

**UNIVERSITATEA BUCURESTI**  
**FACULTATEA DE GEOLOGIE SI GEOFIZICA**

**INTERPRETAREA INTEGRATA A DATELOR**  
**GEOLOGICE SI GEOFIZICE**

IN VEDEREA GENERARII MODELELOR STRUCTURALE  
2D SI 3D IN ZONA DE COASTA A MARIII NEGRE

**REZUMAT**

Conducător Științific: Cerc.Pr.I.Dr.Habil Ing. Mihaela Melinte

Doctorand : Alexandrescu Bogdan Alin

# CUPRINS

<b>Capitolul 1</b>	5
<b>Introducere</b>	5
1.1. Contextul elaborării tezei de doctorat	5
1.2. Definitii	6
1.2.1. Platforma continentală	6
1.2.2. Zona de coastă	7
1.2.3. Panta continentală	9
1.2.4. Piemontul oceanic	9
<b>2. Prezentarea generală a cadrului geologic și tectonic</b>	10
2.1.1. Bazinul Mării Negre – structura geotectonică	10
2.1.2. Principalele unități geotectonice din zona bazinului mării negre	13
<b>3. Marea Neagră - Back Ark Basin</b>	23
3.1 Geneza și evoluția geologică a bazinului mării negre	24
3.2 Modele genetice bazate pe mișcări verticale ale crustei terestre	25
3.3 Modele genetice bazate pe Teoria Tectonicii Globale	26
<b>4 Marea Neagră – Evoluția</b>	35
4.1 Limitări ale deschiderii și inversiunii Mării Negre occidentale	39
4.2 Interpretarea structurală a profilurilor seismice din partea centrală a șelfului Mării Negre	46
4.3 Structuri asociate cu deschiderea și extinderea bazinului	46
<b>5 Efectele variațiilor mari ale nivelului mării în bazinele conectate: sistemul Dacic - Marea Neagră din Paratethysul de Est</b>	51
5.1 Introducere	51
5.2 Formarea și evoluția sistemului Dacic - Marea Neagră în Miocen-Pliocen	54
5.3 Depunerile sedimentare din zona mării negre de vest din perioada Miocen – Cuaternar	60
<b>6 Calcularea Gravității In Zonele De Tranziție Continent Marea Neagră</b>	66
6.1 ZTCM – Zona de tranziție Continent – Marea Neagră	66
6.2 Reducerea Bouguer și semnificația anomaliilor gravitației în aer liber	67

6.3 Aparatura utilizata pentru măsurătorile gravimetrice	76
6.3.1 Gravimetrul marin de fund GD-K	79
6.3.2 Gravimetrul Marin de Bord GMN-K	84
<b>7 Capitolul 7. Prelucarea datelor existente si interpretare</b>	<b>91</b>
7.1 Masuratori batimetrice in zona sudica a shelfului Marii Negre, zona 2Mai – Vama Veche	91
7.1.1 Introducere	91
7.1.2 Localizare	91
7.2 Echipamentul utilizat	94
7.3 Procesarea datelor	96
7.4 Metodologie	97
7.5 Concluzii	99
<b>8. Extinderea studiului în zona de structura, metodologie, hărți și date specifice</b>	<b>101</b>
8.1 Harta anomaliei gravitației locale	101
8.2 Harta anomaliei magnetice locale	103
8.3 Hartă limita Moho	105
8.4 Localizare profile studiu	106
8.4.1 Localizare profile suprapuse pe harta batimetrica	107
8.4.2 Localizare sonde	108
8.4.3 Lista forajelor utilizate – original.	109
8.4.4 Suprapunere Moho	118
8.4.5 Suprapunere Grav	119
8.4.6 Suprapunere Mag	120
8.4.7 Localizare falii in zona de studiu	121
8.4.8 Intersectie profile existente	122

<b>9. Zona cadru a arealului studiat</b>	123
9.1 Metodologie, condiții generale.	125
<b>10. Modelul geologic</b>	135
<b>11. Concluzii</b>	142
<b>Bibliografie</b>	146

In **introducere** observam ca aceasta lucrare are ca scop evidentierea sistemelor secundare\tertiare de falii in zona studiata si generearea unui model structural 3D. In urma prelucrarii datelor gravimetrice, considerand literatura in domeniu, aceasta lucrare poate fi considerata punct de referinta in cercetarile ulterioare, spre a deduce tiparul de miscare al fluidelor pe faliile locale, in functie de caracteristicile prezente.

Cele 3 profile studiate (fig.1) insumeaza o lungime de aproximativ 900Km (896km) si au fost atent selectionate in functie de volumul de date existent, in vederea unui studiu cat mai amplu. Profilele au orientari diferite, primele doua pornesc in paralel din zona de uscat catre zonele adanci iar cel de-al treilea urmeaza linia selfului avand punctul de plecare in zona bulgara. Toate cele trei profile se intersecteaza in zona Depresiunii Istria spre a oferi 3 puncte de control utilizate, un special la calibrarea si corectarea diferitelor erori ale modelului.

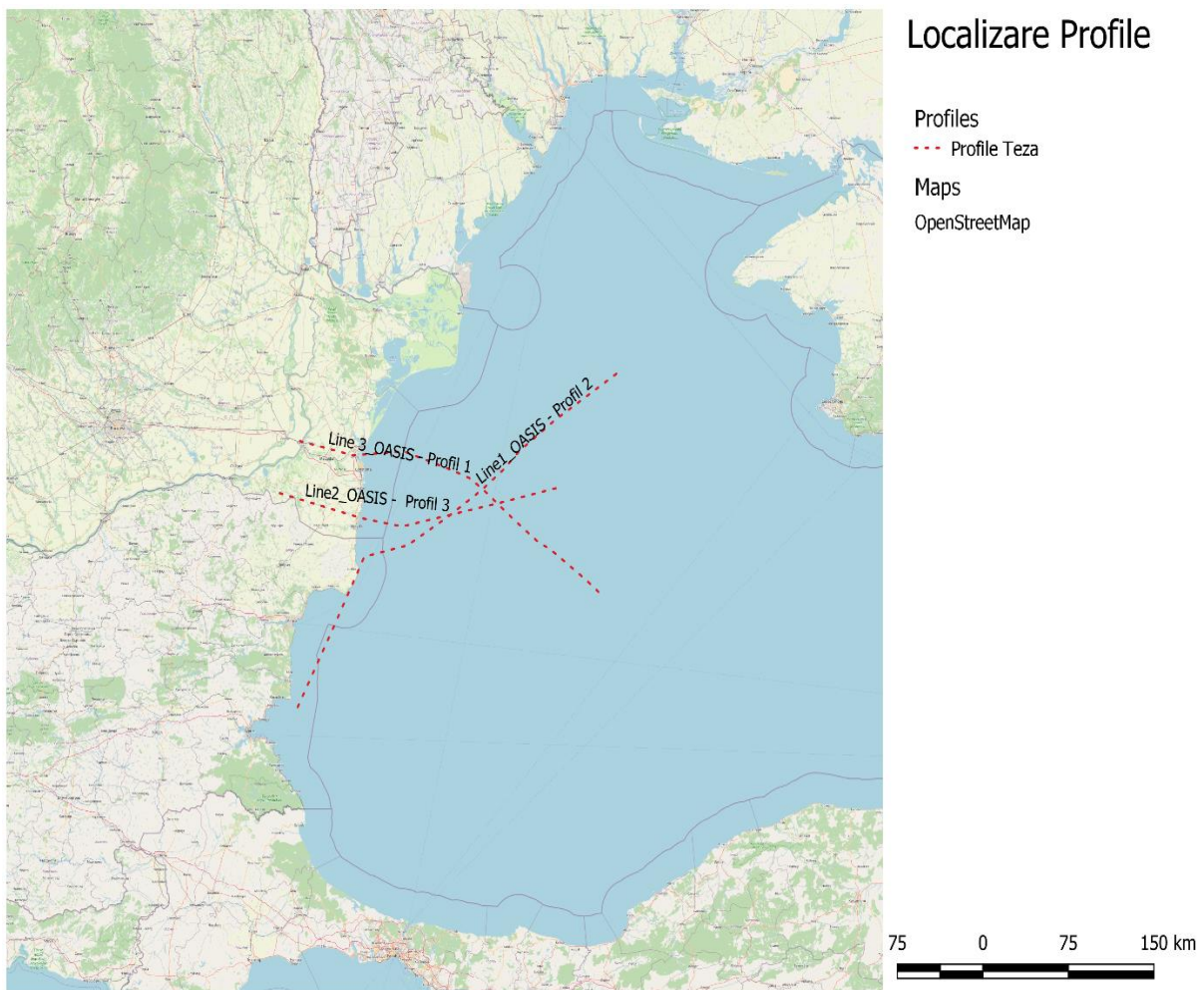


Figura 1. Harta localizare profile – suprapunere OpenStreetMap;

Definițiile sunt, după cum urmează:

În exemplu observăm definițiile de baza a platformei continentale și a zonei de coasta, unități ce fac trecerea între zonele de uscat și cele adânci cât și a pantei continentale și a piemontului oceanic.

**Capitolul 1** însumează o descriere generală a elementelor descriptive utilizate în teza.

Acestea au fost definite și explicate, din diferite surse, având atașate detele caracteristici, ce duc la o înțelegere în ansamblu a elementelor morfo-structurale generale.

- Măsurători batimetrie efectuate în zona studiată.
  - Corelarea observațiilor din teren cu datele deja obținute;
  - Interpretarea integrată a datelor obținute;
  - Corelarea datelor geologice și a datelor geofizice existente în zona respectivă;
  - Caracterizarea complexă a zonei studiate, prin identificarea geologiei regionale/locale;
- Documentația studiată, cât și datele disponibile m-au îndrumat spre o descriere etapizată a parametilor considerați fiind urmărite câteva obiective principale:

Șelful continental, element morfologic-structural bine cunoscut, este de fapt continuarea submersa în domeniul oceanic a continentelor. Platforma continentală reprezintă, în cele mai multe cazuri, extinderea scufundată a uscatului până la pantă continentală. Ea urmează, doar cu mici abateri, conturul continentelor sau insulelor având o înclinație față de pantă continentală de aproximativ 1-2 la mie. Zona această de schimbare bruscă de pantă este situată de obicei la adâncimi cuprinse între 100 și 400 m, ceea ce înseamnă că lățimea platformelor continentale variază între 0km și 1.700 km, cu o valoare medie în jur de 75 km.

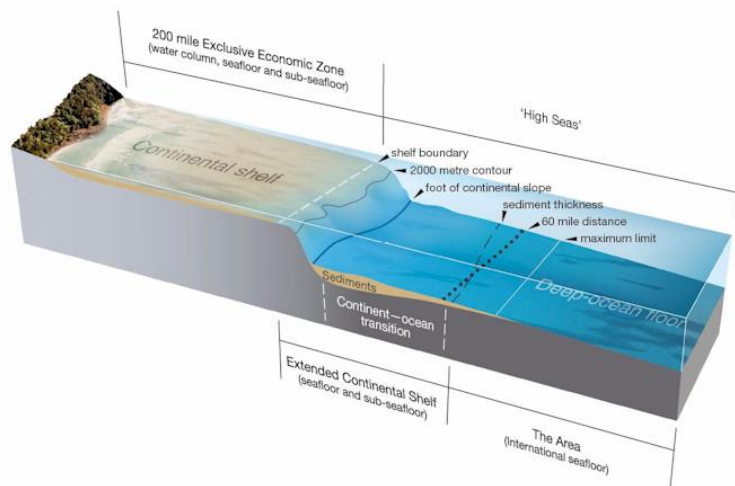


Figura 1. Platforma Continentală. Sursa: <http://www.gns.cri.nz>

Lățimea platformei continentale este influențată de fenomenele de sedimentare și acumularea dinamică a sedimentelor. Astfel platformele continentale cu lățime mare corespund unor margini pasive unde sedimentele au avut posibilitatea să se depune și nu au fost dizlocuite, iar platformele continentale cu lățime mai mică corespund unor margini active, unde fenomenele locale interferează cu dinamică sedimentară. Aici procesele de eroziune au un rol important în îngustarea și erodarea platformelor continentale iar în unele cazuri în interiorul continentelor se pot dezvoltă mari continentale cu adâncime mică care prezintă shelf-uri tipice.

Totodată trebuie menționat că un rol important în evoluția platformelor continentale, o au factorii climatici. La latitudini mici organismele bio-constructoare sunt generatoare de corali și reprezintă unul din factorii activi în extinderea și evoluția platformei continentale. În cazul șelfurilor continentale localizate la latitudini mari structura este afectată de încărcările masive de gheață, iar în ultimul caz, în zonele de delta, platforma continentală se lărgiște datorită aportului sedimentar masiv, datorat gurilor de vărsare ale unor fluvii.

## ZONA DE COASTA

Reprezintă regiunea adiacentă domeniului marin și care este direct influențată de acesta. Zona de coastă cuprinde: coasta, linia țărmului, estuarele, lagunele, plajele, mlaștinile și deltele(Fig.2).

Coasta este zona de uscat care se afla in vecinătatea litoralului si care este indirect influențata de acțiunea mării. Are in alcatuire in linii mari faleze, terase marine, dune (in zona plajelor in special), estuare, lagune si mlaștini.

Țărmlul este o porțiune relativ îngusta de teren care acumulează sedimente si este totodată erodata prin acțiunea valurilor si/sau a mareelor. Linia de țărml este un element foarte mobil in timp si care reprezintă linia de contact intre uscat si mare.

Plaja este acea fâsâie de uscat care se formează prin depunerile de sedimente neconsolidate si acoperă, in unele cazuri, cea mai mare parte a țărmlului.

Estuarul conform definiției date de ( Ross, 1970) este un spațiu ocupat de un volum de apa semiînchis, situat in zona de vărsare a unui fluviu într-un bazin oceanic. El este afectat de marea puternice fapt ce face ca in interiorul sau sa existe un amestec de apa dulce si sărăta.

Estuarele si lagunele au un caracter temporar ele formându-se in Pleistocen când nivelul mării s-a ridicat dar vor dispărea in urma transformării lor in mlaștini, care apoi se vor colmata total, fie prin erodarea liniei de coasta si atașarea lor la domeniul marin.

Mlaștinile s-au format in zonele de coasta supuse acțiunii mareelor si sunt acoperite parțial de vegetație hidrofila. In zone de mlaștina aceasta vegetație se transforma in timp in depozite de turba.



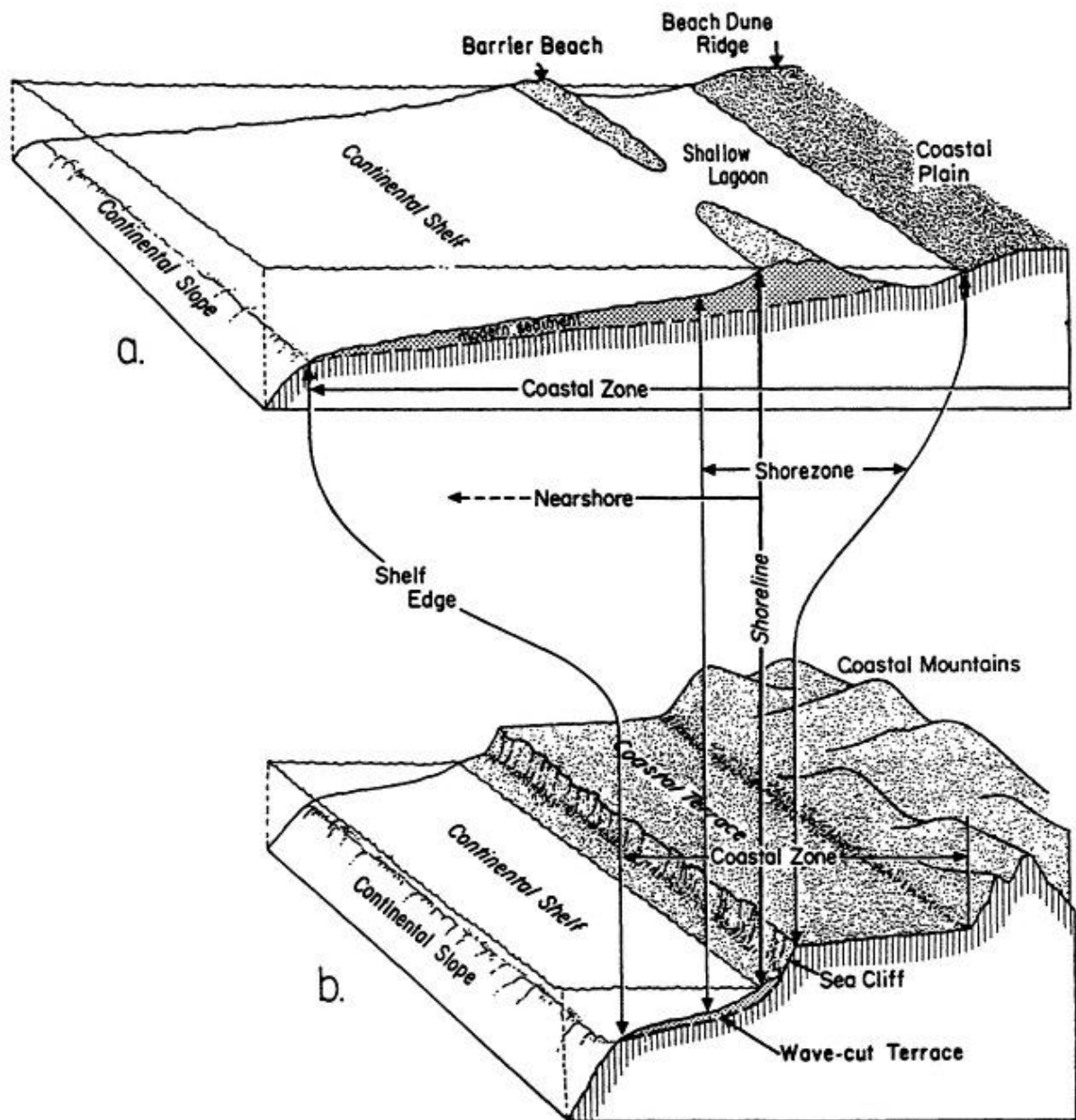


Figura 2. Zona de coasta (Douglas L. Inman, Types of Coastal Zones: Similarities and Differences).

Delta ia naștere prin acumularea aluviala de sedimente atunci când cantitatea de aluviuni aduse depășește capacitatea de spălare și dispersare exercitată de mare prin curenți litorali și prin valuri. Depunerea de aluviuni are loc atunci când viteza cursului de apă curgătoare scade rapid la vărsarea în mare. Dacă materialul sedimentar este depus în mare acesta formează o delta submersă, sau o bară sedimentară. Majoritatea deltelor sunt localizate în golfuri semiînchise lipsite de curenți marini sau marea puternică.

## PANTA CONTINENTALA

Cunoscută și sub denumirea de povârniș sau taluz continental ea reprezintă zona cu cea mai mare înclinare a fundului mării, cca. 4 grade. Pantă medie a taluzului continental este de circa 70 la mie (conform Ross 1970) sau 40 la mie (conform Seibold și Berger 1996). Din punct de vedere structural, structura geologică a taluzurilor continentale este alcătuită în proporție de 60% din maluri, urmate de nisipuri 25%, pietrișuri 10% și acumulări organogene 5%. Din cauza gradului accentuat de alunecare, depozitele sedimentare din baza, care corespund piemontului oceanic sunt mai groase.

Pantele continentale au o lățime cuprinsă între 20 și 100km. Cele înguste sunt cele care au pantă și/sau înclinarea cea mai accentuată. Limita inferioară a taluzului continental se află la adâncimi relative de 1500 – 3000m.

## PIEMONTUL OCEANIC

Cunoscut și sub denumirea de ridicare continentală, este sectorul de legătura între marginea continentală și bazinul oceanic, care se afla la baza taluzului continental. Lățimea piemontului oceanic variază între 100 și 1000km dar sunt și situații când acest element morfo-structural lipsește. Apa oceanului atinge adâncimi de cca 3000m până la 5000m. În zona câmpiilor abisale adâncimea la baza a piemontului oceanic este, de regula, de aproximativ 4000m.

Fiind situat foarte jos, relieful piemontului oceanic este întrerupt doar de canioane sau de munți submarini. Din punct de vedere al structurii sedimentare aceasta este ceva mai complexă întrucât piemontul oceanic este alcătuit din sedimente provenite din alunecări sedimentare cât și din depozite vechi ale marginii continentale care au ajuns aici prin acțiunea sistemelor de falii.

Cadrul tectonic este prezentat în **capitolul 2** al tezei, acesta reprezentând un punct de plecare esențial în obținerea unei vederi de ansamblu asupra fenomenelor tectonice locale, dar și generale. Fluiditatea acestor informații este dată de un studiu aprofundat al literaturii în domeniu, studiu efectuat de (Dimitriu R., 2001) și prezentat succint în acest capitol. Datorită complexității arealului studiat, s-a considerat esențial să nu se modifice pasajele următoare, definițiile dar și interpretarea acestora.

Strutura geotectonica a Marii Negre are enuntate limitele bazinului si particularitatile extinderii acestuia, legaturi cu alte bazine si unitatile morfologice (generale si locale). Toate detaliile sunt insotite de harta batimetrica a Marii Negre (fig.2).

Trebuie mentionate cele mai importante detalii ce sunt esentiale acestei lucrari, anume:

- Asemeni Marilor Mediterana, Caspica, Roşie sau Baltica, Marea Neagra este o mare interioara înconjurata de suprafeţe continentale extinse si care comunica cu Oceanul Planetar doar prin intermediul Strâmătorii Bosfor. Suprafaţa Marii Negre este de peste 420.000km<sup>2</sup> si (Panin et. Al, 1977 ) si are un volum aproximativ de 550.000km<sup>3</sup> de apa. Adâncimea medie se situează in jurul a 1300m pe când in zona centrala ea depăşeşte 2200m.
- Bazinul Marii Negre este o suprafata depresionara, cu forma eliptica unde in perioada Mezozoic si Neozoic s-a acumulat un volum foarte mare de roci sedimentare diferite, asociate in sectoare, care prezinta in unele cazuri intruziuni magmatice.
- Ca încadrare bazinul Marii Negre este mărginit la sud de catenele Munţilor Pontici, la nord de Munţi Caucaz si la nord-est de Crimeea Muntoasa. Relieful in zona de coasta este similar cu cel de podiş pe când in sectorul nord vestic este reprezentat de o câmpie litorala extinsa.

Totodată este important de mentionat afluxul sedimentar masiv, datorat fluviilor si raurilor de pe tarmul NV: Dunărea, Nistrul, Niprul, Bugul si Cubanul.

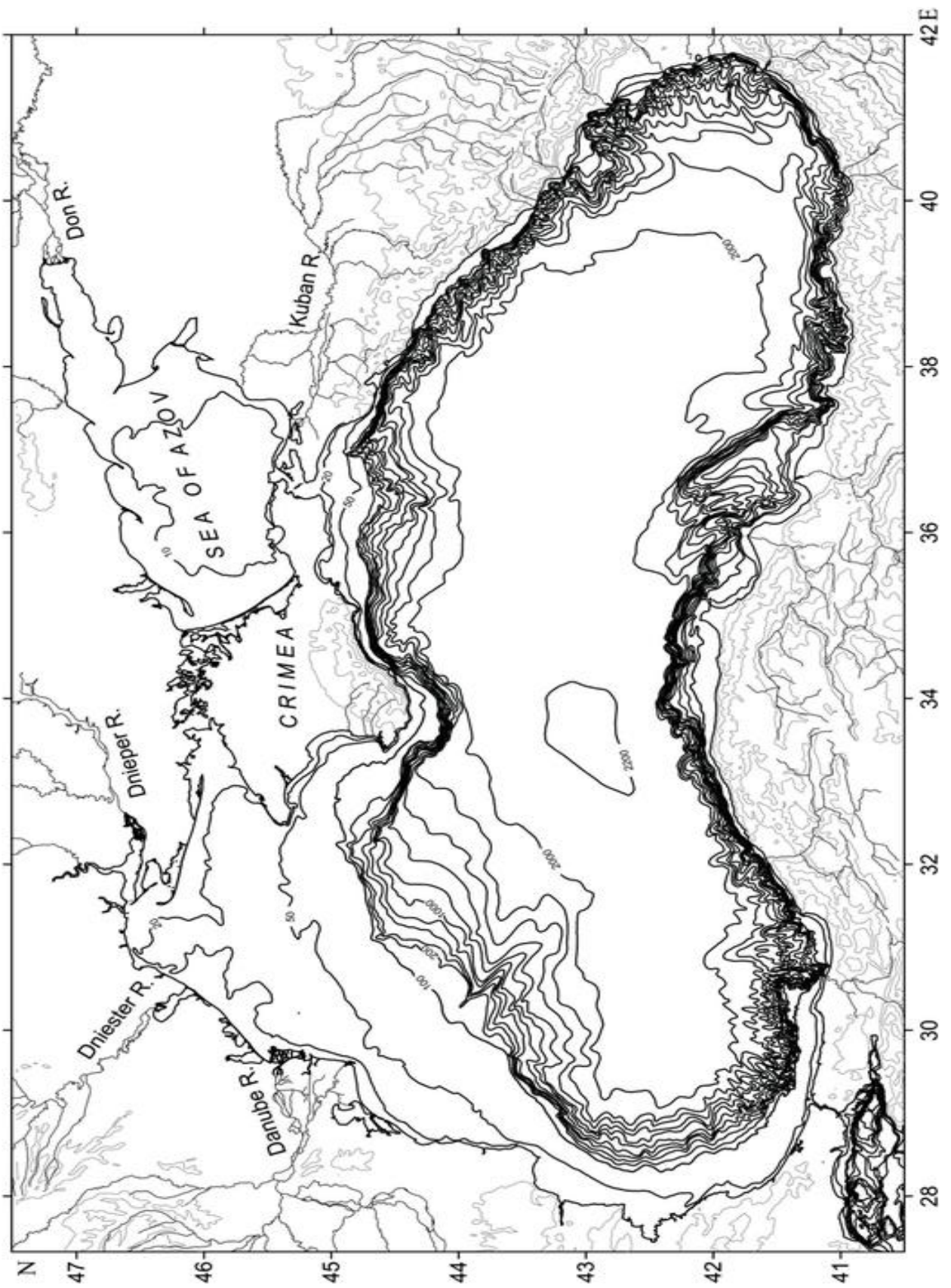


Figura 2. Harta batimetrica a Marii Negre, (IBCM Project, Intergovernmental Oceanographic Commission, International Hydrographic Organization, and Head Department of Navigation and Oceanography, Russian Federation-Sheet 5. )

Modelele de evoluție ale Bazinului Mării Negre sunt prezentate în capitolul 3. Sunt prezentate caracteristicile generale ale Mării Negre cuprinzând noțiuni de tectonică și geomorfologie ce vor ajuta la înțelegerea și, ulterior, interpretarea datelor gravimetrice spre atingerea scopului lucrării.

Evoluției geologica a bazinului Mării Negre este una deosebit de complexă și ea constituie încă subiectul unor intense dezbateri științifice (Stephenson, 2000), asta în ciuda faptului că în decursul ultimelor decenii a fost achiziționat un volum impresionant de date geologice și geofizice referitoare la unitățile geologice circumpontice, dar mai ales de date geofizice (seismice, gravimetrice, magnetometrice, geotermometrice, etc) raportabile structurii geologice profunde a întregului bazin marin. Au fost emise multiple ipoteze referitoare la originea și evoluția bazinului pontic, unele având la baza date exclusiv limitate la provinciile geologice înconjurătoare completate cu date batimetrice slabe. Volumul de date disponibile a fost completat cu informațiile geologice obținute prin forajele marine dar mai ales de informații geofizice marine ceea ce a dus la elaborarea unor modele genetice și evolutive din ce în ce mai bune. Sunt două teorii principale referitoare la geneza bazinului Mării Negre:

- Marea Neagră este rezultatul unor procese geologice complexe în care mișcările verticale ale crustei terestre au dat naștere bazinului mării negre.
- Un grup care reunește mai multe ipoteze bazate pe Teoria tectonicii Globale

Modelele genetice bazate pe mișcări verticale ale crustei terestre se bazează pe faptul că zona profundă a bazinului marin este rămășița, unui rest fosil, al unei placi oceanice vechia care ulterior a fost înconjurată de scoarța continentală tânără (Muratov, 1949; Neprochnov et al., 1966; etc). Luând în considerare grosimea mare de sedimente, s-a considerat că vârsta crustei oceanice ar putea fi paleozoică sau chiar precambrian superioară. O altă teorie afirmă că, crusta oceanică s-ar fi putut forma datorită unor procese geologice de oceanizare, prin mișcări verticale ce au condus la înlocuirea unei cruste de tip continental cu o crustă bazaltică de tip oceanic. Apariția acestei cruste oceanice se datorează (conform Muratov 1972) unor procese de bazificare derulate atât în manta cât și în crustă. Ca urmare a unor injecții masive de topituri magmatice bazice și ultrabazice provenite din mantaua superioară stratul granitic și-ar fi schimbat structura. Vedere total diferită față de cea a lui Brinkman R. (1974) care aprecia că în timpul Paleozoicului inferior, în mantaua superioară corespunzătoare zonei

Mării Negre s-a format și a funcționat o celulă de convecție, a cărei ramură ascendentă, orientată pe direcția est-vest, era situată sub zona centrală a Mării Negre actuale.

Din modelele bazate pe teoria tectonicii globale, Kropotkin (1967) a fost prima persoana care a încercat să explice structura actuala a bazinului mării negre folosind teoria mișcărilor orizontale ample. El a asociat pentru zona Marii Negre ideea unei structuri de rift umplut în principal cu produse vulcano-sedimentare paleogene și localizat în prelungirea Depresiunii Adzharo-Trialet.

Conform Dewey et al. (1973) Marea Neagra este o relicva a PaleoThethysului situată între Gondwana și Laurasia. Ulterior mai mulți autori au susținut că Marea Neagra reprezintă relicva unui bazin marginal de tip back-ark format la sfârșitul Mezozoicului și începutul Neozoicului pe paleo-marginea continentală a centurii cunoscute Balcani-Pontide-Caucazul Mic (Boccaletti et al., 1974; Hsü et al., 1978, Adamia et al., 1977, etc).

Biju-Duval et al. (1977) au încercat reconstituirea genezei Mării Negre bazându-se pe Teoria Tectonicii Globale folosind o abordare unitară a proceselor geotectonice desfășurate în zona bazinului mediteraneeu. Ei au făcut referire la un număr de cinci plăci litosferice: Europa, Africa, Iberia, Apulia, Anatolia. Cercetările ulterioare (ex. Savostin et al., 1986) au luat în calcul un număr și mai mare de plăci litosferice și au apelat, de asemenea, la date paleomagnetice. Aceste modele au estimat viteza de drift de cca. 1 cm/an pentru teritoriul situat la vest și nord de Placa Apuliană.

Prezența în nordul Anatóliei a șariajului ofiolitic și a produselor unui magmatism calco-alcalin de vârstă cretacic superioară, a evidențiat în mod clar în opinia unora dintre autori, zona de alipire dintre plăci, rezultată în urma subducerii Tethysului sub Placa Europeană aflată la nord.

Teoria prin care orogenul alpin dezvoltat în sudul Peninsulei Crimeea era unit cu Orogenul Balcanic nu a putut fi demonstrată. Conform Biju-Duval crusta oceanică produsă de riftul medio-tethysian era compensată de subducerea acesteia sub marginea sud-estică a Plăcii Europei, fenomen care condus la apariția vulcanismului de tip arc insular evidențiat în Pontide și în Caucazul Mic, precum și la apariția unui bazin oceanic marginal de tip back-arc, corespunzător actualelor Mări Neagră și Caspică. Autorii au presupus, de asemenea, funcționarea pe aliniamentul Dobrogea - Crimeea - Caucaz a unui alt rift, ceea ce făcea ca teritoriul actual al Mării Negre să fi fost încadrat la nord de un rift, iar la sud de o zonă de subducție, el fiind evident situat pe placa obdusă. Pentru a putea explica fenomenele de

distensiune evidențiate în Cretacicul superior, Biju-Duval et al. (1977) au trebuit să prevadă existența unui centru de răspândire secundar care ar fi funcționat până în Eocenul inferior (Ypresian), când expansiunea continuă a Mării Negre ar fi fost blocată de compresiunea exercitată de macro placa litosferică a Africii.

O schemă evolutivă diferită (figura 7), atât din punctul de vedere al numărului de plăci litosferice presupuse în model, cât și al timing-ului proceselor geotectonice, a fost propusă de Săndulescu (1980, 1984). Referitor la evoluția bazinului vestic al Mării Negre și geneza crustei terestre de tip oceanic, autorul susține producerea în decursul Cretacicului superior a unor ample translații ale unor blocuri tectonice ale Platformei Moesice. Decroșările s-au realizat de-a lungul unor falii crustale, posibil chiar cu caracter transformat, ca de exemplu faliile Peceneaga-Camena, Intramoesică, Odesa, Nord-Anatoliană, etc. În opinia autorului, procesul trebuie să fi continuat și în Terțiar. Îndepărtarea diferitelor blocuri moesice, alcătuite din crustă continentală a fost însoțită de generarea de crustă oceanică în sectorul central al bazinului vestic al Mării Negre.

Modelul prezentat a fost ulterior detaliat și ajustat succesiv (Săndulescu, 1996, Săndulescu & Visarion, 2000). Vârsta începerii fragmentării domeniului moesic și implicit a generării de crustă oceanică, a fost considerată a fi cretacic inferioară (Aptian-Albian).

Deschiderea bazinului estic al Mării Negre este apreciat să se fi produs, de asemenea, în urmă cu cca. 110 milioane ani, în Cretacicul inferior și să fi continuat în tot decursul Cretacicului superior, având ca efect detașarea și rotirea în sens orar a Ridicării Mediane a Mării Negre, față de Ridicarea Shatsky (figurile 9 b. și c.). În decursul Paleogenului a avut loc o expansiune continuă pe teritoriul ambelor bazine,

astfel încât la sfârșitul acestui interval (figura 9.d.) se poate aprecia că deschiderea Mării Negre era practic completă. Începând din Eocen și până în prezent, în bazinul vestic s-a depus o cuvertură sedimentară continuă, care însumează cca. 14 km. În Eocenul mediu a avut loc faza paroxismală a deformării compresive a sistemului orogenic balcanic, ceea ce a determinat manifestarea mai multor faze de inversiune tectonică și având ca efect închiderea unei părți a bazinului vestic și încălecare a Balcanidelor peste depozitele de avanfosă. Mișcările de compresie au continuat cu o intensitate mai redusă în Eocenul superior și în Oligocenul inferior. Sistemul Pontidelor Estice și Vestice este de asemenea afectat (sunt semnalate încălecări back-arc) de compresiunile Eocen medii, care au cutat totodată și

formațiunile sedimentare depuse pe Ridicarea Shatsky, încălecându-le peste depozitele marginii bazinului (figura 3).

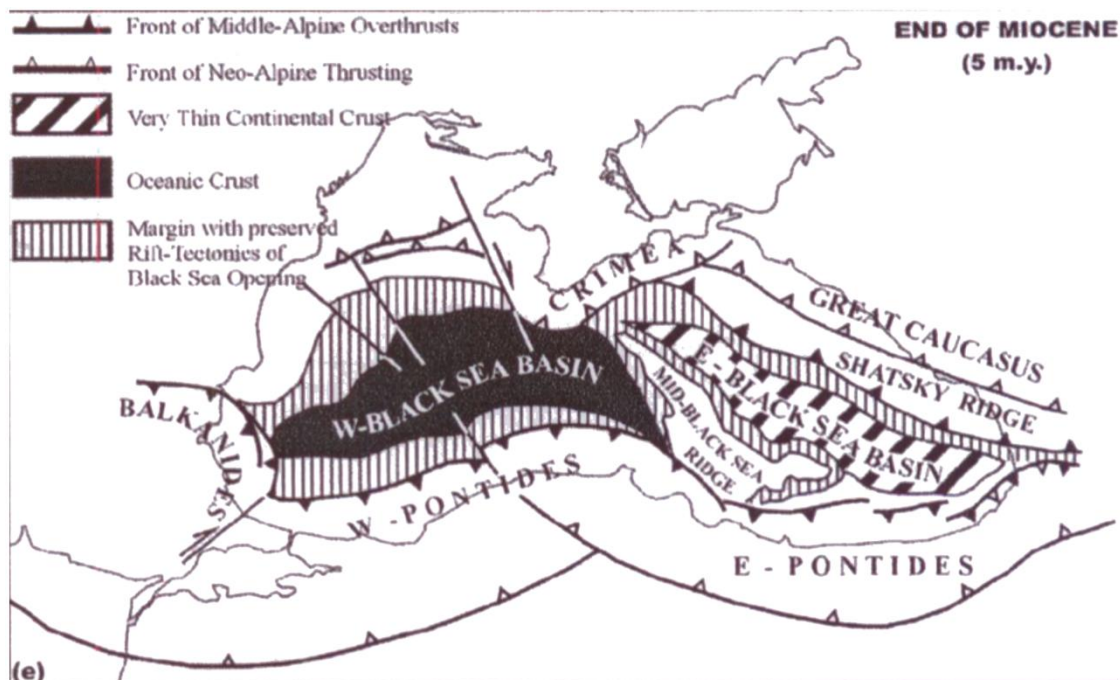


Figura 3. Evoluția Geotectonica a Marii Negre la sfârșitul Miocenului. (Finetti et. al. 1988)

Procesele de compresiune, derulate în continuare în Oligocen-Neogen și Cuaternar, au determinat cutări și încălecări în Caucazul Mare și Crimeea, până la falia transcurentă aflată în vestul peninsulei. La vest de această falie, pe șelful continental, sunt prezente doar slabe ondulări ale s tratelor.

Caracterul de „back-arc” al bazinului Mării Negre, cu o evoluție geotectonică derulată între Cretacicul superior și Eocen este susținută și de Manetti et al. (1988). Analiza acestor cercetători se fundamentează însă pe studiul activității magmatice desfășurată în bazinele vulcano-sedimentare ale Balcanidelor și Pontidelor Estice și Vestice. Tipurile distincte de activitate magmatică diferențiate au fost corelate cu fazele tectogenetice de distensie și apoi de compresie a crustei terestre, care au condus la formarea bazinului Mării Negre.

Modelele genetice și evolutive ale bazinului pontic apărute după 1990 au avut în vedere și datele geofizice și geologice achiziționate de-a lungul timpului pe platoul continental românesc al Mării Negre. Aceste ultime modele nu schimbă însă în mod fundamental timing-ul evoluției geotectonice trasat anterior de Finetti et al. (1988), ci mai degrabă îl completează



și detaliază. Spadini et al. (1996) de pildă, apreciază că începerea riftingului și separarea Ridicărilor Shatsky și Mediană s-a produs probabil la sfârșitul Paleocenului. Decalajul de timp între formarea celor două bazine este pus de autori pe seama diferențelor importante în ceea ce privește condițiile de pre-rift (grosime, stare termică, etc ale litosferei) caracteristice celor două sectoare. Rolul cheie pe care l-a jucat starea rheologică pre-rift diferită a celor două bazine marine în evoluția cinematică diferită a acestora a fost evidențiat cu claritate de Spadini et al. (1996) cu ajutorul unor modele de simulare geofizică realizate pe baza datelor gravimetrice, magnetice, geo termometrice și seismice.

În **capitolul 4** este prezentat un model de evoluție tectonică a Marii Negre cu pondere ridicată pe zona selfului românesc. Sunt prezentate modelele de evoluție ale Bazinului Marii Negre, în zona selfului românesc și sunt interpretate numeroase secțiuni seismice în detaliu. Este discutată și prezentată convergența majoră care a dus la deschiderea din timpul Cretacic inferior a bazinului de vest a Marii Negre. Structurile acestea extensionale au fost inversate de la începutul Eocenului superior continuând în Oligocen-Miocen. În urmă acestor faze tectonice au determinat formarea zonelor depresionale, precum Histria ce sunt separate de aliniamente anticlinale majore, influențând astfel procesele sedimentare inclusiv în Pliocen-Cuaternar.

Evoluția bazinului de tip back-ark este determinată de procese active în zona principală de subducție care presupun în mod obișnuit trecerea de la un arc posterior extensional, în timpul retragerii unei plăci mature, la un bazin de contracție, în timpul proceselor colisionale de presiune ridicată. O astfel de tranziție este observată în Marea Neagră, unde cuantificarea precisă a efectelor de scurtare este împiedicată de geometriile cinetice neclare ale inversării din perioada Cenozoic.

Prin interpretarea profilurilor seismice, a caracteristicilor de deformare, cuantificate, și a geometriilor sin-tectonice asociate în offshore-ul românesc, acest studiu demonstrează că zonele înălțate, observate de studiile de explorare, formează un sistem coerent de tracțiune cu concentrare N-W. Aceasta ridicare a inversat o geometrie existentă formată de grabene succesive care au fost moștenite din evoluția extensională din Cretacic.

Scurtarea a început în perioada Eocenului Târziu și a afectat treptat toate zonele din bazinul vestic al Mării Negre în perioada Oligocenului și a Miocenului, deformarea fiind corelată în mod coerent pe marginea vestică. Acest fapt se datorează acestei inversări generalizate cauzată

de transmiterea tensiunilor în timpul coliziunii înregistrate în sistemul Pontides-Balkanide. Sedimentarea sin-tectonică în Marea Neagră de Vest demonstrează că acest proces a fost continuu și a avut loc prin scurtării treptate care, ca direcție, migrează spre nord. Deși cantitatea totală de scurtare este aproximativ constantă pe direcția E-W, au fost observate și tracțiuni individuale ce au compensări variabile, deformarea fiind transferată între structurile situate la distanță de-a lungul sistemului. Exemplul din Marea Neagră demonstrează că concentrarea și compensarea forțelor se pot schimba rapid de-a lungul faliei unui astfel de sistem compresiv.

Bazinele cu extindere de tip back-arc se creează la limitele plăcilor convergente ca răspuns la interacțiunea dintre convergența plăcilor tectonice și viteza de subducție, subducția de tip roll-back este acceptată în general ca mecanismul responsabil pentru acest fenomen (Dewey, 1981; Morgan et al., 2008). Stilul structural al bazinelor de tip back-arc se poate schimba în timp de la sisteme de tip extensive la sisteme de tip compresive cu diverse clase intermediare (Uyeda și Kanamori, 1979; Jarrard, 1986). Aceste procese generează succesiuni sedimentare care se bazează pe o varietate de tipuri cruste, de la cele continentale până la cele oceanice (de exemplu, Molnar și Atwater, 1978; Royden et al., 1982; Mathisen și Vondra, 1983).

Bazinele compresive de tipul back-arc se formează datorită respingerii nucleului orogenic, de exemplu: Pirinei sau Alpii Elvețieni (Schmid et al., 1996; Buitter, SJH, O.A și Beaumont, 2000). În mod obișnuit, extensia de tip roll-back, care deschide un bazin back-arc, este accentuată în timpul stadiului matur al subducției, datorită efectului de scufundare gravitațională a unei plăci lungi și dense ( Doglioni et al., 1999). Cu toate acestea, sosirea în zona de subducție a materialului continental transportat de placa descendentă în timpul apariției coliziunii ( O'Brien, 2001) modifică aceste condiții generale.

Crusta continentală flotantă, implicată, este treptat scurtată, scăzând în cele din urmă efectul de derulare, facilitat sau nu de alte procese, cum ar fi ruperea plăcii și, prin urmare, inversarea aceluia back-arc anterior format (Horvath et al., 2006; Doglioni et al., 2007; Matenco et al., 2010). Prin urmare, transmisia treptată versus transmisia instantanee a tensiunilor compresive (senso Ziegler și Cloetingh, 2004) în bazine back-arc, cum ar fi bazinul Pannoniei sau Marea Neagră este mai puțin înțeleasă (Cloetingh et al., 2003; Hyndman et al., 2005; Currie și Hyndman, 2006; Horvath et al., 2006).

Bazinele de tipul back-ark sunt o caracteristică comună pentru toate orogenele de tip mediteranean (cum ar fi Apenine, Carpați sau Hellenidele), care sunt caracterizate prin coexistența extensiei și a aruncării verticale în exteriorul lanțurilor muntoase extrem de arcuite,

ca model tipic pentru zona de coliziune Africa / Europa (Faccenna et al., 2004; Brun și Faccenna, 2008).

Marea Neagră este cel mai mare bazin european de tipul back-ark (figura 11), evoluția sa fiind controlată de procese active în timpul subducției nordice a Neotetiei, sub arcul vulcanic Rodhod-Pontides (Adamia et al., 1977; Letouzey et al., 1977; Zonenshain și Le Pichon, 1986; Okay et al., 1994).

Acesta cuprinde două sub-bazine, estul și occidental, ipoteza este ca ambele au o crustă oceanică sau sub-oceanică în partea de mijloc (Starostenko et al., 2004; Shillington et al., 2008) și sunt separate de MID BLACK SEA HIGH din mijloc (Figura 11); fiind compusa din crustă continentală subțire (Stephenson et al., 2004). În urma deschiderii sale în perioada Cretacică – început de Neogen, episoade de compresie la scară largă sunt înregistrate peste tot în bazinului său vestic începând cu coliziunea dintre blocurile Istanbul și Sakarya în Eocen ( Görür, 1988; Robinson et al., 1996; Stephenson et al., 2004).

Până în prezent, o integrare regională a structurilor compresive cu crusta groasă observată în marginea Pontides (Okay et al., 2001; Sunal și Tüysüz, 2002), în ridicarea Balkanidelor (Doglioni et al., 1996), de-a lungul zonei de șelf Odessa / Marja Crimeei (Stovba et al., 2009) și de-a lungul offshoreului româno-nord-bulgar (Dinu et al., 2005; Tari et al., 2009) lipsește. Această zona din urmă prezintă un număr semnificativ de niveluri structurale ridicate datând din perioada Eocenului Târziu - Oligocen (Moroșanu, 1996). Geneză acestora este neclară și nu a fost încă legată de inversiunea contemporana cu aceasta dar observată în altă parte.

Interpretând o rețea regională formata din 150 linii seismice (obținute din studii necesare pentru explorarea petrolului în partea central-vestică a Bazinului Mării Negre) și corelând cu datele lito-stratigrafice provenite din 68 de sondaje de explorare a fost făcută o analiză cinematică și genetică a acestor structuri. Analiza s-a concentrat pe datele lipsă pentru offshore-ul românesc și a fost completată cu o revizuire a geometriilor publicate anterior în altă parte, pentru a obține o vedere integrată de-a lungul bazinului vestic al Mării Negre. Această integrare regională a structurilor inversoare a fost utilizată ulterior pentru a obține mecanica și geometria sistemului de împingere asociat.

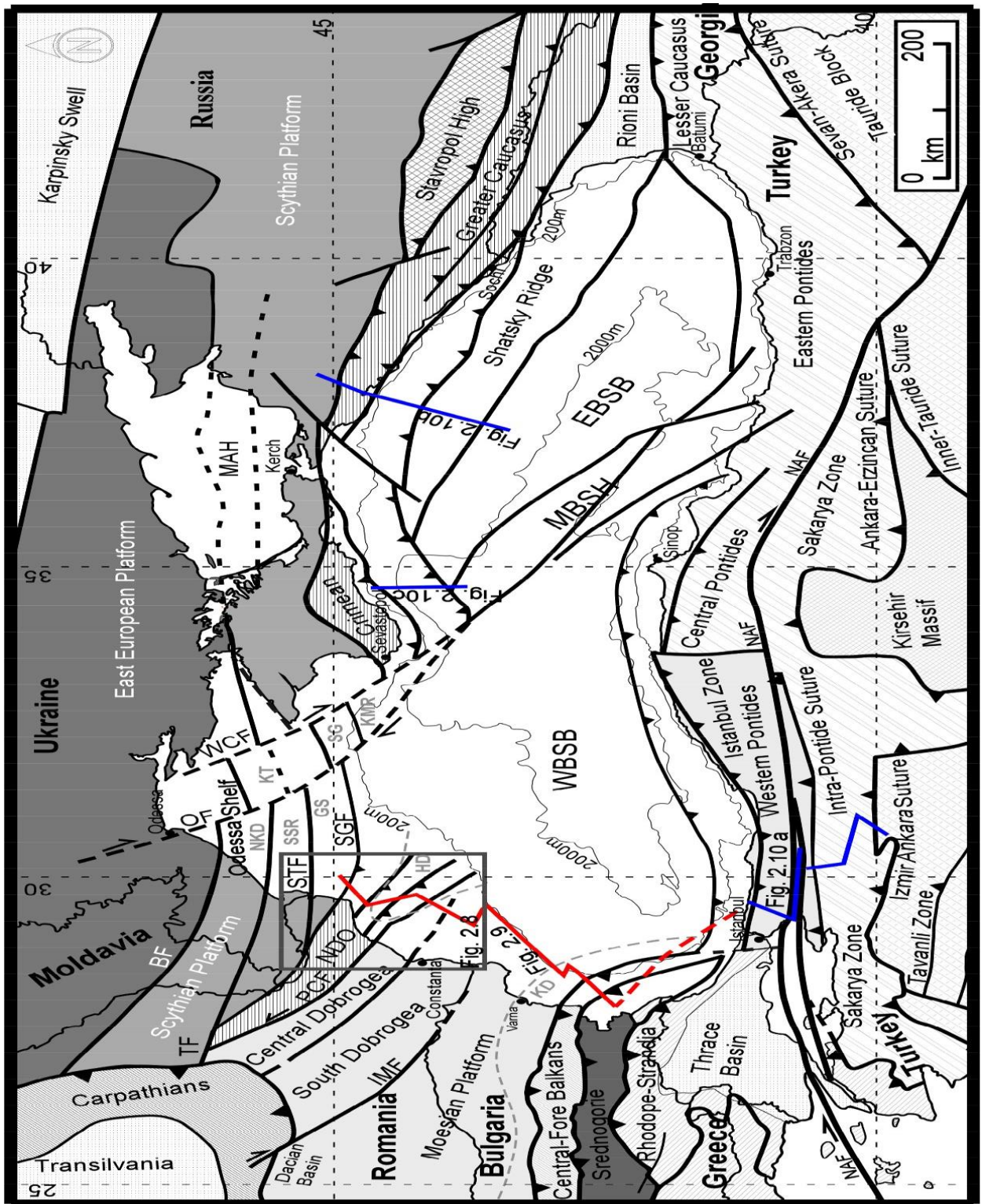


Figura 4. Harta tectonica a Mari Negre si zonelor adiacente (compusa folosind date din Finetti et al., 1988; Doglioni et al., 1996; Robinson and Kerusov, 1997; Robinson et al., 1996; Mikhailov et al., 1999; Dinu et al., 2005; Okay et al., 2006; Saintot et al., 2006; Şengör şi Yilmaz, 1981; Sinclair et al., 1997 ) Ioan Munteanu 2012.

În **capitolul 5** este discutat efectul variației nivelului mării asupra zonei de sefl-taluz. Acest efect asupra ciclurilor sedimentare poate fi observat și astăzi, afectând zona de contact continent-mare. Aceste fenomene sunt prezentate în urmă analizării literaturii de specialitate în care au fost interpretate secțiuni seismice pe profile regionale.

Modificările nivelului mării duc la interacțiunii dintre zonele de depunere și aprovizionarea cu sedimente, în special pentru bazinele cu apă mică, unde spațiul disponibil este limitat. Schimbul de sedimente între bazinele conectate, separate printr-un prag subacvatic (prag batimetric) nu este încă bine înțeles. Atunci când nivelul mării scade sub nivelul batimetric al acestui prag, evoluția bazinului de apă superficială este controlată de eroziunea sa și umplerea rapidă. Odată ce acest bazin marginal este umplut, depocentrul sedimentar trece la bazinul marin deschis (schimbare spre exterior). Cu un nou spațiu de sedimentare creat în timpul creșterii ulterioare a nivelului mării, depocentrul de sedimente se întoarce spre bazinul marginal (schimbare spre interior). Acest nou model conceptual este testat aici în contextul Miocenului Târziu la evoluția cuaternară a conexiunii deschise între bazinul Dacic și bazinul mării negre. Folosind secvențe seismice și analiza stratigrafică a evoluției din Miocen-Pliocen pentru acest domeniu, Paratethys Est, putem afirma că prezentul studiu de caz demonstrează aceste schimbări în depocentrul sedimentar între bazine. O schimbare spre exterior are loc cu o întârziere care corespunde cu timpul necesar pentru a umple spațiul de cazare rămas în Bazinul Dacic sub pragul care îl separă de Marea Neagră. Acest studiu oferă o perspectivă nouă asupra amplitudinii și geometriei sedimentare a evenimentului Messinian (MSC) în Marea Neagră.

Scăderea nivelului mării, 1.3 până la 1.7km, este demonstrată prin cuantificarea modelelor de sedimentare coevală care se schimbă în fluxurile de masă și în depozitele turbiditice în partea de mare adâncime a acestei doline principale. Depunerea sedimentelor post-MSC a continuat urmând modelul actual de deversare a râurilor din Marea Neagră.

Conceptele stratigrafice de secvență sunt utilizate pentru studiul sedimentelor marine și continentale cu diverse variații tectonice la amplitudini normale ale variațiilor eustatice ale nivelului mării sau ale modificărilor tectonice (de exemplu, Catuneanu et al., 2009; Martins-Neto și Catuneanu, 2010). Cu toate acestea, aplicarea acestor concepte la bazinele restrânse și la parametrii asociați care controlează schimbul de sedimente între bazinele conectate sunt mai puțin studiate (de exemplu, Ilgar și Nemeș, 2005; Csato et al., 2007). Cu toate acestea, variațiile nivelului mării la nivel mondial sunt absente, iar caracteristica principală care controlează

arhitectura umpluturii bazinului este interacțiunea dintre spațiul de depozitare disponibil și aprovizionarea cu sedimente (Galloway, 1989; Schlager, 1993), ceea ce duce la o arhitectură alogenă sau autogenică; răspuns care reflectă comportamentul acestor zone (Muto et al., 2007). Când dolina sedimentară principală este separată de zona sursă, de un bazinul marginal superficial, acesta din urmă acționează ca o capcană pentru sedimente pe ruta lor către principalul domeniu depozitar. Dacă aceste două bazine sunt separate printr-o barieră ridicată (de exemplu, Garcia-Castellanos et al., 2003), efectul de sedimentare este crescut iar bazinul principal (sau dolina principală) este sedimentat mult mai încet până la umplerea bazinului marginal (Leever et al. ., 2010a). În acest moment, bazinul marginal devine expus la eroziune sau acumulează sedimente continentale, iar depocentrul trece la bazinul principal. Această schimbare depocentră are loc mai rapid dacă spațiul de depunere este influențat de o scădere a nivelului mării. O creștere ulterioară a nivelului mării va crea un spațiu nou de sedimentare în bazinul marginal care conduce principalul depocentru marin să se reorienteze către zona sursă în timpul transgresiunii asociate. Pentru a observa o astfel de migrație de depocetri între bazine separate printr-o barieră, diferența de altitudine absolută a nivelului mării în cele două bazine trebuie să fie semnificativă, în orice caz mult mai mare decât altitudinea pervazului (Garcia-Castellanos, 2006) .

Expunerea zonei de șelf prin scăderea nivelului mării și eroziunea pantei continentale va genera volume mari de sedimente care sunt transportate în medii de mare adâncime prin procesele de eșecare a pantelor și de transport în masă (Zaitlin et al., 1994; Posamentier & Walker, 2006) .

Aceste concepte sunt testate aici prin studiul fluxurilor de sedimente între zona sursă carpato-balcanică, bazinul marginal al Daciei și dolina principală a Mării Negre din timpul Miocenului târziu până la Cuaternar (figura 5).

Scăderea nivelului mării care a afectat ambele bazine în timpul crizei de salinitate Messinian (MSC, de exemplu, Krijgsman et al., 1999) este dezbătută în ceea ce privește amplitudinea, sincronizarea și efectele geometrice în acest mare domeniu al Parathetysului de Est (de exemplu, Hsu și Giovanoli , 1979; Krijgsman et al., 2010). Caracteristici erozive la scară largă au fost observate de-a lungul zonei vestice de șelf a Mării Negre (Gillet et al., 2007), combinate cu schimbări semnificative ale paleobatimetriei care sugerează o scădere mare (> 1 km) a nivelului mării. Prezența complexelor de transport în masă pe fundul apei adânci a Mării Negre (Wong et al., 1994) oferă posibilitatea de a studia schimbul de sedimente între bazinele sedimentare conectate în timpul unei scăderi mari a nivelului mării. Interpretarea

datelor de reflecție seismică calibrate de puțurile adânci din bazinele Mării Negre și Dacice permite o interpretare stratigrafică a acestor secvențe conectate și facilitează studiul efectelor sale dinamice pe termen lung.

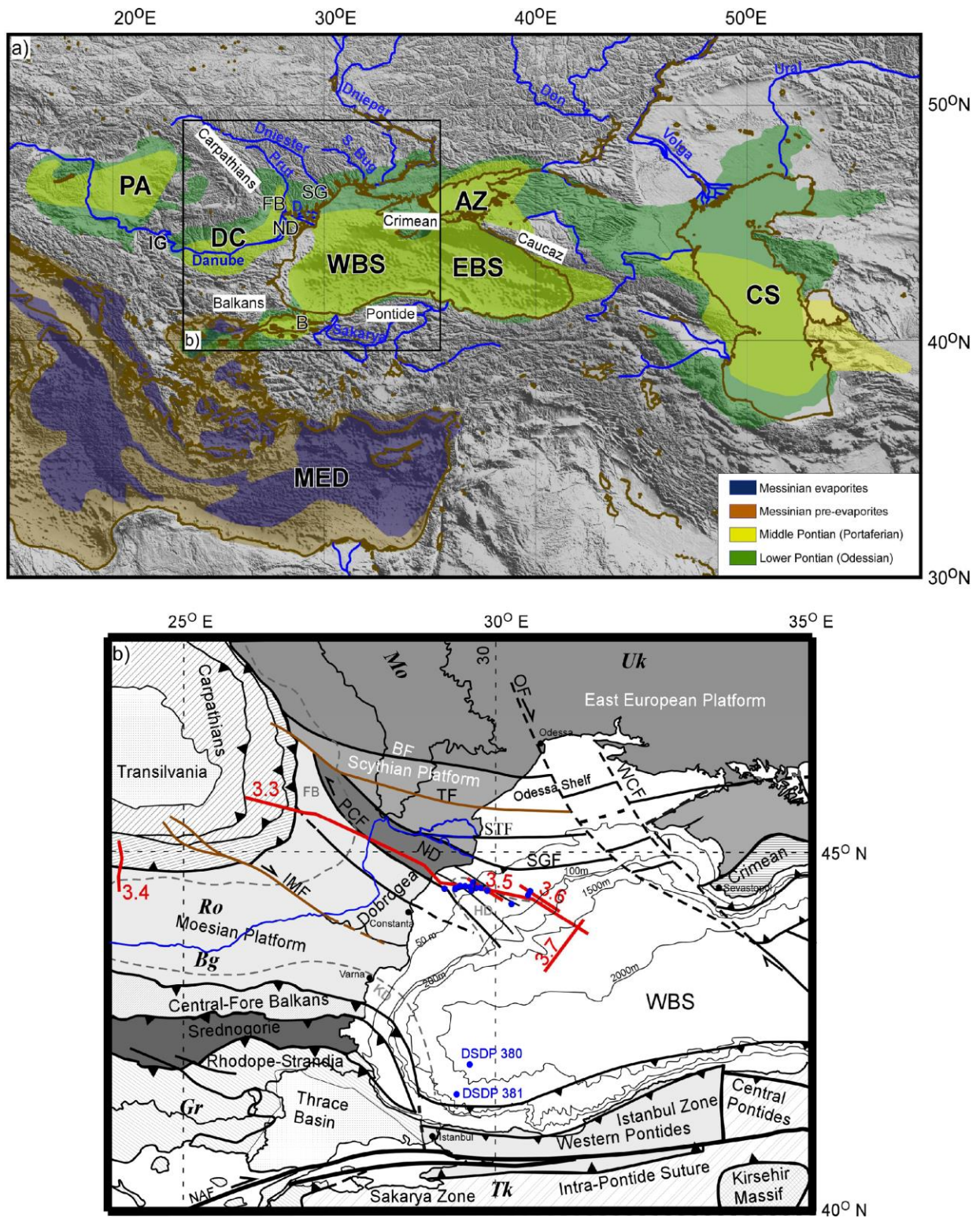


Figura 3. Dimensiunea bazinelor Paratethys în perioada Lower Pontian high-stand and subsequent Middle Pontian (MSC) (Popov et al., 2006, Ivanov, 1988; Ricou et al., 1998).

În **capitolul 6** este prezentată partea teoretică, necesară interpretării geologice a datelor geofizice. În acest capitol se regăsesc formulele de calcul a diverselor corecții aplicate datelor primare, cât și reducerea Bouguer, incluzând semnificația anomalia gravitației în aer liber.

Datele gravimetrice primare înregistrate cu diverse aparate pe uscat, în zonele de tranziție sau în domeniul marin, la suprafața mării sau a banchizelor, subacvatic la diferite adâncimi, sau pe fundul mării, sunt într-o primă fază prelucrate numeric în vederea eliminării din cuprinsul lor a fracțiilor datorate dritului instrumental, regimului de mișcare a navei, variațiilor diurne ale gravitației și așa mai departe. Datele măsurate sunt apoi raportate la o bază a cărei valoare de gravitate absolută este cunoscută. Valorile obținute în urma aplicării reducerilor și corecțiilor geofizice specifice, reprezintă valori ale *gravitației observate* ( $g_{obs}$ ) în punctele de măsură. La compunerea valorii gravitației observate contribuie atât *gravitatea teoretică* ( $g_{teor}$ ) din acel punct, produsă de *Pământul ideal*, cât și de suma efectelor gravimetrice datorate structurii geologice reale, adică de *anomalia gravitației*

$$g_{obs} = g_{teor} + g_{geol} \quad (6.1)$$

Aceeași relație poate fi scrisă sub forma:

$$g_{obs} = \gamma_0 + \Delta g_F + \Delta g_B + \Delta g_{geol} \quad (6.2)$$

unde:  $\gamma_0$  = gravitatea normală la nivelul mării și latitudinea stației;  
 $\Delta g_F$  = reducerea în aer liber (reducerea Faye);  
 $\Delta g_B$  = reducerea topografică (reducerea Bouguer);  
 $\Delta g_{geol}$  = anomalia gravitației (efectul gravimetric al structuriigeologice).

Având în vedere faptul că pentru scopurile prospecțiunii gravimetrice, importantă este determinarea termenului  $\Delta g_{geol}$  relația (6.2) poate fi scrisă și sub forma:

$$\Delta g_{geol} = g_{obs} - (\gamma_0 + \Delta g_F + \Delta g_B) \quad (6.3)$$

unde:

$$(\gamma_0 + \Delta g_F + \Delta g_B) = g_{teor} = \text{gravitatea teoretică.} \quad (6.4)$$

*Gravitatea teoretică*  $g_{teor}$  este considerată deci a fi valoarea gravitației la nivelul mării și latitudinea stației, determinată printr-o relație standard, cum ar fi de exemplu formula internațională a gravitației stabilită în 1930, corespunzătoare unui Pământ ideal, la care se



adaugă efectele gravimetrice datorate reliefului aflat în jurul stației (Erwin, 1977).

Relația (6.3) definește prin urmare *anomalia gravității* ( $\Delta g = \Delta g_{\text{geol}}$ ) generată în punctul de măsură de efectele gravimetrice reunite ale neuniformizațiilor geologice din substrat, ca fiind diferența dintre gravitatea observată și gravitatea teoretică ce s-ar înregistra în același punct în cazul unui Pământ ideal.

*Anomalia gravității în aer liber* ( $\Delta g^{\text{FA}}$ ), denumită și *anomalia gravității în reducere Faye*, sau *anomalia totală*, reprezintă conform definiției clasice (Airinei, 1977) abaterea pe care o are valoarea observată a câmpului gravității, redusă pe elipsoidul geodezic de referință, față de valoarea normală a câmpului gravității în același punct. (Torge 1980; Wenzel, 1989) însă, definește *anomalia gravității în aer liber* ca fiind diferența dintre valoarea obținută prin reducerea gravității observate la suprafața Pământului la valoarea sa de pe geoid, cu ajutorul valorii gradientului vertical normal al gravității și al înălțimii verticale „z” pe de o parte și valoarea gravității normale din același punct pe de altă parte.

Expresia clasică de calcul a anomaliei gravității în aer liber este:

$$\Delta g^{\text{FA}} = g_{\text{obs}} + \frac{\partial \gamma}{\partial z} z - \gamma_0 \quad (6.5)$$

unde:

$\frac{\partial \gamma}{\partial z}$  = gradientul vertical normal al gravității (= 0,3086 mgal/m);

$z$  = cota punctului de observație (pozitivă deasupra elipsoidului);

$\gamma_0$  = valoarea câmpului gravimetric normal la nivelul mării și latitudinea

punctului;

Din această definiție, care servește fidel obiectivelor geodezice, se înțelege însă că prin intermediul gradientului normal se transportă gravitatea observată la suprafața reliefului, pe elipsoid, unde se face diferența față de gravitatea normală. Consecința acestei operațiuni l-ar constitui faptul că valoarea anomaliei în aer liber ar trebui raportată nu punctului de măsură real, ci proiecției acestuia pe suprafața de referință. Această viziune poate deveni ambiguă, sau chiar profund incorectă, cel puțin în cazul măsurătorilor terestre, atunci când între suprafețele de referință și topografică se află surse anormale (aceasta este situația normală în prospecțiunea gravimetrică). Transportarea punctului de referință pe elipsoid ar presupune în

acest caz inversarea efectului gravimetric al surselor anormale, care ar trebui să se afle deasupra punctului de măsură. Soluția acestei probleme se găsește prin luarea în considerație a *gravității teoretice în aer liber* ceea ce presupune determinarea valorii teoretice a gravității normale în punctul de măsură. Transportarea acesteia de pe elipsoid la cota stației se face cu ajutorul gradientului vertical normal:

$$g_{\text{teor}}^{\text{FA}} = \gamma_0 - \frac{\partial \gamma}{\partial z} z \quad (6.6)$$

Ținând cont de acest aspect, *anomalia gravității în aer liber* ( $\Delta g^{\text{FA}}$ ) este diferența dintre gravitatea observată în punctul de măsură și valoarea teoretică a gravității normale în același punct. Expresia de calcul a acesteia este identică cu expresia (6.5), doar că termenii sunt aranjați în mod diferit:

$$\Delta g^{\text{FA}} = g_{\text{obs}} - \gamma_0 + \frac{\partial \gamma}{\partial z} z \quad (6.7)$$

Anomalia gravității determinată în acest mod poartă denumirea "*în aer liber*", deoarece în calcule nu se ține cont de distribuția de mase aflate între suprafața elipsoidului și punctele de măsură, adică lucrurile sunt privite ca și cum măsurătoarea gravimetrică ar fi fost făcută în aer, la cota stației.

Distribuția geografică a anomaliilor gravității în aer liber oferă interpretatorului indicații atât asupra formei Pământului, cât și asupra echilibrului izostatic în care se află masele crustale. Acest gen de informații sunt în egală măsură utile geodezilor și geofizicienilor.

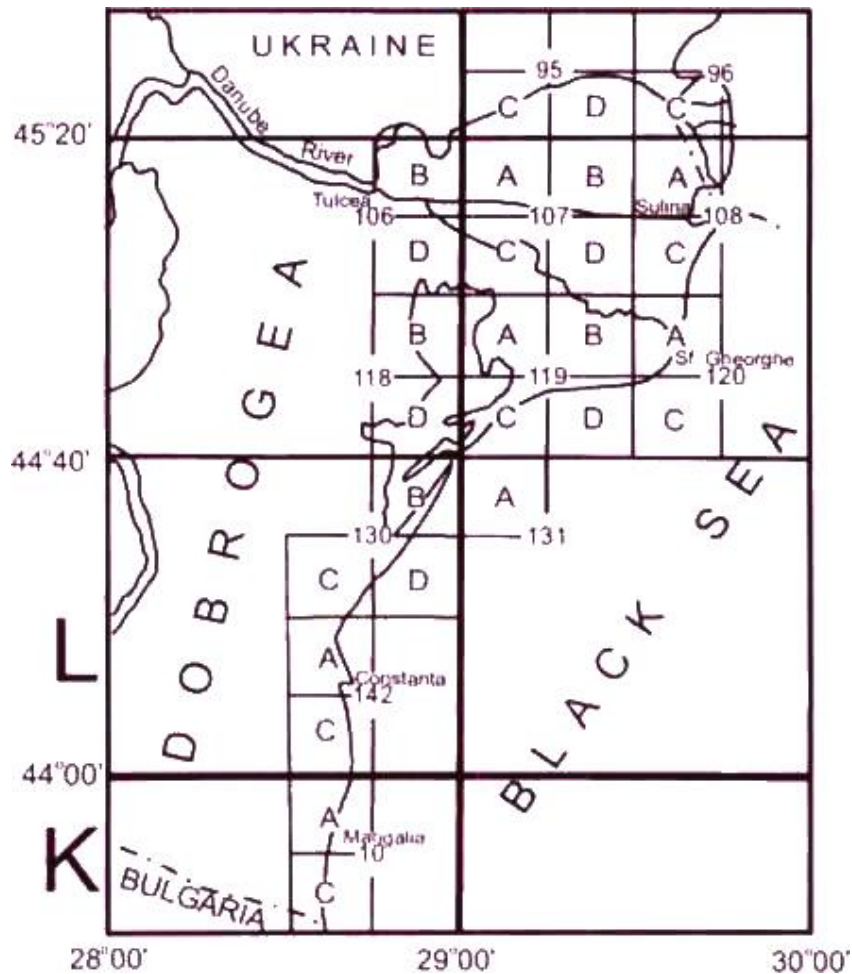


Figura 64. Zona de tranziție continent-mare. Scara 1:50000. Dimitriu R.G. 2001.

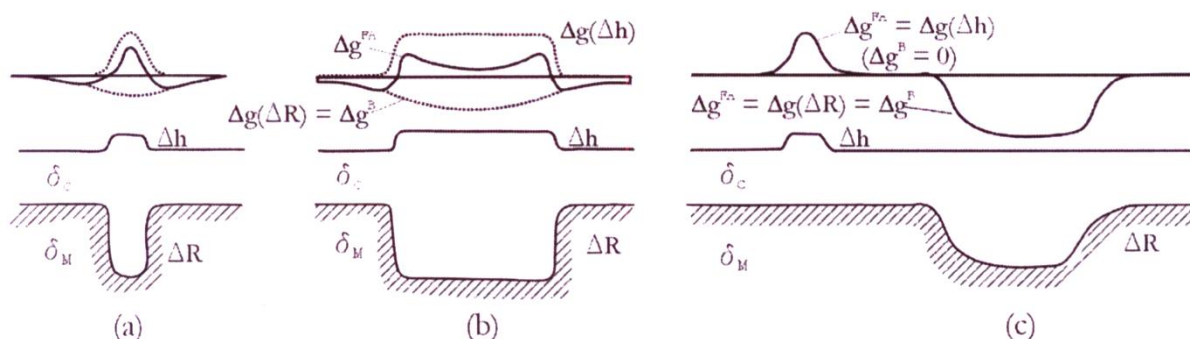
Zonele lipsite de anomalii în aer liber, sau în care acestea sunt foarte apropiate de zero, sunt considerate a fi echilibrate din punct de vedere izostatic (cazurile A și B din figura 6). Dimpotrivă, prezența anomaliilor în aer liber intense, pozitive sau negative, dau indicații asupra necompensării izostatice (cazul c din figura 23.), respectiv supracompensării izostatice.

În domeniul oceanic, anomalia gravitației în aer liber reflectă în primul rând relieful fundului oceanic, prezentând maxime în zonele mai puțin adânci și minime în zonele mai adânci, acolo unde deficitul de masă datorat prezenței apei în locul materialului terestru, se accentuează. Pentru acest motiv, în domeniul oceanic, anomalia gravitației în aer liber nu oferă în multe cazuri informații suficiente asupra variațiilor densității crustei terestre aflate sub fundul mării, ci mai mult asupra echilibrului izostatic regional. În ceea ce privește variația valorilor anomalia gravitației în aer liber deasupra marginilor continentale, încă din vremea măsurătorilor pendulare ale lui Vening-Meinesz s-a observat că anomaliile au valori sistematic pozitive deasupra șelfurilor continentale și sistematic negative de-a lungul limitei

dinspre larg a șelfului și deasupra pantei continentale. Pozitivarea anomaliei în aer liber pe limita șelfului și negativarea acesteia pe taluz reprezintă “efecte de limită”, datorate topografiei fundului oceanic și modificării adâncimii discontinuității Moho.

Aceste efecte vor fi prezente chiar și în cazul unei perfecte echilibrări izostatice.

Există numeroase situații când, pentru cercetarea gravimetrică a structurii marginilor continentale, a fost preferată utilizarea anomaliei gravitației în aer liber (Fleischer, 1963; Dehlinger și Jones, 1965; Graham și Hales, 1965; Watts, 1976; Grow et al., 1979; Dehlinger, 1978; Bell și Watts, 1986; Weber, 1986, etc), considerându-se că aceasta s-ar corela mai bine cu anomalia gravitației calculată în reducere Bouguer pe continente.



Obiectivele urmărite de geofizicieni și anume evidențierea contrastelor de masă, deci a surselor anormale din substrat, sunt de obicei mai bine servite atunci când calculul anomaliei gravitației se face după procedura numită “reducerea Bouguer”. În acest caz sunt evaluate și eliminate din măsurători atât efectul variației în aer liber a gravitației, cât și efectul gravimetric produs de masele terestre care constituie relieful înconjurător, aflat deasupra unui plan de referință. Evaluarea efectului gravimetric al reliefului înconjurător se face până la distanța dincolo de care se apreciază că valoarea acestuia devine neglijabilă.

În calculul anomaliei gravitației în reducere Bouguer trebuie să se țină seama de faptul că prin aplicarea reducerii de relief se urmărește reconstituirea formei ideale a Pământului, ipoteză pe baza căreia a fost determinată formula de calcul a gravitației normale pe suprafața elipsoidului de referință. Pentru a realiza acest lucru este necesar ca reducerile să fie aplicate în așa fel încât zonele aflate sub elipsoid să fie “umplute” cu material terestru de densitatea medie a crustei terestre ( $\delta_c = 2,67 \text{ g/cm}^3$ ), iar cele aflate deasupra elipsoidului cu material, care ulterior este îndepărtat, de densitatea medie a reliefului înconjurător.

Conform definiției clasice, *anomalia gravitației în reducere Bouguer* ( $Ag^\circ$ ) este abaterea valorilor observate față de valoarea normală a câmpului gravitației, redusă pe suprafața

elipsoidului geodezic de referință (sau pe o altă suprafață echipotențială) și corectată de influența maselor aflate deasupra acestei suprafețe (Airinei, 1977). Prin urmare, valorile anomaliei Bouguer ar trebui să exprime strict distribuția de mase creată de elementele geologice aflate sub suprafața de referință. Expresia de calcul a anomaliei gravitației în reducere Bouguer este:

$$\Delta g^B = g_{obs} + \frac{\partial \gamma}{\partial z} z - \gamma_0 - 2\pi G \delta z + R_t(\delta)$$

unde:  $g_{obs}$  = gravitatea observată;

$\frac{\partial \gamma}{\partial z}$  = gradientul vertical normal al gravitației (= 0,3086 mgal/m);

$z$  = cota punctului de observație (pozitivă deasupra elipsoidului);

$\gamma_0$  = valoarea câmpului gravimetric normal la nivelul mării și latitudinea punctului;

$\gamma$  = densitatea medie a reliefului înconjurător;

$2\pi G \delta z$  = efectul gravimetric al unei plăci orizontale, infinit extinsă, (placă Bouguer) de densitate  $\delta$  și grosime  $z$ ;

$R_t(\delta)$  = corecția de relief terestru de densitate  $\delta$ .

Acest tip de definiție nu precizează însă clar care este punctul de aplicație al valorii anomaliei gravitației, ceea ce în timp a condus la unele confuzii.

De aceea, pentru a fi evitate orice neclarități, este preferabilă definirea *anomaliei gravitației în reducere Bouguer* ( $\Delta g^B$ ) ca fiind diferența dintre gravitatea observată ( $g_{obs}$ ) în punctul de măsură și gravitatea teoretică ( $g_{teor}^B$ ) calculată în același punct, prin luarea în considerare a formei și a constituției reale a Pământului, adică:

$$\Delta g^B = g_{obs} - g_{teor}^B \quad (6-9)$$

în cazul măsurătorilor gravimetrice terestre clasice, gravitatea teoretică ( $g_{teor}^B$ ) într-un punct P aflat pe suprafața topografică, la cota  $z$ , se determină cu ajutorul relației:

$$\Delta g_{teor}^B = \gamma_0 - \frac{\delta \gamma}{\delta z} z + 2\pi G \delta z - R_t(\delta) \quad (6.10)$$

unde:  $R_t(\delta)$  = efectul gravimetric al reliefului înconjurător de densitate  $\delta$ .

Ținând cont de cele discutate anterior, expresia recomandabilă și perfect echivalentă relației (6.5) de calculare a valorii *anomaliei gravitației în reducere Bouguer* ( $\Delta g^B$ ) într-un

punct aflat pe suprafața terestră este:

$$\Delta g^B = g_{obs} - [\gamma_0 - \frac{\delta\gamma}{\delta z}z + 2\pi G\delta z - R_t(\delta)] \quad (6.11)$$

Termenul de *anomalie a gravității în reducere Bouguer* ( $\Delta g^B$ ), sau mai simplu *anomalie Bouguer*, reprezintă deci gravitatea rămasă prin eliminarea din valoarea observată a tuturor efectelor gravimetrice generate de surse ne-geologice. Obținerea acesteia presupune extragerea din valorile observate atât a câmpului gravimetric normal, determinat la nivelul stației de observație, cât și eliminarea, cu ajutorul *reducerii topografice* (*— reducere Bouguer*), a efectului gravimetric datorat reliefului înconjurător.

Reducerile geofizice trebuie aplicate astfel încât anomalia gravității în reducere Bouguer să nu fie afectată de efecte derivate din unele considerații de natură geologică, cum sunt de pildă utilizarea densităților variabile sau a valorii gradientului vertical anomal. Apelarea la astfel de artificii în cursul procesului de reducere a datelor în vederea obținerii anomaliilor gravimetrice Bouguer nu este utilă, ci dimpotrivă contraindicată, deoarece poate conduce la confuzii grave.

Reducerea topografică, sau reducerea Bouguer, urmărește modificarea valorii teoretice a gravității în punctul de observație astfel încât efectul gravimetric al reliefului înconjurător să fie eliminat. Din păcate însă, în unele lucrări consacrate problematicii gravimetriei apare o confuzie legată de punctul de aplicație a valorii anomaliilor gravimetrice. În aceste lucrări, anomalia gravimetrice este descrisă, în mod eronat, a fi redusă la un plan comun, sugerându-se astfel că valorile de gravitate reduse sunt aceleași cele care s-ar fi obținut dacă măsurătorile ar fi putut fi făcute pe planul de reducere. În realitate însă, valorile anomaliilor Bouguer nu se află pe un plan comun, ci reprezintă abateri, datorate unor cauze geologice, de la valorile teoretice, raportabile punctelor reale de măsură. Numai în cazul special al măsurătorilor gravimetrice marine de bord, valorile anomaliilor gravimetrice pot fi considerate a se afla în același plan, și anume pe suprafața elipsoidului de referință.

În zonele continentale, anomaliile Bouguer sunt de obicei negative deoarece îngroșarea crustei terestre mai puțin dense, fenomen datorat înrădăcinării structurilor orogenice, determină creșterea deficitului de masă dintre aceasta și mantaua superioară a cărei densitate este mai mare. Astfel, în zonele înalte ale continentelor, pentru cote medii de cca. 3.000 m,

anomalia gravitației, datorată exclusiv structurii crustei continentale și în absența unor surse anormale locale, poate să depășească -300 mgal (figura 24). Densitatea medie a crustei terestre a fost considerată a fi egală cu 2,67 g/cm<sup>3</sup>.

Plecând de la aceste considerații teoretice au fost emise următoarele ipoteze privind variația normală a valorilor anomaliei gravitației în reducere Bouguer, în funcție de zona luată în considerare:

- în zonele cu relief înalt, anomaliile Bouguer ar trebui să fie puternic negative, iar suprafața Moho situată la adâncimi mari;
- în zonele terestre cu relief jos și pe platourile continentale, anomaliile Bouguer ar trebui să aibă valori variabile pozitive și negative moderate, iar suprafața Moho să se afle la o adâncime medie;
- în zonele oceanice adânci, anomaliile Bouguer ar trebui să fie intens pozitive, iar suprafața Moho să se găsească la o adâncime redusă.

Numeroasele măsurători gravimetrice realizate în ultimii zeci de ani au confirmat faptul că în domeniul oceanic anomaliile gravitației în reducere Bouguer sunt în general pozitive deoarece anti rădăcina densă a mantalei echilibrează, în cazul unei bune compensări izostatice, deficitul de masă datorat densității scăzute a formațiunilor geologice și a apei care umple bazinele oceanice, la care se adaugă efectul de pozitivare produs prin aplicarea corecției de placă Bouguer. În cazul bazinelor acvatoriale cu o adâncime de cca. 3.000 m, valorile anomaliei gravitației în reducere Bouguer pot să depășească, chiar și în absența unor anomalii crustale locale, pragul de 200 mgal (figura 7). Densitatea medie a apei mării a fost considerată egală cu 1,03 g/cm<sup>3</sup>.

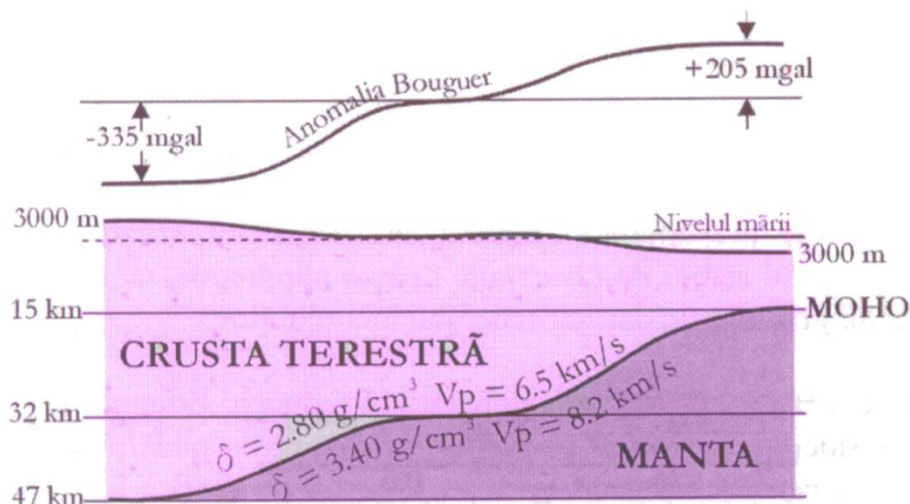


Figura 7. Variația anomaliei Bouguer și structura crustei terestre după Nettleton 1976

Valorile anomaliei gravitației în reducere Bouguer consemnate în cazul mărilor epicontinentale variază între 0 și 200 mgal.

În zona piemonturilor oceanice acestea ajung la 200-250 mgal, pentru că în zona câmpiilor abisale să se atingă valori cuprinse între 250 și 350 mgal. În cazul insulelor vulcanice valoarea anomaliilor gravitației variază între -35 și 200 mgal. În cazul dorsalelor oceanice, deși valorile anomaliei gravitației se mențin pozitive (>200mgal), lifturilor le corespund anomalii gravimetrice de minim, de peste 150 mgal, fapt pus pe seama existenței în adâncime a unei mantale ceva mai puțin densă (mantaua anomală).

Deasupra foselor oceanice sunt înregistrate scăderi puternice ale valorilor anomaliei gravitației, de până la circa -100, sau chiar -150 mgal, datorită deficitului necompensat de masă pe care îl reprezintă placa litosferică mai puțin densă care se subduce, comparativ cu mantaua înconjurătoare.

În privința echipamentelor utilizate menționăm gravimetrele marine de fund și de bord.

#### **GD-K** (gravimetre marine de fund)

Gravimetrele marine de fund GD-K sunt destinate măsurării relative a accelerației gravitaționale pe fundul bazinelor acvatoriale până la adâncimi de cca. 300 m. Deși nu există impedimente de principiu pentru atingerea unor adâncimi ale apei mai mari, apar totuși dificultăți legate de necesitatea utilizării unor batiscafe și cabluri de măsură care să reziste la presiuni mai mari ale apei, de menținere pe o poziție fixă a navei de cercetare, dificultăți de lansare și recuperare a aparaturii și de determinare precisă a adâncimii apei și a poziției punctului de măsură în raport cu nava de cercetare.



Precizia globală de măsură a variațiilor de gravitate a aparaturii GD-K este de  $+0,15$  mgal în condițiile unui domeniu de măsură de cca. 100 mgal fără torsionare a sistemului elastic și de 6000 mgal cu torsionare.

Dritul acestor aparate este destul de mare, de cca. 2 mgal/zi, ceea ce recomandă utilizarea aparatelor în cicluri de măsurători cât mai scurte posibil. Sistemul elastic al acestor aparate este construit din cuarț topit după principiul seismografului vertical Golițan și se află în aer. Influența variațiilor mai mari de temperatură asupra sistemului elastic al gravimetrului sunt eliminate prin menținerea acestuia în interiorul unui vas Dewar, iar cea a variațiilor fine de temperatură cu ajutorul unui dispozitiv de compensare termică care acționează direct asupra sistemului elastic.

Aducerea pendulului sistemului elastic în poziție orizontală se realizează cu ajutorul unui servomotor care acționează asupra șurubului micrometric al gravimetrului. Poziția de zero, corespunzătoare poziției orizontale a pendulului, se determină cu ajutorul unui dispozitiv care transformă în semnal electric spotul de lumină reflectat de pe oglinda aflată pe pendul, pe două fotoelemente. Semnalul electric, care poate să aibă polaritate normală sau inversă în funcție de care fotoelement este mai puternic iluminat, este vizualizat pe unul dintre galvanometrele aflate pe panoul frontal al pupitrului de comandă. Lipsa unui semnal electric în acest circuit corespunde poziției de echilibru a pendulului sistemului elastic.

Reproducerea la suprafață a valorii șurubului de măsură al gravimetrului marin de fund se realizează cu ajutorul unui circuit punte aflat în pupitrul de comandă. Gravimetrul este instalat în interiorul unei suspensii cardanice alcătuite din două inele de oțel concentrice, articulate cu ajutorul unor rulmenți. Calarea aparatului se realizează gravitațional, într-un interval de cca. 6 minute, datorită propriei greutate și lestului de plumb care i se adaugă suplimentar. Precizia auto nivelării este suficient de mare pentru a nu determina erori de măsură mai mari de  $\pm 0,05$  mgal.

#### **GMN-K (gravimetre de bord)**

Deși ceva mai puțin precise comparativ cu gravimetrele de fund gravimetrele de bord, au o productivitate net superioară acestora și în plus permit abordarea fără probleme deosebite a oricărui sector oceanic, indiferent de adâncimea acestuia. Datorită exigențelor metrologice și a celor care țin de siguranța navigației, utilizarea acestor aparate pentru cercetarea zonelor cu ape puțin adânci este totuși greoaie, iar uneori chiar imposibilă.

(Dimitriu R., 2001)

Pentru a putea lucra în condițiile oferite de o navă de suprafață, potrivit lui Morelli (1968), un gravimetru marin de bord trebuie să îndeplinească următoarele condiții:

- Sistemul elastic al gravimetrelor marine de bord trebuie să acționeze liniar, pentru a putea fi eliminate prin mediere variațiile periodice ale accelerațiilor verticale datorate mediului de lucru;
- Sistemul elastic al gravimetrului marin de bord trebuie să poată oscila liber, fără a fi limitat de opritori, deoarece în domeniul marin pot apare variații foarte mari de gravitate, de aceea domeniul de măsură trebuie să fie amplu;
- Sistemul elastic al gravimetrului de bord trebuie să fie amortizat, dar amortizarea acestuia trebuie să fie reglabilă;
- Gravimetrul trebuie proiectat și construit în așa fel încât, pe cât posibil, să nu fie sensibil la accelerații orizontale;
- Sistemul elastic trebuie să fie stabil, adică să aibă un drift liniar, lipsit de salturi, chiar și atunci când accidental pot apare mici șocări sau întreruperi ale termostatizării acestuia. Acesta condiție este foarte importantă deoarece ciclurile de măsurători gravimetrice marine pot să dureze săptămâni, sau chiar luni.

Gravimetrele marine din familia GMN au fost proiectate pentru a asigura cercetarea gravimetrică a platformelor continentale și a domeniului oceanic propriu-zis cu o precizie care în condiții speciale să ajungă până la  $\pm 1,00$  mgal, sau chiar mai bună (Mironov, 1980). Din cadrul acestei clase de gravimetre marine, cel mai utilizat de-a lungul timpului a fost modelul GMN-K, care permite măsurarea relativă a variațiilor accelerației gravitaționale în regim dinamic sau static la bordul unui submarin sau nave de suprafață.

Aparatul poate funcționa în condiții normale în prezența unor accelerații perturbatoare, datorate mișcărilor și vibrațiilor de la bordul navei, având amplitudini de până la  $\pm 100.000$  mgal. De asemenea, pentru o funcționare corespunzătoare a platformei girostabilizate care echipează sistemul gravimetric, înclinările navei nu trebuie să depășească  $\pm 30^\circ$ , viteza de croazieră să fie de maxim 20 de noduri iar abaterile de la cursul mediu să nu fie mai mari de  $\pm 2^\circ/\text{minut}$ . (Dimitriu R., 2001)

În aceste condiții precizia gravimetrului marin de bord GMN-K este de cca.  $\pm 1,5$  mgal pentru cicluri de măsurători lungi de până la 8 ore, scăzând la  $\pm 5,0$  mgal dacă durata ciclurilor de măsurători crește până la 30 de zile. Măsurătorile gravimetrice executate pe platoul continental românesc al Mării Negre cu astfel de echipamente au semnalat (Sava, 1985) o

eroare medie pătratică, calculată pe baza diferențelor de gravitate consemnate în nodurile rețelei de observație, de  $\pm 1,4$  mgal. (Dimitriu R., 2001)

Domeniul de măsură al aparatului, fără torsionarea sistemului elastic, este de cel puțin 500 mgal, iar cu torsionarea acestuia depășește 7.0 mgal. Dritul acestui aparat este destul de mare, de cca. 2 mgal/zi, recomandând deci executarea pe cât posibil a unor cicluri de măsurători cât mai scurte. (Dimitriu R., 2001)

Un sistem gravimetric de bord GMN-K este alcătuit din minimum doi senzori gravimetrici, fiecare dintre aceștia având câte un pupitru de comandă și o platformă girostabilizată (figura 29) proprie, în completarea sistemului gravimetric apar unul sau mai multe înregistratoare analogice care înscriu rezultatele măsurătorilor și variațiile unora dintre parametrii care caracterizează buna funcționare a sistemului, stabilizatoare de tensiune, convertizoare și altele. (Dimitriu R., 2001)

Sistemul elastic al unui gravimetru marin de bord GMN-K este realizat în întregime, ca și în cazul gravimetrului marin de fund GD-K, din cuarț topit, după principiul de funcționare al seismografului vertical Golițan. (Dimitriu R., 2001)

Echipamentele utilizate în vederea obținerii datelor;

Cartografia geofizică complexă a offshore-ului românesc și bulgar a fost realizată în timpul a trei croaziere pe mare în 2011 și a unei croaziere în 2012. Zona investigată a fost acoperită de o rețea uniformă de linii geofizice care se îndreptau la V-E, fiecare la un interval de 4 km distanță între ele și alte câteva linii de control, care au traversat toate direcțiile V-E. Acestea din urmă au fost utilizate pentru controlul și validarea calității datelor brute. În cele din urmă, informațiile dobândite de-a lungul a peste 13.400 km și 15.500 km de linii geofizice au fost procesate pentru obținerea hărților gravitației și, respectiv, a anomaliilor magnetice. (Dimitriu et al., 2016).

Toată cartografierea gravitației marine a fost realizată cu un sistem de înregistrare a gravitației la bord, model GMN-K (M), fabricat în fosta URSS și modernizat la începutul anilor 90 de specialiști ruși. Precizia globală medie a sistemului, acordată de producătorul său, de până la  $\pm 5,0$  mGal pentru croazierele care durează până la 30 de zile, a fost ulterior îmbunătățită prin modernizarea sistemului până la 0,6 mGal. (Dimitriu et al., 2016).

Cartografierea magnetică marină a fost realizată cu un magnetometru cu precesiune de protoni Geometrics, modelul G-877. Contorul, capabil să măsoare continuu intensitatea totală

a câmpului magnetic al Pământului cu o precizie de  $\pm 0,1$  nT, a fost tractat cu un cablu de 280 m, în spatele navei de cercetare, având o lungime de 82 m. (Dimitriu et al., 2016).

Variația diurnă a câmpului geomagnetic a fost înregistrată la stațiile de bază situate pe zona de coastă la Jurilovca, Vama Veche în România și la Varna în Bulgaria, care au fost operate continuu în timpul croazierelor pe mare, permițând astfel aplicarea corecțiilor de variație diurnă la datele magnetice brute măsurat în larg. Corecția normală a câmpului geomagnetic a fost făcută pe baza formulei IGRF pentru epoca geomagnetică 2012.0 (= 2012/01/01).

Analiza COE și procedura de compensare, realizată și pentru datele magnetice, a fost în cele din urmă restricționată la  $\pm 5,8$  nT, cu o abatere standard de 1,7 nT. Nivelul de referință al hărții anomaliei magnetice este de 48,630,5 nT, corespunzând stației de bază geomagnetică situată în România în apropierea satului Jurilovca (44°44'57,3 "N latitudine; 28°52'54,2" E longitudine), în epoca geomagnetică considerată. (Dimitriu et al., 2016).

**Capitolul 7** prezintă un prim studiu efectuat de către autor în anul 2014, necesar determinării importantei studiului extins. Ținând cont de structura zonei alese (2Mai – Vama Veche) s-a luat în considerare existența unui sistem de falii secundar-terțiar ce influențează morfologia din zona de interfață uscat-mare. Aceasta ipoteză a fost testată ținând cont de condițiile de dinamică sedimentară (și toate particularitățile acesteia) și s-au efectuat studii batimetrice menite să ofere un răspuns provizoriu asupra fenomenelor locale.

Pentru obținerea rezultatului s-au efectuat studii batimetrice de legătură uscat-zona umedă și rezultatele acestora au fost proiectate pe harta populată cu date din literatură. În cazul în care se observă deplasări neuniforme între izobatele locale se putea presupune existența unui sistem de falii de suprafață activ ce duce la schimbarea morfologiei zonei imediate a selfului. În cazul în care diferențele sunt uniforme variate se poate presupune că procesul cel mai important este dat de rezultatele fenomenelor care compun dinamica litorală.

Arealul de interes se află în zona de shelf a Mării Negre cu un punct de pornire, în cazul a 2 profile, în zona de uscat. În vederea obținerii unui model cât mai fidel realității s-au utilizat și interpretat inclusiv date obținute din foraje cât și date seismice din literatură de specialitate.

Pentru a verifica acuratetea zonelor de tranziție a profilelor din literatură, în zona de tranziție uscat-mare am efectuat un studiu menit să observe și corecteze anomaliile datorate diferențelor de nivel. În urma studierii zonei pilot (2Mai – Vama Veche), nu s-au observat diferențe majore la localizarea faliilor de suprafață, asadar coeficientul erorilor este foarte mic.

De obicei, procesele care au avut loc la suprafață pot fi explicate mai bine printr-o înțelegere mai complexă a dinamicii de suprafață. Având în vedere faptul că zona în care ne concentrăm atenția se află pe shelful românesc dintre orașele 2 Mai - Vama Veche, pe axa NS și la aproximativ 3,5 km de linia de plajă românească spre E, principalul instrument pentru acest studiu sunt măsurătorile batimetrice care au fost suprapuse cu hărțile de navigație mai vechi. Principalul obiectiv este de a determina diferențele care au avut loc în aproximativ 30 de ani în această regiune, luând în considerare dinamica și factorii locali care influențează ratele de eroziune și sedimentare - dovedind astfel existența unui sistem local de falii care se pot observa la suprafață.

### **Echipamentul utilizat**

Ultimele măsurători au fost posibile folosind vasul de cercetare Carina, aflat în proprietatea INCD GeoEcoMar, și un echipament de măsurare cu un singur fascicul - ceeeducer și ceeeducer pro.

Primul model ceeeducer funcționează pe o singură frecvență acustică, în timp ce cel de-al doilea funcționează pe două frecvențe, ceea ce, în cele mai multe cazuri, poate dezvălui acumularea fină de sediment (silt, argilă) pe fundul corpurilor de apă creând astfel o hartă detaliată a grosimii sedimentului superficial.

Frecvențele de operare a sistemului sunt de la 3,5 kHz la 200 kHz.

Având în vedere frecvența înregistrărilor (aproximativ 6 citiri / secundă) măsurate de-a lungul profilului și viteza de deplasare a navei, aprox. 6-10 km / h, putem considera că măsurările batimetrice sunt de natură continuă.

În acest caz, a existat un volum foarte mare de date înregistrate, care ulterior a fost înregistrat prin utilizarea înregistratorului automat de date încorporat și a programul MatLogNT care rulează pe un computer atasat.

În figura următoare (Fig. 8) putem vedea un exemplu de ceeeducer montat pe carena navei de cercetare, reprezentat ca o casetă roșie, aflata în partea inferioară.

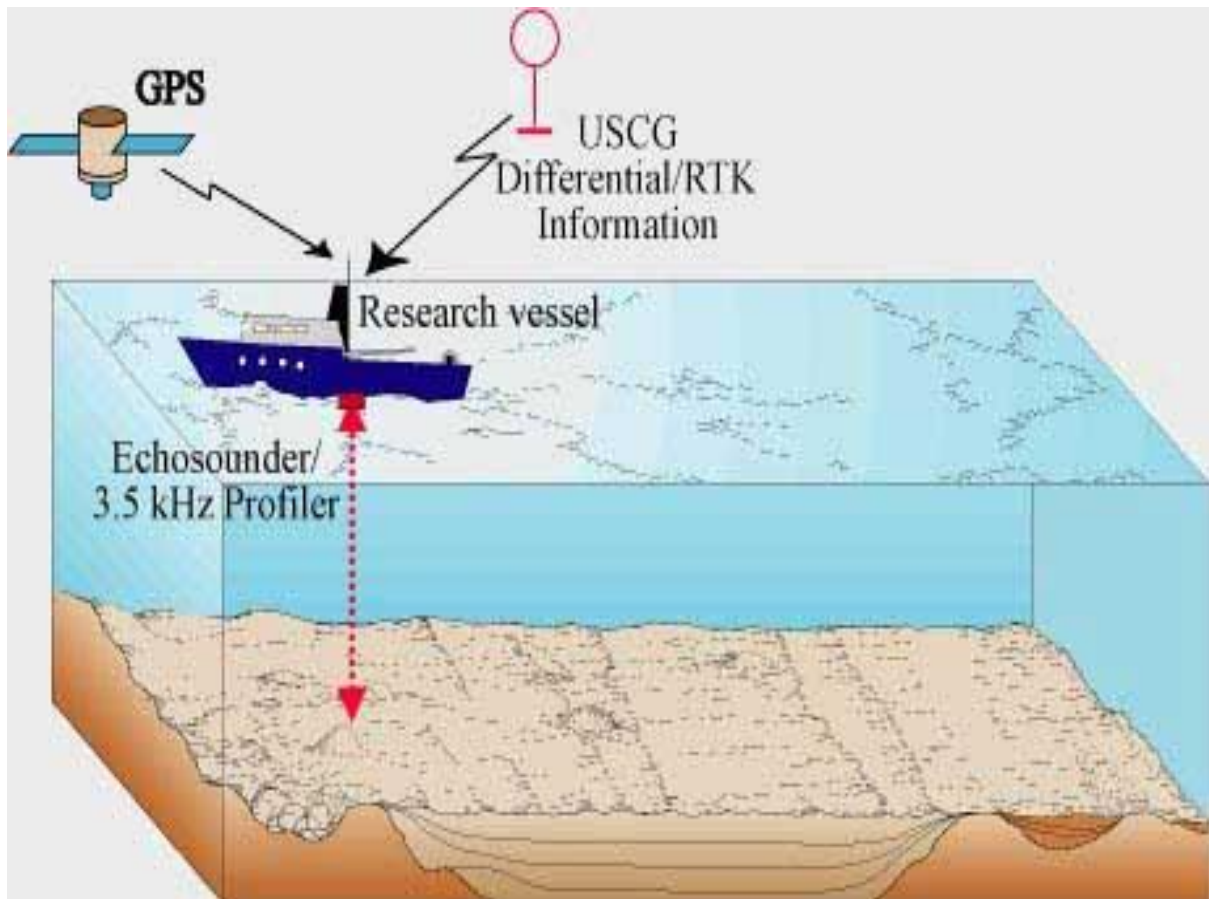


Figura 8. Echipament montat permanent pe chila navei;  
 (<http://woodshole.er.usgs.gov/operations/sfmapping/singlebeam.htm>)

Având în vedere subiectul principal al acestei lucrări, s-au folosit două tipuri de hărți pentru a atinge scopul general și a obține concluzia, pe această temă.

Hărțile de navigație din 1992, care sunt formate dintr-un mozaic (luând în considerare scara / suprafața mare și nivelul de detaliu) au fost utilizate în mod independent, astfel încât un fișier \*.shp mai nou poate fi utilizat, folosind baza de date GeoEcoMar și software-ul de procesare menționat mai sus, pentru îmbunătățirea rezoluției. Datele de măsurare mai noi sunt reprezentate în Fig. 9, considerând că fiecare punct reprezentat pe izobata are valori specifice înregistrate sub forma de metadata.

Valorile au fost urmărite îndeaproape pentru a ne asigura că vectorizarea este liniară și nu există „puncte oarbe” pe profilul interpolat.

Prin suprapunerea celor două hărți batimetrice se poate măsura și observa o diferență clară între pozițiile izobatelor.

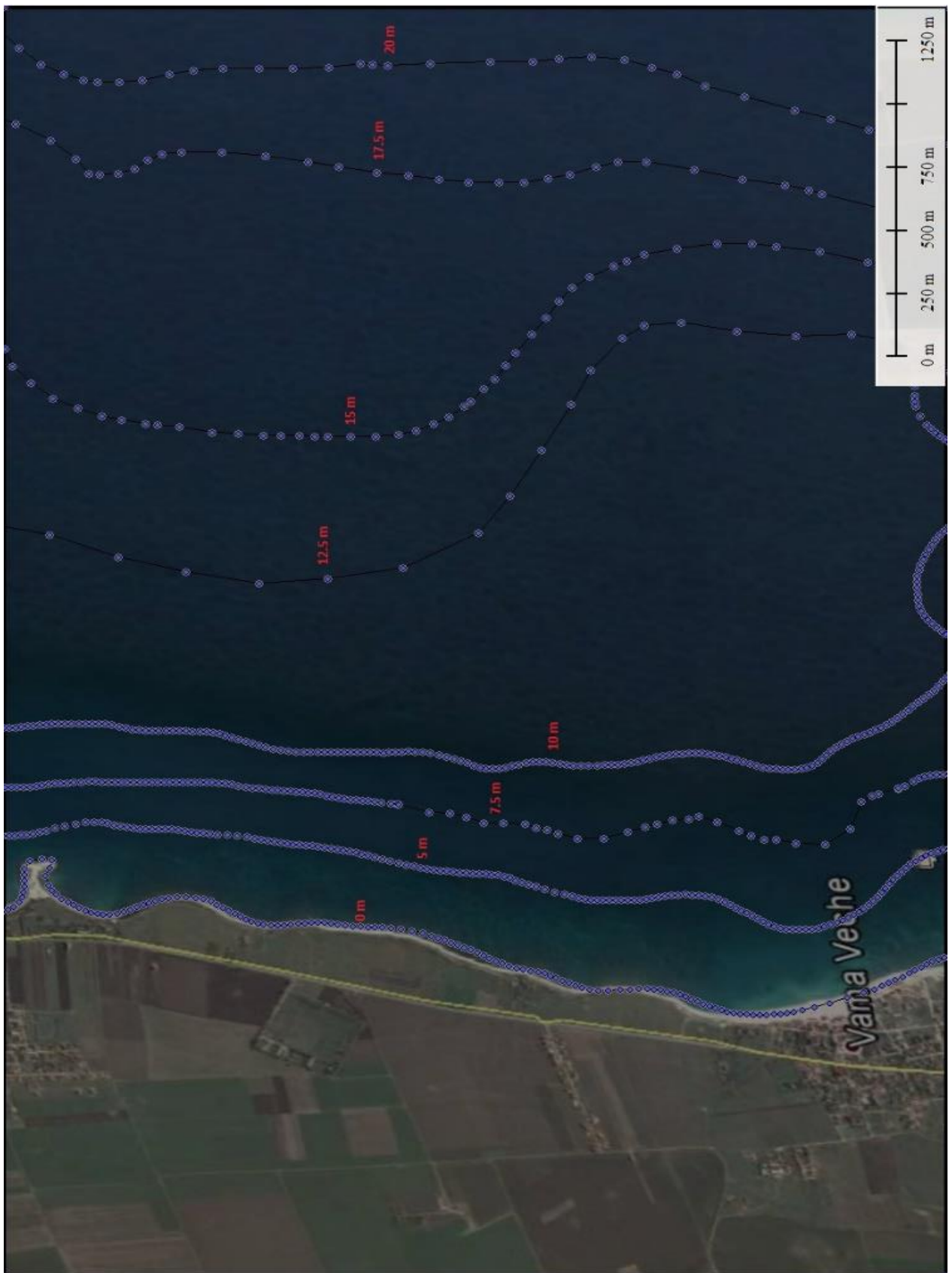


Figura 9. Izobatele dupa noile date, - reprezentare cu un factor de 2.5m intre linii;

După observarea rezultatelor hărții generate (Fig. 10) putem concluziona că geomorfologia submersă a suferit unele modificări accelerate care nu pot reprezenta decât (având în vedere lipsa pericolelor naturale locale) activitatea antropică. Pentru aceasta, eroziunea normală și ratele de sedimentare au fost modificate astfel migrarea corpurilor sedimentare neconsolidate într-o perioadă de aproximativ 30 de ani a fost modificata.

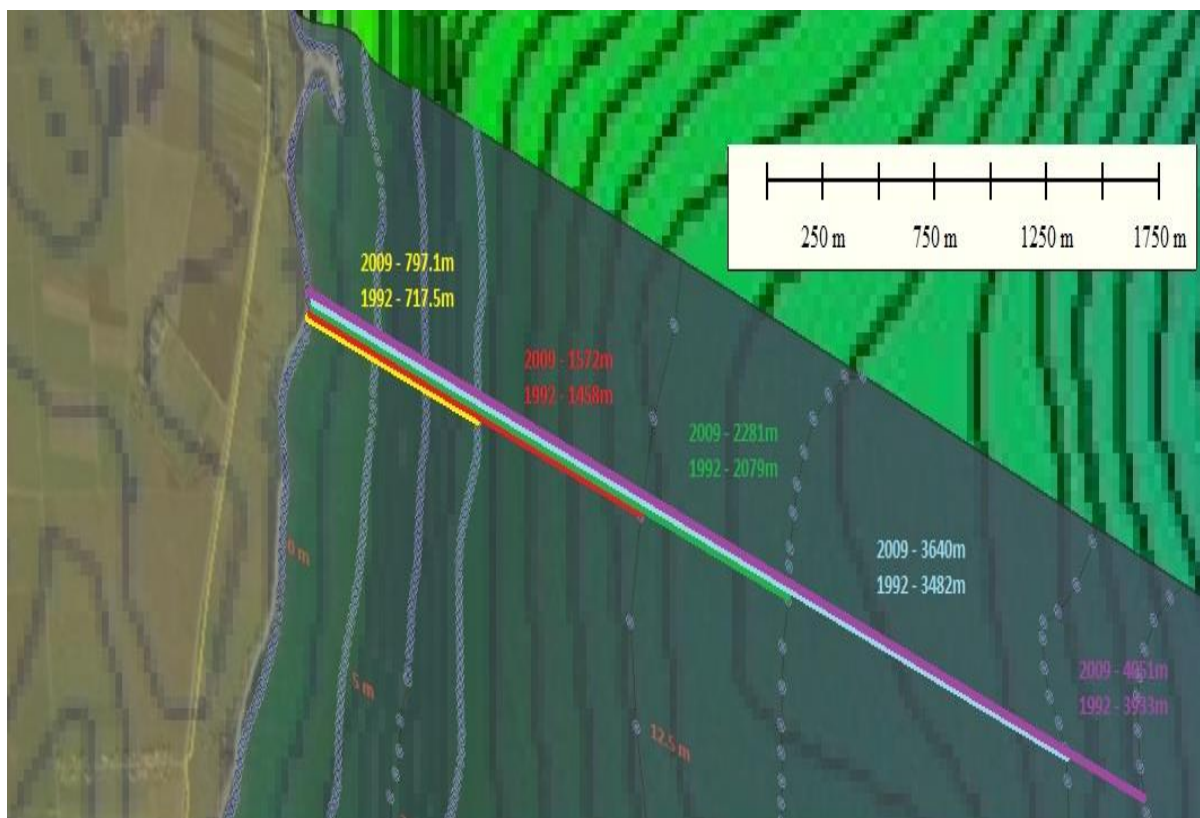


Figura 10. Diferentele dintre cele doua harti si distantele fiecarei izobate deplasate;

Concluziile acestui capitol ne îndreaptă către o presupunere, a existenței unui sistem local de falii care acționează și spre suprafață dar care nu se poate evidenția prin acest tip de lucrare. Scopul studiului a fost atins în sensul că s-a dovedit necesitatea extinderii lui în partea de structură, explicând astfel fenomenele ce afectează morfologia zonei submerse. Întreg arealul este supus fenomenelor de eroziune cât și migrație sedimentară așadar acțiunea naturală și antropică (modificarea aportului sedimentar datorat construcției barajului Portile de Fier) este foarte puternică determinând necesitatea studiului prezentat în continuare.



**Capitolul 8** prezintă caracteristicile profilelor investigate cât și hărțile utilizate în cadrul modelării geologice a datelor geofizice în vederea completării înțelegerii structurii adânci.

În vederea obținerii modelului s-a urmărit a se utiliza o metodologie compatibilă cu stilul de lucru al autorilor ce au efectuat primele modele în cadrul profilelor studiate și a metodologiei din zona de test.

Poziționarea profilelor a fost obținută cu ajutorul softului QGis și a urmărit o reprezentare 2D a profilelor deja existente.

S-a urmărit a se păstra scară în urmă normalizării figurilor, și totodată s-au analizat cele trei puncte de control aflate la intersecția profilelor obținute. Datorită faptului că există, în unele situații, discrepante minore sau date lipsa rezultate a modului de interpretare al fiecărui autor s-a urmărit a se rectifică aceste zone fără acoperire, prin complearea lor, cu ajutorul hărții gravimetrice măsurate. Totodată s-a verificat actualitatea datelor batimetrice utilizând datele obținute din zona de studiu.

Pentru o mai bună corelare și interpretare a datelor existente, în vederea reprezentării corecte a sistemelor structurale s-a utilizat harta gravimetrică rezultată în urmă procesării datelor obținute în cadrul proiectului „Marine Geohazard” coordonat de INCD GeoEcoMar sub supravegherea Dr. Ing. Radu Dimitriu.

În cadrul proiectului au fost efectuate măsurători ce însumează 13.400 km.

În vederea obținerii unei reprezentări corecte a structurilor geologice s-a efectuat o primă etapă de filtrare a valorilor, menită să elimine eventualele erori de măsurare generate de lungimile de undă diferite. După această filtrare ce are la baza o corecție numerică, compusă special pentru fiecare zonă în parte, se poate „construi” harta anomaliilor gravimetrice locale cu ajutorul căreia se pot observa detaliile blocurilor tectonice unice cât și limitele acestora.

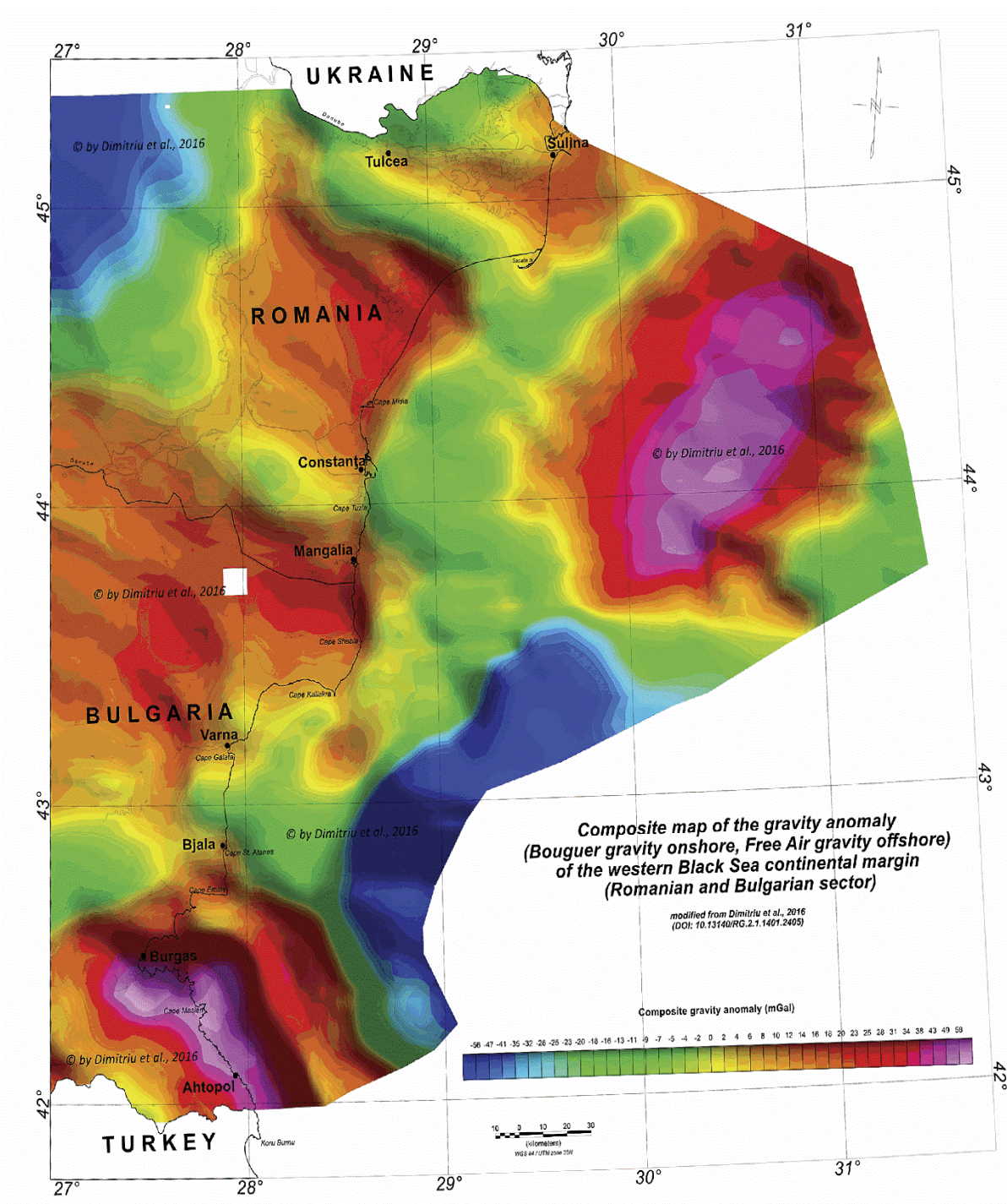


Figura 11. Harta compusa a anomaliilor gravimetrice; *Dimitriu R., (2019)*

Pentru o interpretare cât mai corectă a răspunsului gravimetric s-a utilizat inclusiv harta anomaliilor magnetice locale, (fig. 12) ce are la baza o frecvență identică a intervalului de măsurare cu harta anomaliei gravitației.

Pentru a efectua corecțiile necesare (corecția de variație diurnă) s-au înregistrat fluxuri complementare de date, pe uscat în punct fix, simultan cu deplasarea în larg, în 3 locații diferite cu perioada de măsurare în larg.

Această prezintă o scară a valorilor de aproximativ 400 nT, limitele aflându-se între -190 și 208 având o distanță total măsurată de 15.500 km.

Această hartă, Fig. 11 a fost compusă în urmă aceluiași proiect, „Marine Geohazard” coordonat de INCD GeoEcoMar sub supravegherea Dr. Ing. Radu Dimitriu

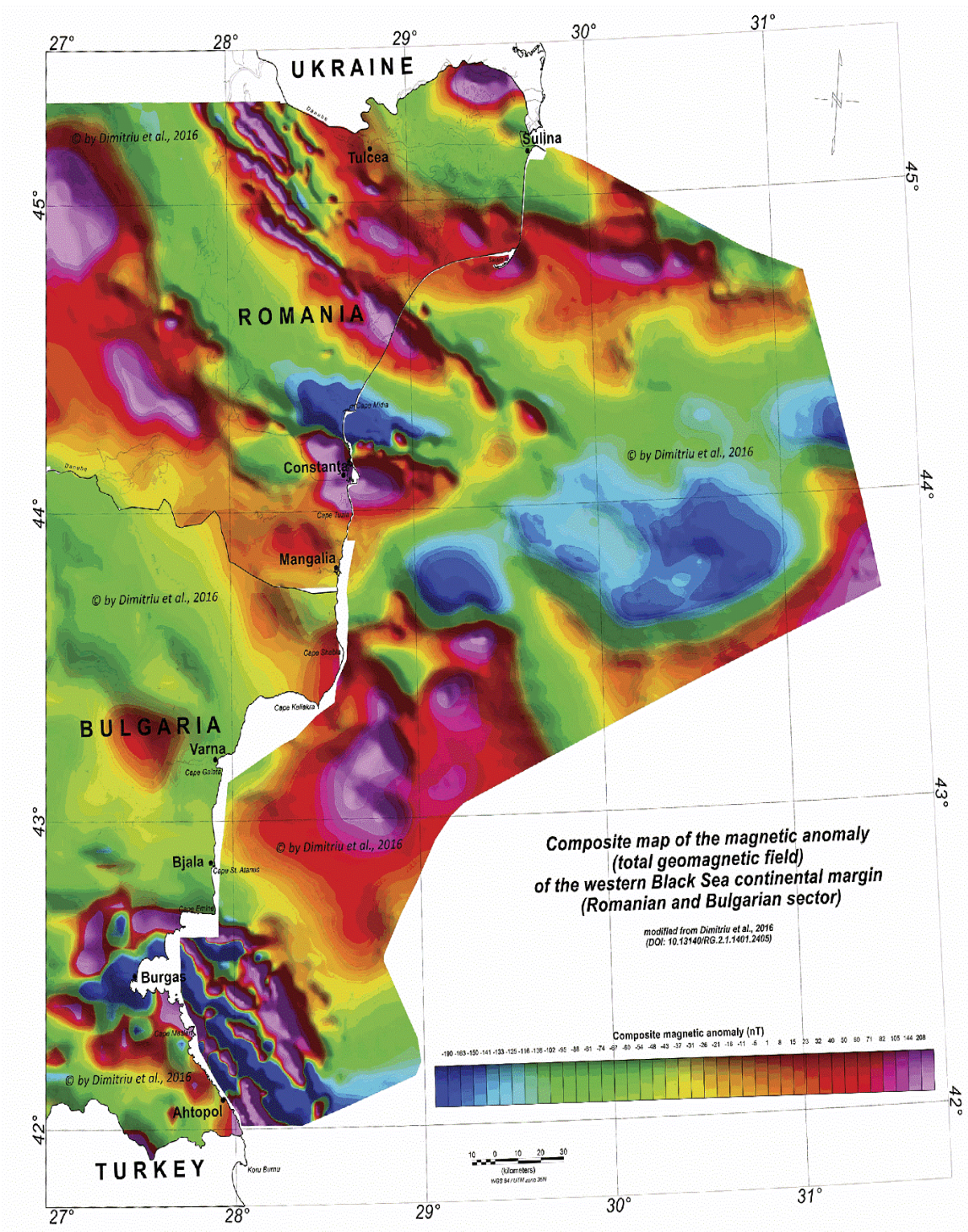


Figura 12. Harta compusa a anomaliei magnetice; *Dimitriu R., (2019)*

Pentru a se putea modela fundamentul cristalin am suprapus profilele pe varianta hărții de adâncime Moho (Fig. 13). Cu ajutorul acestei hărți se poate scoate în evidență mult mai clar răspunsul blocurilor geologice cât și limita laterală a acestora.

Totodată sistemele de falii existente pe profile vor fi reprezentate mult mai corect, analizând răspunsul calculat al modelului în raport cu structura geologică locală.

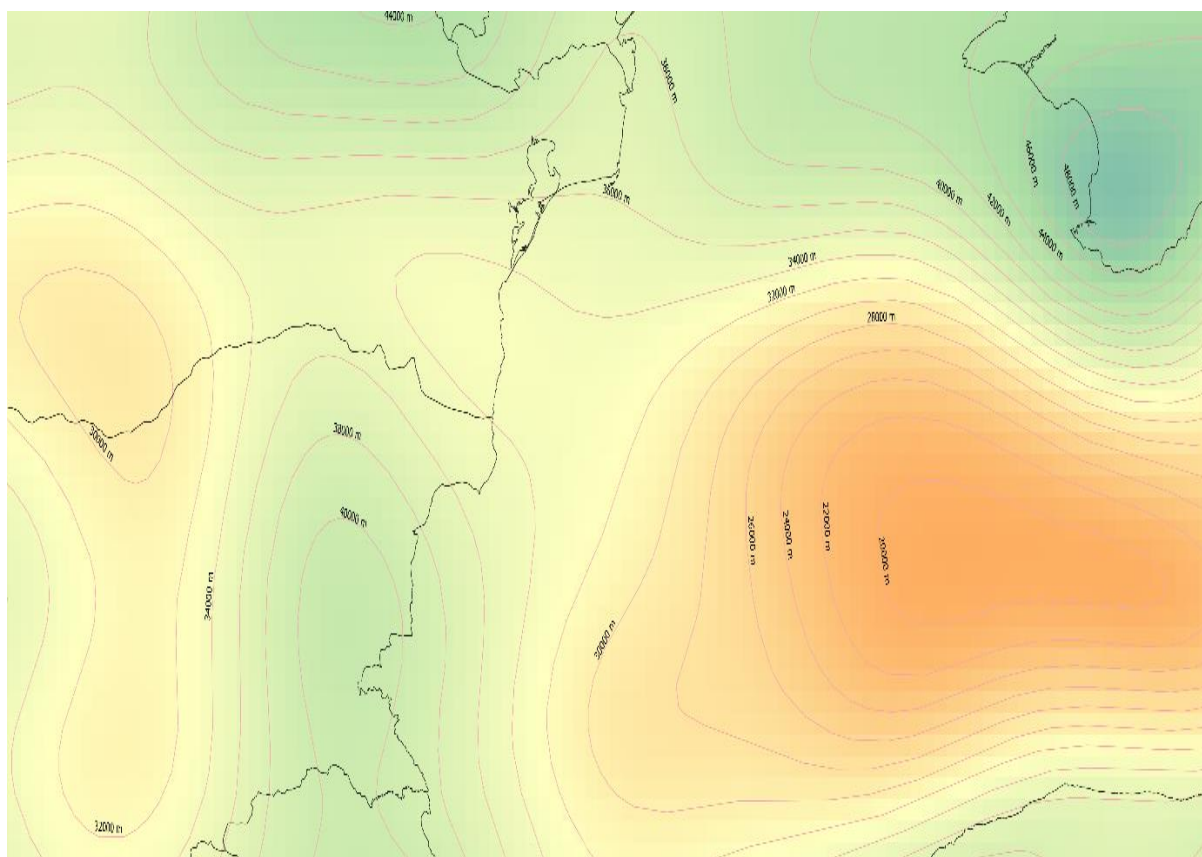


Figura 13. Harta de adancime limita Moho, Grad, M. And T. Tiira (2009). „The Moho depth map of the European Plate.”  
*Heophysical Journal International* 176(1):279-292;

În vederea înaintării cunoștințelor existente am optat pentru suprapunerea parțială a profilelor studiate cu cele din literatură de specialitate. În urmă acestor intersectări se poate observă trecerea de la un profil la altul în funcție de modul de interpretare general al fiecărui autor și în același timp se poate crea o imagine de ansamblu, pe distanțe mai lungi și fără discontinuități generate de nivelul de complexitate a datelor (în funcție de datele existente în momentul redactării modelului – în funcție de autor) în zonele din arealul studiat (fig. 14, 15).

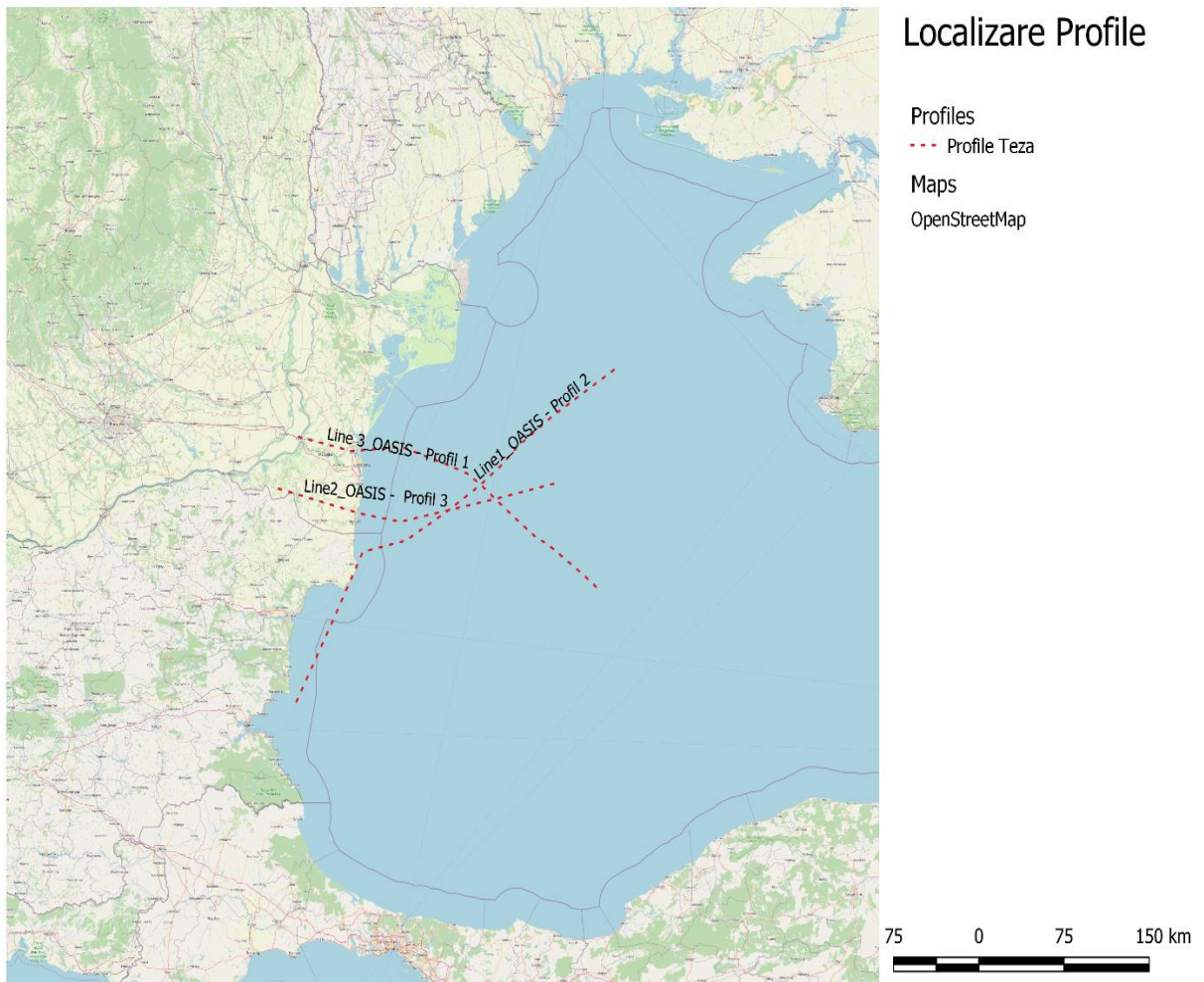


Figura 14. Harta localizare profile – suprapunere OpenStreetMap;

In continuare a fost utilizata o harta batimetrica de detaliu pe care au fost proiectate profilele studiate, evidentiand zonele intersectate de acestea.

## Localizare Profile

- Profiles
- Profile Teza
- Maps
- Bathymetry map (color)
- OpenStreetMap

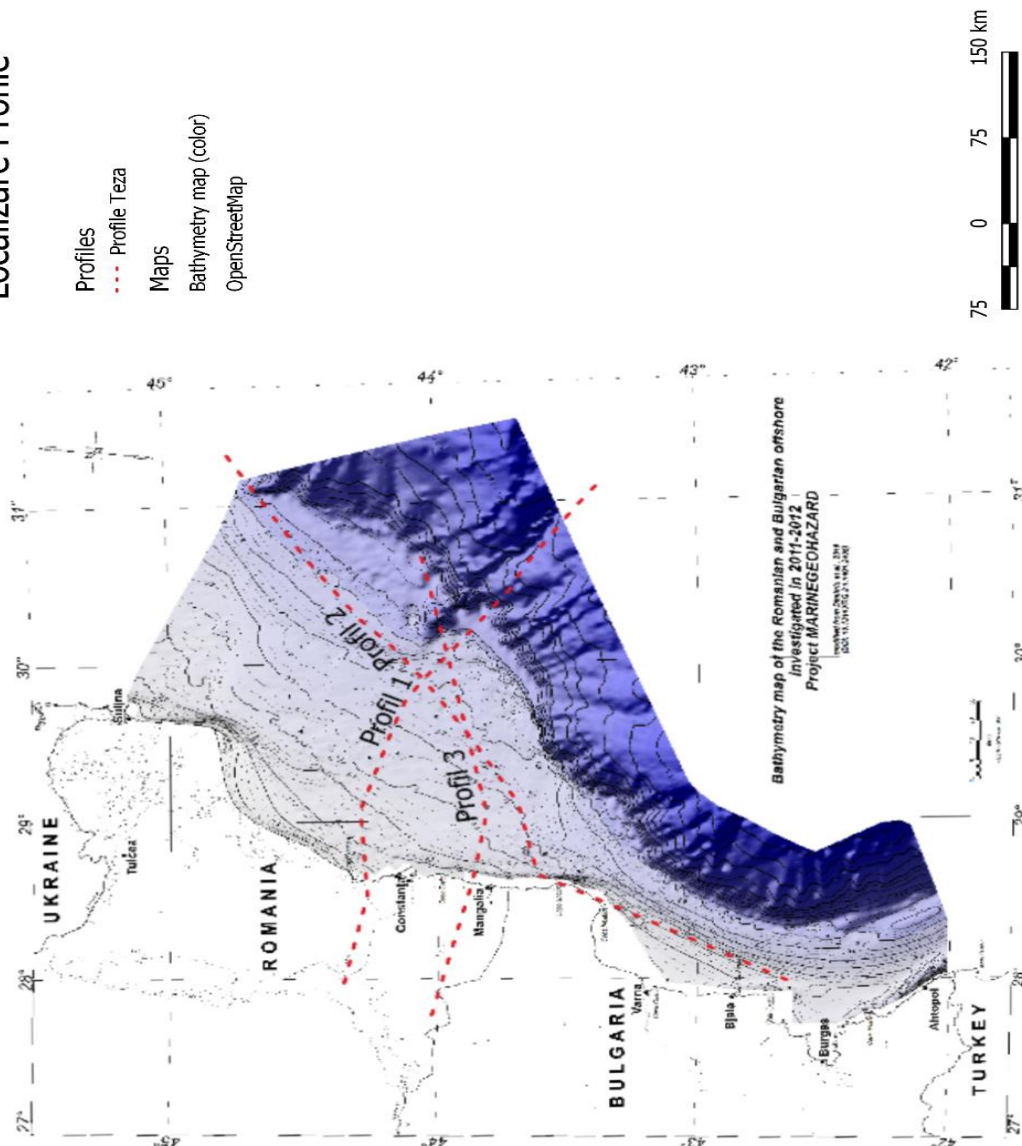


Figura 15. Harta localizare profile – suprapunere harta batimetrica (Dimitriu et al.2016)

In vederea interpretarii cat mai corecte a raspunsului gravimetric s-au utilizat drept metoda de calibrare o serie de foraje ce a fost compilata din Munteanu et al., Dinu et al., Tambrea et al., Nikhisin et al. si Gillet H (2004). Aceasta lista contine 6 foraje aflate pe sau in apropierea imediata a profilelor si prezinta in tabel o descriere detaliata a succesiunii stratelor intalnite.

In **capitolul 9** este prezentata modelarea gravimetrica a profilelor de interes.

Zona de vest a Marii Negre-Dobrogea, unul din punctele de interes al acestei lucrări, a suferit modificări majore de-a lungul perioadelor de timp având numeroase faze de deformare în partea de structura.

Amintim aici cele mai recente 2 faze care au avut un impact major - deschiderea cretacica a bazinului Marii Negre și inversarea ulterioară a eocenului și a miocenului (Munteanu et al., 2011), fenomen observat și astăzi în straturile superioare, întâlnite în majoritatea cazurilor, în urmă efectuării investigațiilor geodezice și geofizice. În această direcție un martor foarte important și „palpabil” este reprezentat de suma forajelor din zona în care sunt descrise acestea în amănunt, și care sunt bine documentate inclusiv în literatură din domeniu.

Această deschidere cretacica (cretacic – paleocen) s-a folosit de structura crustala compresionara deja existența, care a luat naștere în jurasicul superior, urmând extensiei permo-jurasice (Finetti et al., 1988; Țări et al., 1997).

Platforma Moesica, punct de plecare pentru o parte importantă a profilelor studiate, este mărginită de Orogenul Nord Dobrogean și Balcanide, extinzându-se până în zona submersa a țărmului românesc și cel bulgar. Stratul sedimentar prezintă grosimi de 5-10km în medie și este compus din două complexe - proterozoic superior și vendian – cambriană (Țări et al., 1997). Un alt aspect important este existența a 3 falii majore cu o direcție relativă NV-SE (Peceneagă-Camena, Capidava-Ovidiu și Intramoesica) care separă acest domeniu de Dobrogea de Nord, definind 3 sectoare principale, Dobrogea Centrală, Dobrogea de Sud și domeniile Valahice (Visarion et al., 1988a).

Bazinul de vest al Mării Negre a luat naștere într-un bazin de tip back arc în perioada cretacice superior (Dinu et al., 2005; Görür, 1988; Letouzey et al., 1977; Zonenshain, 1986. Mișcările extensionale au continuat în Marea Neagră până în eocenul inferior (Munteanu et al., 2011) și au dus la formarea a două zone de scoarță oceanică acoperite de o centură sedimentară de aproximativ 15 km grosime, denumită ridicarea Andrusov, astfel despărțind-o în Bazinul Mării Negre de vest și de est. Vârsta crustei oceanice variază de la cretacice inferior până la eocen (Kazmin et al., 2007, Munteanu et al., 2014). Primele zăcămintele care pot fi atribuite zonei Mării Negre aparținând cretaciceului inferior, conglomerate Barremiene și continuă cu conglomerate Aptian-Cenomaniene specific continentale până la conglomerate marine de mică adâncime, gresii și șisturi, depozitate în grabene și semi-grabene.

Eocenul inferior este reprezentat prin turbidite, ce sunt deosebit de bine dezvoltate în zona de vest - Lebădă, spre deosebire de perioada depunerii ce aparține eocenului mijlociu inferior s-a extins spre zona Sinoe - Portiță (Ionescu, 1999) în faciesuri distale.

Oligocenul are o mare variație a grosimii de la 4000 m în Depresiunea Istria, dar se subțiează până la dispariție. Din acest motiv nu au fost întâlnite pe teritoriul României, cu excepția



depozitelor subțiri din forajul Mangalia, cu toate acestea, se observă o creștere din nou a grosimii spre Fore-Balcani, în Depresiunea Kamchia, unde poate ajunge până la 1500 m (Georgiev, 2012; Sinclair et al., 1997).

Structurile Orogenului Nord-Dobrogean se extind pe șeful Românesc, sub Depresiunea Istria (Dinu et al., 2002), încadrat între faliile Peceneagă Camena și Sfântul Gheorge-Sulina Tarhankut. Acesta conține rămășițe ale unei centuri orogenice herciniene care formează zona de alipire dintre platforma Moesica derivată din Gondwana (Seghedi, 2001; Seghedi et al., 2005)

Orogenul Nord Dobrogean reprezintă un bazin ridicat permian - triasic târziu și inversat ulterior în timpul fazelor triasice târzii și cretace timpurii al orogeniei Cimmeriene (Seghedi, 2001 și referințe).

Profilele au fost prelucrate cu ajutorul softului Oasis Montaj, după ce au fost reprezentate respectând datele din literatură. Construcția acestora a fost realizată prin intersectarea punctelor comune între formațiunile de vârste diferite, astfel evidentind limitele acestora spre a se corela cu valorile calculate anomaliei gravimetrice. S-a luat în considerare faptul că în anumite situații, nu sunt suficiente date în adâncime, caz în care s-a urmărit a evidenția corpurile lipsa cu ajutorul datelor măsurate. Am considerat că structura geologică și implicit limitele formațiunilor este mult mai bine constrânsa în partea superioară și evident mai puțin constrânsa în partea adâncă, inclusiv pentru depozitele Mezozoic inferior-Pre Cretacic care sunt considerate a reprezenta fundamentul sub-bazinelor Marii Negre, precum Istria, Kamkya, etc.

Pentru realizarea modelului geologic regional au fost modelate 3 profile regioanle care acoperă zona de studiu.

Pentru modelarea răspunsului gravimetric, au fost definite principiilele elemente structurale și stratigrafice, cărora le-au fost asignate denistăți medii în conformitate cu litologiile specifice. Informațiile privind litologia cât și densitățile asociate au fost extrase atât din literatură cât și din sondele folosite în acest proiect. Aceste date sunt sintetizate în tabelul 7.

Formation age	AVERAGE DENSITY (g/cc)					
	Belousov et al., 1988	Starostenko et al., 2004	Yegorova et al., 2013	Other previous 2D models	PETROCELTIC, 2014	Chosen average density values
Pliocene - Quaternary	2.25 - 3.0 (?)	2.15	2.1 - 2.35	2.03	2	<b>2.1</b>
Miocene 3 (Pontian)					2.23-2.36	<b>2.3</b>
Miocene 2-3 (Sarmatian)	2.6			2.03		<b>2.35</b>
Oligocene		2.35	2.6	2.35	2.24	<b>2.4</b>
Eocene (carbonatic facies)		2.6-2.65	2.65	2.45		<b>2.42</b>
Paleocene-Eocene						<b>2.42</b>
K2 - Eocene					2.41-2.42	<b>2.42</b>
K2 (generic)				2.35		<b>2.41</b>
K1 (Scythian P.)				2.55		<b>2.55</b>
J (generic)				2.48-2.50	2.4	<b>2.6</b>
J2-3 (Scythian P.)				2.6		<b>2.6</b>
T (limestone&dolomite)				2.7		<b>2.7</b>
Sub-Cretaceous (generic)					2.55	

Tabel 1. Densitatile medii a diferitelor formatiuni geologice aflate pe selful continental al Marii Negre. (Dimitriu et al., 2016)

Pentru grosimea medie a crustei au fost utilizate informațiile din harta regională compilată de Grad&Tira, 2009 (Figura 41), este de 37km (Sectiunea 1), 35km (Sectiunea 2) si 36 (Sectiunea 3).

În continuare, pe scurt, prezentăm observațiile de bază a profilelor investigate.

**Linia 1** are o orientare relativă SV – NE și intersectează falii și structuri tectonice majore.

Pleacă din Balcanide, de la limita sudică a Platformei Moesice și traversează limita ei nordică, dar și Orogenul Nord Dobrogean.

Acesta pornește din sectorul bulgăresc la o distanță de aproximativ 19 km de țărm și are o structură complexă intersectând numeroase alte profile existente, prelucrate de către Georgiev(2012), Sava și I.Munteanu.

Coordonatele punctului de început al profilului, conform QGis sunt 3113485,5258352  
EPSG:3857

Pentru acest studiu, și o reprezentare cât mai corectă, s-au ales 3 zone, fiecare aparținând unui alt autor pentru a se evidenția vârstele geologice

Lungimea totală a profilului este de 372Km.

Adâncimea măsurată Moho în 3 puncte, la intervale egale, este 39km, 34km, 39km.

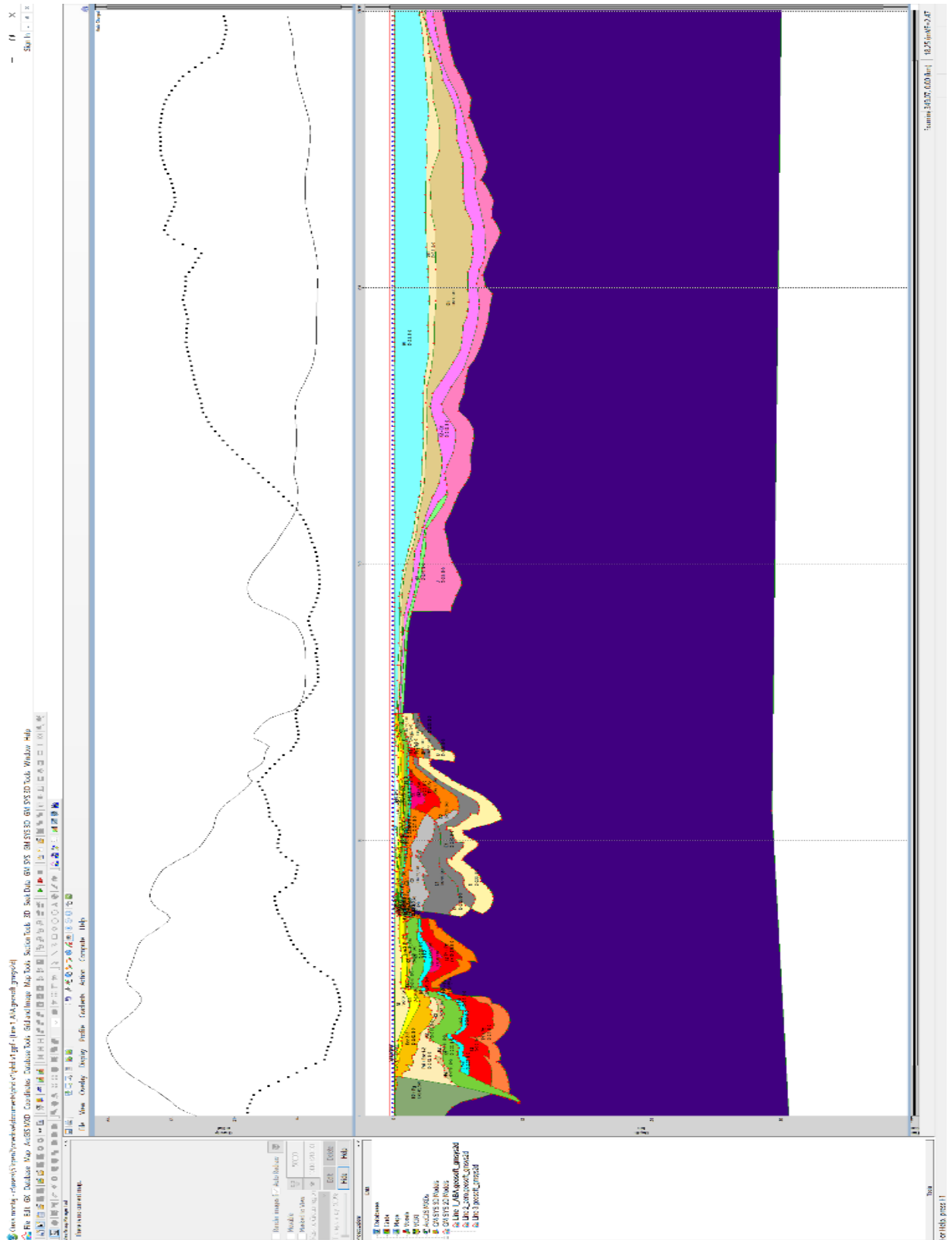


Figura 46. Profilul 1 – reprezentare initiala Oasis Montaj;

**Linia 2** are o orientare relativă ESE – NNV.

Acesta pornește din apropierea localității Dobromir, aflată în apropierea graniței RO-BG având o lungime de aproximativ 237km.

Geologic profilul traversează Platforma Moesica din zona continentală, continuă pe șelful românesc și se termină în Depresiunea Istria.

Coordonatele punctului de început al profilului, conform QGis sunt 3092712, 54699050 EPSG:3857.

Autorii profilelor principale intersectate sunt Dinu C., Moroșanu, Sava.

Pentru acest studiu, și o reprezentare cât mai corectă, s-au ales 3 zone, fiecare aparținând unui alt autor pentru a se evidenția vârstele geologice.

Profilul are la baza 3 secțiuni extrase și generate din literatură în domeniu.

Adâncimea măsurată Moho în 3 puncte, la intervale egale, este 35km, 33km, 30km

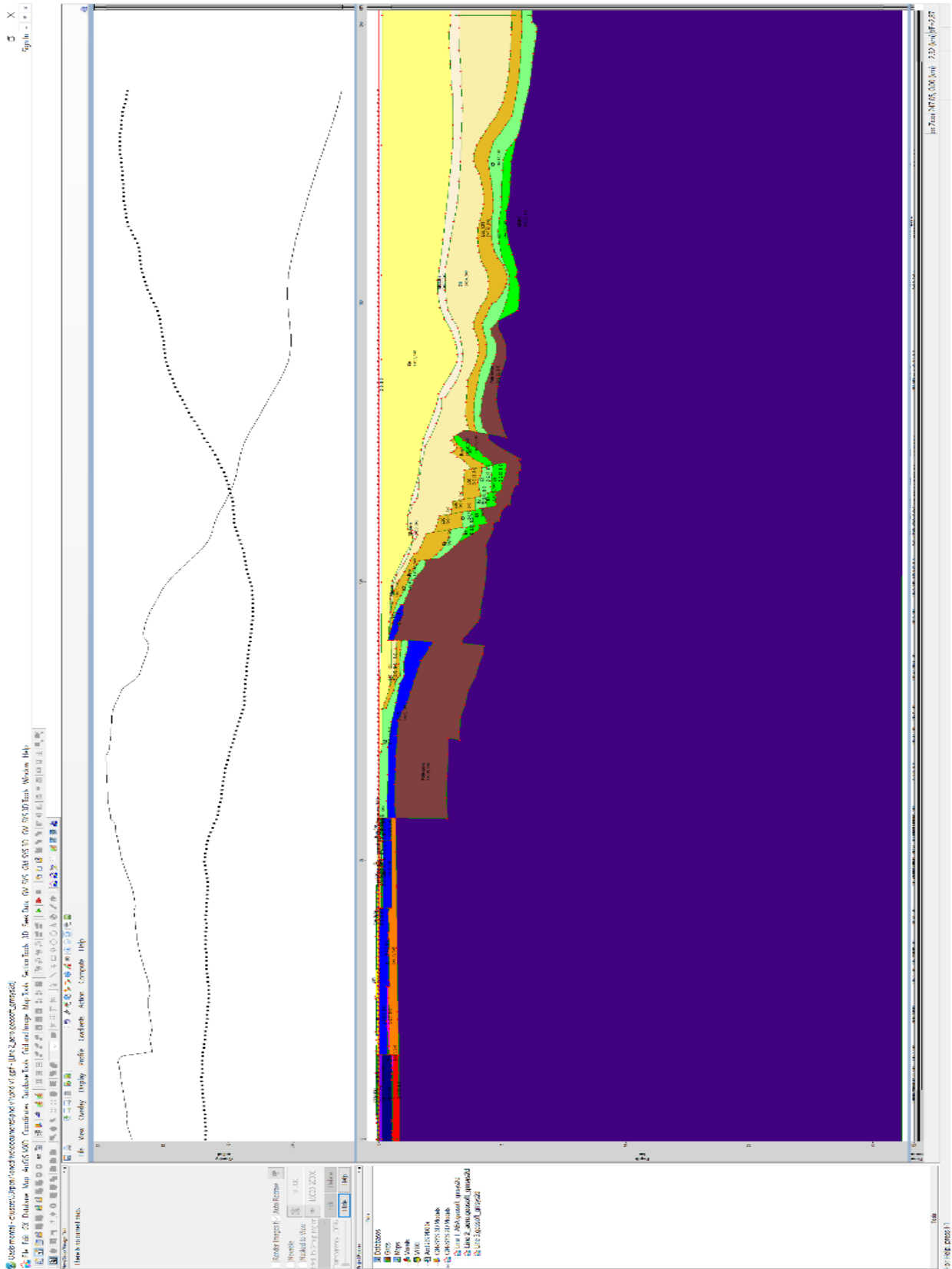


Figura 47. Profilul 2 – reprezentare initiala Oasis Montaj;

**Linia 3** are o orientare relativa ESE – SSV.

Acesta pornește din apropierea localității Cernavodă, având o lungime de aproximativ 287km.

Profilul traversează Platforma Moesica din zona continentală în zona acvatorială și se termină în zona abisală a Marii Negre.

Coordonatele punctului de început al profilului, conform QGis sunt 3116028, 5520346 EPSG:3857.

Autorii profilelor principale intersectate sunt Dinu C., Georgeiv, Munteanu I.

Pentru acest studiu, și o reprezentare cât mai corectă, s-au ales 3 zone, fiecare aparținând unui alt autor pentru a se evidenția vârstele geologice.

Profilul are la baza 3 secțiuni extrase și generate din literatură în domeniu.

Adâncimea măsurată Moho în 3 puncte, la intervale egale, este 33.5km, 33km, 22km.



În capitolul 10 sunt prezentate rezultatele finale ale modelării fiind descrise modelele geologice construite pentru cele trei profile.

### ***Profilul 1***

Începând cu km 60 profilul se intersectează cu cretacicul inferior, albianul, oligocenul și paleocenul. Toate se află, pentru început, pentru o distanță de 10km sub un sarmațian de grosime redusă. Cu cât avansăm pe profil observăm îngrosarea accentuată a tuturor depozitelor cu două mențiuni importante. Albianul dispare după 21 de km de la apariție și se intersectează cu o zonă deosebită în care dispare cretacicul și apare doar un „bloc” de jurasic de dimensiuni reduse. Această „anomalie” se întinde pe 2km și este mărginită în stânga și dreapta de 2 falii importante, după care în locul albianului apare un cretacic târziu.

Spre final acest profil tinde spre o normalizare a grosimilor, acestea crescând constant, dar este dominată de sarmațian cretacic târziu și jurasic.

Trebuie menționată dispariția cretacicului timpuriu care apare după „anomalie” și dispare după 57 de km.

Adâncime Moho în 3 puncte (origine, centru, final) – 39km, 34km, 39km;

### ***Profilul 2***

Profilul 2 intersectează mai multe structuri importante. Totodată este surprins de un număr ridicat de falii inclusiv Capidava-Ovidiu și Peceneaga-Camena.

Acesta pornește prezentând un singur bloc unitar cretacic târziu – paleogen.

Începând cu km 13 observăm apariția unei succesiuni importante, brăzdată de 14 falii importante compusă din neogen, oligocen, eocen 2+3, paleocen - eocen 1+2, cretacic, jurasic 1+2, triasic 2 și triasic 1 în partea inferioară. Acestea prezintă o structură cutată, sinusoidală, cu alunecări datorate faliilor. Această succesiune este îngustată la km 42 datorită unui fenomen de ridicare în baza unui bloc îngust mărginit de 2 falii. Cele mai importante grosimi se observă la cretacic și triasic de aproximativ 3km pentru ambele.

La km 64 în zona de E a orașului Varna se observă o „rupere” a structurii și apar depozite de vârste mult mai mari.



Sucesiunea este, în top oligocen, eocen 2+3, cretacic 2, cretacic 1 – jurasic 3, jurasic 1+2, triasic 1+ paleozoic, carbonifer 2, carbonifer 1, devonian.

Dintre toate, cele mai importante sunt carboniferul 1 urmat de carbonifer 2, urmat de devonian. În zona de maxim carbonifer 1 are o grosime de 4.5km.

În continuare, la km 36.5 observăm apariția triasicului<sup>2</sup> urmată de triasic 3 care sunt limitate de sistemul de falii asociat cu falia major Intră-Moesica. Datorită acestora se observă întâi o subțiere după care un „salt” în adâncime urmat de continuarea silurianului (care apare în sistemul de falii fiind limitat de falia Intră-Moesica) pentru o perioadă scurtă de timp (11km).

Următoarea succesiune este continuă până la final, cu o tentă de adâncire pronunțată la km 280 și este formată din miocen, sarmațian în top, oligocen, cretacic 2 + eocen, cretacic 2 și jurasic.

Grosimile cele mai importante se găsesc la început în jurasic (4km) urmând că, pe parcurs în apropierea km 280 primele 3 valori ale grosimilor să fie, în ordine, miocenul 3km, oligocenul 3.59km urmat de cretacic 2 – eocen cu 1.18.

### ***Profilul 3***

După o distanță de 71km profilul începe să intersecteze depozite cu grosimi mai mari. La suprafață găsim un cretacic târziu care ulterior va fi acoperit de un strat fin cuaternar. Stratul cuaternar devine din ce în ce mai gros, până în punctul marcat de km 174.5 și își păstrează grosimea până la sfârșit prezentând deformări ușoare în fundament. În acest strat nu se observă falii importante.

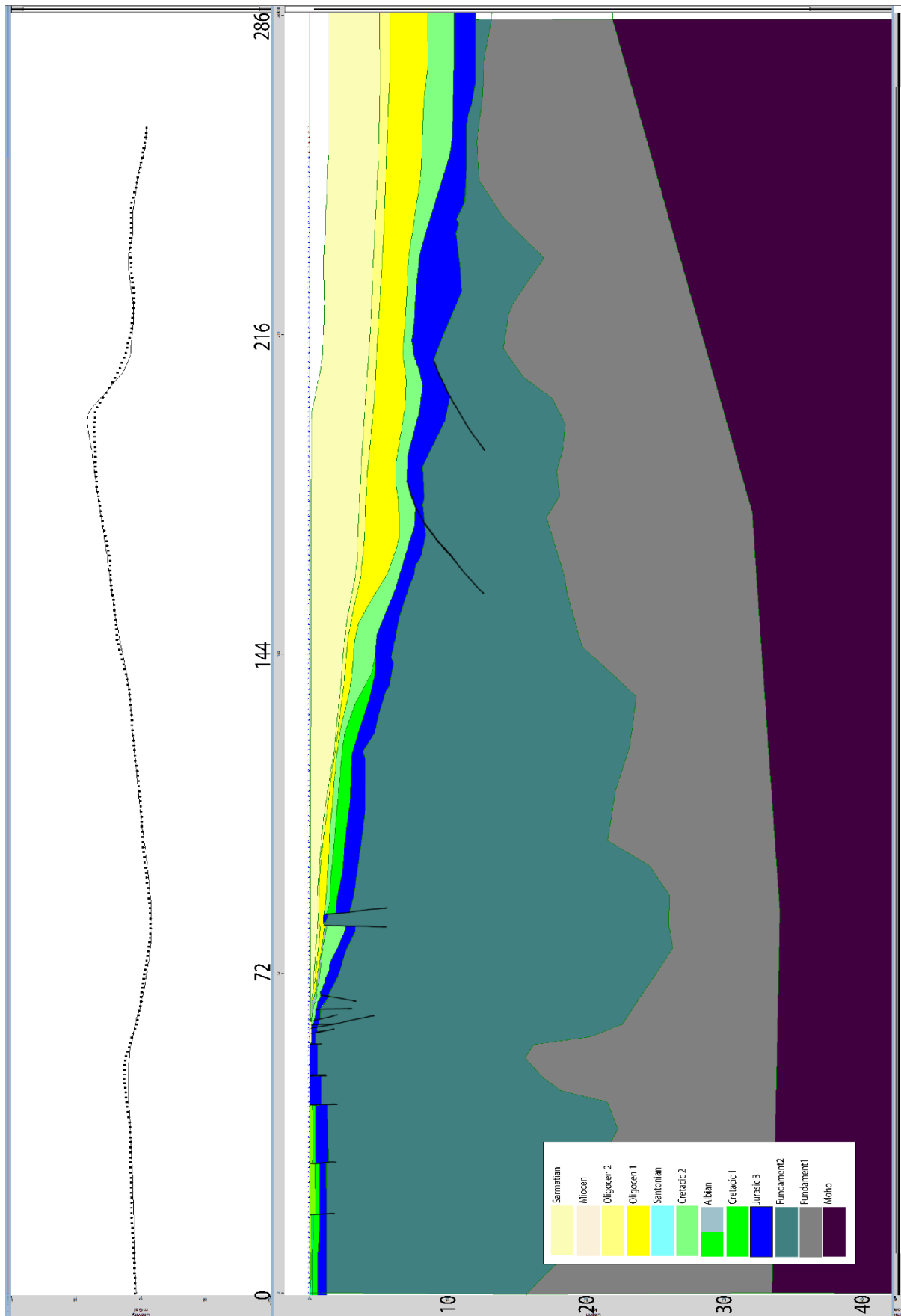
Sub cretacicul târziu avem o succesiune de jurasic + triasic acesta sprijinindu-se pe un paleozoic cu o grosime medie importantă de aproape 3.2km. Acesta, în urmă intersecției cu 2 falii importante este împărțit în 3 blocuri de dimensiuni considerabile și observăm o tendință de coborâre a celui din centru făcând astfel loc îngroșării jurasicului. Tot în această zonă mai apare o „bandă” a eocenului, foarte subțire care va fi întreruptă de cea de-a două falie.

În continuare observăm un fenomen de coborâre în 5 trepte determinat de intersecția cu alte falii iar cea mai importantă mențiune este apariția oligocenului care pornește că un strat

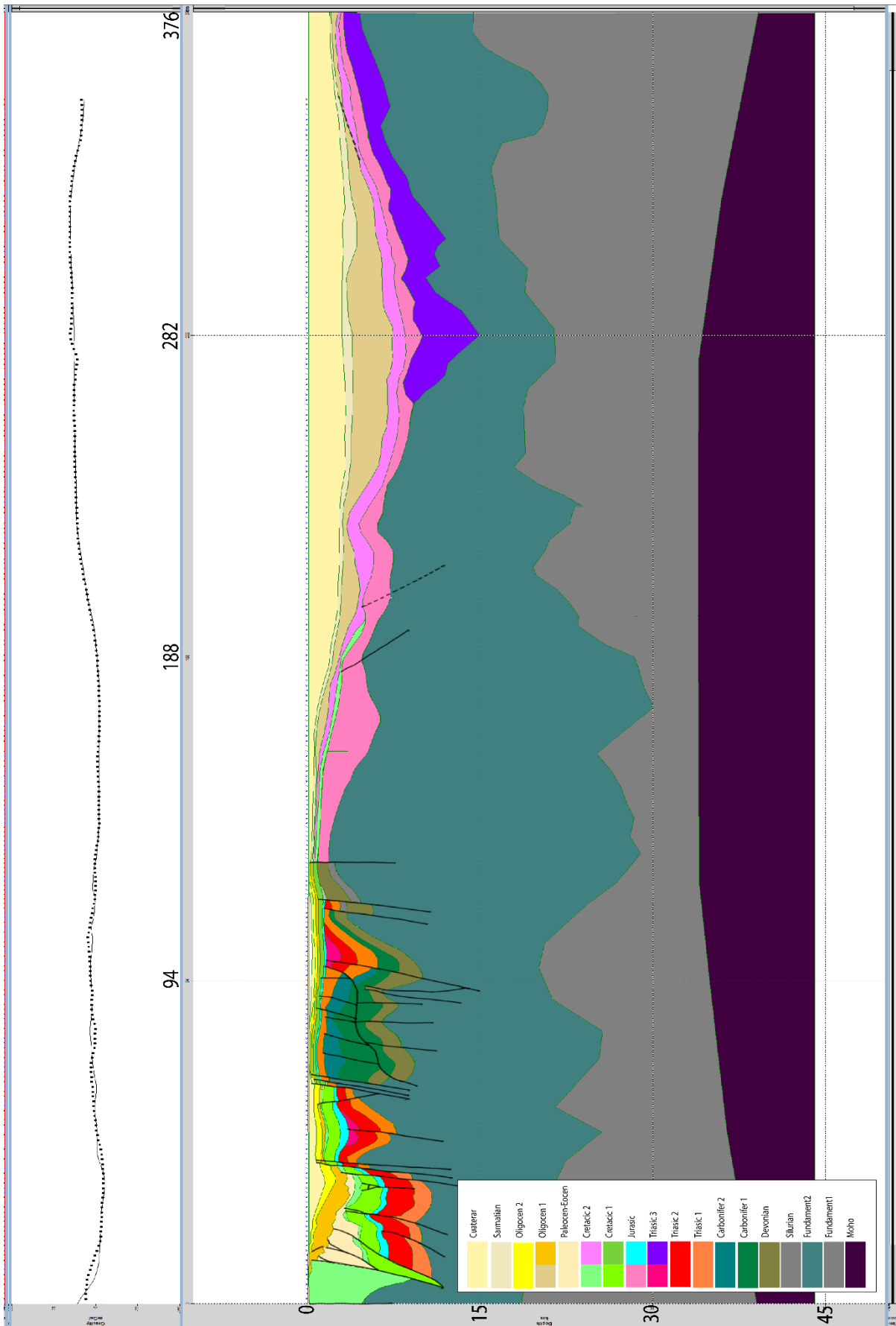
subțire de o dimensiune mai mică de 1km, pentru început, urmând să ajungă la un maxim de aproximativ 2.8 km grosime la punctul de 190km.

Sucesiunea se păstrează până la finele profilului dar se observă o subțiere odată cu distanța.

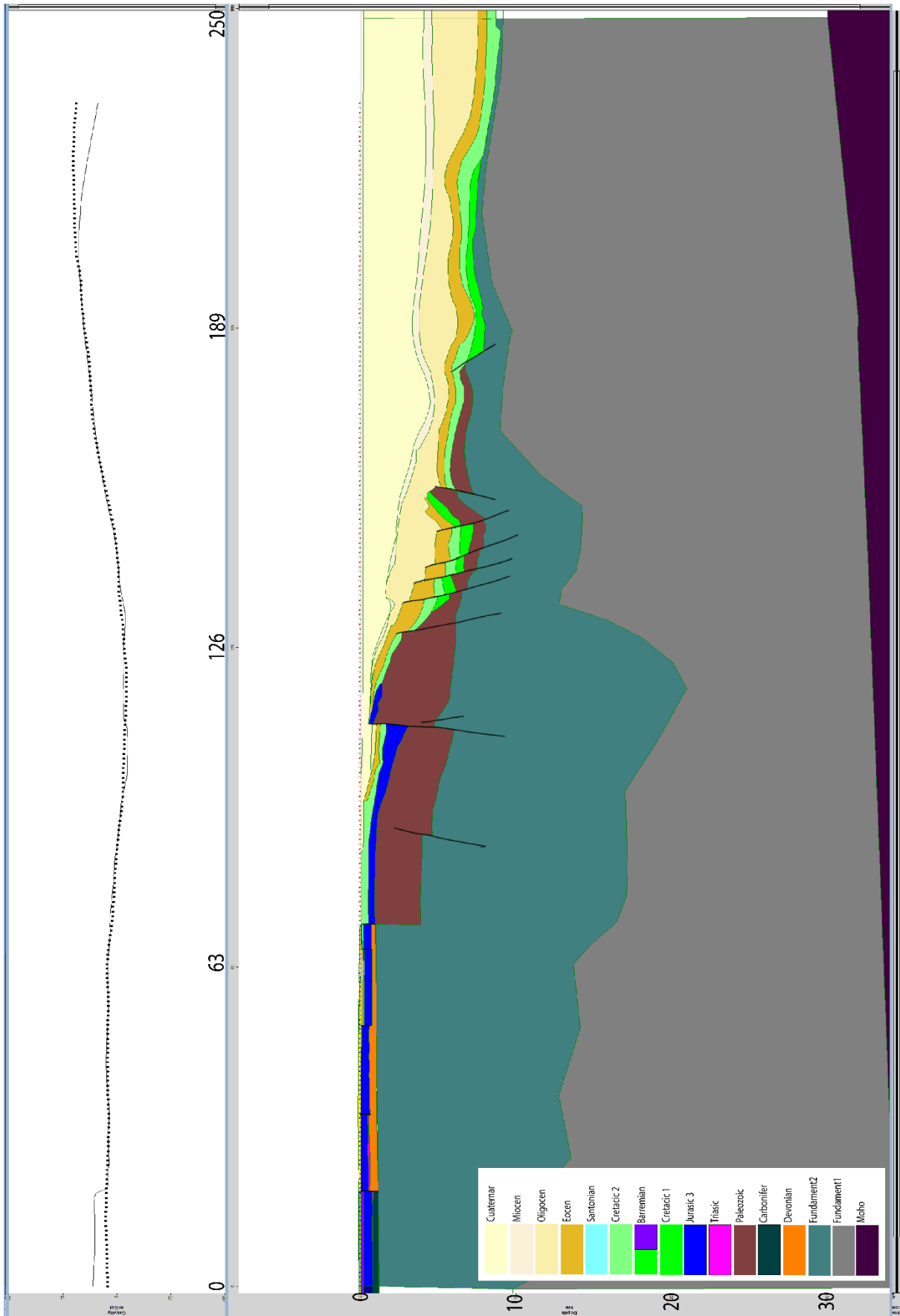
# Profil 1



# Profil 2



### Profil 3



**Capitolul 11** prezintă concluziile studiului efectuat.

Modelarea gravimetrică, este o metodă care aduce contribuții semnificative la cunoașterea structurii adânci, mai ales dacă este calibrată cu informațiile din sonde și din profilele seismice. Contribuția ei este mai semnificativă acolo unde seismica de reflexie are limitări importante și anume la nivelul crustei inferioare, dar și a depozitelor sedimentare vechi sau cu o prezență importantă a calcarelor și a intruziunilor magmatice. În cazul zonei studiate dat fiind evoluția tectonică complexă, polifazică plecând din pre-Paleozoic și până în prezent, structura adâncă este marcată de o heterogenitate accentuată la nivelul crustei, mai ales în cazul Platformei Moesice. În zona continentală actuală partea superioară este bine constrânsă de aflorimente și sondele săpate uneori până la fundament, în schimb structura adâncă este mai puțin calibrată, iar anomalia gravimetrică sugerează prezența într-o poziție mai ridicată a unor roci cu densități mai mari. Modelarea gravimetrică sugerează o geometrie mai complexă la nivelul crustei inferioare cu zone ridicate sau coborate. Această geometrie ar putea fi efectul extensiunilor Mesozoice, Traisic-Jurassic și Cretacic care au afectat structura Platformei Moesice și au dus la formarea unei structuri de tip graben, demi-grabene și horst, cu efecte nu doar în crusta superioară dar mai ales la crusta inferioară.

Extensiunea Cretacic-Paleogenă care a dus la formarea bazinului Mării Negre prin extensia crustei superioare a avut ca efect îngroșarea crustei inferioare și aducerea ei într-o poziție ridicată așa cum se poate observa pe profilele 2 și 3 care adaugă în extremitatea lor spre zona abisală a bazinului actual. Această ridicare a crustei inferioare este o observație importată a prezentului studiu, fiind în concordanță cu modelele tectonice actuale, dar și cu anomalia gravimetrică. De asemenea pentru a putea compensa deficitul de masă creat de subțierea crustală generală este necesară ridicarea mantalei superioare, tradusă printr-o ridicare accentuată a suprafeței Mohorovici, observabilă în profilul 1. Această ridicare este în concordanță și cu studiile anterioare care au utilizat fie seismica de reflexie/refracție sau gravimetria.

O alt rezultat semnificativ al tezei este evidențierea zonele de îngroșare ale crustei superioare, precum cea din Depresiunea Vadu-Corbu, marcată de asemenea de un minim gravimetric local. Pentru a putea compensa acest efect gravimetric este necesară prezența unor strate cu densități mai reduse comparativ cu zona adiacentă, dată de ridicarea fundamentului pe falia Peceneaga-Camena. O posibilă interpretare este prezența unei stive sedimentare mesozoice foarte groase, depuse într-un bazin extenional, cu o ultimă etapă extenională cretacică dar

care a fost inițiat în Jurassic sau chiar în Permo-Trisic oarecum echivalent cu cele descrise în orogenele alăturate, Balcani și Dobrogea de Nord. Extensiunea Jurassică este evidențiată de prezența evaporitelor deschise de sonda Vadu, depuse cel mai probabil în faza de sin-rift. Întrucât litostratigrafic succesiunea este o alternanță de halit și anhydrite, dar și de localizarea acestor evaporite în zona sodei Vadu, am considerat că effectul gravimetric al acestora este limitat și nu păoate explica în intregime anomalia gravimetrică, fiind deci necesară și prezența unei stive sedimentare cu grosimi importante.

O altă zona cu o îngroșare semnificaivă a crustei superioare, care corespunde de asemenea cu un minim gravimetric local, a fost evidențiată de modelarea gravimetrică la granița dintre România și Bulgaria, profilul 2, km 130-190. O posibilă Explicația poate fi legată de prezența depozitelor Paleozoice și Mesozoice inferioare, precum cele săpate la Sud în Bulgaria, sau în România în sondele de la Delfin și Mangalia. Structura detaliată nu a putut fi rezolvată pe baza profielor seismice, dar pe baza modelării gravimetrice putem sugera prezența unei zone depresionare umplute cu depozite Paleozoice și Mesozoic inferior.

O limitare a acestui studiu, dar care poate reprezenta o continuare subsecventă este legată de definirea corpurilor magmatice, precum cele săpate de sondele Lotus și Tomis, descrise de Dinu et al., 2005. O modelare mai în detaliu a acestor corpuri ar putea furniza răspunsuri pentru acele anomalii gravimetrice locale, dar pentru asta este necesară și includerea datelor magnetice în modelare.

## Bibliografie selectiva

- Adamia, S. A., M. B. Lordkipanidze, and G. S. Zakariadze (1977)**, Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus, *Tectonophysics*, 40(3-4), 183-199.
- AIRINEI, S. (1977)**, *Geofizica pentru geologi*: București, Ed. Tehnică, 450 pp.
- Bell, R.E., Watts, A.B. (1986)**, Evaluation of the BGM-3 Sea Gravity Meter System onboard R/V Conrad: *Geophysics*, v.51., p. 1480-1493.
- Biju-Duval, B., Dercout, J., Le Pichon, X. (1977)**, Structural history of the Mediterranean basins: Paris, Ed. Technip, p. 143-164.
- Boccaletti, M., Gocev, P., Manetti, P. (1974)**, Mesozoic zones in the Black Sea region: *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 96, p. 547-565.
- Brinkman, R. (1974)**, Geological relationships between the Black Sea and Anatolia; in DEGENS, E.T., ROSS, D.A. (eds.), *The Black Sea: Its geology, chemistry and biology*: AAPG Memoir, v. 20, p. 63-76
- Brun, J.-P., and C. Faccenna (2008)**, Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback, *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1-2), 1-7.
- Buiter, S. J. H., O. A. Pfiffner, and C. Beaumont (2009)**, Inversion of extensional sedimentary basins: A numerical evaluation of the localisation of shortening, *Earth and Planetary Science Letters*, 288(3-4), 492-504.
- Catuneanu, O., et al. (2009)**, Towards the standardization of sequence stratigraphy, *Earth-Science Reviews*, 92(1-2), 1-33.
- Cloetingh, S., G. Spadini, J. D. Van Wees, and F. Beekman (2003)**, Thermo- mechanical modelling of Black Sea Basin (de)formation, *Sedimentary Geology*, 156(1-4), 169-184.
- Csato, I., C. G. S. C. Kendall, and P. D. Moore (2007)**, The Messinian problem in the Pannonian Basin, Eastern Hungary -- Insights from stratigraphic simulations, *Sedimentary Geology*, 201(1-2), 111-140.
- Currie, C. A., and R. D. Hyndman (2006)**, The thermal structure of subduction zone back arcs, *Journal of Geophysical Research*, 111.
- Dehlinger, P., Jones, B.R. (1965)**, Free-air gravity anomaly map of the Gulf of Mexico and its tectonic implications: *Geophysics*, v. 30, p. 102-110.
- Dercout, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L.-E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I. M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J.-C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P., and Biju-Duval, B. (1986)**, Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias, in: *Evolution of the Tethys* (J. Aubouin, X. Le Pichon, and S. Monin, eds.), *Tectonophysics* 123:241-315.
- Dewey, J. F. (1981)**, Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries, in *The Continental Crust and Its Mineral Deposits*, edited by D. W. Strangway, pp. 553-573, Geological Association, Canada, Waterloo, Ontario.
- Dewey, J.F., Pitman Iii, W.C., Ryan, W.B.F, Bonnin, J. (1973)**, Plate tectonics and evolution of the Alpine System: *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 84, p. 3137-3180.
- Dimitriu et al., (2016)**, Maps of the gravity and magnetic anomalies for the Western Black Sea continental margin.
- Dimitriu et al., (2016)**, Potential data interpretation and modelling decipher elevated structure Romanian offshore
- Dimitriu, R. G. (2001)**, Modele de simulare geofizica a structurii geologice a zonei de tranzitie de la uscatul dobrogean la domeniul marin.
- Dinu, C., H. K. Wong, and D. Țambrea (2002)**, Stratigraphic and Tectonic Syntheses of the Romanian Black Sea Shelf and Correlation with Major Land Structures, in *Geology and Tectonics of the Romanian Black Sea*



shelf and its Hydrocarbon Potential, BGF special publication, no. 2, edited by C. Dinu and V. Mocanu, pp. 101-117, Vergiliu, Bucharest.

**Dinu, C., H. K. Wong, D. Țambrea, and L. Matenco (2005)**, Stratigraphic and structural characteristics of the Romanian Black Sea shelf, *Tectonophysics*, 410, 417-435.

**Dogliani, C., C. Busatta, G. Bolis, L. Marianini, and M. Zanella (1996)**, Structural evolution of the eastern Balkans (Bulgaria), *Marine and Petroleum Geology*, 13, 225-251.

**Dogliani, C., E. Carminati, M. Cuffaro, and D. Scrocca (2007)**, Subduction kinematics and dynamic constraints, *Earth Science Review*, 83(3-4), 125-175.

**Dogliani, C., P. Harabaglia, S. Merlini, F. Mongelli, A. Peccerillo, and C. Piromallo (1999)**, Orogens and slabs vs. their direction of subduction, *Earth Science Review*, 45(3-4), 167-208.

**Erwin, P. (1977)**, Theory of the Bouguer anomaly: *Geophysics*, v. 42, p. 1468.

**Faccenna, C., C. Piromallo, A. Crespo-Blanc, L. Jolivet, and F. Rosetti (2004)**, Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs, *Tectonics*, 23, TC1012.

**Finetti, I., G. Bricchi, A. Del Ben, M. Pipan, and Z. Xuan (1988)**, Geophysical study of the Black Sea, in *Monograph of Black Sea*, edited by Finetti, I., *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, Trieste, XXX(117-118), 197-324.

**Fleischer, U. (1963)**, Surface ship gravity measurements in the North Sea: *Geophys. Prosp.*, v.11, p. 535-549.

**Galloway, W. E. (1989)**, Clastic Facies Models, Depositional Systems, Sequences and Correlation: A Sedimentologists View of the Dimensional and Temporal Resolution of Lithostratigraphy, in *Quantitative Dynamic Stratigraphy*, edited by Cross T. A., 113-126. Prentice Hall, New Jersey.

**Garcia-Castellanos, D. (2006)**, Long-term evolution of tectonic lakes: Climatic controls on the development of internally drained basins, *Geological Society of America Special Paper*, 398, 283-294.

**Garcia-Castellanos, D., J. Vergés, J. Gaspar-Escribano, and S. Cloetingh (2003)**, Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia), *Journal of Geophysical Research*, 108(B7), 2347.

**Georgiev, G., (2011)**, *Geology and Hydrocarbon Systems in the Western Black Sea*

**Gillet, H. (2004)**. La stratigraphie tertiaire et la surface d'erosion messinienne sur les marges occidentales de la Mer Noire: stratigraphie seismique haute resolution. L'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE. Brest, L'Université de Bretagne Occidentale. Docteur: 260.

**Gillet, H., G. Lericolais, and J.-P. Rehault (2007)**, Messinian event in the Black Sea: Evidence of a Messinian erosional surface, *Marine Geology*, 244(1-4), 142-165.

**Govers, R., Meijer, P., and W. Krijgsman (2010)**, Regional isostatic response to Messinian Salinity Crisis events, *Tectonophysics*, 463, 109-129.

**Görür, N. (1988)**, Timing of opening of the Black Sea basin, *Tectonophysics*, 147(3- 4), 247-262.

**Graham, K.W.T., Hales, A.L. (1965)**, Surface-ship gravity measurements in the Agulhas Bank area, south of South Africa: *J. Geophys. Res.*, v. 70, p. 4005-4011.

**Grow, J.A., Bowin, C.O., Hutchinson, D.R. (1979)**, The gravity field of the U.S. Atlantic continental margin: *Tectonophysics*, v. 59, p. 27-52.

**Hippolyte, 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.

**Horvath, F., G. Bada, P. Szafian, G. Tari, A. Adam, and S. Cloetingh (2006)**, Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data, *Geological Society, London, Memoirs*, 32(1), 191-206.

**Hsü, K. J. (1978)**, Correlation of the Black Sea sequences Rep., 489-497 pp, Woods Hole Oceanographic Institution, Washington, D.C..

**Hsü, K. J., and F. Giovanoli (1979)**, Messinian event in the Black Sea, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 29, 75-93.

- Hyndman, R. D., C. A. Currie, and S. P. Mazzotti (2005)**, Subduction zone backarcs, mobile belts, and orogenic heat, *GSA Today*, 15(2), 4-10.
- Ilgar, A., and W. Nemeč (2005)**, Early Miocene lacustrine deposits and sequence stratigraphy of the Ermenek Basin, Central Taurides, Turkey, *Sedimentary Geology*, 173(1-4), 233-275.
- Jarrard, R. D. (1986)**, Relations among subduction parameters, *Review of Geophysics*, 24, 217-284.
- Kaz'min, V. G., A. A. Schreider, and A. A. Bulychev (2000)**, Early stages of evolution of the Black Sea, in *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, edited by E. Bozkurt, J. A. Winchester and J. D. A. Piper, Geological Society Special Publications, London, pp. 235-249.
- Krijgsman, W., F. J. Hilgen, I. Raffi, F. J. Sierro, and D. S. Wilson (1999)**, Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis, *Nature*, 400(6745), 652-655.
- Kropotkin, P.N. (1967)**, Mechanism of the Earth's crust movements (in Russian): *Geotektonika*, v.5, p. 25-40. L. Montadert, pp. 363– 376, Editions Technip, Paris.
- Leever, K. A., L. Matenco, D. Garcia-Castellanos, and S. A. P. L. Cloetingh (2010a)**, The evolution of the Danube gateway between Central and Eastern Paratethys (SE Europe): Insight from numerical modelling of the causes and effects of connectivity between basins and its expression in the sedimentary record, *Tectonophysics*, 502(1-2), 175-195.
- Letouzey, J., B. Biju-Duval, A. Dorkel, R. Gonnard, K. Krischev, L. Montadert, and O. Sungurlu (1977)**, The Black Sea: a marginal basin: geophysical and geological data, in *Structural History of the Mediterranean Basins*, edited by B. Biju-Duval and L. Montadert, pp. 363– 376, Editions Technip, Paris.
- Manetti, P., Boccaletti, M., Peccerillo, A. (1988)**, The Black Sea: remnant of a marginal basin behind the Srednogie-Pontides Islands - Arc system during the Upper Cretaceous- Eocene times: *Boll. Geof. Teor. Appl.*, v. 30, n. 117-118, p. 39-52. Spadini et al. (1997)
- Martins-Neto, M. A., and O. Catuneanu (2010)**, Rift sequence stratigraphy, *Marine and Petroleum Geology*, 27(1), 247-253.
- Mathisen, M. E., and C. F. Vondra (1983)**, The Fluvial and Pyroclastic Deposits of the Cagayan Basin, Northern Luzon, Philippines - an Example of Non-Marine Volcaniclastic Sedimentation in an Interarc Basin, *Sedimentology*, 30(3), 369-392.
- Meijers, M.J.M., Vrouwe, B., van Hinsbergen, D.J.J., Kuiper, K.F., Wijbrans, J., Davies, G.R., Stephenson, R.A., KaymakçI, N., Matenco, L. and A. Saintot (2010)**, Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): Implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region. *Lithos*, 119, 412-426.
- Mironov, V.S., 1980**, Gravity prospections (in Russian); Leningrad, Izd Nedram, 544 pp.
- Molnar, P., and T. Atwater (1978)**, Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere, *Earth and Planetary Science Letters*, 41(3), 330-340.
- Morelli, C. (1968)**, *Gravimetria*: Udine, Del Bianco Editore, 575 pp.
- Morgan, J. P., C. R. Ranero, and P. Vannucchi (2008)**, Intra-arc extension in Central America: Links between plate motions, tectonics, volcanism, and geochemistry, *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1-2), 365-371.
- Moroşanu, I. (1996)**, Tectonic setting of the Romanian offshore area at the pre- Albian level, in *Oil and gas in Alpidic thrustbelts and basins of Central and Eastern Europe*, edited by G. Wessely and W. Liebl, Geological Society, London, pp. 315- 323.
- Munteanu, I., Matenco, L., Dinu, C., Cloetingh, S. (2011)**, Kinematics of back arc inversion of the Western Black Sea Basin.
- Muratov, M.V. (1949)**, Tectonics and history of the development of the alpine geosynclinal area of the south of the European part of the USSR and adjacent countries (in Russian): *Tectonika SSSR, Izv. ANSSSR, s. Geol.*, v. 2.
- Muratov, M.V. (1972)**, History of formation of the deep Black Sea Basin in comparison with those of the Mediterranean Sea (in Russian): *Geotektonika*, v. 5, p. 22-41.

- Muto, T., R. J. Steel, and J. B. Swenson (2007)**, Autostratigraphy: A Framework Norm for Genetic Stratigraphy, *Journal of Sedimentary Research*, 77(1), 2-12.
- Neprochnov, Y.P., Neprochnova, A.F., Lunarsky, G.N. (1966)**, The Earth's crust structure of the Eastern part of the Black Sea by the data of the deep seismic sounding (in Russian): *Okeanologiya*, v. 1.
- Okay, A. I., A. M. C. Şengör, and N. Görür (1994)**, Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions, *Geology*, 22(3), 267-270.
- Okay, A. I., I. Tansel, and O. Tüysüz (2001)**, Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous, Lower Eocene sedimentary record of western Turkey, *Geological Magazine*, 138(02), 117-142.
- Panin, N., Salomie, G., Varodin, V. (1977)**, Cercetării batimetrice pe platforma continentală a Mării Negre: *St. Cerc. Geol. Geofiz., Geogr., s. Geofizică*, v. 15, p. 57-73.
- Posamentier, H. W., and R. G. Walker (2006)**, Deep water turbidites and turbiditic fans, in *Facies models revisited*, edited by H. W. Posamentier and R. G. Walker, pp. 339-527, Society for Sedimentary Geology.
- Robinson, A. G., J. H. Rudat, C. J. Banks, and R. L. F. Wiles (1996)**, Petroleum geology of the Black Sea, *Marine and Petroleum Geology*, 13(2), 195-223.
- Ross, D.A., (1970)**, *Introduction to Oceanography*: New York, Meredith Corp.
- Royden, L., F. Horvath, and B. C. Burchfiel (1982)**, Transform faulting, extension, and subduction in the Carpathian Pannonian region, *Geological Society of America Bulletin*, 93, 717-725.
- Sava, C.S. (1985)**, Prime rezultate ale cercetărilor gravimetrice marine de bord pe platoul continental românesc al Mării Negre: *St. Cerc. Geol. Geof. Geogr., s. Geofizică*, v. 23, p. 29-33.
- Săndulescu, M., (1980)**, Analyse géotectonique des chaînes alpines situées autour de la Mer Noire occidentale: *An. Inst. Geol. Geof.*, v. 56, p. 5-54.
- Săndulescu, M. (1984)**, *Geotectonica României*: Bucureşti, Ed. Tehnică, 336 pp.
- Săndulescu, M. (1996)**, Structure and evolution of the western Black Sea area: Sile-Istanbul, Turkey, 2nd International Symposium on Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Black Sea Area, *Book of Abstracts*, p. 72-74.
- Săndulescu, M., Visarion, M. (2000)**, Crustal structure and evolution of the Carpathian-Western Black Sea areas: *First Break*, v. 18, n. 3, p. 103-108.
- Schlager, W. (1993)**, Accommodation and supply - a dual control on stratigraphic sequences, *Sedimentary Geology*, 86, 111-136.
- Schmid, S. M., O. A. Pfiffner, N. Froitzheim, G. Schonborn, and E. Kissling (1996)**, Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps, *Tectonics*, 15(5), 1036-1064.
- Seibold, E., Berger, W.H. (1996)**, *The sea floor*: Springer-Verlag, Heidelberg, 356 pp.
- Sinclair, H. O., S. G. Juranov, G. Georgiev, P. Byrne, and N. P. Mountney (1997)**, The Balkan Thrust Wedge and Foreland Basin of Eastern Bulgaria: Structural and Stratigraphic Development, in *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*, AAPG Memoir, 68, edited by A. G. Robinson, pp. 91-116, AAPG, Tulsa, Oklahoma.
- Spadini G., Robinson, A., Cloetingh, S. (1996)** Western versus Eastern Black Sea tectonic evolution: pre-rift lithospheric controls on basin formation: *Tectonophysics*, v. 266, p. 139- 154.
- Starostenko, V., V. Buryanov, I. Makarenko, O. Rusakov, R. Stephenson, A. Nikishin, G. Georgiev, M. Gerasimov, R. Dimitriu, O. Legostaeva, V. Pchelarov and C. Sava (2004)**, Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin, *Tectonophysics*, 381(1-4), 211-233.
- Stephenson, R.A., Starostenko, V.I., Stovba, S.M., Rusakov, O.M., Koblelev, V.P. (2000)**, The enigma of the Black and Aegean Seas evolution: a challenge to the geoscience community in the 21st century: *Geophys. Journal*, v. 22, n. 4, p. 130-133.
- Stovba, S., O. Khriachtchevskaia, and I. Popadyuk (2009)**, Hydrocarbon-bearing areas in the eastern part of the Ukrainian Black Sea, *The Leading Edge*, 28(9), 1042- 1045.

- Sunal, G., and O. Tüysüz (2002)**, Palaeostress analysis of Tertiary post-collisional structures in the Western Pontides, northern Turkey, *Geological Magazine*, 139(3), 343-359.
- Tari, G., Dicca, O., Faulkerson, J., Georgiev, G., Popov, S., Ștefănescu, M., Weir, G., 1997**, Cimmerian and Alpine stratigraphy and structural evolution of the Moesian Platform (Romania/Bulgaria); in ROBINSON, A.G., ed., *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir*, v. 68, p. 63-90.
- Tari, G., J. Davies, R. Dellmour, E. Larratt, B. Novotny, and E. Kozhuharov (2009)**, Play types and hydrocarbon potential of the deepwater Black Sea, NE Bulgaria, *The Leading Edge*, 28(9), 1076-1081.
- Uyeda, S., and H. Kanamori (1979)**, Back-arc opening and the mode of subduction,
- Visarion, M., Săndulescu, M., Stănică, D., Veuciu, S. (1988)**, Contributions a la connaissance de la structure profonde de la Plate-forme Moesienne en Roumanie: *St. Teh. Econ., s. Geofizică*, v. 15, p. 211-222. (Tari et al., 1997).
- Watts, A.B. (1976)**, Gravity and bathymetry in the Central Pacific Ocean: *J. Geophys. Res.*, v. 81, p. 1533-1553.
- Weber, J.R., (1986)**, The Alpha Ridge: Gravity, seismic and magnetic evidence for a homogenous, mafic crust: *J. Geodynamics*, n. 6, p. 117-136.
- Wenzel, H.D. (1989)**, On the definition and numerical computation of free air gravity anomalies: *Bull. Inf. BGI*, v. 64, p. 23-40.
- Wong, H.K., Panin, N., Dinu, C., Georgescu, P., Rahn, C. (1994)**, Morphology and post Chaudian (Late Pleistocene) evolution of the submarine Danube fan complex: *Terra Nova*, v. 6, p. 502-511.
- Zaitlin, B. A., R. W. Dalrymple, and R. Boyd (1994)**, The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change, in *Incised-Valley Systems*, edited by R. W. Dalrymple, R. Boyd and B. A. Zaitlin, pp. 45-60, SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- Ziegler, P. A., and S. Cloetingh (2004)**, Dynamic processes controlling evolution of rifted basins, *Earth Science Review*, 64(1-2), 1-50.
- Zonenshain, L. P., and X. Le Pichon (1986)**, Deep Basins of the Black-Sea and Caspian Sea as Remnants of Mesozoic Back-Arc Basins, *Tectonophysics*, 123(1-4), 181-211.