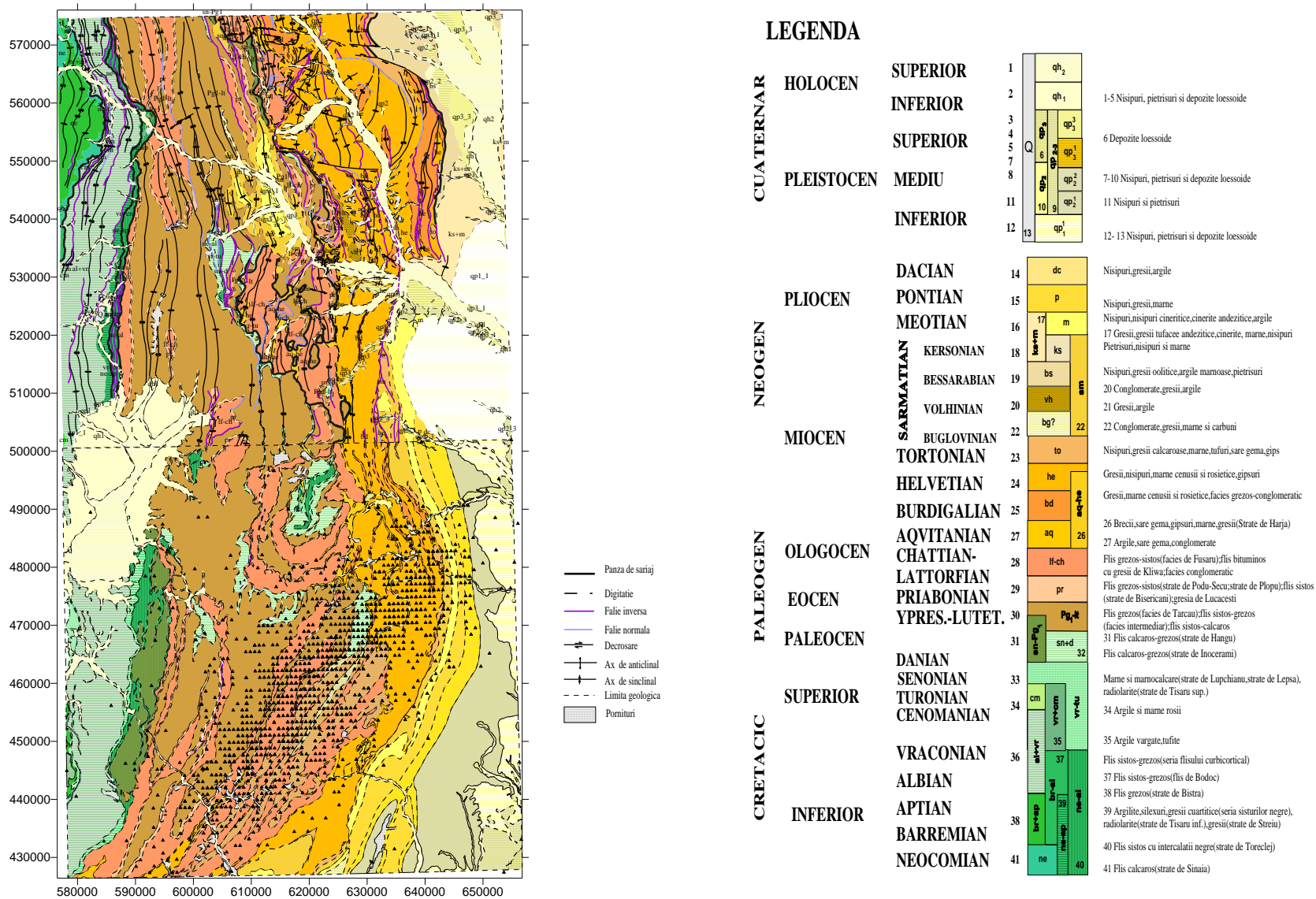
**Zona de curbură a Carpaților Orientali** este mărginită la exterior de unități de forland reprezentate prin sectorul nord-estic al platformei Moesice și o parte din platforma Scitică, în mare putând fi încadrată între falia majoră Intramoesică și Bistrița (după Zogrăvescu, Polonic, 1999).

**Orogenul Carpatic** (orogen alpin) dezvoltat, de altfel pe mai mult de jumătate din suprafața țării cuprinde în accepțiunea lui Dumitrescu et al. (1962) unitățile carpatice cu tectogeneză cretacică, respectiv **Dacidele**, care se suprapun zonelor interne (Internide) și **Moldavidele** cu tectogeneză neogenă, corespunzătoare zonelor externe (Externide). La marginea arcului carpatic s-a format în timpul și după coliziunea continentală alpină (Săndulescu, 1984,1988), avanfosa, cea mai tânără structură tectonică din aria carpatică. Din punctul de vedere al mișcărilor compresionale care au afectat aria Carpaților Orientali în general, conducând spre situația tectonică actuală se remarcă, așa cum am amintit, două evenimente, care au avut loc în Cretacic și Neogen. În timpul Cretacicului s-au format Dacidele (Săndulescu, 1988) și întregul complex acreționar a fost transportat în timpul Neogenului în poziția actuală (Sandulescu, 1988; Royden, 1988; Csontos, 1995; Matenco și Bertotti, 2000). Tot în Neogen, Moldavidele au ajuns la geometria de astăzi (Săndulescu, 1988; Ellouz et al., 1994; Zweigel et al., 1998; Matenco, 1997).

În arealul studiat, de la curbura Carpaților Orientali, unitățile tectonice majore ale orogenului Carpatic sunt reprezentate doar de Dacidele Externe și de Moldavide.

**Dacidele externe** sunt pânze alcătuite din formațiuni de fliș din zona riftului carpatic cu tectogeneză majoră cretacică (Dumitrescu et al, 1962, Dumitrescu și Săndulescu, 1970, Dumitrescu et al, 1976). În zona de curbură a Carpaților Orientali acestea cuprind digitațiile pânzei de Ceahlău, de Baraolt și Bobu, pânza de Baraolt).





**Fig. 2.3.2. Alcătuirea geologică a ariei epicentrale (proiecție STEREO 70). Compilat după Harta geologică a României, scara 1: 200.000 (redactată IGR)**  
 Triunghiurile negre marcheaza epicentrele seismelor intermediare



Aceste unități se caracterizează prin prezența unor secvențe eocretacice șistoase și calcaroase, cu caracter de prefliș urmate de fliș calcaros tipic, specific Pânzei de Ceahlău, fliș grezos marnos cu breccii, grezos polimictic (Barremian – Aptian) care în unele digitații ale Pânzei de Ceahlău sunt acoperite de o secvență groasă de conglomerate polimictice (de Bucegi, Ciucaș) albiene, cu rol de molasă mezocretacică, pre-tectogenetică. Pânza de Bobu are dezvoltare locală și faciesuri asemănătoare pânzei de Ceahlău. În Senonian Pânza de Ceahlău a șariat spre est, peste pânza flișului curbicortical.

**Moldavidele** majoritar de fliș și doar subordonat molasice (pânza subcarpatică) au ca limită internă limita externă a Dacidelor externe. Spre est, aria de aflorare a Moldavidelor este limitată de Falia Cașin – Bisoca, iar la sudul văii Rm.Sărat de depozitele aparținând zonei interne a avanfosei.

Dinspre vest spre est putem enumera următoarele unități moldavidice: pânza flișului curbicortical, pânza de Macla, Pânza de Audia, Pânza de Tarcău, Pânza cutelor marginale, Pânza subcarpatică (Săndulescu, 1988).

Deformarea seriilor sedimentare aparținând acestor pânze s-a produs în două momente diferite: în primul moment producându-se dezlipirea de soclul primar iar în cel de-al doilea șariera principală (Săndulescu, 1984, 1988). Pentru pânzele flișului curbicortical, de Macla și de Audia cele două faze au fost laramică timpurie (65 Ma) și stirică veche (20 - 18 Ma), pentru Pânzele de Tarcău și cea a cutelor marginale stirică veche (20 – 18Ma) și nouă (15.5 – 15Ma) iar pentru Pânza subcarpatică pe lângă fazele stirice se adaugă și fazele moldavă (12-11 Ma) și valahă (1,62 – 1Ma), aceasta din urmă doar pentru o suprafață restrânsă.

Fiecare dintre fazele amintite corespund unui episod de scurtare crustală (crustal shortening), evidențiat de arcul vulcanic andezitic care a erupt în partea internă a Carpaților.

Pentru Terțiar scurtarea crustală a fost considerată de minim 100 km (Burchfiel și Bleahu, 1976), 130 km (Roure et al, 1993), 150-160km (Morley, 1996).

În apropierea regiunii frontale, grosimea pânzelor moldavice este bine constrânsă de datele seismice provenite în special de la prospecțiunea pentru petrol (aproximativ 6 km), dar pentru părțile interne această grosime este doar dedusă din

secțiuni construite (Stefănescu et al, 1988; Ellouz et al, 1994, Morley, 1996, Matenco și Bertotti, 2000). Pornind de la datele existente Mațenco și Bertotti (2000) estimează o grosime pentru moldavide de aproximativ 8-10 km, valori confirmate de datele seismice de refracție obținute în 1999 (Hauser et al, 2001) cât și de cele magnetotelurice (Stănică și Stănică, 1998).

Avanfosa cuprinde două ramuri: **avanfosa internă**, cutată (din Valea Râmnicului Sărat spre sud și Vest, corespunzând în dreptul Curburii Carpaților cu zona cutelor diapire) și **avanfosa externă**. Avanfosa externă este localizată la est de dealurile subcarpatice, fiind separată de acestea de faliile Pericarpatică și Cașin-Bisoca. În ceea ce privește extinderea sa estică opiniile sunt împărțite. Ea se întinde fie până la Dunăre (în sens larg, ex. Paraschiv, 1979) fie până la linia de flexură Belciugatele – E.BordeiVerde – V.Brăila (în sens restrâns ex. Săndulescu, 1984). Spre nord este limitată de Falia Troțușului, iar spre sud de Falia Intra-moesica. Contactul avanfosei cu orogenul este tectonic. Pânza subcarpatică, cea mai externă din orogen, șariază marginea vestică a platformei (avanfosă) pe falia pericarpatică. În profunzime avanfosa este separată de orogen de o falie sau sistem de falii longitudinale sau oblice.

Contactul cu platforma este de asemenea tectonic, marginea platformei căzând în trepte, pe un sistem de falii longitudinale, către avanfosă. Versantul vestic al avanfosei prezintă structuri anticlinale și sinclinale, uneori faliat. Local apare și diapirismul sării.

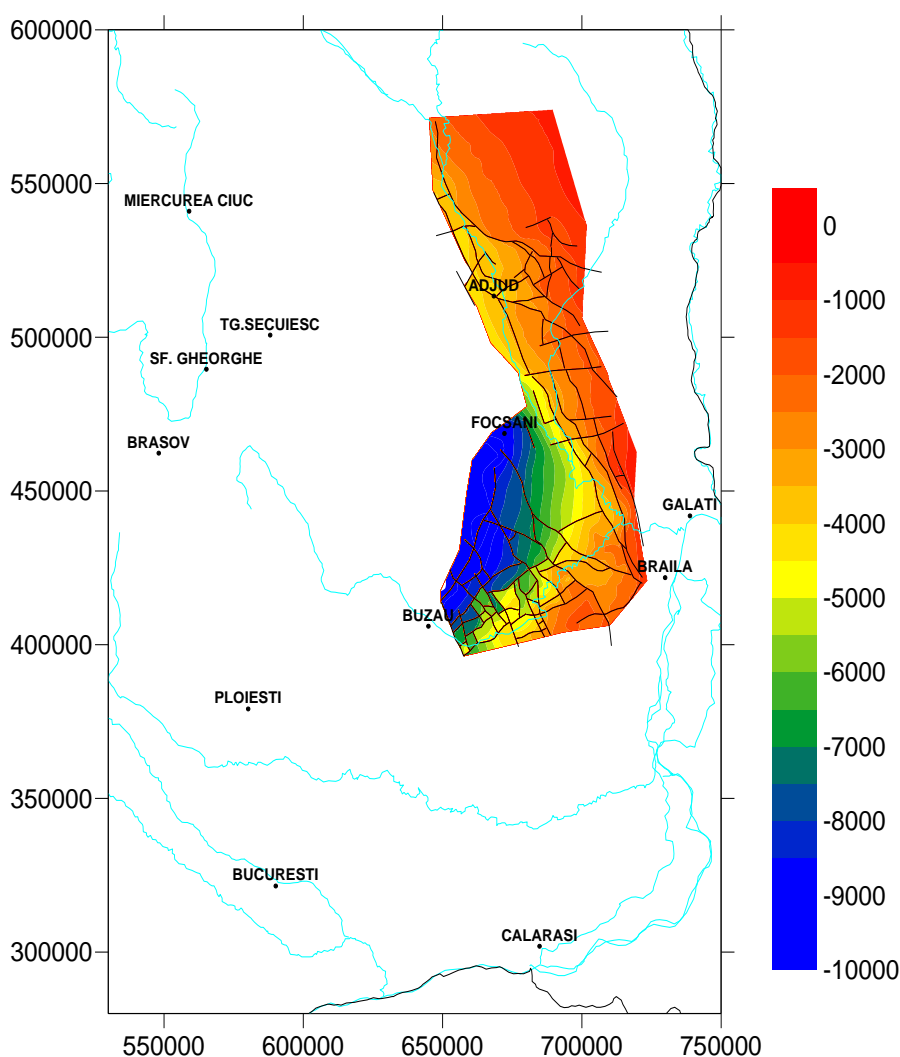
În formațiunile de cuvertură ale avanfosei dinspre platformă, structurile au rezultat prin îmbrăcarea structurilor pre-existente și compactare diferențiată. Formațiunile sedimentare sunt predominant conglomeratice sau nisipoase, înlocuite în partea centrală prin faciesuri neritice, calcaroase.

Depresiunea Focșani aparține avanfosei Carpaților de Curbură. Limitele acestuia sunt marcate de faliile trans-crustale Peceneaga-Camena și Troțușului (limita nord-estică a orogenului nord-dobrogean cu platforma Scitica), falia Intramoasică (limita sud-vestică cu avanfosa Carpaților Meridionali).

Bazinul se află parțial pe micro-placa Moesică, în partea de SSE și parțial pe platforma continentală Est-Europeană în E, începutul formării sale datând în stadiile de convergență târzie ale Cretacului, cu o cuvertura sedimentară provenind din ambele

platforme (Săndulescu, 1984). Ca parte a avanfosei Carpaților de curbură, bazinul Focșani este alcătuit din roci clastice și evaporite, stivele de sedimente fiind din ce în ce mai groase spre vest (Răileanu și Diaconescu, 1979).

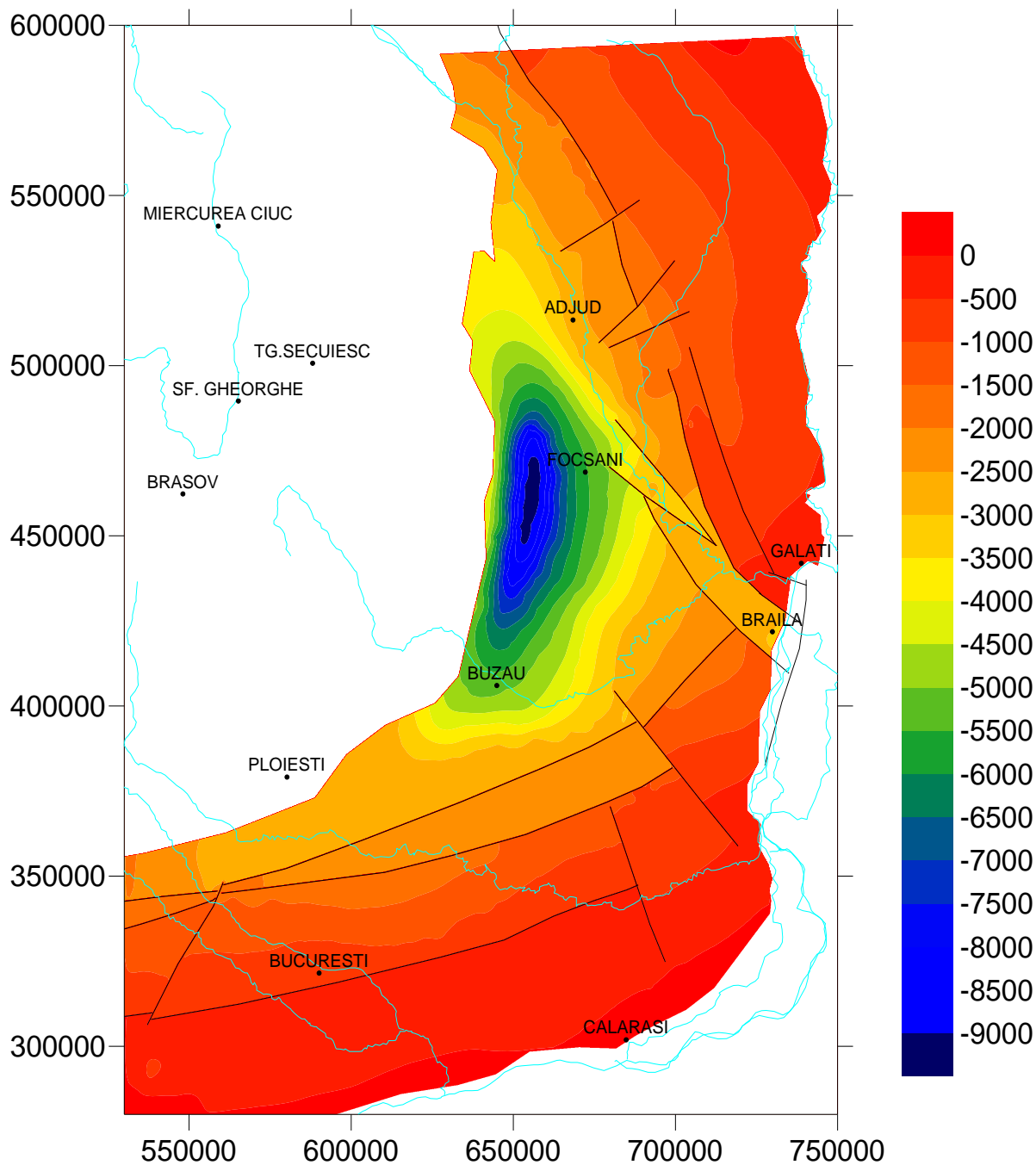
Remarcabilă pentru această unitate este acumularea unei stive importante de sedimente într-un interval relativ scurt. Depresiunea Focșani este deci cea mai activă zonă de acumulare a depozitelor neogene. Informațiile privind grosimea acestei stive sedimentare, în special a celei neogene sunt extrem de variate și debutează cu hărțile construite în anii '60 (ex. Gavăț et al, 1969) (fig 2.3.3). Aceștia stabileau o grosime de aproximativ 10.000 m a stivei sedimentare în proximitatea Buzăului, la nord de acesta.



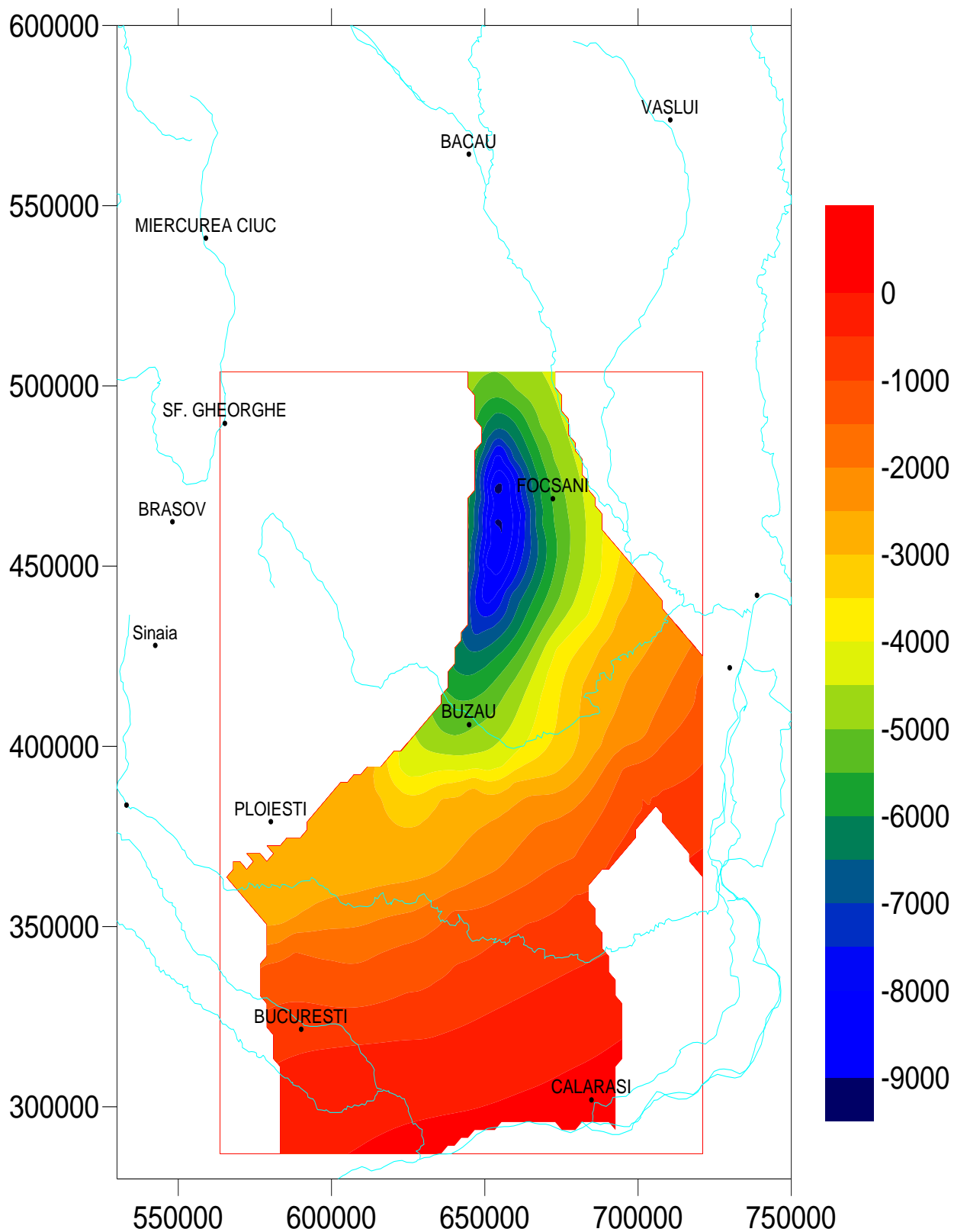
**Fig.2.3.3 Hartă cu izobate la baza Neogenului (adâncimile exprimate în metri) în proiecție Stereo 70 (reconstrucție după Gavăț et al, 1969)**

În timp ce Dumitrescu et. al. (1979) (fig.2.3.4) și Damian (1999) (citând

informațiile preluate din Atlasul geologic al RSR) ( fig.2.3.5) consideră o grosime a stivei sedimentare de 9000 m, Visarion et al., 1994 determină grosimi de până la 11.000 m pentru stiva sedimentară din Bazinul Focșani. (fig.2.3.6.)



**Fig.2.3.4 Harta cu izobate la baza Neogenului (în metri) în proiecție Stereo 70 (reconstrucție după Dumitrescu et.al, 1979)**



**Figura 2.3.5 Harta cu izobate la baza Neogenului (în metri) (proiecție Stereo 70) (reconstrucție după Damian, 1999)**

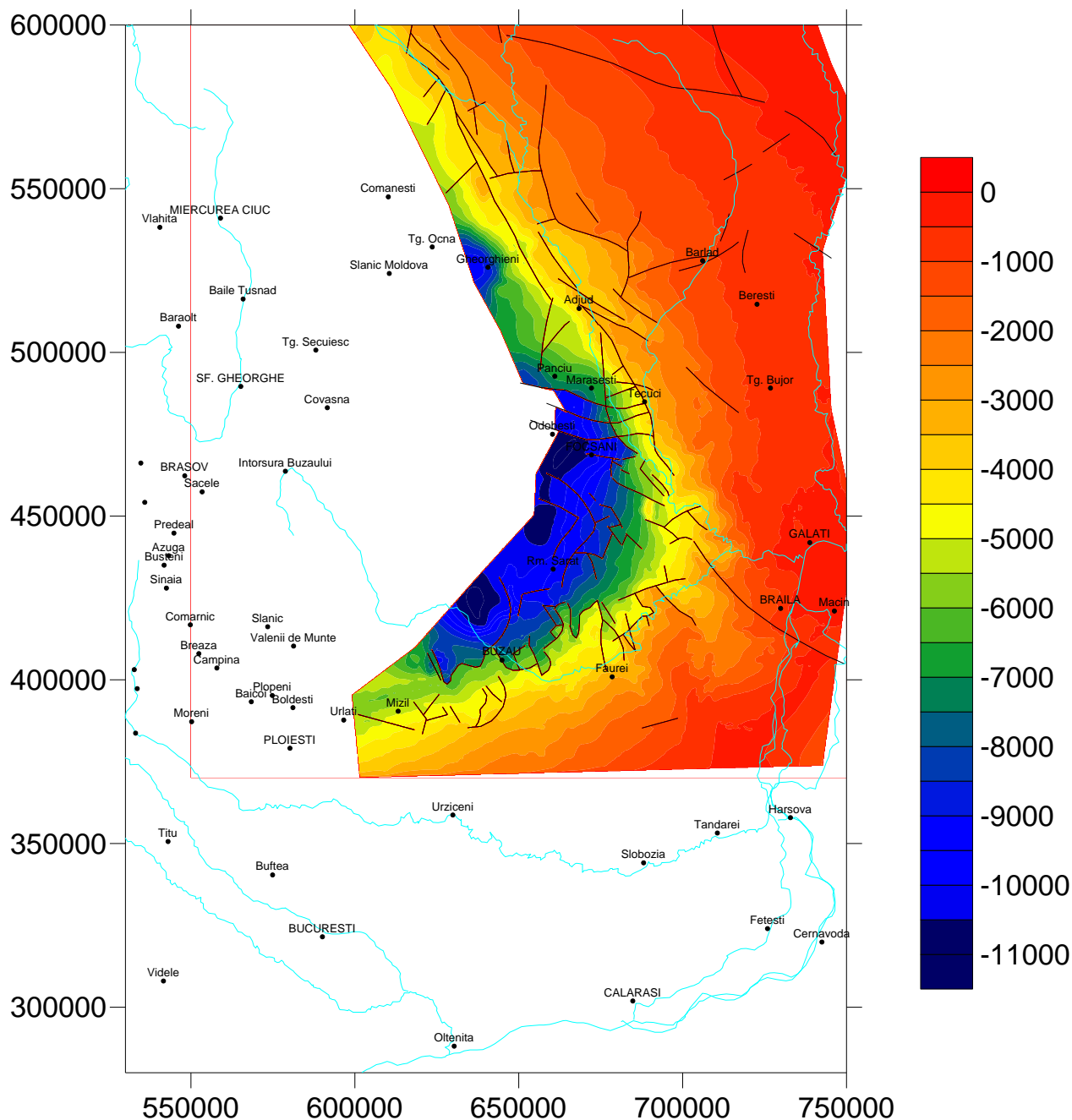
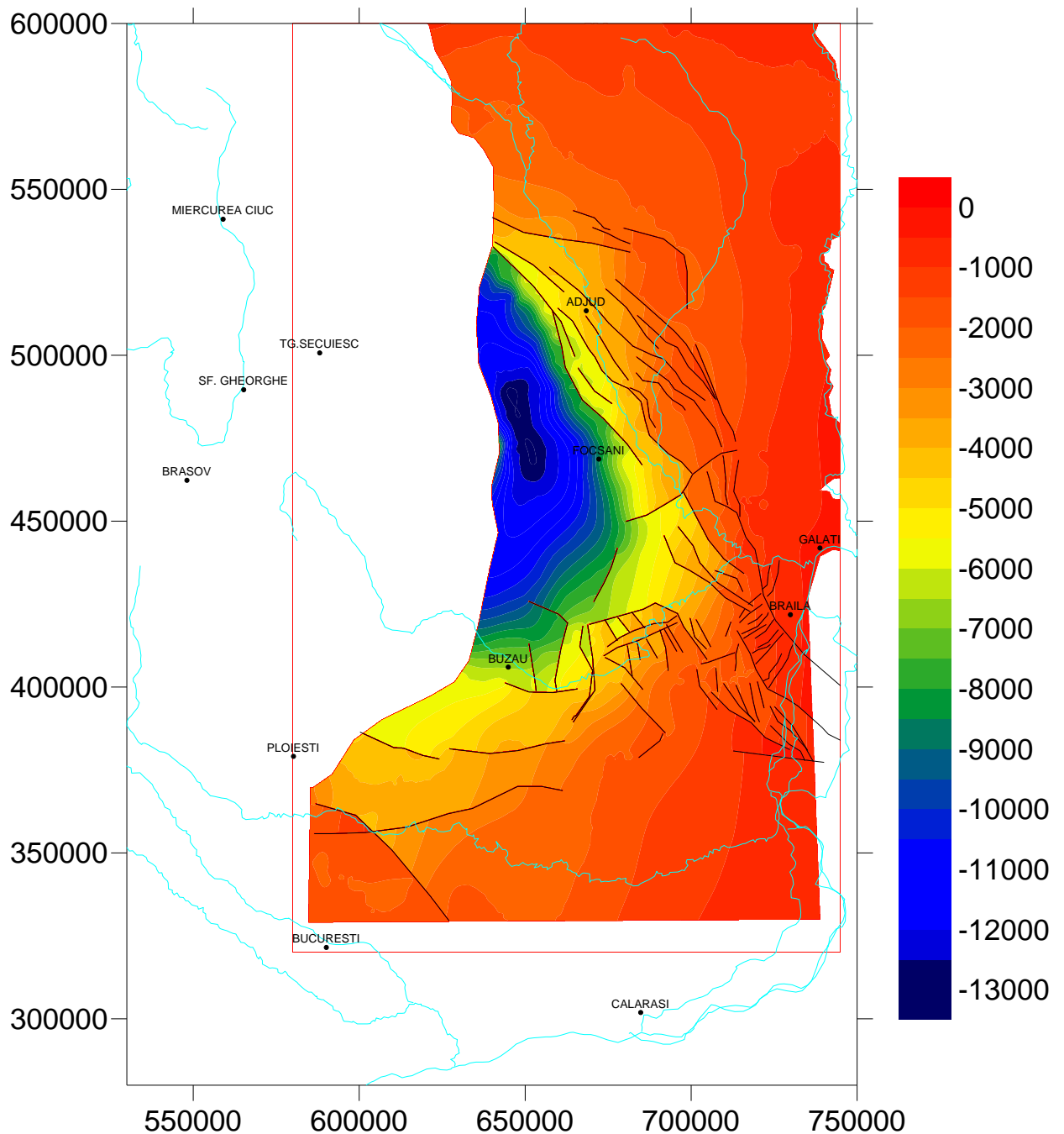


Figura.2.3.6. Harta cu izobate la baza Neogenului (în metri) (proiecție Stereo 70) (după Visarion, 1994)

Polonic (1996), pe baza datelor geofizice, verificate parțial prin foraje stabilește o grosime a stivei sedimentare de peste 15 km, din care circa 9 km consideră că aparțin Sarmațianului, Pliocenului și Cuaternarului. Tărăpoanca et al, 2003, 2004 stabilesc pentru cuvertura sedimentară miocen-cuaternară din Bazinul Focșani grosimi de aproximativ 12-13 km (fig.2.3.7).



**Fig.2.3.7. Harta cu izobate la baza terțiarului (în metri) (proiecție Stereo 70) (reconstrucție după Tărăpoancă et al., 2003,2004)**

Caracteristică pentru această depresiune este forma asimetrică, cu flancul intern mai îngust și redresat și cel extern mai larg și mai puțin înclinat (fig.2.3.8).

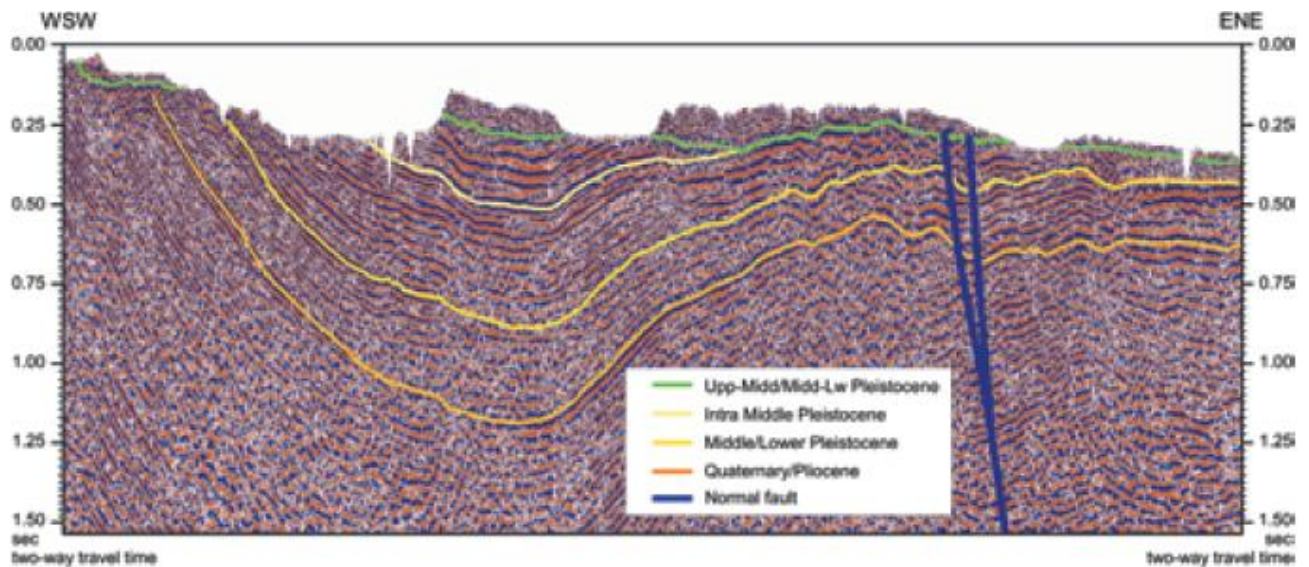


Fig.2.3.8 .Procesare preliminară a unui profil seismic realizat de S .C.Propectiuni SA de-a lungul Văii Putna. Este de remarcant grosimea stratelor cuternare din centrul bazinului Focșani și înclinarea mare a reflectorilor flancului vestic al acestuia (Cloething et al., TECTOP group,2003)

**Platformele** (unitățile de forland) din exteriorul arcului carpatic sunt unități cu vârste și structuri diferite fiind separate de falii majore. Fundamentul cristalin al acestora conține roci metamorfice și roci magmatice intruzive.

Cea mai veche unitate de forland de pe teritoriul României este **Platforma Moldovenească**, ca parte a marii **platforme Est-Europene** (sectorul sud-vestic). La sud -vest de aceasta se află **platforma Scitică** (Săndulescu, 1984), considerată de către acesta a fi prelungirea spre Est a Platformei Central Europene. Considerată a fi o platformă paleozoică ea este mărginită în partea de nord, așa cum am amintit deja, de Platforma Moldovenească, iar la sud de centura alpină a bazinului Mării Negre (Promontoriul Nord-Dobrogean). Trebuie amintit faptul că platforma Scitică ocupă două sectoare pe teritoriul României: unul vestic suprapus peste Depresiunea Bârladului, între falia pericarpatică și Prut și unul estic care se suprapune peste Delta Dunării. Ionesi(1994) tratează cele două sectoare ca unități de platformă distincte, denumindu-le Platforma Bârladului și Platforma Deltei Dunării. Diferențierile între cele două sectoare provin din structura cuverturii sedimentare.

Socul său cuprinde formațiuni precambriene metamorfozate, sub forma unor horsturi sau anticlinorii, îmbrăcate în depozite paleozoice (siltite siluriene, calcare și dolomite devoniene), consolidate în tectogeneza caledoniană, cu reluări cadomiene. Deformarea hercinică, de tip ruptural, a determinat formarea unor grabene de



compresiune, înguste și alungite. Interceptarea fundamentului cristalin prin foraje evidențiază un grad de metamorfism diferit. Zonele mai ridicate (horsturile) prezintă un grad de metamorfism mai accentuat, asemănător faciesurilor șisturilor verzi din Dobrogea centrală, în timp ce în zonele de graben metamorfismul este mai scăzut, corespunzător structurilor caledonice.

Cuvertura cuprinde depozite permieni, triasice, cu grosimi importante, dispuse în sinclinal, jurasice mediu-superioare, larg dezvoltate și numai pe alocuri, cretacee și terțiare, cu grosimi reduse.

Marginile nordică și estică ale Platformei Scitice sunt considerate faliile Bistrița și Solca, iar marginea sudică, prin care este separată de Orogenul nord-dobrogean este considerată falia Sfântu-Gheorghe, continuată spre nord-vest de falia Troțușului.

**Platforma Moesică** se întinde pe tot arealul sud sud-estic al vorlandului carpatic. Majoritatea autorilor susțin extinderea sa la S-SW de faliile Troțușului și Peceneaga Camena. Este delimitată la nord și vest de segmentul Meridional al lanțului Carpatic și la sud de Balcani. Axul acestei platforme este aproximativ paralel cu Dunărea, prezentând o formă alungită pe direcție E-W.

Reprezintă un bloc Precambrian, incorporat în platformele epihercinice Europene (Săndulescu, 1984).

Este reprezentată în regiunea luată în considerare în prezentul studiu de două domenii distincte, inegale ca dimensiuni, separate de falia Intramoesică, având caracteristici litostratigrafice și structurale distincte ale fundamentului dar și ale cuverturii sedimentare ( ex. **Gavăț et al., 1963, 1966, 1967; Barbu și Vasilescu, 1967; Barbu et al., 1969; Constantinescu et al., 1976; Enescu, 1987; Visarion et al., 1988; Săndulescu și Visarion, 2000**).

În literatura de specialitate întâlnim cele două domenii sub diferite nume: *Domeniul Dobrogean* (în partea estică) și *Domeniul valah* (în partea vestică) (**Săndulescu, 1984; Săndulescu și Visarion, 1988; Visarion et al., 1988**), *Sectorul Danubian* și *sectorul Dobrogean* (**Paraschiv, 1974, 1979**) sau mai simplu Moesia de Est (East Moesia) și Moesia de vest (West Moesia) (**Barbu C. , 1973**).

Sectorul, cuprins între faliile Peceneaga-Camena și Capidava-Ovidiu este un sector mai ridicat structural, cu fundamentul alcătuit din șisturi verzi, ajuns la zi la est

de Dunăre și un compartiment estic, limitat la vest de falia Intra-Moesică, mult mai coborât, al cărui soclu mezometamorfic este acoperit de o cuvertură sedimentară ce se îngroașă progresiv spre vest și nord-vest.

Datele geofizice și de foraj indică faptul că marginea nordică a platformei se afundă progresiv sub succesiunile sedimentare ale cuverturii neogene ale avanfosei carpatice. Din punct de vedere geografic ea cuprinde atât Câmpia Română cât și Podișul dobrogean situat în partea sa nordică. În principal informațiile legate de structura geologică provin din investigațiile geofizice și de foraj executate în prospecțiunea pentru petrol. Excepție fac regiunile Dobrogei Centrale și de Sud în care apar la zi atât fundamentul cât și succesiuni ale cuverturii sedimentare.

Din punctul de vedere al dispoziției structurale cuvertura sedimentară a platformei Moesice poate fi divizată în două etaje aparținând, cel inferior, paleozoicului și cel superior mezozoicului și Cenozoicului (Paraschiv, 1979). Depozitele permieni și posibil și cele Triasic inferioare realizează tranziția între etajele menționate anterior.

## 2.4. DATELE GRAVIMETRICE ȘI MODELUL ANOMALIEI BOUGUER

Primele determinări pentru arealul de la Curbura Carpaților au fost efectuate de Botezatu (1959) și de Airinei (1959 a,b). Ulterior cercetările au fost extinse spre nord fiind de această dată cartări semiregionale (Andrei, 1957-1960, Proca 1964). Toate aceste informații obținute de echipe diferite în perimetre diferite au fost integrate în cadrul Institutului Geologic al României în harta gravimetrică națională.

Modelul regional al anomaliai gravitației pentru Carpații Orientali este prezentat în fig.2.4.1 (după Visarion și Săndulescu, 1981). Anomalia de minim gravimetric indică în opinia autorilor cea mai adâncă poziție a platformei, sub zona de molasă (la sud de Valea Troțușului) și sub fliș (la nord de Valea Troțușului).

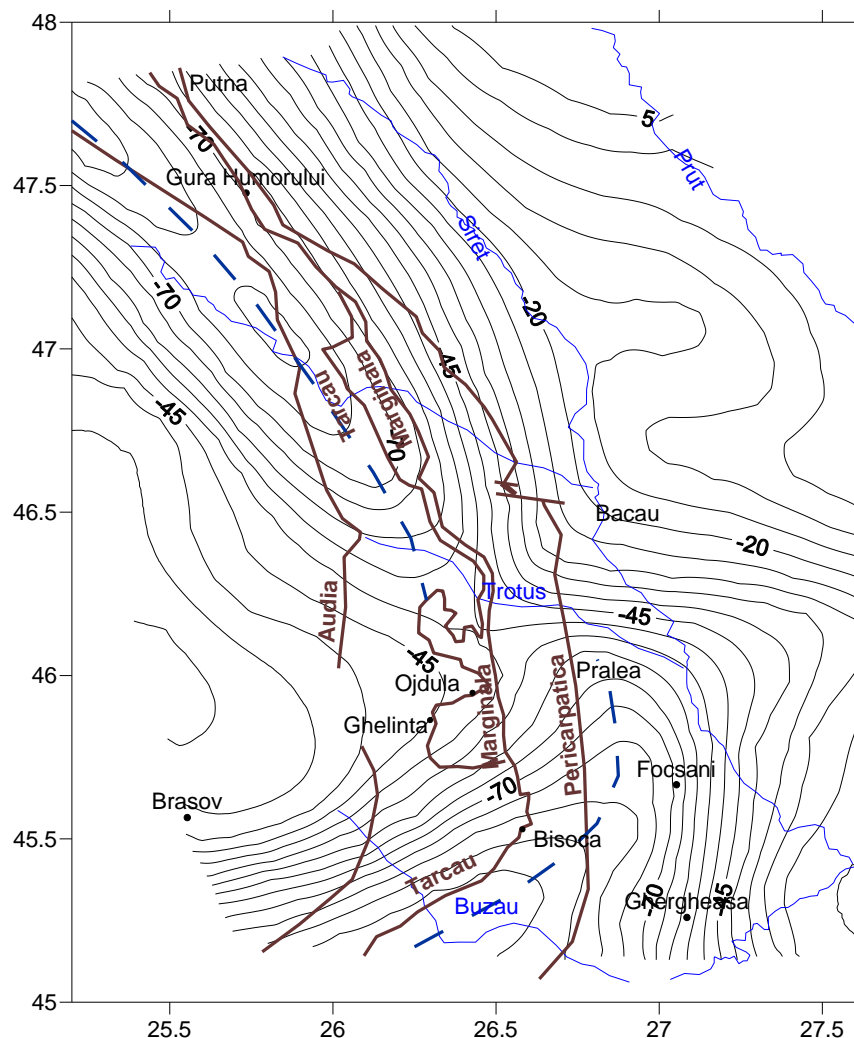


Fig.2.4.1 Anomalia regională a gravitației pentru Carpații Orientali (după Visarion și Săndulescu, 1981)  
( 1 - axul anomaliai regionale de minim, 2 - linii de sariaj)

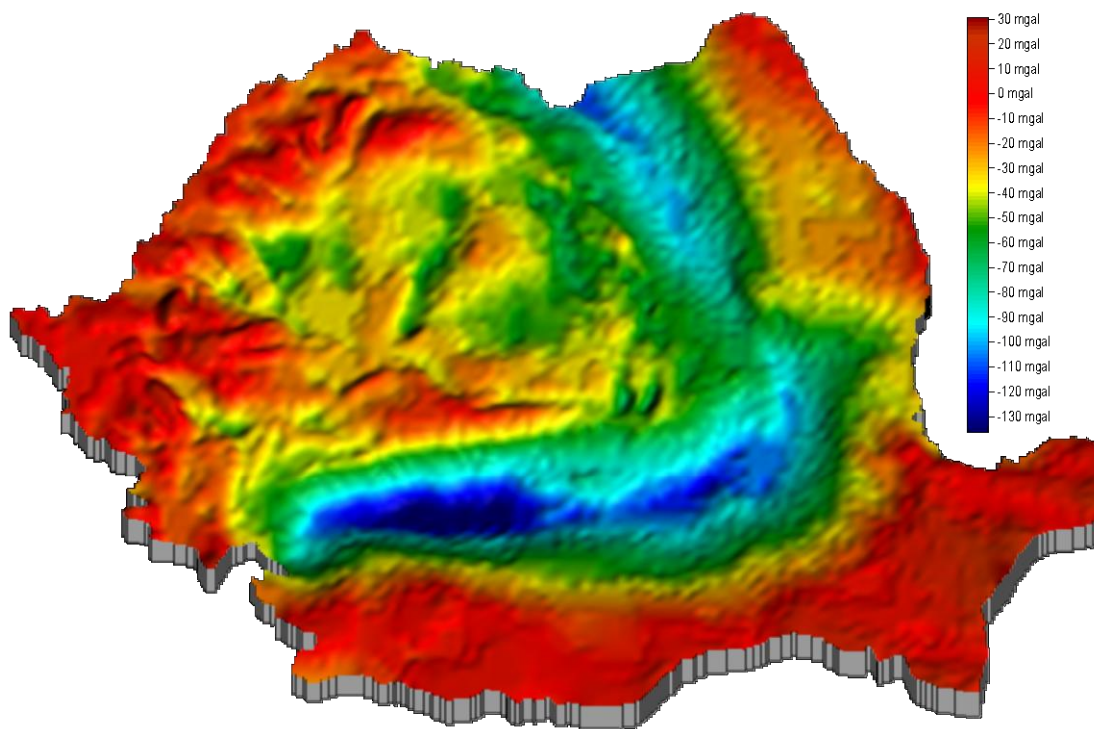


Fig.2.4.2. Model al anomaliei Bouguer pentru teritoriul României (densitatea de referință 2.67 g/cm<sup>3</sup> (datele gravimetrice primare după IGR – Mocanu și Radulescu, 1994)

Datele primare gravimetrice care au stat la baza construirii bazei de date necesare prezentului studiu au fost obținute prin vectorizarea hărții anomaliei Bouguer (Mocanu și Radulescu, 1994) (fig.2.4.2) hartă ce exprimă tendința regională a câmpului gravitației pe teritoriul României. Densitatea de referință utilizată la construcția acestei hărți este 2,67 g/cm<sup>3</sup>, proiecție Gauss-Kruger, sistem de referință gravimetric IGSN 1971, câmp normal: modelul Silva-Cassinis 1930.

Este evident faptul că lanțul carpatic determină în câmpul gravitației un intens minim, alungit, efect al cuverturii cutate, groase și a grosimii crustei (grosimile cele mai mari înregistrându-se în zona de curbură a Carpaților Orientali). În zona Carpaților Orientali pânzele, de grosimi în medie de 6-7 km, se suprapun peste sedimentele forlandului carpatic, al cărui fundament se afundă spre vest, grosimea crustei variind, într-o secțiune E-W, de la 40 km la 46 km în regiunea cutată și apoi descrescând cu 10 km sub lanțul vulcanic Neogen situat la marginea estică a bazinului Transilvan (Visarion,1998). Aria de minim este pusă de același autor și pe seama suprapunerii posibile cu o continuare a grabenului Miechov (depresiune cu sedimente paleozoice și mezozoice bine pus în evidență pe teritoriul Poloniei).

Spre est, suprapunându-se Platformei Est-Europene se remarcă două regimuri diferite ale anomaliei:

- Spre est un regim caracteristic zonelor de platformă, cu fundamentul situat la adâncimi medii, anomaliile având un aspect larg,
- Spre vest, un regim caracterizat de o orientare cvasi-paralelă a izoliniilor, cu orientare NNW-SSE, cu tendința evidentă de scădere spre vest.

În apropierea Troțușului, în partea de sud a Platformei Est-Europene se remarcă o schimbare majoră a direcției izoliniilor (E-V) având drept consecință scăderea valorilor gravității cu aproximativ 20 mgali.

În partea sudică a României se remarcă un sector extrem sudic, dominat de anomalii gravimetrice de maxim, puse pe seama adâncimii reduse la care poate fi interceptat fundamentul cristalin. În zona intermediară, se remarcă un sector în care există un puternic gradient, cu orientare E –W în timp ce în sectorul nordic, localizat în dreptul avansului Carpaților Meridionali este evident minimul gravimetric alungit aproximativ E-W. Anomalia de minim cantonată în dreptul Carpaților Meridionali are aspect similar celei corespunzătoare Carpaților Orientali, cu deosebirea că minimul absolut este cantonat sub cele mai înalte culmi muntoase. Faptul că minimul gravimetric din această regiune depășește cu peste 45% valorile înregistrate în avansul zonei de curbură unde grosimea depozitelor cuverturii depășește 18 km nu este explicat în mod satisfăcător. La nord de acest minim valorile cresc, acest fenomen fiind atribuit prezenței la suprafață a unor roci cristaline sau mezozoice dense (Roșca, et al., 1995)

Figura 2.4.3 prezintă anomalia Bouguer pentru aria epicentrală a cutremurelor de adâncime intermediară.

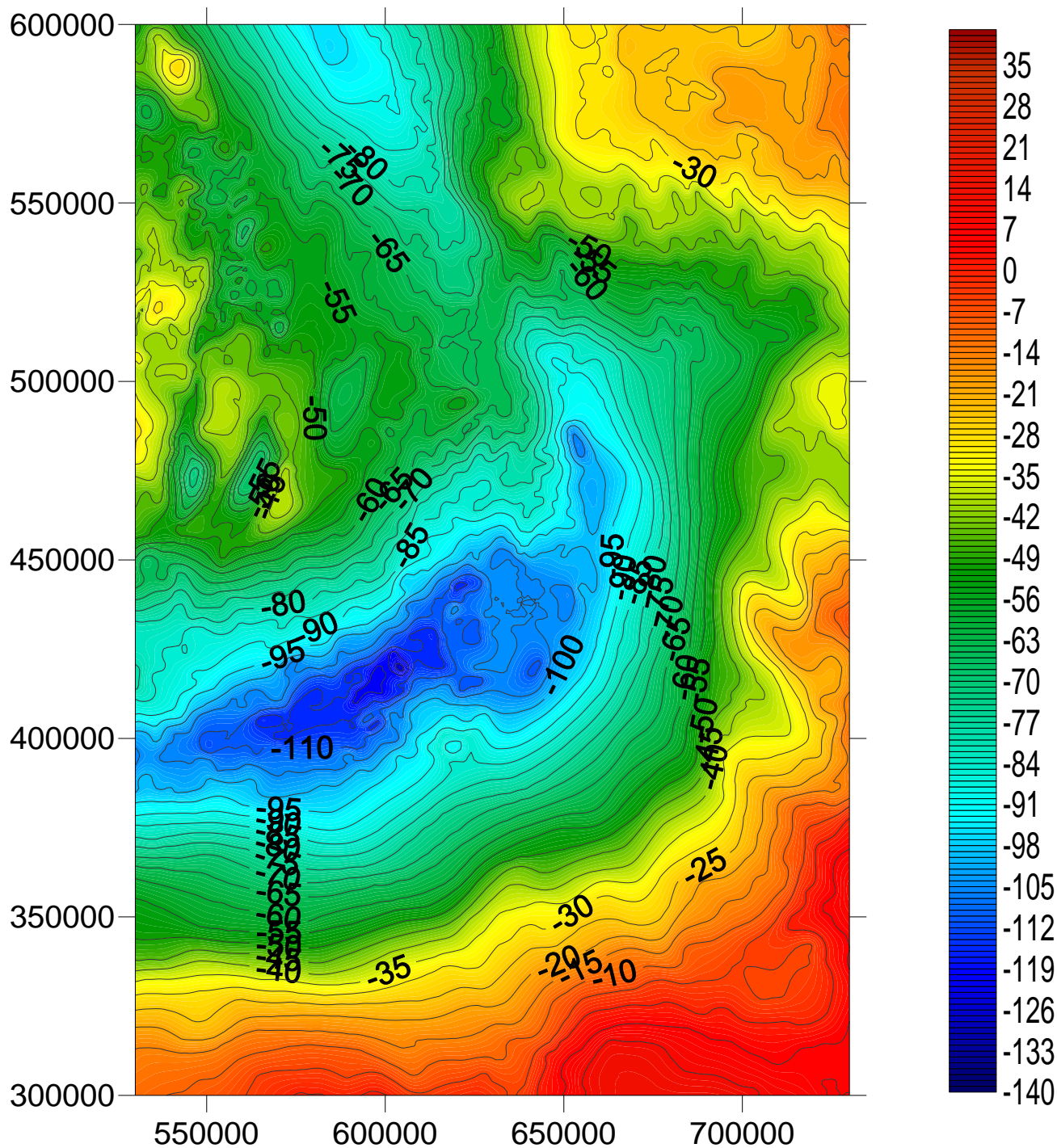


Fig.2.4.3 Anomalia Bouguer în arealul studiat pentru o densitate de referință de 2.67 g/cm<sup>3</sup>  
(proiecție STEREO 70)

Pentru regiunea Vrancea, Bazinul Focșani este bine evidențiat prin prezența unui minim gravimetric determinat în principal de grosimea mare a depozitelor (18-20 km) dintre care în jur de 12-13 km depozite terțiare.

## **2.5. MODELE GEOTERMICE. STRUCTURA TERMICĂ A CRUSTEI ȘI LITOSFEREI ÎN ZONA DE CURBURĂ A CARPAȚILOR ORIENTALI**

### **2.5.1. CONSIDERAȚII GENERALE**

Structura termică a crustei și litosferei este afectată de o largă varietate de fenomene fizice și chimice care au loc în interiorul globului terestru. Densitatea rocilor, rezistența lor la deformare mecanică, mecanismul de deformare, viteza reacțiilor chimice sunt dependente puternic de temperatură. De asemenea, eficiența câmpului de stress apropiat sau îndepărtat este determinată de starea termică a litosferei. Studiile termomecanice au adus contribuții valoroase la obținerea argumentelor privind importanța temperaturii în determinarea adâncimii maxime de producere a cutremurelor puternice.

Procesele fizice din litosferă și proprietățile fizice ale rocilor ce o alcătuiesc sunt încă puțin cunoscute la adâncimi mai mari de câteva mii de metri de la suprafața Pământului, de aceea cele mai importante probleme de dinamică a litosferei au în vedere relații între structura de suprafață și procesele adânci ce au loc la distanță de aceasta. Investigarea structurii crustei și mantalei se realizează în geofizică prin dezvoltarea unor tehnici de analiză a distribuției la suprafață a câmpurilor geofizice (modele geofizice). Modelele numerice (matematice) s-au dovedit indispensabile în încercarea de a analiza efectele modelelor teoretice propuse, în studiul interacției diferitelor procese care pot acționa împreună, pentru explorarea efectelor variației parametrilor modelului, furnizând o evaluare a importanței lor relative. Și în geotermie, prin analiza distribuției la suprafață a câmpului termic se poate obține, utilizând modele geotermice, o evaluare a distribuției în adâncime a parametrilor termici. Astfel, modelele geotermice, prin analiza datelor existente de flux termic la suprafață oferă interpretări (modele de interpretare) asupra distribuției câmpului de temperatură în litosferă, precum și o evaluare a importanței energiei termice implicate în desfășurarea unor procese ce determină structura actuală a litosferei. Modelarea termică, focalizată pe aspecte ale generării și transferului căldurii în litosferă, reprezintă un instrument important de investigare a proceselor complexe ce guvernează evoluția litosferei.

Prin procedeul de modelare se realizează o investigare a proceselor termice adânci care implică întreaga litosferă și care domină pe termen lung structura termică a

acesteia. Modelarea termică a unor aspecte privind procesul de transfer al căldurii în litosferă se dovedește a fi o etapă obligatorie pentru a avansa în studiul unor procese complexe ce guvernează structura adâncă în arii geodinamic active, fiind o cale de a îmbunătăți înțelegerea noastră asupra proceselor dinamice ce determină structura

litosferei. În general, în condițiile în care litosfera dintr-o zonă dată este în echilibru termic, transferul căldurii prin litosferă efectuându-se în regim termic staționar, determinarea distribuției temperaturilor în volumul litosferic studiat se face pornind de la distribuția fluxului termic măsurat la suprafață, folosind ecuația conducției în regim staționar a căldurii în cadrul unor modele cât mai realiste asupra structurii și proprietăților termice ale rocilor din volumul studiat.

Zona de curbură a Carpaților Orientali este un mediu tectonic complex, format din mai multe unități tectonice: Platforma Moesică, cu cele două sectoare ale sale, cel valah și cel central-dobrogean, de vârstă precambriană și, respectiv, cadomiană, Orogenul nord-dobrogean, Platforma Scitică și Platforma Est-Europeană, separate între ele prin falii transcrustale. Peste aceste unități se suprapune avanfosa, cu 18 km de sedimente în zona de maximă adâncime din Depresiunea Focșani (din care 9 km sunt de vârstă neogenă). Depresiunea se învecinează cu zona epicentrală a cutremurelor vrâncene de adâncime intermediară. Regiunea Vrancea, principala sursă de cutremure puternice pentru teritoriul României, este caracterizată de o suprafață redusă a ariei epicentrale ( $70 \times 30 \text{ km}^2$ ) și de volumul seismogenic aproape vertical pe direcția NV-SE (Oncescu, 1984; Trifu, 1991; Oncescu and Bonjer, 1997). Zona seismogenă a cutremurelor puternice este situată sub crusta continentală, fiind conținută de blocul cu viteză ridicată de propagare a undelor seismice, în domeniul de adâncime 80-180 km (Oncescu, 1984). Focarele cutremurelor crustale în zona Vrancea (situate la adâncimi mai mici de 40-45 km) au o distribuție laterală mai extinsă decât cele intermediare și sunt izolate de acestea din urmă printr-o zonă cu activitate seismică minimă (Fuchs et al., 1979; Oncescu, 1984; Oncescu and Bojner, 1997). Pentru explicarea caracteristicilor activității seismice în zona Vrancea, modelele tectonice elaborate consideră regiunea Vrancea o zonă de subducție într-o fază finală, în care subducția activă a litosferei oceanice s-a încheiat, contactul făcându-se în prezent între porțiunile continentale ale plăcilor (Rădulescu și Săndulescu, 1973;

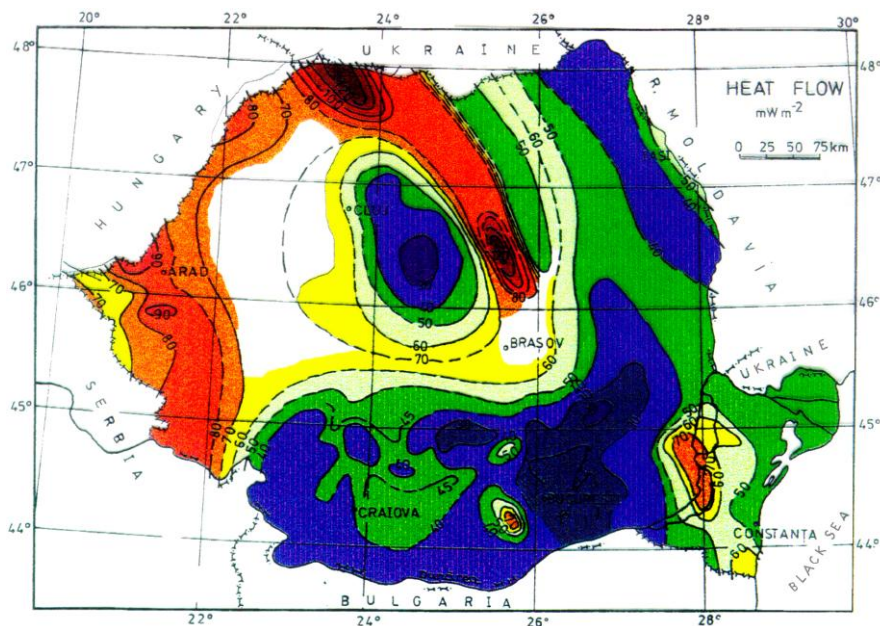


Săndulescu, 1988; Wortel și Spakman, 1992; Mason et al., 1998). Materialul subdus, desprins parțial, se presupune a fi încă atașat de placa de deasupra într-o zonă restrânsă (în dreptul zonei Vrancea), delimitată de faliile Intramoescică și Troțușului (Mațenco et al., 1997). Deși procesul de subducție nu mai este într-o fază activă, ipoteza unor procese intense de retragere a plăcii subduse, însoțite de delaminarea și ruperea acesteia (Mațenco et al., 1997; Mason et al., 1998; Seghedi et al., 1998; Diaconescu et al., 2001; Russo et al., 2005), este un argument important pentru existența unor contraste laterale semnificative ale structurii de adâncime și ale câmpului termic de o parte și de alta a Arcului Carpatic.

În cadrul etapei de față a proiectului "Analiza modelelor geodinamice existente", s-a realizat o trecere în revistă a informației geotermice oferită de literatura de specialitate și a modelelor de evoluție geotermică a arealului din zona de curbură a Carpaților Orientali.

#### 2.5.2. REGIMUL GEOTERMIC AL LITOSFEREI

O primă informație despre regimul geotermic al diferitelor unități tectonice de pe teritoriul țării noastre este dată de harta de flux termic a României (Demetrescu, 1982; Demetrescu et al., 1983; 1984; 1991; Demetrescu și Veliciu, 1991; Demetrescu și Andreescu, 1994; Demetrescu et al., 2001; Demetrescu et al., 2005; Demetrescu et al., 2007). Aceasta este prezentată în Fig. 2.5.1. Regimul termic redat de harta de flux termic de suprafață a fost obținut prin utilizarea valorilor de flux termic determinate în 167 puncte în condiții de regim termic stabilizat și din informații privind temperatura și gradientul geotermic în găuri de sondă obținute de industria petrolieră. Temperaturile determinate în regim continuu de coborâre a termometrului de sondă în 22 foraje din Bazinul Transilvaniei (Demetrescu et al., 2001) și în cele 40 foraje din zona de curbură a Carpaților (Demetrescu et al., 2005; Demetrescu et al., 2007) indică valori ale gradientului termic în concordanță cu valorile utilizate la construirea hărții de flux termic pe teritoriul României.



**Fig. 2.5.1. Distribuția fluxului termic de suprafață pe teritoriul României**

Pentru a determina distribuția temperaturii în funcție de adâncime, în cel mai simplu mod, în zona de studiu se presupune un regim termic staționar și se aplică modelul de conducție staționară. În cazul zonelor tectonice complexe, cum este și zona de curbură a Carpaților, regimul geotermic obținut numai prin utilizarea informației legată de fluxul termic la suprafață nu este reprezentativ (Demetrescu and Andreescu, 1994; Okaya et al. 1996), astfel că au fost elaborate modele termice mult mai complexe, care țin seama de efectele termice tranzitorii ale proceselor tectonice ce implică întreaga litosferă.

Starea de echilibru termic a litosferei în zona Carpaților de Curbură și în ariile adiacente a fost perturbată puternic de procese tectonice care au implicat întreaga litosferă sau numai părți din aceasta (subducție oceanică pre-Miocenă și coliziune continentală Miocenă, deformări compresive de tipul îngroșărilor), de procese geologice de suprafață (cum ar fi sedimentarea Neogenă și eroziunea în bazinele sedimentare, sau încăleccările de pânze și eroziunea în zonele orogenice), de vulcanism Neogen și de procese termice de la suprafața Pământului. Pentru evaluarea efectelor termice ale proceselor tectonice avute în vedere în diferite scenarii de evoluție a zonei Vrancea, în relație cu unitățile tectonice adiacente, este necesară modelarea termică a proceselor menționate mai sus.

### 2.5.3. MODELE GEOTERMICE ALE LITOSFEREI ÎN ZONA DE CURBURĂ A CARPAȚILOR ORIENTALI

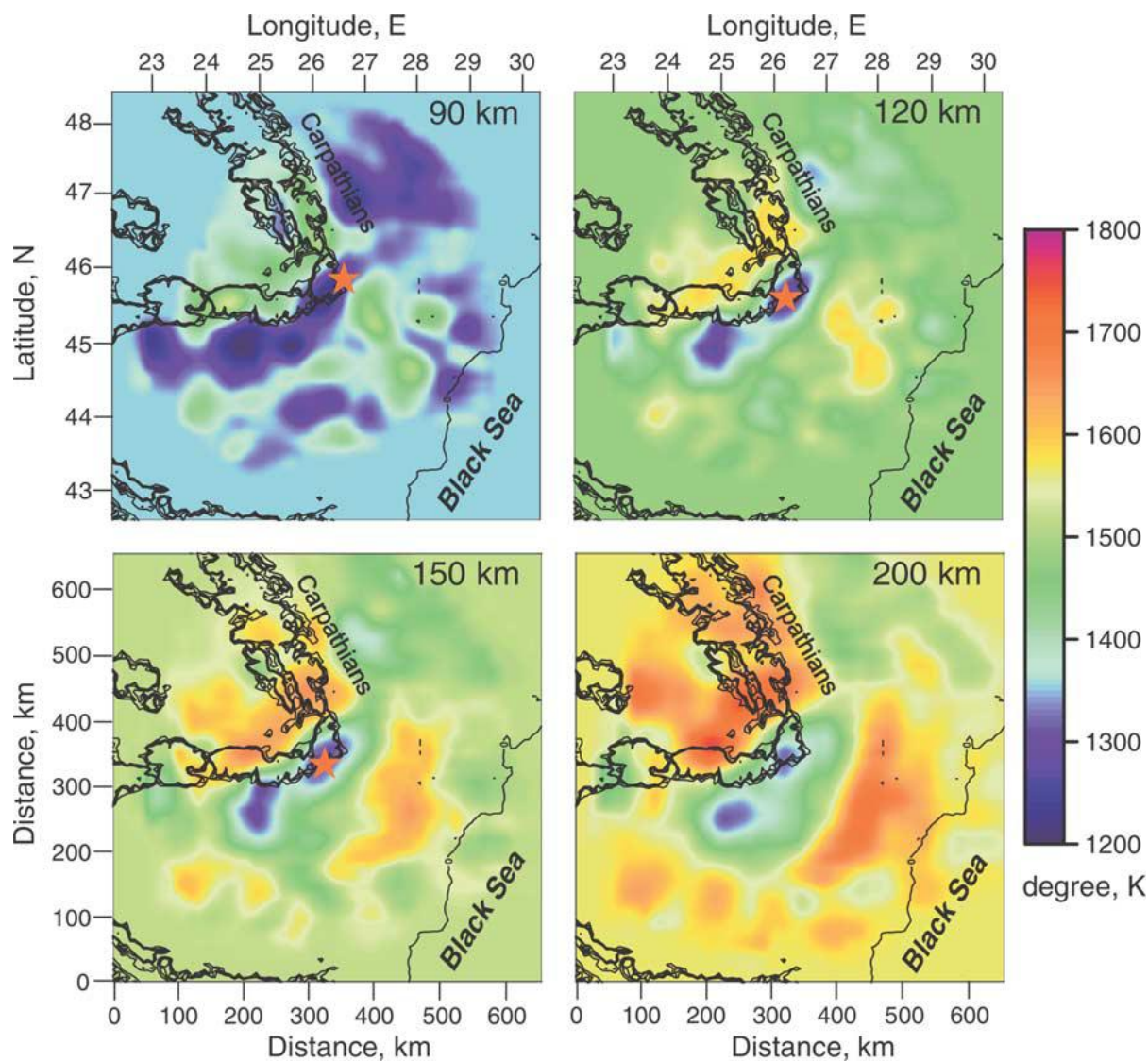
Structura litosferei în România este rezultatul interacției blocului austro-alpin aparținând Plăcii Africane cu marginile continentale ale Platformei Moesice, Platformei Est-europene și Platformei Scitice. Structura litosferei în zona Carpaților de Curbură este o consecință directă a procesului de convergență a plăcii Europene, la marginea sudică a liniei de convergență aflându-se zona Vrancea, zona intra-continentală a cutremurelor de adâncime intermediară. Astfel, au fost elaborate modele termice ale zonei de studiu care țin seama de procesele tectonice ce au avut loc în zona de convergență, și anume subducția pre-colizională a litosferei oceanice, coliziunea continentală și relaxarea termică post-colizională.

Temperatura este un parametru fizic de bază ce controlează densitatea, vâscozitatea și reologia interiorului Pământului și în consecință dinamica mantalei și crustei. Temperatura poate fi măsurată direct doar în partea superioară a crustei. Pentru adâncimi mai mari, în crustă și în manta, temperatura poate fi estimată indirect, prin intermediul anomaliilor de viteză a undelor seismice, prin analiză geochimică, și/sau prin extrapolarea observațiilor asupra fluxului termic de suprafață. Ismail-Zadeh et al. (2005; 2008) au efectuat un asemenea studiu, rezumat în cele ce urmează.

Pentru a deduce temperatura mantalei prin tomografia prin unde P, s-a folosit modelul tomografic pentru zona de SE a Carpaților, realizat de Martin et al. (2001). Acesta constă din nouă straturi de grosimi diferite, fiecare împărțit în blocuri rectangulare. Au fost calculate, pe baza unui model inițial de distribuție a temperaturii cu adâncimea, viteze sintetice ale undelor seismice, care au fost comparate cu vitezele observate în analiza tomografică într-un proces iterativ, calculându-se în cele din urmă cea mai bună distribuție a temperaturii.

În Fig. 2.5.2 este redată această distribuție pentru patru zone situate la adâncimile de 90, 120, 150 și 200 km. În cadrul modelării descrise a fost utilizată metodologia descrisă de Goes et al. (2000) pentru calculul părții anarmonice (independentă de frecvență și neatenuată) a vitezelor sintetice și o metodologie similară cu cea descrisă de Sobolev et al. (1996) pentru calcularea părții armonice (cu atenuare și dependență de frecvență) a undelor seismice. Ca temperatură inițială de referință în modelare a fost

aleasă temperatura modelată de Demetrescu și Andreescu (1994) cu ajutorul unui model cinematic de subducție oceanică pre-miocenă.

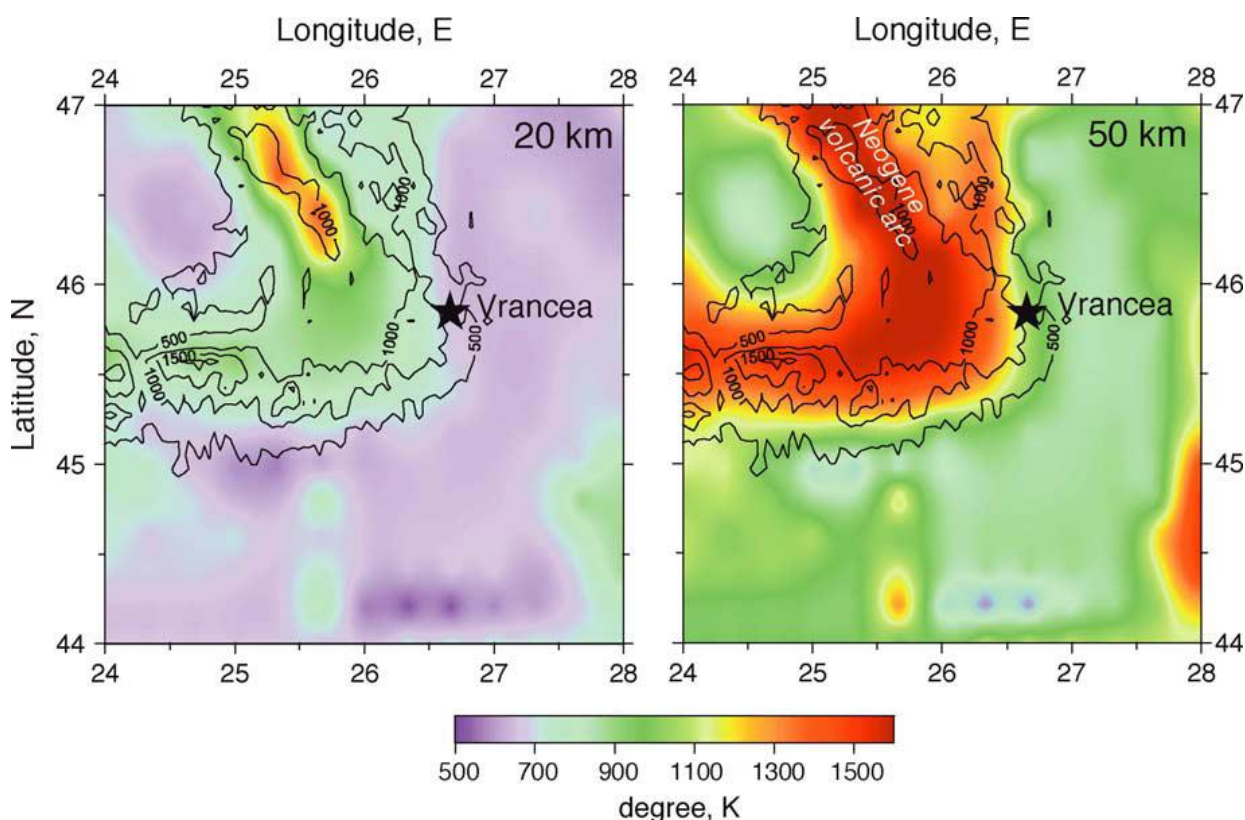


**Fig. 2.5.2. Distribuția temperaturilor în manta dedusă din tomografia undelor P**

Se observă din figură că temperaturile mici din manta sunt asociate cu volumul de viteză mare de sub zona Vrancea și cu litosfera Platformei Est-Europene. Au fost obținute temperaturi mari în colțul de SE al depresiunii Transilvaniei, în zona magnetismului neogen a Carpaților Orientali și în zona Orogenului Nord-Dobrogean.

Deoarece rezultatele tomografiei seismice nu sunt concludente pentru primii 60 km de la suprafață, făcând imposibilă aplicarea metodei descrise mai sus, temperatura a fost modelată pornind de la distribuția fluxului termic de suprafață, corectat pentru

schimbările climatice din ultimii 20.000 ani, și pentru efectul sedimentării în depresiunile Focșani și Transilvaniei (Demetrescu et al., 2001; Demetrescu et al., 2007). A fost folosit modelul unidimensional al conducției căldurii cu valori plauzibile pentru proprietățile termice într-o structură relativ simplificată pentru litosfera subcrustală (Demetrescu și Andreescu, 1994). Rezultatele sunt prezentate în Fig. 2.5.3, pentru cazul fără camere magmatice crustale în zona vulcanismului neogen.



**Fig. 2.5.3.** Distribuția temperaturilor în litosfera subcrustală obținută cu ajutorul distribuției fluxului termic de suprafață

Modelul termic a fost utilizat de Ismail-Zadeh et al. (2005) pentru a calcula starea de tensiuni și curenții mantelici din aria cercetată, comparate cu seismicitatea de adâncime intermediară, cu concluzia că forțele de flotabilitate pot controla deformația actuală în zona Vrancea și explică pattern-ul de stress regional și seismicitatea de adâncime intermediară.

Intr-un articol publicat în 2008, Ismail-Zadeh et al. (2008), au prezentat un model cantitativ al evoluției termice a volumului seismogen din zona Vrancea utilizând o nouă metodologie, de asimilare a distribuției din prezent a temperaturilor din crustă și din mantaua superioară pentru a obține informații pentru Miocen, în contextul

geodinamicii regionale. Pentru determinarea distribuției actuale a temperaturii în adâncime, a fost folosit procedeul descris mai sus (Ismail-Zadeh et al., 2005) pe un model tomografic mai avansat, publicat de Martin et al. (2006). Rezultatul este prezentat în Fig. 2.5.4, în care a fost marcată și zona considerată de autori a fi bine rezolvată. Imaginea litosferei subduse devine clară la adâncimea de 70-110 km ca o anomalie rece orientată NE-SV. Cu creșterea adâncimii, imaginea termică a fragmentului de placă subdus se lățește în direcția NV-SE. Orientarea corpului rece se schimbă de la NE-SE la N-S sub adâncimea de 200 km. Fragmentul de placă se extinde până la 280-300 km sub zona Vrancea. O anomalie rece care apare în Bazinul Transilvaniei la adâncimea de 370-440 km poate fi interpretată conform Wortel și Spakman (2000) și Martin et al. (2006), ca o rămășiță a litosferei subduse ce s-a detașat de-a lungul arcului carpatic în timpul Miocenului și se menține în zona de tranziție din mantaua superioară.

Ismail-Zadeh et al. (2008) au încorporat observațiile geofizice în prezent și condițiile fizice inițiale din trecut într-un model dinamic cantitativ privind deformarea (curgerea) mantalei și litosferei ce are ca rezultat evoluția temperaturii și vitezelor în intervalul de timp dat. Simulările au fost făcute de autorii menționați pentru ultimele 22 Ma de evoluție a zonei, deși este probabil ca mișcările legate de subducție să fi început cu mult înainte, pentru că evoluția pre-Miocenă și mișcările pe orizontală la nivel regional nu sunt cunoscute suficient de exact și ar putea influența negativ scenariile modelate ale dinamicii mantalei și litosferei. Evoluția termică a crustei și mantalei în zona studiată sunt redate în Fig. 2.5.5. Volumele relativ reci care se observă la adâncimi între 40 și 230 km (b-d) pot fi interpretate ca stări de început ale plăcii litosferei. Placa nu se vede la adâncimi mici în modelul corespunzător temperaturii în prezent (Fig. 2.5.5a) probabil datorită asimilării termice a volumului respectiv prin

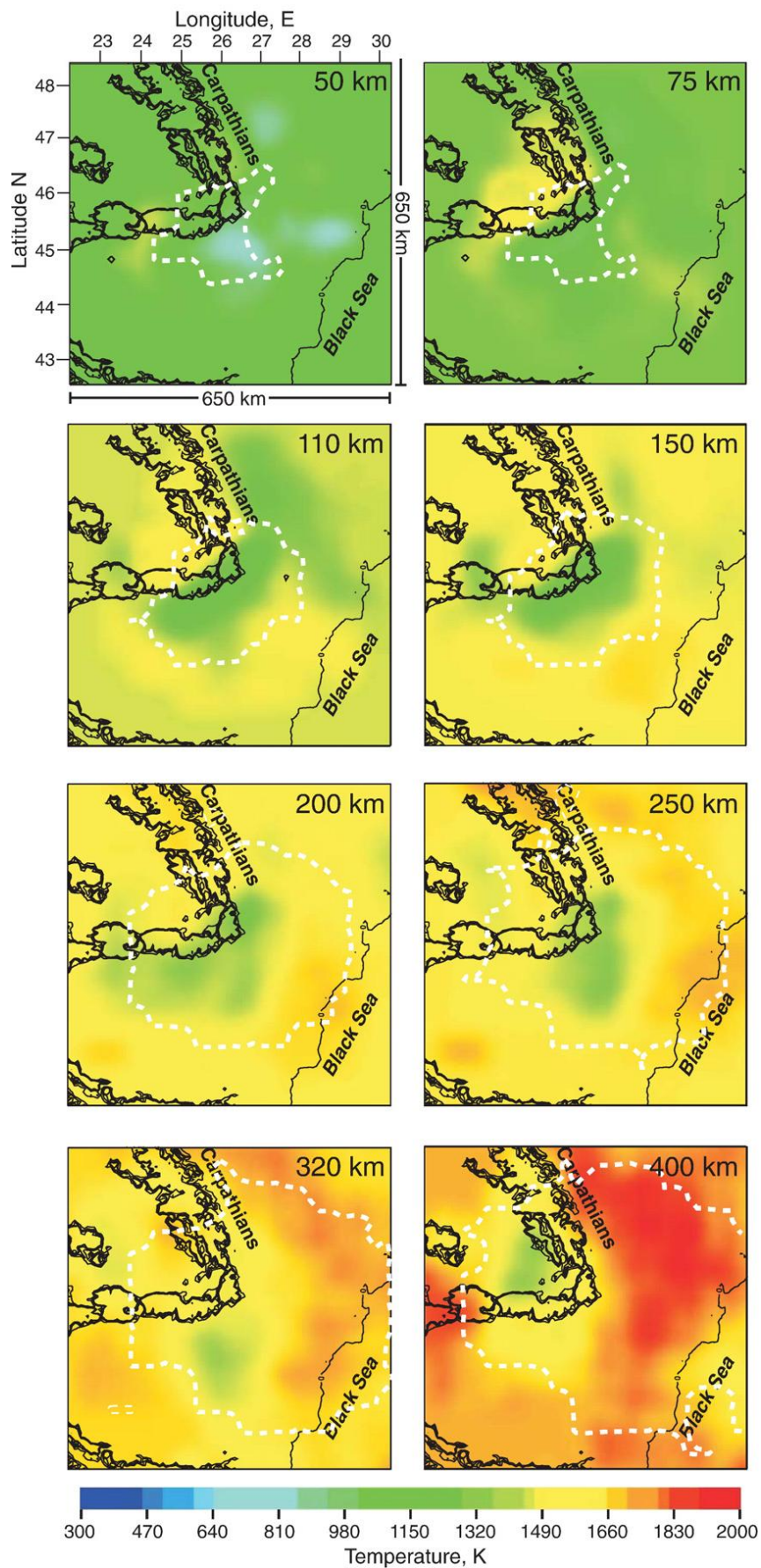


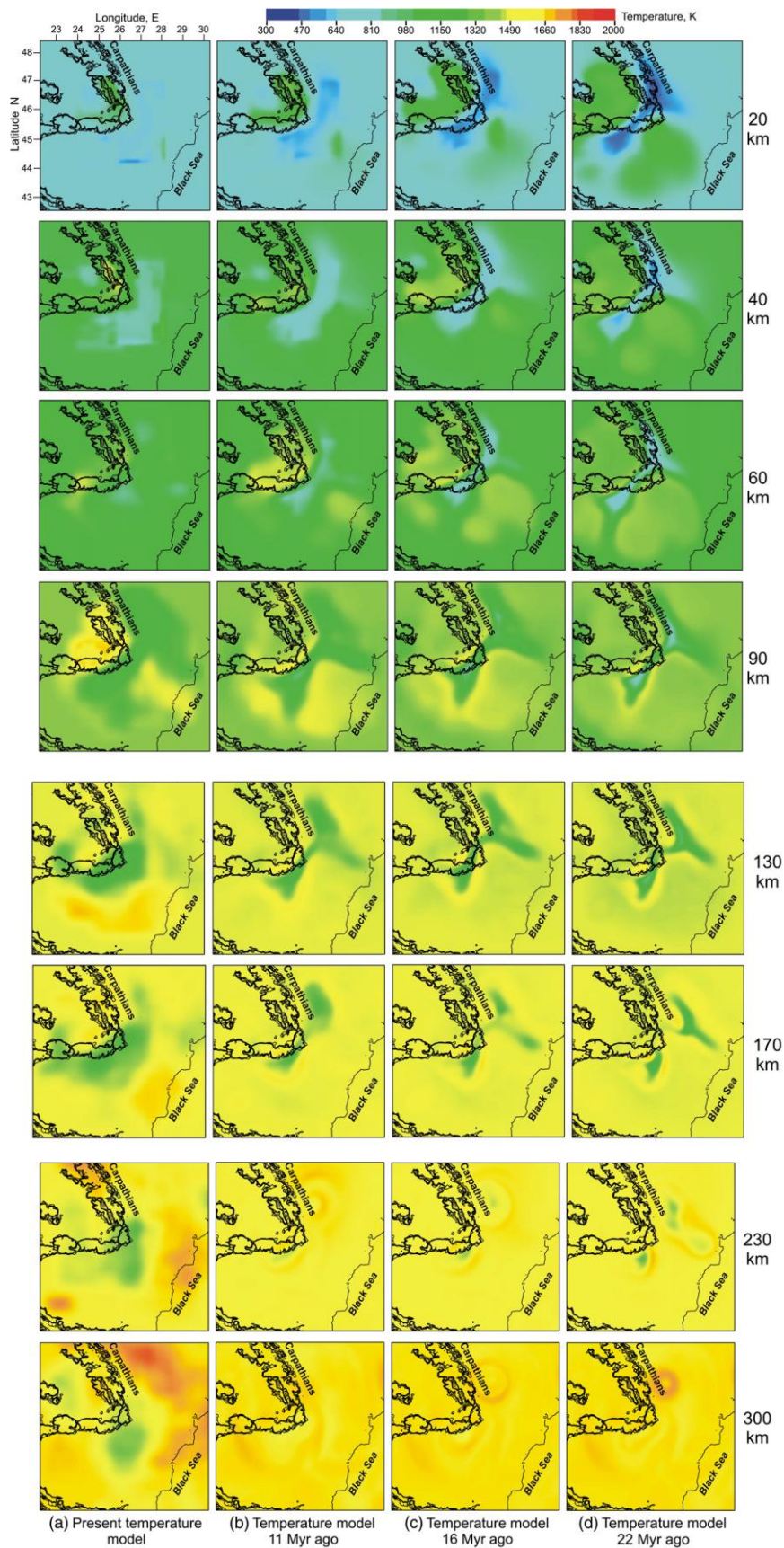
Fig. 2.5.4. Distribuția actuală a temperaturii la diverse niveluri de adâncime obținută prin inversia vitezelor undelor seismice de tip P

difuzie termică în cei 22 Ma de evoluție. Efectele advecției termice (mișcare de material) joacă un rol din ce în ce mai important în modelele termice pe măsura creșterii adâncimii. Rădăcinile termice ale plăcii reci nu se văd în Fig. 2.5.5b-d la adâncimi de peste 230 km, întrucât placa nu a atins aceste adâncimi în Miocen.

Geometria plăcii reconstruite prezintă două părți ale volumului subdus. O parte, orientată NV-SE, localizată în vecinătatea limitei dintre Platforma Est Europeană și Platforma Scitică, este interpretată de autorii studiului descris în materialul de față ca fiind o rămășiță a litosferei reci care s-a deplasat spre est. Cea de a doua parte este orientată NE-SV și a fost asociată de autori cu placa descendentă din prezent. O caracteristică geometrică interesantă este curbura arcului carpatic vizibilă până la adâncimi de 60 km. La adâncimi mai mari forma devine convexă și corpul rece se separă în două părți, la o adâncime de cca 200 km. Autorii consideră că această schimbare a curburii poate fi cauza concentrației de stress și eliberării acestuia sub forma cutremurelor ce se produc în intervalul de adâncime 70-180 km. În plus, materialul rece, orientat N-S, vizibil la adâncimile 230 și 300 m în Fig. 2.5.5a, nu apare ca fiind separat de volumul orientat NE-SV, ci este o ramură orientată diferit, a capătului de SV al plăcii vizibile în Fig. 2.5.5b-d la adâncimi de 60-130 km. În acest fel, modelarea prezentată oferă o explicație pentru schimbarea de orientare în spațiu de la NE-SV la N-S sub 200 km, observată în tomografia seismică (Martin et al., 2006).

Rezultatele modelării sugerează, pe baza pozițiilor reconstruite ale litosferei subduse, un scenariu alternativ pentru evoluția acesteia, conform figurii 2.5.6. Această figură reprezintă o secțiune NV-SE în zona Vrancea. Se observă la momentul 22 Ma o litosferă ce subduce spre est (albastru închis, Fig. 2.5.6c și d), spre zona de subducție mai veche, orientată spre vest (verde închis). Coborârea a durat până la coliziunea litosferei din interiorul arcului carpatic cu Platforma Est Europeană, în Miocenul târziu. Modelarea ilustrează o retragere spre est și sud-est a litosferei în coborâre, sub influența extensiei din Bazinul Panonic. Evoluția ulterioară a plăcii este controlată de flotabilitatea acesteia. Scenariul modelat în lucrarea prezentată explică deplasarea plăcii spre est cu cca. 160 km în Miocenul timpuriu-mediu și acumularea stratului gros de sedimente post-colizionale în Bazinul Focșani, datorită tracțiunii exercitate de placă.





**Fig. 2.5.5. Evoluția termică a crustei și mantalei în zona de curbură a Carpaților Orientali**

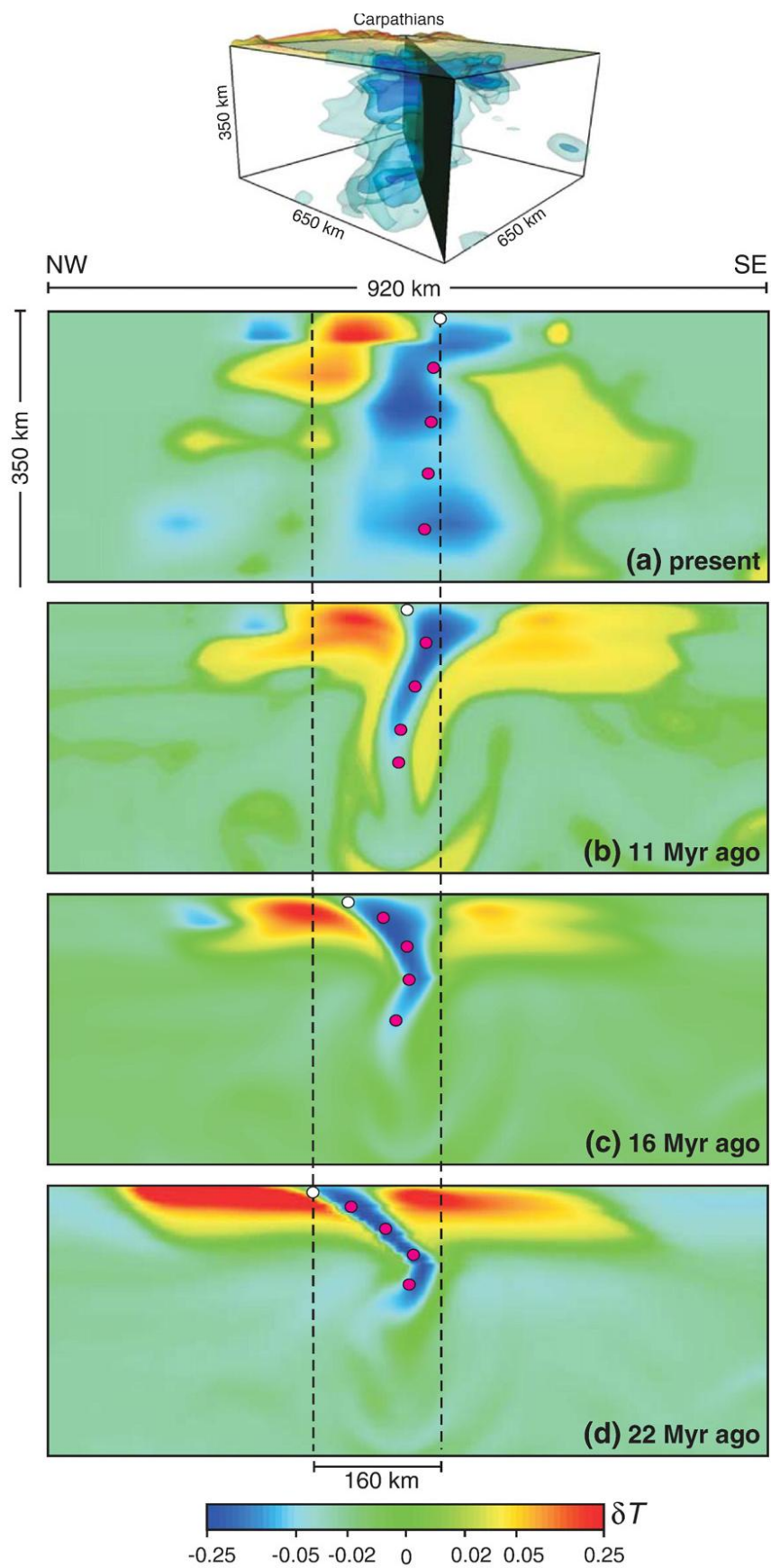


Fig. 2.5.6. Evoluția termică a litosferei subduse în zona Vrancea din Miocen și până în prezent

Procesul de coliziune continentală pe teritoriul României, cu privire specială asupra efectelor de ordinul întâi ale subducției oceanice pre-colizionale, a fost discutat de Demetrescu și Andreescu (1994). Studiile au continuat, elaborându-se modele termice complexe (Andreescu și Demetrescu, 1999; 2001; Demetrescu și Andreescu, 2000) care au ținut cont de evoluția tectonică a zonei de curbură a Carpaților.

Astfel, au fost elaborate modele termice (Fig. 2.5.7) care au simulat procesul de convergență de-a lungul unui profil litosferic orientat perpendicular pe structură (Andreescu și Demetrescu, 1999; 2001). Această modelare termică include un model pentru subducția unei plăci de tip oceanic sub o placă de tip continental urmat de un model termic pentru coliziunea continentală.

Structura termică de-a lungul profilului a fost obținută printr-un algoritm de tip diferențe finite în cadrul unui model termic bidimensional, utilizând ecuația de transfer a căldurii pentru un mediu în mișcare, incompresibil, ce a inclus și generare de căldură. În cele ce urmează vor fi descrise în detaliu modelele termice elaborate de specialiști în geotermie care fac parte din unul dintre colectivele institutului care coordonează proiectul.

Modelul 1 simulează un proces de subducție premiocenă, între 70 și 23 Ma, a unei litosfere oceanice de 120 km grosime, aflate în fața litosferei continentale subțiate ce reprezintă suportul bazinului de fliș, urmat de o perioadă de relaxare termică ce durează aproximativ 23 Ma. Modelul de litosferă oceanică are un strat de crustă oceanică de 10 km grosime, iar cel de litosferă continentală include o crustă continentală de 30 km grosime (20 km crustă superioară și 10 km crustă inferioară). Rezultatele modelării termice indică o distribuție a izotermelor caracteristică zonelor de subducție.

Modelul 2 include suplimentar față de modelul 1 procesul de convergență continentală pe o distanță de 60 km cu același unghi de subducție (aproximativ  $70^\circ$ ) a unei litosfere continentale (Platforma Est-europeană și/sau Platforma Scitică) de grosime considerabilă (200 km). În acest model perioada de relaxare termică se reduce la 12 Ma. În acest model subducția plăcii continentale, ulterioară celei oceanice, cu viteză mai mică duce la o distribuție a câmpului termic asemănătoare cu cea din modelul anterior.

Modelul 3 ia în considerare un proces de coliziune continentală pe distanța de 120 km, sub unghi mic de subducție (aproximativ 30°), în care este implicată doar placa continentală subțiată de 120 km grosime. Acest proces începe odată cu cel de deformare miocenă a pânzelor de fliș și a molasei în Carpații Orientali și se încheie cu o perioadă de relaxare termică în ultimii 12 Ma de evoluție tectonică a zonei. Subducția plăcii continentale sub un unghi mic are un efect slab asupra distribuției izotermelor în adâncime.

Unul dintre cele mai complete modele, modelul 4, simulează procesul de coliziune continentală până la adâncimea de 40 km, sub unghi mic de subducție, ce succede celui de subducție oceanică premiocenă și este urmat de o perioadă de relaxare termică de 12 Ma, perioadă în care se presupune că nu ar fi avut loc un eveniment termic major. Efectul subducției plăcii oceanice rămâne determinant pentru distribuția temperaturii în adâncime. La adâncimea de 150 km gradientul termic lateral are valori apropiate în fața și în spatele volumului subdus, de 2.4°C/km și respectiv, de 2°C/km.

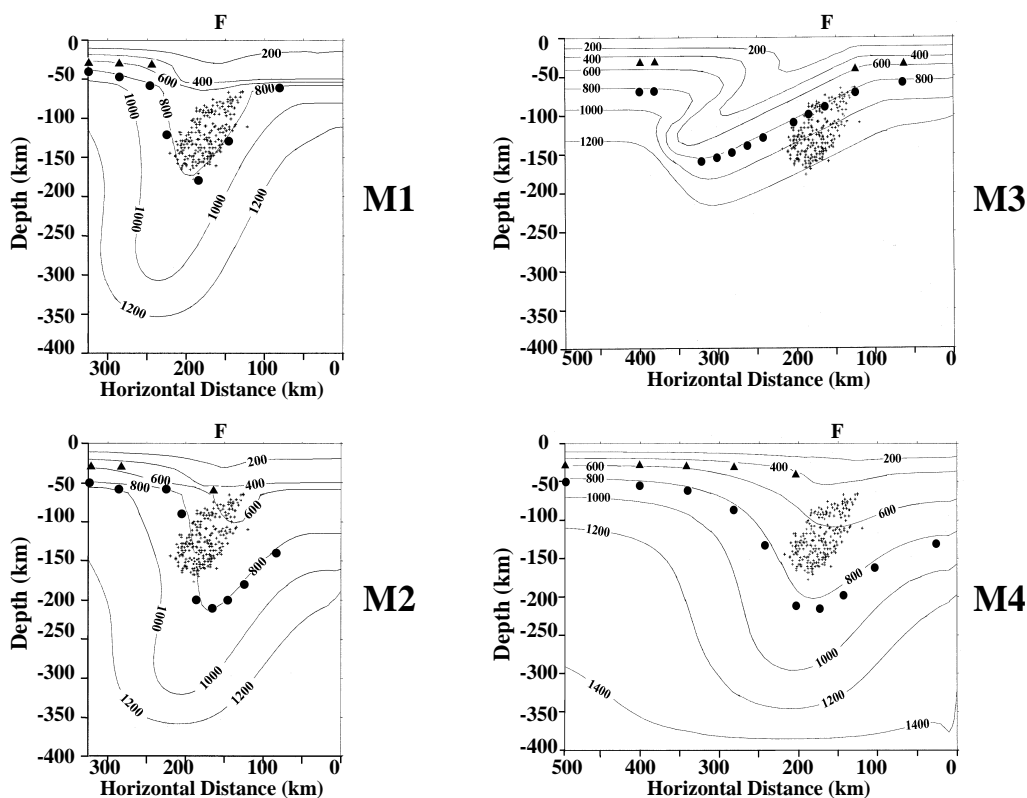


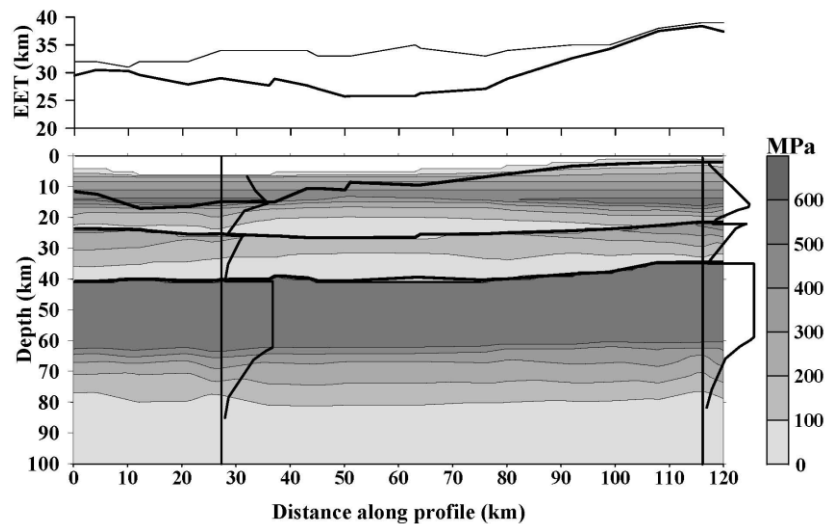
Fig. 2.5.7. Regimul termic al lirosferei obținut prin modelarea procesului de convergență în zona de curbură a Carpaților Orientali

Din analiza rezultatelor modelării termice se poate trage concluzia că procesul de subducție pre-colizională constituie cel mai important factor în modificarea regimului termic în adâncime și pe termen lung în zona de convergență corespunzătoare Carpaților Orientali, în ipoteza absenței unor procese termice care să afecteze puternic structura termică a litosferei în ultimii 12 Ma.

Demetrescu et al. (2007) au studiat evoluția termică și reologia litosferei în ultimele 13 Ma în zona de avanfosă a Carpaților de Curbură. Pentru modelare au fost utilizate înregistrări de temperatură cu rezoluție ridicată, efectuate în foraje stabilizate termic amplasate pe un profil de 120 km lungime ce traversează Depresiunea Focșani, și informație asupra structurii și compoziției depozitului sedimentar de vârstă neogenă din date geologice și de carotaj. Cu ajutorul unui model 2D cu elemente finite, care include istoria sedimentării, compactarea sedimentelor, variația laterală și pe verticală a proprietăților termice ale sedimentelor și crustei consolidate, s-a obținut informație asupra bugetului de căldură și evoluției litosferei în zona studiată. Rezultatele modelării au fost comparate cu temperaturile măsurate, corectate de efectul paleoclimatic, în cadrul unei proceduri de încercări succesive. Dintre concluziile importante ale lucrării menționăm:

- distribuția fluxului termic de suprafață în Bazinul Focșani este decisă de variația laterală a căldurii radiogene produsă în crustă, și nu de procesul de sedimentare și forma bazinului;

- procesul de sedimentare produce o dependență de timp semnificativă a câmpului de temperaturi din litosfera subiacentă, cu repercusiuni asupra grosimii termice, stării metamorfice și comportamentului reologic. O consecință directă a creșterii temperaturii în crusta superioară, produsă de sedimentare, este ductilitatea crescută a crustei în zona centrală a bazinului față de marginea sa din SE, reflectată în valorile grosimii elastice a litosferei (26-28 km față de 39 km, vezi Fig. 2.5.8). Aceasta are consecințe privind interacția mecanică dintre vorland și orogen ce a condus la formarea și evoluția Depresiunii Focșani, în strânsă legătură cu evoluția întregii zone a Carpaților de Curbură.



**Fig. 2.5.8. Structura reologică și grosimea elastică a litosferei în ultimele 13 Ma**

Un alt model geodinamic ce încearcă să explice particularitățile geodinamice ale zonei seismogene Vrancea a fost propus de Beșuțiu (2002). Acesta presupune prezența unei joncțiuni triple instabile la contactul celor trei plăci continentale de pe teritoriul României (Placa Est-Europeană, Placa Moesică și Micro-Placa Intra-Alpină). Efectele termice ale unui astfel de model geodinamic au fost evaluate de Tumanian (2009). Modelarea termică a fost realizată pe un profil litosferic bidimensional ce traversează zona de curbură a Carpaților de la vest la est, pe baza ecuației de conducție a căldurii cu termen advection, ținând cont de procesele tectonice ce ar putea fi implicate într-un proces de triplă joncțiune în zona Vrancea. Astfel au fost modelate procese precum îngroșare continentală (începând acum 100 Ma), urmată de depunere și eroziune a flișului intern, sedimentare, depunere de fliș extern și molasă precum și întindere pe verticală a crustei.

În ultimele decenii s-au obținut rezultate importante în modelarea aspectelor termice ale proceselor responsabile de dinamica litosferei din Vrancea, atât pe plan internațional, cât și național (ex. van den Beukel, 1992; Demetrescu și Andreescu, 1994; Cloetingh și Burov, 1996; Demetrescu et al., 2005; Ismail-Zadeh et al., 2005; Tumanian și Demetrescu, 2006; Demetrescu et al., 2007; Ismail-Zadeh et al., 2008).

## 2.6. MODELE ELECTROMAGNETICE

Una dintre posibilitățile de obținere a unor informații importante despre structura de adâncime a litosferei și a mantalei superioare o reprezintă utilizarea sondajelor electro-magnetice dar și a metodei magneto-telurice.

Cercetări de această natură au fost efectuate în România de multă vreme (Stănică et al, 1977; Stănică et al, 1986; Stănică și Stănică, 1984; Visarion et.al, 1984; Stănică și Stănică ,1993; Stănică et al, 1998 etc.). Figura 2.6.1 prezintă amplasarea profilelor de sondaje magnetotelurice pe teritoriul României.

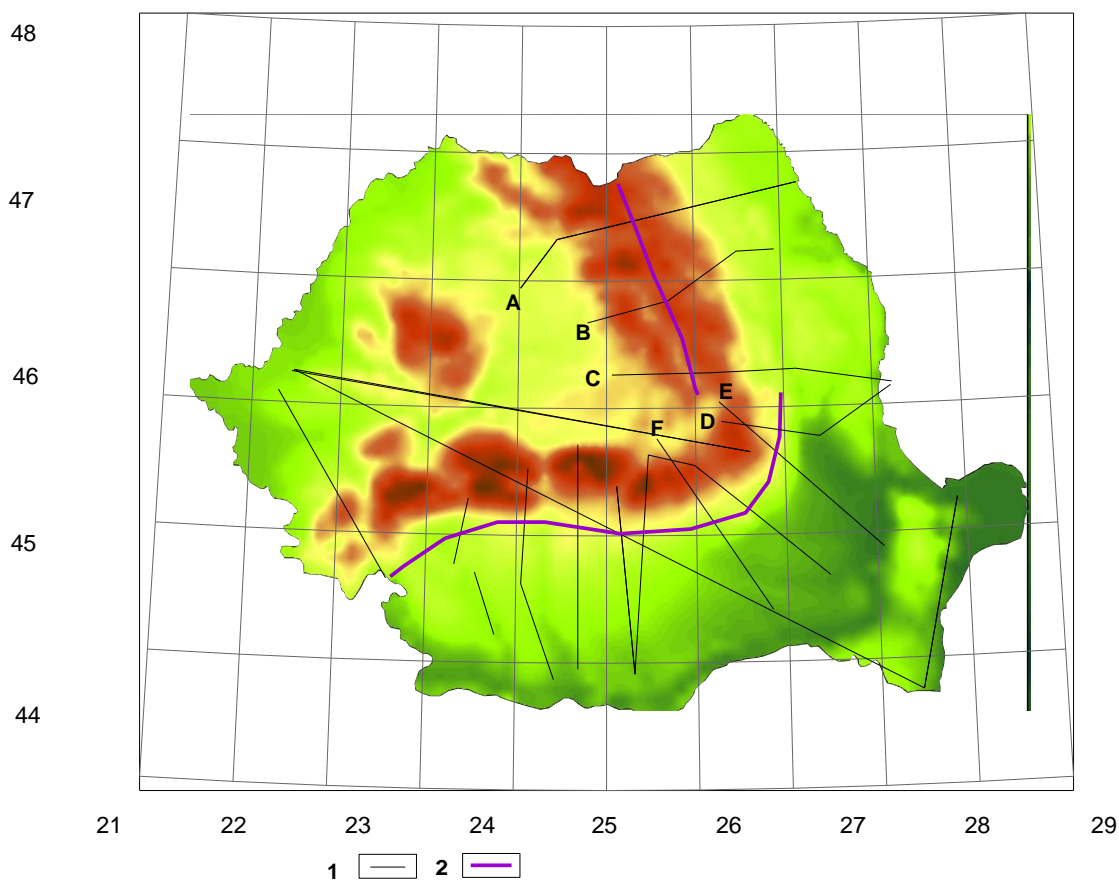


Fig.2.6..1.Schița de ansamblu privind amplasarea sondajelor magneto-telurice pe teritoriul României. 1.profile magneto-telurice, 2. Anomalia de conductivitate ridicata (ACER)

Sondajele au fost efectuate în 98 de sonde magneto-telurice, de-a lungul a 9 profile orientate E-V și N-S și care străbat Platforma Moldovenească, Platforma Moesică, Vorlandul Carpatic, Carpații Orientali și Meridionalei, zona vulcanitelor neogene și Bazinul Transilvaniei. Datele au fost înregistrate în banda de frecvență  $10^{-4}$  – 1 Hz, corespunzătoare domeniului de adâncimi 1-300 km.

Figurile 2.6.2 -2.6.6 reprezintă secțiunile interpretative ale câtorva sondaje magnetotelurice realizate pe teritoriul României.

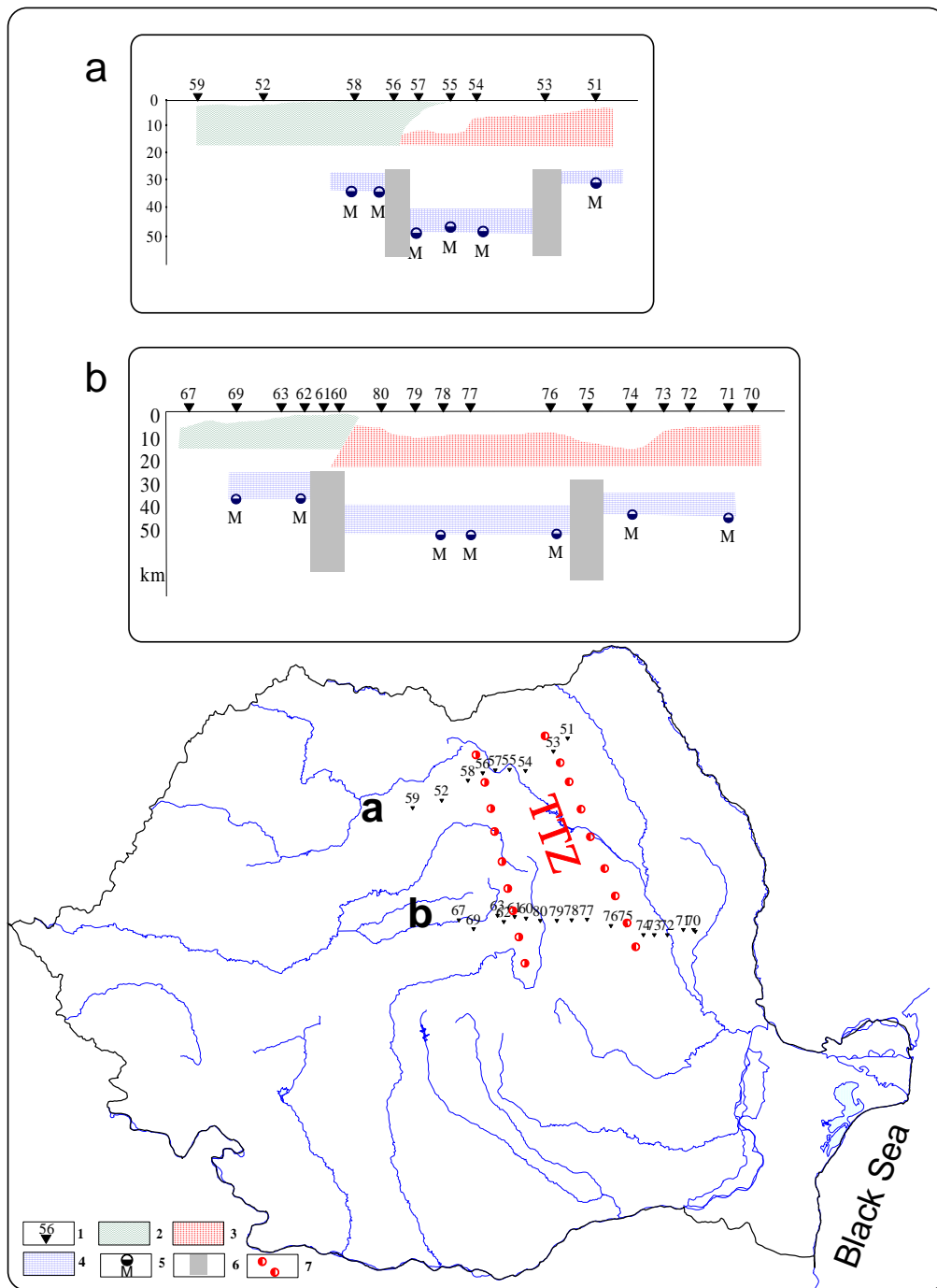
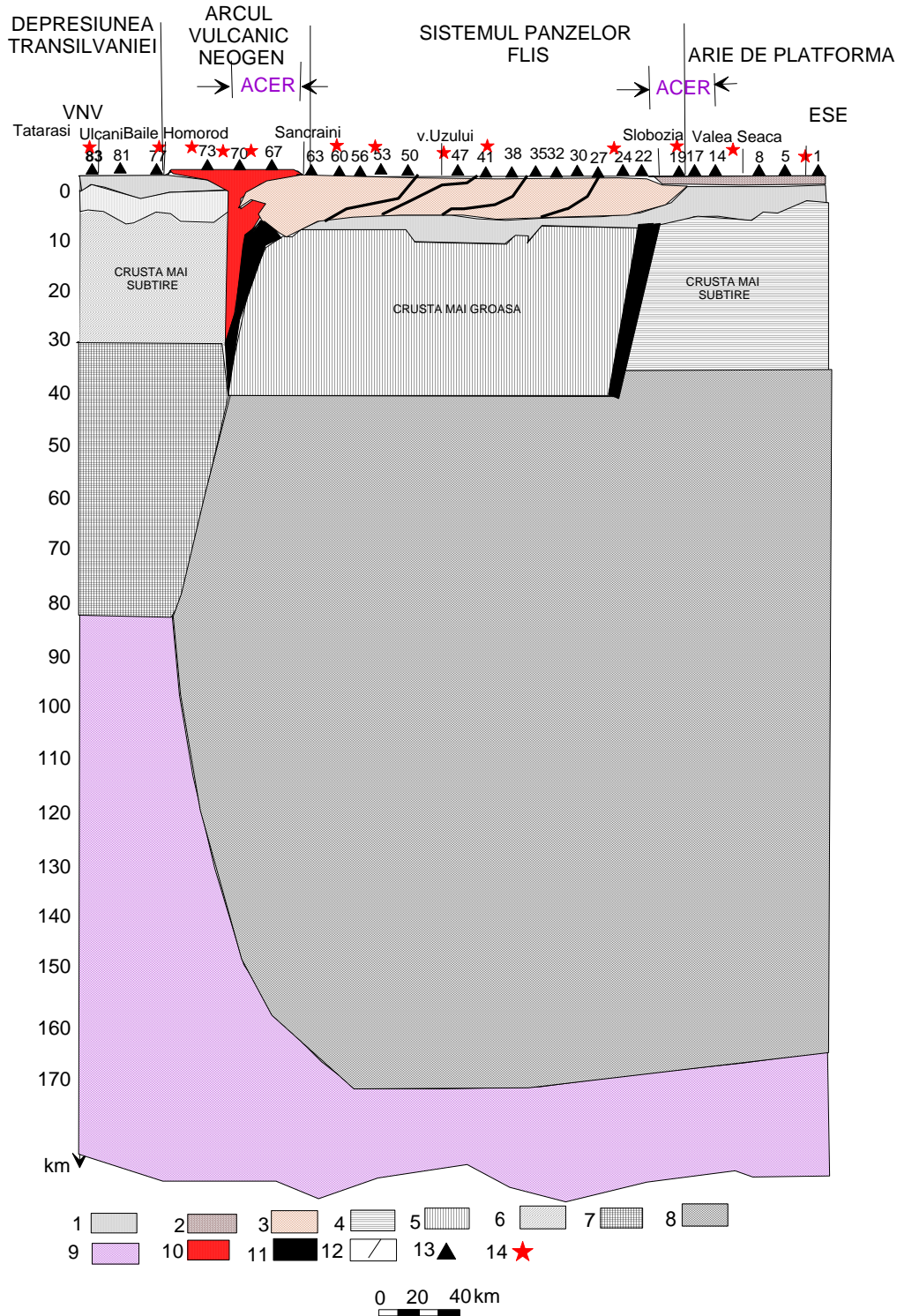
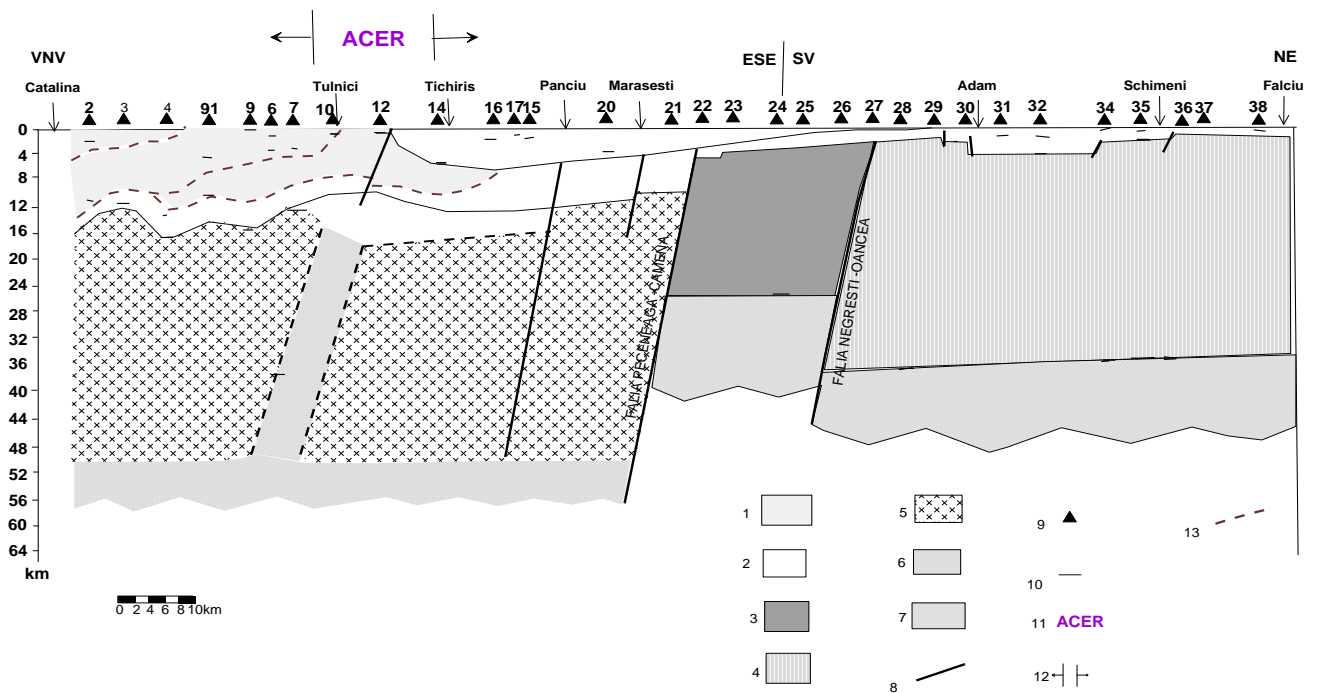


Fig.2.6.2. Secțiuni interpretative transversale pe profilele A (a.) și B (b.) bazate pe modele magnetotelurice anterioare și pe traseul prezumat al zonei Tornquist –Teisseyre(TTZ) (interpretare după Stănică et al., 1986, 1999) 1. Locații MTS, 2. panze ale Carpaților Orientali, 3.fundament de tip platforma, 4. Strat bazaltic, 5. Suprafața Moho (din date MTS), 6. falii transcrustale, 7. Traseul TTZ

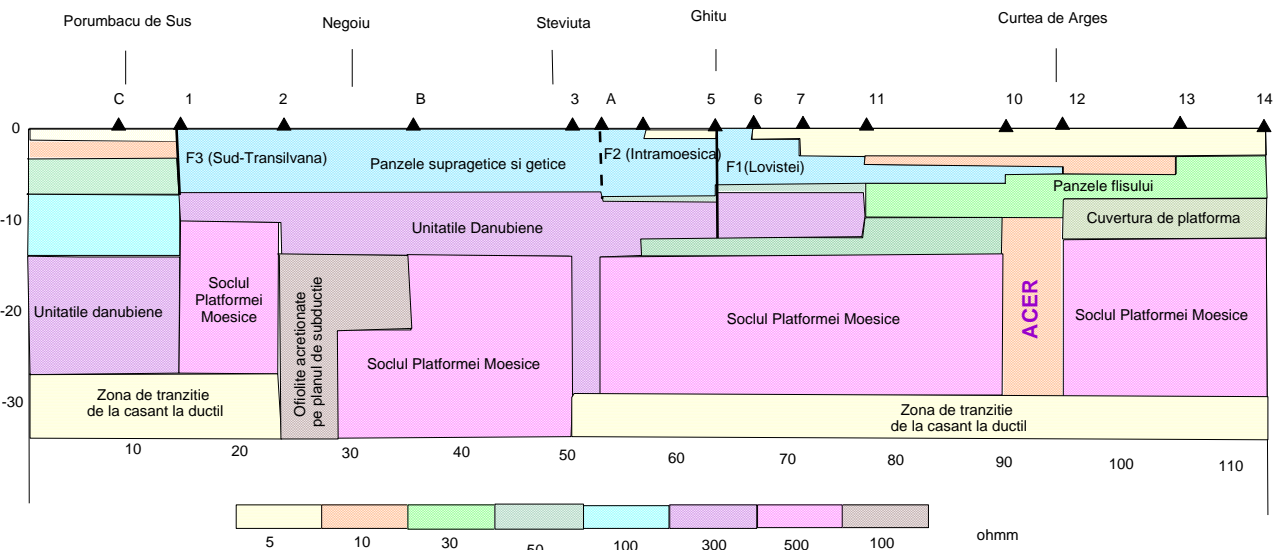




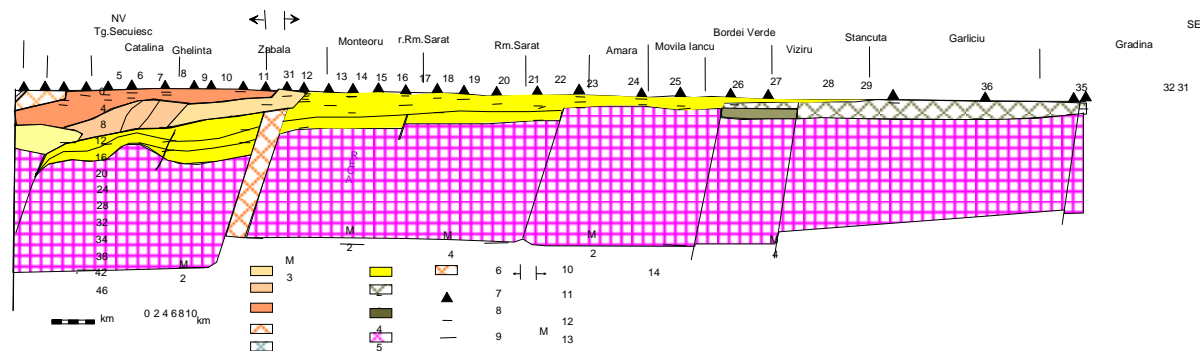
**Fig.2.6.3. Sectiune interpretativa pe profilul C . 1,2 Cuvertura sedimentara a platformei Moesice si depresiunii Transilvaniei; 3. Panzele flisului, 2.2. Crusta platformei Scitice; 5. Crusta platformei Moesice; 6. Crusta depresiunii Transilvaniei; 7. Mantaua superioară depresiune Transilvaniei; 8. Mantaua superioară a platformelor Scitică și Moesică; 9. Astenosfera; 10.Formatiuni vulcanice si subvulcanice; 11. Anomalia de conductivitate electric ridicată (ACER);12 Falii; 13. Locatie pentru sondaje magneto- telurice (frecventa 20-0.001Hz); 12.2. Locatie pentru sondaje magneto- telurice (frecventa 1-0.0001 Hz) (prelucrare după Stănică et. al, 1999)**



**Fig.2.6.2.2. Secțiune interpretativă pe profilul D. 1-Sistemul pânzelor flișului ; 2-Cuvertura sedimentară, 3-Orogenul Nord-dobrogean; 4-Fundamentul cutat al platformei Scitice; 5-Fundamentul cutat al platformei Moesice; 6-Mantaua superioară; 7-Zonă de conductivitate ridicată; 8-Falie; 9-locatie MT; 10-limita cu contrast de rezistivitate; 11-Anomalia de conductivitate ridicată (ACER); 12-zonă de divergență a vectorilor Wiese; 13-incalcare (după Stănică et al. 1999)**



**Fig.2.6.5. Tomografie electro-magnetică regională în Carpații Meridionali obținută prin inversie și modelare numerică 2D (după Stănică, ). Traseul Faliei Transgetice așa cum a fost el stabilit (Besutiu et.al, 2007) intersectează profilul între sondajele 10 și 12.**



**Fig.2.6.6. Sectiune interpretativă a datelor magnetotelurice pe geotraversa Tg.Secuiesc –Ramnicu Sărat – Stăncuta (profilul E). 1- panza subcarpatica, 2- panza cutelor marginale, 3- panza de Tarcau, 4- panza de Audia,5- panza de Macla, 6- cuvertura de platformă, 7- formatiunea sisturilor verzi, 8- zona conductoare în fundamentul cristalin, 9 – soclu, 10- zona de conductivitate electrică ridicată, 11 – sondaj magneto-teluric, 12- limita de contrast de rezistivitate, 13- Discontinuitatea Moho, 14 – Zona de schimbare a direcției vectorilor de inducție Wiese, - Falii crustale (după Stănică,1998) .**

Prin coroborarea tuturor investigațiilor magneto-telurice efectuate pe teritoriul țării a fost realizată harta a conductivității litosferei și a fost apreciată poziția astenosferei pe teritoriul roman: 80 km în Transilvania, 120-130 km în Platforma Moesică și 150 km în Moldova. În zona situată la nord-vest de localitatea Monteoru (profilul E), grosimea litosferei depășește 200 km adâncime.

Între zona de tranziție dintre Carpații Orientali și zona de vorland a fost pusă în evidență existența unui strat conductiv la o adâncime mai mare de 150 km, vizibil pe toate secțiunile de adâncime. A fost pusă în evidență o discontinuitate la nivelul crustei și mantalei superioare, legată probabil de relația colizională dintre plăci.

Pe baza contrastelor de rezistivitate și a distribuției fazelor, coroborate cu datele geologice anterioare s-au putut trasa limite ale pânzelor flișului Carpaților Orientali în perimetrul studiat (zona geodinamic activă Vrancea). Rezultatele magneto-telurice au indicat sub pânzele flișului prezența soclului de platformă, cu o cuvertură sedimentară mezozoică-paleozoică a cărei grosime este cuprinsă între 4000 și 8000 m. Grosimea pachetului alcătuit din pânzele flișului variază între 8 și 10 km. Contactul dintre pânzele flișului și cuvertura platformei sub-șariate este situat la o adâncime ce variază între 4500 și 11000 m.

Pe baza celor peste 100 de sondaje magneto-telurice efectuate în regiunea Vrancea și zonele adiacente Stănică și Stănică 2004, au realizat tomografiile la diverse intervale de adâncime (ex. fig.2.6.7 și 2.6.8.).

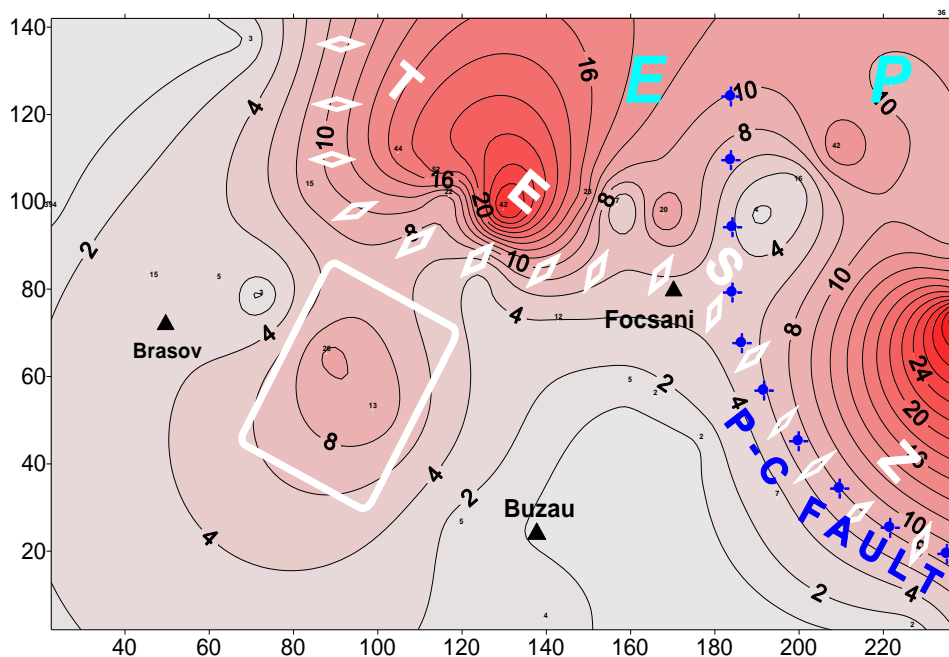


Fig.2.6.7. Tomografia magneto-telurica (distribuția rezistivităților) la 100 km adâncime. EP (Platforma Est-Europeană); romburile reprezintă TESZ, iar crucile albastre aliniamentul Faliei Peceneaga Camena, dreptunghiul alb reprezintă secțiunea orizontală prin slabul relict ( Stănică și Stănică, 2004).

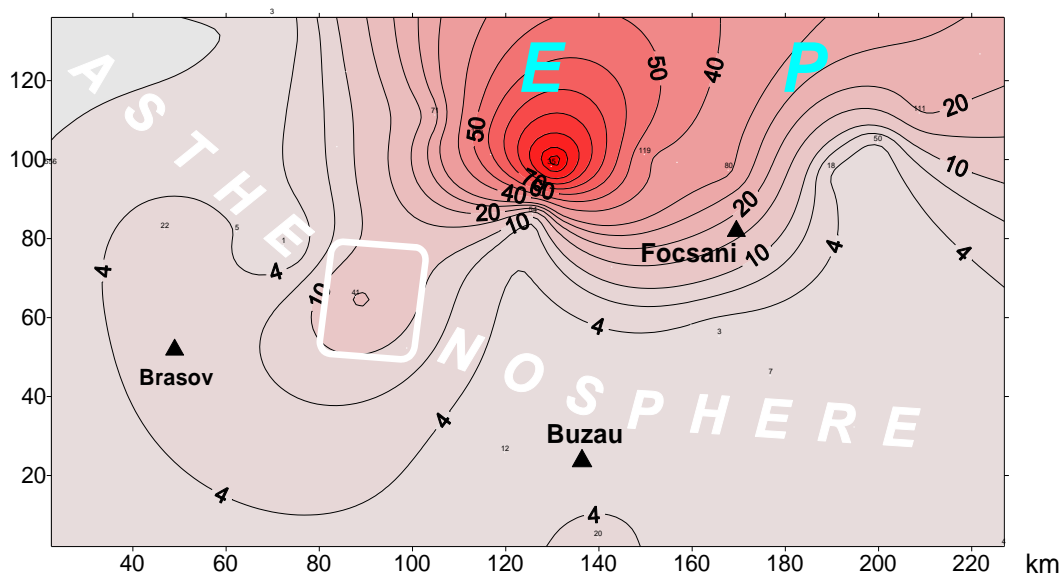


Fig.2.6.8. Tomografia magneto-telurică (distribuția rezistivităților ) la 15 km adâncime. EP (Platforma Est-Europeană), dreptunghiul alb reprezintă secțiunea orizontală prin slabul relict (Stănică și Stănică, 2004).

Modelul 3D propus de autori pe baza acestor tomografii, pentru zona Vrancea (fig.2.6.9) pare a evidenția în opinia autorilor modelului imaginea unui corp caracterizat de rezistivitate electrică relativ mare (6-10 ohm.m) bine delimitat de materialul astenosferic din vest și sud vest pentru care valorile rezistivităților sunt mai mici de 4 ohm.m și de platforma Est-Europeană (NE) pentru care rezistivitățile ating valori mai mari de 70 ohm.m). În interpretarea efectuată de Stănică și Stănică, 2003 și

Stănică et al, 2004, rezistivitățile relativ mari ale acestui corp, în interiorul căruia se plasează, hipocentrele cutremurelor intermediare vrâncene, sugerează originea continentală a acestuia.

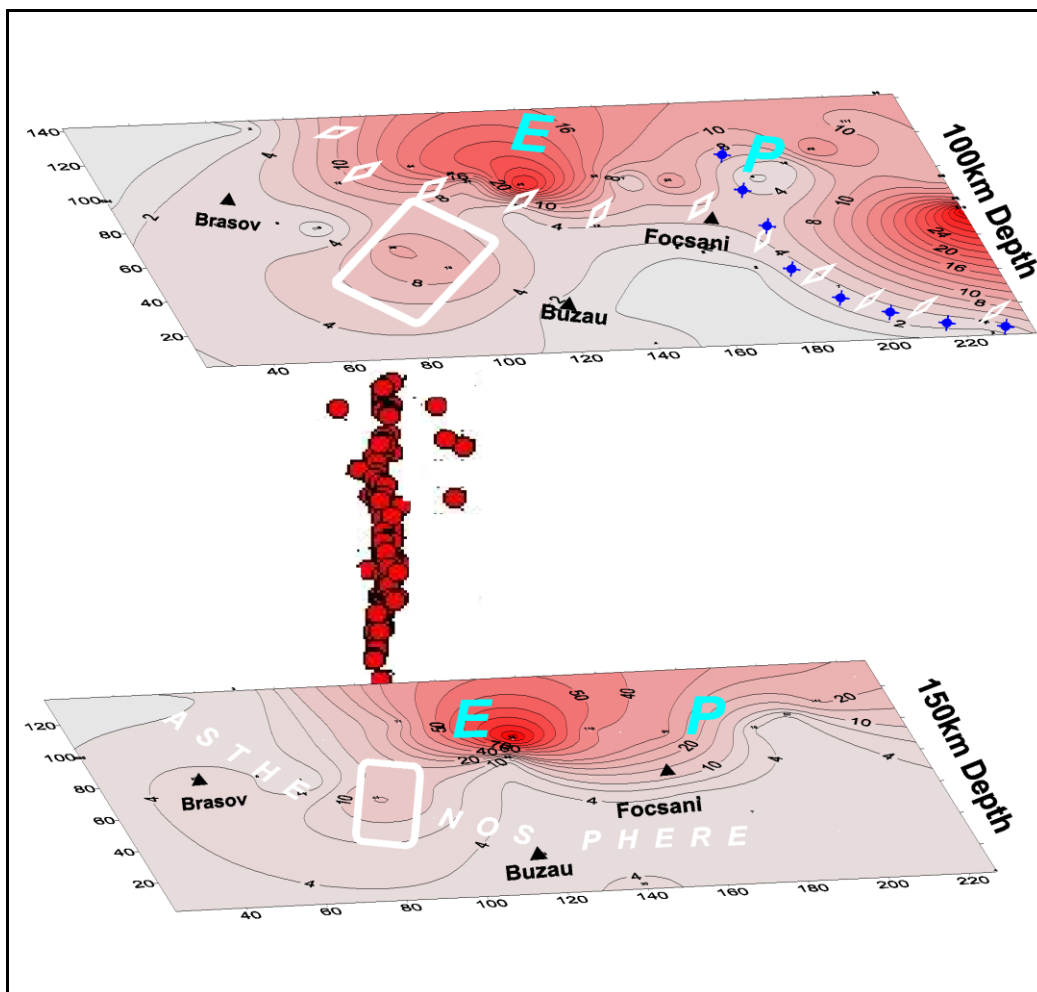


Fig.2.6.9. Imaginea 3D rezultată în urma integrării tomografiilor magneto-telurice la diferite adâncimi. Cercurile roșii reprezintă focarele cutremurelor intermediare din zona Vrancea.

Reprezentarea diagramelor polare ale impedanțelor magnetotelurice, construite pentru o gamă largă de frecvențe corespunzătoare intervalelor de adâncimi intermediare (70-150 km) ( fig 2.6.10.) indică o rotație în sens invers orar, a axelor acestora, pe măsura creșterii adâncimii, ceea ce este pus de autorii studiului pe seama unei torsiuni la care slabul este supus în adâncime sub acțiunea curenților astenosferici dezvoltăți în jurul său. Dacă la 70 km orientarea slabului este aproximativ NE-SW în jurul adâncimii de 150 km orientarea devine aproximativ N-S ( fig.2.6.11)

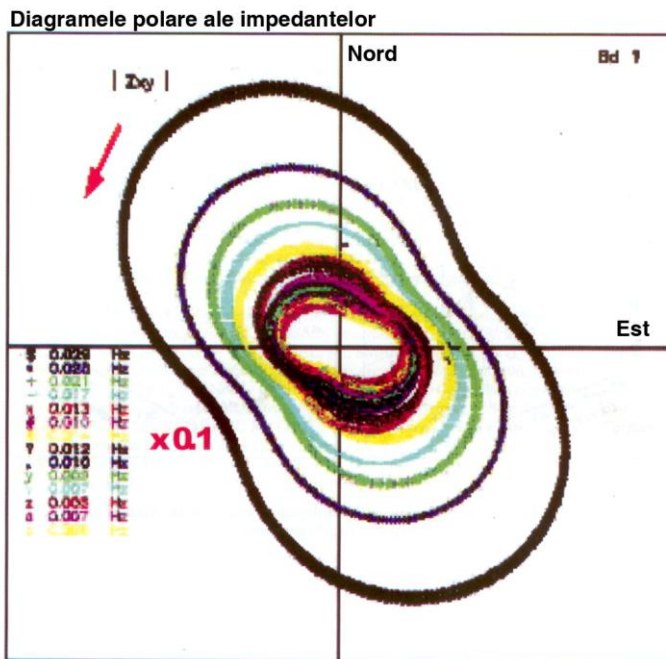


Fig. 2.6.10. Diagramele polare ale impedanțelor magne-to-elurice. Săgeata roșie indică direcția de torsiune a slabului relict.

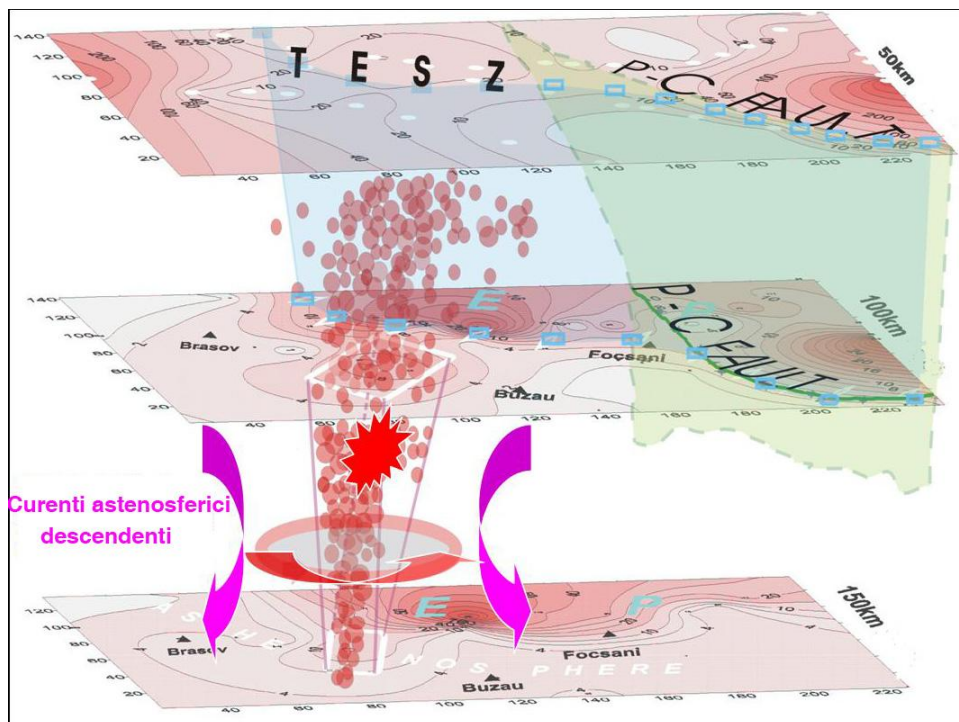


Fig.2.6.11. Modelul geodinamic de adâncime obținut pe baza tomografiilor electromagnetice

## **2.7. MODELE BAZATE PE TOMOGRAFII SEISMICE ȘI PROFILE SEISMICE DE ADANCIME**

### **2.7.1. IMAGINI TOMOGRAFICE**

Sunt câteva decenii de când se încearcă descifrarea structurii crustei și a mantalei din regiunea geodinamic activă Vrancea cu ajutorul tomografiilor seismice.

Hovland și Husebye (1982) detectează o anomalie de viteze reduse într-un strat situat până la adâncimi de cca 100 km în vecinătatea arcului Carpaților și a Depresiunii Transilvaniei (între 43° - 46° N și 23° - 26° E).

Spakman et al. (1993) în tomografia realizată pentru întreaga arie mediteraneană, inclusiv SE Europei oferă informații și despre o posibilă detașare a presupusei plăci subduse sub arcul Carpatic.

Oncescu et al. (1984) pun în evidență o zonă de viteze scăzute între 40 și 80 km în Vrancea prin utilizarea timpilor de sosire ai undelor P la 35 de stații seismice românești. Oncescu (1984) și Koch (1985), pe baza inversiunii timpilor de sosire ai undelor P de la 100 de evenimente locale anterioare anului 1981, reușesc să pună în evidență un corp de viteză ridicată în intervalul 80-160 km, suprapus zonei în care sunt localizate hipocentrele cutremurelor intermediare, .

Imaginile tomografice (fig.2.7.1) publicate de Wortel și Spakman (2000) indică un corp de viteză ridicată sub Vrancea, extins până la adâncimi de aproximativ 300-350 km, cutremurele fiind localizate în partea sa superioară, până la adâncimi de aproximativ 200 km, restul corpului pus în evidență fiind aseismic.

Corpul menționat a fost interpretat ca reprezentând un fragment din litosfera oceanică subdusă cândva sub catena Carpaților de astăzi, litosferă care s-a scufundat în mantaua superioară și ulterior a fost supusă procesului de roll-back și detașare treptată, de la NNW către SSE, de-a lungul arcului carpatic. Fragmentul relict din zona de curbură a Carpaților Orientali are o extindere laterală limitată, dispărând la numai 100 km nord de zona Vrancea.

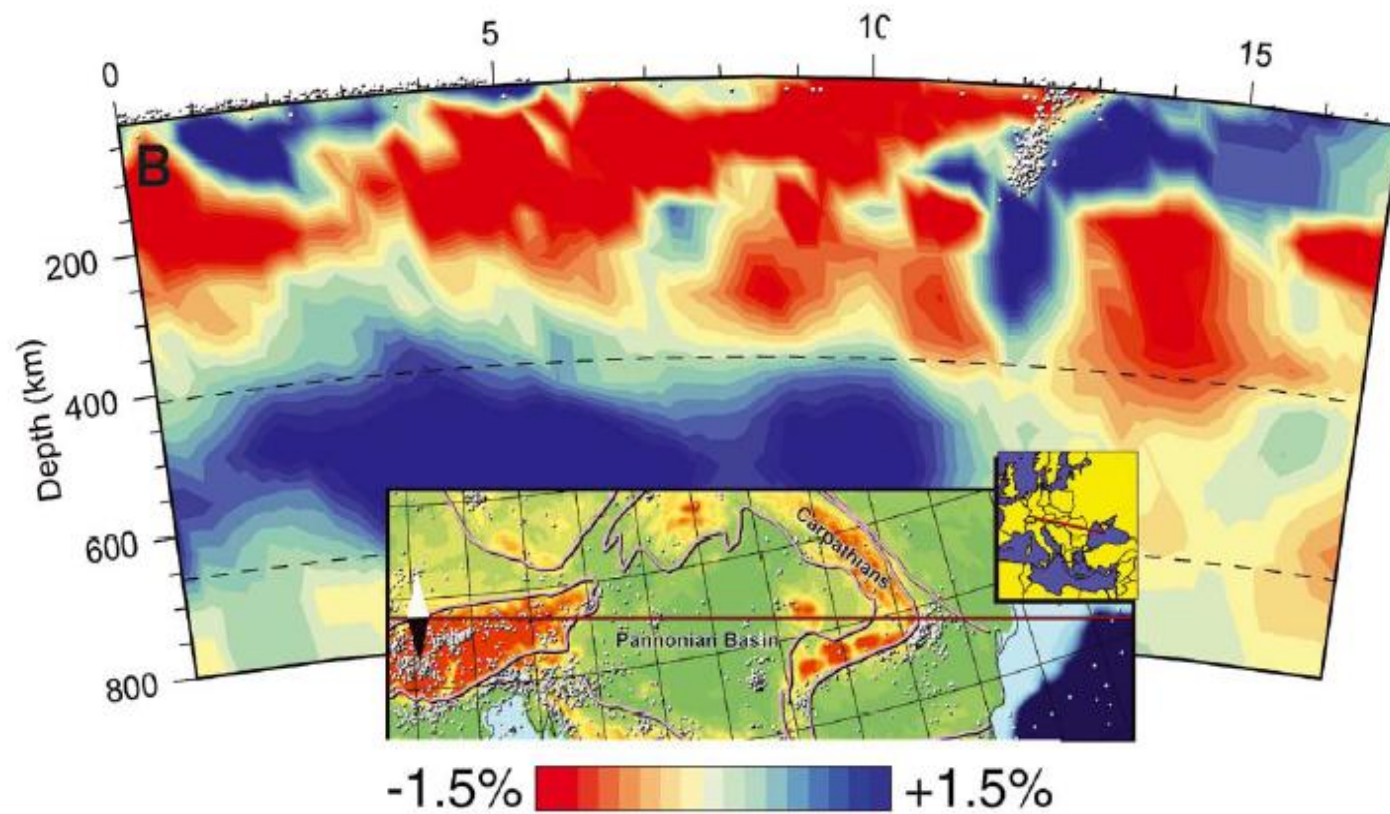


Fig.2.7.1. Tomografia seismică (după Wortel și Spakman, 2000) transversal la zona de curbură a Carpaților Orientali în domeniul moesic. Albastru – anomalii negative ale vitezelor undelor seismice P, corespunzătoare unor regiuni din manta reci, roșu – anomalii pozitive corespunzătoare unor regiuni calde.



Imaginile tomografice obținute de Lorenz et al. (1997) prin utilizarea datelor provenite doar de la stațiile cu înregistrare digitală din rețeaua de monitorizare seismică românească indică prezența unor regiuni de viteze ridicate în intervalul de adâncimi 40 – 236 km, toate cutremurele intermediare fiind localizate în interiorul volumului de viteze ridicate.

Aceleași caracteristici ale vitezelor din regiunea Vrancea pot fi observate și pe tomografiile locale obținute de Fan et al, 1998 (fig.2.7.2).

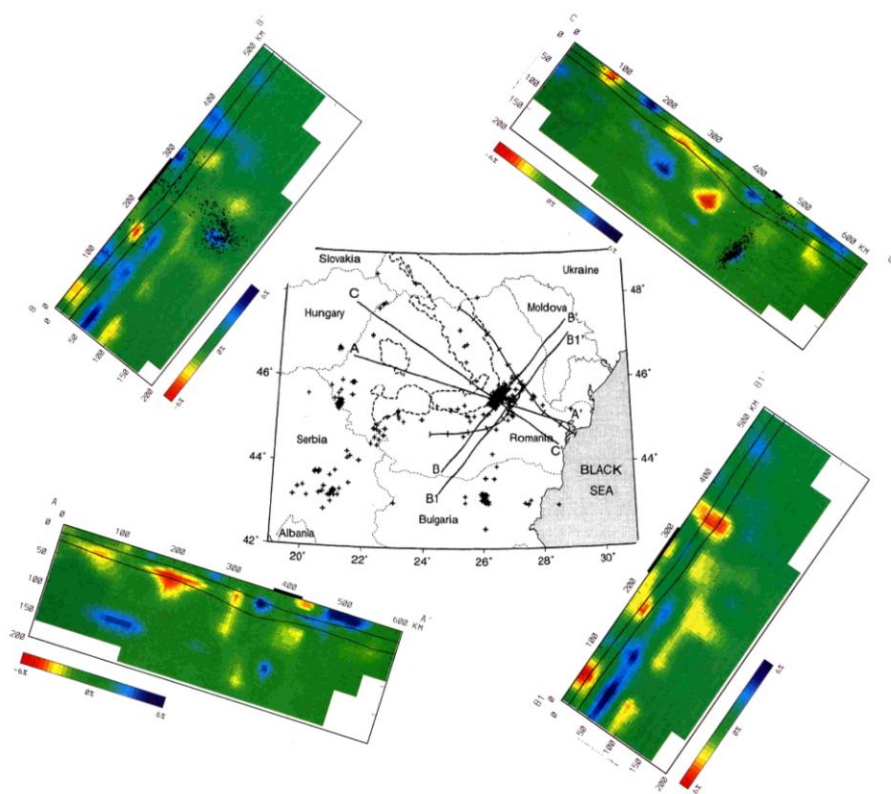


Fig.2.7.2.Imaginile tomografice obținute de Fan et. al, 1998. Secțiune A-A' =N105°E, C-C' = N110°E, B-B' și B<sub>1</sub>-B<sub>1</sub>'= N45°E.

Imaginile tomografice ilustrează marea heterogenitate a mantalei sub Carpații Orientali și Meridionali, rezultat al evoluției tectonice complexe a microplăcilor și o dovadă, în opinia autorilor a proceselor de coliziune continentală /subducție din regiune. Una dintre caracteristicile cele mai importante puse în evidență de tomografiile respective este prezența corpului de viteză ridicată sub arcul carpatic la adâncimi cuprinse între 100 și 170 km, corp considerat ca un rest al unei presupuse plăci subduse cândva, pe contactul convergent dintre microplăcile Moesică și Transilvană, urmat de o coliziune continentală. Seismicitatea intermediară este

asociată acestui corp de viteză ridicată. Sub bazinul Transilvaniei zona de viteze ridicate se extinde spre sud-est fiind interpretată ca imaginea litosferei inferioare care este în convergență cu placa subdusă. La exteriorul arcului carpatic, între suprafață și adâncimi de 70-80 km, sunt evidențiate regiunile de viteze scăzute. Cutremurele intermediare nu se suprapun cu aceste regiuni. Deoarece aceste regiuni corespund zonelor cu sedimente superficiale din avanfosa carpatică este posibil ca ele să reflecte materiale crustale subduse odată cu litosfera continentală.

Unele dintre cele mai recente rezultate au fost obținute în cadrul proiectului CALIXTO, finanțat de Fundația Germană pentru Știință (Deutsche Forschungsgemeinschaft - DFG), prin intermediul CRC 461 (Collaborative Research Centre 461) și la care au participat Universitatea din București, Institutul Național de Cercetare-Dezvoltare pentru Fizica Pământului, ETH Zürich, EOST-IPG Strasbourg, INGV Milano, Universitatea din Karlsruhe. Procesările și prezentările datelor obținute ca urmare a înregistrării și prelucrării undelor elastice generate de o serie de cutremure produse în mai multe regiuni ale globului (ex. Sperner et al., 2001) au evidențiat și ele existența unui corp de viteză mai ridicată în zona seismic activă Vrancea, corp ale cărui caracteristici prezentau o variație cu adâncimea neobișnuită pentru o zonă de subducție și anume o variație a direcției presupusei plăci subduse cu adâncimea. Astfel, dacă partea superioară a corpului prezenta o orientare predominant SW-NE, părțile mai profunde ( $> 130$  km) aveau tendința unei orientări N-S (fig 2.7.3).

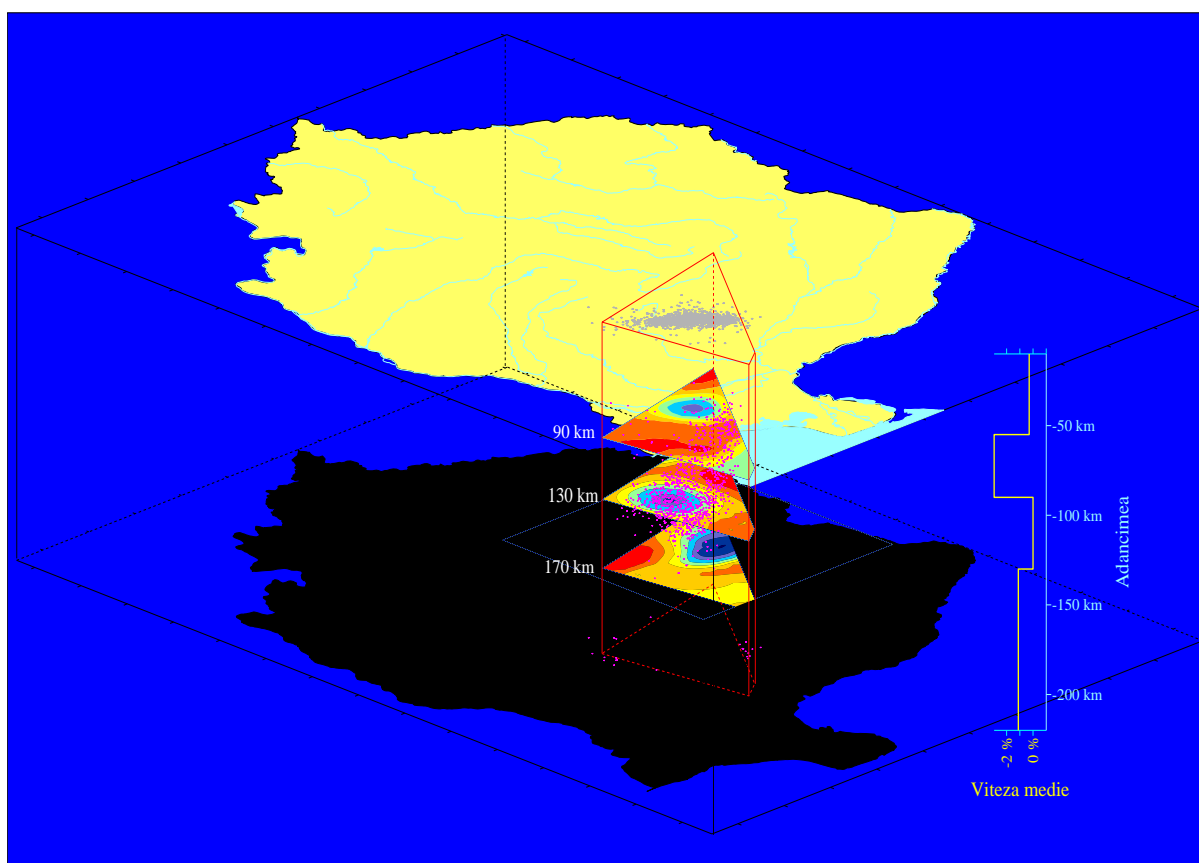


Fig.2.7.3 Imagini tomografice seismice în zona de curbură a Carpaților Orientali (Besutiu et.al., 2006 pe baza datelor primare furnizate de Sperner et al., 2001). Corpul de viteză ridicată (albastru) pare a-și schimba orientarea odată cu adâncimea. De notat variația neuniformă a vitezei cu adâncimea în interiorul compartimentului litosferic scufundat (presupusul slab poziționat vertical)

Martin et al. (2006) menționează că în cadrul experimentului CALIXTO efectuat în 1999 în România s-au obținut noi imagini tomografice privind zona arcului carpatic, cu distribuția vitezei undelor P în cadrul sistemului litosferă/ astenosferă, care au servit la elaborarea unui nou model 3-D. Conform imaginilor de înaltă rezoluție (fig 2.7.4), corpul seismogen din Vrancea prezintă între 70 și 200 km adâncime o zonă cu viteze mari ale undelor P și cu orientarea NE-SW. Sub această adâncime, până la 350-370 km (până unde a putut fi detectat) orientarea corpului se schimbă spre N-S. Zona cu viteze maxime se situează în intervalul 110-150 km după care, la adâncimi mai mari regimul este constant. Autorii pornesc de la ideea unei subducții Miocene în lungul arcului carpatic urmata de o detasare parțială a plăcii care se subduce ("slab"). Distribuția neobișnuită a cutremurelor este explicată prin faptul că

acest presupus rest de placă ramâne cuplat mecanic în partea sa de NE de crusta moesică, în timp ce extremitatea de SW este desprinsă, ceea ce ar explica «aseismicitatea» acestei regiuni. Imaginile tomografice susțin modelele care propun «roll-back-ul» *slab*-ului în timpul subducției urmat de detașare și delaminare în domeniul litosferic.

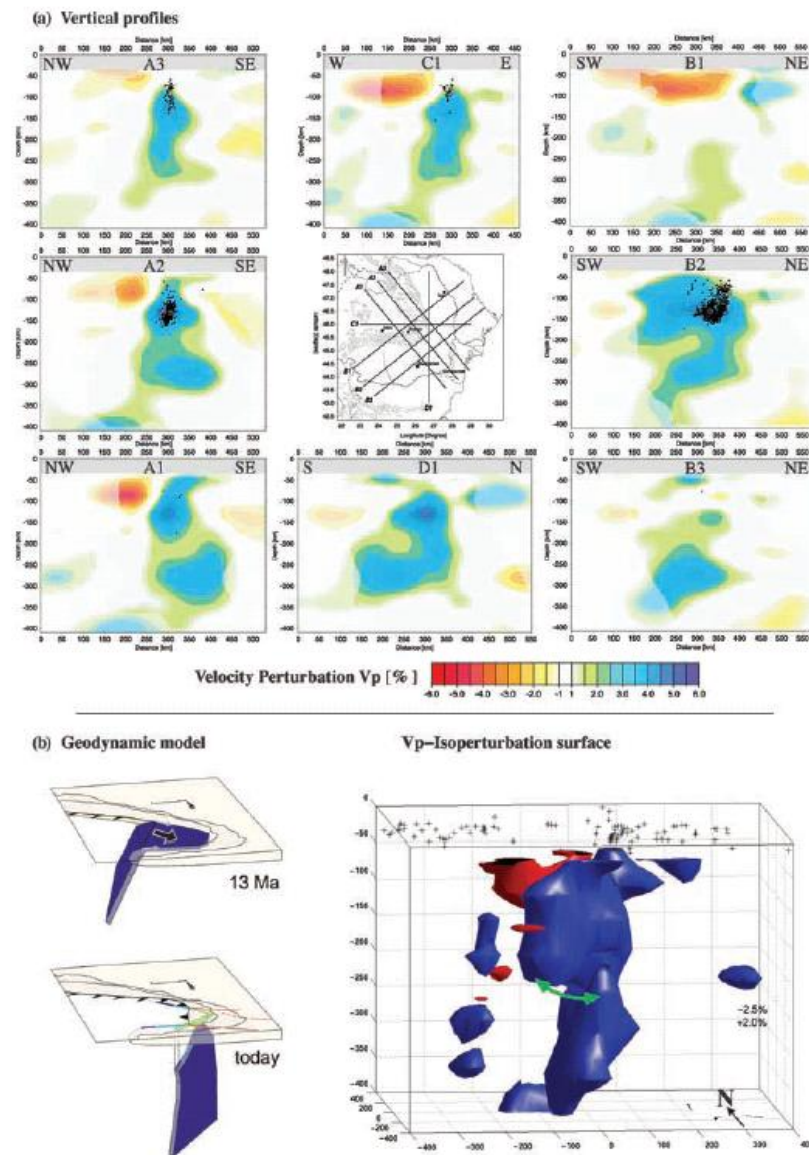


Fig.2.7.4 (a) Profile verticale pentru adancimi cuprinse între 0 și 410 Km ale structurii vitezelor undelor P. Locatia profilelor se gaseste în harta centrală. (b) Modelul propus de Sperner *et al.* (2005) și rezultatele tomografiei seismice de înalta rezoluție vazuta dispre SSW. Forma anomaliilor vitezei pozitive este caracteristica pentru o izopertubatie de suprafata a  $V_p$  de 2.0%. Crucile reprezinta hipocentrele cutremurelor crustale. Cutremurele de adancime intermediară sunt localizate în interiorul slab-ului, de aceea doar evenimentele crustale sunt reprezentate. Poate fi remarcată tensionarea lespezii la 200 km adancime însoțită de rotația acesteia de la direcția NE-SW la direcția N-S (sageata verde), în contrast cu modelele existente anterior.

Datele de viteză oferite de Martin et al. (2006) au fost reprocesate și corelate cu aspecte tectonice și structurale (Besutiu et al., 2006, Besutiu, 2009) rezultatele obținute fiind concretizate în imagini tomografice corespunzătoare nivelurilor de adâncime: 50 km, 90 km, 130 km, 175 km, 225 km, 280 km, 340 km, 400 km ( fig.2.7.5-2.7.12).

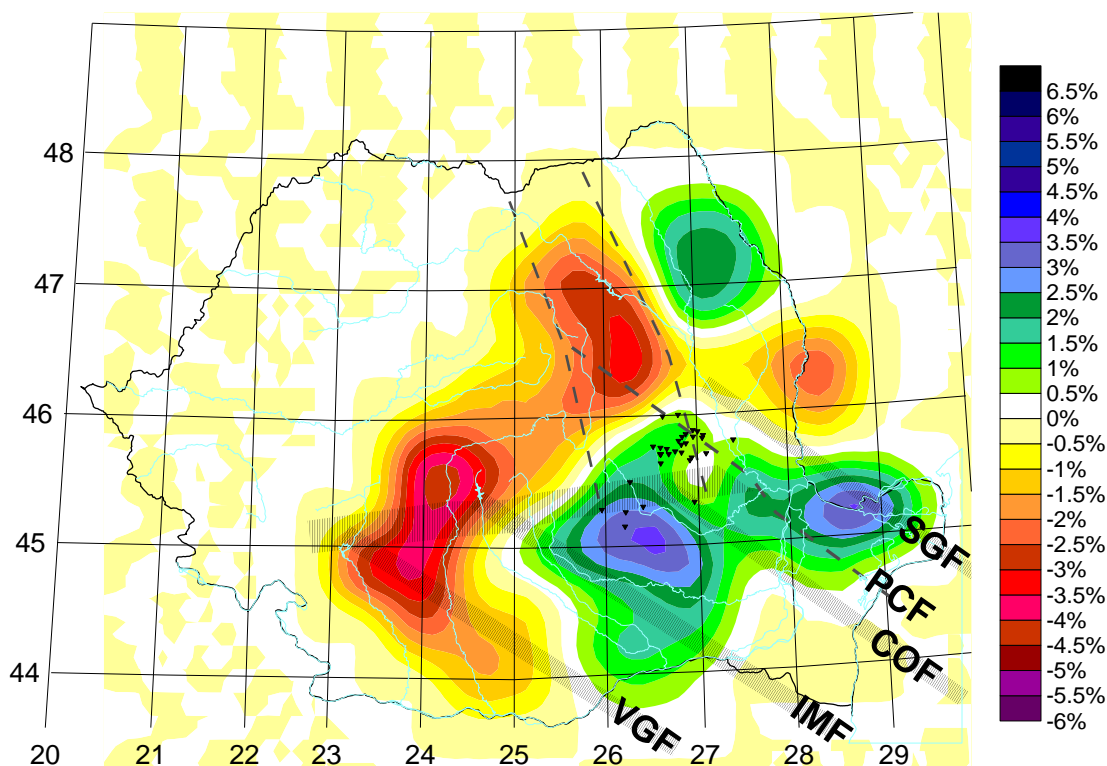


Fig.2.7.5. Variația vitezelor de propagare a undelor elastice compresionale la adâncimea de 50 km (după Besutiu et al. 2009, pe baza datelor primare de viteză Martin et al., 2006)

La adâncimea de 50 km (fig.2.7.5), la baza crustei, distribuția vitezelor undelor seismice compresionale poartă amprenta puternică a deschiderii bazinului de vest al Mării Negre (Besutiu, Zugravescu, 2004), sectorul împins spre nord-vest fiind caracterizat clar de viteze mai ridicate. Sunt vizibile faliile Sfântu-Gheorghe (SGF), Peceneaga-Camena (PCF), Capidave – Ovidiu (COF), Intramoiesică (IMF), Varna-Giugiu (VGF). Limita vestică a sectorului Dobrogean din fundamentul Platformei Moesice pare a fi VGF și nu IMF cum se considera anterior.

Adâncimea de 90 km este adâncimea la care se află astenosfera în cuprinsul Microplăcii Intracarpatică, imaginea tomografică la această adâncime (fig.2.7.6) fiind asemănătoare cu cea de la 50 km.

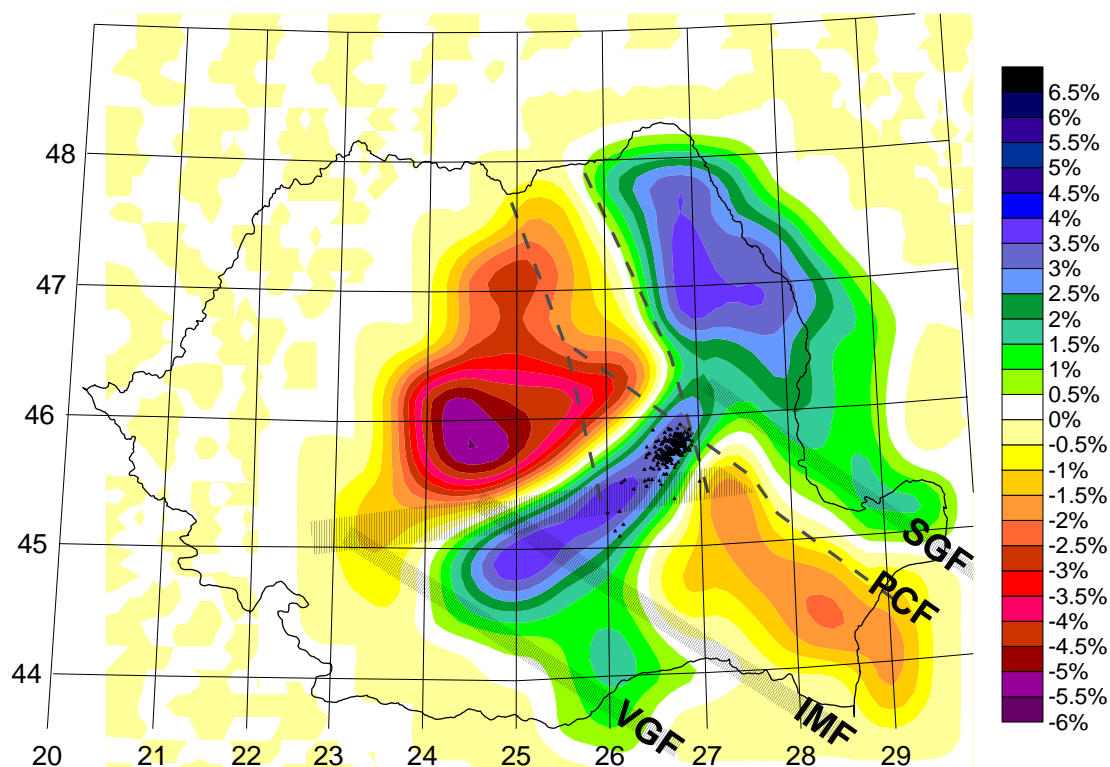


Fig. 2.7.6. Variația vitezelor undelor seismice compresionale la adâncimea de 90 km (după Besutiu et al. 2009, pe baza datelor primare de viteză Martin et al., 2006)

Arealul fierbinte corespunzător Microplăcii Intracarpatică, în care s-a pătruns în astenosferă, apare caracterizat în mod normal de viteze mai reduse de propagare. Zona presupusei triple-joncțiuni apare cu o temperatură mai scăzută iar sectorul cuprins între IMF și PCF este caracterizat de viteze de propagare relativ mai scăzute.

Câteva din faliile majore menționate anterior (SGF, PCF, IMF și VGF) sunt bine conturate în imaginea tomografică și la adâncimea de 90 km.

Următoarea imagine tomografică este realizată pentru adâncimea de 130 km, adâncime corespunzând grosimii litoserei în Microplaca Moesică (fig. 2.7.7.).

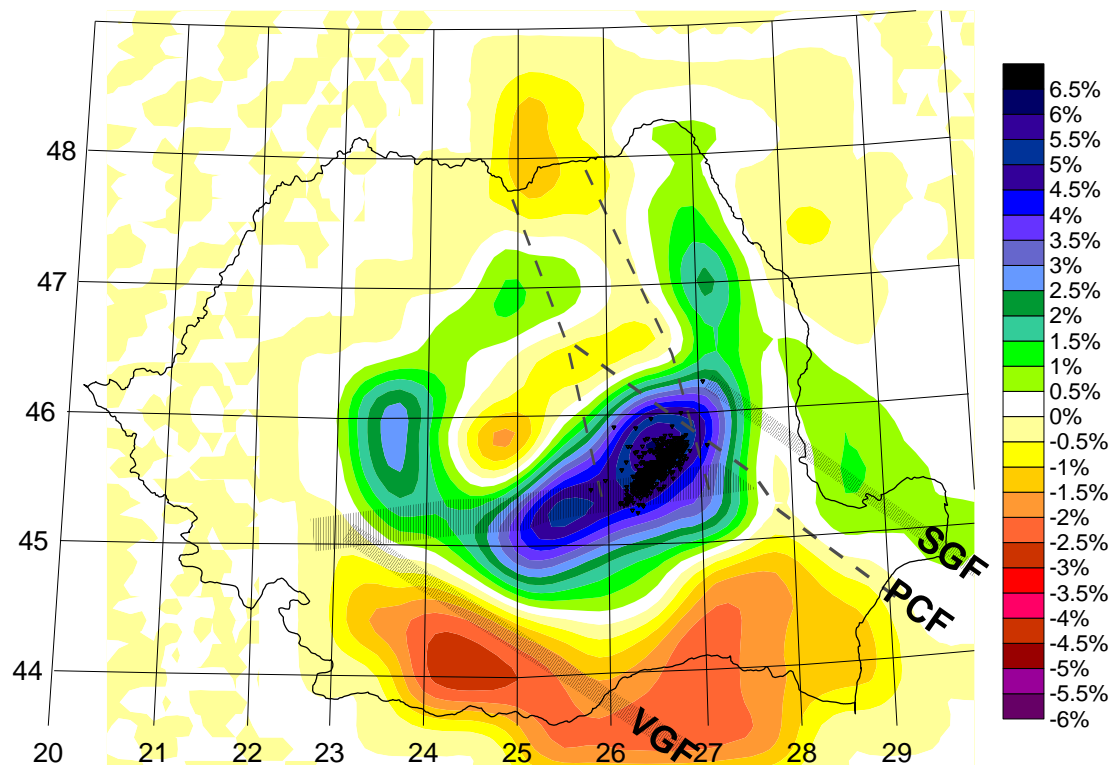


Fig. 2.7.7. Variația vitezelor undelor seismice compresionale la adâncimea de 130 km (după Besutiu et al. 2009, pe baza datelor primare de viteză Martin et al., 2006)

La această adâncime zona de viteze mai scăzute, așa cum era de așteptat apare suprapusă microplăcii Moesice ca urmare a intrării în astenosferă.

Sunt încă vizibile amprente ale faliilor Varna-Giurgiu, Peceneaga-Camena, Sfântu-Gheorghe.

Seismicitatea intermediară cuprinsă exclusiv în interiorul compartimentului litosferic al triplei joncțiuni așa cum este definită de Besuțiu (2001).

La 175 km adâncime a fost depășită și ultima discontinuitate termală din zonă (intrarea în astenosfera plăcii Est Europene). Incălzirea compartimentului litosferic scufundat în mantaua superioară se face de data aceasta uniform din toate direcțiile (Fig. 2.7.8).

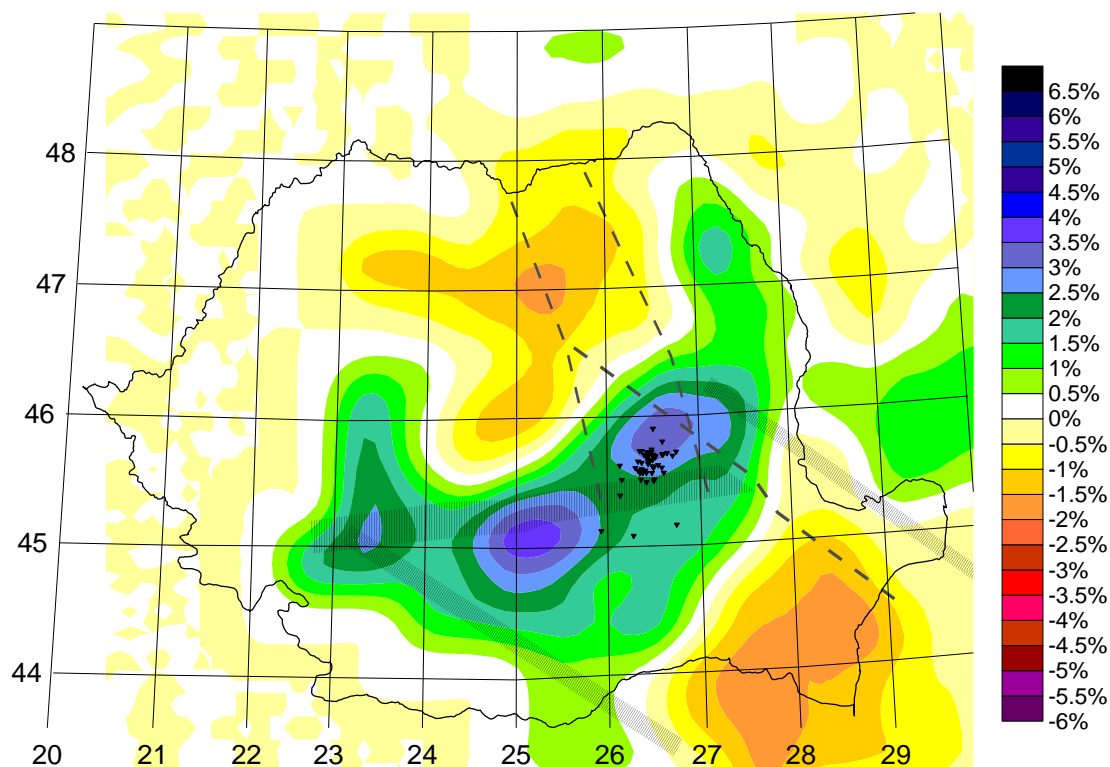


Fig. 2.7.8. Variația vitezei undelor seismice compresionale la adâncimea de 175 km (după Besutiu et al. 2009, pe baza datelor primare de viteză Martin et al., 2006)

Amprenta deschiderii bazinului vestic al Mării Negre este încă prezentă în datele de observație. Compartimentul împins către NW de crusta generată de riftul din bazinul de vest al Mării Negre apare delimitat de faliile Sfântu Gheorghe și Varna-Giurgiu.

Seismicitatea intermediară apare în centrul triplei-joncțiuni instabile din Vrancea, a cărei “rădăcină” este vizibilă încă în datele de viteză.

Următoarea imagine tomografică vine din mantaua superioară, de la adâncimea de 225 km (Fig. 2.7.9.). La această adâncime nu mai sunt cutremure.



Foarte probabil acest lucru se explică prin încheierea fenomenelor de acomodare termobarică ce au însoțit scufundarea compartimentului litosferic corespunzător triplei-joncțiuni instabile din Vrancea.

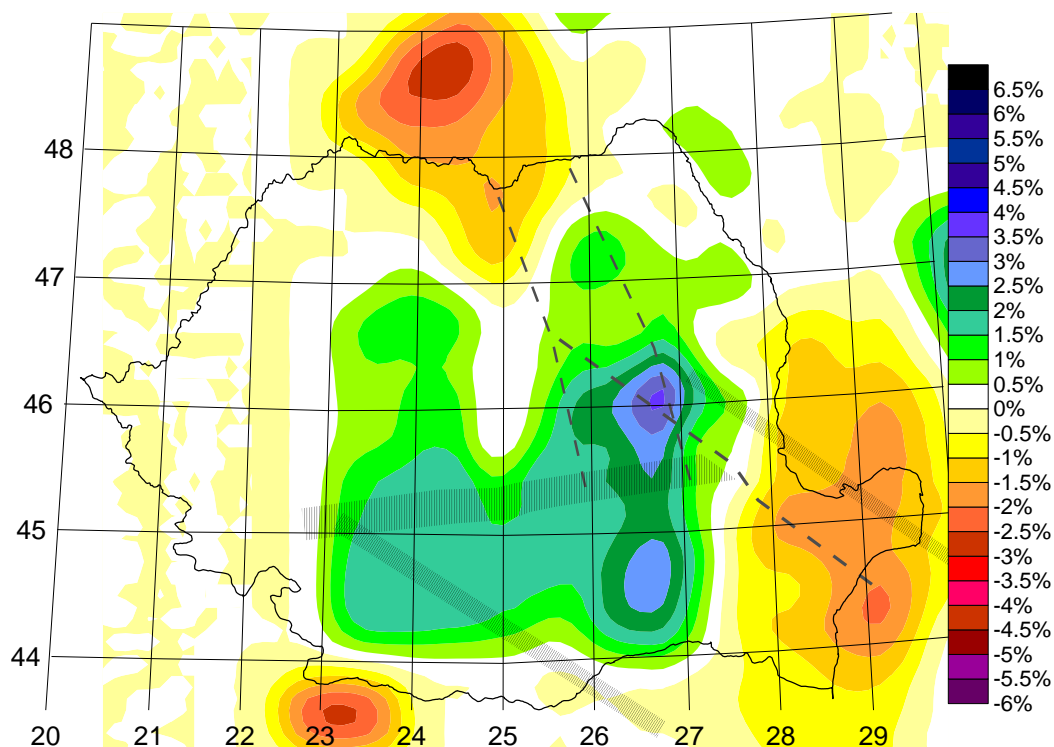


Fig. 2.7.9 Variația vitezei de propagare a undelor seismice compresionale la adâncimea de 225 km (după Besutiu et al. 2009, pe baza datelor primare de viteză Martin et al., 2006)

Numai rădăcina triplei-joncțiuni instabile din zona Vrancea pare să fie încă vizibilă sub forma unui compartiment ceva mai rece (viteze mai ridicate).

Imaginea furnizată de tomografia seismică pentru adâncimea de 280 km nu mai poartă nici-o urmă a deschiderii bazinului de vest al Mării Negre, cu excepția unui compartiment de viteze mai ridicate care ar putea fi ecoul rădăcinii triplei joncțiuni instabile (Fig. 2.7.10).

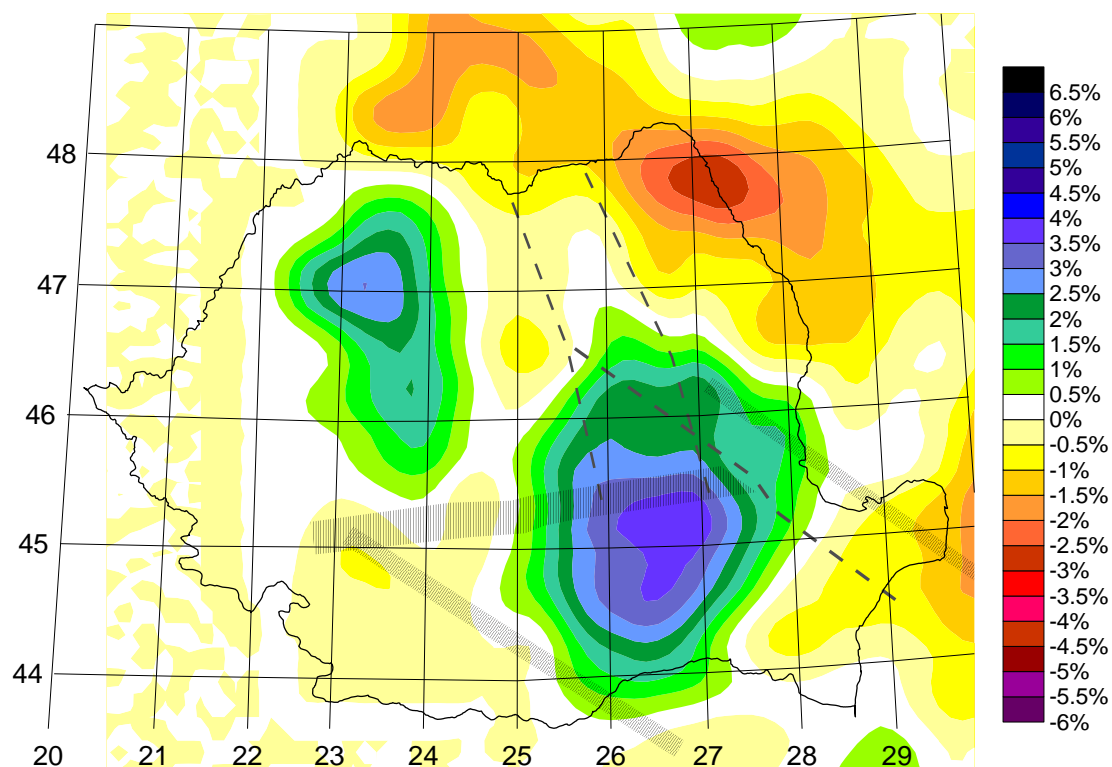


Fig. 2.7.10. Variația vitezei de propagare a undelor seismice compresionale la adâncimea de 280 km (după Besutiu et al. 2009, pe baza datelor primare de viteză Martin et al., 2006)

Ar mai fi de semnalat de asemenea ușoara deplasare a acestei rădăcini către WSW, poate ca efect al unui curent de convecție din mantaua superioară.

La adâncimea de 340 km nu se mai poate vorbi de margini de placă sau alte falii. Amprenta deschiderii bazinului de vest al Mării Negre a dispărut complet (Fig. 2.7.11).

Ar mai fi de menționat numai posibila prezență a rădăcinii triplei joncțiuni, reflectată în prezența unei porțiuni mai reci de material (viteză sporită) ușor migrate spre sud.

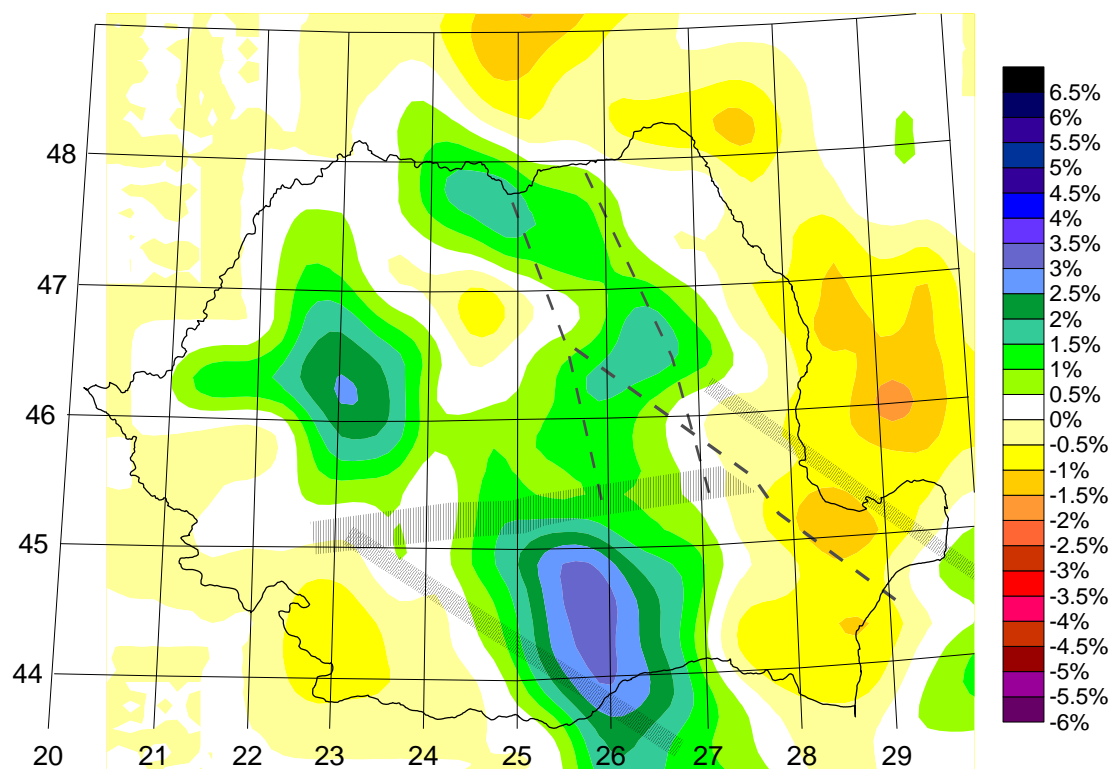


Fig. 2.7.11. Variația vitezei undelor seismice compresionale la adâncimea de 340 km (după Besutiu et al. 2009, pe baza datelor primare de viteză Martin et al., 2006)

Se remarcă migrarea și mai accentuată spre WSW a rădăcinii menționate, ceea ce pare să întărească ipoteza acțiunii unui curent de convecție la nivelul mantalei superioare care împinge întregul compartiment al MoP către vest.

Ultima imagine tomografică furnizată de proiectul CALIXTO vine de la adâncimea de cca. 400 km, acolo unde a fost depășită de mult limita transformărilor de fază ale albeitului și cuarțului (fig. 2.7.12).

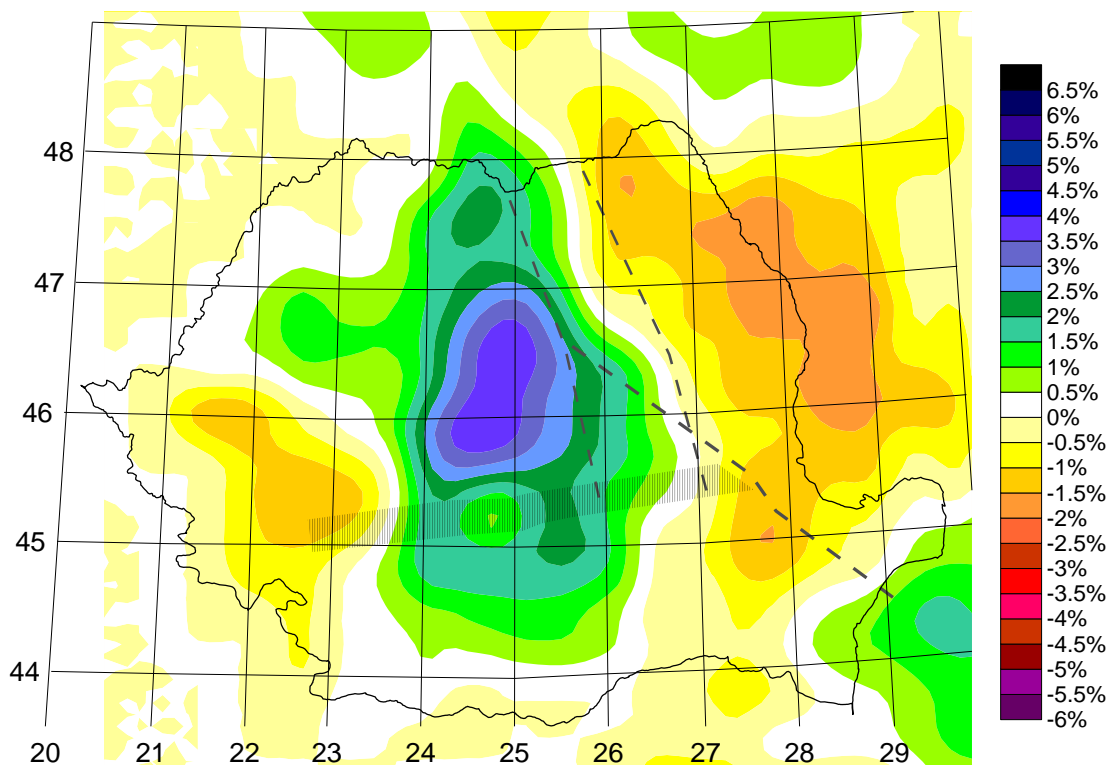


Fig. 2.7.12 Variația vitezei undelor seismice compresionale la adâncimea de 400 km (după Besutiu et al. 2009, pe baza datelor primare de viteză Martin et al., 2006)

Orice urmă de activitate seismică a dispărut. Amprenta deschiderii bazinului de vest al Mării Negre sau prezența marginilor de placă ori a altor falii profunde nu mai este vizibilă.

Rămân însă vizibile două sectoare mai reci: unul sub Depresiunea Transilvaniei, iar al doilea sub actualul bazin al Mării Negre.

Din imposibilitatea definirii cu ajutorul datelor obținute prin tomografiile seismice a părții superioare a corpului de viteze ridicate (corespunzătoare crustei și părții externe a mantalei superioare) au fost utilizate, așa cum aminteam anterior, date provenite în special din profile de refracție care au intersectat regiunea de la Curbura Carpaților Orientali. Datele acestea au fost constrânse cu ajutorul a diverse alte informații geofizice și geologice disponibile. În principal au putut fi utilizate date provenite din trei experimente efectuate în 1999, respectiv 2001: VRANCEA 99 (300 km) și VRANCEA 2001 (460km) și DACIA PLAN (140km) (fig.2.7.13). Profilele

intersectează regiunea epicentrală Vrancea pe direcțiile NNE-SSW, ESE-WNW respectiv WNW- ESE.

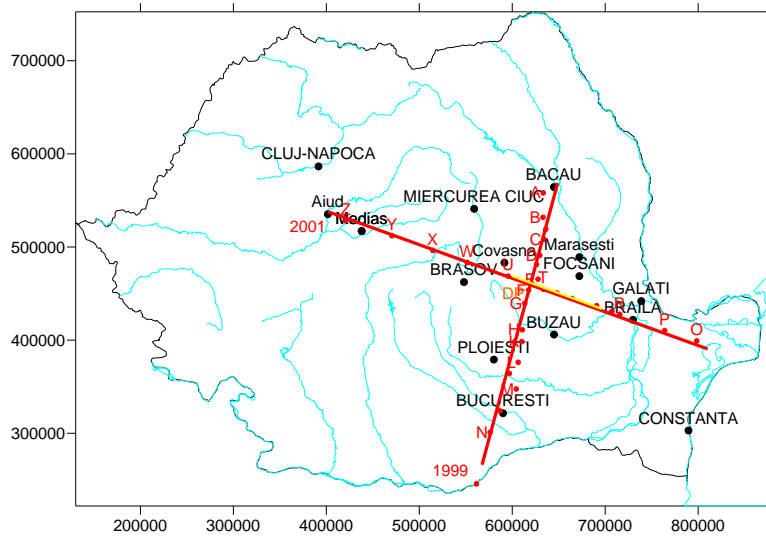


Fig. 2.7.13 Principale profile seismice de refracție ce intersectează regiunea Vrancea (Vrancea 1999, Vrancea 2001—, Dacia Plan —)

### 2.7.2. PROFILUL DE REFRACTIE VRANCEA 99 (Hauser et al., 2001)

Realizat în cadrul unei cooperari internaționale, profilul seismic de peste 300 km traversează regiunea epicentrală Vrancea, pe direcție NNE-SSV capetele lui fiind situate în apropierea orașelor Bacău și Alexandria (fig 2.7.14).

Regiunea investigată seismometric a făcut obiectul unor studii geofizice anterioare. Dacă pentru regiunea flișului nu sunt prea multe publicații, în domeniul platformei Moesice pot fi menționate lucrările lui Răileanu, (1998), Răileanu și Diaconescu, (1998), Răileanu et al., (1994), Cornea et al. (1981), Rădulescu et al. (1976). De asemenea pot fi amintite lucrările lui Stănică și Stănică, 1998 (obținerea pe un profil transversal la cel al experimentului VRANCEA 1999, pe baza datelor magnetotelurice a unei structuri crustale formate din 4 strate caracterizate de conductivități alternate), Visarion (1998) (care indică anomalii Bouguer de minim pentru regiunea avanfosei), Polonic (1996, 1998) (harta fundamentului cristalin), Rădulescu (1988) și Enescu et al. (1992) (hărți regionale ale discontinuităților Moho și Conrad în România).

Modelul 2D pentru viteze (Fig.2.7.14) are un caracter multi-stratificat, viteza medie a crustei fiind 6.2 km/s. Profilul relevă cuvertura sedimentară cu viteze mai

mici de 6 km/s, fundamentul cristalin al crustei, până la Moho și partea superioară a mantalei, imediat sub limita Moho.

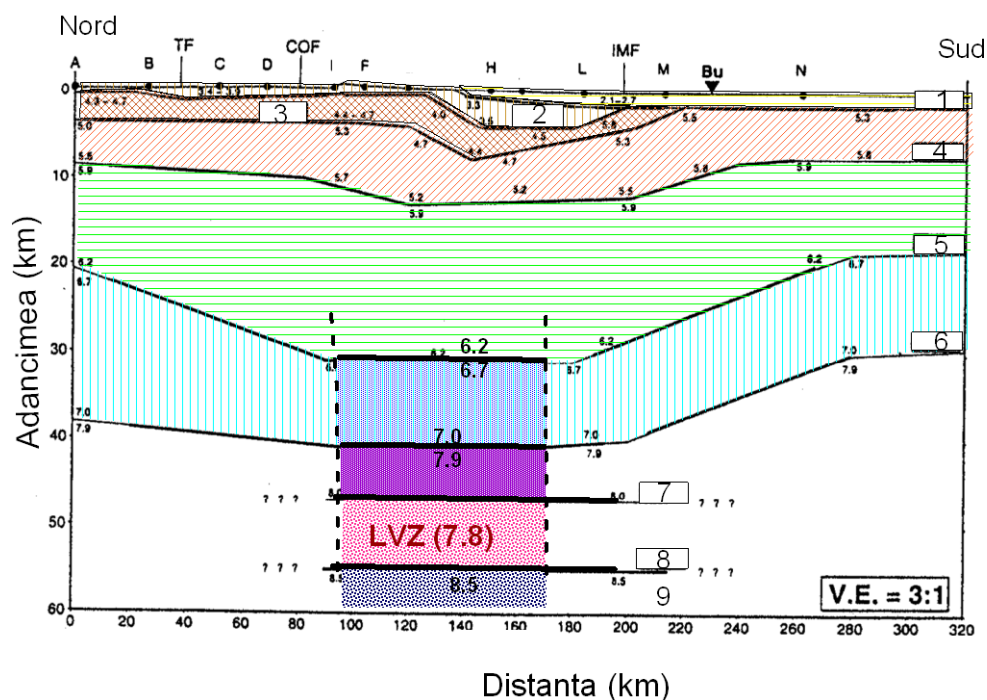


Figura 2.7.14 Modelul seismic 2 D de-a lungul profilului VRANCEA99 (după Hauser et al., 2001) (TF – Falia Trotusului, COF – Falia Capidava Ovidiu, IMF – Falia Intramoiesică, LVZ – zona de viteza scazuta)

Rezultatele obținute indică variații laterale considerabile atât în grosimea stratelor cât și în ceea ce privește valorile vitezelor. Succesiunile sedimentare, a căror grosime totală poate atinge valori de până la 13 km, cuprinzând între 2 și 4 strate, sunt caracterizate de viteze cuprinse în domeniul 2.0-5.8 km/sec. La fundament se înregistrează un salt al vitezelor seismice până la valoarea de 5.9 km/s. O limită intra-crustală separă crusta superioară ( $v=5.9-6.2$  km/s) de crusta inferioară ( $v=6.7-7$  km/s). Spre deosebire de partea superioară a crustei, spre baza acesteia valorile vitezelor par a înregistra variații mult mai mici, fiind în general destul de constante de-a lungul profilului. Se face remarcată o creștere a vitezei pe verticală între 6.7 și 7.0 km/s.

La limita Moho, a cărei adâncime variază de la 38 km în extremitatea nordică a profilului spre 41 km, între punctele de împușcare F și L, și apoi spre 30 km în dreptul punctului N, sunt înregistrate reflexii puternice. Partea superioară a mantalei, cu viteze de aproximativ de 7.9 km/s, este omogenă din punct de vedere reologic. În interiorul ei, în jurul adâncimii de 55 km, este relevată o zonă de viteze reduse care

poate fi corelată cu lacuna seismică dintre domeniile cutremurele intermediare și cele superficiale (Oncescu et al, 1998).

### 2.7.3. PROFILUL DE REFRACTIE VRANCEA 2001 (Hauser et al., 2007)

Profilul, de peste 450 km lungime, desfășurat din Depresiunea Transilvaniei, peste orogenul Carpatic și regiunea seismică Vrancea, până în Dobrogea de Nord, urmează un traseu care traversează mai multe limite de plăci sau microplăci (Tisza-Dacia sau Intra-alpina, Moesica și Scitică), trecând prin regiuni caracterizate de o complexitate deosebită a structurii și evoluției geologice.

El reia cumva investigațiile seismice întreprinse anterior de-a lungul așa-numitului profil internațional XI (Constantinescu et al, 1976), de această dată cu echipamente și metodologii mult avansate.

Și în cazul acestui profil reprezentarea bidimensională a vitezelor seismice pune în evidență variații importante, laterale și pe verticală ale acestora (fig.2.7.15).

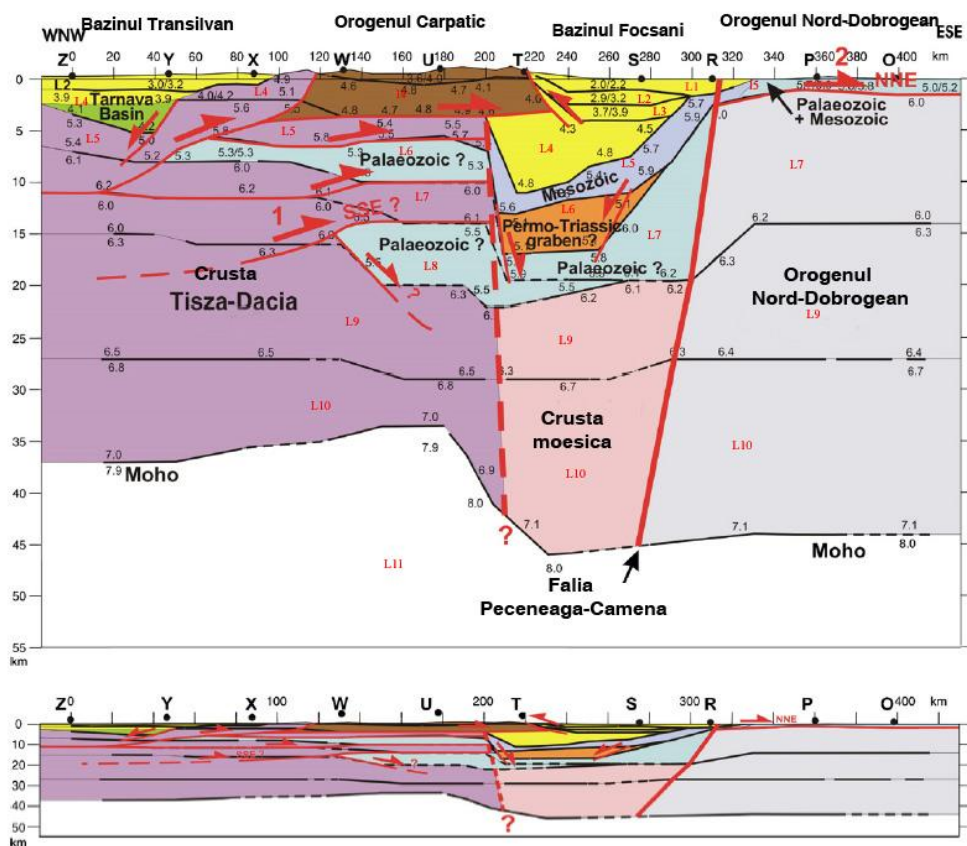


Fig.2.7.15. Modelul 2D al vitezelor undelor seismice înregistrate în lungul profilului VRANCEA2001 cu interpretările geologice ale modelului (după Hauser et.al.2007)

Modelul de viteze are un caracter multi-stratificat și reflectă unități tectonice diferite (Bazinul Transilvaniei, Orogenul Carpaților Orientali, Platforma Moesică cu bazinul Focșani și Orogenul Nord-Dobrogean).

Structurile orizontale pot fi separate în două categorii importante: cuvertura sedimentară ale cărei viteze au valori în general  $< 6$  km/s, respectiv crusta cristalină, până la suprafața Moho. Succesiunile sedimentare (în linii mari 7 strate de la suprafață spre adâncime – L1-L6 și L8 ) sunt caracterizate de valori ale vitezelor cuprinse între 2.0 și 5.9 km/s.

Partea superioară a crustei este destul de eterogenă, cu un strat (L8) de viteze reduse (5.5-5.0 km/s) în interiorul crustei cristaline, cu extindere din marginea vestică a profilului până în dreptul Bazinului Focșani. De asemenea este pusă în evidență o limită tranșantă intra-crustală (L 9), între crusta medie (6.1-6.5 km) și crusta inferioară (L10: 6.7 -7.1 km/s), cu adâncime variabilă (de la 27 km în W la 29 km sub Bazinul Focșani și 27 km în E).

Reflexiile puternice de la limita Moho o indică drept limită de ordinul I, între crustă și manta (L10 - L11). Adâncimea acesteia variază de la 37 km în partea de vest la 42-45 km în Bazinul Focșani și 44 km în Orogenul Nord-Dobrogean. Profilul **nu pune în evidență existența vreunei rădăcini crustale**, în sensul clasic, sub orogenul carpatic ci mai mult o structură de tip treaptă.

În rezumat, de-a lungul profilului VRANCEA 2001 pot fi separate trei domenii crustale, cu caracteristici reologice, structurale și geometrice diferite.

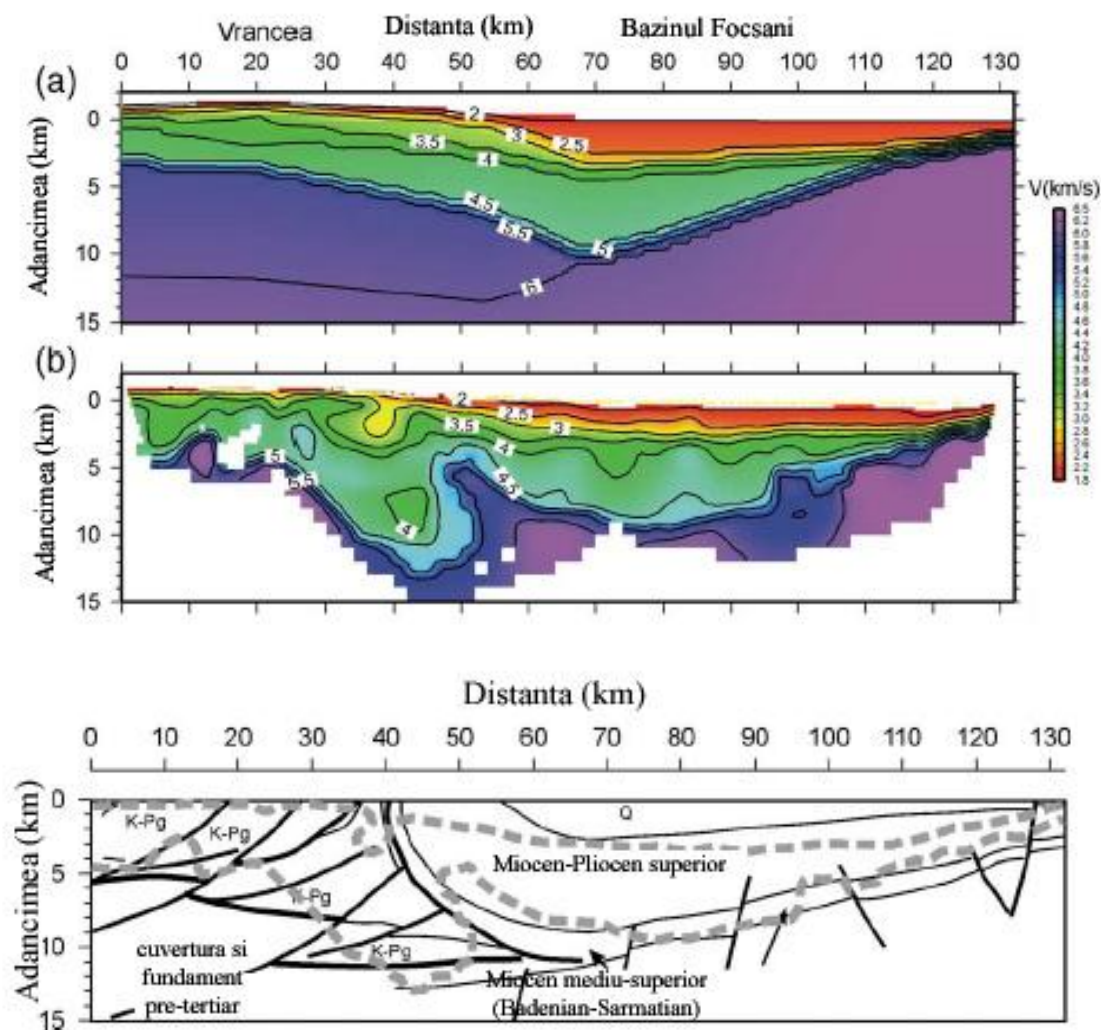
**Nu este pusă în evidență nici-o amprentă a presupusei suturi miocene** (Sandulescu, 1988; Girbacea and Frisch, 1998; Sperner et al., 2001) considerata a separa microplacile Tisia-Dacia si Moesica.

#### 2.7.4. PROFILUL DACIA PLAN (Bocin et al., 2005)

Profilul, cu orientare NV-SE (fig.2.7.13) intersectează Moldavidele (Săndulescu, 1988), respectiv pânzele de Tarcău, a Cutelor Marginale și Subcarpatică. În partea de sud-est profilul intersectează platforma Moesica și extensia spre vest a Platformei Nord Dobrogeane, care sunt separate la scară crustală de falia Peceaneaga-Camena.



Repartiția vitezelor în lungul profilului este prezentată în figura 2.7.16.



**Fig. 2.7.16. Modelul inițial de viteze adoptat pentru inversia tomografică bazată pe vitezele primelor sosiri (după Bocin et al., 2005). B. Modelul final al vitezelor undelor P. Liniile întrerupte corespund tranziției de viteze: 2.2.5 / 5 km/s (reprezentând baza sedimentarului), respectiv 2.5 / 3 km/s (corespunzătoare bazei Quaternarului)**

Structura generală a modelului de viteze sugerează o corelație strânsă cu structura geologică acceptată (Stănică et al., 1999, Tărăpoancă et al., 2003, Tărăpoancă, 2004). Rezultatele obținute pe acest profil sugerează faptul că în regiunea Vrancea fundamentul pre-Terțiar este la adâncimi mai mici (< 5km) decât fusese anterior considerat în secțiunile geologice publicate ( 8-10 km). De asemenea, repartiția vitezelor indică existența unor retro-șarieri largi de-a lungul flancului vestic al bazinului Focșani.

### 3. PARTICULARITĂȚI SEISMOLOGICE ALE ZONEI VRANCEA

Așa cum am arătat deja, în capitolele precedente, zona seismic activă Vrancea este una dintre cele trei locații intracontinentale de pe Glob, în care se produc cutremure intermediare, importante din punct de vedere al magnitudinii lor cât și din punct de vedere al efectelor produse.

Printre particularitățile acestei zone seismice, datorită cărora i se atribuie termenul de cuib seismic (seismic nest), se numără: geometria aproximativ verticală, cu dezvoltare restrânsă în suprafață (aproximativ  $40 \times 80 \text{ km}^2$ ) și dezvoltare importantă pe verticală (aproximativ 220 km), persistența în timp a cutremurelor și lipsa unui vulcanism asociat care să o poată lega de procesul de subducție.

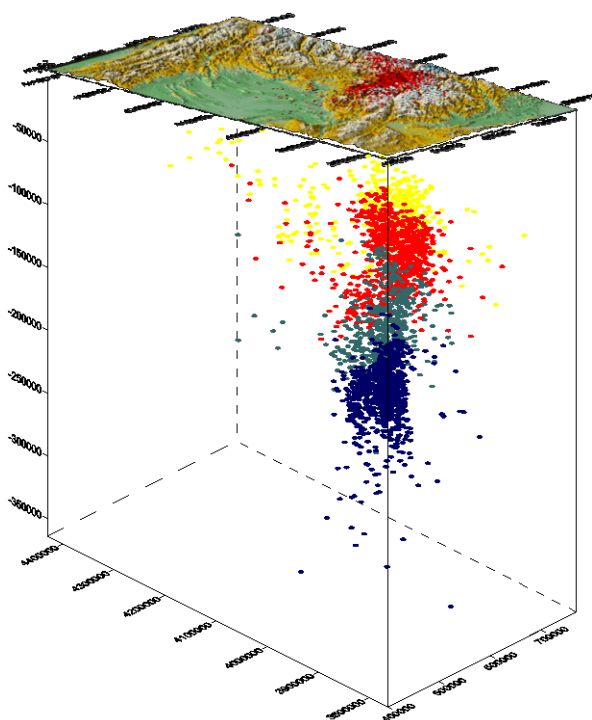


Fig.3.1 Repartiția în adâncime a cutremurelor intermediare din zona Vrancea

Deși, așa cum am arătat deja, consemnări privind efectele devastatoare ale unor cutremure din România datează de aproximativ 1000 de ani, înființarea unei rețele de stații seismice pe teritoriul țării începe abia în 1935, iar asocierea unora dintre cele mai puternice evenimente înregistrate, de zona Vrancea datează de pe la mijlocul secolului trecut (ex. Demetrescu, 1941, 1942). Se poate afirma însă, că impulsul în studiul sistematic al cutremurelor vrâncene l-a reprezentat cutremurul din 4 martie 1977 (fig.3.2).

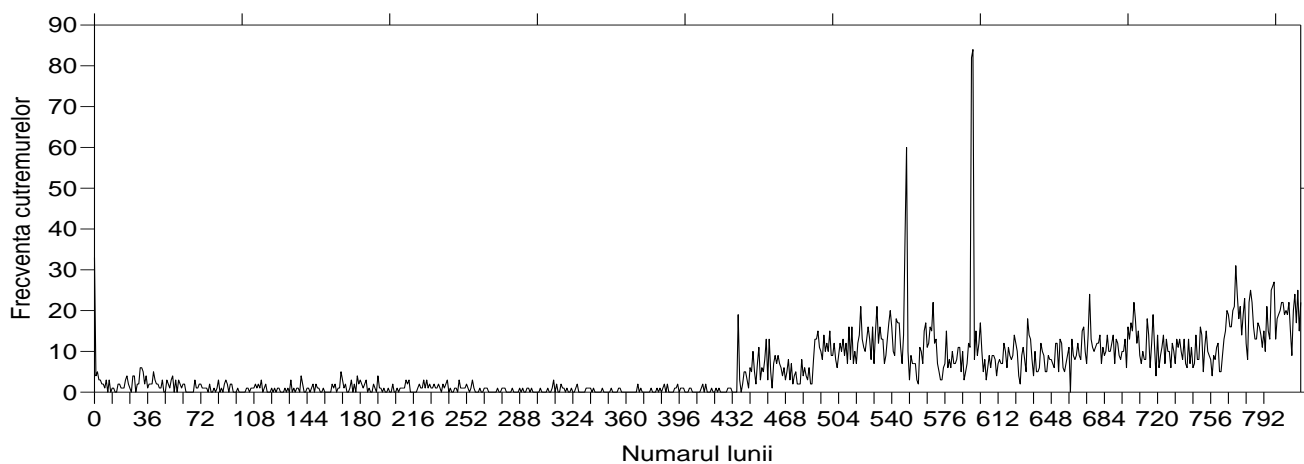


Fig. 3.2 Activitatea seismică intermediară din zona, pentru intervalul noiembrie 1940-decembrie 2008, așa cum este ea evidențiată în catalogul INFP, ROMPLUS (<http://www.infp.ro/catal.php>)

Imaginea este foarte sugestivă evidențind inconsistența dintre patternul frecvenței de producere a cutremurelor înainte și după evenimentul din 1977 așa cum sunt ele înregistrate în catalogul seismic al INFP (ROMPLUS). Trebuie precizat că de-a lungul timpului (după 1977) au fost construite numeroase cataloage, fiecare dintre ele fiind influențat de facilitățile tehnice avute la dispoziție și de algoritmul de localizare al hipocentrelor (ex. Purcaru, 1979; Radu, 1979; Constantinescu și Mârza, 1980; Trifu et al, 1990, updatat continuu de Trifu și Radulian, 1991, 1994; Oncescu et al., 1998; Bazacliu și Radulian, 1999; Radulian et al., 2002), ceea ce a condus la existența unor variații privind distribuția spațială a cutremurelor între diferite epoci.

Spre deosebire de activitatea intermediară importantă (datele istorice indică producerea în medie a 2 cutremure intermediare cu  $M_w \geq 6.5$  pe secol, cu excepția secolului XX în care s-au produs 4 astfel de evenimente: 1940, 1977, 1986, 1990), activitatea crustală este destul de puțin importantă din punct de vedere al energiilor eliberate, magnitudinile cutremurelor crustale localizate în această regiune nedeășind de regulă 5,0-5,5 grade (Radu, 1979). Activitatea crustală este localizată în zona de maximă subsidență a Depresiunii Focșani. Aceasta a fost pusă de unii autori (Zugrăvescu și Polonic, 1997, Besutiu et al. 2006) pe seama mișcării de avansare ușoară a blocului Mării Negre spre catena carpatică.

Cantitatea totală de energie eliberată de cutremurele intermediare vrâncene este comparabilă cu cea a întregii Californii de sud (Wenzel et al., 1998). Cauzele seismicității intermediare au fost de-a lungul timpului în centrul atenției comunității științifice din România și nu numai, fiind propuse o serie de modele care au fost

descrise mai pe larg în capitolul anterior.

Trifu și Radulian (1991) arată că una dintre caracteristicile regiunii Vrancea este aceea a neliniarității distribuției frecvență-magnitudine și anume în jurul  $M= 3.5$  există o variație semnificativă a pantei din relația frecvență magnitudine ceea ce autorii au presupus că se datorează existenței a două regimuri distincte generatoare de cutremure.

Oncescu și Bonjer, 1997 arată că fiecare dintre cutremurele intermediare puternice care au afectat în secolul trecut regiunea geodinamic activă Vrancea , s-au produs în alt interval de adâncime. În opinia lor acestea au survenit după cum urmează: 1940 – 150 km adâncime, 1977 – 90-110 km, 1986 -130-150 km, 1990 – 70-90 km .

Studiile întreprinse au sugerat o grupare în timp și spațiu a procesului seismogen din regiunea subcrustală vrânceană. Acest lucru a fost pus (Ismail-Zadeh et al.,. 1999) pe seama posibilității coexistenței a mai multe procese fizice, geodinamice și reologice, fiecare acționând la diverse scări de timp și spațiu (scufundare gravitațională, tranziții de faze și deshidratări ale rocilor - Ismail-Zadeh et al.,. 1998, 1999, acomodări termo-barice – Besutiu,2006 etc.).

### 3.1 CONSIDERAȚII PRIVIND DISTRIBUȚIA SPAȚIALĂ A CUTREMURELOR VRÂNCENE

Cunoașterea privind distribuția spațială a cutremurelor vrâncene a evoluat de la jumătatea secolului trecut, considerabil. Dacă Demetrescu (1941, 1942), Ionescu (1956) considerau existența unui focar unic în regiunea Vrancea ( $\varphi = 45.82$ ,  $\lambda = 26.58$ ), diferențele de localizare fiind puse pe seama erorilor, Iosif (1956) aduce în discuție existența unei distribuții spațiale mai extinse a focarelor vrâncene.

În urma analizei cutremurelor cuprinse în intervalul 1901-1963, Radu (1965a) separa în funcție de adâncime două categorii de cutremure : crustale ( $h < 60$  km) și cutremure aparținând mantalei superioare , acestea la rândul subdivizate în intermediare ( $60 < h < 150$  km) și mai adânci de 150 km.

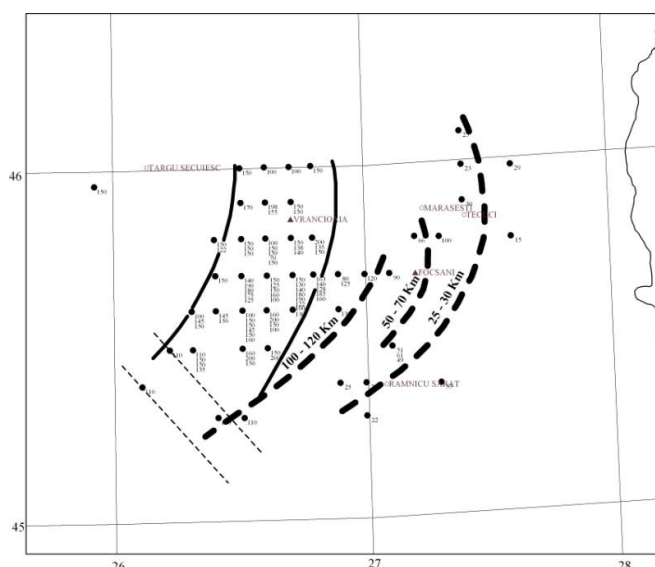


Fig. 3.3. Hipocentrele cutremurelor intermediare dintre 1901-1963 și izobatele presupusului plan Benioff ( după Radu, 1965)

Iosif (1968) distinge orientări diferite ale ariilor epicentrale ale cutremurelor superficiale ( $M < 5$ ) și adânci ( $M > 5$ ).

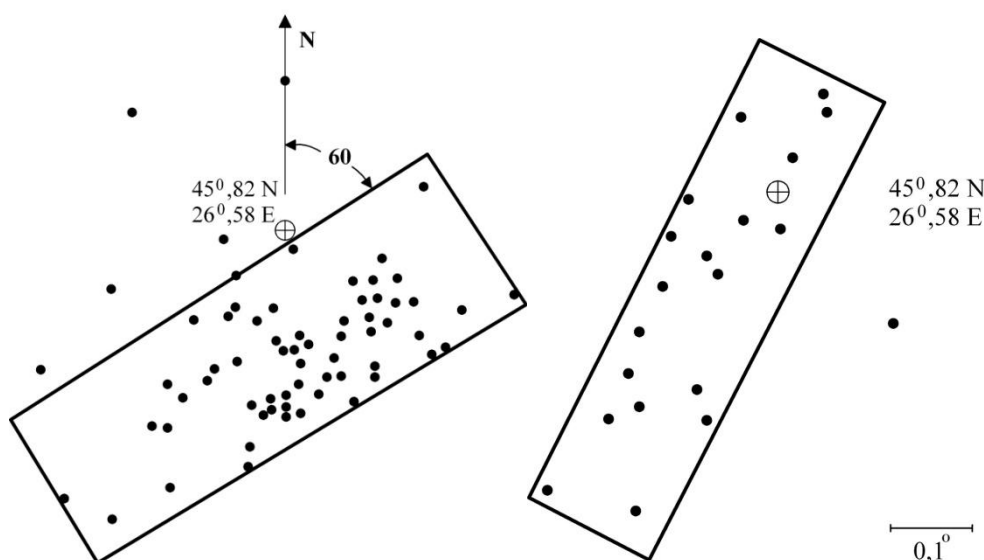


Fig. 3.4. Clusterelor epicentrelor cutremurelor cu  $M < 5$  și  $M > 5$  obținute cu ajutorul undelor S respective P ( după Iosif, 1968)

Pe baza analizei statistice (Turkevitch, 1958) a 69 de evenimente survenite între 1950 și 1960 cu magnitudine peste 2.5 Radu (1968) a determinat o orientare pentru aria epicentrală de  $N 65^\circ E$ .

Ca urmare a stabilirii unei relații empirice între energia eliberată și magnitudinea cutremurelor, Iosif și Iosif (1973) separă în adâncime două domenii diferite din punct de vedere al energiei eliberate. Discontinuitatea majoră dintre cele două domenii era plasată în jurul adâncimii de 85 km (fig 3.5).

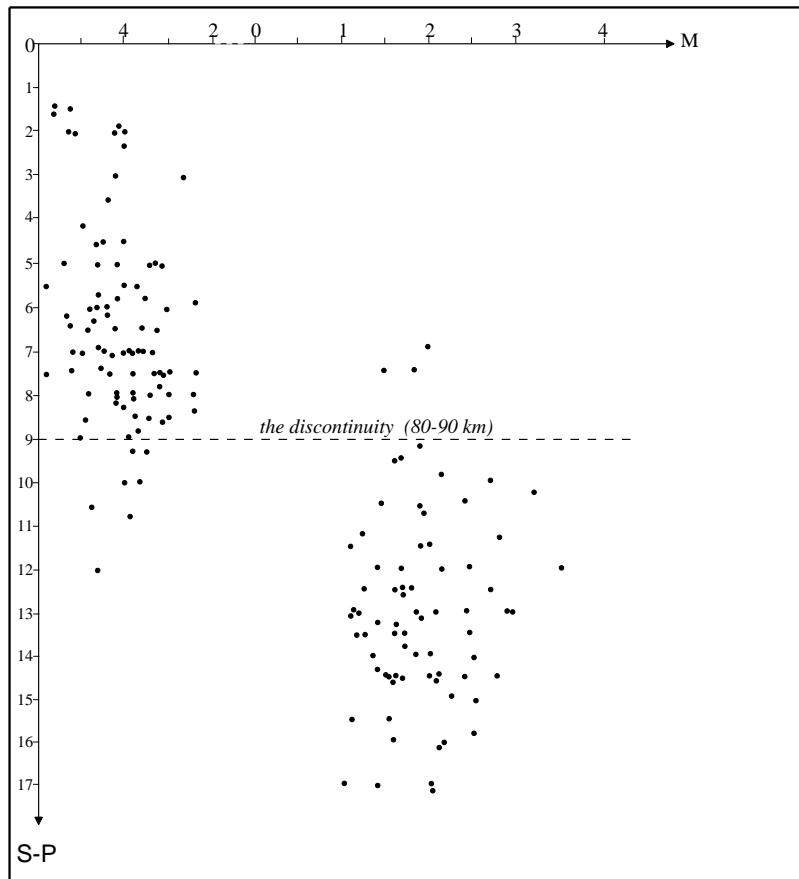


Fig. 3.5. Separarea în adâncime a două domenii distincte din punct de vedere al eliberării de energie (după Iosif și Iosif, 1973)

Pentru cutremurele crustale și subcrustale produse în perioada 1900-1989 (pe baza catalogului publicat de Constantinescu și Mârza, 1980 și a localizărilor efectuate de Mârza pentru cutremurele dintre 1979 și 1989) sunt construite următoarele două secțiuni care relevă distribuția în adâncime a seismelor vrâncene. Trebuie menționat faptul că pentru localizarea cutremurelor de la începutul perioadei confidența de determinare a locației cutremurelor este mult scăzută datorită lipsei stațiilor seismice de înregistrare și datorită folosirii în calcul a unui model global de structură a litosferei (fig.3.6).

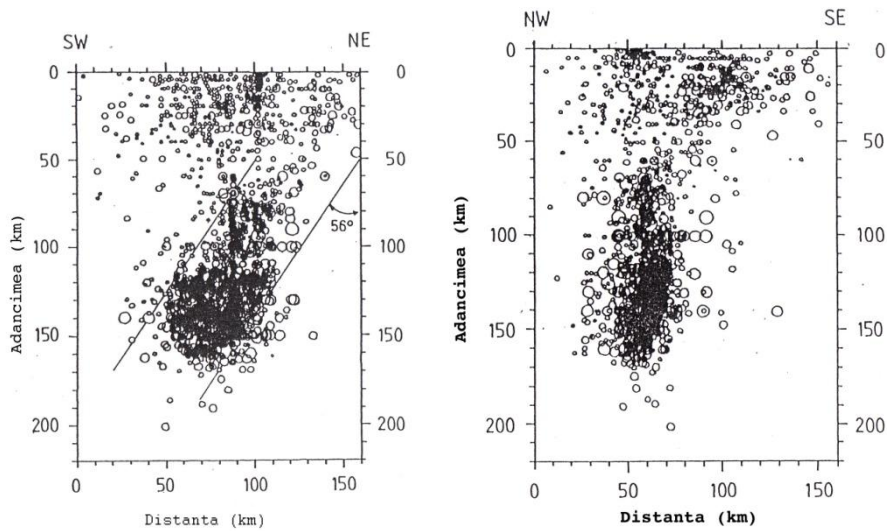


Fig.3.6 Distribuția spațială a cutremurelor vrâncene ( după Constantinescu și Mârza,1980)

Introducând un model structural local al litosferei, prin estimarea tridimensională a vitezelor undelor seismice de sub regiunea Vrancea, însă pe un set de date mult mai puțin numeros, Oncescu (1984) prezintă o distribuție geografică a epicentrelor, care indică o orientare cunoscută deja, NE-SV, dar mult mai îngustă (aproximativ 20 km) (fig.3.7) și o distribuție în adâncime a hipocentrelor proiectate de-a lungul a două profile orientate NE-SV, respectiv NV-SE (fig.3.8).

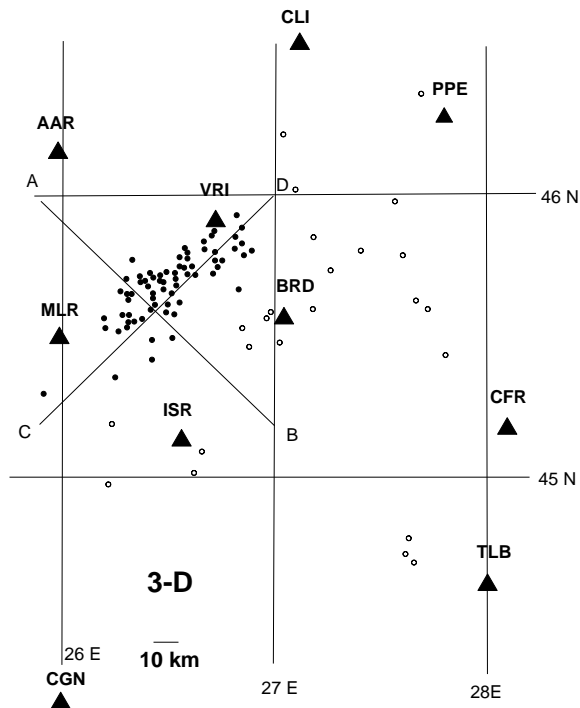


Fig.3.7 Distribuția epicentrelor în regiunea Vrancea ( cercuri pline =epicentre ale cutremurelor subcrustale, cercuri goale= epicenter ale cutremurelor crustale)

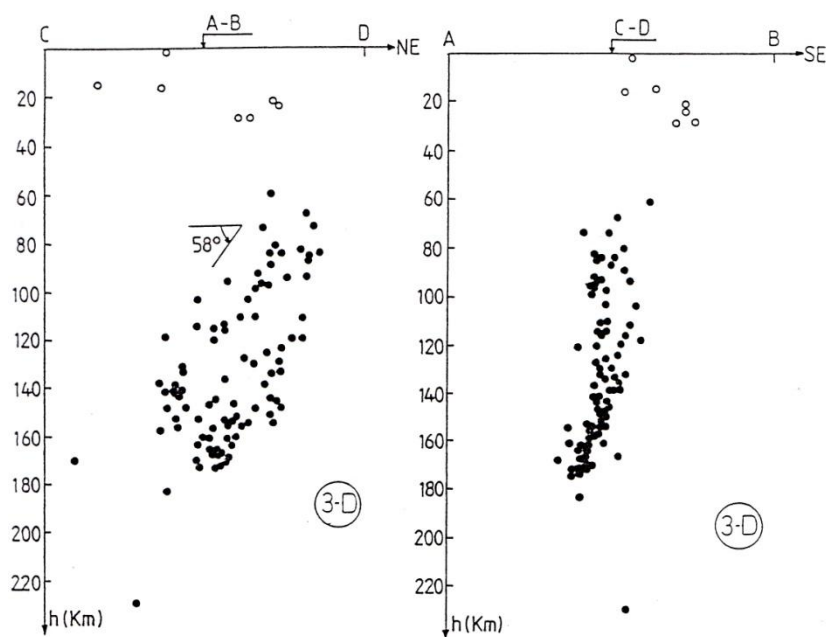


Fig. 3.8 Hipocentre ale cutremurelor vrăncene proiectate pe două secțiuni, marcate în fig.3.7

Enescu et al.(1982) separă în adâncime două domenii majore, între ele fiind o zonă aseismică :

- ❖ Domeniul cuprins între 0 – 40 (45) km ( cutremure crustale care survin de-a lungul faliilor majore)
- ❖ 40(45) km – 70(80) km (zonă aseismică)
- ❖ Domeniul cuprins între 70-200 km ( seismicitate intermediară, subcrustală).

Trifu (1991) pe baza unor date mult mai precise prezintă următoarea distribuție a hipocentrelor pe cele două direcții NE-SV și NV-SE.



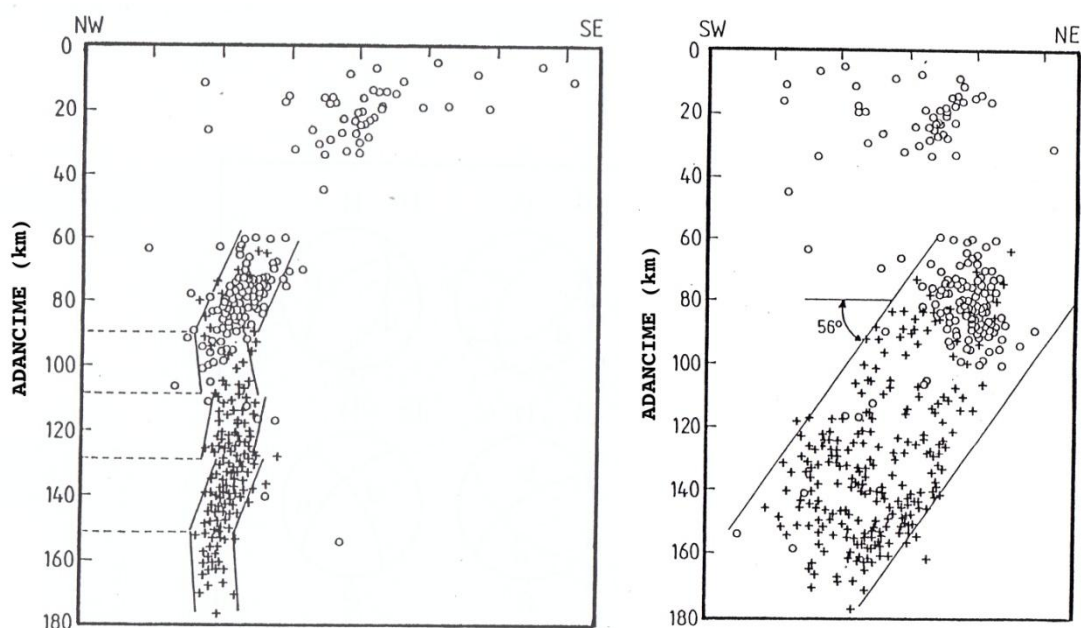


Fig.3.9 Hipocentre ale cutremurelor vrâncene proiectate în secțiune verticală de-a lungul a două profile orientate NE-SV și NV-SE (după Trifu, 1991)

Se observă că zona hipocentrală este considerabil mai lată pe direcție NE-SV cu o înclinare spre SV în timp ce pe direcție SE-NV este mult mai îngustă cu o repartiție aproximativ verticală a cutremurelor subcrustale. Sunt evidente câteva variații cu adâncimea ale înclinării axului fâșiei de cutremure subcrustale, pe baza acestei observații fiind delimitate intervalele de adâncime: 60-90 km, 90-110 km, 110-130 km, 130-150 km și 150-180 km deși autorul nu a evidențiat aceste intervale, ele fiind separate, pe distribuția sa, de către Enescu B.(2001).

Valori similare ale domeniilor de adâncime găsite anterior și Oncescu (1987) pentru intervalele în care au loc cutremure puternice cu o anumită periodicitate: 70-90 km, 90-110 km, 110-125 km, 125-150km, 150-180 km.

Wenzel et al. (1998) plasează cutremurele intermediare între 70-200 km, fiind poziționate aproape vertical, domeniul lor de ocurență fiind mărginit la partea superioară de o zonă de calm seismic (40-60 km) și în adâncime producându-se până în jur de 200 km.

Popescu et al.(2000) separă, la rândul său, în distribuția în adâncime, trei clustere principale (fig. 3.10) pentru ca ulterior Popescu et al. (2003) să revină la separarea în două domenii principale (fig. 3.11):

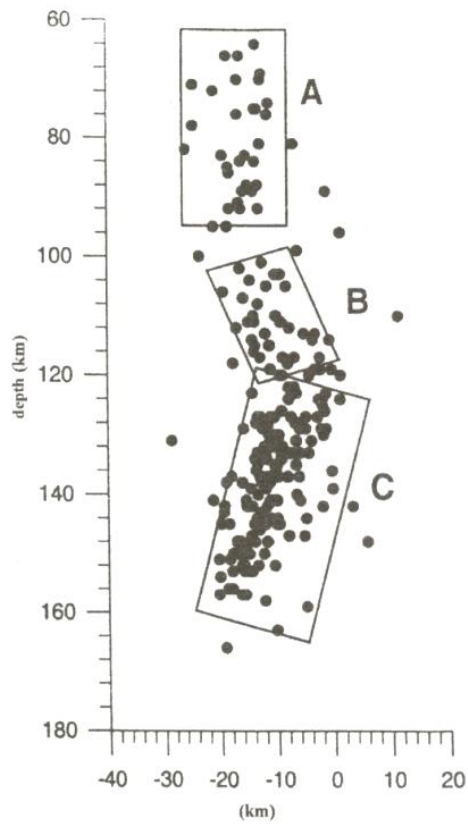


Fig.3.10 Gruparea pe verticală a evenimentelor seismice vrâncene (Popescu et al., 2000)

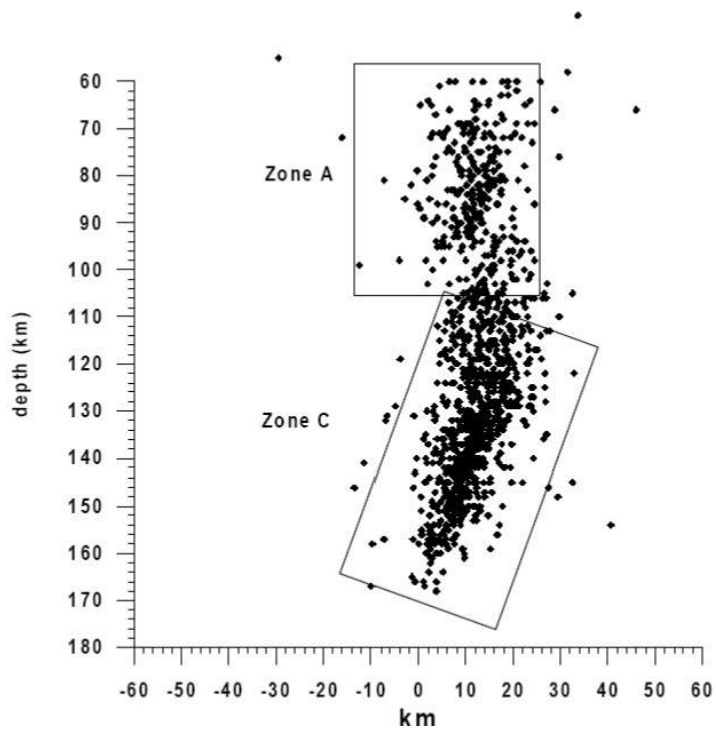


Fig. 3.11 Gruparea pe verticală a evenimentelor seismice vrâncene (Popescu et al., 2003)

O repartiție a hipocentrelor cu adâncimea, pe cele două direcții deja amintite prezintă și Ciucu și Fulga (2008), separând cutremurele crustale de cele subcrustale print-o zonă de calm seismic cuprinsă între 40-70 km adâncime.

Se observă că în multe variante intervalul evenimentelor puternice este separat de cel al evenimentelor crustale de o zonă de calm seismic, localizată între adâncimile de 40 și 60 km (Fuchs et al., 1979; Enescu et al, 1992; Oncescu et al., 1998, Wenzel et al., 1998; Ciucu și Fulga, 2008). Lacuna seismică de la aceste adâncimi a fost interpretată de Oncescu (1984) în termenii unei zone de viteze scăzute indicând decuplarea lespezii subduse de crustă și conducând la ideea segmentării lespezii (break-off), totale sau parțiale, în zona Vrancea (Sperner, 1996, Hackney et al., 2002).

Având la dispoziție baza de date ROMPLUS furnizată de INFP, pentru intervalul noiembrie 1940 - decembrie 2008, Beșuțiu et al., 2009 au întreprins propriile prelucrări asupra datelor în viziunea ipotezei anterior lansate (Besutiu, 2001, 2003; Besutiu et al., 2004; Besutiu, Zlăgnea, 2006) – tripla joncțiune instabilă Vrancea (VTJ). În studii anterioare Beșuțiu și Zlăgnea (2006) și Beșuțiu și Zlăgnea (2007) pun în evidență 3 intervale de maximă frecvență a cutremurelor intermediare din zona Vrancea: 90-100, 120-130 și 140-150 km pe care le leagă de fenomenele de acomodare termobarică ce au loc la intrarea în astenosferă a lespezii din interiorul VTJ (fig.3.12). Intrarea are loc la adâncimi diferite, pe laturile triplei joncțiuni, ținând seama de grosimile diferite ale plăcilor tectonice ce vin în contact în regiunea Vrancea (90 km pentru Placa Intra-Moesică, 120-130 km pentru placă Moesică și 150 km pentru placa Est-Europeană).

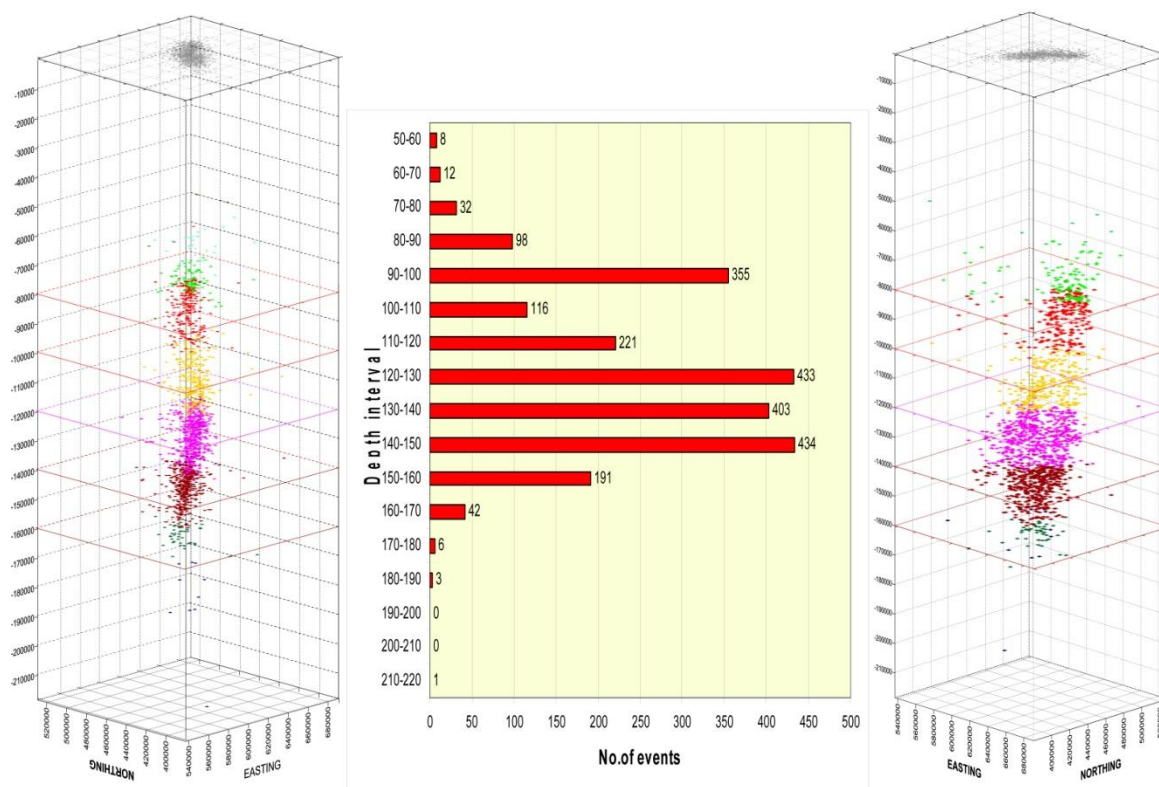


Fig. 3.12 Zonele de maximă frecvență a cutremurelor intermediare din regiunea Vrancea

Astfel epicentrele seismelor intermediare survenite în perioada 1940-2008 au fost reprezentate astfel încât să sublinieze acest concept ( fig.3.13-3.17).

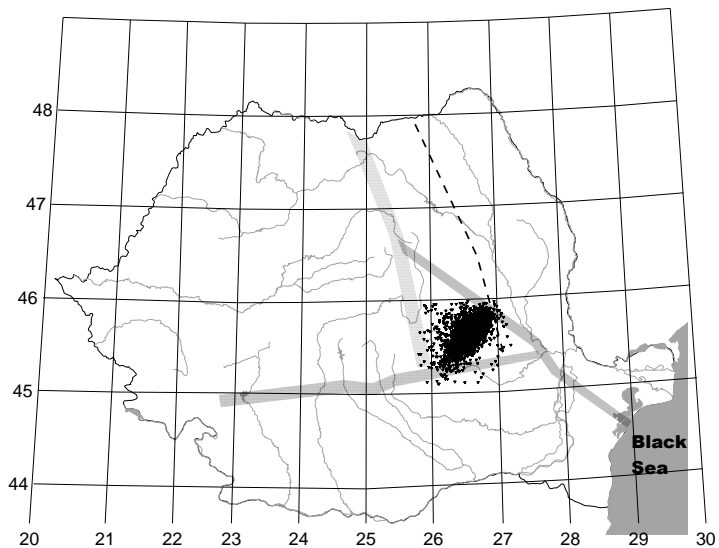


Fig. 3.13 Epicentrele tuturor cutremurelor intermediare din regiunea Vrancea în perioada 1940-2008 (Besutiu et al.,2009)

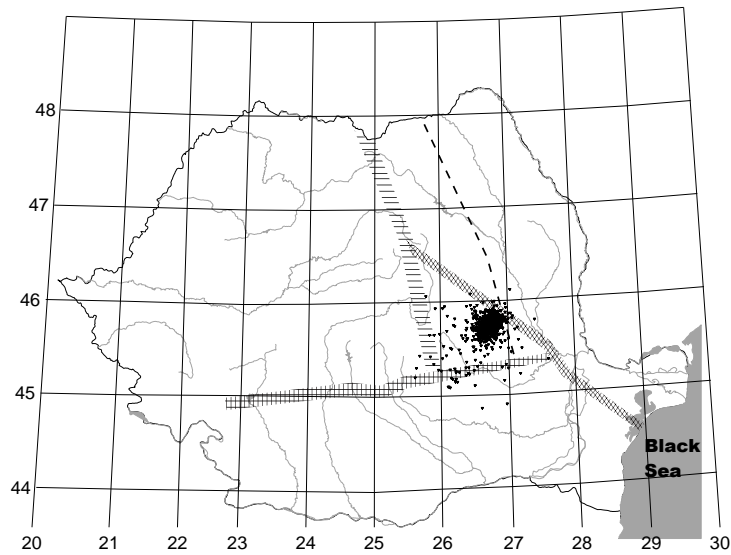


Fig. 3.14 Epicentrele tuturor cutremurelor intermediare din intervalul de adâncime 60-90 km din regiunea Vrancea în perioada 1940-2008 (Besutiu et al.,2009)

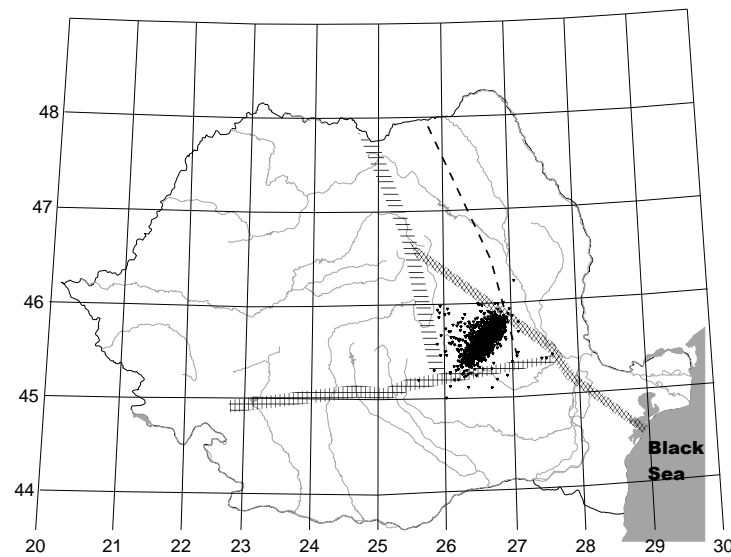


Fig. 3.15 Epicentrele tuturor cutremurelor intermediare din intervalul de adâncime 90-130 km din regiunea Vrancea în perioada 1940-2008 ( Besutiu et al., 2009)

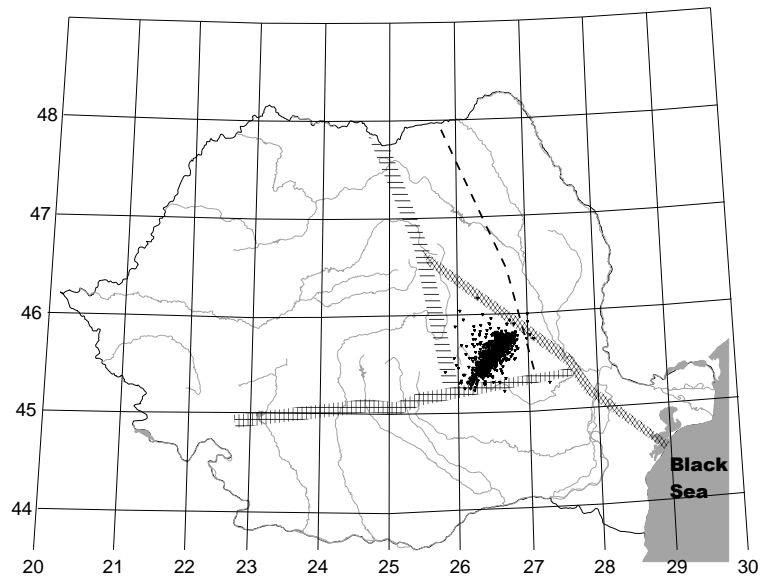


Fig. 3.16 Epicentrele tuturor cutremurelor intermediare din intervalul de adâncime 130-150 km din regiunea Vrancea în perioada 1940-2008 (Besutiu et al., 2009)

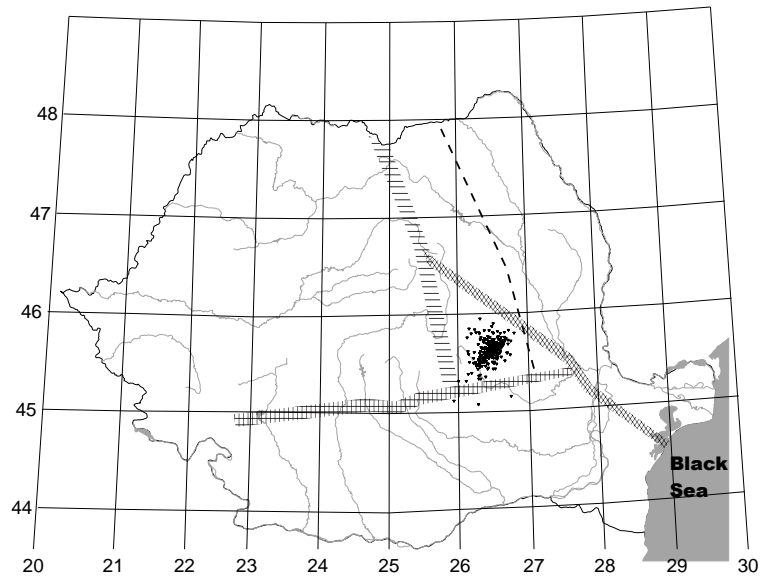


Fig. 3.17 Epicentrele tuturor cutremurelor intermediare din intervalul de adâncime 150-200 km din regiunea Vrancea în perioada 1940-2008 ( Besutiu et al., 2009)

Aproape în totalitatea lor cutremurele intermediare survin în interiorul triplei joncțiuni.

Analiza 2D a activității seismice s-a realizat prin divizarea întregului volum al zonei seismice în prisme rectangulare cu baza având dimensiunile 10 x10 km, activitatea seismică pentru fiecare dintre aceste prisme fiind considerată prin numărul de cutremure care au survenit în interiorul ei în întreaga perioadă analizată (fig.3.18). În felul acesta au fost alcătuite hărți privind distribuția numărului de cutremure atât

pentru întreg intervalul de adâncime cuprins între 60 și 200 km (fig.3.19) cât și pentru fiecare dintre intervalele de adâncime stabilite anterior (fig.3.20-3.23).

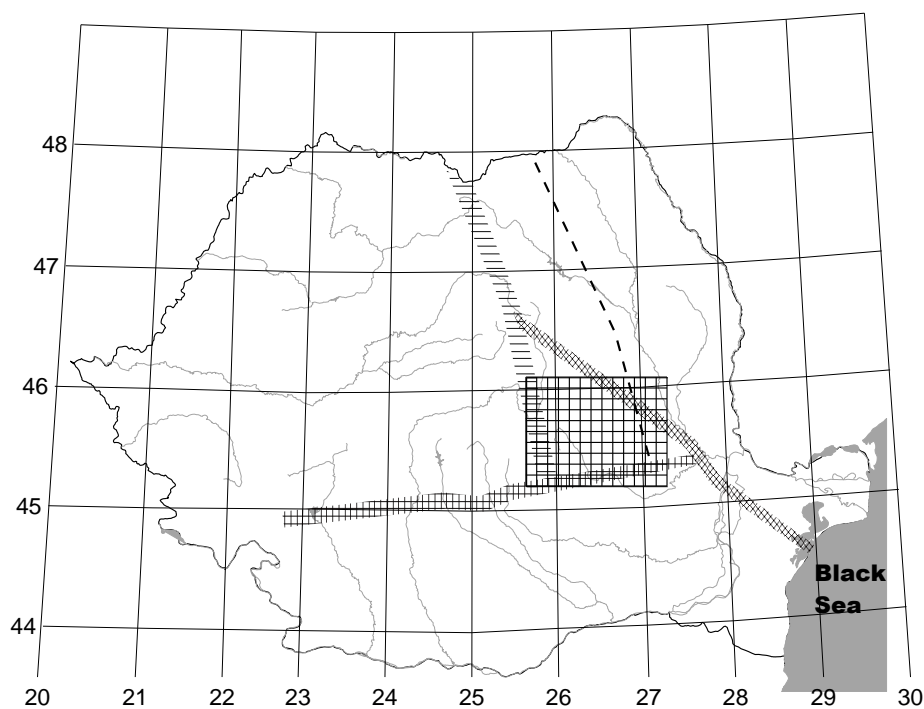


Fig.3.18. Divizarea litosferei volumului seismicogen în prisme rectangulare 10 x10 km

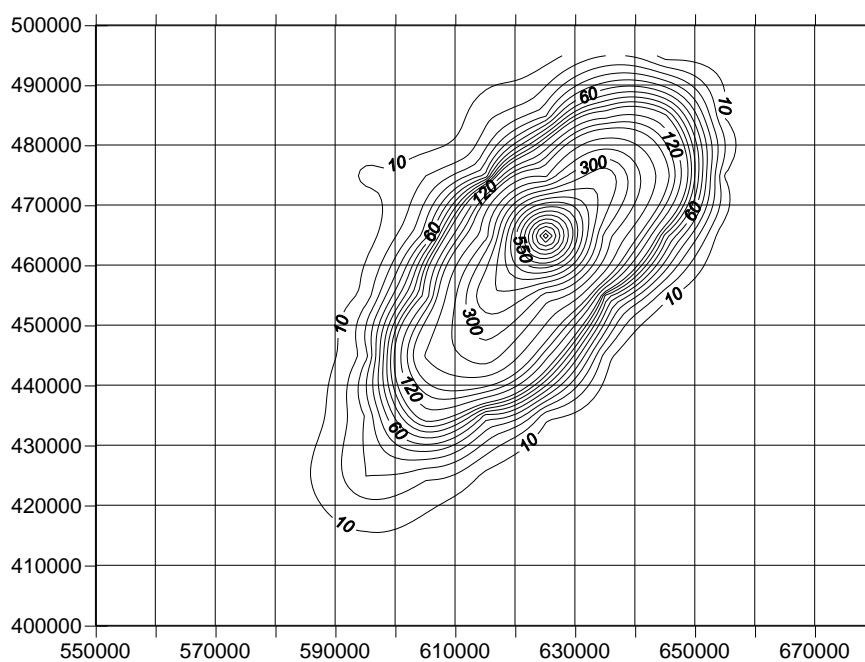


Fig 3.19 Estimarea activității seismice pentru întregul interval de adâncime (60-200 km) în perioada 1940(noiembrie)- 2008( decembrie)

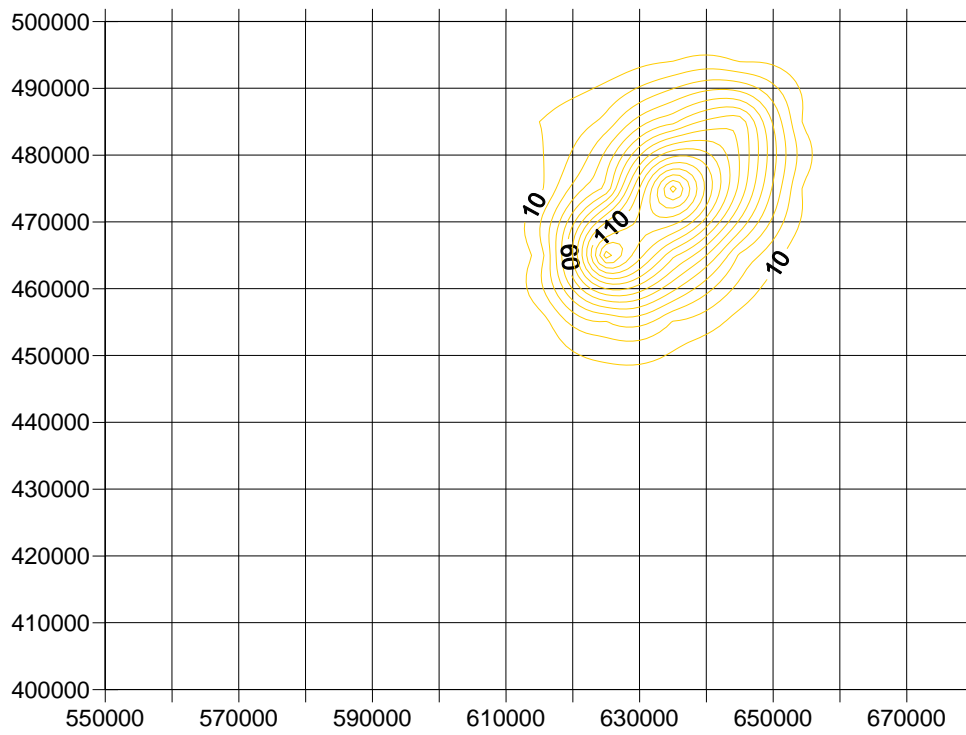


Fig 3.20. Estimarea activității seismice pentru intervalul de adâncime 60-90 km, în perioada 1940(noiembrie)- 2008( decembrie)

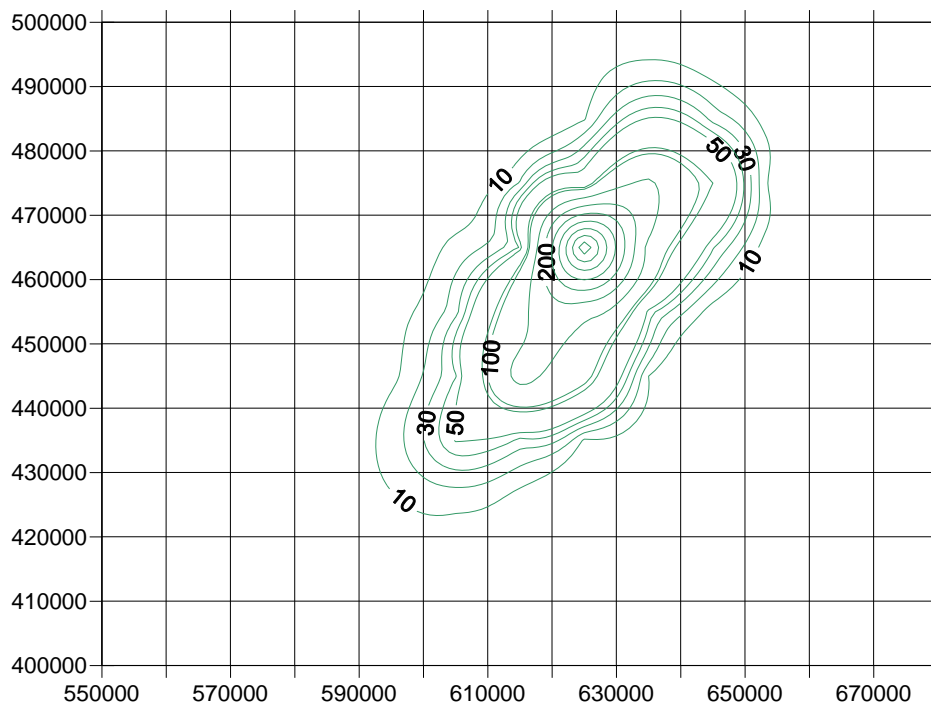


Fig 3.21. Estimarea activității seismice pentru intervalul de adâncime 90-130 km, în perioada 1940(noiembrie)- 2008( decembrie)



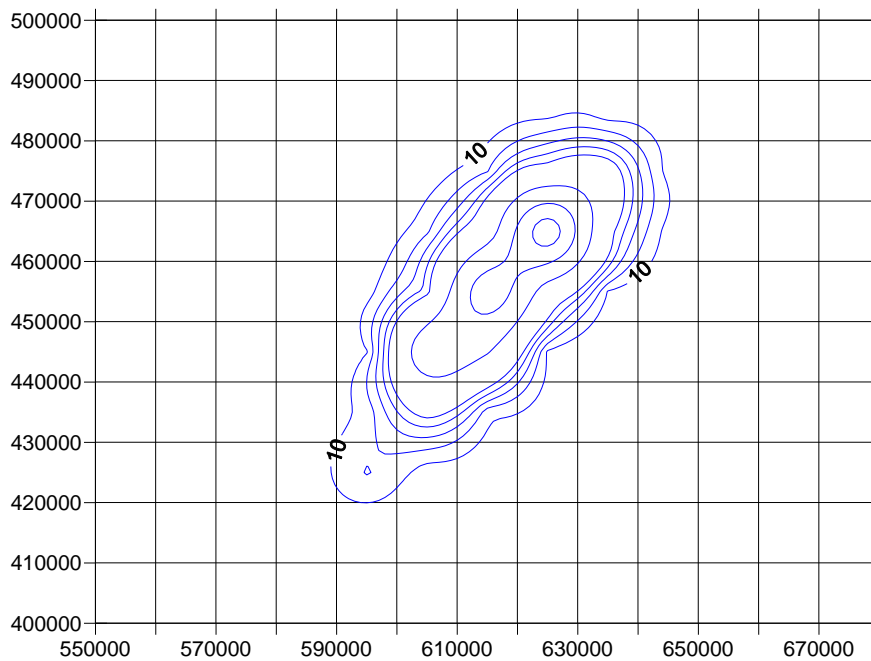


Fig 3.22. Estimarea activității seismice pentru intervalul de adâncime 130-150 km, în perioada 1940(noiembrie)- 2008( decembrie)

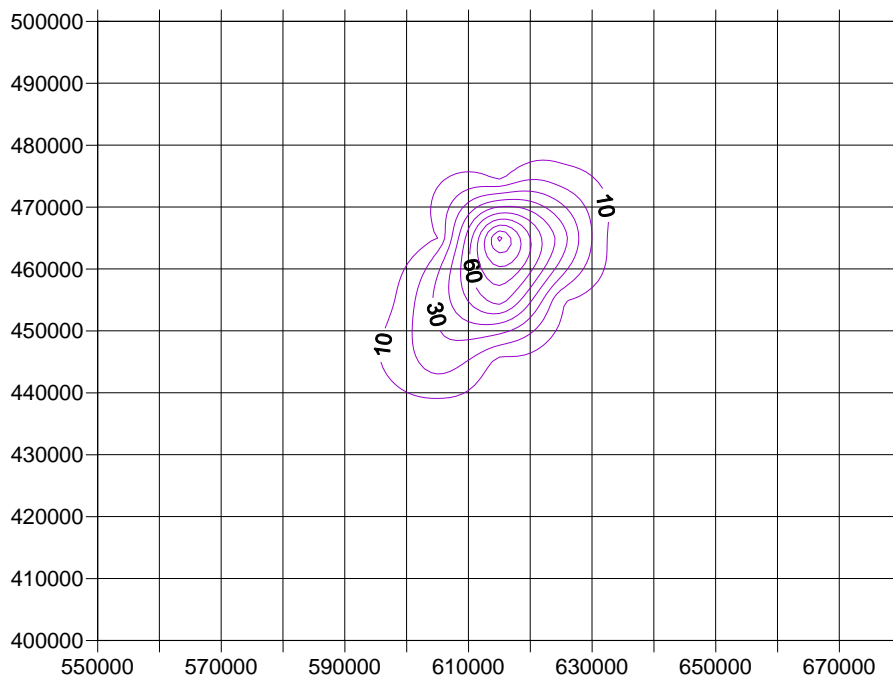


Fig 3.23. Estimarea activității seismice pentru intervalul de adâncime 150-220 km, în perioada 1940(noiembrie)- 2008( decembrie)

Urmărind distribuția activității seismice în fiecare dintre intervalele mai sus menționate sunt observabile câteva caracteristici: distribuția cutremurelor în fiecare interval prezintă o alungire pe direcție NE-SW remarcându-se în același timp și o deplasare a acesteia cu adâncime spre SE.

De-a lungul anilor au fost întreprinse numeroase studii privind energia eliberată de cutremurele intermediare vrâncene (ex. Iosif și Iosif, 1973; Enescu și Schmalberger, 1981; Lăzărescu et al. , 1990; Ardeleanu și Popescu., 1991; Ardeleanu, 1992; Popescu et al., 2000).

Așa cum aminteam la începutul acestui capitol, Wenzel et al., 1998, într-o estimare a momentului seismic pentru zona Vrancea (proporțional cu cantitatea de energie disipată), stabilesc că energia eliberată în regiunea Vrancea este de ordinul de mărime al energiei eliberate la o margine de placă activă, fiind comparabilă cu cea din California.

Regiunea	$M_0$ in $10^{19}$ Nm/yr
Aegee	2.5
Falia Nord Anatoliana	2.3
Kopet Dag	1.5
Vrancea	1.0
Zagros	0.4
Caucaz	0.3

Pe baza datelor aceluiași catalog (ROMPLUS) Besutiu et al., 2009 calculează energia lunară disipată de către cutremurele intermediare între noiembrie 1940 și decembrie 2008 pentru întreg volumul seismogen și pentru fiecare interval de adâncime în parte (fig.3.24 – 3.28)

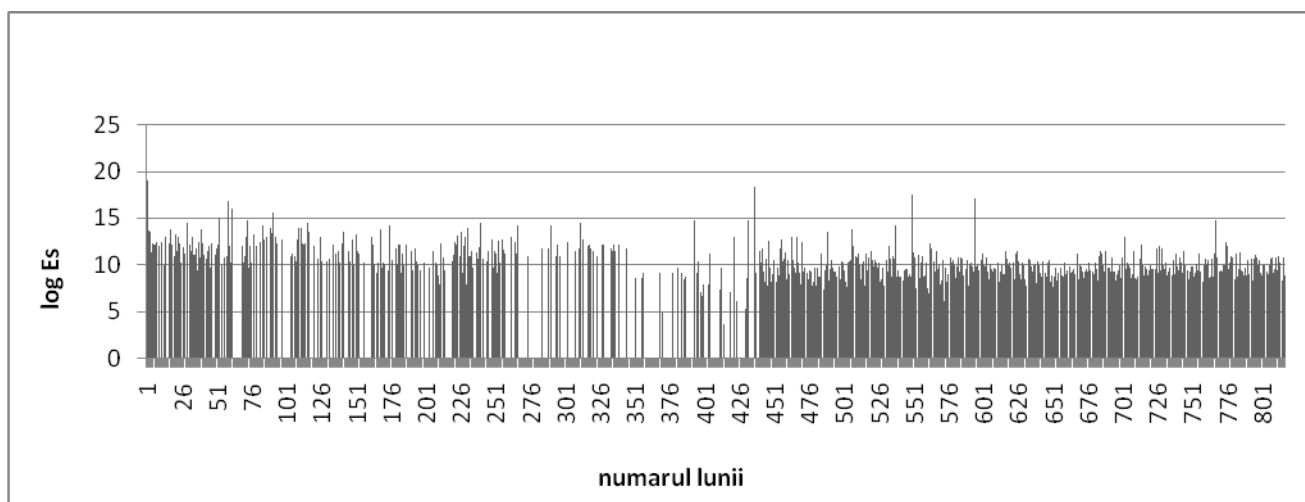


Fig 3.24. Energia disipată de cutremurele intermediare pentru întreaga zonă seismică, pentru intervalul de timp noiembrie 1940-decembrie 2008

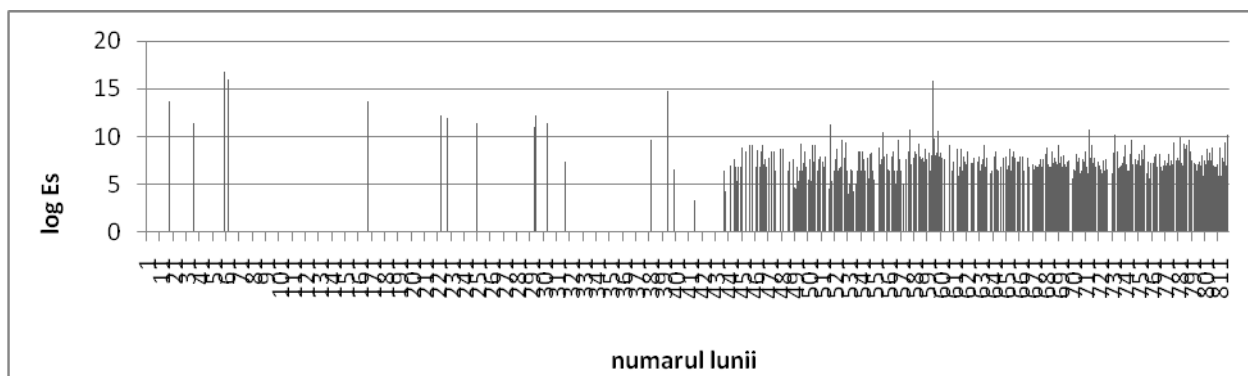


Fig 3.25. Energia disipată de cutremurele intermediare pentru intervalul 60-90 km între noiembrie 1940-decembrie 2008

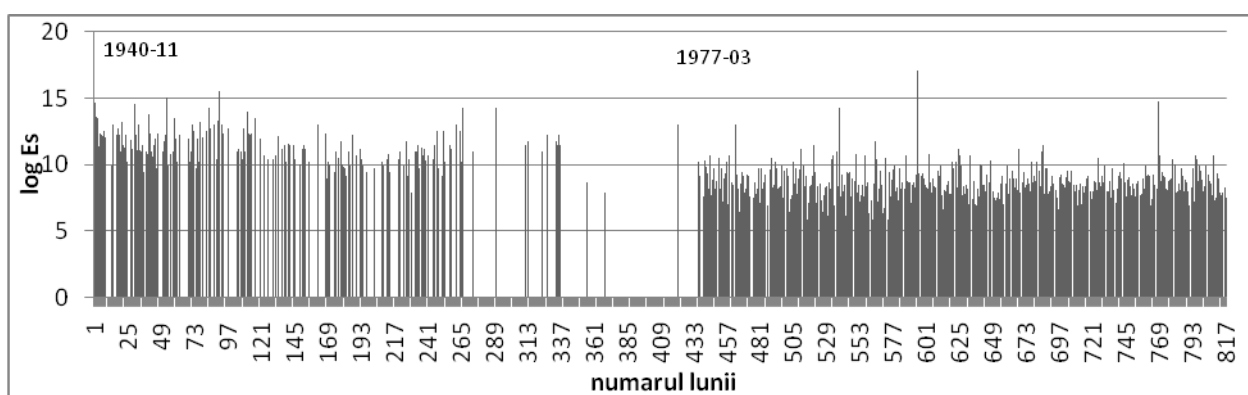


Fig 3.26. Energia disipată de cutremurele intermediare pentru intervalul 90-130 km între noiembrie 1940-decembrie 2008

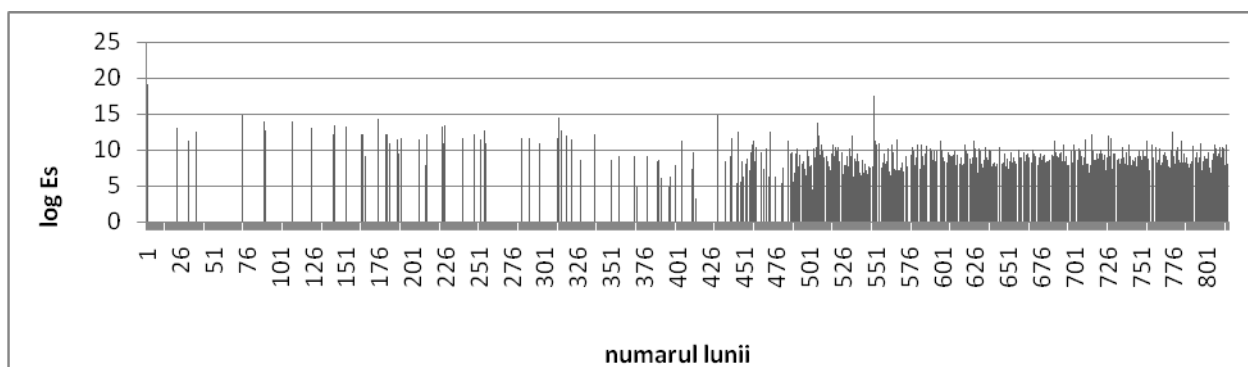


Fig 3.27. Energia disipată de cutremurele intermediare pentru intervalul 130-150km între noiembrie 1940-decembrie 2008

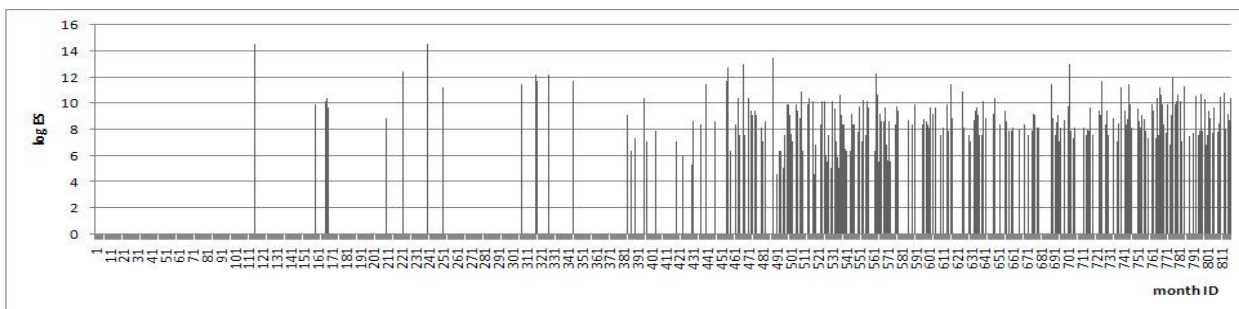


Fig 3.28. Energia disipată de cutremurile intermediare pentru intervalul 150-220km între noiembrie 1940-decembrie 2008

Distribuția spațială a energiei disipate în interiorul diferitelor compartimente litosferice este reprezentată în figurile 3.29 -3.33.

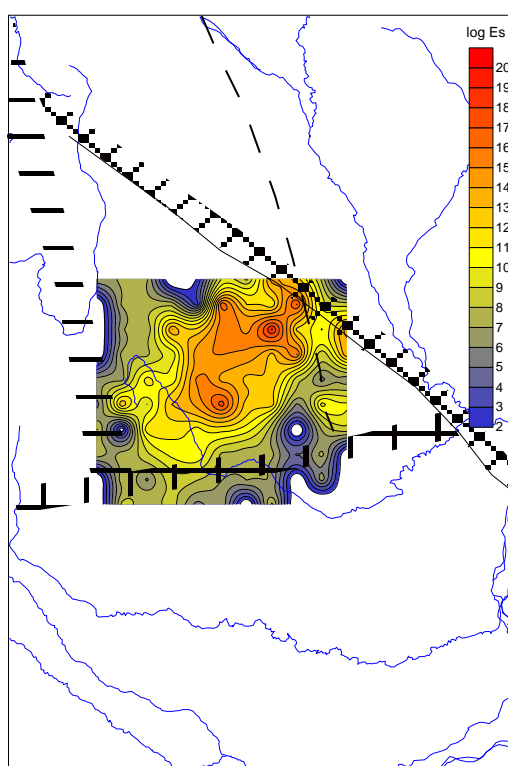


Fig. 3.29. Energia disipată ( $\log E_s$ ) de cutremurile intermediare în interiorul zonei seismice Vrancea în intervalul 1940-2008

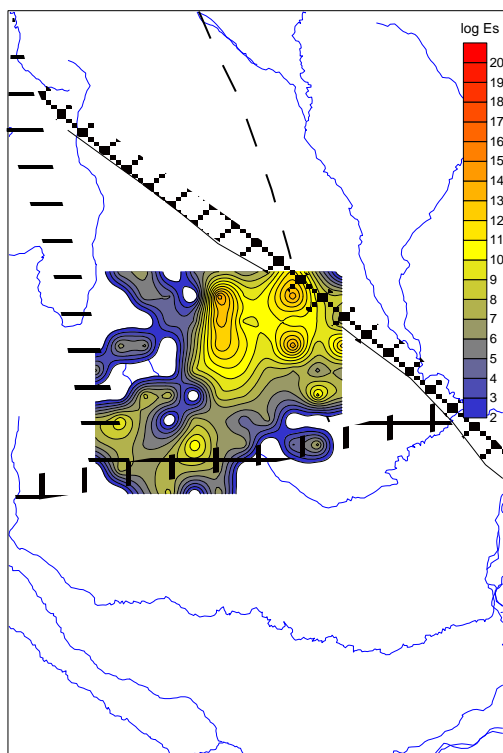


Fig.3.30 Energia disipată ( $\log E_s$ ) de cutremurile intermediare din zona Vrancea în interiorul intervalului de adâncime 60-90 km, între 1940 și 2008

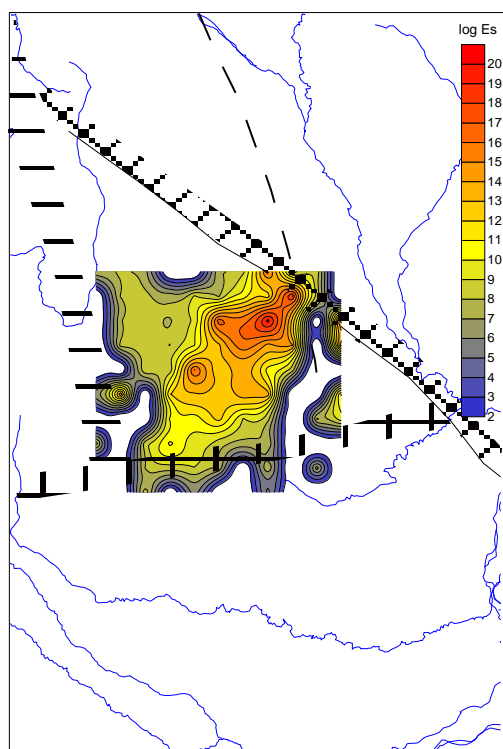


Fig.3.31 Energia disipată ( $\log E_s$ ) de cutremurile intermediare din zona Vrancea în interiorul intervalului de adâncime 90-130 km, între 1940 și 2008

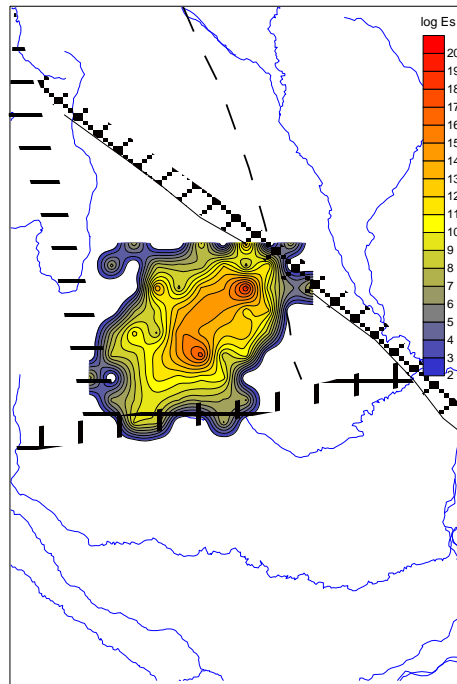


Fig.3.32 Energia disipată ( $\log E_s$ ) de cutremurile intermediare din zona Vrancea în interiorul intervalului de adâncime 130-150 km, între 1940 și 2008

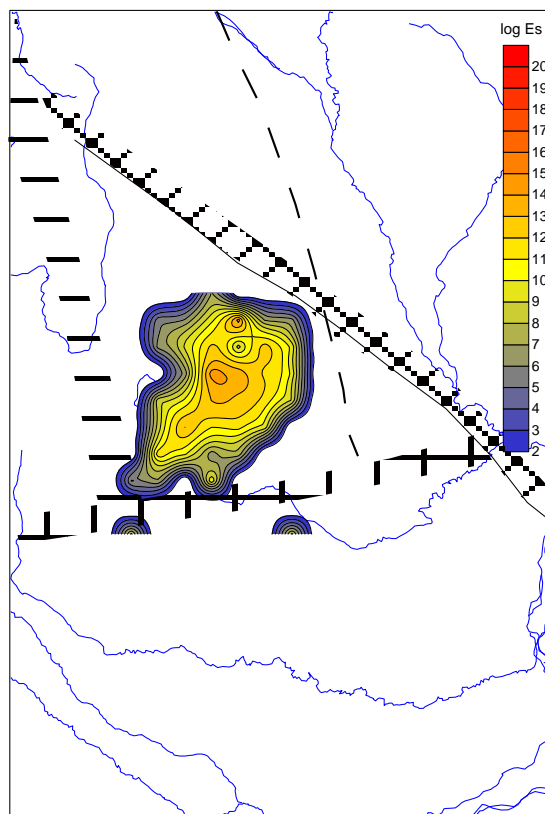


Fig.3.33 Energia disipată ( $\log E_s$ ) de cutremurile intermediare din zona Vrancea în interiorul intervalului de adâncime 150-220 km, între 1940 și 2008

Pe același set de date a fost studiată variația sezonieră a seismicității intermediare (fig.3.34)

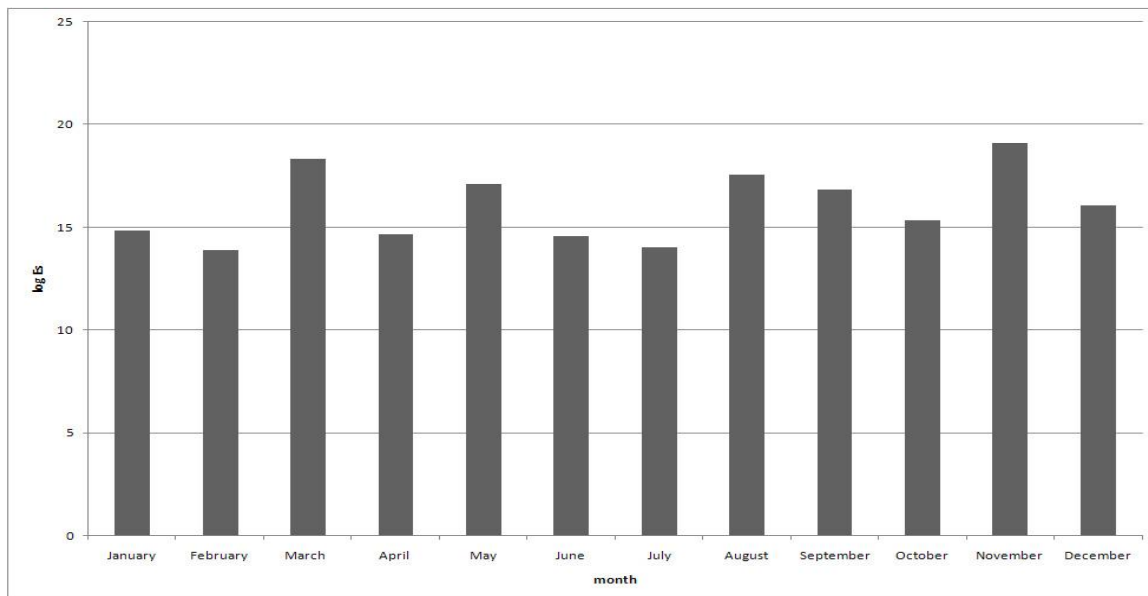


Fig. 3.34 Variația sezonieră a energiei eliberate pentru zona Vrancea între noiembrie 1940 – decembrie 2008

Maximele, pentru această perioadă, sunt înregistrate în lunile martie, în apropierea echinocțiului de primăvară și în noiembrie, puțin înaintea solstițiului de iarnă.

### 3.2 CONSIDERAȚII PRIVIND PERSISTENȚA ÎN TIMP A SEISMICITĂȚII INTERMEDIARĂ ȘI DINAMICA SA ÎN INTERIORUL ZONEI SEISMICE

Studii întreprinse de Popescu et al. (2000) demonstrează că activitatea seismică de fond (neluând în seamă aftersocurile) din zona Vrancea este caracterizată de persistență, dar comportamentul seismic (frecvența cutremurelor și energia seismică eliberată) sunt diferite în cele două compartimente separate în adâncime (A și C) (fig.3.35)

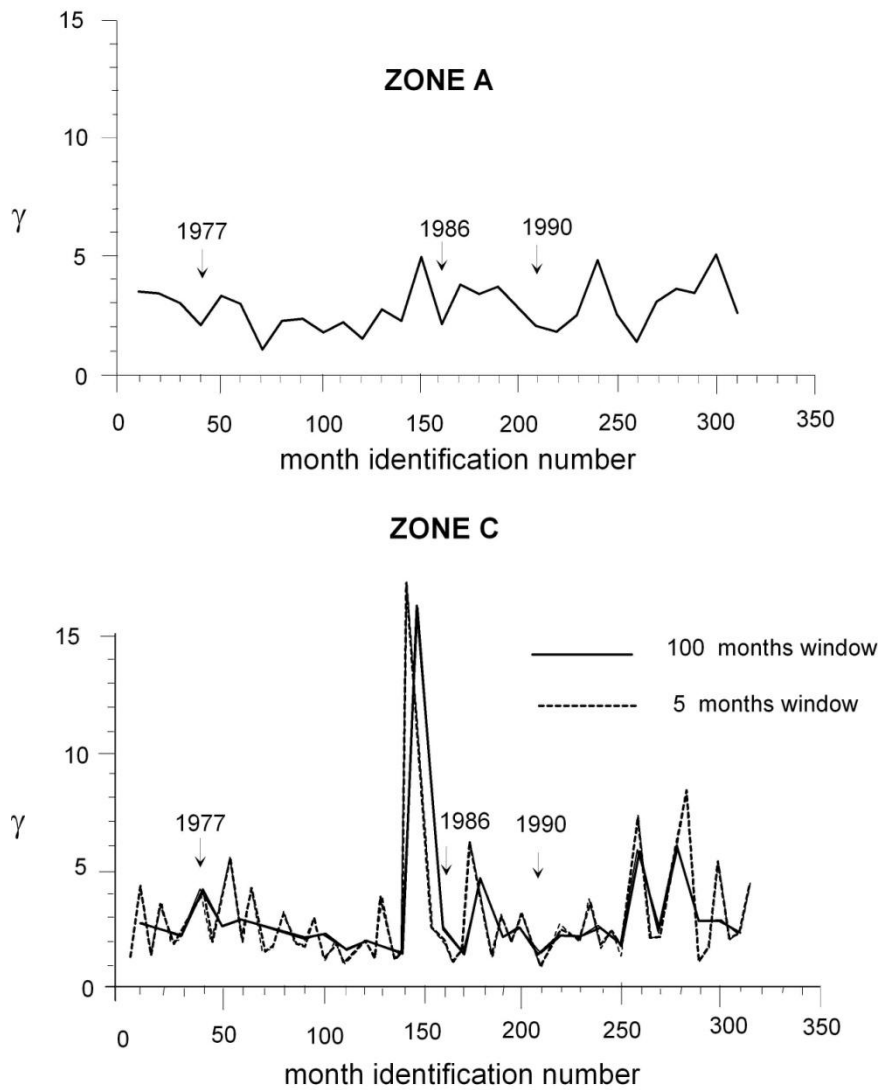
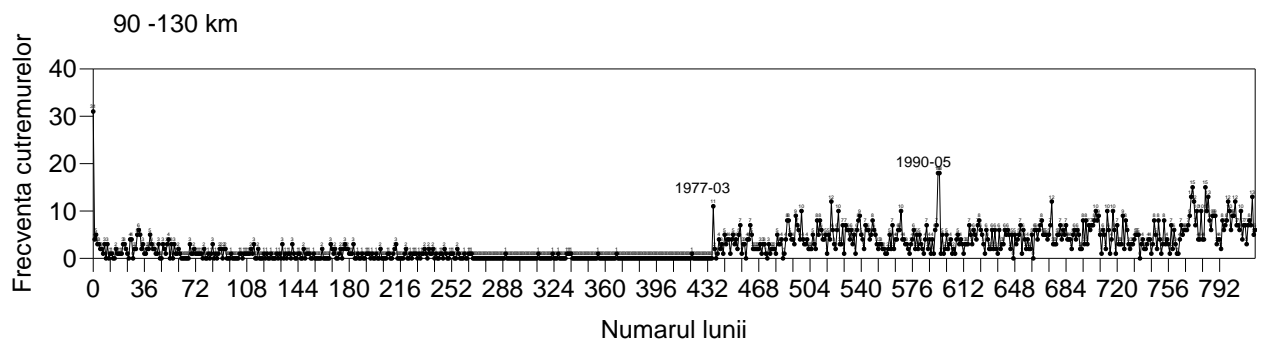
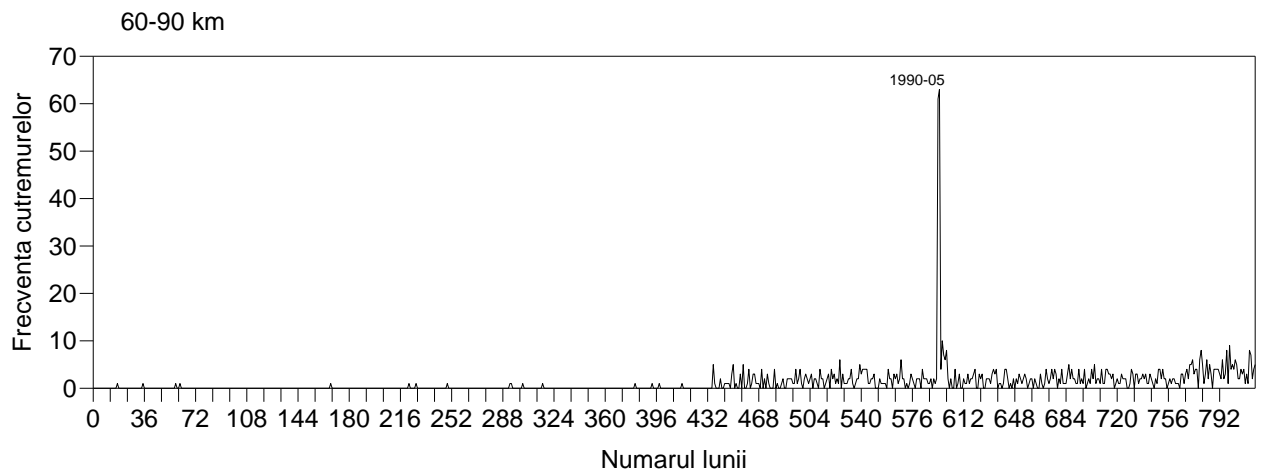
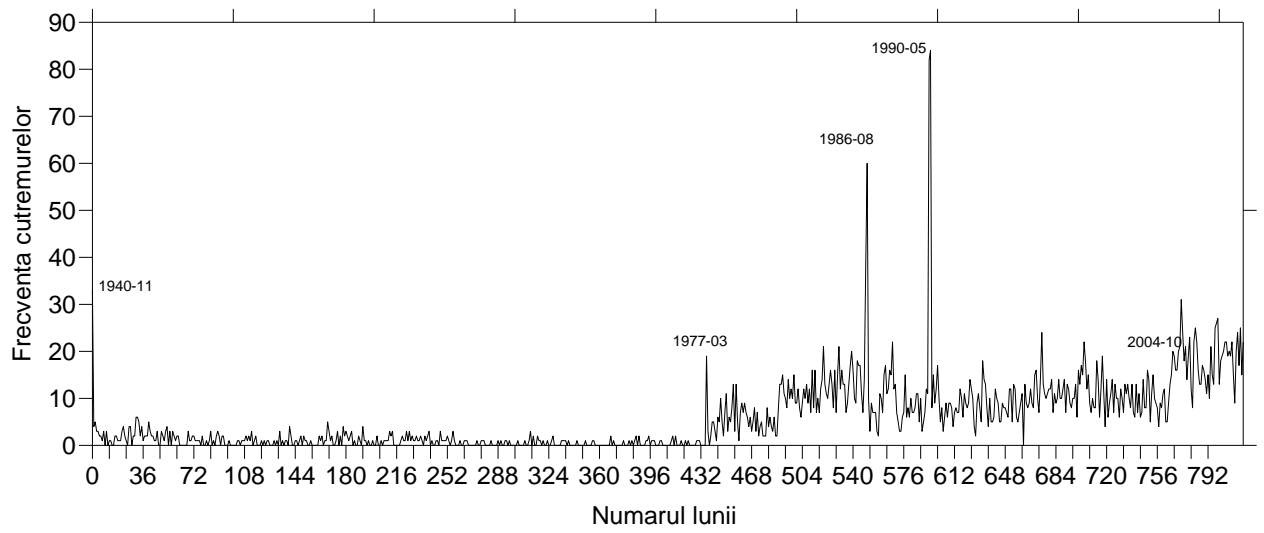


Fig. 3.35 Frecvența activității seismice mediate cu ajutorul a diferite ferestre de mediere (după Popescu et al., 2000)

Pentru intervalul noiembrie 1940–decembrie 2008 Beșuțiu et al., 2009 ilustrează activitatea seismică intermediară lunară pentru fiecare dintre intervalele de adâncime separate (numărul lunii începe din noiembrie 1940) ( fig.3.36):





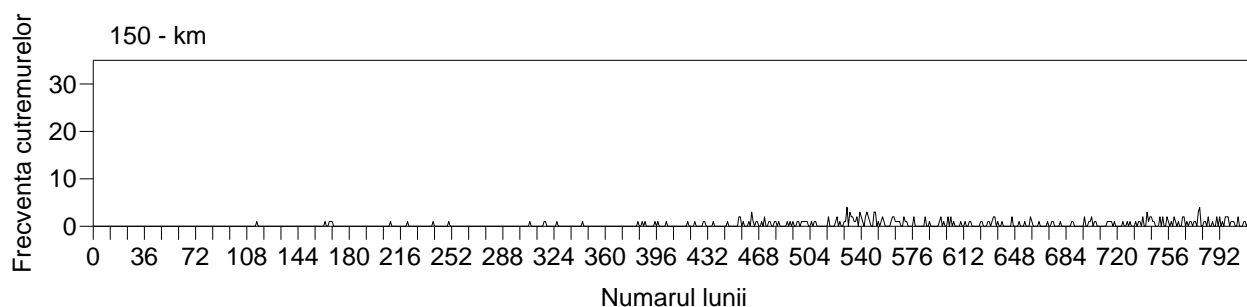


Fig. 3.36 Activitatea seismică intermediară din Vrancea în intervalul de timp noiembrie 1940-decembrie 2008 pentru întreaga zonă și apoi pe interval de adâncime

Se observă că fiecare interval de adâncime este dominat în anumite perioade de activitatea neobișnuit de importantă generată de un cutremur major, aceste survenind alternativ, în intervale diferite de adâncime.

În Vrancea, centrii de activitate seismică, calculați pentru cutremurele din întregul cuib, au migrat, de-a lungul timpului, în general, dinspre NE spre SW. Se remarcă, în decursul timpului, doar două momente de abatere de la tendința generală de migrare: unul înainte de 1977 (abatere spre NW) și unul după 1990 continuând și în prezent (abatere spre NE) (fig .3.37).

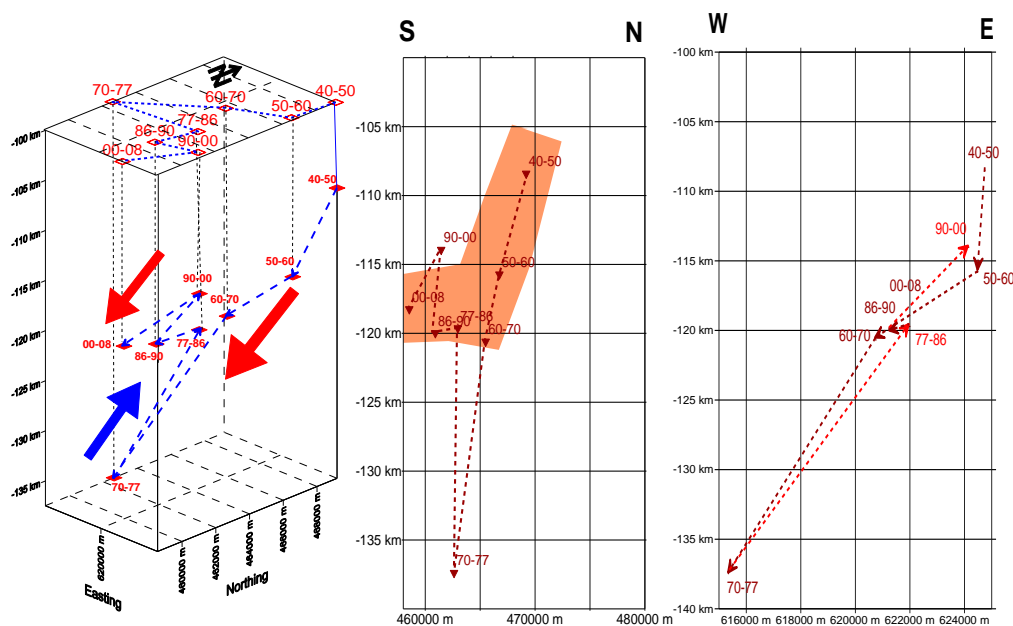


Fig.3.37 Migrarea centrilor de activitate seismică pe ansamblul cuibului Vrancea

### 3.3. MECANISME FOCALE

Este binecunoscut faptul că unul dintre parametrii de bază ai activității seismice îl constituie mecanismul focal așa cum este el obținut de pe seismograme. Este de

asemenea de notorietate faptul că obținerea unui mecanism focal depinde în foarte mare măsură de calitatea înregistrărilor dar și de algoritmul de interpretare. De aceea în multe cazuri autori diferiți au oferit soluții diferite pentru același eveniment seismic.

Pe baza analizei statistice efectuate, Enescu, 1980 punctează câteva caracteristici ale cutremurelor vrâncene:

1. Cutremurele intermediare vrâncene pot fi grupate în două categorii majore:
  - 1.1. Cutremure produse de tensiuni compresive orizontale pe direcție SE-NV,
  - 1.2. Cutremure produse de tensiuni compresive orizontale pe direcție SV-NE.
2. Compresia pe direcție SE-NV are ca rezultat producerea de seisme  $\geq 6$ , în timp ce compresia pe direcție SV-NE conduce spre cutremure  $\leq 6$ .
3. Se remarcă o grupare a cutremurelor în timp astfel:
  - 3.1. 1939-1949 – cutremure cu  $M > 6$  induse de tensiuni pe direcție NV
  - 3.2. 1950-1968 – cutremure cu  $M < 6$  induse de tensiuni pe direcție NE
  - 3.3. 1970-1981 – cutremure cu  $M > 6$  induse de tensiuni pe direcție NV.

Constantinescu și Enescu (1984) separă din punctual de vedere al orientării planurilor nodale, două tipuri cutremure:

- Cutremurele cu  $M < 6$  și câteva cu  $M > 6$  cu ambele planuri nodale orientate SV, unul cu înclinare spre NV, sub unghi de  $50-70^\circ$  și celălalt cu înclinare spre SE sub unghi de  $20-30^\circ$ .
- Majoritatea cutremurelor se produc în mediu compresiv, doar în puține cazuri acestea se produc într-un mediu extensional sau strike-slip.
- Ținând seama de patternul stressului cutremurele vrâncene pot fi grupate în trei categorii:
  - Cutremure cu  $M > 6$  pentru care stressul compresional P acționează în plan orizontal spre NE și stressul tensional T este aproximativ vertical,
  - Cutremure cu  $M < 6$  pentru care stressul P acționează în plan orizontal spre NE și stressul T vertical,
  - Cutremure (rare) pentru care T acționează orizontale și P acționează aproximativ vertical.

Planurile de falie nu coincide nici ca direcție nici ca înclinare cu planurile Benioff.

Wenzel et al., 1998 conchid că seismele intermediare vrâncene survin într-un regim compresiv. Soluțiile de plan de falie sunt similare ( direcție în general 220 ° SW-NE) și înclinare spre NV (60-70° ).

Enescu (1990) revine cu un nou studiu, ale cărui rezultate sunt în oarecare măsură contrastante cu concluziile anterioare. Astfel, în general cutremurile intermediare vrâncene sunt dominate de compresie orizontală și tensiune verticală deși sunt semnalate destul de des deviații de la acest comportament ceea ce face ca zona să fie un mix de mecanisme de compresie și tensiune. În opinia există patru mecanisme dominante: Compresie P dominant pe direcție NV, compresie P dominant pe direcție NE, tensiune T dominant pe direcție NV și tensiune T dominant pe direcție NE.

Mecanismele focale au fost considerate responsabile de asimetria propagării undelor pentru cutremurile intermediare (Enescu, Enescu, 2005)

Pentru zona Vrancea Besutiu et al.,2008 au analizat mecanismele focale pentru o serie de cutremure a căror distribuție spațială este prezentată în figura 3.38 iar în figura 3.39 este prezentată o sinteză a mecanismelor focale ale acestor evenimente seismice, proiectate pe două planuri ( N-S, și E-V).

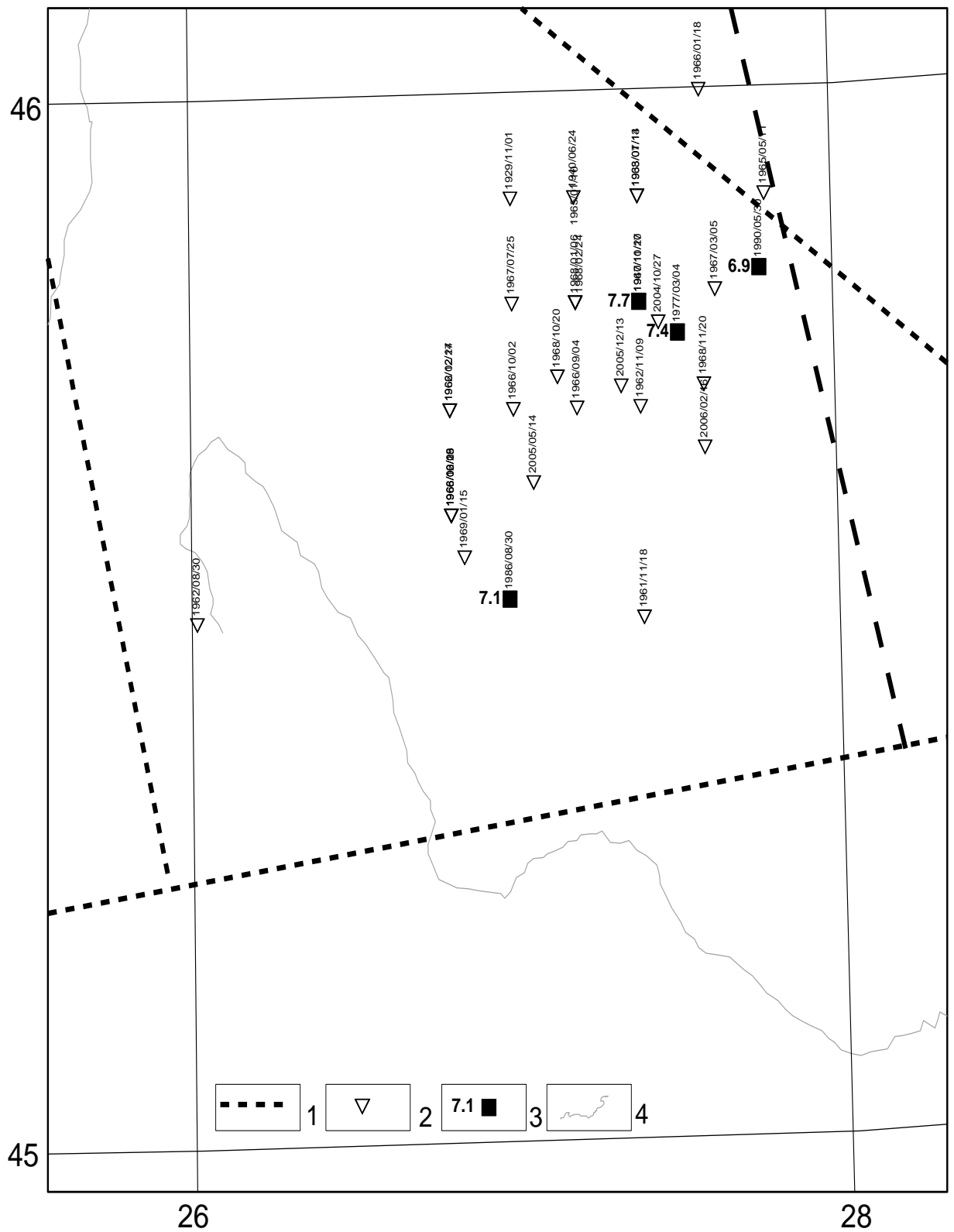


Fig.3.38 Localizarea epicentrelor evenimentelor analizate ( 1. margine de placa, 2.epicentre, 3. Evenimente cu  $M \geq 7$ , 4. râuri) (după Beșuțiu et al, 2009).

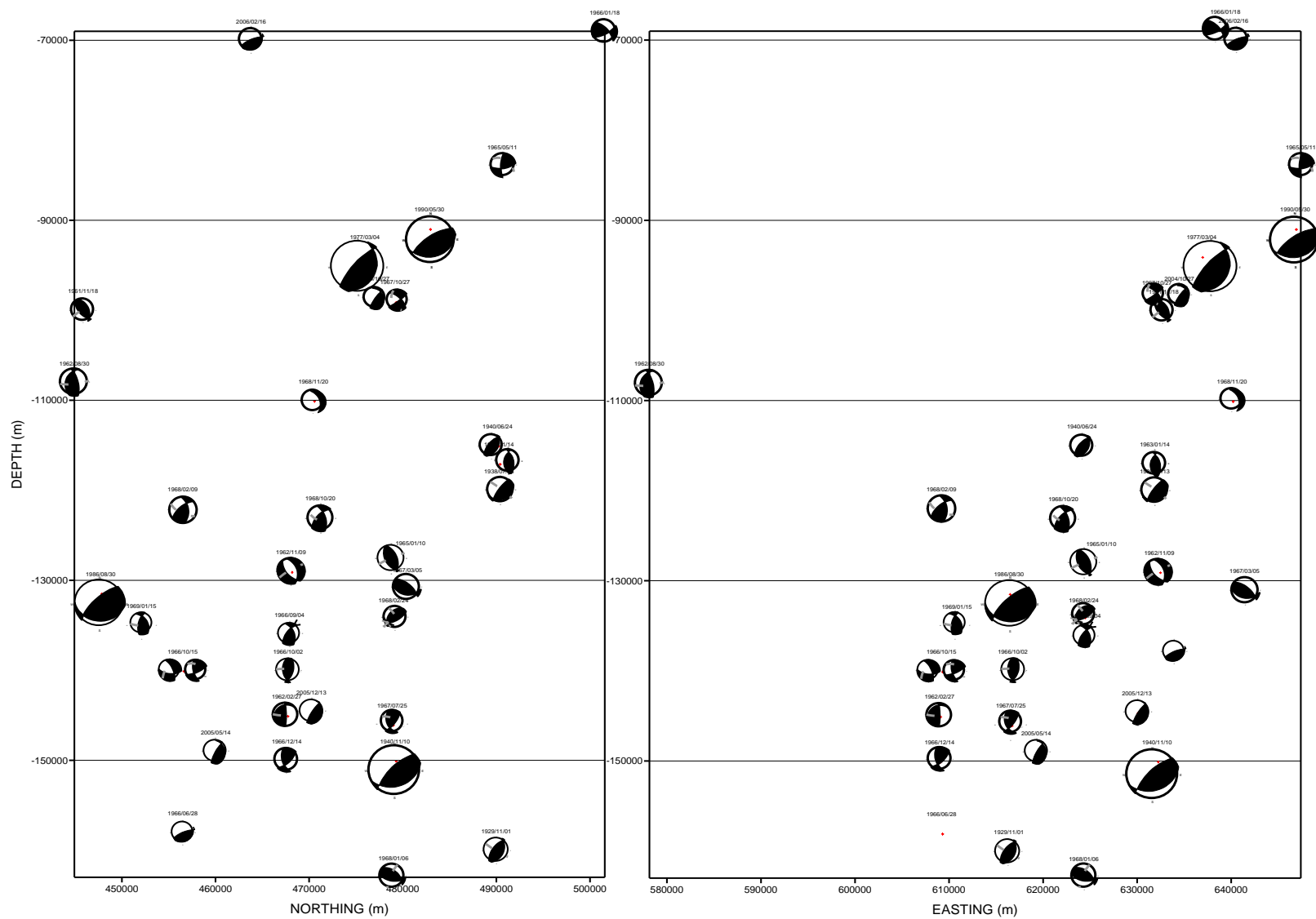


Fig. 3.39 Sinteza mecanismelor focale ale evenimentelor seismice din figura anterioară, proiectate pe două planuri ( N-S, și E-V)

Pentru a **concluziona** :

Din **punct de vedere spațial** se remarcă următoarele caracteristici:

- Cutremurele intermediare vrâncene se produc în mediu intra-continental,
- Geometria volumului hipocentral este particulară, având forma unei coloane alungite pe verticală, și cu extindere mică pe orizontală,
- O distribuție neuniformă a seismicității în adâncime, cu maxime ale numărului de cutremure la 90, 130 și 150 km,
- O creștere a magnitudinii cu adâncimea,
- O creștere a energiei eliberate cu adâncimea,
- O grupare a activității seismice în două (cu limita la 100, 110 sau 120 km) sau trei domenii majore (cu limite la 90 și 150 km) în funcție de diverși autori,
- O migrare a activității seismice în adâncime pe direcție NE-SV cu excepția celui mai adânc segment pentru care se remarcă o ușoară deviere spre vest față de segmentul superior,

Din **punct de vedere temporal** se remarcă :

- Persistența în timp a activității seismice ceea ce indică existența unei zone geodinamic active,
- Frecvența mare a șocurilor puternice într-o arie atât de redusă ( 2-3 șocuri cu  $M_w > 7.0$  pe secol),

Din **punct de vedere al mecanismelor focale**:

- Mecanismele focale dominate pentru cele mai puternice cutremure intermediare vrâncene indică axe T dominant verticale și axe P dominant orizontale,
- Pe ansamblu regiunea Vrancea se reamarcă printr-un mix de evenimente compressive și extensionale, cu planurile focale având diferite direcții ceea ce poate fi pus pe seama posibilității coexistenței mai multe procese fizice, geodinamice și reologice, fiecare acționând la diverse scări de timp și spațiu (scufundare gravitațională, tranziții de faze și deshidratări ale rocilor (Ismail-Zadeh et al., 1998, 1999), acomodări termo-barice (Besutiu, 2006) etc.

## 4. COMPARAREA MODELELOR TECTONICE SI GEODINAMICE PENTRU ZONA VRANCEA

Ideea existenței unui contact convergent în zona Carpaților Orientali, chiar dacă noțiunea de subducție nu fusese definită încă, apare pentru prima oară în lucrările lui Mrazec (1914) în viziunea căruia marginea Platformei Podolice cădea în trepte spre VSV, cădere însoțită de scufundări și migrare a axului geosinclinalului spre exterior. Subîmpingerea cauzată de acest proces a fost în opinia lui Mrazec unul dintre factorii principali ai cutării catenei carpatice. Printre adepții acestei idei se numără și alți geologi români (ex. Murgoci).

Înscriindu-se în tendința generală de explicare a proceselor geodinamice prin prisma **conceptelor tectonicii globale**, se remarcă, de-a lungul timpului, și în România, interesul cercetătorilor din domeniul geostiintelor de a ilustra modele litosferice, în acord cu această teorie. Modelele elaborate se încadrează în două categorii distincte: o categorie bazată pe informații **geologice** și o alta bazată pe informații preponderant **geofizice**.

În prima categorie pot fi amintite modelele elaborate de Rădulescu și Săndulescu, 1973 ; Bleahu et al., 1973 ; Herz și Savu, 1974 etc. În cea de-a doua categorie pot fi amintite modelele propuse de Roman (1970, 1973), Constantinescu et al. (1973,1976), Airinei (1977), Polonic (1996); Zugrăvescu și Polonic (1997), Besuțiu, (2001).

### 4.1. MODELE FUNDAMENTATE EXCLUSIV PE ELEMENTE GEOLOGICE

#### 4.1.1. MODELUL RĂDULESCU ȘI SĂNDULESCU (1973)

Principala observație de la care pleacă autorii acestui model este aceea a existenței a două benzi, aproximativ paralele, de roci bazice și ultra-bazice, prima în Carpații Orientali și cea de-a doua în Munții Apuseni. Bazându-se pe vârstele rocilor eruptive, autorii acestui model au presupus formarea, pe marginea sud-vestică a continentului eurasiatic a **două rifturi** în Triasic, care au evoluat conducând la formarea a două bazine intra-continentale cu fund de tip oceanic. Primul bazin s-a



aflat în aria Carpaților Orientali, în timp ce cel de-al doilea în arealul Munților Apuseni.

Începând cu Cretacicul mediu, are loc un proces de inversie care se soldează cu închiderea acestor bazine. Are astfel loc prima deformare mecanică importantă din regiune.

Dacă, în opinia autorilor, bazinul vestic s-a închis în principal prin *deformări mecanice* (rocile bazice, împreună cu cele sedimentare fiind ejectate bilateral) și doar subordonat prin subducție, în bazinul estic *procesul de subducție* este principalul mecanism, fiind contemporan cu apropierea blocurilor crustale. Aliniamentele de roci bazice și ultrabazice reprezintă resturi ale fundului bazinelor oceanice, rocile intermediare (banatitele) sunt rezultatul unor magme initial bazice, dar contaminate în timpul traversării crustei continentale, iar vulcanismul neogen este produs de magmele de compoziție mixtă, oceanică și sialică, formate în zonele adânci prin retopirea rocilor din fruntea plăcilor subduse.

Aceleași ipoteze sunt reluate ulterior, în lucrarea lui Rădulescu et al. (1976).

#### 4.1.2. MODELUL BLEAHU ET AL., 1973

Ipoteza de la care pleacă autorii acestui modelul este aceea că evoluția teritoriului carpatic s-a produs înainte și după Miocen în cadrul unor zone cu caracteristici structurale asemănătoare **arcurilor insulare**: fund oceanic, fosă oceanică, arc cutat, arc magmatic dominant calc-alkalin, bazin retro-arc și țarm continental.

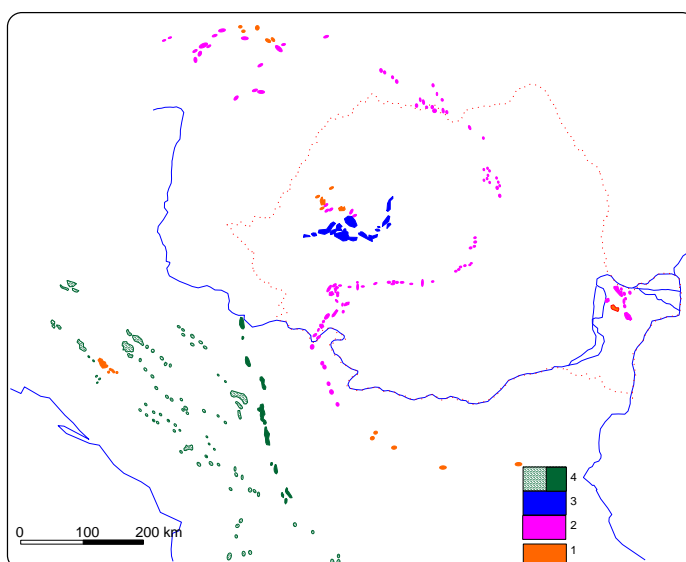
În cadrul acestui model, partea sud-vestică a Platformei Moldovenești expune țarmul continental, limita sa externă fiind corespunzătoare fostei fosse, urmată de arcul muntos cutat, la interiorul căruia se găsesc masivele cristalino-mezozoice, arcul calc-alkalin cu bazalte alcaline cuaternare și bazinele marginale interarc – Bazinul Transilvan și retro-arc – Bazinul Pannonic. Modelul admite, în spiritul tectonicii plăcilor, că arcul carpatic face parte din sistemul de arcuri alpine și că ansamblul este rezultatul coliziunii între un arc insular și continent. Singurele elemente ale arcului insular care mai pot fi recunoscute în prezent sunt: arcul magmatic și bazinele

retroarc. Fundul oceanic din partea exterioară a arcului fiind distrus în subducție face ca azi să poate fi văzută doar partea continentală a plăcii care a determinat coliziunea. Fosa oceanică, umplută cu sedimente, s-ar reflecta în anomalia gravimetrică de minim regional. Arcul magmatic format din benzi de roci calc-alkaline mio-pliocene și mai vechi ar fi situat între arcul cutat și bazinele retroarc.

Sucesiunea temporală a proceselor imaginate de autorii acestui model începe cu subducția crustei primare oceanice aflate între continente. Subducția s-ar fi realizat până la adâncimi de 130-180 km, unde, prin topiri s-a produs magma calc-alkalină care a erupt în spatele arcului carpatic cutat, formând arcul magmatic. Ca urmare a continuării subducției s-a produs o extensie locală în bazinul retroarc transilvan, extensie însoțită de erupții magmatice bazaltice. În același timp a fost activată subducția din Munții Apuseni. Modelul a suferit ulterior modificări (Ianovici et al,1976).

#### 4.1.3. MODELUL HERZ ȘI SAVU ( 1974)

Modelul pornește de la prezența unor centuri ofiolitice, legate de de existența unor margini de placă (fig.4.1).



**Fig.4.1. Prezența centurilor de ofiolite și alte roci magmatice în Balkani (după Herz și Savu,1974)**  
1. roci calc-alkaline; Ophiolite; 2. Triasic mediu; 4. Jurassic-Cretacic Inferior; 4 Mezozoic

Autorii privesc evoluția evenimentelor de tectonică a teritoriului României în contextul mai larg al evoluției Oceanului Tethys, în arealul căruia se admite existența tranzitorie a opt microplăci, fragmente pe contactul activ între Eurasia și Africa. Oceanul Tethys a început să se închidă odată cu deschiderea Atlanticului, iar centurile asociate de vulcanism acid și intermediar, însoțite de focare seismice adânci, reprezintă zone active de subducție a plăcilor oceanice.

Pe teritoriul României orogenul carpatic este flancat de două zone platformice (Platforma Moldovenească și Platforma Moesică) și înconjoară nucleeele rigide ale bazinului transilvan și bazinului pannonic.

În viziunea autorilor, până în Precambrianul târziu ambele platforme menționate erau sudate și constituiau părți ale continental arhaic – carelian. De la acest moment începe o evoluție independentă, care durează până în Paleozoic. În Triasicul mediu, în Carpații Orientali și în Dobrogea apar roci bazice aparținând unei centuri produse de o distensie importantă care se întindea între Carpați și Caucaz. Ca urmare, apare Oceanul Siret, care la începutul Cretacicului ocupa întregul spațiu dintre Platforma Moldovenească și Panonia. Extensia se transformă în convergență în Cretacicul inferior, microplăcile schimbându-și sensul de mișcare și producând o subducție generală în regiunea carpatică. La finele Cretacicului, fundul Oceanului Siret era subdus complet, dispărând progresiv sub placa Panonică, iar blocul dinarid începe procesul de subducție sub Moezia. Încep să se formeze structuri în pânze și să activeze un vulcanism sialic între Moezia și Panonia, între Oceanele Tethys și Panonia și între Panonia și Oceanul Siret. În ceea ce privește compartimentul Munților Apuseni, autorii susțin că acesta a fost transportat, câteva sute de kilometri dinspre vest spre est, datorită sistemului de expansiune al Dinarizilor, în lungul unor falii de transformare, suportând concomitent și o mișcare de rotație față de poziția lor originală.

Banatitele din vestul României s-au dezvoltat în Paleogen, ca rezultat al convergenței dintre plăcile Rodope și Moezia. În acest timp placa Tethys este în continuare subdusă sub placa Moezia, fiind urmată de o coliziune continentală între Moezia și Panonia, care a dus la formarea Carpaților Meridionali. Toate evenimentele ulterioare sunt dominate de vulcanismul neogen și depunerea molasei, caracteristice fazelor de sfârșit ale subducției și coliziunii.

## 4.2. MODELE FUNDAMENTATE PE ELEMENTE GEOFIZICE

În decursul timpului, structura crustei din România a fost obiectul a numeroase studii geofizice, la început în principal gravimetrice (Botezatu, 1959, Socolescu et al., 1964, Petrescu și Radu, 1965; Airinei, 1966) pentru ca ulterior Constantinescu et al. (1967) să coreleze studiile gravimetrice cu cele seismologice.

Prima încercare de aplicare a conceptului tectonicii plăcilor pentru teritoriul României îi aparține lui Roman (1970) cu revenirile ulterioare (1971, 1973). Bazându-se în principal pe date seismologice din regiunea Vrancea, dar și pe alte observații cum ar fi : prezența unor volume mari de andezite, structura crustală, anomaliile Bouguer negative, fluxul termic mare (fig.4.2), autorul susține ideea seismicității din regiunea Vrancea ca o consecință a coliziunii cu Placa Mării Negre, și anume a subducerii, cu o viteză de aproximativ 1.6 cm/ an a unei părți litosferice a acesteia.

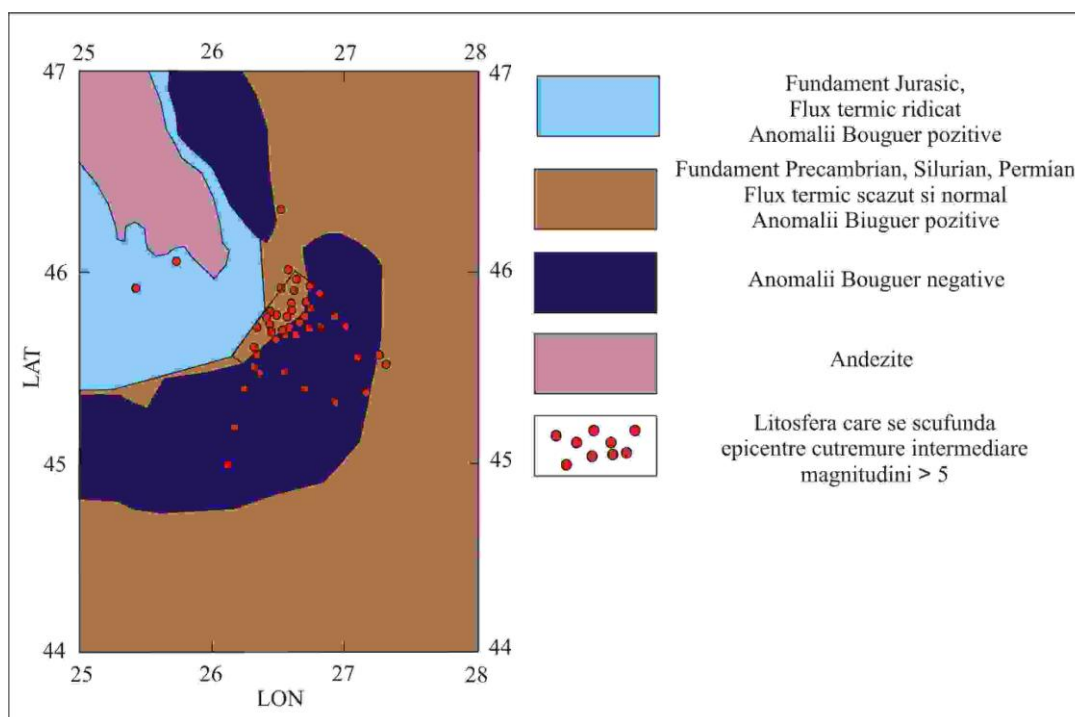
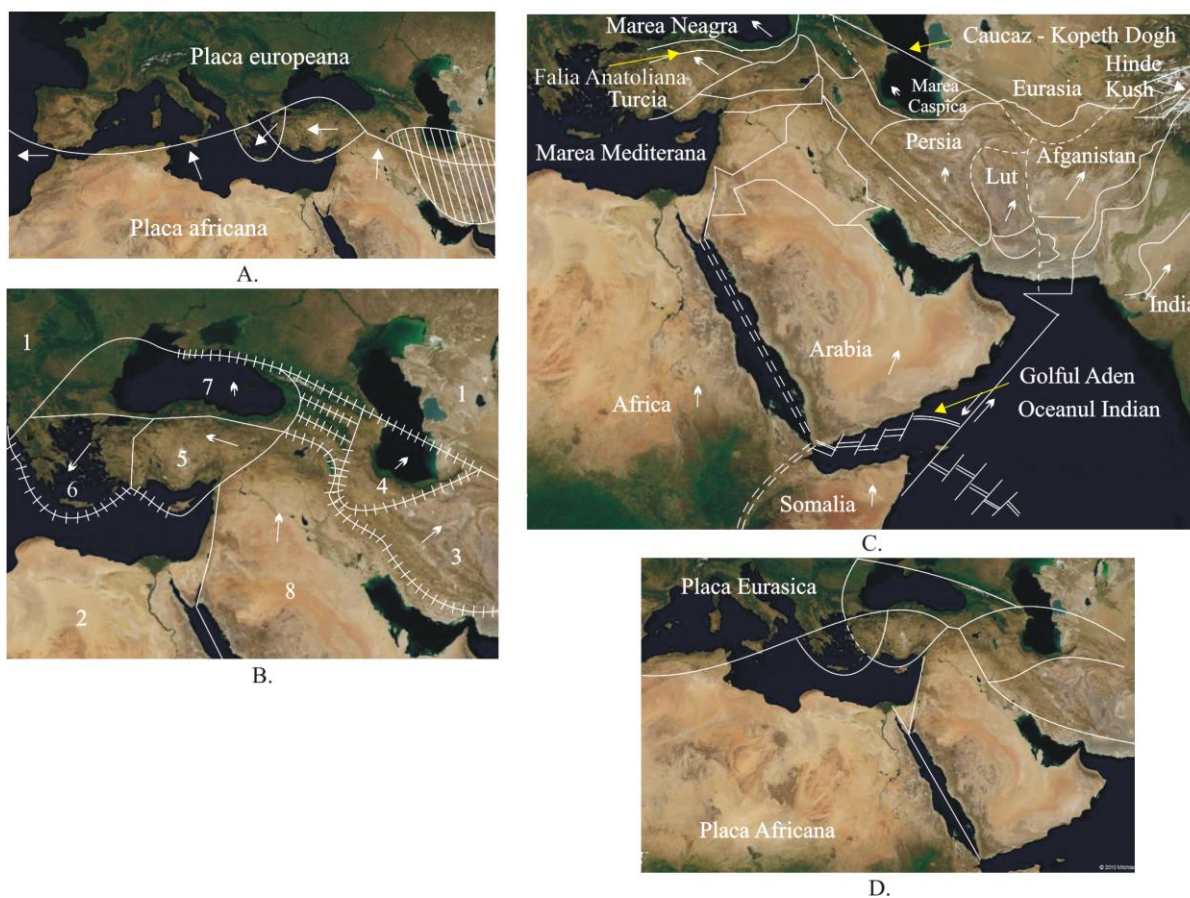


Fig.4.2 Argumente aduse în favoarea coliziunii urmată de subucția a plăcii Mării Negre (după Roman, 1973)

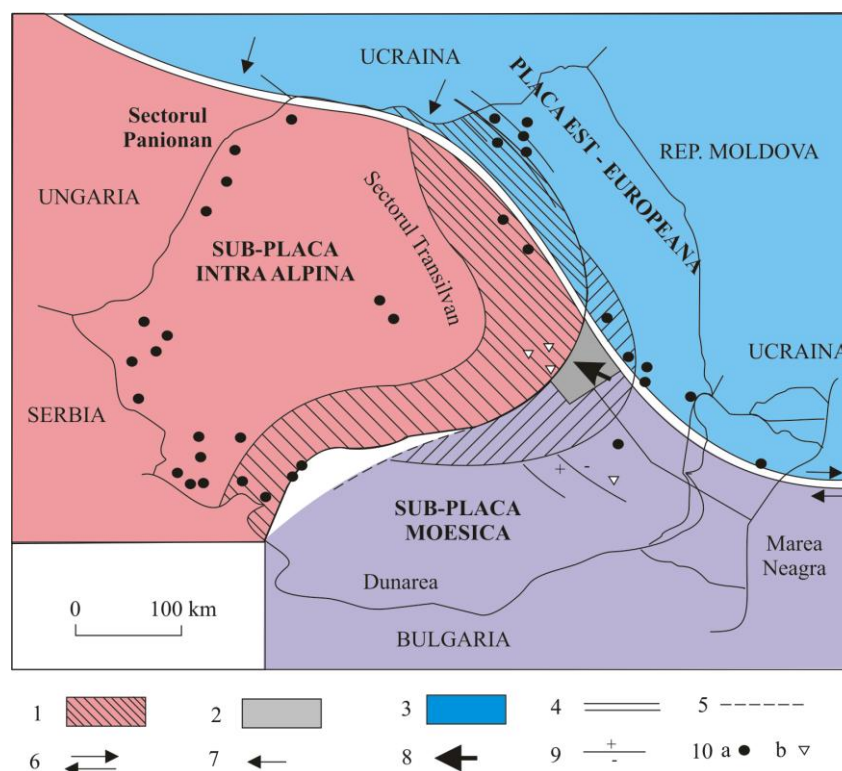
Existența Plăcii Mării Negre este menționată în lucrările lui Mc.Kenzie (1972) și Nowroozi (1972). Reprezentările cuprinse în figura 4.3 demonstrează rapiditatea cu care marginile de plăci erau modificate, de la un an la altul, sau chiar faptul că doi

autori, în același timp, nu numai că trasează marginile de plăci fundamental diferit, dar schițează chiar vectorii de deplasare ai acestor plăci în direcții cu totul diferite.



**Fig.4.3** Prezentarea concepțiilor vremii legate de prezenta plăcii Marii Negre dar și rapiditatea cu care marginile și vitezele de plăci erau modificate A. McKenzie, D.P, Nature 226,239(1970), B. McKenzie D.P., Geophys.J.Roy.astr.Soc., 30, 109 (1972), C. Nowroozi, N.N., Bull.Seism.Soc.Am., 62, 883 (1972), Roman, C., Mem.,12thEurop Seismol.Congr., 101, 37(1971) (după Roman, 1973)

La numai câțiva ani distanță și după mai multe lucrări pregătitoare (Constantinescu et al., 1972,1973), este realizat un alt model de integrare a teritoriului României în conceptul tectonicii plăcilor (fig.4.4), model fundamentat în principal pe informații geofizice (seismice) privind structura crustei terestre, rezultatele fiind coroborate cu cele de același tip din țările vecine (Constantinescu et al., 1976)



**Fig.4.4. Delimitarea plăcilor tectonice pe teritoriul României (după Constantinescu et al., 1976)**

**1.** centura orogenului Carpatic; **2.** depresiunea Focșani – Odobești; **4.** – zona avanfossei carpatice cu structuri cutate; **4-** limită placă - sub-placă; **5** – limită subplacă – subplacă; **6** – direcția de deplasare; **7-** subducție neogenă frânată; **8** – subducție activă; **9** – fractură crustală intra-placă; **10 a** – hipocentru în crustă și **b** – hipocentru în manta.

Pe baza datelor geofizice, autorii postulează existența a trei plăci/subplăci principale (placa Est-Europeană-EEP, microplaca Moesică –MoP și microplaca Intra-alpina cu sectoarele Panonic și Transilvan) fiecare dintre ele reprezentând un aglomerat de plăci mai vechi în stadii diferite de sudare așa cum luau în considerare diverși autori (Rădulescu și Săndulescu, 1973, Bleahu et al., 1973). Marginea plăcii Est-Europene este trasată de către autori pe teritoriul României, pe direcție NW-SE. De-a lungul sau are loc o micșorare a grosimii crustei continentale, fie abruptă, fie în trepte. Diferența de grosime a crustei înregistrată în lungul marginii de placă Est-Europene crește dinspre Marea Neagră spre Carpații ucrainieni, pentru ca spre vest de aceștia să descrească din nou.

Caracteristicile geologice ale contactului variaza de la încălecări scurte în SE spre pânze importante în NW, un indiciu clar, în opinia autorilor în ceea ce privește intensitatea variabilă a procesului de subducție în istoria geologică.

Contactul dintre subplăcile moesică și intra-alpină prezenta în opinia autorilor, în regiunea triconfină Vrancea, relații clare de subducție activă, relații

estompate spre vest unde se presupunea sudarea celor două plăci deși nu cu un comportament monolitic, ci cu mișcări relative între blocurile care le compuneau. Dovada în opinia autorilor consta în prezența, spre deosebire de Vrancea unde se produceau cutremure intermediare, a unor cutremure superficiale de-a lungul unor falii intracrustale minore.

Legat de modelele anterioare și declarat de autorul lui ca fiind „deschis fie pentru îmbunătățirea conținutului lui informațional, fie pentru modele noi, mai cuprinzătoare și mai bogate în conținut”, modelul lui Airinei (1977) a fost construit în principal pe baza distribuției anomaliilor gravimetrice regionale, de maxim și de minim evidențiate de harta anomaliilor Bouguer, coroborate cu celelalte tipuri de date geofizice. Pornind de la ideea că anomaliile de maxim reflectă segmente litosferice, iar cele de minim, limitele dintre ele, Airinei separă pe teritoriul României patru segmente litosferice (fig. 4.5): trei la exteriorul catenei carpatice (extremitatea SV a plăcii Esteuropene numită și Euroasiatică, extremitatea de VNV a microplăcii Mării Negre și partea nordică a microplăcii Moesice) și unul în interiorul ei (segmentul estic al microplăcii interalpine).

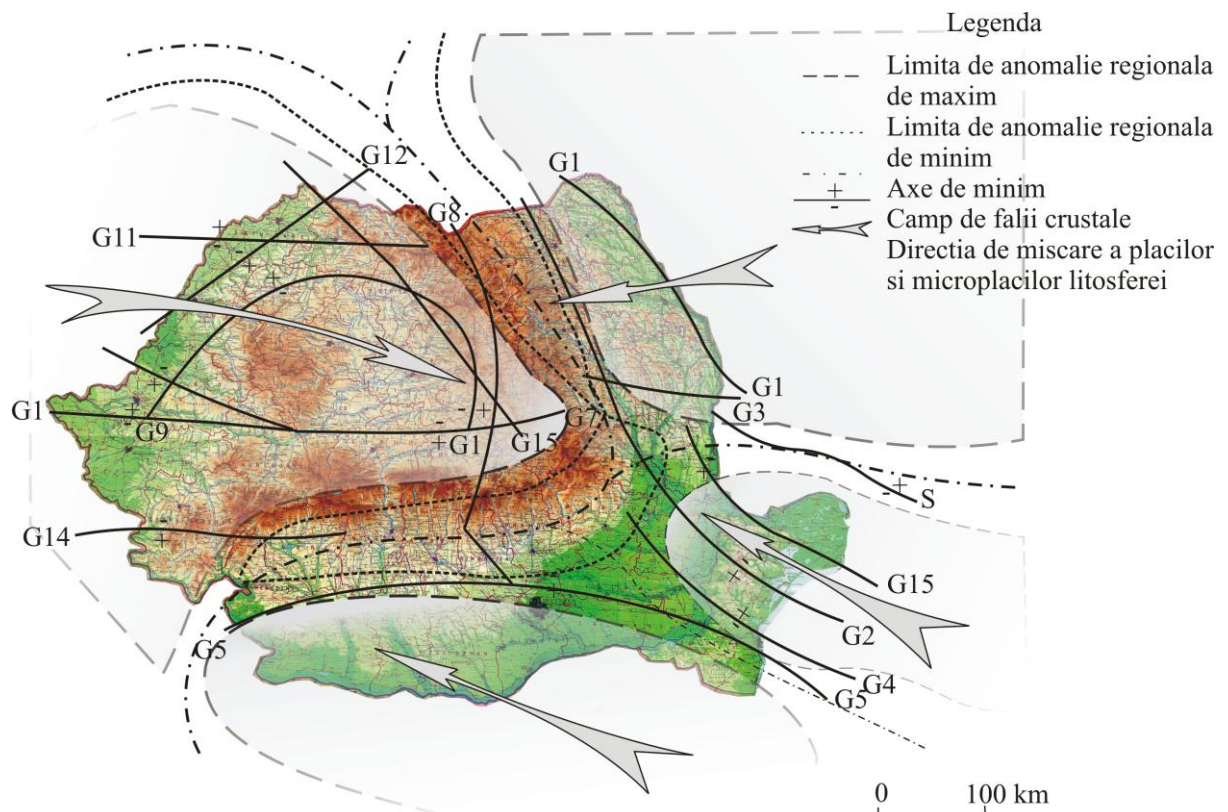


Fig.4.5 Modelul cu patru plăci tectonice (după Airinei, 1977)

Direcțiile de mișcare ale acestor plăci sunt reprezentate prin săgeți. În opinia autorului, raporturile dintre aceste segmente litosferice erau după cum urmează:

- Placa Est-Europeana continua să aibă o mișcare de subducție sub aglomeratul de microplăci interalpin într-un ritm foarte lent în segmentul nordic în timp ce în regiunea de curbură a Carpaților Orientali, sub influența înaintării mai rapide a microplăcii Mării Negre, acest ritm este intens,

- între plăcile Est-Europeana și Mării Negre, respectiv Mării Negre și Moesică există raporturi de frecare și comprimare, microplaca Moesică părand a se deplasa aproape paralel și în același sens cu micro-placa Mării Negre (ESE-VNV),

- microplaca Moesică este considerată a aluneca pe sub Carpații Meridionali, pe care îi supune la compresiuni diferențiate, valoarea maximă a compresiunii fiind în sectorul de curbură a Porților de Fier,

- viteza de deplasare a microplăcii Mării Negre este mai mare decât a plăcii Est-Europene și microplăcii Moesice, fapt sugerat, în opinia autorului de seismicitatea mai ridicată din lungul zonelor care le separă,

- Între microplăcile Intra-alpină și Mării Negre un proces activ de subducție, microplaca Mării Negre afundându-se sub microplaca inter-alpină, în lungul unui plan de subducție de tip Benioff.

Modelele mai recente (Polonic,1996; Zugarăvescu și Polonic, 1997) revin la ipoteza existenței a trei plăci tectonice pe teritoriul României ( fig.4.6 și 4.7)



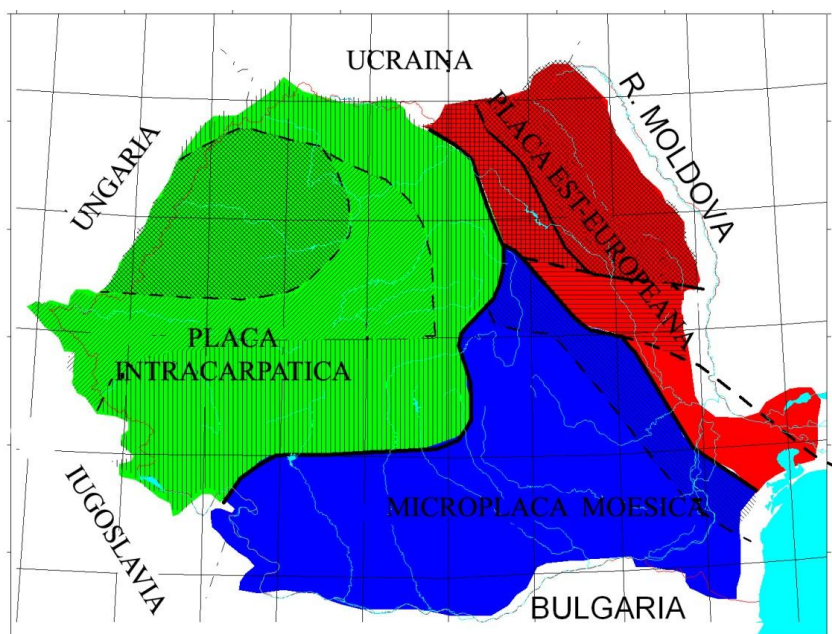


Fig. 4.6 Model cu 3 placi tectonice pe teritoriul României (după Polonic, 1996).

Marginea de NE a Microplăcii Moesice este de Polonic, 1996 plasată pe linia Peceaneaga-Camena, iar marginea de vest a Plăcii Est-Europene este plasată pe un aliniament tectonic ce trece pe la vest de Gheorghieni.

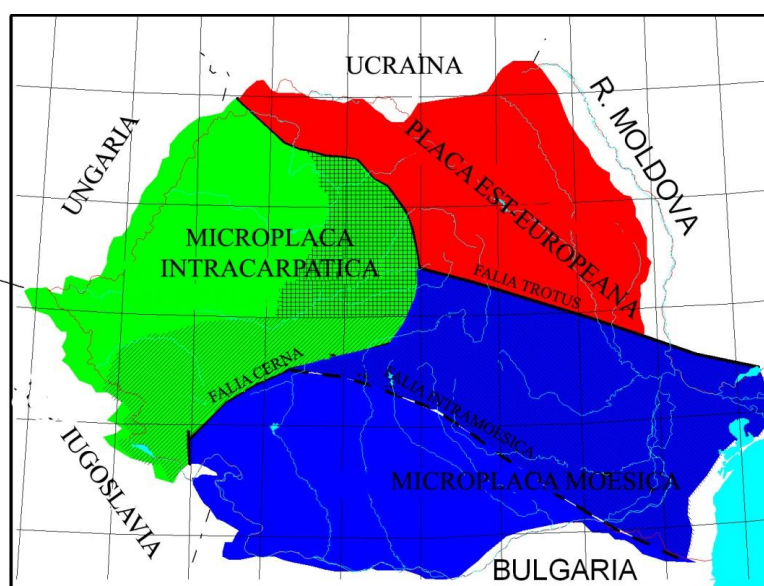


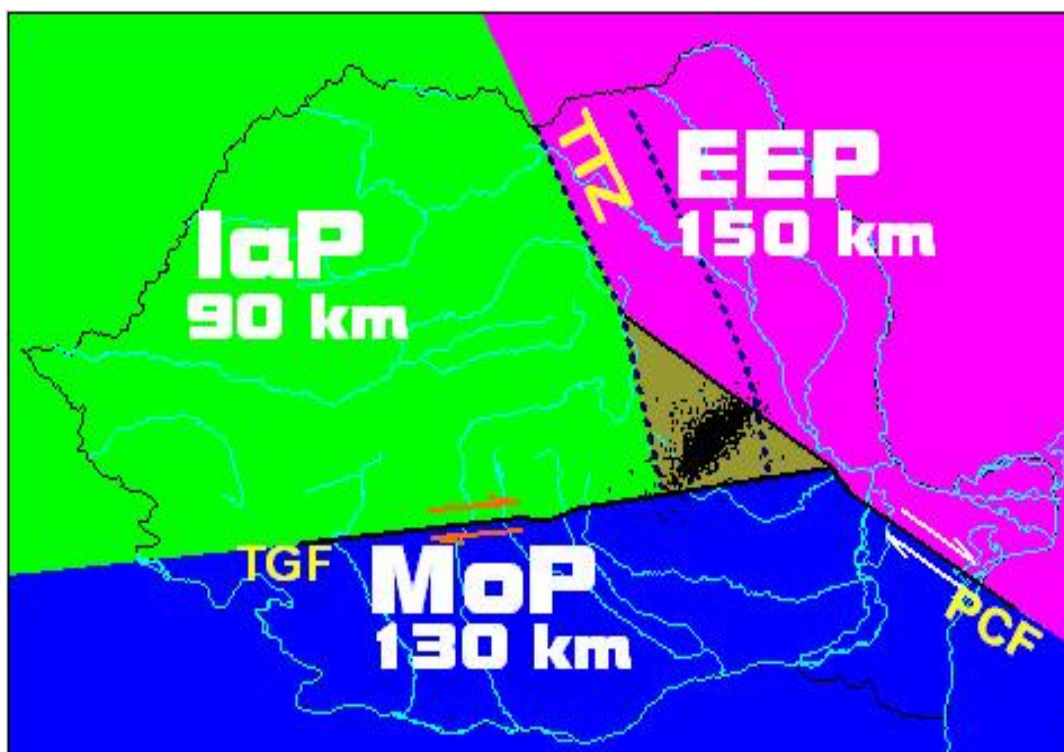
Fig.4.7 Plăci tectonice pe teritoriul României (după Zugrăvescu și Polonic, 1997).

Într-o variantă ulterioară (Zugrăvescu și Polonic, 1997), marginea de NE a Microplăcii Moesice devine linia Troțușului, iar marginea vestică a Plăcii Est Europene se mută dincolo de lanțul vulcanismului Neogen (Oaș-Gutâi).

Spre deosebire de modelele prezentate anterior, în care limitele plăcilor sunt

mai mult postulate decât documentate, unul din modelele recente (Besuțiu, 2001) încearcă o delimitare bazată pe argumente geofizice, dintre care un rol important îl au sondajele magneto-telurice (Stănică et al., 1986) care au stabilit o variație laterală neobișnuită a grosimii litosferei de pe teritoriul României: aproximativ 150 km în Platforma Est-Europeană, 120-130 km în Platforma Moesică și 80-90 km în Depresiunea Transilvaniei. În zona Vrancea adâncimea la astenosferă depășește 200 km. Aceste date sunt considerate argumente în sprijinul existenței pe teritoriul României a 3 compartimente litosferice distincte. Autorul reia modelul lui Constantinescu (1976), redefinind, de data aceasta documentat, contururile microplăcilor postulate anterior (fig.4.8). Cele trei plăci / microplăci definite sunt: Placa Est-Europeană (EEP), Microplaca Moesică (MoP), Microplaca Intra-alpină (IaP), iar contactele dintre ele ar fi: (i) Falia Peceneaga –Camena (PCF), contact de natură transcurentă care separă MoP de EEP, (ii) Falia Trans-Getică (TGF), contact transcurent care separă MoP de IaP și (iii) Zona compresională Tornquist- Teisseyre (TTZ), care separă IaP de EEP.

Pentru zona Vrancea este postulată posibilă existența a unei triple-joncțiuni instabile care coboară astenosfera în raport cu compartimentele învecinate.



**Fig.4.8** Grosimea litosferei și model al plăcilor tectonice de pe teritoriul României (Besuțiu, 2001)

#### 4.4. MODELE PRIVIND CONTEXTUL GEODINAMIC AL FORMĂRII LANȚULUI CARPATIC

Formarea Carpaților, ca parte a lanțului Alpino-Himalayan, este legată de dinamica domeniului Tethysian. De-a lungul ultimilor 25 de ani acesta a făcut obiectul a numeroase tentative de paleoreconstrucții alternative, de multe ori contradictorii și controversate. Punctul de pornire comun al acestora îl reprezintă, totuși, ideea lui Suess (1901) a existenței oceanului Tethys. Închiderea sa în perioada Mezozoic superior – Terțiar ar fi dus la formarea centurii Alpino-Himalayene. O trecere în revistă a principalelor direcții de abordare privind paleoreconstrucțiile domeniului Tethysian este realizată de Dabovski (2006). Astfel acesta amintește o primă direcție de abordare în care se pornește de la premiza existenței unui singur domeniu marin Tethys (ex. Ricou, 1994) – un ocean închis, mezozoic, cu o dispunere pe direcție paralel ecuatorială. Acest ocean separa domeniile continentale nordice de cele sudice. Deschis la sfârșitul Permianului și începutul Triasicului, prin spargerea continentului Pangeea, el atinge maximul dezvoltării sale în timpul Cretacicului inferior, separând în acea perioadă Gondwana de Laurasia. Închiderea sa se produce la sfârșitul Eocenului, orogenul Alpino –Himalayan reprezentând zona de sutură a unui ocean închis.

O a doua de tendință de abordare (Stöcklin, 1974, Sengör, 1979, 1984, Sengör și Yilmaz, 1981) este aceea a existenței a două domenii oceanice tethysiene. Primul dintre ele (Paleotethys) s-a deschis în timpul orogenezei hercinice și s-a închis în Triasic –Jurasic inferior ca rezultat al driftului spre nord al unui fragment continental îngust aparținând Gondwanei (așa numitul continent Cimmerian). În urma rotației acestui fragment, în sens invers orar, în jurul unui pol aflat în aria carpatică actuală s-a produs deschiderea unuia sau mai multor bazine oceanice în sud, pe marginea Gondwanei, cunoscute sub numele generic de Neotethys. Neotethysul s-a deschis, deci, în timpul Triasicului, închiderea sa continuând și azi. În timpul închiderii acestor două bazine oceanice, cel puțin din Permian, subducția s-a realizat în principal sau chiar în totalitate spre nord. Ca urmare Sengör propune ideea conform căreia lanțul Alpino-Himalayan (numit de el Tethyside) este compus din două orogene

independente suprapuse – Cimmeridele, ca rezultat al închiderii Paleotethysului și Alpidale rezultate în timpul procesului de închidere a Neotethysului.

Una dintre cele mai recente abordări, bazată pe studii pluridisciplinare (Ziegler et al., 2001, Stampfli et al., 2001, Stampfli și Borel, 2004) postulează ideea conform căreia configurația actuală a regiunii Mediteraneene este rezultatul deschiderii și consumării ulterioare a crustei a două bazine oceanice (Paleotethys și Neotethys) și unor bazine back-arc mai mici în spatele zonelor de subducție ale acestora.

Evoluția acestora se produce în condițiile unui regim de convergență continuă între plăcile Eurasiatică și African-Arabică. Închiderea acestor domenii oceanice produce un sistem de lanțuri orogenice caracterizate de condiții tectonice, etape de deformare și arhitectură internă distincte. Din acest punct de vedere lanțul alpino-carpatic nu poate fi considerat ca rezultat al unui singur ciclu orogenic alpin ci al unor evenimente tectonice diferite, care s-au produs din Triasic și până în cuaternar.

Carpații Orientali, zona spre care se îndreaptă atenția în prezentul studiu sunt parte a centurii orogenice Alpino-Carpatice, și rezultatul coliziunii mai multor microplăci cu marginea Est-Europeană în timpul închiderii fostului Ocean Tethys (Dercourt et al., 1993; Csontos, 1995; Channell and Kozur, 1997; Stampfli et al., 1998; Linzer et al., 1998; Neugebauer et al., 2001).

Sintetizând rezultatele studiilor geologice și geofizice întreprinse de-a lungul timpului de Balla, (1987); Ratschbacher et al., (1991); Csontos et al., (1992), Horvath, (1993); Royden, (1993); Csontos, (1995); Nemčok et al., (1998); Fodor et al., (1999); Huismans et al., (2001); Sperner et al., (2002), Seghedi (2005) propun un scenariu de formare a lanțului carpatic, în timpul Terțiarului ca rezultat al subducției spre vest a unui bazin închis înconjurat la nord și la est de placa Est-Europeană și la sud de placa Moesica și ulterior al coliziunii a două fragmente continentale (Alcapan și Tisia) cu forlandul European. Blocul continental Tisia este întâlnit în alte lucrări și sub denumirile Tisza-Dacia (Csontos et al., 1992), respectiv Tisia Getia (Seghedi et al., 1998). Geometria regiunii se presupune că păstrează forma continentului Est-european pre-existent (Zweigle, 1997).

Vârstele deformărilor care au determinat șariera pânzelor Carpaților peste forland, coincid cu momentul coliziunii și sunt din ce în ce mai mici, pe măsură

avansării coliziunii spre sud de-a lungul lanțului carpatic. Astfel în cadrul segmentului vestic (fig.2.4.) vârsta coliziunii este Karpatiană (aproximativ 17 Ma), pentru ca pentru segmentele centrale și sud estice vârstele să fie badenian-sarmatian (16.5-12 Ma) respectiv Sarmatian (13-11 Ma) (Seghedi, 2005 citându-i pe Royden et al.,1982 și Săndulescu, 1988). Royden et al., 1982, Csontos et al., 1992, Meulenkamp et al., 1996 recunosc existența unei progresii a defomărilor de-a lungul sistemului de pânze de la vest către est.

Din Eocen și până în Miocen Inferior (33-24 Ma) au avut loc importante procese de compresie pe direcție NNE-SSV, însoțite de procese de extensie ESE-VNV. În acest interval blocurile din interiorul ariei intracarpatică erau deja asamblate (Sperner et al., 2002). În Miocenul mediu (24- 16.5 Ma) tectonica regiunii a fost dominată de o translație spre E și de rotații concomitente, dar de sensuri opuse ale blocurilor ALCAPA și Tisia, coliziunea lor cu continentul European și inițierea unui regim de tip strike-slip de-a lungul marginii nordice a blocului Alcapa. Rotațiile în sensuri opuse au avut loc la finele acestui interval (Pătrașcu et al., 1994, Panaiotu, 1998 etc.)

Lucrările privind reconstituirile tectonice din aria Carpato-Pannonică citează atunci când este vorba despre forțele tectonice responsabile de compresia din aria respectivă mai multe opinii:

- a. extruzia blocurilor crustale în spațiul liber din aria Intracarpatică datorită proceselor de convergență din zonă (Ratschbacher et al., 1991) sau extruziei laterale și rotației locale ale blocului Alcapa, acompaniat de rotația în sens invers acelor de ceasornic a câtorva blocuri tectonice, mărginite de sisteme de fracturi (Sperner et.al, 2001)
- b. procesele de tip „slab-pull” ce au determinat la rândul lor alte procese, de „roll-back”a plăcii subduse de-a lungul zonei de subducție a Carpaților (Royden, 1993)
- c. convergența orientată spre NW a Plăcii Adriatice (Linzer et al., 1998, Fodor et al., 1999)

d. fluxul astenosferic direcționat spre est, care a determinat rotirea zonei de subducție, concomitent cu o mișcare de translație a plăcilor litosferice (Doglioni et al., 1999).

În Miocenul inferior forțele de compresie din aria Carpat-Pannonică au determinat procese de contractare în partea de nord a Carpaților Externi și inițierea unei extensii de tip back-arc în Bazinul Pannonic (Royden, 1988).

În Miocenul Mediu (16.5 – 11 Ma) se produce o schimbare în direcția de migrare a depocentrelor de tip foredeep (Meulenkamp et al., 1996) ( fig.2.2.2) și are loc coliziunea Tisiei cu placa Est-Europeană. Între 16.5-14 Ma, partea centrală a bazinului Pannonic este afectată de o extensie pe direcție E-V ceea ce a condus la subțiere crustei continentale și are loc o rotație rapidă ( $\sim 70^\circ$ ) în sensul acelor de ceasornic a Tisiei ( între 14.5-12 Ma) ( Panaiotu, 1999). În ceea ce privește rotația blocului ALCAPA, doar partea de NE a acestuia (blocul Zemplin) a fost afectată de o rotație rigidă (între 14 și 12 Ma) în sensul opus acelor de ceasornic între  $50^\circ$  și  $20^\circ$  (Panaiotu, 1998, Marton et al., 2000). Magmatismul post-colizional generat în timpul miocenului ca urmare a convergenței blocurilor intra-alpine cu placa Est Europeană a dat naștere celui mai important lanț vulcanic din Europa, lanțul vulcanic din Carpați. Arcul vulcanic dintre Călimani și Harghita a fost format între 10 și 0.3 Ma și reprezintă o migrație a activității vulcanice în lungul arcului (Pecskay et al., 1995a,b). Extensiile back-arc din aria intracarpatică/bazinul Pannonic sunt responsabile de vulcanismul calc-alkalin din aria Munților Apuseni (Csontos 1995, Nemcok et al, 1998). Royden, 1988 explică extensiile backarc din bazinul Panonnice pe seama retragerii subducției („soft subduction” – caracteristică situațiilor în care rata de subducție este mai mare decât rata de convergență a plăcilor).

În concluzie, coliziunea continentală a început din partea extrem nord-vestică a Carpaților pentru ca ulterior să se deplaseze spre sud-est și sud, însoțită fiind de o deplasare concomitentă a depocentrelor bazinelor de forland (Meulenkamp et al., 1996), având pentru intervalul Miocen inferior – Miocen mediu o rată de 7 – 45 m/an (fig.2.2.2.) și activității vulcanice (Pécskay et al., 1995a,b). Această migrare este sincronă și în strânsă corelare cu regimul extensional instalat în domeniul intra-carpatic .

Pentru intervalul Miocen – Pliocen aria cu rata cea mai mare de acumulare este cea situată la intersecția platformelor Est Europeană și Moesică.

Absența activității seismice intermediare în partea nordică a Carpaților a fost pusă pe seama faptului că în această regiune coliziunea continentală a fost urmată de ruperea lespezii subduse („slab break-off”). Sperner et al., 2001 consideră că această rupere a lespezii s-a propagat spre sud pentru ca ceea ce este azi în zona Vrancea să reprezinte ultimul fragment al acesteia.

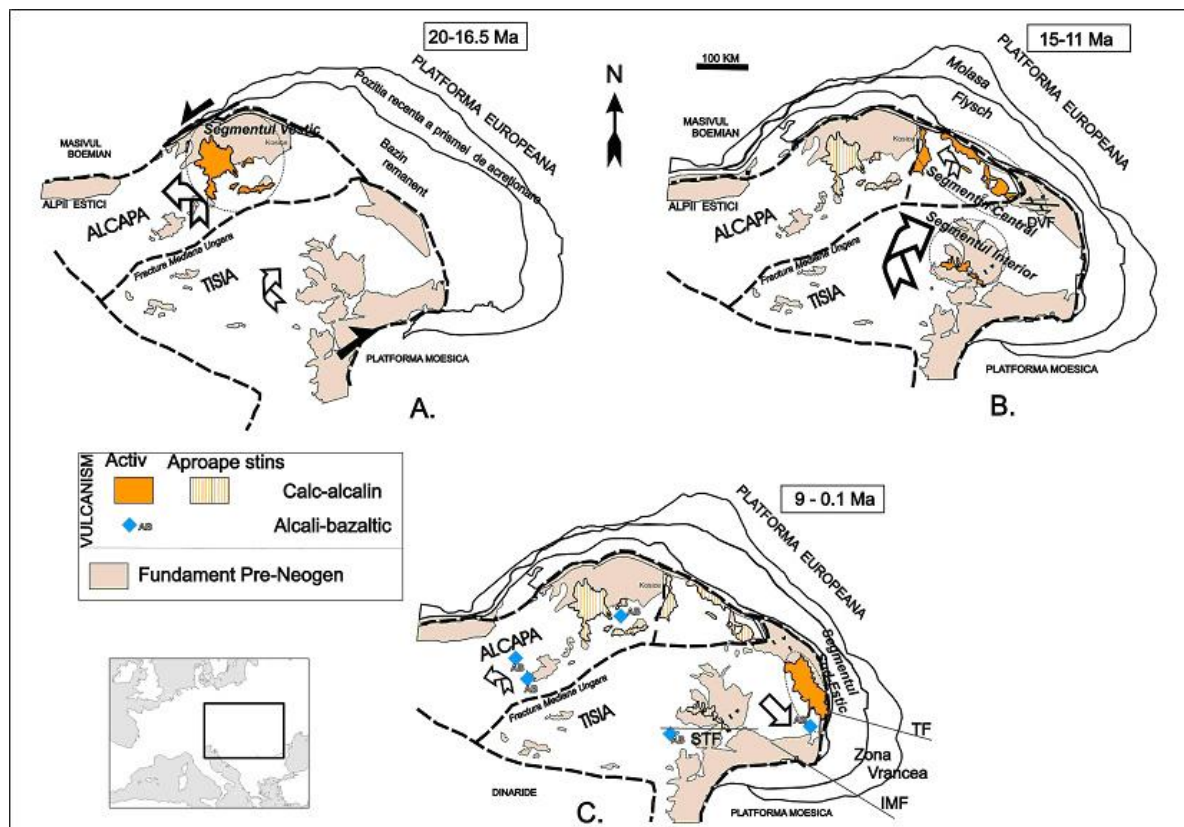
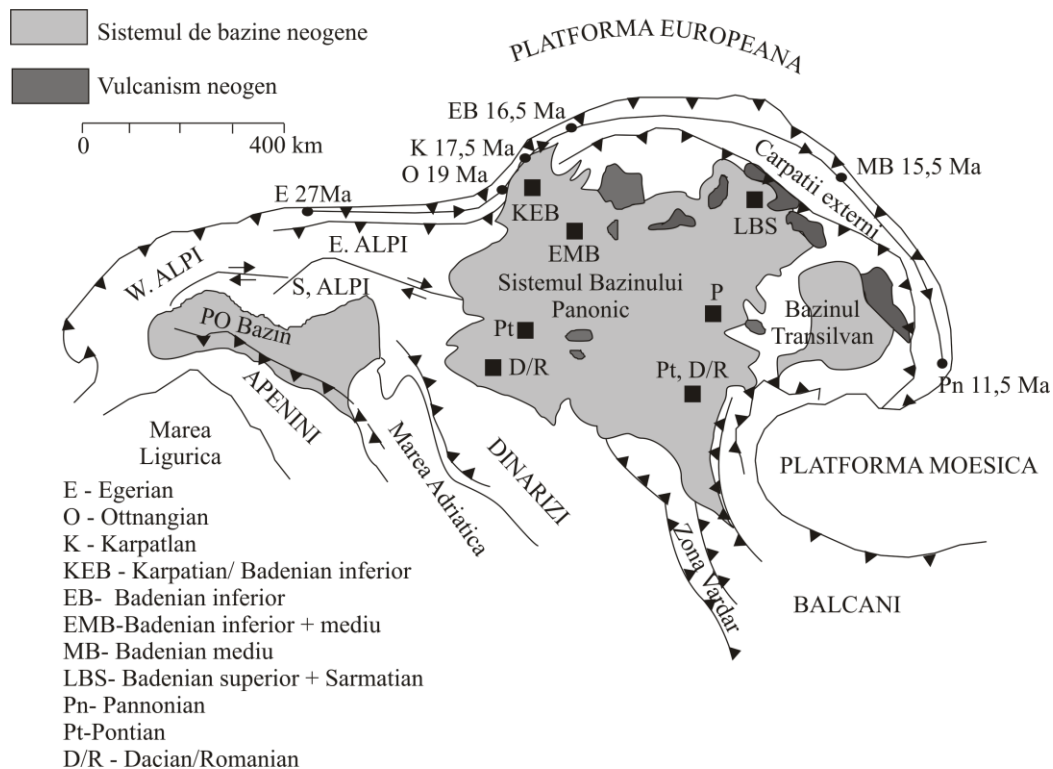


Fig. 4.9. Schițe geotectonice prezentând modele tentative de evoluție geodinamică și evoluție magmatică în aria Carpat-Panonică (ex. Balla, 1987; Ratschbacher et al., 1991; Csontos et al., 1992, Royden, 1993; Horvath, 1993; Csontos, 1995; Nemčok et al., 1998; Fodor et al., 1999; Huisman et al., 2001; Sperner et al., 2002), așa cum rezultă din date cinematice, litologie sedimentară și date paleomagnetice, între 20-16.5 Ma (A), 15.5-11 Ma (B) și 9-0.1 Ma (C) Segmentele țin cont de relația spațio-temporală specifică dintre magmatism și geotectonică în aria Carpat-Panonică: Segmentul vestic; Segmentul central; Sectorul Interior și Sectorul sud-estic



**Fig. 4.10** Depocentrele de la exteriorul arcului alpino – carpatic din intervalul Oligocen – Pliocen și cele din spațiul intra - carpatic active pe durata Miocen inferior – Pliocen.

Acestea sunt câteva dintre observațiile și speculațiile legate de dinamica blocurilor crustale din partea vestică a lanțului carpatic și modul în care acestea au interacționat ducând la formarea și evoluția lui. Trecând acum în partea sud estică a acestui lanț vor fi prezentate câteva observații legate de dinamica blocurilor crustale din această parte, cu privire specială asupra blocului Mării Negre.

Atât ipotezele privind geneza bazinului Mării Negre cât și timingul deschiderii acestuia în unul sau două bazine sunt subiecte controversate și au fost prezentate de Beșuțiu și Zugarăvescu (2002, 2004, 2006).

În majoritatea abordărilor citate de cei doi autori se remarcă ideea dominantă a deschiderii simultane a bazinelor estic și vestic ale Mării Negre, ca bazine retro-arc, în spatele Pontidelor Estice respectiv Vestice, bazine legate de subducția crustei oceanice a Neotethysului, vârsta exactă și cinematica deschiderii fiind și ele subiecte de dezbatere (Robinson et al, 1995; Nikishin et al, 2001, Finetti et al, 1988). Totuși perioada de evoluție admisă de majoritatea autorilor este cuprinsă între Cretacicul superior și Paleocen.



Contrar opiniilor privind deschiderea simultană a celor două bazine Beșuțiu și Zugrăvescu (2002, 2004, 2006) (fig.4.11) argumentează, pe baza informațiilor geofizice, ideea conform căreia deschiderea bazinului Mării Negre s-a realizat sub forma a două evenimente geodinamice distincte, de-a lungul a două rifturi majore cu direcții perpendiculare una pe alta, într-o manieră asemănătoare modelului actual al rifturilor active formate de Marea Roșie și Golful Aden, bazinul vestic fiind cel care s-a deschis primul. Prin corelarea direcțiilor de magnetizare cu scara magnetostratigrafică a perioadei în care se presupune evoluția tectonică a bazinului Mării Negre, se demonstrează existența momentelor diferite de deschidere ale celor două rifturi (Albian pentru bazinul de vest, cu un câmp geomagnetic normal și probabil Santonian sau Paleocen pentru bazinul de est – cu un câmp geomagnetic polarizat invers). Ipoteza este susținută de observații anterioare asupra unei ușoare încălecări a Pontidelor de vest de către Pontidele de est, constată de prospecțiunea seismică offshore pentru hidrocarburi de pe coasta de nord a Turciei (Finetti et al., 1988).

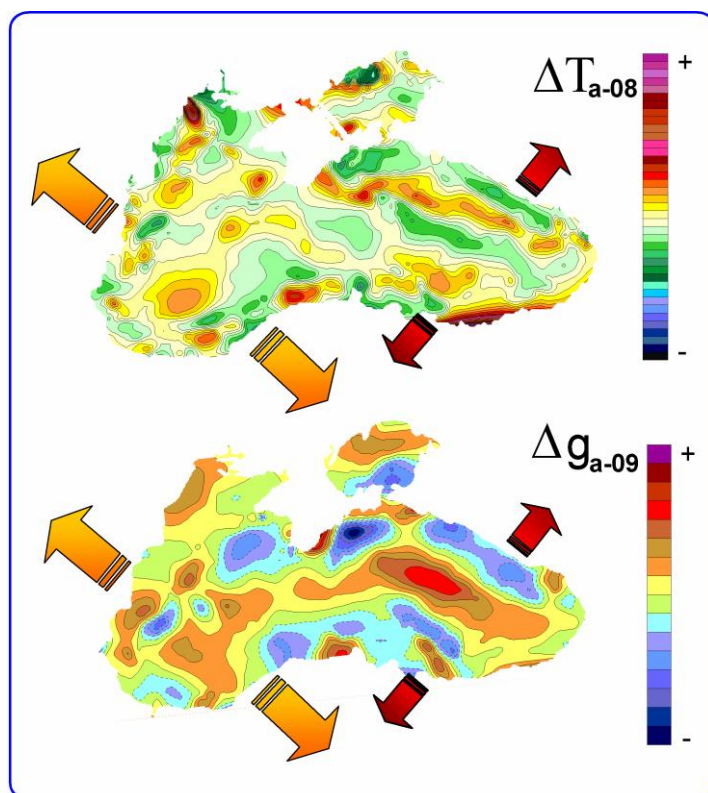
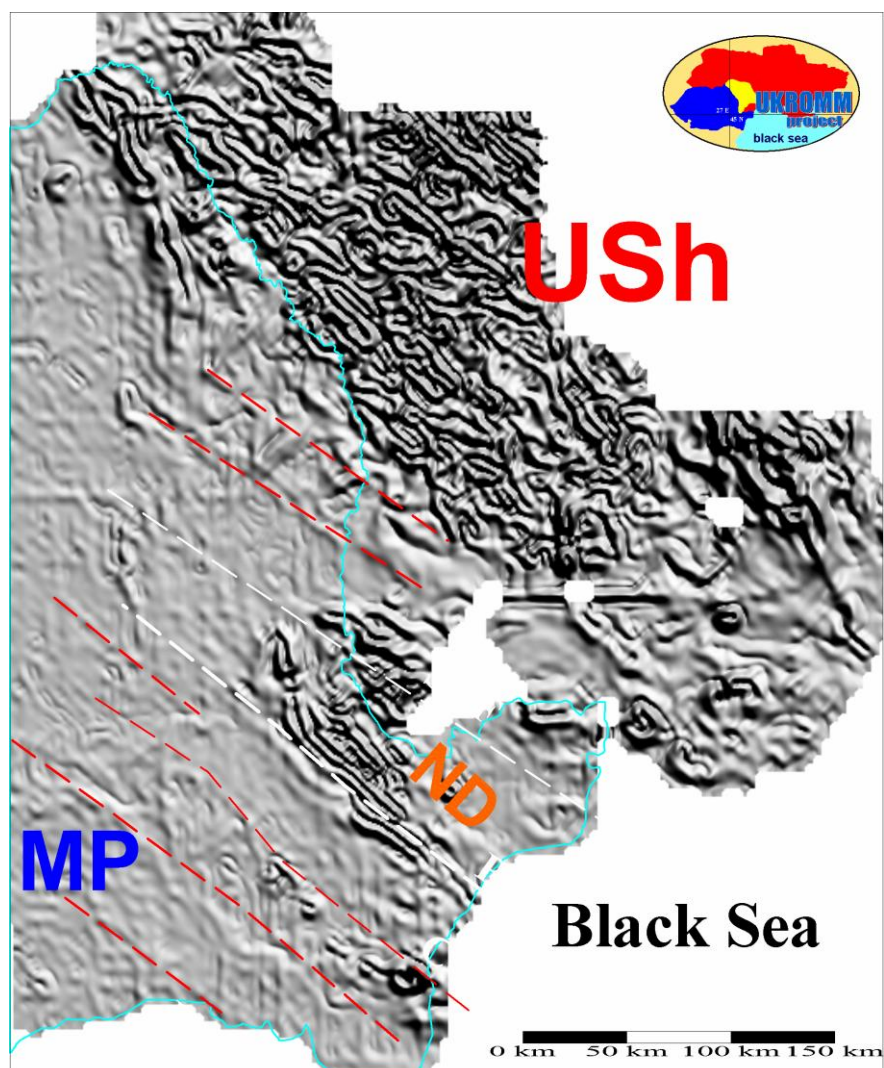


Fig.4.11 Aspectul anomaliilor gravimetrice și magnetice și direcția presupusă de extensie din cadrul bazinului estic și vestic ale Mării Negre (Beșuțiu și Zugrăvescu, 2002, 2004, 2006).

Deschiderea bazinului de vest al Mării Negre a dus la spargerea forelandului din SE Carpaților într-o serie de compartimente crustale, prin reactivarea sau crearea unor falii crustale majore precum Falia Sfântu Gheorghe (SGF), Falia Peceneaga-

Camena (PCF), Falia Ostrov-Sinoe (OSF), Falia Capidava-Ovidiu (COF), Falia Intramoestică (IMF), Falia Varna Giurgiu (VGF) etc, cu direcții perpendiculare pe direcția riftului. Urmele acestor falii, datorită contrastelor create la nivelul fundamentului cristalin al platformei, sunt vizibile pe harta gradientului orizontal al anomaliei intensității totale a câmpului geomagnetic (fig.4.12).



**Fig. 4.12.** Amprenta faliilor care străbat foreland-ul de SE al Carpaților în imaginea gradientului orizontal al anomaliei intensității totale a câmpului geomagnetic (după Besuțiu și Zugrăvescu, 2004; 2006)

Fenomenul de rifting a dus la împingerea compartimentului din SE-ul Carpaților. După încetarea evoluției bazinului Mării Negre fenomenul de împingere a continuat ca urmare a dinamicii Plăcii Arabe, o parte din această deplasare fiind preluată de mișcarea de tip strike-slip din lungul faliei Nord-Anatoliene pentru ca apoi să fie transmisă blocului Mării Negre, care avansează la rândul lui către NV.

#### **4.4. MODELE ALE MECANISMELOR SEISMICITĂȚII INTERMEDIARE DIN REGIUNEA VRANCEA**

Seismicitatea de adâncime intermediară caracterizează, în principal, așa cum am văzut, zonele de subducție, prezența acestora în domeniul intracontinental fiind destul de rară și totdeauna legată, în opinia specialiștilor, de mecanismul de subducție.

În ciuda faptului că interesul a numeroși cercetători s-a canalizat spre clarificarea problemelor legate de structura și originea sa, prin folosirea a diverse metode de investigare (geologice, geofizice, geochimice, structurale, geodezice), zona seismică Vrancea pare a fi în continuare, departe de a fi „descifrată”.

Particularitatea regiunii constă faptul că:

1. seismicitatea intermediară se produce în interiorul unui volum aproximativ vertical cu o dezvoltare în plan orizontal extrem de restrânsă, respectiv  $40 \times 80 \text{ km}^2$  (Oncescu et al., 1998) și pe adâncime cuprinsă între 60 și maxim 220 km, evenimentele de sub această adâncime fiind extrem de rare și neimportante din punct de vedere al energiei seismice eliberate,
2. zona seismogenă este localizată în domeniu continental, în marginea de SE a lanțului carpatic, care are o formă extrem de arcuită,
3. nu există evidențe ale unei subducții active prezente în regiune.

De-a lungul timpului au fost luate în discuție diverse ipoteze privind natura zonei seismogene Vrancea.

Fiecare dintre ipotezele emise presupune existența unui material litosferic relativ rece și dens în mantaua superioară sub regiunea de curbură, suprapus în zona în care sunt localizate hipocentrele cutremurelor intermediare, situație confirmată de tomografiile seismice efectuate de-a lungul timpului.

Una dintre ipotezele larg agreate în literatura de specialitate, de-a lungul timpului, a fost aceea a subducției unei fragment oceanic (Roman, 1970; Mc Kenzie, 1970, Radulescu și Sandulescu, 1973; Airinei, 1977; Fuchs et al., 1979; Constantinescu și Enescu, 1984; Constantinescu et al., 1973; Oncescu, 1984; Purcaru și Spence, 1988, Linzer, 1996; Kovacs et al., 2000; Csontos, 1995 etc.), originea lespezii intrate în subducție fiind însă un subiect al dezbaterilor chiar în rândul

susținătorilor acestei ipoteze. Astfel de-a lungul timpului au fost propuse în acest sens mai multe variante fiecare dintre ele argumentate prin diverse observații și evidențe.

Adept al existenței blocului Mării Negre, ca unitate distinctă, caracterizată de o dinamică generată de împingerea spre nord a plăcii Arabe, prima enunțare a ipotezei unei subducții în regiunea Vrancea îi aparține lui Roman, 1970, în viziunea căruia lespeda subdusă face parte din placa Mării Negre, subducția realizându-se din direcție sud-estică.

În varianta lui McKenzie (1970, 1972) cutremurele intermediare din regiunea Vrancea se produc în interiorul unei lespezi relict, care se scufundă în manta, corp acoperit în prezent de crusta continentală. Dinamica acestui relict poate fi controlată în opinia autorului de deplasarea relativă spre SV a plăcii pe care se află Carpații față de placa Mării Negre.

Cornea și Lăzărescu (1979) leagă prezența activității seismice intermediare de existența în regiunea Vrancea a unei joncțiuni complexe caracterizată de coliziunea continentală, acum aflată în stadiu final de evoluție, dintre plăcile Est-europeană, Intra-alpină, Moesică și Marea Neagră. Un alt model propune existența unei duble subducții (o paleo-subducție a plăcii Est-Europene sub placa intra-alpină de la NE la SW și o subducție încă activă de la SE spre NW a subplăcii Mării Negre sub cea Intra-Alpină). Extremitatea sud-estică a plăcii europene, subduse, se presupune a fi în prezent detașată de restul plăcii (Fuchs et al., 1979, Oncescu, 1984) dinamica corpului detașat fiind dat de scufundarea gravitațională.

O altă variantă presupune existența unei paleosubducții simple, de la SE spre NV a blocului Mării Negre, sub placa Intra-alpină, subducție ale cărei extremități sunt decuplate sub adâncimea de 60 km (Constantinescu și Enescu, 1984). Distribuția aproximativ verticală a hipocentrelor din domeniul subcrustal este în acord, în opinia autorilor, cu ipoteza caracterului relict al subducției și al scufundării gravitaționale a lespezii decuplate în astenosferă.

Enescu și Enescu, 1993 formulează ipoteza unei subducții active în regiune, într-un domeniu de tip arc continental. Considerată de către autori a fi debutat în urmă cu 2-3 milioane de ani subducția a fost determinată de mișcarea spre NV a litosferei subcrustale dintre faliile Peceneaga Camena și Intramoesică (probabil sub efectul

împingerii cauzate de placa anatoliană), în timp ce litosfera crustală a fost afectată de procese de subsariere.

Partea superioară a litosferei continentale fiind mai ușoară nu poate subduce, fiind antrenată în subducție, cu o viteză estimată de aproximativ 5 cm/an, doar partea sa inferioară. Ca urmare a stressurilor asociate procesului de subducție, au loc cutremurele subcrustale în interiorul fragmentului litosferic subdus și în regiunile învecinate din microplaca sub care are loc procesul de subducție. (fig.4.15)

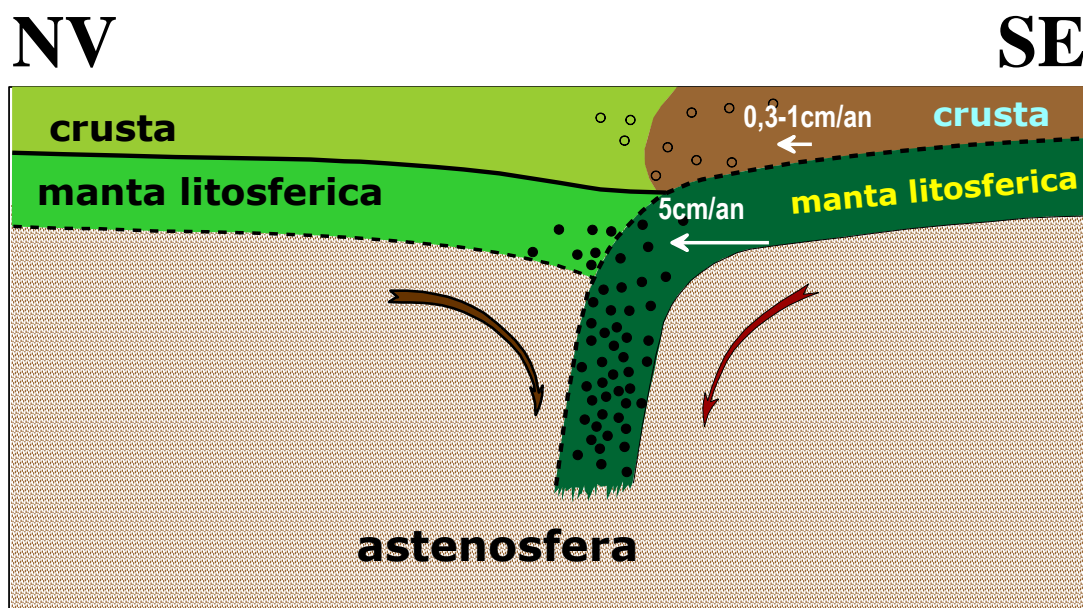


Figura 4.15 Ipoteza subducției active, însoțite de o delaminare a litosferei inferioare (Enescu și Enescu, 1993)

Balla (1987), Csontos et al.(1992) propun un model în care subducția a avut loc spre W și SW de-a lungul întregului arc carpatic în timpul Miocenului. Deplasarea pe direcție E-V și roll-backul plăcii subduse de-a lungul arcului Carpatic sunt puse pe seama existenței unei subducții a cărei viteză de producere este mai mare decât cea de convergență (soft subduction) (Royden și Burchfiel, 1989).

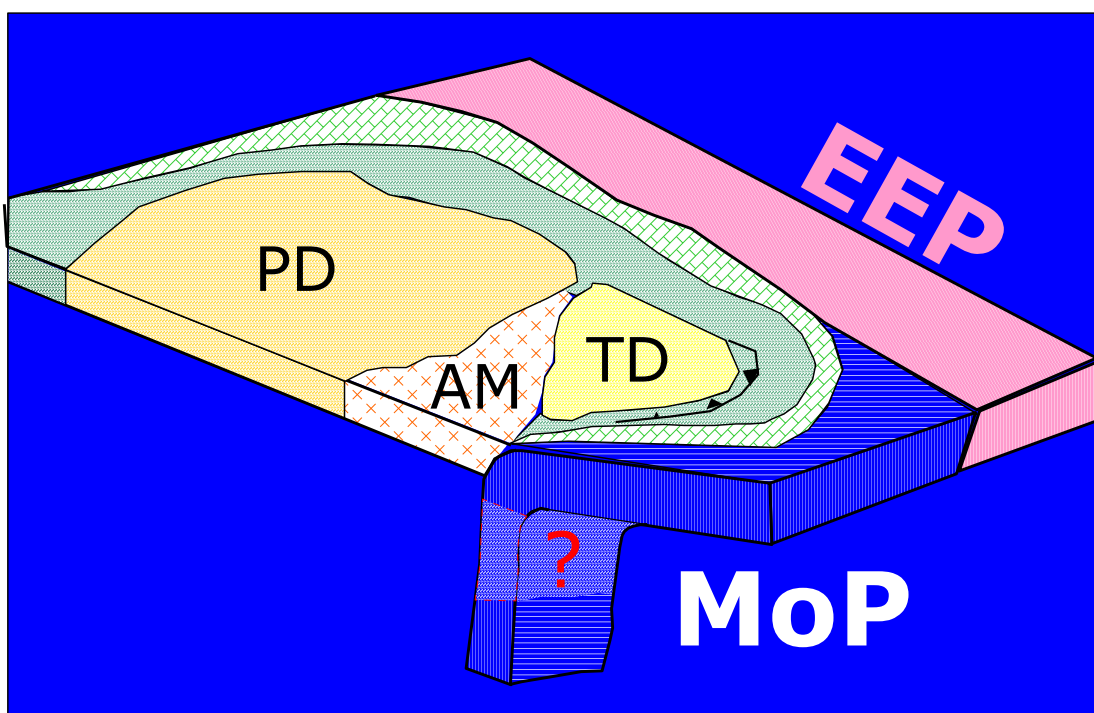
Linzer (1996) propune un model alternativ în care consideră bazinul subdus mai degrabă atașat platformei Moesice decât celei Est-Europene, fiind afectat de un proces intensiv de roll-back spre SE astfel încât lespedeaua imaginată sub regiunea seismic activă Vrancea în zilele noastre să reprezinte crusta oceanică subdusă care a generat magmatismul din arcul Căliman-Gurghiu-Harghita.

Pe baza imaginilor tomografice 3D Oncescu (1984) și Oncescu et al., (1984), propun modelul unei duble subducții, în versiunea lor cutremurele intermediare

producându-se în interiorul unei suprafețe verticale ce separă lespezea care subduce de litosfera stabilă.

Ținând seama de rolul pe care coliziunea continentală îl poate avea în mișcarea plăcilor și regimul tectonic regional, Burchfiel (1980); Sclater et al.(1980), Purcaru și Spence (1988), Royden și Burchfiel (1989), Pană și Erdmer (1994) leagă seismicitatea intermediară de antrenarea în subducție a litosferei continentale după consumarea în întregime a celei oceanice.

Ideea este preluată în continuare și argumentată prin interpretarea rezultatelor tomografiilor seismice de către Fan et al., 1998 (Fig 4.16).



**Fig.4.16. Modelul Fan et al., 1998. Stadiul final al unei proces de subducție/coliziune continentală. Partea inferioară a lespezii subduse pare a fi parțial decuplată de partea sa superioară, considerată a fi de natură continentală. PD – depresiunea Panonică, AM –Munții Apuseni; TD – depresiunea Transilvaniei, MoP – placa Moesică, EEP – platforma Est-Europeană.**

Conform acestor autori seismicitatea intermediară din regiunea Vrancea, produsă în întregime într-un mediu continental, prezintă stilul deformărilor din timpul coliziunilor continent-continent. Ei interpretează rezultatele tomografiilor locale și regionale ca fiind în deplin acord cu o presupusă subducție a litosferei *continentale* moesice spre WNW sub un unghi mic.

Prezența în tomografiile pentru regiunea Vrancea, a unor zone de viteze scăzute la adâncimi corespunzătoare mantalei superioare este atribuită pătrunderii în

subducție a litosferei continentale. În sprijinul acestor afirmații sunt aduse exemple asemănătoare din Pamir și Hindu-Kush (Roecker, 1982; Fan et al., 1994).

În ciuda dimensiunii mici a lespezii care îngreunează oferirea unor explicații privind modul în care aceasta a subdus, autorii presupun existența în partea sa frontală a unui fragment oceanic, restul fiind de natură continentală. Seismicitatea intermediară este în principal asociată cu anomalia de viteză ridicată.

Estimând intrarea în subducție a lespezii oceanice în urmă cu 16 milioane de ani, în stadiul final de formare a arcului Carpatic și bazându-se pe observațiile geologice conform cărora nu există evidențe ale existenței litosferei oceanice, după Paleocen (Săndulescu, 1988, Monfret et al., 1990) se presupune că intrarea în subducție a litosferei continentale s-a produs spre sfârșitul Miocenului. Luând în considerare dimensiunea mică a fragmentului oceanic și deci forța insuficientă de a antrena în coborâre litosfera continentală autorii presupun existența unei regiuni de decuplare parțială (weak mechanical coupling) între regiunile de suprafață și de adâncime. Seismicitatea în aceste condiții este limitată la un mic volum din partea frontală a lespezii subduse în timp ce seismicitatea superficială este mult mai difuză.

Orientarea cu preponderență a axelor T ale soluțiilor de plan de falie pe direcția de afundare sugerează rolul important pe care scufundarea gravitațională îl joacă în dinamica actuală a lespezii.

Prezența unei lacune seismice între 40 și 60 de km a fost interpretată în termenii unei zone de viteze reduse (Oncescu, 1984) indicând decuplarea lespezii mai dense, de crustă (Oncescu et al., 1984). Observația a condus spre enunțarea ipotezei unei ruperi a acesteia sub zona Vrancea (Sperner, 1996).

Modelul ruperii lespezii la pătrunderea crustei continentale mai puțin dense în zona de subducție fusese, de altfel, anterior enunțat de Spakman et al. (1988), Davies și von Blakenburg (1995). Ipoteza presupunea că tendințele contrare de acțiune ale crustei continentale și oceanice din zona de subducție, determină o rupere a lespezii în zona crustei de tranziție, cu posibilitatea ca lespedeaua oceanică, după rupere să se scufunde gravitațional iar lacuna dintre cele două părți ale lespezii să se umple cu material astenosferic cald, conducând după o perioadă mai mult sau mai puțin lungă la apariția vulcanismului la suprafață. Adâncimea la care are loc ruperea depinde de

viteza de convergență a plăcilor, pentru viteze reduse ruperea producându-se la adâncimi mici (Davies și von Blakenburg,1995). Yoshioka și Wortel (1995) arătau că odată declanșată ruperea aceasta se propagă lateral, de-a lungul direcției lespezii, viteza de propagare fiind influențată de o serie de factori cum sunt vâscozitatea lespezii și a mediului înconjurător, viteza de convergență.

Propus inițial, de-a lungul arcului carpatic, pentru Carpații vestici (Tomek și Hall, 1993), acest model a fost ulterior extins pentru întregul arc de către Wortel și Spakman (1992), Sperner (1996), Ballintoni et al.(1998), Sperner et.al. (2001). Ipoteza admite existența unei convergențe oblice între placa Est –Europeană și micro-plăcile intra-alpine și deci intrarea de-a lungul arcului carpatic, într-o coliziune asincronă, urmată de o rupere progresivă a lespezii subduse și fragmentarea acesteia. Ipoteza este în acord cu rezultatele tomografiei globale a lui Wortel și Spakman (2000) și cu scăderea vârstelor magmatismului neogen (Pécskay et al., 1995a,b) dar explică destul de sumar variațiile compoziționale ale acestuia (Mason et al., 1998).

Conform modelului, coliziunea continentală începe din nordul extrem al Carpaților și continuă treptat spre SE și S fiind însoțită de o deplasare concomitentă în aceeași direcție a depocentrelor bazinelor de foreland (Meulenkamp et al., 1996) (cu o rată de deplasare pentru intervalul Miocen inferior – Miocen mediu de 7 – 45 m/an) (fig.4.17) și a vulcanismului asociat procesului de subducție (Pécskay et al., 1995a,b). Schematic procesul este prezentat în fig. 4.18.



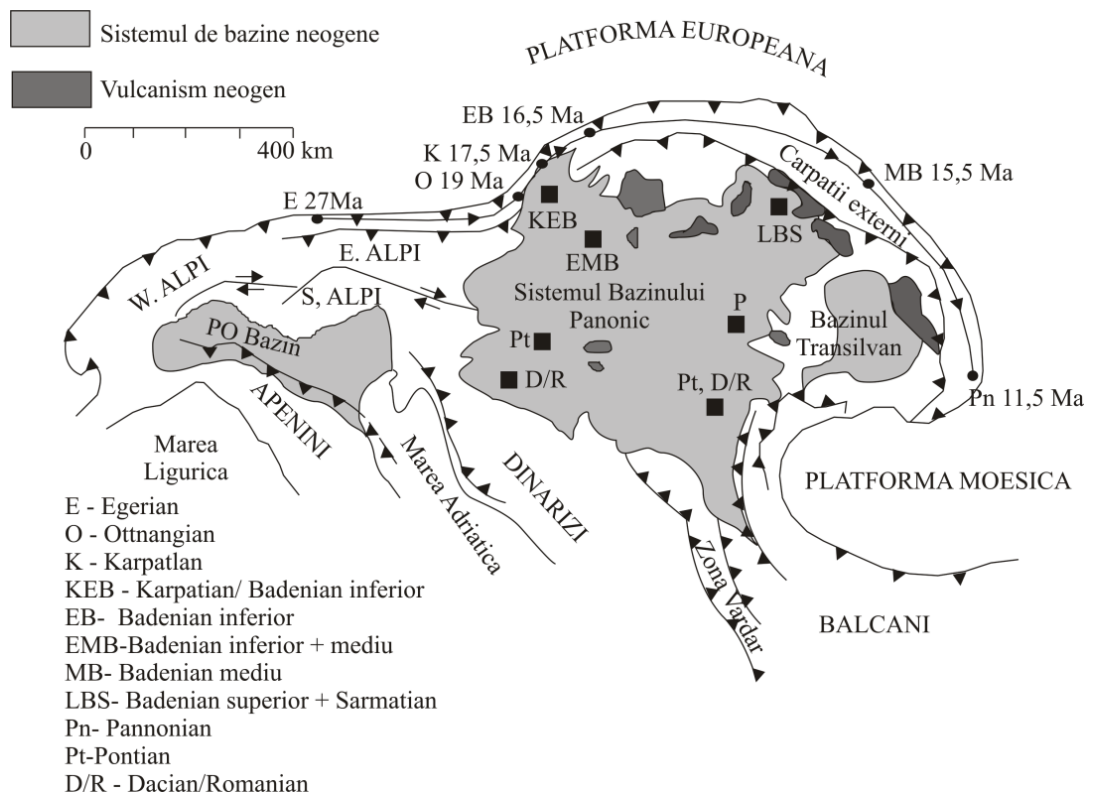


Fig. 4.17 Depocentrele de la exteriorul arcului alpino – carpatic din intervalul Oligocen – Pliocen si cele din spatiul intra - carpatic active pe durata Miocen inferior – Pliocen

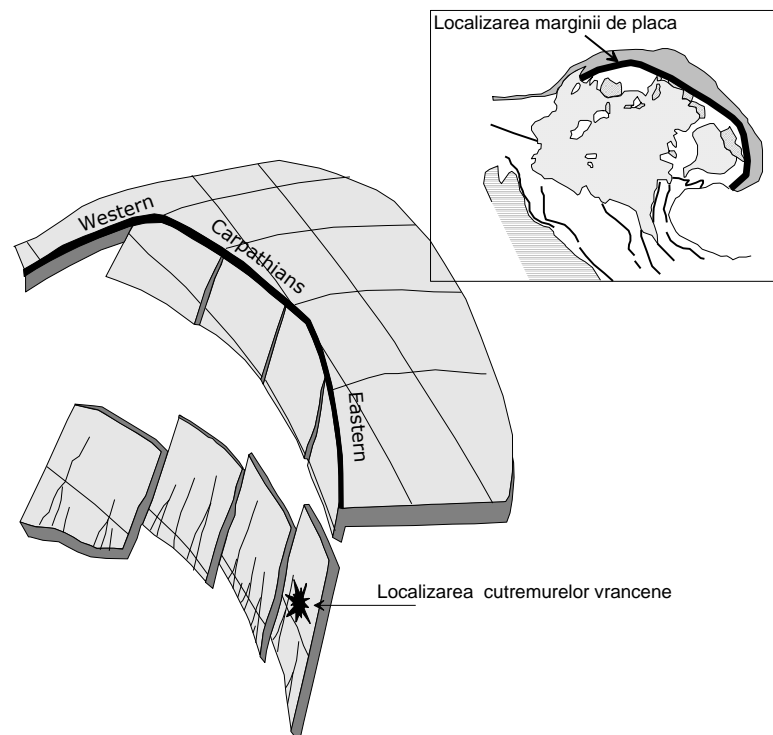


Fig. 4.18. Modelul ruperii lespezii subduse sub arcul carpatic. Segmentele lespezii din partea de nord a Carpaților sunt deja decuplate (azi scufundate în mantaua adâncă) în timp ce segmentul extrem sud estic este încă cuplat mecanic cu placa Europeană (după Sperner et al., 2001)

Aplicarea modelului pentru Carpații de curbură se lovește, în opinia oponentilor, de existența unor contradicții și anume: ruperea lepezii, presupusă a se realiza la adâncimi de 40-60 km, presupune o ascensiune a materialului astenosferic, deci o ridicare a suprafeței Moho în zona respectivă, urmată la scurt interval de timp de manifestări vulcanice (Sacks și Secor, 1990) ( fig.4.19).

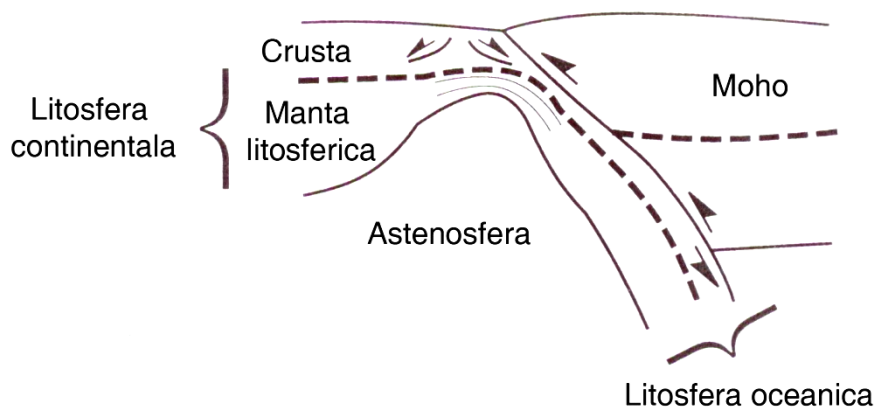


Fig.4.19. Ruperea lepezii litosferice după coliziunea continentală (după Sacks și Secor, 1990)

Argumentând că magmatismul poate fi în stare incipientă în litosferă, lipsa unei ridicări a suprafeței Moho în regiune în opinia lui Rădulescu et al., 1976 nu susține modelul. O altă inconsistență a modelului constă în stabilirea, pe baza localizării seismicității locale, a marginii dintre blocul Tisza –Dacia (Intra-alpin) și platforma Est-Europeană mult mai spre est decât poziția actuală a suturii miocene. Dacă placa s-ar fi rupt sub zona de sutură miocenă, ar fi fost de așteptat ca lepedea actuală să fie localizată mult mai în adâncime, luând în considerare faptul că după rupere, datorită tranzițiilor de fază, având ca rezultat o creștere a densității, aceasta ar fi fost supusă unei scufundări accentuate datorită densității crescute (Cloos; 1993).

Reevaluând opiniile anterioare legate de retragerea zonei de subducție spre est (Csontos et al., 1992, Fodor et al., 1999, Sperner et al., 2001), pe baza rezultatelor noilor tomografii efectuate în regiunea Vrancea ce au indicat o orientare NE-SV a lepezii din regiune, Sperner et al., 2005 iau în considerare o schimbare a direcției de retragere a zonei de subducție, în fazele finale ale procesului de subducție, dinspre E spre SE. În opinia autorilor cauza acestei schimbări de direcție o reprezintă coliziunea oblică dintre blocul Tisza- Dacia și forelandul european, mod de coliziune impus de

orientările diferite ale marginilor continentale convergente (orientare N-S pentru blocul Tisza-Dacia respectiv NW-SE pentru forelandul european) ( fig.4.20)

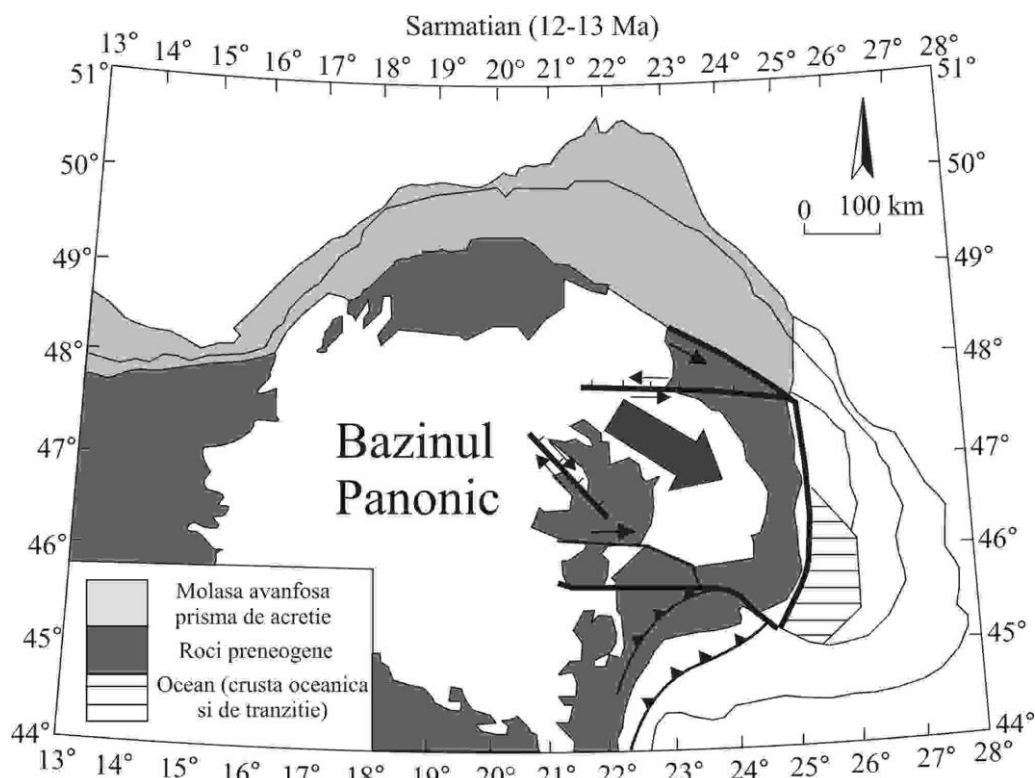


Fig.4.20 Orientările diferite ale blocurilor crustale implicate în coliziune în etapa finală a subducției

Ținând seama de aceste considerente, în opinia autorilor coliziunea continentală a început din nordul Carpaților Orientali, moment de la care mișcările orizontale din zonă au fost blocate. Convergența ulterioară s-a realizat de-a lungul a două margini cu orientări diferite : E-W marginea de nord a platformei Moesice și NNW-SSE marginea vestică a platformei est-europene. De-a lungul celor două margini litosfera a fost desprinsă ca urmare a retragerii subducției, direcția de retragere fiind dată de prelungirea spre SE a bisectoarei unghiului dintre cele două margini continentale. Ca urmare a schimbării direcției de retragere a subducției, o parte a lespezii deja subduse și desprinse a fost împinsă sub marginea nordică a Platformei Moesice, corp care în prezent reprezintă partea aseismică a lespezii evidențiate de tomografiile seismice.

Partea de NE a lespezii, seismică, încă legată de litosfera de deasupra sa, este afectată de prezența unor tensiuni cauzate de scufundarea sa gravitațională. Seismicitatea caracterizează doar domeniului de adâncimi cuprinse între 70 și 180 km, lacuna seismică dintre 40 și 70 km, precum și anomalii de viteze scăzute prezente pe

tomografiile de la adâncimile de 47 și 55 km fiind indicatori ai unei zone în care procesul de decuplare este în curs.

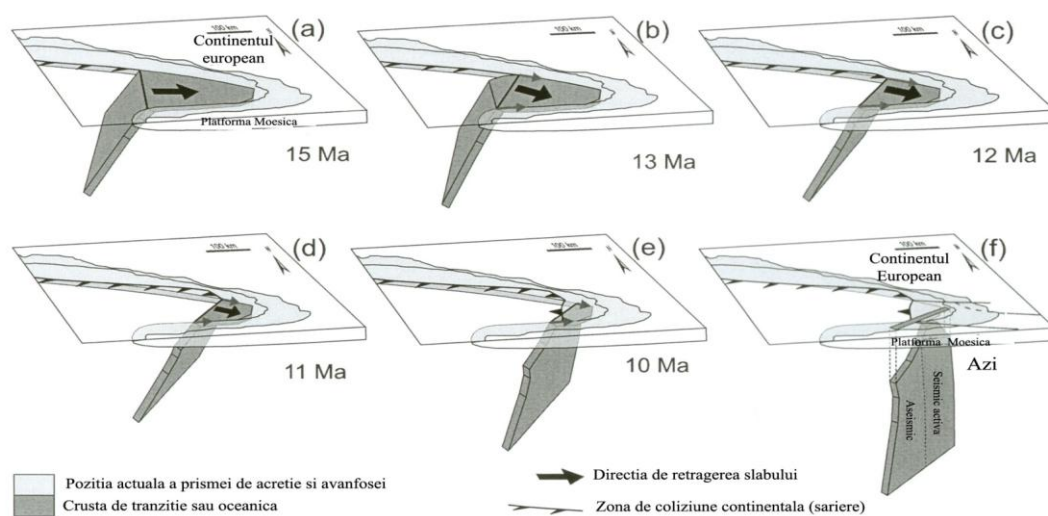


Fig.4.21 Slab break-off și slab retreat ( Sperner et al., 2005)

Posibilitatea de a lega magmatismului neogen din Munții Apuseni de subducția sub un unghi mic (*flat subduction*), fie a micro-plăcii Moesice (Fan et al., 1998) fie a plăcii Est-Europene (Sperner et al., 2004) a fost infirmată de cercetările asupra chimismului magmelor care au generat rocile bazice din Munții Apuseni (Roșu et al, 2004, Seghedi et al., 2005) ale căror rezultate infirmă caracterul de magmatism asociat subducției pentru rocile menționate.

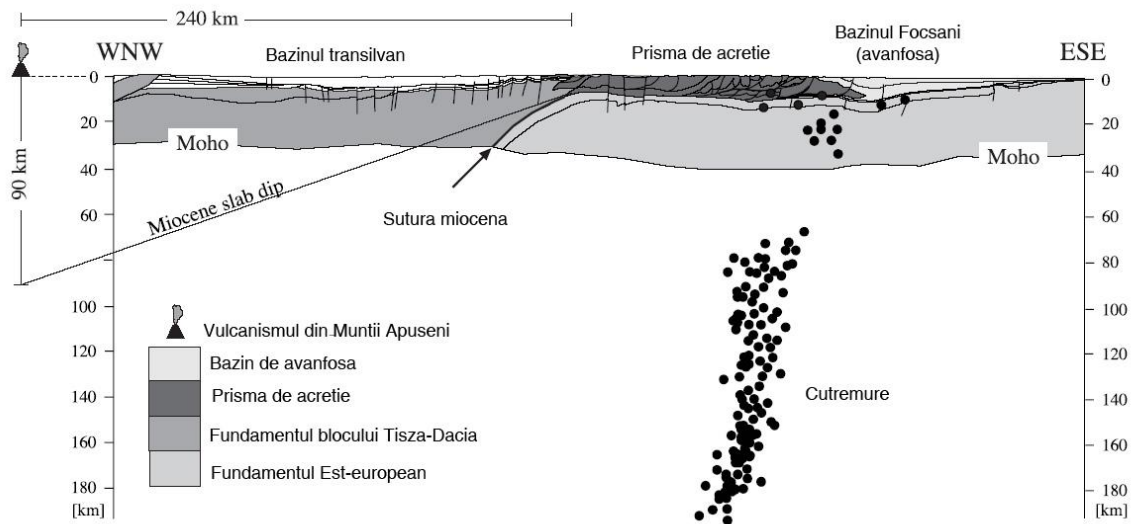


Fig.4.22 Profil peste zona Vrancea (modificat de Sperner et al., 2004 după Rădulescu et al., 1976; Stefănescu, 1985). În partea stângă este estimarea unghiului de subducție în funcție de distanța dintre marginea plăcii și vulcanismul legat de subducție (240 km) și de adâncimea de producere a magmelor, respectiv  $21^\circ$ .

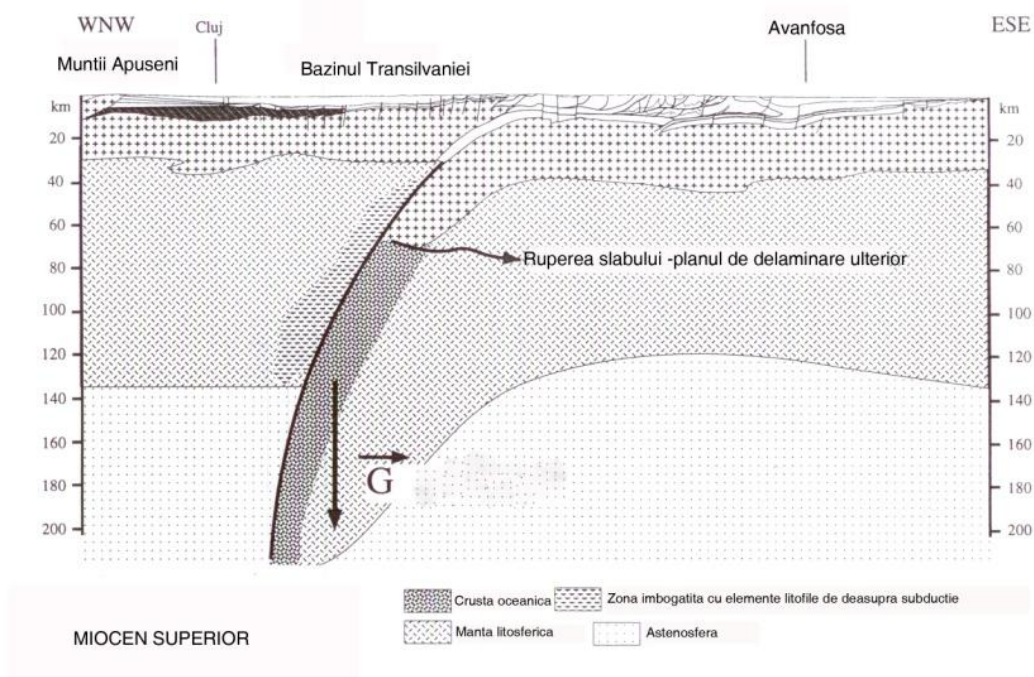
Pentru a surmonta neajunsurile legate de dificultatea explicării particularităților seismicității intermediare din Vrancea în ipoteza subducției (respectiv (i) neconcordanța spațială dintre zona de sutură miocenă și volumul seismogen actual, (ii) distanța relativ mică dintre regiunea de ocurență a magmatismului Neogen din Carpații Orientali și zona seismică,  $< 50$  km, ceea ce ar crea imposibilitatea oricărei lespezi de a ajunge în condițiile necesare deshidratării și producerii topiturilor magmatice, (iii) prezența vulcanismului alcalin cuaternar, (iv) subsidența accentuată din forelandul regiunii Vrancea, etc.) o serie de autori (de ex. Gîrbacea, 1997, Gîrbacea și Frisch, 1998, Chalot-Pratt și Gîrbacea, 2000, Gvirtzman, 2002, Knapp et al., 2005, Koulakov et al., 2009) propun modelul **delaminării** și îl adaptează situației din Vrancea.

Modelul delaminării unei litosfere continentale îngroșate, propus în special ca proces geodinamic în cazul regiunilor orogenice (Nelson, 1991), pare plauzibil în special în cazul în care focarele cutremurelor intermediare nu se aliniază după un plan de tip Wadati - Benioff ci sunt concentrate în volume mult mai mici.

Termenul de „delaminare”, introdus teoretic de Bird, (1978, 1979), a fost inițial folosit pentru a descrie o detașare a mantalei litosferice îngroșate de crusta de deasupra, în urma procesului de coliziune continentală (Bird, 1978). Ulterior termenul a fost folosit pentru a descrie o paletă mult mai mare de procese printre care amintim:

(i) înlăturarea materialului de la baza litosferei ca urmare a instabilităților gravitaționale (Bird, 1979), (ii) detașarea lespezilor oceanice (Sacks și Secor, 1990) sau (iii) formarea unei cruste inferioare și mantale superioare bazice ca urmare a transformărilor de faze (Nelson, 1991, Kay și Kay, 1993).

Gîrbacea (1997), Gîrbacea și Frisch (1998), Chalot-Pratt și Gîrbacea (2000) atribuie seismicitatea regiunii Vrancea delaminării mantalei litosferice de-a lungul unui plan orizontal, aflat sub crustă, și roll-backului spre SE asociat cu mărirea pantei litosferei subduse. În acest model volumul seismogen coincide cu litosfera continentală delaminată și distanța orizontală dintre zona epicentrală și zona de sutură miocenă (aproximativ 130 km) coincide cu extinderea pe verticală a seismicității intermediare. Acest model presupune existența unei astenosfere aflată la o adâncime mică în NV-ul regiunii Vrancea și ridicarea materialului astenosferic ca sursă pentru vulcanismul alcalin din munții Perșani (fig 4.23a,b,c).



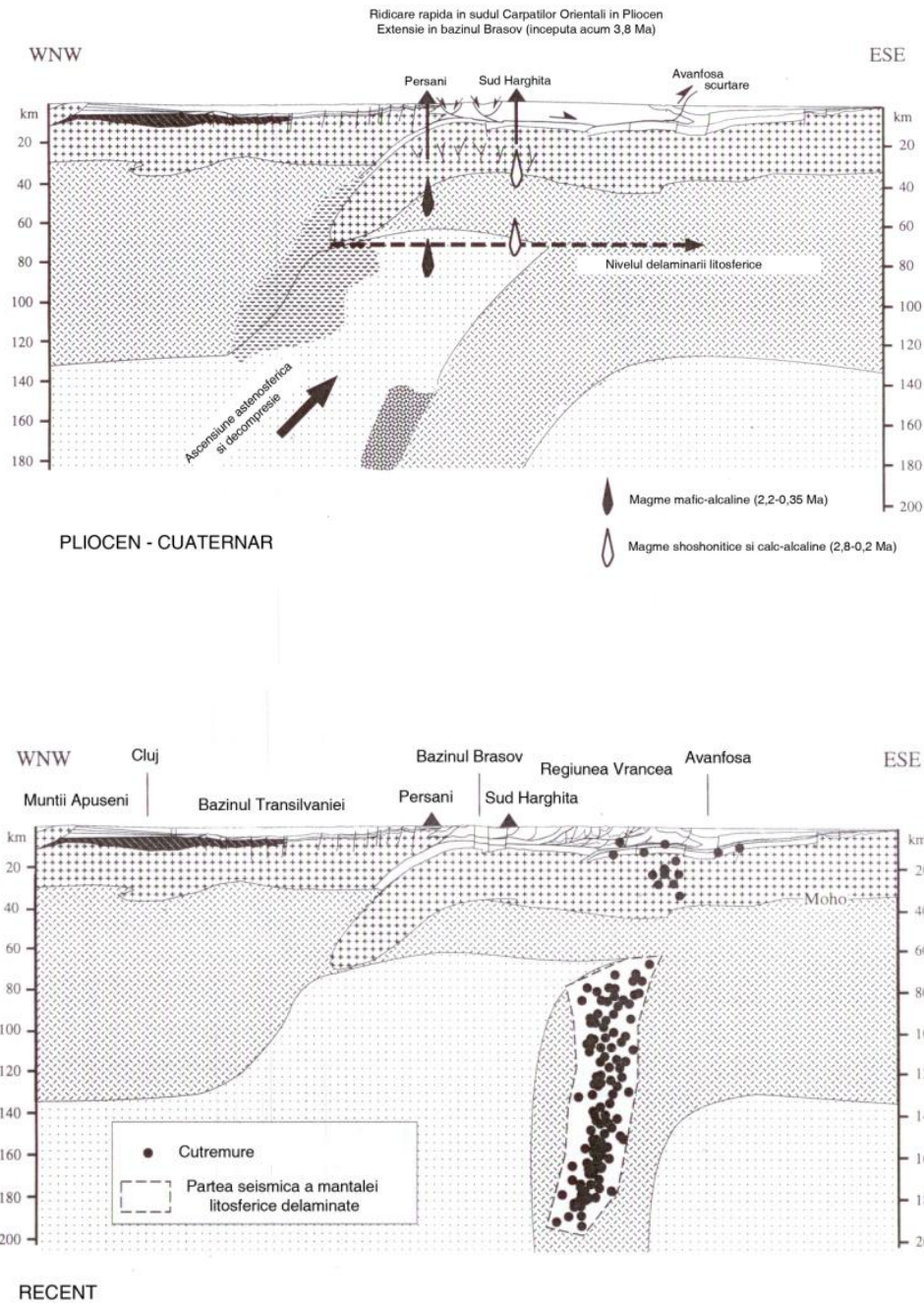


Fig. 4.23 a, b,c Modelul delaminării propus de Gîrbacea, 1997 și Gîrbacea și Frisch, 1998

O altă variantă a modelului delaminării este enunțată în lucrarea lui Gvirtzman (2002). Punctul de plecare în construcția ipotezei lui îl constituie observația conform căreia înălțimea munților din SE Carpaților este de 2 ori mai mică decât ar fi normal pentru realizarea echilibrului izostatic în cazul unei cruste de 50-55 km grosime (Horvath, 1993, Lankreijer et al., 1997, Nemcock et al., 1998, Fan et al., 1998), ceea

ce în opinia autorului presupune existența unei rădăcini litosferice importante. La formarea acestei rădăcini litosferice ar contribui și un rest al unei placi subduse, care nu a pătruns prea adânc în manta. Această ipoteză este în acord, în opinia autorului, cu studiile paleogeografice care indică pentru oceanul, a cărui crustă a subdus în partea de sud est a Carpaților Orientali, o lățime de aproximativ 200-300 km (Linzer et al., 1998, Săndulescu, 1988). De asemenea, sunt luate în considerare și studiile tomografice care indică prezența până la adâncimi maxime de 350 km a unor anomalii de viteze ridicate, interpretate ca fiind crustă subdusă (Spakman et. al, 1993, Wortel și Spakman, 2000). Această rădăcină litosferică, prezumată de Gvirtzman (2002), este localizată sub flancul intern al Carpaților (sub Brașov) și nu în regiunea geodinamic activă Vrancea.

Spre deosebire de modelul delaminării propus anterior de Gîrbacea și Frisch (1998) modelul lui Gvirtzman consideră că seismicitatea intermediară se produce în vârful fisurii care se propagă spre est (fig.4.24). LVZ în figura indică zona de viteze reduse detectată în această regiune (după Fan et al., 1998).

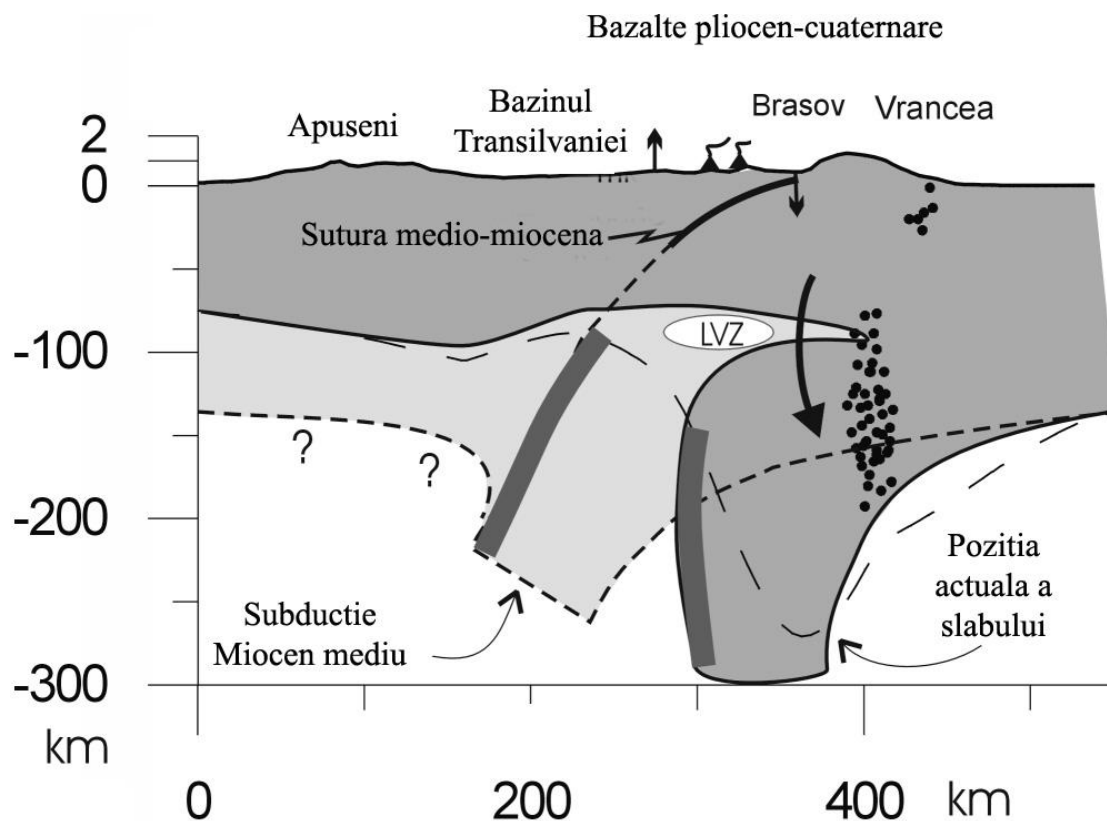
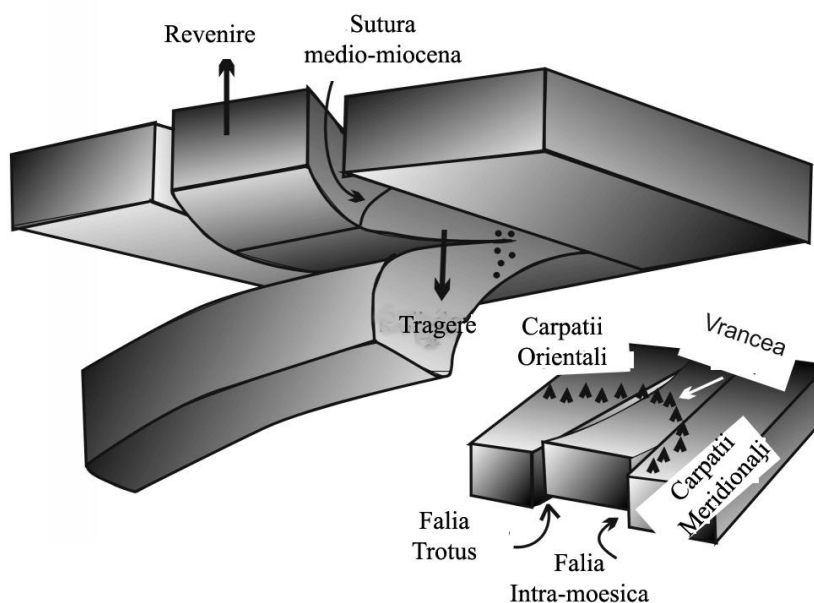


Fig.4.24. Modelul delaminării propus de Gvirtzman, 2002



Tranziția de la situația Miocenului mediu la cea actuală presupune delaminarea graduală a rădăcinii litosferice prin propagarea unei ruperi orizontale. Sub regiunea Brașov rădăcina litosferică, în curs de rupere este încă cuplată vâscos cu litosfera de deasupra, trăgând-o în jos. Între regiunea Brașov și bazinul Transilvaniei are loc o ridicare a crustei ca urmare a decuplării totale. Delaminarea rădăcinii litosferice se realizează în sectorul, considerat independent, dintre faliile Troțuș și Intra-moesică (fig 4.25).



**Fig. 4.25** Situația actuală a regiunii Vrancea, în ipoteza delaminării lui Gvirtzman, 2002.

Luând în considerare toate observațiile pe care și-au bazat argumentația Gîrbacea 1997 și Gîrbacea și Frisch, 1998 alături de alte câteva argumente suplimentare cum sunt :

- prezența gap-ului seismic între 40 și 70 km adâncime caracterizat de viteze ale undelor P scăzute (Fuchs et al., 1979; Oncescu, 1984; Lorenz et al., 1997; Fan et al., 1998) și atenuări Q mari (Mocanu et al., 1999),
- prezența unei zone de slabă rezistență subcrustală (Lankreijer et al., 1997)
- subsidența miocen –pleistocenă accentuată din forelandul Carpaților în absența unei încărcări litosferice (Artyushkov et al., 1996),

- dezvoltarea unor bazine extensionale în apropierea zonei Vrancea (Ciulavu et al., 2000)
- deformări active în jurul forelandul zonei seismic active Vrancea.

Knapp et al. (2005) iau în considerare și ei, ca ipoteză posibilă, delaminarea litosferică.

Cloetingh et al. (2004) încearcă să demonstreze că nu timing-ul ci variația rezistenței litosferei de-a lungul arcului carpatic joacă un rol dominant în stilul subducției. După acești autori principalul eveniment colizional din aria carpatică a fost **coerent și simultan** de-a lungul ei (11Ma). Dacă coliziunea din regiunea central – nordică a arcului carpatic a fost dominată de participarea unei platforme Est Europene dense, a cărei vârstă termo-mecanică are valori cuprinse între 150-200 Ma (rezistență mare), domeniul sudic este controlat de participarea la procesul de coliziune a litosferei platformei Moesice, mult mai puțin rezistente, afectată de reîncălziri recente (14-15 Ma)

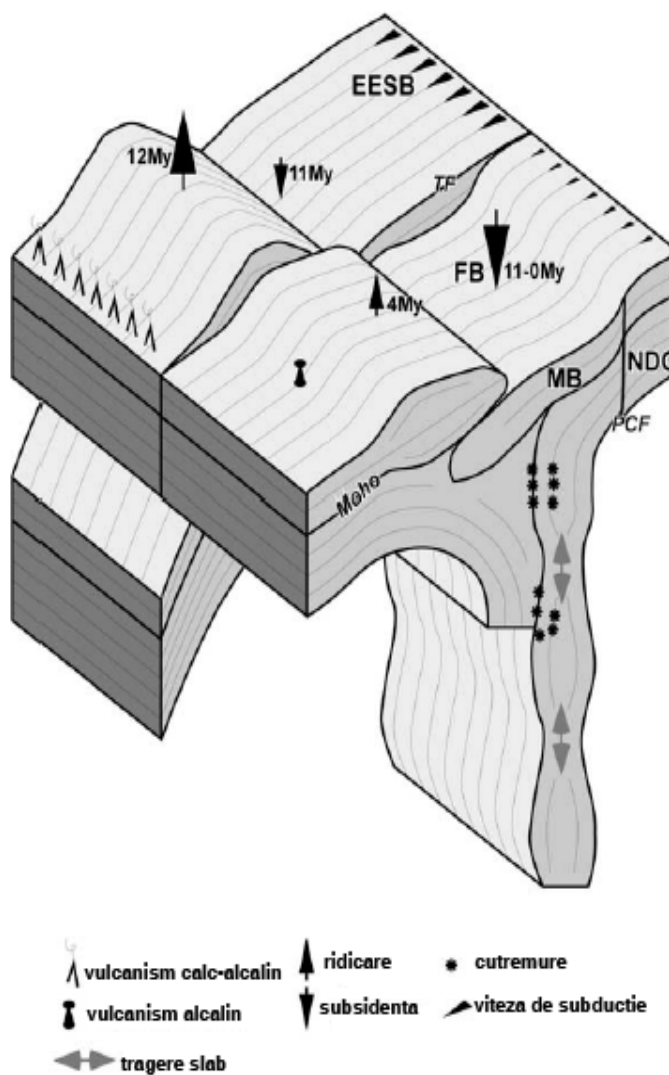


Fig 4.26 (după Cloetingh et al, 2004)

Deși autorii modelului încearcă să explice, luând în calcul caracteristicile mecanice diferite și, deci, comportamentul diferit al plăcilor inferioare care intră în subducție, variațiile de-a lungul arcului carpatic ale vulcanismului asociat, ale scurtării crustale și post colizionale, ale dezvoltării bazinelor, modelul propus de ei nu explică decât calitativ aceste variații (prin variația proprietăților plăcii subduse la apropierea de regiunea de convergență a celor două domenii diferite).

Koulakov et al. (2009) propun drept cauză a delaminării procesele de eclogitizare care au loc la baza crustei și care în timp îndelungat, prin acumularea materialului mai dens, determină o cădere gravitațională și o rupere cu un aspect particular al acesteia (fig.4.27)

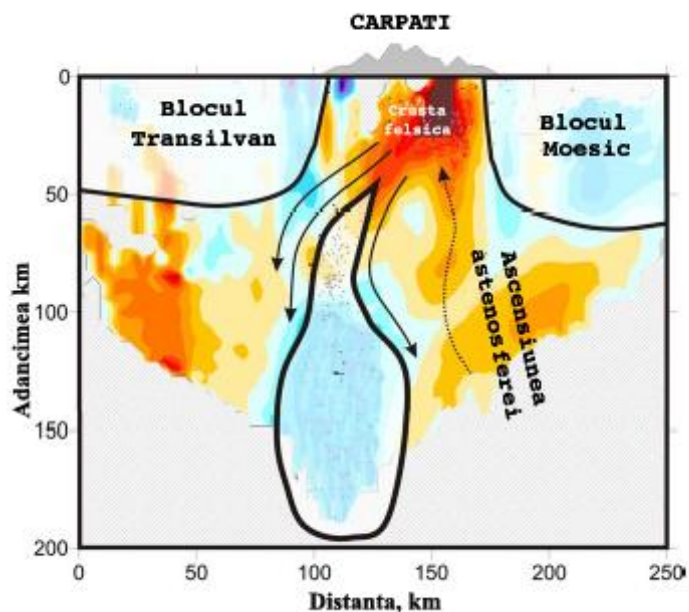


Figura 4.27. Modelul delaminării propus de Koulakov et al.2009

Ținând seama de faptul că geometria zonei de subducție nu a fost definită în mod univoc, grupul de lucru CRC 461(1999) a propus patru alternative posibile pentru zona Vrancea. Astfel procesul de subducție a fost modelat în patru variante: o subducție sub zona de sutură, o subducție sub avanfosă, două zone de subducție care interacționează, și o subducție dedesubtul suturii, urmată de delaminare (fig 4.28).

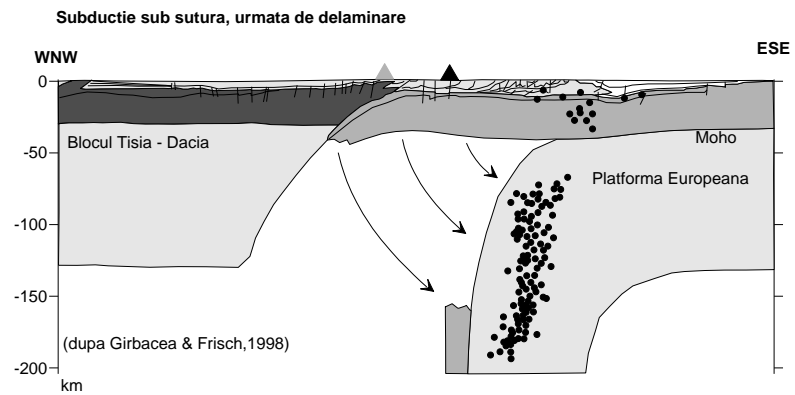
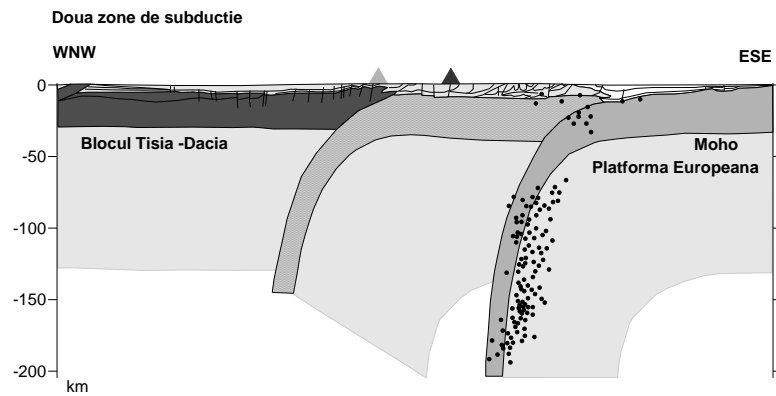
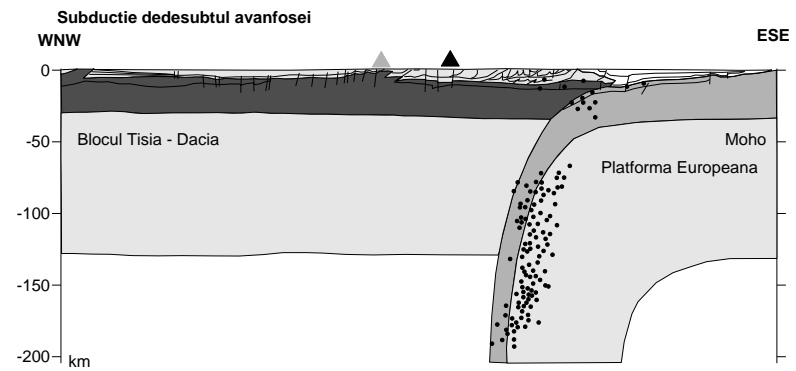
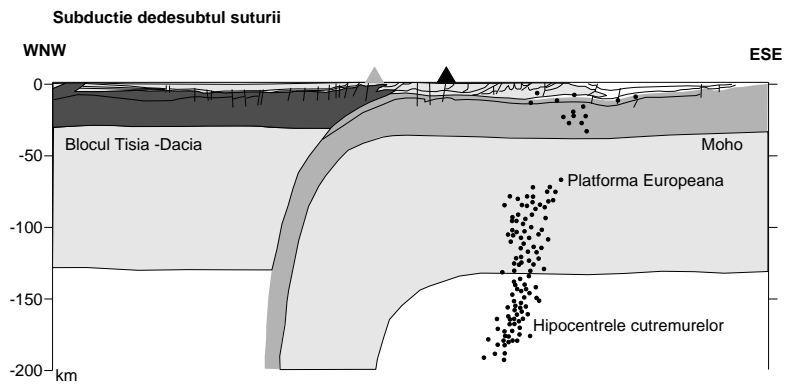
Pentru fiecare dintre cele patru ipoteze au fost invocate argumentele pro și contra. Astfel în cazul unei subducții dedesubtul zonei de sutură sunt amintite drept argumente în favoarea ipotezei: configurația normală pentru o subducție „*in place*”, prisma de acreție și avanfosa plasate corect în timp ce localizările cutremurelor și vulcanismului calc-alkalin sunt incorecte, nu explică vulcanismul alcalin, iar tomografiile indică prezența corpului de viteză ridicată mai spre SE.

Pentru existența unei subducții sub avanfosă: cutremurele, de data aceasta sunt plasate corect față de placa subdusă, vulcanismul calc-alkalin și corpul sunt în poziția corectă. Incorecte sunt: amplasarea prismei de acreție, lipsa suturii sub avanfosă,

structurile de suprafață care nu respectă modelul zonelor de subducție. De asemenea modelul nu explică vulcanismul alcalin.

În ipoteza unei duble subducții cutremurele sunt în poziția corectă, vulcanismul calc-alcalin este în poziția corectă, pentru subducția vestică structurile de suprafață și prisma de acreeție sunt în poziția corectă, corpul de viteze ridicate se corelează cu lespedea vestică. În același timp drept argumente contra sunt amintite: lipsa unei suturi și a unei prisme de acreeție pentru subducția estică, faptul că ar fi necesară o scurtare crustală dublă, lespedea vestică nu este vizibilă pe tomografii, nu explică prezența vulcanismului alcalin

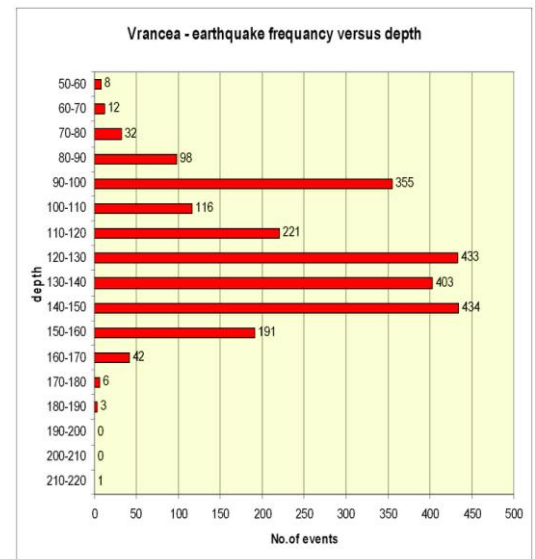
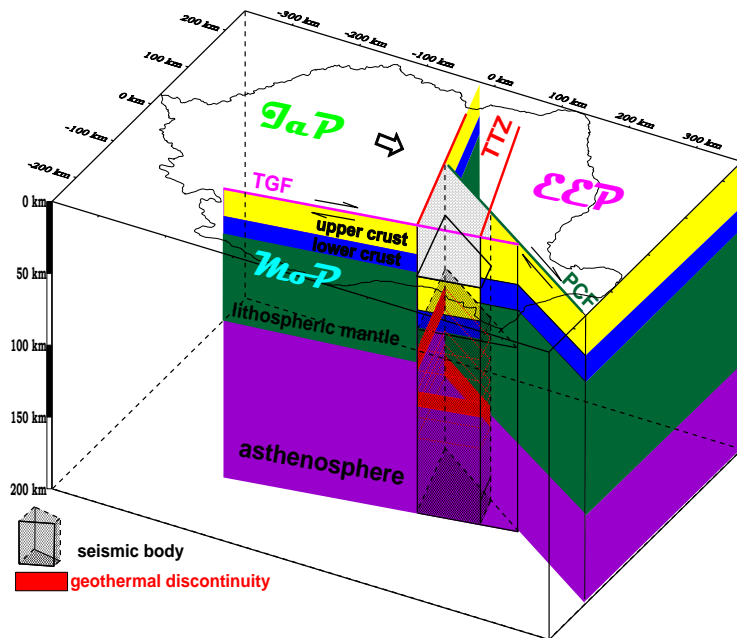
Cea din urmă ipoteză, a delaminării are drept argumente pro: cutremurele și vulcanismul calc-alcalin plasate corect, explicații logice privind vulcanismul alcalin, structuri de suprafață și prisma de acreeție în poziții corecte și corpul de viteze ridicate plasat în poziție corectă. Nu explică însă suficient de riguros care sunt cauzele delaminării și nici prezența cutremurelor în crusta inferioară, ductilă.



**Fig.4.28. Modele alternative propuse ca mecanisme posibile pentru explicarea situației actuale din zona de curbura**

O soluție alternativă modelelor bazate pe ipoteza subducției a fost propusă de Beșuțiu (2001), Beșuțiu (2006). În viziunea autorului, geometria volumului seismogen din Vrancea este cvasiverticală, prismatică și este rezultatul interacțiunii unei plăci majore și a două sub-plăci (Placa Est Europeană, sub-Placa Moesică și sub-Placa intra-Alpina) aflate în condiții geodinamice de triplă joncțiune instabilă. Triplul contact este conturat de trei discontinuități majore: zona Tornquist-Tesseyre, Falia Peceneaga-Camena și Falia Trans-Getică. Caracterul instabil al triplei joncțiuni a fost impus de excesul de viteză oferit Microplăcii Moesice la începutul Cretacicului Superior de deschiderea bazinului de vest al Mării Negre. Colapsul segmentului litosferic central al triplei joncțiuni explică și o serie de aspecte geologice neobișnuite cum ar fi absența vulcanismului din «spatele» zonei Vrancea, simetria bazinului Focșani și prezența unor falii normale pe flancurile sale, precum și rata de subsidență neobișnuită a Neogenului din zona de curbură a Carpaților Orientali (de cca 5 ori mai mare decât în restul catenei).

Seismicitatea intermediară este atribuită în acest context (spre deosebire de Ismail Zadeh et al., 1999 care propunea drept mecanism de declanșare a cutremurelor întremiare doar procesele de deshidratare a rocilor) fenomenelor mai complexe de acomodare termo-barică apărute în compartimentul litosferic (mai rece) împins în mantaua superioară de forțele tectonice care pun în mișcare cele trei plăci menționate. Modelul explică astfel de ce maximele de frecvență ale cutremurelor se situează în domeniul de adâncime la care compartimentul litosferic scufundat al triplei joncțiuni intră în contact cu astenosfera (recunoscută ca discontinuitate termică) celor trei plăci tectonice : 80-90 km în microplaca Intra-Alpină, 120-130 km în Microplaca Moesică și peste 150 km în Placa Est-Europeană. (fig.4.29).



**Fig 4.29 Modelul triplei joncțiuni instabile și legătura dintre frecvența apariției cutremurelor intermediare cu adâncimea în zona Vrancea și poziția astenosferei (după Beșuțiu, 2006)**

IaP-Microplaca Intra-alpină (Intracarpatică) ; MoP-Microplaca Moesică ; EEP-Placa Est-Europeană ; PCF-Falia Peceneaga-Camena ; TTZ- Zona Tornquist-Teysseire ; TGF-Falia Transgetica

Două par a fi cauzele principale care întrețin scufundarea compartimentului litosferic al triplei joncțiuni: (1) prima, ar fi geometria de horst invers a structurii, care permite transformarea forțelor tectonice orizontale care acționează asupra plăcilor în componente verticale și (2) eclogitizarea crustei inferioare pătrunse în mantaua superioară. Transformarea bazaltelor din crusta inferioară ( $d = 2.87 \text{ g/cm}^3$ ) în eclogite ( $d = 3.2 \text{ g/cm}^3$ ) duce la apariția unei forțe gravitaționale care trage în jos compartimentul central al triplei joncțiuni, conducând permanent la expunerea unor noi volume de litosferă dezechilibrului termo-baric. Concomitent, întinderea litosferei sub acțiunea acestor forțe duce și la apariția cutremurelor crustale cu mecanism de extensie verticală din partea superioară, casantă, a corpului seismogen, prezente doar în arealul presupusei triple-joncțiuni.



## CONCLUZII

Au fost trecute în revistă principalele modele elaborate pentru a explica particularitățile zonei seimogene Vrancea.

Deși extrem de elaborate, având un important suport analitic și faptic, aceste modele suferă, și de anumite curențe care lasă deschisă discuția privind elaborarea unor modele optime de explicare a seismicității intermediare din regiune :

(1) În totalitatea lor, modelele 2D nu respectă scara lungimilor, astfel că, sau planele de subducție “dispar” cu mult înainte de a fi ajuns «sub» aria cu magmatism neogen, fie înclinarea mică a planului de subducție ajunge «sub» aceeași zonă la adâncimi la care producerea magmelor este improbabilă.

(2) În alte situații planul de subducție se flexurează sub un unghi nejustificat de mare, numai pentru a se poziționa sub aria cu magmatite neogene.

(3) În cazul ipotezelor privind ruperea «lespezii» subduse nu sunt suficient argumentate procesele de “break-off “ și “roll-back”

(4) Delaminarea mantalei este un proces îndelungat și recurent în care volumele implicate sunt reduse, spre deosebire de situația din Vrancea.

(5) În toate modelele de subducție din lume curenții de convecție din manta (dacă există) nu sunt retrograzi în raport cu planul de subducție astfel încât să «transporte» în spatele planului o bucată ruptă din placa subdusă.

(6) Nu există explicații plauzibile pentru posibilitatea ca dinamica curenților de convecție să determine torsiuni la nivelul volumului seismogen, oricare ar fi starea lui.

(7) În «spatele» zonei Vrancea nu există un magmatism calco-alkalin important asociat unei prezumtive subducții de o asemenea importantă,

(8) Sub aspect calitativ, cel puțin din punct de vedere teoretic, modelul triplei joncțiuni pare plauzibil, urmând ca experimente cantitative să valideze sau nu această ipoteză.

## **BIBLIOGRAFIE:**

- Andreescu, M., Demetrescu, C. (1999). A thermal and rheological model for the lithosphere in the convergence zone of the Eastern Carpathians. *Rev. Roum. Geophysique*, 23, p. 51-57.
- Andreescu, M., Demetrescu, C., (2001) Rheological implications of the thermal structure of the lithosphere in the convergence zone of the Eastern Carpathians, *J. Geodynamics*, 31, 373-391.
- Anghel, M. (1979). A new physical model for the earthquake-triggering effect of solar activity and application to the Vrancea Zone. *Rev. Roum. Geophysique*, 43, p. 45-56.
- Apostol, B.F. (2006). Statistical distributions of earthquakes and related non-linear features in seismic waves. *Rom. Rep. Phys.*, Vol. 58, No.2, P. 195-210.
- Apostol, B.F. (2006). A Bayesian theory for seismic foreshocks and aftershocks. *Rom. Rep. Phys.*, Vol. 58, No.2, P. 211-219.
- Apostol, B.F. (2006). A model of seismic focus and related statistical distribution of earthquakes. *Rom. Rep. Phys.*, Vol. 58, No.4, P. 583-600.
- Ardeleanu, L., Popescu, E. (1991). The seismic energy released – possible precursor of the large intermediate depth events of Vrancea, Romania. *Rev. Roum. Geophysique*, 35, p. 15-20.
- Ardeleanu, L., Smalbergher, V. (1991). Seismicity pattern of Focsani – Ramnicu Sarat region. *Rev. Roum. Geophysique*, 35, p. 21-29.
- Ardeleanu, L., Radulian, M. (1998). 21-22 february 1983 seismic sequence of Ramnicu : focal mechanism and source time function inferred from short period waveform inversion. *Rev. Roum. Geophysique*, 42, p. 27-38.
- Ardeleanu, L. (1999). Statistical Models of the Seismicity of the Vrancea Region, Romania. *Natural Hazard*, 19, 151-164.
- Ardeleanu, L., Radulian, M., Sileny, Panza, G., F. (2000). Source parameters of the weak earthquakes in the Vrancea foredeep area. *Rev. Roum. Geophysique*, 44, p. 57-69, 2000, *Bucuresti*
- Ardeleanu, L., Cioflan C. (2005). The seismic sequence of 21-22 february 1983 of Ramnicu Sarat: focal mechanism retrieved by genetic algorithm. *Rom.Jour.Phys.*, Vol.50, Nos. 5-6, P. 607-614.
- Ardeleanu, L., Bazacliu O, O. (2005). Evolutia unor parametrii ai activitatii seismic in relatie cu producerea cutremurelor puternice din regiunea Vrancea. *St. Cerc. GEOFIZICA*, tomul 43, p. 41-51, Bucuresti, 2005.
- Ardeleanu, L., Radulian, M., Šileny, Panza, G., F. (2000). Source Parameters of the Weak Crustal Earthquakes in the Vrancea Region from Short-period Waveform Inversion. *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 162, No. 3, 495 -513.
- Ardeleanu, L., Raileanu, V. (2009). Waveform modelling to estimate the seismic wave attenuation in the crust, in the Vrancea region. *Rom. Journ. Phys.*, Vol. 54, Nos. 9-10, P. 973–983.

- Atanasiu, I. (1961) *Cutremurele de pământ din România*, Ed. Academiei Române, Bucuresti
- Bada G., Horváth F. (2001) On the structure and tectonic evolution of the Pannonian basin and surrounding orogens. *Acta Geologica Hungarica* 44/2-3, 301-327
- Bada G., Horváth F., Gerner P., Fejes I. (1999) Review of the present day geodynamics of the Pannonian basin - progress and problems *Geodynamics* 27, 501-527
- Badescu D., (1998) Modelul structural al zonei externe a flișului din Carpatii Orientali (partea centrala și nordica) și paleogeografia palinspastica la nivelul Senonianului și Paleogenului. *PhD Thesis*, Univ. București.
- Bădescu, D. (1997) Tectono-thermal regimes and lithosphere behaviour in the External Dacides in the Upper Triassic and Jurassic Tethyan opening (Romanian Carpathians). *Tectonophysics* 282, 167-188.
- Bădescu, D. (1998) Geologz of the East Carpathians - an overview. In *Monograph of Southern Carpathians*, ed I. Śledziński, pp.49-69. Politechnika Warszawska, *Reports on Geodesy*, 7.
- Bala, A., Radulian, M., and Popescu, E. (2003) Earthquakes distribution and their focal mechanism in correlation with the active tectonic zones of Romania. *Journal of Geodynamics*, 36, 129-145.
- Balan, S., Cristescu, V., Cornea, I. (1982) *Cutremurul de Pământ din România de la 4 martie 1977*, Ed. Academiei Române, Bucuresti
- Baltres, A. (2009) Tectonic subsidence in the Focsani Depression. *Integrated research on the intermediate-depth earthquake genesys within Vrancea/ ed.coord:Lucian Besutiu, Bucuresti: Ed. Vergiliu, 2009. Bibliogr. ISBN 978-973-7600-59-2.*
- Bazacliu, O., Oancea, V., Popescu, E. (1999). Magnitude Calibration for Vrancea (Romania) Subcrustal Earthquakes Using Coda Waves. *Natural Hazards*, 19, 179-187.
- Beck, A.E., Shen, P.Y., (1989). On a more rigorous approach to geothermic problems, *Tectonophysics*, 164, 83-92.
- Becker, M., E. Cristea, M. Figurski, L. Gerhatova, G. Grenczy, J. Hefty, A. Kenyeres, T. Liwosz, G. Stangl, (2002), Central European intraplate velocities from CEGRN campaigns, *Reports on Geodesy.*, 1(61), 83-91;
- Belousov, V.V., Volvovskii, B.S., Arkhipov, I.V., Burianova, V.B., Evsyukov, Y.D., Goncharov, V.P., Gordienko, V.V., Ismagilov, D.F., Kislov, I.I., Kogan, L.I., Kondyurin, A.V., Kozlov, V.N., Lebedev, V.I., Lokholatnikov, V.M., Malovitsky, Y.P., Moskalenko, V.N., Neprochanov, Y.P., Ostisty, B.K., Rusakov, V.M., Shimkus, V.D., Shlezinger, A.E., Sochelnikov, V.V., Sollogub, V.B., Soloviev, V.D., Starostenko, V.I., Starovoitov, A.F., Terekhov, A.A., Volvovsky, I.S., Zhiugunov, A.S., and Zolotaev, V.G. (1988) Structure and evolution of the Earth's crust and upper mantle of the Black Sea, *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, XXX, 117-118, 197-324
- Bertotti, G., Matenco, L., Cloetingh, S. (2003) Vertical Movements in the around south-east Carpathian foredeep: lithospheric memory and stress field control. *Terra Nova*, bol.15, No.5, 299-305.

- Besutiu L. (2001) Vrancea active seismic area: a continental unstable triple junction: *Revue Roumaine de Géophysique*, 45, 59-72, Bucharest
- Beșuțiu, L. (2001) Earthquakes and structures within northern Moesian plate, Romania. *Geologica Balcanica*, 31, 1-2, 89-91
- Besutiu, L. Cadicheanu, N. (2002). Migration of the Vrancea intermediate-depth seismicity : reality or mathematical fiction ? (In Romanian). *St., cerc., geol., geofiz., geogr., Geofizică*, 40, 45-56.
- Beșuțiu, L. (2002) Expresia geomagnetică a unei vechi margini de placă în partea de sud a Carpaților Meridionali (Geomagnetic expression of an ancient plate-boundary southern South Carpathians): *Proceedings of the Annual Conference of the Geological Society of Romania "GEO2002"*
- Besutiu, L. (2003) Plate tectonics on the Romanian territory. Dynamics and some seismotectonic consequences: in Hain, V.E., Gherasimov, M.E. (Eds), *Problemî geodinamiki i neftegazonosti Tchernomorskovo-Kaspiiskovo regiona*, p.19-23, Simferopol
- Besutiu, L., Ghioca, G., Zlăgnea, L., Zugrăvescu, D. (2004) Considerations on the lithosphere compartments on the Romanian territory. Dynamics and some seismotectonic consequences: *Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz*, p. 79-81, Graz
- Besutiu, L., Zugrăvescu, D. (2004) Geophysical considerations on the Black Sea opening and its seismo-tectonic consequences. *Rev.Roum. Geophysique*,48,p.3-13, Bucuresti
- Besutiu, L., Zugrăvescu, D. (2004) Considerations on the Black Sea opening and related geodynamic echoes in its NW inland as inferred from geophysical data interpretation. *Ukrainian Geologist*, 3, 51-60, Kiev
- Besutiu, L., Zugrăvescu, D. (2006) Considerations on the Black Sea opening and related geodynamic echoes in its NW inland as inferred from geophysical data interpretation. In: *Geodynamic studies in Romania - Vrancea zone. Monograph compiled in the frame of the Project CERGOP-2/Envirent*. (Sledzinski et al., Eds.), *Reports on Geodesy*, no.6 (81), 17-42, Warszawa
- Besutiu, L., Atanasiu, L., Damian, A., Horomnea, M., Zlăgnea, L. (2005) Considerations on the SE extent of the Tornquist-Teisseyre zone on the Romanian territory: *Suppl. Journ. Balkan Geophysical Society*, 8, 129-132, Thessalonica
- Besutiu, L., Zlăgnea, L., Horomnea, M. (2005) NON-tidal gravity changes across major lithosphere boundaries on the Romanian territory: *Suppl. Journ. Balkan Geophysical Society*, 8, 237-240, Thessalonica
- Besutiu L., Zlăgnea L. (2006) Vrancea Intermediate Depth seismicity within the Geodynamic Framework of the SE Carpathian Foreland. In: *Geodynamics of the Balkan Peninsula – A Monograph* (Sledzinski et al., Eds.), *Reports on Geodesy*, no.5 (80), 399-405, Warszawa
- Beșuțiu L., Zlăgnea L., Horomnea M. (2006), Lithosphere dynamics, crust deformation and non-tidal gravity changes across major lithosphere boundaries on the Romanian territory, In: *Geodynamics of the Balkan Peninsula – A Monograph* (Sledzinski et al., Eds.), *Reports on Geodesy*, no.5 (80), 423-427, Warszawa

- Besutiu, L., Cadicheanu, N. (2006). Geodynamic considerations on the space-time migration of the Vrancea intermediate-depth seismicity. In: *Geodynamic studies in Romania - Vrancea zone. Monograph compiled in the frame of the Project CERGOP-2/Envirent.* (Sledzinski et al., Eds.), *Reports on Geodesy*, no.6 (81), 17-42, Warszawa
- Besutiu, L. (2006). Alternative geodynamic model for Vrancea intermediate-depth seismicity: the unstable triple junction. In: *Geodynamic studies in Romania - Vrancea zone. Monograph compiled in the frame of the Project CERGOP-2/Envirent.* (Sledzinski et al., Eds.), *Reports on Geodesy*, no.6 (81), 17-42, Warszawa
- Beșuțiu L., Zlăgnea L., Horomnea M. (2006), Past and present geodynamic investigations in Romania by using geodetic approaches. In: *Geodynamic studies in Romania - Vrancea zone. Monograph compiled in the frame of the Project CERGOP-2/Envirent.* (Sledzinski et al., Eds.), *Reports on Geodesy*, no.6 (81), 157-190, Warszawa
- Besutiu, L. (2009). Geodynamic and seismotectonic setting of the SE Carpathians and their foreland. *Integrated research on the intermediate depth earthquake genesis within Vrancea zone, In Besutiu, L. (Ed.), Vergiliu Publishing House pp.233-248 .ISBN978-973-7600-59-2.*
- Besutiu, L., Zlagnean, L. (2009). Geodynamic considerations on the space-time migration of the Vrancea intermediate-depth seismicity. *Integrated research on the intermediate depth earthquake genesis within Vrancea zone, In Besutiu, L. (Ed.), Vergiliu Publishing House pp.140-152.ISBN978-973-7600-59-2.*
- Besutiu, L., Radulian, M., Zlagnean, L., Atanasiu, L. (2009). Some peculiarities of the seismicity within the bending zone of the East Carpathians. *Integrated research on the intermediate depth earthquake genesis within Vrancea zone, In Besutiu, L. (Ed.), Vergiliu Publishing House pp.36-111.ISBN978-973-7600-59-2.*
- Bobrinskii, V.M., Makarescu, V.S., Poliata, I.A. (1990) Gheodinamiceskaia priroda promejutocinih seismiceskih ociagov zonî Vrancea - Vostocinîh Karpațî, *Gheotektonika*, 2, 63-79 (in Russian)
- Boccacetti, M., Manetti, P., Peltz, S. (1973). Evolution of the upper cretaceous and cenozoic magmatism in the Carpathian arc: geodynamic significance. *Mem. Soc. Geol. It.*, 12(1973), 267-277, 5ff, 1 tab.
- Bocin, A., Stephenson, R., Mocanu, V., Matenco, L. (2009). Architecture of the south-eastern Carpathians nappes and Focsani Basin (Romania) from 2D ray tracing of densely-spaced refraction data. *Tectonophysics*, 476, 512-527.
- Bocin, A., Stephenson, R., Tryggvason, A., Panea, I., Mocanu, V., Hauser, F., Matenco, L. (2005). 2.5D seismic velocity modelling in the south-eastern Romanian Carpathian Orogen and its foreland. *Tectonophysics*, 410, 229-249.
- Bojar A. V., Neubauer, F., Fritz, H. (1998). Cretaceous to Cenozoic thermal evolution of the southwestern South Carpathians: evidence from fission-track thermochronology. *Tectonophysics*, 297, 273-291.
- Borleanu, F., Popa, M., Radulian, M., Panaiotu, C. (2008). Evidence of strong lateral inhomogeneous structure beneath SE Carpathians and specific mantle flow patterns. *Acta. Geod. Geoph. Hung.*, Vol. 43(2-3), pp. 119-130 (2008). DOI: 10.1556/AGeod.43.2008.2-3.2.

- Böse, M., Sokolov, V., Wenzel, F. (2009). Shake Map Methodology for Intermediate-Depth Vrancea (Romania) Earthquakes. *Earthquake Spectra*, Vol. 25, No. 3, pages 497-514, August 2009.
- Burchfiel, B. C. (1980). Eastern European Alpine system and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics. *Tectonophysics*, 63, 31-61.
- Cadicheanu, N., van Ruymbeke, M., Zugravescu, D., Everaets, M., Howard, R. (2006). Periodical tendencies in Vrancea seismic activity detected by the hi-cum stacking method. *Rev. Roum. GEOPHYSIQUE*, 50, p. 31-57, 2006, Bucuresti.
- Cantuniari, Șt. (1939) Études hydrogéologiques sur les sources minérales de Slanic (District de Bacau). *Bul. Soc. Roum. Géol.*, IV, 30-52.
- Caporali A., Aichhorn C., Becker M., Fejes I., Gerhatova L., Ghitau D., Grenerczy G., Hefty J., Krauss S., Medakh D., Milev G., Mojzes M., Mulic M., Nardo A., Pesec P., Rus T., Simek J., Sledzinski J., Solaric M., Stangl G., Vespe F., Virag G., Vodopivec F., Zablotzkyi F. (2008), Geokinematics of Central Europe: New insights from the CERGOP-2/Environment Project, *Journal of Geodynamics*, 45, 246–256;
- Čermak, V., Šafanda, J., Guterch, A., 1989. Deep temperature distribution along three profiles crossing the Tesisseyre-Tornquist tectonic zone in Poland, *Tectonophysics*, 164, 151-163.
- Čermak, V., Bodri, L., 1991. A heat production model of the crust and upper lithosphere, *Tectonophysics*, 194, 304-323.
- Čermak, V., 1995. A geothermal model of the central segment of the European Geotraverse, *Tectonophysics*, 244, 51-55.
- Chalot-Prat F., Garbacea R. (2000) Partial delamination of continental mantle lithosphere, uplift-related crust-mantle decoupling, volcanism and basin formation: a new model for Pliocene-Quaternary evolution of the southern East-Carpathians, Romania. *Tectonophysics*, 327, 83-107.
- Ciocardel, R., Popescu, M. N. (1983). Les zones de rigidité sismique des formations géologiques de Roumanie et les aires d'intensité sismique des trablements de terre du 10.XI.1940 et du 4.III.1977. *Rev. Roum. GEOPHYSIQUE*, 27, p. 11-16, 1983, Bucuresti.
- Cioni, R., Guidi, M., Pierotti, L., Scozzari, A. (2007) An automatic monitoring network installed in Tuscany (Italy) for studying possible geochemical precursory phenomena. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 7, 405-416.
- Ciucu, C., Fulga, C. (2008) Two case studies of post-seismic regimes in the Vrancea region, *Romanian Reports in Physics*, 60, 1, 173–189, Bucharest
- Ciulavu, D., Dinu, C., Cloetingh, S.,A.,P.,L. (2002)/ Late Cenozoic tectonic evolution of the Transylvanian basin (Romania): Constraints from seismic profiling and numerical modeling. EGU Stephan Mueller Special Publication Series, 3, 105-120, 2002. European Geosciences Union 2002.
- Cloetingh, S., Burov, E.B. (1996). Thermomechanical structure of European continental lithosphere: constrains from rheological profiles and EET estimates, *Geophys.J.Int.*, 124, 695-723.

- Cloetingh, S., Lankreijer, A. (2001) Lithospheric memory and stress field controls on polyphase deformation of the Pannonian basin- Carpathian system. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 3 -11.
- Cloetingh, S., Spadini, G., Van WEES J.D., Beekman, F. (2003) Thermo-mecanical modelling of Black Sea Basin (de)formation. *Sedimentary Geology*, 156, 169-184.
- Cloetingh, S. A. P. L., Burov, E., Matenco, L., Toussaint, G., Bertotti, G., Andriessen, P. A. M., Wortel, M. J. R., Spakman, W. (2004) Thermo-mechanical controls on the mode of continental collision in the SE Carpathians (Romania). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **218**, 57-76.
- Cloetingh, S. A. P. L., Ziegler, P. A., Beekman, F., Andriessen, P. A. M., Mațenco, L., Bada, G., Garcia-Castellanos, D., Hardebol, N., Dèzes, P., Sokoutis, D. (2005) Lithospheric memory, state of stress and rheology: neotectonic controls on Europe's intraplate continental topography. *Quaternary Science Reviews* 24, 241–304
- Cloetingh S., van Wees, J.D., Ziegler, P.A., Lenkey, L., Beekman, F., Tesauro, M., Förster, A., Norden, B., Kaban, M., Hardebol, N., Bonté, D., Genter, A., Guillou-Frottier, L., Ter Voorde, M., Sokoutis, D., Willingshofer, E., Cornu, T., Worum, G. (2010). Lithosphere tectonics and thermo-mechanical properties: An integrated modelling approach for Enhanced Geothermal Systems exploration in Europe. *Earth-Sci. Rev.* (2010), doi:10.1016/j.earscirev.2010.05.003
- Cloetingh, S., Mațenco, L., Bada, G., Dinu, C., Mocanu, V. (2005). Evolution of the Carpathians-Pannonian system: Interaction Between neotectonics, deep structure, polyphase orogeny and sedimentary basins in a source to sink natural laboratory. *Tectonophysycs*, 410, 1-14.
- Constantin, A.P., Pantea, A., Stoica, R., Amarandei, C., Stefan, S. (2009) New data about historical earthquakes occurred on the Romanian territory, *Rom.Jour.Phys.*, Vol.54,Nos.1-2, p.239-248.
- Constantinescu, L., Enescu, D. (1984). A tentative approach to possibly explaining the occurance of the Vrancea earthquakes. *Rev.Roum.Geol.Geophys.Geogr.*, *GEOPHYSIQUE*, 28, 19-32.
- Constantinescu, L., Mârza ,V. I. (1987) Caracterizare preliminară a cutremurului vrâncean din 30 august 1986, *St.Cerc.Geofiz*, 25,12-19, Bucharest
- Constantinescu, L., Mârza, V. (1980) A computer-compiled and a computer-oriented catalogue of Romanian's earthquakes during a millennium (984-1979), *Rev.Roum.Geol.Geophys.Geogr.*, *GEOPHYSIQUE*, 24, 2, 193-233
- Cornea, I., Lazarescu, V. (1982). Geologia si seismotectonica Romaniei. *Cutremurul de pamant din Romania de la 4 martie 1977. Ed Academiei RSR, Bucuresti, pag 19-35.*
- Craciun, P., Bandrabur, T. (1993). Some hydrogeochemical features of the geothermal areas related to the Neogene volcanics in the Harghita Mts. (Romania). *Bull. A.H.R.*, **II** (1) 11-19.
- Demetrescu, C., Andreescu, M., Ene, M. (1984). On the thermal structure of trhe lithosphere in Romania. *Rev.Roum.Geol.Geophys.Geogr.*, *GEOPHYSIQUE*, 28, 2, 33-38.
- Demetrescu, C., Andreescu, M., 1994. On the thermal regime of some tectonic units in a continental collision environment in Romania, *Tectonophysics*, 230, 265-276.

- Demetrescu, C., Andreescu, M. (2000). Thermal and rheological constraints on tectonic models of convergence in the eastern Carpathians. *St., cerc., geol., geofiz., geogr., Geofizică*, 38, 63-84
- Demetrescu, C., Nielsen, S.B., Ene, M., Serban, D.Z., Polonic, G., Andreescu, M., Pop, A., Balling, N., 2001. Lithosphere thermal structure and evolution of Transylvanian Depression – insights from new geothermal measurements and modeling results, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 126, 249-267.
- Demetrescu, C., Wilhelm, H., Ene, M., Andreescu, M., Polonic, G., Baumann, C., Dobrică, V., Şerban, D. Z., 2005. On the geothermal regime of the foreland of the Eastern Carpathians bend, *J. Geodynamics*, 39, 29-59
- Demetrescu, C., Wilhelm, Tumanian, M., Nielsen, S.B., Damian, A., C., Dobrică, V., Ene, M., 2007. Time-dependent thermal state of the lithosphere in the foreland of the Eastern Carpathian bend. Insights from new geothermal measurements and modeling results. *Geophys. J. Int.* (2007) 170, 896-912.
- Demetrescu, G (1941) Cutremurul de la 10 Noiembrie 1940. Harta macroseismica, *Biblioteca Academiei Romane*, 11 pag.
- Demetrescu, G (1941) Despre cutremurul de la 10 Noiembrie 1940, *Biblioteca Academiei Romane*, 15 pag.
- Demetrescu, G (1941) In jurul cutremurului de la 10 Noiembrie 1940, *Biblioteca Academiei Romane*, 8 pag.
- Demetrescu, G., Petrescu, G. (1941). Sur les phénomènes lumineux qui ont accompagné le tremblement de terre de Roumanie du 10 novembre 1940. *Académie Roumaine, Bulletin de la Section Scientifique*, Tome XXIII-ème, No.6, p. 292-296.
- Demetrescu, G (1941) Remarques sur le tremblement de terre de Roumanie du 10 Novembre 1940, *Compte Rendues de Séances de l'Academie Roumaine*, Tome V, No. 3, 224-242
- Demetrescu, G (1941) Determination de l'épicentre du tremblement de terre du 24 juin 1940, de la région de Vrancea, *Bibliotèque de l'Academie Roumaine*, 10 pag.
- Demetrescu, G (1941) Determination provisoire de l'épicentre du tremblement de terre de Roumanie, du 10 novembre 1940, *Bibliotèque de l'Academie Roumaine*, 12 pag.
- Demetrescu, G (1942) Sur le tremblement de terre de Roumanie du 29 Juillet 1942, *Bibliotèque de l'Academie Roumaine*
- Demetrescu, G (1944) Les tremblements de terre à foyer profond de Roumanie, *Compte Rendues des Séances. Institut Géologique de Roumanie, TOME XXVII(1938-1939)*, 65-76.
- Demetrescu, G., Iacovache, A. (1942) Persistence et isolement du foyer séismique de la région Vrancea en Roumanie. *Publ. Obs. Buc.*
- Dererova, J., Zeyen, H., Bielik, M., Salman, K. (2006) . Application of integrated geophysical modeling for determination of the continental lithospheric thermal structure in the eastern Carpathians, *Tectonics*, vol. 25, TC3009, doi:10.1029/2005TC001883,2006



- Diaconescu, C., Raileanu, V., Diaconescu, M., Radulescu, F., Pompilian, A., Biter, M. (1996). Seismic data of the Carpathian foredeep basement (Romania). O. Oncken and C. Janssen(eds.), *Basement Tectonics* 11, 125-140, 1996 Kluwer Academic Publishers. Printed in Netherlands.
- Diehl, T., Ritter, J.R.R., CALIXTO Group. (2005) The crustal structure beneath SE Romania from teleseismic receiver functions. *Geophys.J.Int.*, 163, 238-251.
- Dinter, G., Nutto, M., Schmitt, G., Schmidt, U., Ghitau, D., Marcu, C., (2001), Three dimensional deformation analysis with respect to plate kinematics in Romania, *Reports on Geodesy*, 2(57): 29-42.
- Dinter, G., Schmitt, G. (2001), Three Dimensional Plate Kinematics in Romania, *Natural Hazards*, 23,2/3, 389-406.
- Dinu, C., Wong, H. K., Țambrea, D., Mațenco L. (2005) Stratigraphic and structural characteristics of the Romanian Black Sea shelf. *Tectonophysics* 410, 417 –435
- Dumitrescu I., Sandulescu M. (1968) Probleme structurale fundamentale ale Carpatilor romanești și ale vorlandului lor. *An. Com. Geol.*, XXXVI, 159-180.
- Dupont-Nivet, G., Vasiliev, I., Langereis, Cor G., Krijgsman, W., Panaiotu, C. (2005). Neogene tectonic evolution of the southern and eastern Carpathians constrained by paleomagnetism. *Earth and Planetary Science Letter*, 236, 374-387.
- Ellouz N., Roure F., Sandulescu M., Badescu D., (1996) Balanced cross sections in the eastern Carpathians (Romania): a tool to quantify Neogene dynamics. In *Roure F. et al., (Eds) – Geodynamic evolution of sedimentary basins*. Moscow 1996, 305-325.
- Enescu, D., Mârza, V., Zămârcă, I. (1974) Contributions to the statistical prediction of the Vrancea earthquakes, *Rev. roum. Géophysique*, 18, 67-79
- Enescu, D., Crisan, E., Plavita, R. (1979) Determination of geometric and dynamic focal parameters for some strong intermediate earthquakes in the Vrancea region, *Rev. roum. Géophysique*, 23, 39-49.
- Enescu, D. (1980) Contributions to the knowledge of the focal mechanism of the Vrancea strong earthquake of March 4, 1977, *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., sér. Geophysique*, 24, 1, 3-18
- Enescu, D. Smalberger, V. (1980). Directivity functions and theoretical isoseismal lines of the strong Vrancea earthquakes. *Rev. roum. Géophysique*, 24, 235-254.
- Enescu, D. Schmalberger, V. (1981) Energia seismică elibarată de focarele cutremurelor tectonice. Particularizări și aplicații la cutremurele din Vrancea: *St., cerc., geol., geofiz., geogr., Geofizică*, 19, 13-24
- Enescu, D. (1981). Contribution to the knowledge of geometrical and physical parameters of the Vrancea Earthquake foci. *Rev. Roum. Geophysique*, 25, p. 17-34, Bucharest, 1981

- Enescu, D., Cornea, I., Rădulescu, Fl., Răileanu, V., Pompilian, A. (1982) Seismological data on the deep structure of the Vrancea region: *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., sér. Geophysique*, 26, 29-36
- Enescu, D., Cornea, I., Misicu, M. (1982). Mecanismul de producer a cutremurului din 4 martie 1977 si efectele asociate de directivitate. *Cutremurul de pamant din Romania de la 4 martie 1977. Ed Academiei RSR, Bucuresti, pag 19-35.*
- Enescu, D. (1983) New data concerning the periodicity of the Vrancea earthquakes and attempts to give a tectonophysical explanation of this periodicity, *St. Cerc. Geofizică*, 21, 24-30 (in Romanian)
- Enescu, D. (1984) Unele caracteristici de manifestare a cutremurelor din Vrancea: *St., cerc., geol., geofiz., geogr., Geofizică*, 22, 3-10
- Enescu, D. (1985). Phase change – a possible process involved in pre[aring the occurrence of Vrancea earthquakes. *Rev. Roum. Geophysique*, 29, p. 19-21.
- Enescu, D. (1987). Contributions of the knowledge of the lithosphere structure in Romania on the basis of seismic data. *St. Cerc. Geofizică*, 25, 20-27 (in Romanian)
- Enescu, D., Pompilian, A., Bala, A. (1988). Distributions of seismic wave velocities in the lithosphere of some regions in Romania. *Rev. Roum. Geophysique*, 32, p. 3-11, Bucharest, 1988
- Enescu, D. Zugravescu, D. (1990). Geodynamic considerations regarding the Eastern Carpathians arc bend, based on studies of Vrancea earthquakes. *Rev. Roum. Geophysique*, 34, p. 17-34, Bucharest, 1990
- Enescu, D., Danchiv, D., Bălă, A. (1992) Lithosphere structure in Romania. II. Lithosphere thickness and average velocitie of seismic waves P and S. Comparison with other geophysical data. *Revue Roumain du Physique.*,37, 623-639.
- Enescu, D., Danchiv, D., Bălă, A. (1992) Lithosphere structure in Romania. II. Thickness of earth's crust. Depth-dependent propagation velocity curves for the P and S waves. *St. cerc. geofiz.*, 30, 3-19.
- Enescu, D., Enescu, B.D. (1996) Focal mechanism, global geophysical phenomena and Vrancea Romania. earthquake prediction. A model for predicting these earthquakes. *Rev. roum. Géophys.*, 40, 11-32
- Enescu, D. (1997) Ground movement acceleration-macroseismic intensity relations for Vrancea earthquakes. Considerations on the macroseismic maps of some of these earthquakes, *St.cerc.Geofizica*, 35, 15-27, Bucuresti
- Enescu, B., Kiyoshi, I (1999). Prcursory Phenomena of Seismicity in the Vrancea Region, Romania. *Annals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No.42 B-1*, 199
- Enescu, D., Marmureanu, Gh., Enescu, B. (2004) A procedure for estimating the seismic hazard generated by Vrancea earthquakes and its application. II Attenuation curves. *Romanian Reports in Physics*, Vol. 56, No. 1, P. 124–128

- Enescu, D., Enescu, B. (2005) Isoline maps of ground motion acceleration caused by the Vrancea (Romania) earthquake of May 30, 1990. Comparison with the macroseismic intensity map, *Romanian Reports in Physics*, Vol. 57, No. 1, P. 141–150
- Enescu, D. (2005) Geomagnetic anomalies – possible earthquake precursors – linked with 2004 significant seismic activity in Vrancea (Romania). *Rom. Journ. Phys.*, Vol. 51, Nos. 9-10, P. 1213–1221.
- Enescu, D. (2006) Possible association between some geomagnetic anomalies and Vrancea (Romania) significant earthquakes occurred in the year 2005. *Rom. Journ. Phys.*, Vol. 50, Nos. 9-10, P. 1011–1014.
- Enescu, D., Enescu, B.D. (2006). On stress state evolution in the Vrancea (Romania) seismic region. *Rom. Journ. Phys.*, Vol. 51, Nos. 9-10, P. 1015–1019.
- Enescu, D., Enescu, B.D. (2007). A procedure for assessing seismic hazard generated by Vrancea earthquakes and its application. III. A method for developing isoseismal and isoacceleration maps. Applications. *Rom. Journ. Phys.*, Vol. 59, Nos. 1, P. 121–145.
- Enescu, B., Struzik, Z., Kiyono, K. (2008). On the recurrence time of earthquakes: insight from Vrancea (Romania) intermediate-depth events. *Geophys. J. Int.*, 172, 395-404.
- Fan G., Wallace T.C., Zhao D. (1998) Tomographic imaging of deep velocity structure beneath the Eastern and Southern Carpathians, Romania: implications for continental collision. *J. Geophys. Res.*, 103 (B2), 2705-2723.
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M., and Xuan, Z. (1988) Geophysical study of the Black Sea, *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, XXX, 117-118, 197-324
- Fodor, L. (2006). Tertiary Tectonic Evolution of the Pannonian-Carpathian-Eastern Alpine Domain: a Personal View of from Pannonia in the Light of the Terminological Question of Tectonic Units. *GeoLines20*, pag. 34-36.
- Frohlich, C. (2006). Deep Earthquakes. *Cambridge University Press*, P. 535 – 541.
- Franz, L., Seifert, W., Kramer, W. (1997) Thermal evolution of the mantle underneath the Mid-German Crystalline Rise: evidence from mantle xenoliths from the Rhön area (Central Germany). *Mineralogy and Petrology*, 61, 1-25.
- Fuchs, K., Bonjer, K.P., Bock, G., Cornea, I., Radu, C., Enescu, D., Jianu, D., Nourescu, A., Merckler, G., Moldoveanu, T., Tudorache, G. (1979) The Romanian earthquake of March 4, 1977. II. Aftershocks and migration of seismic activity. *Tectonophysics*, 53, 225-247
- Gee, D., Stephenson, R. (2006). The European lithosphere: an introduction. From: GEE, D.G. & STEPHENSON, R. A. (eds) 2006. *European Lithosphere Dynamics*, Geological Society, London, Memoirs, 32, 1-9.
- Gemmer, L., Houseman, G.A. (2007). Convergence and extension driven by lithospheric gravitational instability: evolution of the Alpine-Carpathian-Pannonian system. *Geophys. J. Int.*, 168, 1276-1290.
- Ghenea C., Bandrabur T., Mihaila N., Ghenea A., Giurgea P. (1971) *The geological Atlas of*

Romania, at the scale 1:1.000.000. *Quaternary map explanatory text*, 21 p.

- Gibson R.G., (2001) Neogene kinematic development of the East Carpathian bend area, central Romania. *Marine and Petroleum Geol.*, 18, 149-159.
- Girbacea, R., and Frish, W. (1998) Slab in the wrong place: lower lithospheric mantle delamination in the last stage of the eastern Carpathian subduction retreat. *Geology*, 26, 611-614.
- Giunchi, C., Sabatini, R., Boschi, R., and Gasperini, P. (1996) Dynamic models of subduction: geophysical and geological evidence in the Tyrrhenian Sea. *Geophysical Journal International*, 126, 555-578.
- Gorshkov, A., Panza, G., Soloviev, A., Aoudia, A. (2003). Recognition of strong earthquake-prone areas ( $M \geq 6.0$ ) within the mountain belts of Central Europe. *Rev. Roum. Geophysique*, 47, p. 49-60.
- Greco, F., Sacrieru, R. (2009) Morphostructure and Morphodynamical Processes in the Milcov Morphohydrographic Basin. *Revista de Geomorfologie*, Vol.11, 21-27.
- Grenerczy, Gy., Kenyeres, A., Fejes, I., (2000), Present crustal movement and strain distribution in Central Europe inferred from GPS measurements, *J. of Geophys. Res.* 105B9, 21,835-21,846.
- Grigore, A., Grigore, A., Jr. (2008). National Institute for Earth Physics (NIEP) progresses in seismic monitoring, from the past to the future. *Rom. Journ. Phys.*, Vol. 60, Nos. 3, P. 917–928.
- Gusev, A., Radulian, M., Rizescu, M., Panza, G.F. (2002). Source scaling of intermediate-depth Vrancea earthquakes. *Geophys. J. Int*, 151, 879-889.
- Gvirtzman, Z. (2002). Partial detachment of a lithospheric root under the southeast Carpathian: Toward a better definition of the detachment concept. *Geology*; v. 30, no. 1, p. 51-54.
- Hackney, R. (2004). A 3D density model of Vrancea Slab in the SE Carpathians. [http://www.userpage.fu-berlin.de/~hajo/Bratislava/Files/vrancea/vrancea\\_eg.htm](http://www.userpage.fu-berlin.de/~hajo/Bratislava/Files/vrancea/vrancea_eg.htm)
- Hartmann, J. (2001): Statistische Analyse Erdbeben bezogener hydrogeologischer und geochemischer Signale an Beispielen aus der Vrancea-Zone, Kamchatka und Japan. Ph.D.Thesis at Karlsruhe University, Germany, 141 pp., available at <http://digbib.ubka.uni-karlsruhe.de/volltexte/4702001>.
- Hartmann, J., Berner Z., Stüben, D., Henze, N. (2005) A statistical procedure for the analysis of seismotectonically induced hydrochemical signals: a case study from the Eastern Carpathians, Romania. *Tectonophysics*, 405, 77-98.
- Hauser, F., Răileanu, V., Fielitz, W., Bala, A., Prodehl, C., Polonic, G., Schultze, A. (2001) VRANCEA99-the crustal structure beneath the southeastern Carpathians and the Moesian Platform from seismic refraction profile in Romania. *Tectonophysics*, 340, 233-256.
- Hauser, F., Răileanu, V., Fielitz, W., Dinu, C., Landes, M., Bala, A., Prodehl, C. (2007). Seismic crustal structure between Transylvanian Basin and the Black Sea, Romania. *Tectonophysics*, 430, 1-25.

- Heidbach, O., Ledermann, P., Kurfeß, D., Peters, G., Buchmann, T., Matenco, L., Negut, M., Sperner, B., Müller, B., Nuckelt, A., Schmitt, G. (2007) Attached or not attached: slab dynamics beneath Vrancea, Romania. *Abstract volume of the International Symposium on Strong Vrancea Earthquakes and Risk Mitigation, Oct. 4-6, 2007, Bucharest, Romania*, 3-20.
- Heidbach, O., Reichnecker, J., Tingay, M., Muller, B., Sperner, B., Fuchs, K., Wenzel, F., 2007. Plate boundary forces are not enough: Second and third-order stress patterns highlighted in the World Stress Map database. *Tectonics*, 26, TC6014. doi:10.1029/2007TC002133.
- Heinrich, Ch., Neubauer, F. (2002). Cu-Au-Pb-Zn-Ag metallogeny of the Alpine – Balkan – Carpathian – Dinaride geodynamic province. *Minerium Deposita* (2002) 37: 533-540, DOI 10.1007/s00126-002-0271-x.
- Hoeck, V., Ionescu, C., Balintoni, I., Koller, F. (2009). The Eastern Carpathians “ophiolites” (Romania): Remnants of a Triassic ocean. *Lithos* 1008 (1009) 151-171.
- Horváth F., (1993) – Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 226, 333-357.
- Horváth F., Cloetingh S.A.P.L. (1996) Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 266, 287-300.
- Houseman, G. A., Gemmer, L. (2007) Intra-orogenic extension driven by gravitational instability: Carpathian-Pannonian orogeny, *Geology* 35, no. 12, 1135-1138
- Hyppolite J.C. (2002). Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist-Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics*, 357, 33-53.
- Hyppolite J.C., Sandulescu M. (1996) Paleostress characterization of the “Wallachian” phase in its type area, southeastern Carpathians, Romania. *Tectonophysics*, 263, 253-249.
- Imoto M., Hurukawa, N. (2006) Assessing potential seismic activity in Vrancea, Romania, using a stress-release model. *Earth Planets Space*, 58, 1511-1514.
- Ionescu, P. (1956) Despre proprietatea de persistență a cutremurelor din Vrancea. *Bul. Acad. R.P.R., Secția de științe matematice și fizice*, VIII, 3
- Iosif, T. (1956) Cutremurul de la 23 mai 1953. *Bul. St. Acad. R.P.R., Secția de științe matematice și fizice*, VIII, 4
- Iosif, T. (1968) Distribuția epicentrelor cutremurelor adânci și structura mantalei superioare. *St.cerc.geol.geofiz.geogr. GEOFIZICA*, 6, 1, 23-37, București
- Iosif, T., Iosif, S. (1968) Spectrele undelor seismice ale cutremurelor adânci din Vrancea. *St.cerc.geol.geofiz.geogr. GEOFIZICA*, 6, 1, 49-60, București
- Iosif, T., Iosif, S. (1973) Energy study of the earthquakes from the Vrancea region. Data about upper mantle, *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Géophysique*, 17, 1, 85-91
- Iosif, T., Iosif, S. (1979). Vrancea earthquakes of march 4, 1977 – a multiple seismic event and its seismotectonic implications. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Géophysique*, 23, 3-17.

- Iosif, T., Iosif, S., Cucu, G. (1979). Error of the earthquakes parameters determination for a given Balkan network. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Géophysique*, 23, 59-62.
- Ismail-Zadeh, A.T., Keilis-Borok, V.I., and Soloviev, A.A., 1999. Numerical modeling of earthquakes flows in the southeastern Carpathians (Vrancea): Effect of a sinking slab. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 111, 267-274.
- Ismail-Zadeh, A.T., Panza, G.F., Naimark, B.M. (2000) Stress in the descending relic slab beneath the Vrancea region, Romania. *Pure and Applied Geophysics*, 157, 111-130.
- Ismail-Zadeh, A., Muller, B., Wenzel, F., 2003. Modelling of descending slab evolution beneath the SE-Carpathians: implications for seismicity, Seventh Workshop "Non-Linear Dynamics and Earthquake Prediction" 29 September to 12 October 2003.
- Ismail-Zadeh, A., Mueller, B., Schubert, G. (2005) Three-dimensional numerical modeling of contemporary mantle flow and tectonics stresses beneath the earthquake-prone southeastern Carpathians based on integrated analysis of seismic, heat flow and gravity data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149, 81-98.
- Ismail-Zadeh, A., Sokolov, V., Bonjer, K.-P. (2007). Tectonic stress, seismicity, and seismic hazard in the southeastern Carpathians. *Nat. Hazards, Vol. 42, No. 3*, 493-514.
- Ismail-Zadeh, A., Schubert, G., Tsepelev, I., and Korotkii, A. (2008) Thermal evolution and geometry of the descending lithosphere beneath the SE-Carpathians: an insight from the past., *Earth and Planetary Science Letters*, 273, 68-79.
- Ivan, M., Wiejacz, P., Popa, M., Radulian, M. (2000). The Romanian Vrancea Earthquake of april 6, 2000: relocation and fault plane solution. *Rev. Roum. Geophysique*, 44, p. 71-78, 2000, *Bucuresti*
- Ivan, M. (2000). SKS splitting observed at the MLR geofon station in the Vrancea area, Romania. *Rev. Roum. Geophysique*, 44, p. 79-86, 2000, *Bucuresti*
- Ivan, M. (2007). Attenuation of P and pP waves in Vrancea area – Romania. *J. Seismol* (2007) II: 73-85. DOI 10.1007/s10950-006-9038-7.
- Judge, A., V. (1984) The relationship between plate curvature and elastic plate thickness: a study of the Peru-Chile trench. Submitted to the Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences and to Woods Hole Oceanographic Institution in Partial Fulfillment of the Degree of the Master of Science in the Earth Sciences, May, 1998, 60p.
- Kiratzi, A. (1993). Active Deformation in the Vrancea Region, Rumania. *Pure and Applied Geophysics*, Volume 140, Number 3, 391-402, DOI: 10.1007/BF00876961
- Knapp, J. H., Knapp, C. C., Răileanu, V., Mațenco, L., Mocanu, V., Dinu, C. (2005) Crustal constraints on the origin of mantle seismicity in the Vrancea Zone, Romania: The case for active continental lithospheric delamination, *Tectonophysics* 410, 311–323
- Konecny, V., Kovac, M., Lexa, J., Sefara, J. (2002) Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and black-arc diapiric uprise in the mantle. EGU Stephan Mueller Special Publication Series Publicatio Series, 1, 105-123, European Geosciences Union 2002.

- Krezsek, C., Bally, A. (2006) The Transylvanian Basin (Romania) and its relation to the Carpathian fold and thrust belt: Insights in gravitational salt tectonics. *Marine and Petroleum Geology*, 23, 4005-442.
- Koulakov, I., Zaharia, B., Enescu, B., Radulian, M., Popa, M., Parolai, S., Zschau, J. (2009). Delamination or slab detachment beneath Vrancea? New arguments from local earthquake tomography. *G-cube, Manuscript number 2009GC002811, Potsdam, Bucharest, Novosibirsk, Tsukuba, November 2009.*
- Kutas, R., I., Kobolev, V., P., Tsvyashchenko, V., A. (1998). Heat flow and geothermal model of the Black Sea depression. *Tectonophysics*, 291, 91-100.
- Lamarche, J., Mansy, J., L., Bergerat, F., Averbuch, O., Hakenberg, M. (1999). Variscan tectonics in the Holy Cross Mountains (Poland) and the role of structural inheritance during Alpine tectonics. *Tectonophysics*, 313, 171-186.
- Landes M., Fielitz W., Hauser, F., Popa, M., CALIXTO Group (2004) 3-D upper crustal tomographic structure across the Vrancea seismic zone, Romania. *Tectonophysics* 382, 85-102.
- Lankreijer, A., Mocanu, V., Cloetingh, S. (1997). Lateral variations in lithosphere strength in Roumanian Carpathian: constraints on basin evolution, *Tectonophysics* 272, 269-290.
- Lăzărescu, V., Popescu, M.N. (1984). Correlation paleo-recent tectonics at the Eastern Carpathians arc bend. *Rev. Roum. Geol. Geophys. et Geogr. GEOPHYSIQUE*, 28, 3-18.
- Lăzărescu, V, Rădulescu F., Vasilescu –Pelcea G., Smalbergher, V. (1990) Distribution of earthquake energy in the Vrancea region, *Rev. Roum. de Geophysique*, 34, 41-47
- Leever, K.A., Matenco, I., Bertotti, G., Cloetingh, S., Drijkoningen, G., G. (2006). Late orogenic vertical movements in the Carpathian Bend Zone –seismic constraints on the transition zone from orogene to foredeep. *Basin Research* (2006) 18,521-545, doi:10.1111/j.1365-2177.2006.00306.x
- Leever, K.A., Bertotti, G., Matenco, L., Cloetingh, S. (2006). The effect of a lateral variation in lithospheric strength on foredeep evolution: Implications for the East Carpathian foredeep. *Tectonophysics* 421,251-267.
- Leever, K.A., Matenco, L., Rabagia, T., Cloetingh, S., Krijgsman, W., Stoica, M. (2010). Messinian sea level fall in the Dacic Basin (Eastern Parathethys): paleogeographical implications from seismic sequence stratigraphy. *Terra Nova*, vol. 22, Issue 1, 12-17.
- Linzer, H.-G., Frisch W., Zweigel P., Girbacea, R., Hann, H.-P., Moser, F. (1998). Kinematics evolution of the Romanian Carpathians. *Tectonophysics*, 297, 133-156.
- Lorinczi, P., and Houseman, G.A., 2009. Lithospheric gravitational instability beneath the Southeast Carpathians. *Tectonophysics* ,474, 322-336.
- Lorinczi, P., Houseman, G. (2010). Geodynamical models of the lithospheric deformation, rotation and extension of the Pannonian Basin of Central Europe. *Tectonophysics* ,492, 73-87.

- Lungu, D., Arion, C., Aldea, A., Vacareanu, R. (2007). Seismic hazard, vulnerability and risk for Vrancea events. *International Symposium on Strong Vrancea Earthquakes and risk Mitigation, Oct. 4-6, 2007, Bucharest, Romania*
- Mândrescu, N. (1979). The Vrancea earthquake of march 4, 1977 and the seismic microzonation of Bucharest. *Rev. Roum. Geol. Geophys. et Geogr. GEOPHYSIQUE*, 23, 27-37.
- Mândrescu, N. (1981). The Romanian earthquake of march 4, 1977; aspect of soil behavior. *Rev. Roum. de Geophysique*, 25, 35-56
- Mândrescu, N. (1982). The Romanian earthquake of march 4, 1977: damage distribution. *Rev. Roum. Geol. Geophys. et Geogr. GEOPHYSIQUE*, 26, 37-44.
- Mândrescu, N., Anghel, M., Schmalberger, V. (1982) The Vrancea intermediate-depth earthquakes and the peculiarities of seismic intensity distribution over the Romanian territory, In Nersesov, I.L. et al (Eds) *Recent seismological investigations in Europe*, 59-65, Nauka, Moskva
- Mândrescu, N. (1995) Cutremurele subcrustale din anii 1986 (30 august) si 1990 (30 si 31 mai); semnificații geologice și seismologice, *St.cerc. Geofizica*, 33, 31-49, Bucuresti
- Mândrescu, N., Radulian, M., Marmureanu, Gh., Grecu, B. (2007) Large Vrancea intermediate depth earthquakes and seismic microzonation of Bucharest urban area. *Rom. Jour. Phys.*, Vol.52, Nos.1-2, p. 171-188, Bucharest.
- Malita, Z., Marza, V. (1998). A relationship between aftershock epicentral area nad magnitude for Vrancea (Romania). Subcrustal major earthquakes. *Rev. Roum. de Geophysique*, 42, 39-44.
- Malytskyy, D. (2006). Seismicity of the Carpathian region. *Int. J. Phys. Sci.*, Vol 1(2), pp. 085-092 October, 2006
- Manea, V.C., Manea, M., Beșuțiu, L., Tumanian, M., 2008. Thermal stress field and seismicity beneath the Vrancea relict subduction zone. EGU General Assembly, 13-19 April, Vienna, Austria.
- Manea, V.C., Manea, M., Kostoglodov, V., and Sewell, G. (2006) Intraslab seismicity and thermal stress in the subducted Cocos Plate beneath Central Mexico, *Tectonophysics*, vol. 420, no. 3-4, pp. 389-408.
- Manea, V.C. and Manea, M., 2009. Thermally induced stresses beneath the Vrancea area, *Integrated research on the intermediate depth earthquake genesis within Vrancea zone*, In Besutiu, L. (Ed.), *Vergiliu Publishing House* pp.172-183. ISBN978-973-7600-59-2
- Mantyniemi, P., Marza, V.I., Kijko, A., Retief, P. (2003). A New Probabilistic Seismic Hazard Analysis for the Vrancea (Romania) Seismogenic Zone. *Natural Hazard* 29L: 371-385.
- Marmureanu, Gh., Cioflan, C.O., Marmureanu, Al., (2008). New approach on seismic hazard isothermal map for Romania. *Rom. Rep. in Phys.*, Vol. 60, No. 4, P. 1123-1135.
- Martin, M., Ritter J. R.R., and the CALIXTO Working group (2005) High resolution teleseismic body wave tomography beneath SE Romania, I. Implications for three-dimensional versus one-dimensional crustal correction strategies with a new crustal velocity model, *Geophysical*



Journal International, 162, 448–460.

- Martin, M., Wenzel, F., and the CALIXTO Working group (2006) High resolution tele-seismic body wave tomography beneath SE Romania, II. Imaging of a slab detachment scenario, *Geophysical Journal International*, 164, 579–595
- Mârza, V. (1982) *Conținutul premonitoriu al fluctuațiilor de seismicitate. Manifestări la scară globală cu accent pentru regiunea Vrancea (Pre-monitoring content of the seismicity fluctuations)*. PhD thesis, University of Bucharest
- Mârza, V. I., Kijko, A., Mäntyniemi, P. (1991). Estimate of Earthquake Hazard in the Vrancea (Romania) Region. *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 136, No. 1, 143-154.
- Marza, V., Burlacu, V., Pantea, A., Malita, Z. (2003). Case history of an anticipated event: the major (mw = 7.0, Mw = 7.2) Vrancea (Romania) earthquake of 1986 – revisited. *Rev. Roum. Geophysique*, 47, 109-120.
- Mason, P.R.D., Seghedi, I., Szakács, A., Downes, H., (1998). Magmatic constraints on geodynamic models of subduction in the East Carpathians, Romania. *Tectonophysics* 297, 157:176.
- Massonne, H.-J., Willner, A. P., Gerya, T. (2007) Densities of metapelitic rocks at high to ultrahigh pressure conditions: What are the geodynamic consequences? *Earth and Planetary Science Letters* 256, 12–27
- Matenco L. (1997) Tectonic evolution on the Outer Romanian Carpathians. Constrains from kinematic analysis and flexural modeling. PhD Thesis, Univ. Bucharest.
- Matenco L., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., Dinu, C. (1997) Lateral variations in mechanical properties of the Romanian external Carpathians: inferences of flexure and gravity modelling. *Tectonophysics* 282, 147-166.
- Matenco L., Bertotti G. (2000) Tertiary tectonic evolution of the external East Carpathians (Romania). *Tectonophysics*, 316, 255-286.
- Matenco L., Bertotti G., Cloetingh S.A.P.L., Dinu C. (2003) – Subsidence analysis and tectonic evolution of the external Carpathian-Moesian Platform region during Neogene times. *Sedim. Geol.*, 156, 71-94.
- Matenco, L., Krezsek, C., Merten, S., Schmid, S., Cloetingh, S., Andriessen, P. (2010). Characteristics of collisional orogens with low topographic build-up: an example from the Carpathians. *Terra Nova*, Vol 22, No. 3, 155-165.
- Moldoveanu, C., Novikova, O., Panza, G., Radulian, M. (2004). CN Earthquake prediction algorithm and the monitoring of the future strong Vrancea events. *Rev. Roum. Geophysique*, 48, 31-36.
- McKenzie D.P. (1978) – Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet Science Letter*, 40, 25-32.
- McKenzie, D., Bickle, M. J. (1988), The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere, *J. Petrol.*, 29, 625– 679
- McKenzie, D.P., Morgan W.J. (1969) Evolution of triple junctions, *Nature*, 224, 125-133

- McNutt M.K., Diament M., Kogan M.G. (1988) Variations of elastic plate thickness at continental thrust belts. *J. Geoph. Res.*, 93, 8825-8838.
- Melchiorre, E. B., Criss, R. E., Davisson, M. L. (1999) Relationship between seismicity and subsurface fluids, Central Coast Ranges, California. *J. Geophys. Res.*, **104**, 921-939.
- Milsom, J. (2005) The Vrancea seismic zone and its analogue in the Banda Arc, eastern Indonesia. *Tectonophysics*, **410**, 325-336.
- Minear, J.W., Toksoz, M.N., 1970. Thermal regime of a downgoing slab and new global tectonics, *J.Geophys.Res.*, 75, 8, 1397-1419.
- Mitrofan, H., Marin, C., Zugravescu, D., Tudorache, A., Besutiu, L., Radu, M. (2008) Transients of Giggenbach's Na-K-Mg-Ca geoinicators preceding the 27 October 2004, Mw = 6.0 earthquake in Vrancea area (Romania) *Terra Nova*, **20**, doi:10.1111/j.1365-3121.2008.00790.x, 87-94.
- Mitrofan, H., Marin, C., Zugravescu, D., Tudoreche, A., Besutiu, L., Anghelache, M., Radu, M. (2009). Na-K-Mg geothermometer signatures of some Vrancea significant Earthquakes. *Integrated research on the intermediate depth earthquake genesis within Vrancea zone, In Besutiu, L. (Ed.), Vergiliu Publishing House* pp.219-232.ISBN978-973-7600-59-2.
- Mitrofan, H., Marin, C., Zugravescu, D., Chitea, F., Anghelache, M.-A., Besutiu, L., Tudoreche, A. (2010). Persistent pre-seismic signature detected by means of Na-K-Mg geothermometry records in a saline spring of Vrancea area (Romania). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 217-225.
- Mocanu V.I., Radulescu F. (1994) – Geophysical features of the Romanian territory. In *Berza T., (Eds) - Geological evolution of the Alpine-Carpathian-Pannonian system. ALCAPA II field guidebook. Rom. J. Tect. Reg. Geol.*, 75, 17-36.
- Moldoveanu, C. L., Marmureanu, Gh., (2000). Estimation of Site Effect in Bucharest Caused by the May 30 – 31, 1990, Vrancea Seismic Events. *Pure and Applied Geophysics, Vol. 157, No. 1-2*, 249-267.
- Moldoveanu C. (2002), *Geodezie, noțiuni de geodezie fizică și elipsoidală. Poziționare*. Editura Matrix ROM București;
- Moldovan, I. A., Popescu, E., Constantin, A. (2008). Probabilistic seismic hazard assesement in Romania: Application for crustal seismic active zone. *Rom. Jour. Phys.*, Vol. 53, Nos. 3-4, P. 575-591.
- Morley C.K., (1996) Models for relative motion of crustal blocks within the Carpathian region, based on restorations of the outer Carpathians thrust sheets. *Tectonics*, 15, 4, 885-904.
- Mucuta, D., Knapp, C. C., Knapp, J.H. (2006). Constraints from Moho geometry and crustal thickness on geodynamic origin of the Vrancea Seismogenic Zone (Romania). *Tectonophysics*, **420**, 23-36.
- Muir-Wood, R., King, G. C. P. (1993) Hydrological signatures of earthquake strain. *J. Geophys. Res.*, **98**, 22.035-22.068.

- Muller, G., Bonjer, K., Stockl, H. and Enescu, D. (1978), The Romanian earthquake of March 4, 1977. I. Rupture process inferred from fault-plane solution and multiple-event analysis, *J. Geophys.*, 44, 203-218.
- Muller, B., Heidbach, O., Negut, M., Sperner, B., Buchmann, Th. (2009). Attached or not attached-evidence from crustal stress observations for a weak coupling of the Vrancea slab in Romania. *Tectonophysics*, **124706**, No of Oages 11, article in press.
- Necea, D., Fielitz, W., Matenco, L. (2005). Late Pliocene-Quaternary tectonics in the frontal part of the SE Carpathians: Insights from tectonic geomorphology. *Tectonophysics*, **410**, 137-156.
- Negut, A. (1991) Thermoisobath maps in the Moesian Platform and the Carpathians foredeep, *Revue Roumaine de Géophysique*, 35, 47-52, Bucharest
- Neuner J. (1993), *Determinarea deplasărilor recente ale scoarței terestre prin metode geodezice în vederea estimării riscului seismic în specificul Carpaților de Curbură*, PhD Thesis, Technical University for Civil Engineering in Bucharest;
- Nutu, M.-L., Berbeleac, I. (2006). Faulting and diagenetic processes related to the seismicity with some implications in the Vrancea active geodynamic zone. In: *Geodynamic studies in Romania - Vrancea zone. Monograph compiled in the frame of the Project CERGOP-2/Envirent*. (Sledzinski et al., Eds.), *Reports on Geodesy*, no.6 (81), 17-42, Warszawa
- Nutu, M.-L. (2009). Brief overview on the tectonic-structural evolution of East Carpathians, focussed on the beanding area. *Integrated research on the intermediate depth earthquake genesis within Vrancea zone*, In Besutiu, L. (Ed.), *Vergiliu Publishing House* pp.29-35. ISBN978-973-7600-59-2.
- Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Panov, D.I., Nazarevich, B.P., Brunet, M.F., Stephenson, R.A., Bolotov, S.N., Korotaev, M.V., Tikhomirov, P.L. (2001) Mesozoic and Cainozoic evolution of the Scythian Platform,-Black Sea-Caucasus domain (in Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F., Crasquin-Soleau, S. (Eds.), *Peri – Tethys Memoir 6: Peri – Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mem. Mus. Natl. Hist. Ser. A (Paris)* 186, 295-346
- Oncescu, M. C., Trifu, C. I. (1983). Focal mechanism of march 4, 1977 Vrancea earthquake inferred from simultaneous Rayleigh and love wave inversion. *Rev. Roum. Geophysique*, 27, p. 17-21.
- Oncescu, M. C., Apolozan, L. (1986). The vrancea seismic doublet of august 1, 1985. *St. Cerc. Geofizică*, 24, 12 – 16. (in Romanian)
- Oncescu, M. C., (1986). Relative Seismic Moment Tensor Determination for Intermediate Depth Earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 124, Nos. 4/5, 931-940.
- Oncescu, M.-C. (1987) On the stress tensor in Vrancea region. *Journal of Geophysical Research*. 62, 62-65.
- Oncescu, M.-C., and Bonjer, K.-P. (1997) A note on the depth recurrence and strain release of large Vrancea earthquakes. *Tectonophysics*, 272, 291-302.
- Oncescu, M.C., Mârza, V.I., Rizescu, M., Popa, M. (1998) The Romanian earthquake catalogue between 984-1997, In Wenzel, F., Lungu, D. Editors. and Novak, O. co-Editor, *Vrancea*

- Oth A., Wenzel, F., Radulian, M., Source parameters of intermediate-depth Vrancea (Romania) earthquakes from empirical Green's functions modeling. *Tectonophysics*, 438, 33-56.
- Panaiotu, C.E., Vasiliev, I., Panaiotu, C., Krijgsman, W., Langereis, G. (2007). Provenance analysis as a key to orogenic exhumation : a case study from the East Carpathians (Romania). *Terra Nova*, 19, 120-126.
- Panea, I., Stephenson, R., Knapp, C., Mocanu, V., Drijkoningen, G., Matenco, L., Knapp, J., Prodehl, K. (2005). Near-vertical seismic reflection image using a novel acquisition technique across the Vrancea Zone and Focsani Basin, south-eastern Carpathians (Romania). *Tectonophysics*, **410**, 293-309.
- Panza, G., Cioflan, C., Kouteva, I.P., Romanelli, F., Marmureanu, G. (2003). An innovative assessment of the seismic hazard associated with the Vrancea intermediate-depth earthquakes: case studies in Romania and Bulgaria. *Rev. Roum. Geophysique*, 47, p. 61-72
- Paraschiv D., Olteanu G.H. (1968) Oil fields in Mio-Pliocene zone of eastern Carpathians (district of Ploiești). In *Halbouty M., (Eds) – Geology of giant petroleum fields. AAPG Memoir*, 14, 399-427.
- Paraschiv, D. (1975) Geologia zacamintelor de hidrocarburi din Romania. *Studii Tehnice si Economice*, IGG, seria A, **10**, 1-363.
- Patrașcu Ș., Bleahu M., Panaiotu C. (1990) Tectonic implications of paleomagnetic research into Upper Cretaceous magmatic rocks in the Apuseni Mountains, Romania. *Tectonophysics*, 180, 309-322.
- Peresson, H., Decker, K. (1997). Far-field effect of Late Miocene subduction in the Eastern Carpathians : E-W compression and inversion of structures in the Alpine-Carpathian-Pannonian region. *Tectonics*, vol. 16, No. 1, pages 38-56.
- Petrescu, G., Radu, C., Lascu, St. (1965) Activitatea seismică pe teritoriul R.P.R. în anul 1963, *St.cerc.geol.geofiz.geogr., GEOFIZICA*, 8, 1, 17-29, Bucuresti
- Petrescu, G., Radu, C., Lascu, St. (1965). Quelques observations concernant la propagation des ondes des tremblements profonds de Vrancea. *Rev. Roum. Geol. Geophys et Geogr. GEOPHYSIQUE*, tome 9, No. 1, 35-47.
- Poiata, N., Miyake, H. (2006). Broadband ground motion simulation of Romanian earthquakes using empirical green's function method. *First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, Geneva, Switzerland, 3-8 September 2006, Paper Number :506*.
- Polonic, G. (1996) Structure of the crystalline basement in Romania. *Rev. Roum. Geophysique, Bucharest*, 40, 1996, p.57-69.
- Polonic, G. (2002). The structural and morphological map of the crystalline basement in the bending area of Eastern Carpathians. *St., cerc., geol., geofiz., geogr., Geofizică*, 40, 27-37.

- Polonic, G., Zugravescu, D., Negoita, V. (2005). The present-day stress field pattern in the Eastern Carpathian bend area. *Rev. Roum. GEOPHYSIQUE*, 49, p. 3-30, 2005, Bucuresti.
- Polonic, G., Zugravescu, D. (2006). The subcrustal and crustal seismicity in the Vrancea region. In: *Geodynamic studies in Romania - Vrancea zone. Monograph compiled in the frame of the Project CERGOP-2/Envirent.* (Sledzinski et al., Eds.), *Reports on Geodesy*, no.6 (81), 17-42, Warszawa
- Polonic, G. (2006). The structure of the crystalline basement in the bending area of East Carpathians (Romania). In: *Geodynamic studies in Romania - Vrancea zone. Monograph compiled in the frame of the Project CERGOP-2/Envirent.* (Sledzinski et al., Eds.), *Reports on Geodesy*, no.6 (81), 125-133, Warszawa
- Popa, M., Radulian, M., Popescu, E. Catalog of Vrancea subcrustal earthquakes occurred between September, 1<sup>st</sup> 2006 and August, 1<sup>st</sup> 2008 , *Integrated research on the intermediate depth earthquake genesis within Vrancea zone, In Besutiu, L. (Ed.), Vergiliu Publishing Housem pp.112-139.ISBN978-973-7600-59-2.*
- Popa, M., Radulian, M., Grecu, B., Popescu, E., Placinta, A. O. (2008) Lithosphere-asthenosphere interaction at the Southeastern Carpathian Bend: Implication for anisotropy. *Tectonophysics*, 462, 83-88.
- Popa, M., Radulian, M., Panaiotu, C., Borleanu, F. (2005) Attenuation in the Southern Carpathian area: Result of upper mantle inhomogeneity. *Tectonophysics*, 410, 235-249.
- Popescu, E., Bazacliu, O., Radulian, M., Ardelean, L. (2000) Clustering properties of the Vrancea (Romania) intermediate-depth seismicity, *St.cerc. GEOFIZICA*, 38, 41-52
- Popescu, E., Radulian, M. (2001) Source characteristics of the seismic sequences in the Eastern Carpathians foredeep region (Romania). *Tectonophysics*, **338**, 325-337.
- Popescu E., Grecu B., Popa M., Rizescu M., Radulian M. (2003) Seismic source properties: indications of lithosphere irregular structure on depth beneath Vrancea region, *Romanian Reports in Physics*, 55, 3, 303- 321
- Popescu E., Popa M., Radulian M. (2003) Efficiency of the spectral ratio method to constrain the source scaling properties of the Vrancea (Romania) subcrustal earthquakes. *Romanian Reports in Physics*, 55, 1, 149- 169.
- Popescu E., Enescu, B., Radulian M., Bazacliu, O. (2003). Clustering properties in time and space for Vrancea (Romania) earthquakes. *Rev. Roum. GEOPHYSIQUE*, 47, p. 89-107.
- Popescu E., Radulian M., Popa M., Placinta, A.O., Ghica, D., Moldovan, I.A. (2007) Vrancea seismic source calibration using a small-aperture array. *Romanian Reports in Physics*, 59, 1, 147- 164.
- Popescu E., Radulian M., Popa M., Placinta, A.O., Grecu, B. (2007). Source of Vrancea (Romania) intermediate-depth earthquakes: parameter variability test using a small-aperture array. *Rev. Roum. GEOPHYSIQUE*, 51, p. 15-34, 2007, Bucuresti

- Powell, R, Holland, T. J. B. (1999) Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions: Activity modelling of pyroxenes, amphiboles, and micas. *American Mineralogist* 84, 1-14
- Purcaru, G. (1966) Unele probleme ale cutremurelor din Vrancea si ale replicilor lor. *St.cerc.geol.geofiz.geogr. GEOFIZICA, tom 4, 1, 87-99, București*
- Purcaru, G. (1979) The Vrancea, Romania, earthquake of March 4, 1977 - a successful prediction, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 18, 274-287
- Radu, C. (1964) Contribution a la determination de la magnitude des tremblements profonds des Carpates. *Rev. Roum. Géol., Géophys. Géogr., Géophysique, tome 8, 35-52, Bucharest*
- Radu, C. (1964) Contribution a l'étude du régime sismique de la region Vrancea, *Rev. Roum. Géol., Géophys. Géogr., Géophysique, tome 8, 53-70, Bucharest*
- Radu, C. (1965) Le regime seismique de la region de Vrancea. *Rev. Roum. Géol., Géophys. Géogr., Géophysique, Tome 9, No. 1, p. 49-64, Bucarest, 1965.*
- Radu, C. (1965) Contribution a l'étude du seisme de 1962 XI 9 (Vrancea). *Rev. Roum. Géol., Géophys. Géogr., Géophysique, Tome 9, No. 2, p. 149-154, Bucarest, 1965.*
- Radu, C., (1966) Contribuții la studiul cutremurului din 1962.XI.09 (Vrancea), *St.cerc.geol.geofiz.geogr., GEOFIZICA, 4, 1, 81-86, Bucuresti*
- Radu, C. (1967). Caracteristiques des amplitudes des tremblements profonds de Vrancea. *Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr., Géophysique, 11,1, 39-46, Bucarest*
- Radu, C. (1967). On the determination of the magnitude of normal earthquakes in Romania, *Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr., Géophysique, 11,1, 47-53, Bucarest*
- Radu, C. (1967) On the intermediate earthquakes in the Vrancea region, *Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr., Géophysique, 11, 2, 113 - 120, Bucarest*
- Radu, C. (1968) Direcția probabila a zonei epicentrale Vrancea, *St.cerc.geol.geofiz.geogr. GEOFIZICA, 6, 1, 61-74, București*
- Radu, C. (1968) Determinarea magnitudinii cutremurelor carpatice pe baza duratei de oscilatie, *St.cerc.geol.geofiz.geogr. GEOFIZICA, 6, 2, 193-203, București*
- Radu, C., Tobyas, V. (1968) Contributii la cercetarea cutremurelor slabe de adancime intermediara din regiunea Vrancea, *St.cerc.geol.geofiz.geogr. GEOFIZICA, 6, 2, 205-209, București*
- Radu, C. (1970) Catalogues of earthquakes occurred on the territory of Romania during the period 1901-1970, *Open file report, UNDP-UNESCO Survey of seismicity of the Balkan region, Skopje*
- Radu, C. (1970) Mecanismul în focar pentru trei cutremure din Vrancea, *St.cerc.geol.geofiz.geogr. GEOFIZICA, 8, 2, 145-149, București*
- Radu, C. (1971) Mecanismul în focar pentru o serie de cutremure produse pe teritoriul Romaniei în perioada 1967-1969, *St.cerc.geol.geofiz.geogr. GEOFIZICA, 9, 2, 221-234, București*

- Radu, C. (1972) Mecanismul în focar pentru cinci cutremure vrâncene produse în 1966, *St.cerc.geol.geofiz.geogr. GEOFIZICA*, 10, 2, 249-258, București
- Radu, C. (1979) Catalogue of strong earthquakes occurred on the Romanian territory. Part I. - before 1901; Part II - 1901-1979, in Cornea, I., and Radu, C. Editors. *Seismological studies on the March 4, 1977 Earthquake*, Bucharest, 723-752 (in Romanian)
- Radu, C., Karnik, V., Polonic, G., Prochazkova, D., Schenkova, Z. (1979). Isoleismal map of the Vrancea Earthquake of March 4, 1977. *Tectonophysics*, 53, 187-193.
- Radu, C., Polonic, G. (1982). Seismicitatea teritoriului Romaniei cu referire speciala la regiunea Vrancea. *Cutremurul de pamant din Romania de la 4 martie 1977. Ed Academiei RSR, Bucuresti, pag 75-136.*
- Radu, C. (1991) Strong earthquakes occurred on the Romanian territory in the period 1901-1990, *Vitralii*, 3, 12-13 (in Romanian)
- Radu, C. and Utale, A. (1990) The May 30, 1990 Vrancea Earthquake. Seismic Intensity Distribution. *National Institute for Earth Physics Report, II, A-3*, Bucharest, Romania.
- Radu, C., Karnik, V., Polonic, G., Prokhazkova, D., Schenkova, Z. (1981) Harta macroseismică a cutremurului vrâncean din 4 martie 1977: *St., cerc., geol., geofiz., geogr., Geofizică*, 19, 25-30, Bucuresti
- Radu, C., Polonic, G., Apopei, I. (1979) Macro seismic field of the March 4, 1977 Vrancea earthquake, *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., sér. Geophysique*, 23, 19-26, Bucharest
- Radu, C., Radulescu, D. and Sandi, H. (1990). Some Data and Considerations on Recent Strong Earthquakes of Romania. *AFPS, Paris Cahier Technique*, 3, 19-31.
- Radu, C., Utale, A. and Winter, V. (1987). The August 30, 1986 Vrancea earthquake. Seismic Intensity Distribution. *National Institute for Earth Physics Report, II, A-3*, Bucharest, Romania.
- Radu, C., Utale, A., Winter, W. (1987) Cutremurul vrâncean din 31 august 1986. Distributia intensitatii seismice, *Report CFPS/CSEN*, no. 30.86.3, May 1987
- Rădulescu, D. P., Săndulescu, M. I. V. (1973) The plate-tectonics concept and the structure of the Carpathians. *Tectonophysics* 16, 155-161
- Radulescu D.P., Cornea I., Sandulescu M., Constantinescu P., Radulescu F., Pompilian A. (1973) Structure de la croute terrestre en Roumanie. Essai d'interpretation des etudes seismiques profondes. *An. IGG.*, 50, 5-36.
- Rădulescu, D., Cornea, I., Săndulescu, I., Constantinescu, Rădulescu, F., Pompilian, A. (1976) Structure de la croûte terrestre en Roumanie. Essay d'interpretation des études seismiques profondes. *An. Inst. Geol. Rom.*, L, 5-36
- Rădulescu, D.P., Sandulescu, M., 1973. The plate tectonics concepts and the geological structures of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, 155-161.

- Rădulescu, F. (1981) Crustal seismic studies in Romania. *Rev. roum. géol. géophys. géogr., Géophysique.*, 25, 57-74.
- Rădulescu, F. (1988) Seismic models of the crustal structure in Romania. *Rev. roum. géol. géophys. géogr., Géophys.*, 32, 13-17.
- Rădulescu, F., Biter, M., Diaconescu, C., Nacu, V. (1994). Geological structure and seismicity of Romania. *Mitteilungen aus den Geodatischen Instituten der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Nr. 82, ISSN 0343-7361, p.10-19.*
- Radulian, M., Bălă, A., Popescu, E. (2002) Earthquakes distribution and their focal mechanism in seismogenic zones of Romania. *Rom. Journ. Phys.*, 47, 9 – 10, 945 – 963
- Radulian, M., Bonjer, B.-P., Popescu, E., Popa, M., Ionescu, C., and Grecu, B. (2007) The October 27th, 2004 Vrancea (Romania) earthquake. *Orfeus Newsletter*. Vol. 7, no.1
- Radulian, M., Bonjer, K.-P., Popa, M., Popescu, E. (2007) Seismicity patterns in SE Carpathians at crustal and subcrustal domains: tectonic and geodynamic implications. *Abstract volume of the International Symposium on Strong Vrancea Earthquakes and Risk Mitigation, Oct. 4-6, 2007, Bucharest, Romania*, 93-102.
- Radulian, M., Mandrescu, N., Panza, G. F., Popescu, E., Utale, A. (2000) Characterization of seismogenic zones of Romania. *Pure Appl. Geophys.*, **157**, 55-77.
- Radulian, M., Popescu, E., Bălă, A., Utale, A. (2002) Catalog of fault plane solutions for the earthquakes occurred on the Romanian territory. *Rom. Journ. Phys.*, 47, 5-6, 663-685.
- Radulian, M., Popa, M., Carbuțaru, O., Rogozea, M. (2008). Seismicity patterns in Vrancea and predictive feature. *Acta Geod. Geoph. Hung.*, Vol. 43(2-3), pp. 163-173 (2008). DOI: 10.1556/ A Geod.43.2008.2-3.6
- Raileanu, V., Diaconescu, C., Radulescu F. (1994) Characteristics of Romanian lithosphere from deep seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, 239, 165-185.
- Raileanu, V., Enescu, D., Rizescu, M. (1996). Shear wave polarizations of low-magnitude earthquakes from the Vrancea region. *Rev. roum. Géophys.*, 40, 45-56.
- Raileanu, V., Diaconescu C.C. (1998) Some seismic signatures in Romanian crust. *Tectonophysics*, 299, 127-136.
- Raileanu, V., Bala, A., Hauser, F., Prodehl, C., Fielitz, W. (2005) Crustal properties from S-wave and gravity data along a seismic refractin profile in Romania. *Tectonophysics*, 410, 251-272.
- Raileanu, V., Bala, A., Brecu, B. (2005). An assessment of local seismic effects in sites located from the north of Dobrogea to the eastern Carpathian bend. *Rom. Rep. Phys*, Vol. 57, No.2, P. 267-279.
- Raileanu, V., Hauser, F., Bala, A., Fielitz, W. , Prodehl, C., Dinu, C., Landes, M. (2007) Deep seismic sounding across the Vrancea region. *International Symposium on Strong Vrancea Earthquakes and risk Mitigation, Oct. 4-6, 2007, Bucharest, Romania*



- Rogozea, M., Popa, M., Radulian, M. (2009). Detailed seismicity analysis in the Vrancea Area and Implications for the seismic cycle evolution. *Roum. Report in Physics*, Vol.61, No.3, P.740-747.
- Roure F., Roca E., Sassi W., (1993) The Neogene evolution of the outer Carpathian flysh units (Poland, Ukraine and Romania); kinematics of a foreland/fold-and-thrust belt system. *Sediment. Geol.*, 86 (1-2), 177-201.
- Royden L.H., (1988) Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. In Royden L.H., Horváth F., (Eds) – The Pannonian Basin: a study in basin evolution. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 45, 27-48.
- Royden, L.H. (1993) The tectonic expression slab pull at continental convergence boundaries. *Tectonics* 12, v. 2, 303–325
- Rudnick, R. L., Fountain, D. M. (1995) Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophys.* 33(3), 267–309
- Rus T., Beșuțiu L., Bușe I., Nacu V., Stoian I., Stănescu G., (2005) – CERGOP2/Environment Project -Three Dimensional Plate Kinematics in Romania, *Abstract volume of the 4th Congress of the Balkan Geophysical Society, Bucharest, 9-12 October, 2005*;
- Rus, T. (2006). Recent geodetic investigations performed in the frame of CERGOP2/Project. In: *Geodynamic studies in Romania - Vrancea zone. Monograph compiled in the frame of the Project CERGOP-2/Envirent.* (Sledzinski et al., Eds.), *Reports on Geodesy*, no.6 (81), 207-219, Warszawa
- Rus T., Moldoveanu C., Marcu C., Danciu V. (2008), Contribuții actuale la determinări geodinamice în România, *Abstract volume of the International Symposium, "Actualitatea în cadastru", Alba Iulia, 9-10 Mai 2008*;
- Rus T., Neuner J., Moldoveanu C., Marcu C., Danciu V., Ilieș A., Dumitru P., Călin A., Vasilca D. (2007), Geodetic Monitoring for Support of Geodynamic Investigations – Indegen Project, *Abstract volume of the International Symposium on Strong Vrancea Earthquakes and Risk Mitigation, October 4-6, 2007, Bucharest*
- Rus T., Neuner J., Moldoveanu C., Marcu C., Danciu V., Ilieș A., Dumitru P., Călin A., Vasilca D. (2008), Contributii la Cercetari Geodinamice Recente in România - Proiectul Indegen, *Seminarul Stiintific al Facultatii de Geodezie – Universitatea Tehnică de Construcții, Bucuresti, 21 Ianuarie 2008*;
- Rus T., Neuner J., Moldoveanu C., Marcu C., Danciu V., Ilieș A., Dumitru P., Călin A., Vasilca D. (2009), Geodetic contribution to recent geodynamic investigations in Romania. *Integrated research on the intermediate depth earthquake genesis within Vrancea zone, In Besutiu, L. (Ed.), Vergiliu Publishing House pp.199-218. ISBN978-973-7600-59-2.*
- Russo, R.M., Mocanu, V.,I. (2009). Source-side shear wave splitting and upper mantle flow in the Romanian Carpathians and surroundings. *Earth and Planetary Science Letters*, 287, 206-216.
- Russo, R.M., Mocanu, V., Radulian, M., Popa, M., Bonjer, K.-P. (2005). Seismic attenuation in the Carpathian bend zone and surroundings. *Earth and Planetary Science Letters*, 237, 695-709.

- Sandi, H., Borcia, I. S., Vlad, N., Stancu, M., Stancu, O., Toma I. (2003). On the predictability of the special contents of the ground motion in the case of Vrancea earthquakes. *Rev. Roum. GEOPHYSIQUE*, 47, p. 31-48, 2003, Bucuresti.
- Sandi, H., Borcia, I. S., Stancu, M. (2005). Analysis of attenuation for recent Vrancea intermediate depth earthquakes. *Rev. Roum. GEOPHYSIQUE*, 49, p. 31-48, 2005, Bucuresti.
- Sandi, H. (2006). Some features of hazard due to the Vrancea seismogenic zone. In: *Geodynamic studies in Romania - Vrancea zone. Monograph compiled in the frame of the Project CERGOP-2/Envirent.* (Sledzinski et al., Eds.), *Reports on Geodesy*, no.6 (81), 135-154, Warszawa
- Sandulescu M. (1984) *Geotectonica Romaniei*. Ed. Tehnica, București.
- Sandulescu M., (1988) Cenozoic tectonic history of the Carpathians. *Royden L.H., Horvath F., (Eds) The Pannonian basin, a study in basin evolution. AAPG Memoir*, 45, 17-25.
- Sandulescu M., Ștefanescu M., Butac A., Patrut I., Zaharescu P. (1981) Genetical and Structural relations between flysh and molasses ( The East Carpathians). *Carp.–Balc. Assoc., XII Congr., Guide to Excursions A5*.
- Schmid, S., Berza, T., Diaconescu, V., Froitzheim, N., Fugenschuh, B. (1998). Orogen-parallel extension in the Southern Carpathians. *Tectonophysics* 297, 209-228.
- Schmitt, G., Nuckelt, A., Knopfler, A., Marcu, C. (2007). Three dimensional plate kinematics in Romania. *International Symposium on Strong Vrancea Earthquakes and risk Mitigation, Oct. 4-6, 2007, Bucharest, Romania*
- Scordilis, E.M. (2006). Decelerating precursory seismicity in Vrancea. *Tectonophysics* 420, 509-517.
- Seghedi I., Downes H., Szakacs A., Mason P., Thirlwall M., Roșu E., Pecskey Z., Marton E., Panaiotu C. (2004) Neogene-Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian-Pannonian region: a synthesis. *Lithos*, 72, 117-146.
- Seghedi, I., Balintoni, I., Szakács, A. (1998) Interplay of tectonics and Neogene post-collisional magmatism in the intracarpathian region. *Lithos* 45, 483-497
- Seghedi, I., Szakács, A., 1998. Neogene magmatism of the East Carpathians. In *Monograph of Southern Carpathians*, ed I. Śledziński, pp.71-83. Politechnika Warszawska, *Reports on Geodesy*, 7.
- Seghedi I., Downes H., Szabolcs H., Mason P., Pecskey Z. (2005). Geochemical response of magmas to Neogene-Quaternary continental collision in the Carpathian-Pannonian region: A review. *Tectonophysics* 410, 485-499.
- Seghedi I., Matenco, L., Downes H., Mason P., Szakacz, A., Pecskey Z. (2009). Tectonic significance of changes in post-subduction Pliocene-Quaternary magmatism in the south east part of the Carpathian-Pannonian Region. *Tectonophysics* (2010). Article in press. Tecto-124810; No of Pages 12.
- Sewell, G. (2005) *The numerical solution of ordinary and partial differential equations*, 2nd Edition, Wiley & Sons Eds., 352pp, (www.pde2d.com).

- Sokolov, V., Bonjer, K.-P., M., Rizescu, M. (2004). Site effective evaluation using different techniques: a case of intermediate depth Vrancea (Romania) Earthquakes. *13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, B.C., Canada, August 1-6, 2004, Paper No.3230, 15pag.*
- Sokolov, V., Bonjer, K.-P., Oncescu, M., Rizescu, M. (2005). Hard Rock Spectral Model for Intermediate –Depth Vrancea, Romania, Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 95, No. 5, pp. 1749-1765.*
- Sorensen, M., Stromeyer, D., Grunthal, G. (2010). A macroseismic intensity prediction equation for intermediate depth earthquakes in the Vrancea region, Romania. *Solid Dynamics and Earthquake Engineering 30(2010) 1268-1278.*
- Sperner, B., Lorenz, F., Bonjer, K., Hettel, S., Muller, B. and Wenzel, F. (2001) Slab break-off - abrupt cut or gradual detachment? New insights from the Vrancea Region (SE Carpathians, Romania), *Terra Nova*, 13, 172–179
- Sperner, B., Ratschbacher, L., Nemcok, M. (2002). Interplay between subduction retreat and lateral rusion: Tectonics of the Western Carpathians. *TECTONICS*, vol. 21, No. 6, 24pag.
- Sperner, B., Ioane, D., Lilie, R.J. (2004) Slab behaviour and surface expression: new insights from gravity modeling in the SE-Carpathians. *Tectonophysics*, 382, 51-84.
- Sperner, B., & Team (2005). Monitoring of the slab detachment in the Carpathians. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 2005, Volume 105/2005, 143, DOI: 10.1007/978-3-540-31563-6\_11
- Stanica, D., Stanica, M. (1981). Utilizarea campului electromagnetic natural al pamantului la elaborarea unui model structural in zona de curbura a Carpatilor Orientali. *St., cerc., geol., geofiz., geogr., Geofizică*, 19, 41-51.
- Stanica, D., Stanica, M., Visarion, M. (1986). The structure of the crust and upper mantle in Romania as deduced from magnetotelluric data. *Rev. roum. GEOPHYSIQUE*, 30, p. 25-35.
- Stanica, D., Stanica, M., Piccardi, L., Tondi, E., Cello, G. (2004). Evidence of geodynamic torsion in the Vrancea Zone (eastern Carpathians). *Rev. roum. GEOPHYSIQUE*, 48, p. 15-19, 2004, Bucuresti.
- Ștefanescu M. (1976) – O noua imagine a flișului intern din regiunea de curbura a Carpatilor. *DS IGG, LXII(1974-1975)*, 5, 257-279.
- Stixrude L., Lithgow-Bertelloni C. (2005a) Thermodynamics of mantle minerals – I. Physical properties, *Geophys. J. Int.* 162, 610–632
- Stixrude L., Lithgow-Bertelloni C. (2007) Influence of phase transformations on lateral heterogeneity and dynamics in Earth's mantle, *Earth and Planetary Science Letters* 263, 45–55
- Suteanu, C., Zugravescu, D., Munteanu, Fl. (1999). The seismic activity in the Vrancea region in the light of the events thread analysis. *Rev. Roum. GEOPHYSIQUE*, 43, p. 3-12, 1999, Bucuresti
- Szafian, P., Horvath, F., Cloetingh, S. (1997). Gravity constraints on the crustal structure and slab evolution along a transcarpathian transect. *Tectonophysics*, 272, 233-247

- Szafian, P., Horvath, F. (2006). Crustal structure in the Carpatho-Pannonian region: insights from three-dimensional gravity modeling and their geodynamic significances. *Int.J. Earth Sci. (Geo. Rundsch)*, 95, 50-67.
- Szakacs A., Seghedi I. (1995) The Calimani-Gurghiu-Harghita volcanic chain, East Carpathians, Romania: volcanological features. *Acta Vulcanol.*, 7(2), 145-153.
- Tomek, C. and PANCARDI colleagues. PANCARDI Dynamics of Ongoing Orogeny. 13pag
- Tarapoanca M., Bertotti G., Matenco L., Dinu C., Cloetingh S.A.P.L, (2003) Architecture of the Focșani Depression: a 13 km deep basin in the Carpathians bend zone (Romania). *Tectonics*, 22/6, 1-21.
- Tarapoanca M., Garcia-Castellanos, D., Bertotti G., Matenco L., Cloetingh S.A.P.L., Dinu C., , (2004). Role of the 3-D distributions of load and lithospheric strength in orogenic arcs: ploystage subsidence in the Carpathians foredeep. *Earth and Planetary Science Letters* 221, 163–180.
- Tischler, M., Matenco, L., Filipescu, S., Groger, H. R., Wetzel, A., Fugenschuh, B. (2008). Tectonics and sedimentation during convergence of ALCAPA and Tisza-Dacia continental blocks: the Pienide nappe emplacement and its foredeep (N. Romania). *From: SIEGISMUND, S., FUGENSCHUH, B. & FROITZHEIM, N. (eds) Tectonic Aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System. Geological Society, London, Special Publications, 298, 317–334. DOI: 10.1144/SP298.15. Tge Geological Society of London 2008.*
- Tondi, R., Achauer, U., Landes, M., Davi, R., Besutiu, L. (2009) Unveiling seismic and density structure beneath the Vrancea seismogenic zone (Romania), *Journal of Geophysical Research, submitted*
- Trifu, C.I., Radulian, M. (1991) Depth-magnitude catalogue of Vrancea intermediate depth micro-earthquakes. *Rev. roum. Géophys*, 35, 31-45
- Trifu, C-I., and Radulian, M., 1991. Frequency-magnitude distribution of earthquakes in Vrancea: Relevance for a discrete model, *Journ.Geophys.Res.*, 96, B3, 4301-4311
- Tumanian, M., C. Demetrescu, 2006. The thermal state of the lithosphere in the bending zone of the Eastern Carpathians and adjacent areas. Reports on Geodesy. Geodynamoc studies in Romania-Vrancea Zone, vol.6(81), 235-251.
- Tumanian, M. (2009), Terman effects of the processes invoked by triple junction tectonic scenario for the Vrancea zone.. *Integrated research on the intermediate depth earthquake genesis within Vrancea zone, In Besutiu, L. (Ed.), Vergiliu Publishing House pp.163-171. ISBN978-973-7600-59-2.*
- Tugui, A., Craiu, M., Rogozea, M., Popa, M., Radulian, M. (2009) Seismotectonics of Vrancea (Romania) zone: the case of crustal seismicity in the foredeep area. Rom. Report in Physics, vol.61,NO.2,p.325-334.
- Van der Hoeven, A.G.A., Mocanu, V., Spakman, W., Nutto, M., Nuckelt, a., Matenco, L., Munteanu, L., Marcu, C., Ambrosius, B.A.C. (2005). Observatin of present-day tectonic motions in the

Southern Carpathians: Results of the IES.CRC-461 GPS measurements. *Earth and Planetary Science Letter* 239, 177-184.

- Vasiliev, I., Matenco, L., Krijgsman, W. (2009). The syn- and post-collisional of the Romanian Carpathians foredeep: New constrains from anisotropy and magnetic susceptibility and paleostress analyses. *Tectonophysics*, 473, 457-465.
- Vielzeuf, D., Schmidt, M. W. (2001) Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts, *Contrib Mineral Petrol* 141/3, 251-267
- Visarion M., Neaga V., Polonic P., Moroz V. (1993) *Cercetari geologice si geofizice privind structura litosferei in aria Vorlandului Carpatilor Orientali de pe teritoriul Romaniei si Republicii Moldova*, report, GIR archieve
- Visarion, M., Săndulescu, M., Stănică, D., Veliciu, S. (1988) Contribution à la connaissance de la structure profonde de la plate-forme Moesienne en Roumanie, *St. tehn. ec., D (Geofizica)*, 211-222, Bucharest
- Visarion, M., Besutiu, L. (2001) Fracturi transcrustale pe teritoriul Romaniei (Trans-crustal faults on the Romanian territory). *St. cerc. geofizica*, 39, 15-33
- Wagner I., Zweigel P. (1995) Kinematic evolution of the Eastern Carpathians orocline: new insights based on fault-slip analysis. Abstract volume *EUROPROBE Workshops – PANCARDI 2, Stara Lesna (Slovakia)*, 33-35.
- Wenzel, F., Achauer, U., Enescu, D., Kissling, E., Russo, R., Mocanu, V., Musacchio, G. (1998) Detailed look at final stage of plate break-off is target of study in Romania, *EOS, Trans. A.G.U.*, 79, 48.
- Wenzel, F., Lorenz, F., Sperner, B. & Oncescu, M.C. (1999) Seismotectonics of the Romanian Vrancea area, In Wenzel, F., Lungu, D. (Eds.) & Novak, O. (co-ed.) *Vrancea Earthquakes: Tectonics, Hazard and Risk Mitigation*, 15–26, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Wenzel, F., Lungu, D. (Eds.) and Novak, O. (co-Editor) (1998) *Vrancea Earthquakes: Tectonics, Hazard and Risk Mitigation*, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht/Boston/London
- Wenzel, F., Sperner, B., Lorenz, F., Mocanu V. (2002) Geodynamics, tomographic images and seismicity of the Vrancea Region (SE-Carpathians, Romania). EGU Stephan Muller Special Publication Series, 3, 95-104, 2002 European Geosciences Union.
- Fielitz, W., Seghedi, I. (2005). Late Miocene-Quaternary volcanism, tectonics and drainage system evolution in the East Carpathians, Romania. *Tectonophysics*, 410, 111-136
- Wortel, M. J. R., and Spakman, W. (2000) Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region, *Science*, 290, 1910–1917
- Wortel, M.J.R., Spakman, W., 1992. Structure and dynamics of subducted lithosphere in the Mediterranean region. *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch.* 95(3), 325-347.

- Zaharia, B., Enescu, B., Radulian, M., Popa, M., Koulakov, I., Parolai, S. (2009). Detremination of the lithosphere structure from Carpathians arc bend using local data. *Roum. Rep. Phys.*, Vol. 61, No.4, P. 748-764.
- Zugravescu, D., Enescu, D., Delion, D., Fatulescu, I., Dorobantu, R. (1985). Some correlations between the mechanism of Vrancea Earthquakes occurance and earth tides. *Rev. Roum. Géophysique.*, 294, 3-8.
- Zugrăvescu, D., Polonic, G. (1997) Geodynamic compartments and present-day stress state on the Romanian territory. *Rev. roum. Géophys.*, 41, 3-24
- Zugrăvescu, D., Polonic, G., Negoita, V. (2000) Borehole measurements – inferred stresses in a high seismic risk area – Vrancea, Romania. *Rev. Roum. Géophysique.*, 44, 87-97
- Zugrăvescu, D., Stanica, D., Stanica, M., Enescu, D., Soare, A., Munteanu, F. (2000) Electromagnetic field recording in the geodynamic active Vrancea zone; precursory phenomena of the earthquakes. *Rev. Roum. Géophysique.*, 44, 99-121.
- Zugrăvescu, D., Polonic, G. (2003). Active tectonic processes, cause of the crustal seismicity in the Vrancea region. *Rev. Roum. Géophysique.*, 47, 3-30.
- Zugravescu, D., Polonic, G. (2006). Active tectyonic processes, caused of the crustal seismicity in the Vrancea region. In: *Geodynamic studies in Romania - Vrancea zone. Monograph compiled in the frame of the Project CERGOP-2/Envirent.* (Sledzinski et al., Eds.), *Reports on Geodesy*, no.6 (81), 95-122, Warszawa
- Zugravescu, D., Polonic, G., Horomnea, M., Dragomir, V. (2006). A new image of the recent vertical crustal movements in the Eastern Carpathian bending area. In: *Geodynamic studies in Romania - Vrancea zone. Monograph compiled in the frame of the Project CERGOP-2/Envirent.* (Sledzinski et al., Eds.), *Reports on Geodesy*, no.6 (81), 221-231, Warszawa
- Zugravescu, D., Marin, C., Mitrofan, H., Tudorache, A., Radu, M. (2006). Specific behavior of the „Na-K-Mg maturity index” (giggenbach) in saline springs at Slanic Moldova before and after the major Vrancea earthquake (Mw=6.0) of 27.10.2004. *Rev. Roum. Géophysique.*, 50, 69-78.
- Zweigel P. (1995) The outer Eastern Carpathians record continuous convergence since the late Cretaceous. *Mitt. Ges. Geol., Bergbaustud. Osterr.*, 41, 144-145.
- Zweigel P., Ratschbacher L., Frisch W. (1998) Kinematics of an arcuate fold-thrust belt: the southern Eastern carpathians (Romania). *Tectonophysics*, 297, 177-207.