

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОФІЗИКИ ім. С.І.СУББОТІНА

На правах рукопису
УДК 551.24+550.834

ФАРФУЛЯК
ЛЮДМИЛА ВІКТОРІВНА

**ГЛИБИННА БУДОВА ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ СКІФСЬКОЇ
МІКРОПЛИТИ ЗА СУЧАСНИМИ СЕЙСМІЧНИМИ ДАНИМИ**

04.00.22 – ГЕОФІЗИКА

дисертація на здобуття наукового ступеня
кандидата геологічних наук

Науковий керівник:
член-кореспондент НАН України,
кандидат фіз.-мат. наук
Кендзера Олександр Володимирович

КИЇВ–2016

ЗМІСТ

ВСТУП.....	5
РОЗДІЛ 1. ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНА ВИВЧЕНІСТЬ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ СКІФСЬКОЇ МІКРОПЛИТИ.....	11
1.1 Геологічна вивченість	11
1.2 Вивченість сейсмічними методами.....	17
1.3 Тектонічні концепції формування Скіфської мікроплити та Чорноморського басейну.....	30
1.4 Висновок	42
РОЗДІЛ 2. БУДОВА ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ СКІФСЬКОЇ МІКРОПЛИТИ ЗА ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНИМИ ДАНИМИ.....	45
2.1 Загальні уявлення про Скіфську мікроплиту.....	45
2.2 Тектонічні одиниці західної частини Скіфської мікроплити.....	50
РОЗДІЛ 3. СЕЙСМІЧНІ ДАНІ В МЕЖАХ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ СКІФСЬКОЇ МІКРОПЛИТИ, ОТРИМАНІ МЕТОДОМ ГЛИБИННОГО СЕЙСМІЧНОГО ЗОНДУВАННЯ.....	59
3.1 Глибинне сейсмічне зондування.....	60
3.2 Польові дослідження ГСЗ по лінії VI геотраверса.....	61
3.3 Польові дослідження ГСЗ/WARR вздовж профілю DOBRE-5 (2011).....	64
3.4 Сучасний сейсмічний профіль ГСЗ/WARR DOBRE – 5 (2011)...	67
3.4.1 Геологічні дані за стратиграфічним розчленуванням свердловин.....	68
3.4.2 Сейсмічні дані отриманої 2D моделі.....	81
3.4.3 Швидкісна 2D модель осадового чохла та кристалічної кори розрізу.....	84
3.4.4 Геолого-тектонічна інтерпретація сейсмічного розрізу вздовж профілю	87
3.5 Висновки.....	91

РОЗДІЛ 4. ГЛИБИННА БУДОВА ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ	
СКІФСЬКОЇ МІКРОПЛИТИ ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ АНАЛІЗУ	
ПЕРЕТИНІВ ПРОФІЛЮ DOBRE-5 (2011) З ПРОФІЛЯМИ ГСЗ.....	
	94
4.1	Зіставлення швидкісних розрізів вздовж профілю ГСЗ
	DOBRE-5 (2011) та V геотаверса.....
	94
4.2	Аналіз перетину швидкісних розрізів вздовж профілів ГСЗ
	DOBRE-5 (2011) та DOBRE-4 (2009).....
	97
4.3	Земна кора Скіфської мікроплити за даними ГСЗ профілів
	VRANCHEA-99 та VRANCHEA-2001.....
	100
4.4	Аналіз перетину швидкісних розрізів вздовж профілів ГСЗ
	DOBRE-5 (2011) та 25.....
	102
4.5	Аналіз перетину швидкісних розрізів вздовж профілю ГСЗ
	DOBRE-5 (2011) та VI геотраверса.....
	108
4.6	Аналіз перетину швидкісних розрізів вздовж профілю
	DOBRE-5 (2011) та III геотраверса.....
	111
4.7	Аналіз перетину профілю ГСЗ DOBRE-5 з профілями 28/29
	та DOBRE – 2 (2007).....
	113
4.8	Кристалічна кора західної частини Скіфської мікроплити.....
	118
4.9	Висновки.....
	120
РОЗДІЛ 5. ПОХИЛА СЕЙСМІЧНА ГРАНИЦЯ – КЛЮЧОВИЙ	
СТРУКТУРНО-ШВИДКІСНИЙ ЕЛЕМЕНТ ДВОМІРНОЇ	
ШВИДКІСНОЇ МОДЕЛІ DOBRE-5 (2011).....	
	122
5.1	Сучасні уявлення границь Скіфської мікроплити.....
	122
5.2	Трактування тектонічної природи утворення похилої
	сейсмічної границі виявленої за даними DOBRE-5 (2011).....
	125
5.3	Структурно - кінематична параметризація похилої сейсмічної
	границі
	136
5.4	Структури насуву палеозойсько-мезозойського фундаменту
	кримського сегменту Скіфської мікроплити
	141

5.5	Висновки.....	143
РОЗДІЛ 6. СЕЙСМІЧНІСТЬ СКІФСЬКОЇ МІКРОПЛИТИ.....		146
6.1	Сейсмічність Скіфської мікроплити як тектонічного елемента Кримсько-Чорноморського регіону.....	146
6.2	Землетруси північно-західного шельфу Чорного моря.....	148
6.3	Похила сейсмічна границя як сейсмогенеруючий елемент Скіфської мікроплити	152
6.4	Висновки.....	157
ВИСНОВКИ.....		158
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....		160

ВСТУП

Актуальність теми досліджень. Скіфська мікроплита є важливим структурним елементом літосфери, проміжним між Східноєвропейською платформою, як південної частини древньої Євразійською плити, та Альпійсько-Гімалайським складчастим поясом. Геодинамічна позиція Скіфської мікроплити до цього часу не до кінця з'ясована і трактується по-різному: або як частина Євразійської плити (її епіорогенна зона), або як террейн Альпійсько-Гімалайського складчастого поясу (минулих океанів Палео- та Неотетис). Геолого-тектонічна інтерпретація даних глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ) вздовж профілю DOBRE-5 (2011) та профілів ГСЗ, що його перетинають в межах Скіфської мікроплити в Україні, дозволяє одержати новий матеріал, необхідний для обґрунтування геодинамічних умов процесу формування району досліджень, що у подальшому може бути використано для пошуків нафтогазових родовищ та прогнозування небезпеки від землетрусів.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами та темами. Робота виконувалася у відповідності з науковими темами:

1) 1.5.2.218, держ. реєстр. номер 0109U000103, проект DOBRE-5 *«Геофізичні дослідження глибинної будови і геодинаміки літосфери зони зчленування Східноєвропейської платформи та Скіфської плити для оцінки перспектив нафтогазоносності»;*

2) 1.5.2.160, держ. реєстр. номер 107U0022195, *«Моніторинг геофізичних полів з метою зниження ризиків від небезпечних природних явищ на території України (2007–2011 рр.)»;*

3) III-6-14, держ. реєстр. номер 0114U000234, *«Геофізичні дослідження глибинної будови, еволюції та геодинаміки Азово-Чорноморського регіону України та Криму у зв'язку з оцінкою перспектив нафтогазоносності (2014–2018 рр.)»;*

4) III-27-14, держ. реєстр. номер 0114U000231, *«Сейсмічні та геофізичні*

спостереження на платформній частині території України у 2014–2018 рр.»;

5) III-21-12, держ. реєстр. номер 0112U003044, цільова тема «*Геодинамічний розвиток літосфери України та формування і розміщення родовищ корисних копалин (2012–2016 рр.)*»

Мета та завдання досліджень. Метою досліджень є з'ясування глибинної будови земної кори в межах західної частини Скіфської мікроплити за даними ГСЗ 1960–80-х рр. та нових досліджень 1999–2013-х рр. Це дозволяє обґрунтувати процеси геодинамічного розвитку району досліджень для прогнозування пошуків нафтогазових родовищ та прогнозування небезпеки від землетрусів.

Для досягнення поставленої мети необхідно було вирішити наступні задачі:

- побудувати геологічний розріз із залученням свердловинних даних, який застосовувався в том числі і для вихідної сейсмічної моделі верхньої (осадової) частини розрізу земної кори по лінії профілю DOBRE-5 (2011);
- побудувати узагальнену тектонічну схему західної частини Скіфської мікроплити;
- виконати геолого-тектонічну інтерпретацію сейсмічного розрізу вздовж субширотного профілю DOBRE-5 (2011);
- провести аналіз перетинів субширотного профілю DOBRE-5 з відпрацьованими раніше (1960–80-х рр.) субмеридіональними профілями ГСЗ західної частини Скіфської мікроплити;
- пояснити тектонічну природу виявленої похилої сейсмічної границі у корі; виконати її структурно-парагенетичну параметризацію; визначити параметри напружень в зоні похилої сейсмічної границі при основних геодинамічних процесах та дослідити локальну сейсмічність Скіфської мікроплити.

Об'єктом досліджень є глибинна будова земної кори західної частини Скіфської мікроплити за сейсмічними даними. *Предметом досліджень* є

геолого-тектонічна інтерпретація даних глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ) вздовж профілю DOBRE-5 (2011) та профілів ГСЗ, що його перетинають в межах Скіфської мікроплити в Україні.

Методи дослідження. Методом глибинного сейсмічного зондування були отримані сейсмічні дані, за якими було створено швидкісну модель, що дало можливість уточнити глибинну будову західної частини Скіфської мікроплити. Застосовано структурно-парагенетичний метод тектонофізичного аналізу для структурно-кінематичної параметризації виявленої зони похилої сейсмічної границі та з'ясування напружено-деформованого стану Скіфської мікроплити.

Наукова новизна отриманих результатів.

- Вперше за сучасними сейсмічними даними ГСЗ вздовж профілю DOBRE-5 (2011) виявлено нові, раніше невідомі, сейсмічні границі. Зокрема, виділено похилу сейсмічну границю у корі, яка пов'язується із зоною зчленування Східноєвропейської платформи та Скіфської мікроплити.

- За результатами аналізу швидкостей пружних хвиль в сейсмічних розрізах по профілях DOBRE-5 (2011), DOBRE -4 (2009), DOBRE -2 (2007) та VRANCHEA-99 показано, що Скіфська мікроплита має таку ж тришарову структуру земної кори, як і Східноєвропейська платформа.

- Вперше показано, що похила сейсмічна границя в земній корі Скіфської мікроплити, імовірно, є пізньопалеозойсько-ранньомезозойською сутурою, яка була виділена за геологічними даними В. В. Юдіним у 2008 р. та названа ним Північнокримською сутурою. Підраховано, що похила сейсмічна границя має середній кут нахилу 17° в південному напрямку, що підтверджено даними аналізу перетинів субширотного профілю DOBRE-5 (2011) з субмеридіональними профілями ГСЗ.

- Вперше за результатами структурно-парагенетичної параметризації показано, що похила сейсмічна границя сформувалася в обстановці північно-північно-західного – південно-південно-східного стиснення і має складову зсуву.

•Обґрунтовані та підтверджені геолого-геофізичні критерії виділення потенційно небезпечних сейсмогенних зон і активізованих тектонічних структур слабосейсмічних платформних областей на основі аналізу місцевої сейсмічності Скіфської мікроплити, Східноєвропейської платформи із залученням геологічних та геофізичних даних.

Практичне значення отриманих результатів. В результаті інтерпретації та спільного аналізу сейсмічних даних ГСЗ 1960–80-х та 1999–2013-х рр., відпрацьованих в межах західної частини Скіфської мікроплити, було одержано нові знання про будову і геодинаміку району досліджень. У подальшому вони будуть використовуватися для пошуків нафтогазових родовищ і прогнозу безпеки від місцевих землетрусів. Відомо, що точність прогнозних оцінок запасів вуглеводнів, окрім інших ознак, залежить від повноти знань про глибинну будову геологічного середовища і геодинамічні процеси, які в ньому відбуваються.

Особистий внесок здобувача в опублікованих наукових працях є наступним. Вихідні сейсмічні дані по профілю DOBRE-5 (2011) були отримані при безпосередній участі дисертанта в польових дослідженнях. Із залученням даних буріння свердловин здобувач самостійно побудувала геологічний розріз, який було використано для вихідної сейсмічної моделі вздовж профілю DOBRE-5 (2011) [Starostenko et al., 2015]. Первинна геолого-тектонічна інтерпретація сейсмічної моделі даного профілю також виконувалась за участю здобувача, як і підготовка до публікації результатів ГСЗ в міжнародному фаховому високореєтинговому виданні [Starostenko et al., 2015].

Автор виконала розширену аргументовану інтерпретацію вперше виявленої похилої сейсмічної границі (порушення) [Фарфуляк 2015] з урахуванням сучасних сейсмічних моделей ГСЗ 1999–2013-х рр., геотраверсів та профілів ГСЗ 1960–80-х рр. Застосовано структурно-парагенетичний метод тектонофізичного аналізу для структурно-кінематичної параметризації [Гинтов и др., 2008, Myshak, Farfuliak 2010]

похилої сейсмічної границі та з'ясування напружено-деформованого стану Скіфської мікроплити. В результаті виконаного аналізу регіональної [Kendzera et al., 2010] та локальної [Миронівська, Мичак 2006; Кендзета та ін., 2007] сейсмічності Скіфської мікроплити з орієнтацією на вивчення геодинамічних процесів [Гинтов и др., 2015] дисертантом показано, що механізм поширення тектонічних деформацій продовжує активно діяти від південних границь Скіфської мікроплити, де вона взаємодіє з Альпійсько-Гімалайським поясом, далеко у області в середині Східноєвропейської платформи. Обґрунтовано та підтверджено геолого-геофізичні критерії виділення потенційно небезпечних сейсмогенних зон і активізованих тектонічних структур слабосейсмічних платформних областей [Трипольский и др., 2009, 2013].

Апробація результатів дисертаційної роботи. Основні положення та результати робіт доповідались і пройшли апробацію на: міжнародній конференції «Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища» (Київ, 2003); всеукраїнській науковій конференції «Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища» (Київ, 2006); міжнародній конференції «Уроки и следствия сильных землетрясений» (Ялта, 2007); міжнародній конференції «Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища» (Львів, 2008); IX Міжнародній науковій конференції «Моніторинг геологічних процесів» (Київ, 2009); міжнародній конференції GEODYNAMICAL PHENOMENA: “From Observations and Experiments to Theory and Modelling” (Київ, 2010); світовому форумі «Natural cataclysms & global problems of the modern civilization, GEO-CATAclysm-2011 (Турція, Стамбул, 2011); European Geosciences Union General Assembly 2013 (Австрія, Вена, 2013); Final symposium «Evolution of the Black Sea to Central Asia Tethyan Realm since the Late Paleozoic» (Франція, Париж, 2014); 16th SEISMIX International Symposium on Multi-scale Seismic Imaging of the Earth's Crust and Upper Mantle (Іспанія, Барселона, 2014).

Публікації. Основні результати дисертаційної роботи опубліковано в 10 статтях, 1 монографії та в 11 тезах міжнародних конференцій.

Структура та обсяг дисертації. Дисертація складається зі вступу, семи розділів, висновків та списку використаних джерел, які налічують 257 найменувань. Робота викладена на 159 сторінках, містить 45 рисунків та 17 таблиць.

Подяка. Дисертація виконана в Інституті геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України під керівництвом члена-кореспондента НАН України, кандидата фіз. – мат. наук Кендзери Олександра Володимировича, якому автор висловлює вдячність. Особливу подяку автор дисертаційної роботи висловлює науковому консультанту – член-кореспонденту НАН України, доктору геол. – мін. наук, професору Олегу Борисовичу Гінтову за допомогу у постановці задачі, поради, наукові консультації та всебічну підтримку при виконанні роботи. Здобувач висловлює подяку усім співробітникам Інституту геофізики та іноземним колегам, які брали участь в польовому експерименті методом ГСЗ вздовж профілю DOBRE-5 (2011).

РОЗДІЛ 1. ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗЧНА ВИВЧЕНІСТЬ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ СКІФСЬКОЇ МІКРОПЛИТИ

1.1. Геологічна вивченість

Основна тектонічна одиниця досліджуваного регіону це Скіфська плита (або Скіфська епіорогена зона, відповідно до робіт [Тектонічна карта., 2007; Гинтов и др., 2014; Зоненшайн и др., 1990], а в зарубіжній літературі Scythian Platform), яка охоплює більшу частину північно-західного шельфу Чорного моря, Рівнинний Крим (Кримський півострів), частину акваторії Азовського моря і Передкавказзя аж до Каспійського моря на сході. На південному заході Скіфська плита межує в Румунії з Добруджею, на півдні проходить по українській акваторії Чорного моря до південно-західного Криму. Назву «епіорогенна зона» присвоєно Скіфській плиті на останній Тектонічній карті України [Тектонічна карта., 2007]. Але з точки зору палеогеодинаміки, Скіфська плита є не що інше як мікроплитою або террейном, який неодноразово протягом геологічної історії відділявся та приєднувався до Східноєвропейської платформи, будучи то його частиною, то частиною Тетису [Зоненшайн и др., 1990, Хаин, Сеславинский, 1991; Юдин, 2008]. Тому в подальшому будемо притримуватися терміну «Скіфська мікроплита». В дисертаційній роботі досліджено західну частину Скіфської мікроплити.

У зв'язку з географічним розташуванням, доступністю для безпосередніх геологічних спостережень багато поколінь дослідників займались геологічним вивченням Кримського півострова. Початком геологічного вивчення Криму вважаються геологічні екскурсії відомих подорожників кінця XVIII – початку XIX століття (В.Ф. Зуев, С.П. Палас, Ф. Дюбуа де Монієре). Кінець XIX – початок XX століття був періодом подальшого уточнення стратиграфії, вивчення петрографії вивержених порід та тектоніки, і пов'язаний з іменами К. К. Фохта, А. Ф. Слудського, А. А. Борисяка, О. К. Ланге, А. Е. Лагорію, М. І. Андрусова. Подальше систематичне вивчення будови регіону з деталізацією геологічних

досліджень виконувалось у довоєнний час О. С. Моїсеєвим, Д. В. Соколовим, Г.Ф. Вебером, В.В. Меннером, В.Ф. Пчелінцевим, Г.Я. Кримгольцем, Г.О. Личагіним та іншими. М.В. Муратов підготував перші узагальнені нариси стосовно стратиграфії і тектоніки Криму. Петрографії присвячена робота В. І. Луцицького, інтрузивним масивам – В. Н. Павлінова, мінералогії Криму – С. П. Попова.

У повоєнний час на території Криму були проведені широкомасштабні геологічні зйомки і продовжено вивчення корисних копалин і підземних вод. В роботах зі складання геологічних карт приймали участь геологи тресту «Кримнафтогазрозвідка» Г. О. Личагін, А. А. Балакіна, Е. А. Ільченко та Московського ГРІ – І. В. Архіпов, В. І. Бабак, В. В. Бобилев, Д. С. Кізельватер, Г. І. Немков, О. О. Успенська, В. М. Цейслер, М. В. Муратов. В результаті цих знімальних робіт та вивчення опорних розрізів, з залученням фахівців зі стратиграфії та палеонтології, було узагальнено та уніфіковано геологічні матеріали Криму.

Під редакцією М. В. Муратова у 1973 р. була видана Державна геологічна карта СРСР масштабу 1:200 000, Кримської серії, яка й досі вважається зразком фундаментальної праці, що достатньо повно висвітлила основні питання стратиграфії, тектоніки та історії геологічного розвитку регіону [Геологическая..., 1973]. На рис. 1.1 наведена геологічна карта Криму 1967 року під редакцією М.В. Муратова [Геологическая..., 1968]

В зоні зчленування Скіфської мікроплити та структур Гірського Криму у Передгірній частині Криму (Сімферопольське підняття) було виконано геологічну зйомку [Іванов 1978]. Бурінням підтверджено триярусну будову цієї структури, детально вивчено стратиграфію та склад осадово-метаморфічного комплексу порід, інтрузивні утворення. У 1986-1990 рр. у межах східної частини Рівнинного Криму було проведене геологічне довивчення [Белецкий 1990]. Складено комплект кондиційних геологічних карт, карт корисних копалин, спеціалізованих гідрогеологічної і еколого-геологічної карт. Здійснено районування дочетвертинних утворень згідно з

чинними на той час стратиграфічними схемами. У 1992р. групою авторів ДГП «Кримгеологія» підготовлений і виданий довідник «Минерально-сырьевая база промышленности строительных материалов Украины, Крымская автономная республика» [Минерально..., 1992].

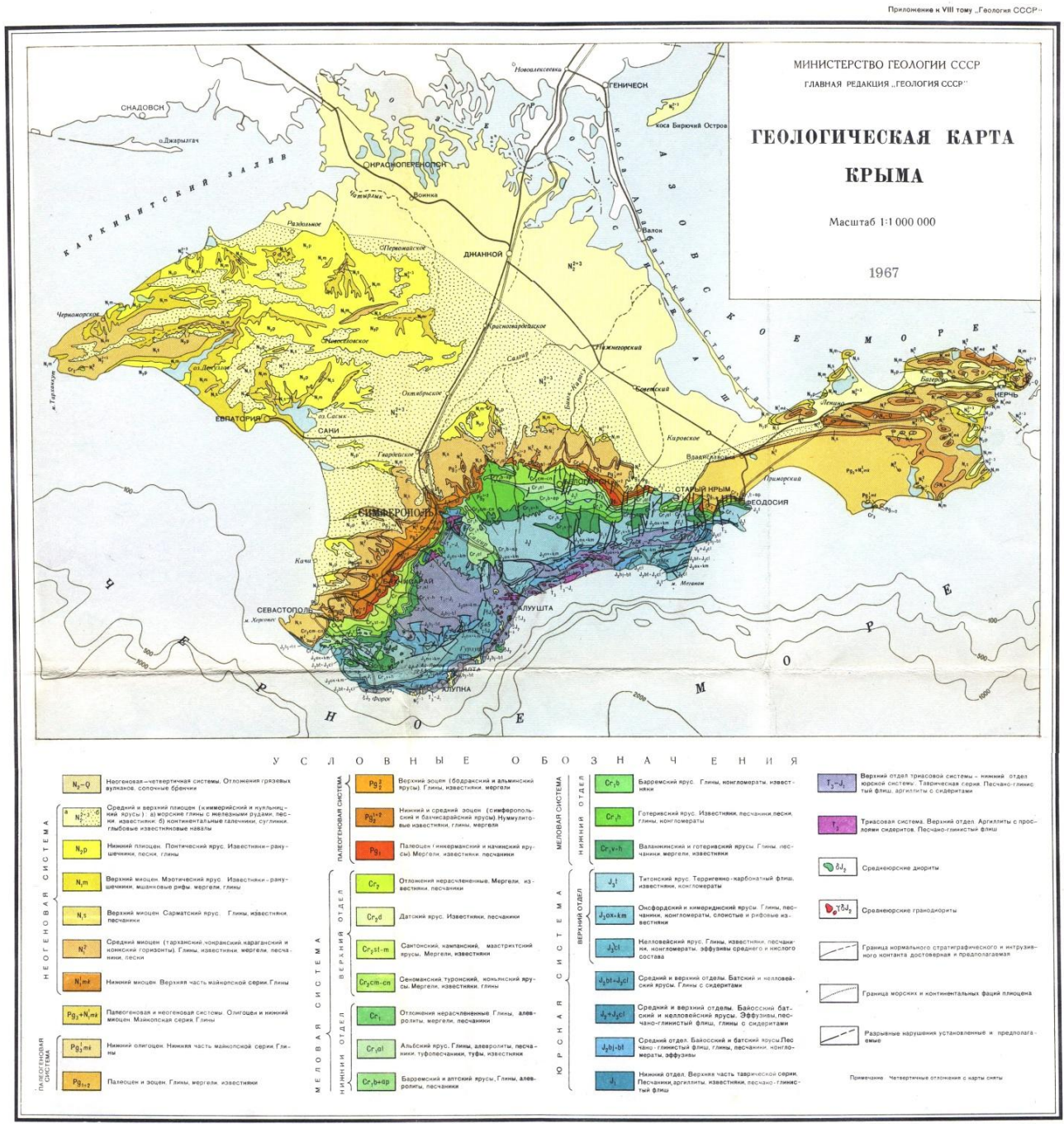


Рис. 1.1. Геологічна карта Криму [Геологическая..., 1968].

Геолого-розвідувальні роботи, зазвичай, супроводжувались комплексом площових геофізичних досліджень і каротажем свердловин. Геофізичними роботами 1970-80 рр. підтверджена складна блокова будова окремих ділянок регіону, уточнена потужність певних стратиграфічних підрозділів. За результатами магніторозвідки складені карта ізодинам Гірського Криму, зведена карта магнітного і гравітаційного полів масштабу 1:200 000 та висвітлено будову фундаменту гірської споруди Криму. За результатами ГСЗ створена модель будови земної кори регіону і виділені зони глибинних розломів. Сейсмічні розрізи однозначно свідчать про провідну роль розломно-блокової тектоніки в будові регіону.

Систематичне вивчення геологічної будови Передгірного і Рівнинного Криму пов'язане з проведенням тут масштабних нафтогазопошукових робіт. Детальні гравіметричні дослідження виконані в межах Сімферопольського підняття та його схилів, де було виявлено кілька відносних максимумів сили тяжіння, з якими пов'язуються локальні підняття фундаменту [Милев, 2006; Попадюк и др., 1997, 2004]).

У плані підготовки до видання Держгеолкарти-200 масштабу 1:200 000 НСК України видана «Стратиграфічна схема України» для карт нового покоління, в якій наведено районування території Криму для окремих зрізів стратифікованих утворень фанерозою. У період підготовки до видання Держгеолкарти-200 авторами укладено та ухвалено в НСК України «Регіональну стратиграфічну схему неогенових відкладів Рівнинного Криму» [Белецкий, 1990] і «Кореляційну стратиграфічну схему рифейсько-палеозойських утворень Криму». У цих схемах за результатами попередніх досліджень верхньорифейські і палеозойські утворення розчленовані на нижньогірську серію і зуйську та новоселівську світи, а стратифікація субаеральних і морських відкладів неогену деталізована до світи, підсвіти та товщі.

На сучасному етапі геологічного вивчення точаться дискусії щодо датування таврійської серії формування Гірського Криму. Так,

співробітниками компанії «СПК-Геосервіс» у 2013 році запропоновано нову геологічну карту Гірського Криму масштабу 1:200 000, яку створено за результатами геологічних досліджень 2000 та 2010-2012 років. Карта ґрунтується на описах відслонень 163 розрізів (рис. 1.2). Палеонтологічні дані були отримані у 51 з 163 досліджених розрізів. Мікрофауністичні дослідження виконані Н.А.Трофимович. Отримані дані дали підґрунтя для істотних змін стратиграфічного положення ряду осадових товщ та їх структурної інтерпретації [Попадюк та ін., 2013а, 2013б]. А саме – товщі, які безпосередньо перекривають таврійську серію між долинами р. Салгірта р. Бельбек не є валанжин-готеривськими, а молодшими, тобто найбільш імовірно кінця пізнього альбу – сеноману (рання крейда). Основна принципова відмінність від геологічної карти [Муратов, 1967] полягає в тому, що авторами розглядається таврійська серія не як тріас-юра, а як нижня крейда, альб.

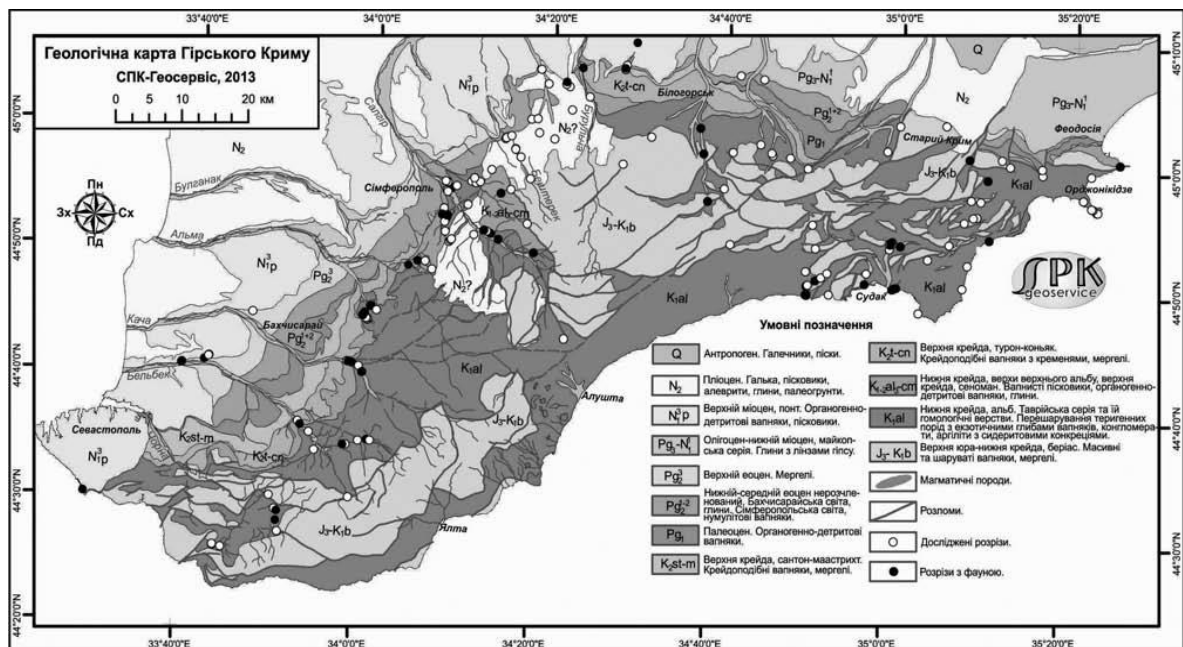


Рис. 1.2. Геологічна карта Гірського Криму, складена компанією «СПК-Геосервіс», 2013 р. [Попадюк та ін., 2013 а].

У рамках програми DARIUS українсько-французького співробітництва на території східної частини Гірського Криму проведено перший етап польових робіт, протягом якого відібрано зразки флішоподібних відкладів і виконано їх мікропалеонтологічний аналіз (Nanofossils dating). Це дало змогу побудувати перший варіант структурно-геологічної карти району робіт і оновити вік флішових порід на ній до ранньої крейди. Автори вказують на можливість перегляду тектонічної еволюції Східного Криму, відкинувши кімерійський орогенез [Шеремет и др, 2014].

Дослідження українських та французьких геологів критично аналізують автори роботи [Юдин и др., 2015], де показують, що зразки мікрофауни ранньої крейди були відібрані не в розрізах фліша, а в матриксі шарьяжних меланжів і регіональних олістостром, які були виявлені і описані понад 20 років тому. І жодне з нових визначень мікрофауни не дає підстав для перегляду стратиграфії Криму та віднесення відкладів з макрофауною тріасу-юрі до нижньої крейди. Те ж стосується обґрунтованого фауною комплексу титона-берриаса району Феодосії, який по вмітій мікрофауні переінтерпретовано у верхню крейду, а детально вивчений розріз валанжина-готерива на річці Кача трактується як альб-сеноман [Юдин и др., 2015].

Таким чином, і до сьогодні, історія геологічної вивченості відображає жвавий інтерес дослідників до геології Криму, етапність та еволюцію наукових уявлень щодо будови та історії формування складної геологічної структури регіону в цілому.

Щодо геологічного вивчення Чорноморського басейну, то воно почалось ще у першій половині ХХ століття такими дослідниками як Н.І. Андрусов (1926), А.Д. Архангельський, Н.М. Страхов (1938), М.В. Муратов (1955) та ін. [Андрусов, 1926; Архангельский, 1938; Муратов, 1955].

Дані про будову Чорноморського басейну вичерпувались матеріалами геологічного картування суходолу. Всі висновки щодо історії утворення Західно-Чорноморського шельфу ґрунтувались на геологічних даних про будову суміжних територій та даних колонок ґрунту з дна моря, отриманих у

першій третині ХХ століття. Результати перших геологічних досліджень Чорноморського шельфу були узагальнені А.Д. Архангельським та М.М. Страховим, які прийшли до висновку, що западина існувала з пліоцену, а, можливо, і з міоцену [Андрусов, 1926]. Початковий період завершує робота М.В. Муратова [Муратов, 1955], який, базуючись на вивченні геології Кавказу та Криму, припустив, що юрська геосинкліналь Великого Кавказу простягається через північну частину Чорного моря на Балкани, тоді як Малокавказька продовжується в південну частину западини; між ними знаходиться західне продовження Закавказької плити. Інтенсивне прогинання в олігоцені охопило частину цієї плити, спочатку у вузькій смузі, прилеглій до Гірського Криму та північно-західного Кавказу, а пізніше розповсюдилось на весь ареал сучасної Чорноморської западини, що і визначило, на думку М.В. Муратова, основні риси геологічної будови всього регіону.

Детальна характеристика геології та глибинної будови Чорноморського регіону України була наведена у серії монографій [Геология..., 1984–1987].

1.2. Вивченість сейсмічними методами

У зв'язку з складною доступністю вивчення прямими геологічними методами морської частини Скіфської мікроплити, то головну нішу наймають геофізичні дослідження. З другої половини 50-х років починається етап геологічного вивчення Чорного моря, який ґрунтується на виконанні регіональні сейсморозвідувальних досліджень методами глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ), кореляційного методу заломлених хвиль (КМЗХ), методу відбитих хвиль спільного центрального променя (МВХ/СЦП) і методу відбитих хвиль (МВХ) з накопиченням сигналу по спільній глибинній точці (СГТ), гравіметричні і магніторозвідувальні дослідження, в невеликих обсягах електророзвідка, геоакустичні і гідрогазові зйомки. В пробурених на акваторії свердловинах виконані промислово-геофізичні, а в окремих глибоких свердловинах сейсмокаротажні і дослідження вертикального сейсмічного профілювання (ВСП). Геологічна

інтерпретація результатів яких дала можливість встановити потужність осадової товщі, виділити окремі тектонічні елементи (Чорноморську западину, Каркінітський прогин, Кілійсько-Зміїне підняття та ін.) та дали перші уявлення про глибинну будову Скіфської мікроплити.

В дисертаційній роботі основна увага приділена вивченню глибинної будови Скіфської мікроплити методом глибинного сейсмічного зондування. ГСЗ 1960-80-х років супроводжувалося і комплексом інших геофізичних методів. В межах західної частини Скіфської мікроплити були відпрацьовані геотраверси V, VI і III та профілі ГСЗ 25, 26, 28, 29 (рис. 1.3). [Литосфера..., 1988а,б; 1989; 1993, 1994; Маловицкий, Непрочнов, 1972; Геологическая..., 1980; Чекунов и др., 1992; Pavlenkova, 1996].

В 1982 році виконано ГСЗ вздовж V геотраверсу, який проходить в субширотному напрямку і перетинає зі сходу на захід Скіфської мікроплити. Геотраверс перетинає Маничський прогин, далі Прикумське підняття, Ставропольське підняття, Канівсько-Березанський вал, Індоло-Кубанський прогин, Причорноморську западину, Північну Добруджу, Передкарпатський прогин, Східні Карпати, Трансильванську западину, гори Апусени і аж до Північно-Германської западини. В результаті інтерпретації комплексу геолого-геофізичних даних отримано достатньо повну будову літосфери разом з астеносферним шаром [Геология..., 1987; Соллогуб 1988].

VI геотраверс в геологічному відношенні перетинає Чорноморську западину, Гірський Крим, Скіфську мікроплиту, Український щит та Балтійську синеклізу. Польові дослідження проводились по стандартній методиці, на двох ділянках отримано прямі та зворотні годографи довжиною в 400 км. Було отримано інформацію про структуру та швидкісні характеристики верхньої мантії, а на деяких ділянках і про поведінку астеносферного шару. На південній ділянці геотраверса були проведені дослідження по реєстрації об'ємних та поверхневих хвиль з метою вивчення розломних зон Чорного моря та Гірського Криму. Сейсмозондування дали можливість з'ясувати будову зони, де сконцентровані основні вогнища

кримських землетрусів [Литосфера..., 1988a].

Геотраверс III Чорне море – Воркута складається із окремих профілів (з півдня на північ): Чорноморський (пр. 11), Білогорськ–Джанкой, Білозерський, Запоріжжя–Близнюки–Шевченково, Куп’янськ – Липецьк, Липецьк – Тума, Тума – Кінешма, Кінешма – Воркута. Польові роботи проводились (з 1958 по 1972р.) різними організаціями з використанням різноманітних методик досліджень. Результати проведених досліджень на окремих профілях опубліковані в чисельних виданнях і пронумеровані по-різному. Згідно [Литосфера, 1993] в межах Скіфської мікроплити III-й геотраверс складається з двох частин – це Чорноморський профіль (пр. 11 1958 року) відпрацьований точковим зондуванням ГСЗ Інститутом океанології АН УРСР під керівництвом Ю. П. Непрочинова та В. П. Гончарова та профіль Білогорськ-Джанкой відпрацьований неперервним ГСЗ Інститутом геофізики АН УРСР в 1962 р., де першими виконавцями були В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов та Н.І. Павленкова.

В 1966 році на південь-південний захід від Криму в Чорному морі організаціями Міністерства геології та Академії наук СРСР були виконані комплексні геофізичні дослідження на трьох основних профілях: субмеридіональному 25 профілі (Херсон – м. Кефкен) [Строение..., 1972] та субширотних 26 профілі (о.Зміїний – мис Тарханкут) та 28/29 профілі на сході від Варненської западини [Маловицкий, Непрочинов 1972; Москаленко, Маловицкий, 1974]. Апаратурою для реєстрації вибухів були обладнані п’ять суден «Новатор», «Академік Сельський», «Академік Голіцин», «Академік Обручев» та «Отто Шмідт». Комплект апаратури на кожному судні складався з: гідрофонів, підсилювачів, фото реєстраторів та апаратури магнітного запису. Роботи проводились на морі методом пересувного пункту вибуху. В результаті отримані фактичні дані про глибинну структуру цього регіону.

28-й профіль відпрацьовувався за методикою точкового профілювання з використанням п’яти наземних пунктів вибуху з величинами заряду 300-1000

кг, які вибухали в свердловинах на глибинах 12-35 м. Реєстрація сигналів на морі здійснювалась сейсмостанціями; крок між пунктами спостережень складав 10-15 км [Маловицкий, Непрочинов 1972; Москаленко, Маловицкий, 1974].

Перша схема тектонічного районування Чорного моря, що враховувала ці дані, була представлена в 1963 р., опублікована в 1966 р. і приведена практично без змін у роботі В.П. Гончарова зі співавторами [Гончаров, Непрочнов 1972]. На ній знайшли відображення такі елементи як Східноєвропейської платформи та Скіфська мікроплити (що об'єднувала власне Скіфську та Мізійську платформи) та зони альпійської складчастості, а в межах Чорноморської западини – область доальпійської складчастості і консолідації. Це районування було дуже близьким до схеми М.В. Муратова, за винятком того, що Крим та Балкани не пов'язувались спільністю походження. За схемою центральну частину займала велика зона, де “гранітний шар” кори відсутній. У цій зоні потужність осадового, недеформованого чохла максимальна. Автори схеми, ґрунтуючись на оцінках швидкості прогинання западини, вважали можливим датувати час її утворення палеозоєм. Вони намагались аргументувати це, посилаючись і на різний час формування, і на різну внутрішню структурну будову елементів, що оточують западину з різних сторін. Окрім схеми Гончарова в даний період були запропоновані схеми, Є.Є. Мілановського [Милановский, 1967], згідно якої Чорноморська западина з субокеанічною корою виповнена потужним шаром недеформованих відкладів, що утворилися від палеозою (можливо рифею) до четвертинних. З півночі та півдня вона оточена складчастими структурами різного віку від байкальських до альпійських.

В цей же самий час А.В. Чекунов [Чекунов, 1972], за матеріалами ГСЗ, на підставі аналізу середніх пластових швидкостей вважав, що центральні частини Чорноморської западини виповнені відкладами олігоцен-антропогену, тоді як більш древні товщі еоцену-крейди мають незначну потужність. Ці дані давали йому можливість стверджувати, що Чорноморська

западина є новоутвореною депресією, яка сформована внаслідок переробки континентальної кори.

Сучасний період у дослідженнях Чорноморського регіону пов'язується зі зміною домінуючої геологічної концепції, коли на місце моделей, що ґрунтувались на геосинклінальній теорії, приходять тектоноплитні інтерпретації. В другій половині 80-х з'являються роботи І. Фінетті з колегами [Finetti et al., 1988] та Н. Гьорура [Görür, 1988], що базуються переважно на міжрегіональних кореляціях та матеріалах західних наукових експедицій і призводять до концептуальних змін в інтерпретації будови Чорноморського регіону. З того часу більшість західних авторів слідом за І.Фінетті розглядають Чорноморську западину як двохелементну структуру, що складається з Західно- та Східночорноморських западин з різним часом утворення кожної з них. Так вважається, що рифтогенез Західночорноморської западини почався в пізньому баремі і продовжувався до альбу або сеноману [Görür, 1988; Okay et al., 1994], час рифтогенезу Східночорноморської западини дещо менш визначено датувався серединою палеоцену [Robinson, 1997; Banks, Robinson, 1997b]. Єдина Чорноморська глибоководна западина утворилась на “пострифтовій” фазі еволюції, коли відбулось злиття обох западин. Так К. Бенкс та Е. Робінсон вказують, що їх модель в загальних рисах близька до моделі А. Окая зі співавторами за винятком деяких деталей інтерпретації Східночорноморської западини та у трактуванні доверхньоюрського етапу формування західного облямування Західночорноморської западини [Banks, Robinson, 1997b].

Іншої думки в даний період дотримувалися В.В. Юдін та М.Є. Герасимов, котрі слідом за Л.П. Зоненшайном, М.І. Кузьмінім та Л.М. Натаповим [Юдин, Герасимов, 1997; Герасимов и др., 2006, 2008], датували утворення Чорного моря пізньою крейдою як наслідок субдукції океанічної кори Тетису під активну окраїну Євразії. До подібних висновків приходили також Ю. Ілмаз з колегами, які за результатами реконструкцій геологічного розвитку Понтид вважали, що Чорноморська западина як єдина

структура утворилась в кампані-маастрихті внаслідок задугового спредингу, що супроводжував субдукцію океанічної кори Неотетису під Понтиди [Yilmaz et al., 1997].

Першою науково обґрунтованою, регіональною роботою цього етапу, яка не втратила свою актуальність і до сьогодні, є робота Д.А. Туголесова, А.С. Горшкова, Л.Б. Мейснера та ін. (1985), в якій висвітлюються результати геологічної інтерпретації сейсмічних профілів МСГТ «Южморгеология» (1978-1982). Авторами пропонується тектонічна схема Чорного моря, в якій виділяється Східно - та Західночорноморську западини, прогини: Каркінітський, Сорокіна, Керченсько-Таманський; вали: Губкіна, Каламітський, Андрусова, Шатського; підняття Кілійське, Голіцина; Крайовий уступ, Альмінська западина. Виділяються наступні стратиграфічні комплекси осадового чохла [Туголесов и др., 1985]: антропоген; верхній міоцен – пліоцен; середній міоцен; олігоцен – нижній міоцен; палеоцен – еоцен; крейда; докрейдові відклади.

Більш детальна характеристика геології та нафтогазоносні Чорноморського регіону України була висвітлена у серії монографій ІГН АН УССР (1984-1987рр.) [Геология, 1984, 1985, 1986, 1987].

Після роботи [Туголесов и др., 1985] тектонічна будова та районування даної території лише уточнювалося та деталізувалося, наприклад, при складанні тектонічної карти України масштабу 1:1 000 000 [Тектонічна карта, 2007].

З 2005 по 2013 р. були переглянуті первинні матеріали по деяких профілях ГСЗ з метою проведення повторної інтерпретації та отримання більш досконалих розрізів земної кори. Так, авторами робіт [Ермаков, Пийп, 2005; Баранова и др., 2008, 2011; Козленко и др., 2009, 2013], а до моделювання вздовж профілю DOBRE-5 (2011) включені первинні дані по 26 профілю [Маловицкий, Непрочнов, 1972].

В роботі [Баранова и др., 2008] представлені результати переінтерпретації сейсмічних матеріалів ГСЗ. Зокрема, виконано швидкісне

моделювання за допомогою променевого методу (ray-tracing method) за 25 профілем в західній частині Чорного моря і вздовж лінії, яка складається з двох профілів ГСЗ - профіля 28 в Азовському морі і профіля 29 в центральній частині Чорного моря. Ці роботи були доповнені 2D гравітаційним моделюванням. Швидкісна модель вздовж профілю 25 представлена двома основними блоками: (1) тонкою (5 км) океанічною корою високої швидкості і щільності, яка перекрита потужною (12-13 км) товщею кайнозойських океанічних відкладів Західночорноморської западини і (2) блоком потовщеної (39 км) континентальної кори на шельфі в межах Скіфської мікроплити і південного схилу Українського щита. Між цими двома блоками в області материкового схилу виділено перехідний блок, характерною особливістю якого є наявність на краю шельфу високоамплітудного розлому рифтогенної природи, пов'язаного з формуванням Західно-Чорноморської западини. Швидкісна модель вздовж профілю 29 також демонструє (тільки в зворотному порядку) тонку океанічну кору північно-західної окраїни Східночорноморської западини і блок континентальної кори Центральнорноморського підняття, під яким поверхня Мохо встановлена на глибинах 29 км. Саме Центральнорноморське підняття представлено ешелюваною системою декількох (трьох) блоків, в межах яких фундамент піднімається від 10-11 км на валі Андрусова до 6 км на піднятті Архангельського. Сейсмічна границя в підшві кори (поверхня Мохо), яка занурюється під вал Андрусова з боку Східночорноморської западини, напевно, пов'язана з утворенням цієї западини, розкриття якої було ініційовано рухами зсувного характеру уздовж східного схилу Центральнорноморського підняття під впливом сил стиску, спрямованих з півдня [Баранова и др., 2008].

В продовження даних досліджень автори роботи [Баранова и др., 2011] переінтерпретували сейсмічні матеріали по профілях 26 і 25. Показано, що у спостережених годографах шельфової області відзначаються деякі особливості хвильового поля, що вказують на наявність тут хвилеводів

(шарів зі зниженими швидкостями). Швидкісне моделювання променевим методом (ray-tracing method) показало наявність складнобудованої інверсійної зони в фундаменті і верхньої частини консолідованої кори.

Автори припускають, що природа виділеної зони пов'язана з наявністю зон розломів, представлених породами підвищеної тріщинуватості і пористості, а також надходженням флюїдів, які в умовах Одеського шельфу можуть мати вуглеводневий склад [Баранова и др., 2011].

Проведена комплексна переінтерпретація кінематичних годографів уздовж профілю ГСЗ 25 методами томографічної інверсії перших вступів сейсмічних хвиль і сейсмоструктурного моделювання із залученням розв'язання прямої задачі гравіметрії в роботі [Козленко и др., 2009]. На підставі характерних елементів томографічного розрізу, сейсмічної і густинної моделей визначено особливості глибинної будови земної кори і верхньої мантії західної частини Чорного моря. Виконано роботу з вивчення структури земної кори та верхньої мантії вздовж профілю ГСЗ 26 методами томографічної інверсії сейсмічних хвиль і густинного моделювання. Встановлено складну блокову будову регіону, в формуванні якої активну роль відіграли процеси рифтогенезу. Показано, що Кілійсько-Зміїне підняття та Каркінітський прогин мають різну будову літосфери [Козленко и др., 2013].

При підтримці Уряду України з 2007 по 2011 роки силами українських геофізичних організацій (Інститут геофізики НАН України та ДГП "Укргеофізика") разом з фахівцями Європи (Нідерланди, Данія, Німеччина, Польща, Фінляндія, Угорщина, Австрія) та США були виконані сучасні сейсмічні дослідження методами ГСЗ/WARR в межах Кримського півострова, Азовського та Чорного морів. Були відпрацьовані сучасні сейсмічні профілі ГСЗ DOBRE-2 (2007), DOBRE-4 (2009) та DOBRE-5 (2011) [Starostenko et. al. 2007, 2012, 2013, 2015]. Крайня західна частина Скіфської мікроплити була досліджена українськими та німецькими колегами: методом ГСЗ проведено сейсмічний експеримент на території Румунії «VRANCHEA-

99» і «VRANCHEA-2001».

Перший з них проходить через вогнищеву зону Вранча вхрест простягання Скіфської мікроплити [Hauseret et al., 2001]. «VRANCHEA-99» сейсмічний експеримент який є частиною міжнародного та міждисциплінарного проекту та проведено з метою вичення західних Карпат в Румунії. Як частина експерименту, 300 кілометровий сейсмічний профіль був відпрацьований у травні 1999 року між містами Бакеу та Бухарест, що перетинає Скіфську мікроплиту, сейсмогенну зону Вранча з північ-північного заходу на південь – південний схід.

А другий - на південь від профілю DOBRE-5 (2011) в районі Добруджі [Hauseret et al., 2007] (рис. 1.3). Сейсмічний експеримент «VRANCHEA-2001» довжиною 450 км проведено у серпні/вересні 2001 року. В цілому було виконано десять вибухів з зарядом розміром 300-1500 кг при реєстрації понад 700 сейсмоприймачами.

Сучасні сейсмічні дослідження WARR (wide-angle refraction and reflection - закритичні відбиття/заломлення [Artemieva, 2011]) відпрацьовано за допомогою сучасної цифрової апаратури та одержано нові дані про глибинну будову півдня України, які високо оцінені світовою науковою спільнотою. Їх результати є дуже важливими для пошуків у надрах Землі Півдня України мінеральних та енергетичних ресурсів.

Профіль DOBRE-2 (2007) відпрацьований в липні 2007 Інститутом геофізики ім.С.І. Субботіна, виробничою організацією «Укргеофізика» та колегами з профільних організацій Польщі, Данії, Німеччини та Нідерландів, вздовж лінії DOBREfraction'99, що перетинає складчастий пояс Донбасу в межах України та пересікає Азовський масив Східноєвропейської платформи, Азовське море, Керченський півострів та закінчується в Чорному морі [Starostenko et al., 2006, 2007, 2008, 2012; Starostenko, Stephenson, 2007]. Профіль DOBRE-2 (2007) на продовжені профілю DOBREfraction'99 [DOBREfraction'99 Working Group 2003] разом утворюють трансект довжиною 775 км.

По лінії профілю DOBRE-2 (2007) записали мікс сейсмічних даних від вибухових джерел суші та пневмопушок на морі з використанням різних однокомпонентних реєстраторів на суші і в морі донних інструментів, які розставлялись та збирались морськими судами «Іскатеть» та «Топаз». Сейсмічні дані DOBRE-2 мають деякі недоліки в пунктах вибуху на південно-західному кінці профілю і погану реєстрацію сигналу в інших місцях, зокрема, в Чорному морі.

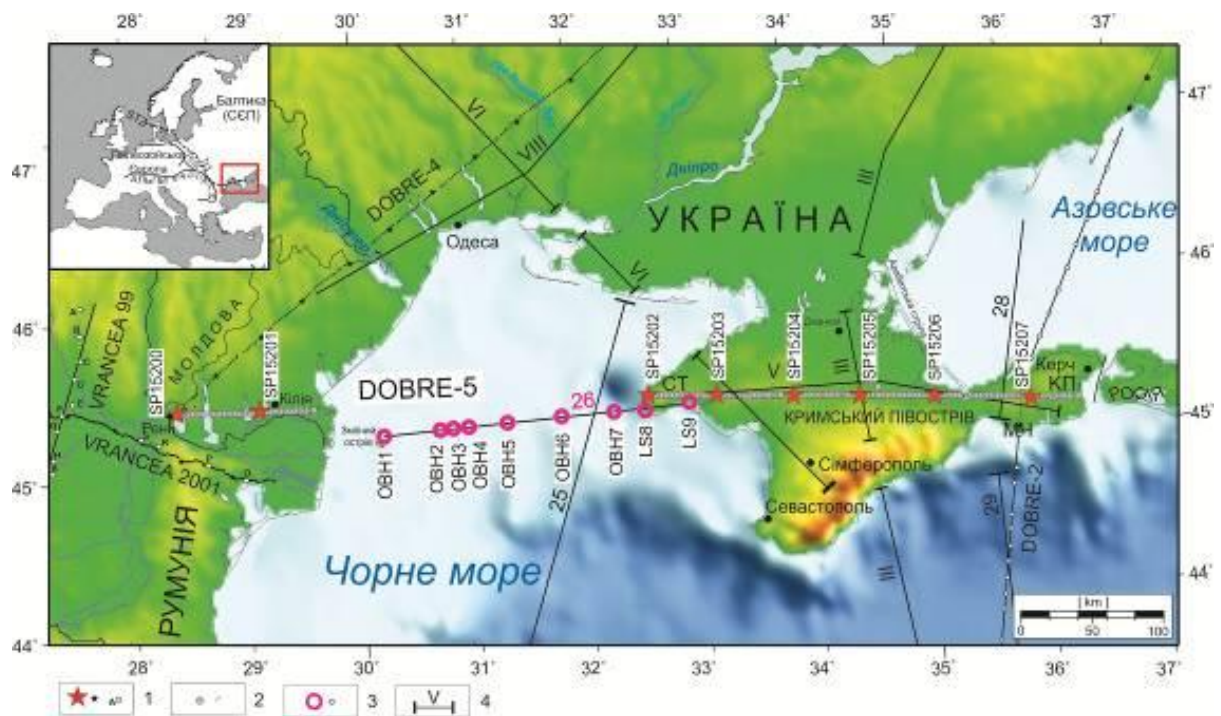


Рис. 1.3. Положення профілів із серії «DOBRE» та важливих попередніх сейсмічних профілів та геотраверсів ГСЗ в досліджуваному регіоні. 1 - Пункти вибуху вздовж профілю DOBRE-5 та інших профілів; 2 – пункти спостереження (сейсмічні станції експерименту) по профілю DOBRE-5 та інших профілів; 3 - Положення донних станцій OBS (цифрові станції) та OBH (аналогові станції) вздовж 26 профілю та інших профілів; 4 – геотраверси ГСЗ минулих років. МТ – мис Тарханкут, КП – Керченський півострів, МЧ – мис Чауда. Карта зліва зверху показує положення району досліджень в межах Європи: ТТЗ – зона Тейсейра Торнквіста та STZ – зона Sorgenfrei–Tornquist Zone.

Проте, це дозволило надійно побудувати швидкісну модель верхньої кори по всій корі під Азовським масивом Азовського моря і Керченським півостровом. Результати показали, що існує значна зміна у верхньокоровій літології північної частини Азовського моря, що виражено в приповерхневій зоні в якості основного Азовського розлому, і що ця різка зміна прийнята в якості границі між Східноєвропейською платформою та Скіфської мікроплитою. Породи верхньої частини земної кори Скіфської мікроплити в цій області, ймовірно, складаються з метаосадочних порід. Вузкий блок, близько 5 км характеризується швидкостями пружних хвиль, які типові для кристалічного фундаменту.

Профіль DOBRE 4 (2009) має загальну протяжність 500 км. Швидкісний розріз до глибини 7 км освітлений на всю довжину профілю, поверхня Мохо - на 420 км. На південному заході профіль починається в межах Нижньопрутського виступу Північної Добруджі, перетинає Переддобруджинський прогин, Південноукраїнську моноκлиналь (колишня назва - Причорноморська западина), перекритий осадками південний схил Українського щита і відкриту його частина (пункти SP15110 - SP15112), закінчуючись в межах Криворізько-Кременчуцької зони розломів [Starostenko et al., 2013].

Профіль DOBRE-5 (2011) широтно пересікає Скіфську мікроплиту [Starostenko et al., 2015]. У дослідженнях брали участь наукові та науково - виробничі організації низки європейських країн: Інститут геофізики НАН України і ДГП «Укргеофізика» (Україна), Інститут геофізики ПАН (Польща), Геологічний Інститут Університету в Копенгагені (Данія), Гельсінський Університет (Фінляндія). Польові роботи в жовтні 2011 році проводилися за системою безперервних спостережень. Реєстрація хвиль проводилася цифровими сейсмостанціями «ТЕХАН». Всього було задіяно 203 одиниці. Дослідження земної кори в межах північно-західного шельфу Чорного моря здійснювались на основі моделювання хвильових полів уздовж профілів ГСЗ 25 і 26, польові роботи уздовж яких були виконані в 70-ті роки минулого

століття.

Крім досліджень методом ГСЗ в досліджуваному районі виконувалась у великих об'ємах сейсмозв'язка різними методами (рис. 1.4). Зокрема методом відбитих хвиль (МВХ), методом відбитих хвиль спільного центрального променя (МВХ/СЦП), методом спільної глибинної точки (СГТ), кореляційним методом заломлених хвиль (КМЗХ).

Сучасний період дослідження акваторії Чорною моря сейсмозв'язкою відкрили регіональні дослідження, виконані в 1994 р. компанією "Вестерн Джеофізікал" (Western Geophysical) згідно з контрактом з ДГП "Одесморгеологія". Регіональними дослідженнями, які проводилися на НДС "Вестерн Челенджер" по мережі профілів 7 кмх12 км, були отримані часові розрізи 81-кратного підсумування, які відрізнялись від вітчизняних матеріалів значно якіснішим рівнем. За результатами інтерпретації регіональних робіт Western Geophysical побудовані структурні карти по відбиваючих горизонтах Іа, Іаа, Іб, ІІа, ІІб, ІІг, ІІмк, ІІв, ІV, ІVа, карти потужностей нижньо- і верхньокрейдяних, палеоцен-еоценових і майкопських відкладів.

В межах Чорного та Азовського морів, включаючи глибоководну частину Чорного моря, в 2005 р. компанією "POLAR TRADE AND RESEARCH ASSOCIATES LTD", виконано сучасні сейсмозв'язувальні роботи сіткою регіональних профілів. За результатами інтерпретації сейсмічних профілів у межах північно-західного шельфу виявлені перспективні на вуглеводні горизонти: майкоп і нижній палеоцен (Голіцинська, Архангельська та Шмідта), палеоценові карбонати (Штормова, Голіцинська), еоцен, верхній і нижній палеоцен (Одеська, Безименна), палеоцену до нижнього міоцену (Майкоп) пісковики (Архангельська), верхня крейда маастріхтські вапняки (Шмідта), альбські пісковики (Lebada Est і Vest) [<http://polar-trade.com/what-we-do/planning-and-marketing-seismic-surveys/black-sea-regional-data-bsr-2005>].

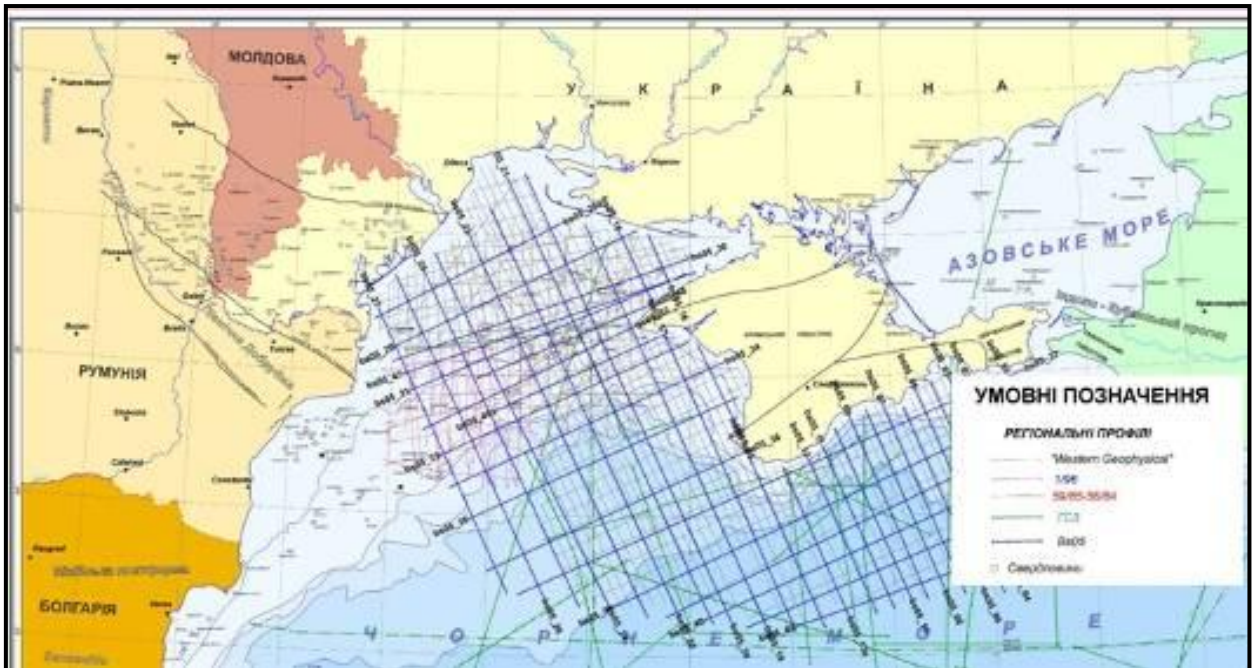


Рис. 1.4. Карта-схема вивченості акваторії Чорного моря сейсмозвідкою [Степанюк та ін., 2010].

Відпрацьовано протяжні регіональні сейсмічні профілі в 2011 році в рамках міжнародного проекту “Geology Without Limits”, що дозволило побудувати нову карту фундаменту (acoustic basement - найбільш глибокого сейсмічного горизонту) всього Чорного моря та нову тектонічну карту-схему басейну Чорного моря [Nikishin et al., 2014a, b]

Результати сейсмозвідувальних робіт і їх інтерпретація висвітлені у роботах українських, турецьких, російських, румунських колег та багатьох інших авторів. А геолого-геофізичне вивчення Скіфської мікроплити та прилеглих територій з метою з’ясування глибинної будови і геологічної історії залишається актуальним і до цього часу [Геодинамика..., 2007; Азово-Чорноморський..., 2010]. Сучасні геолого-геофізичні дослідження Кримсько-Чорноморського регіону висвітлено в роботах М.Є. Герсимова (2000), В. В. Юдіна (2001,2008), В.П. Коболева (2002), І.В. Попадюка (2004), А.П. Афанасенкова (2007), С.М. Стовби та О.І. Хрящевської (2009, 2010), Т.П.

Єгорової та Є.П. Баранової (2008, 2010, 2012), Г.В. Муровської (2012), Ю.М. Вольфмана, А.М. Нікішина (2011, 2014а,б, 2015), Р.І. Кутаса (2014), О.Б. Гінтова та колег (2014), М. Соссона та Є.Шеремет (2014), Н. Камаксі (2015), О.М. Русакова (2014, 2016), В.І. Старостенка та колег (2007, 2012, 2013, 2015, 2016).

1.3. Тектонічні концепції формування Скіфської мікроплити та Чорноморського басейну

Сучасний етап геологічного вивчення Скіфської мікроплити та власне всього Чорноморського регіону пов'язується з розвитком та становленням плитової тектоніки «мобілізм» [Копп, 2005], яка ще наприкінці ХХ століття прийшла на зміну геосинклінальній теорії «фіксизм».

Традиційно вважається, що на місці Скіфської мікроплити існував пізньопалеозойський герцинський орогенний пояс. В цілому переважає думка, що Скіфської мікроплити - це область з пізньопалеозойським фундаментом з фрагментами байкалід, яка зазнала деформації в триасі, а починаючи з юри - це область розвитку з формуванням чохла мікроплити [Никишин и др., 2005; Nikishin et al., 1998; Плахотный и др., 1972]. Висловлюється також альтернативна точка зору, згідно з якою Скіфська мікроплита - це потоншена окраїна докембрійського континенту, перероблена пізньопалеозойсько-ранньомезозойським рифтингом [Saintot et al., 2006a]. Тобто фундамент мікроплити древніший, як мінімум, а домінуючим тектонічним режимом з кінця девону до кінця юри було розтягнення, яке переривалося компресійними подіями, головним з яких було пізньотріасове закриття Палеотетису і підсув Східноєвропейської платформи під Скіфську мікроплиту, про що свідчить (за геологічними даними В.В. Юдіна) наявність Північнокримської сутури. Пологе трасування сутури від о. Зміїний під Каркінітським прогином і на глибину до поверхні Мохо під Кримським півостровом підтверджують дослідження в дисертаційній роботі. Зокрема досліджено тектонічну природу похилої сейсмічної границі [Фарфуляк,

2015], встановленої на сейсмічному розрізі вздовж профілю DOBRE 5 (2011). Геофізична будова літосфери Скіфської мікроплити має більше схожості з Східноєвропейською платформою, ніж з герцинським поясом Європи, про що також свідчить відсутність потужного метаморфізму, звичного в орогенних поясах [Saintot et al, 2006a] та встановлена тришарова структура літосфери за сучасними даними ГСЗ. А автори робіт [Stephenson et al., 2004; Kostyuchenko et al., 2004; Chalot-Prat et al., 2007; Saintot et al., 2006; Gee, Stephenson 2006; Шнюков 1997; Гинтов и др., 2014] обґрунтували, що Скіфської мікроплити формувалась як частина Східноєвропейської платформи, хоча потім відділялася від неї.

Щодо докрейдової історії формування Скіфської мікроплити є розбіжності, хоча ніхто з сучасних дослідників не заперечує існування крейдових рифтових систем з активним вулканізмом.

Геологічна історія формування Скіфської мікроплити є невід’ємною частиною історії формування Чорноморського басейну. За останні сто і більше років різними дослідниками було запропоновано значну кількість гіпотез про механізм утворення глибоководної западини Чорного моря та її околиць:

1. Н.І. Андрусов (1893), Ф.Ф. Освальд (1915), Б.Ф. Добринін (1922) Чорне море уявляли як величезний провал земної кори (грабен), який виник в неоген – четвертинний час на місті обширної суші – Понтіди.

2. А.Д. Архангельский та Н.М. Страхов (1938), В.А. Обручев (1926), Д.В. Наливкін (1928), Б.Л. Личков (1933), М.В. Муратов (1949) уявляли Чорне море у вигляді “древнього геосинклінального прогину, що знаходився на стадії свого поглиблення”.

3. Після встановлення відсутності “гранітного” шару у внутрішніх районах западини [Непрочнов, 1966] з’явилася гіпотеза про початково-океанічне (догеосинклінальне) походження западини. Цю гіпотезу розвивали М.В. Муратов (1955), Е.Е. Мілановський (1963), А.А. Сорський (1962), А.Л. Яншин (1965), Е.В. Артюшков та інш., (1980), Е.Д. Суліді-Кондратьєв та інш. (1980), які вважали, що западина Чорного моря являє собою релікт океанічної

кори, що значно відстав у своєму розвитку від прилеглих до неї структур. J.F. Dewey та інш. (1973), О.Г. Сорохтін (1974) розглядали безгранітну кору Чорного моря як залишок океанічної кори Тетісу ранньомезозойського віку.

4. П.Н. Кропоткін (1967), Адамія Ш.А. (1974) вважали, що Чорне море являє собою рифтогенну структуру, яка виникла на земній корі континентального типу і яка заповнена палеогеновими вулканогенно-осадковими утвореннями.

5. В роботах I. Finetti et al. (1988) и V.V. Belousov et al., (1988) висувається ідея двостадійного рифтингу. Припускається, що в результаті першої фази, яка продовжувалась протягом лейасу-доггеру, утворився басейн Большого Кавказу. В цей час Чорне море було мілководним басейном. Глибоководний басейн утворився в результаті другої фази, що почалася в ранній крейді. При цьому Західна і Східна западини, на їхню думку, розкривалися синхронно, але розвивалися по різному.

6. Ідея переробки континентальної кори ("базифікації") з утворенням субокеанічної кори глибоководної западини Чорного моря розглядалася С.І. Субботіним (1964), А.Л. Яншиним та інш., (1980), А.В. Шлезінгером (1981), В.В. Білоусовим (1962), М.В. Муратовим (1972).

7. В даний час більшість геологів розглядають Чорноморський басейн як задуговий, утворений в тилу Понтійської острівної дуги внаслідок початку рифтогенезу в крейді. Такі уявлення можна знайти в ряді робіт [Адамія и др., 1974; Vocaletti et al., 1974; Letouzey et al., 1977; Чекунов и др., 1992; Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996; Kazmin et al. 2000; Nikishin et al., 2003; Азово-Черноморский ..., 2010].

Розглянемо більш детально декілька тектонічних концепцій формування Чорноморського басейну різними авторами. Власне як було сказано вище, найбільш прийнятою точкою зору на формування Чорноморського басейну є його утворення як задугового в тилу Понтійської магматичної дуги в результаті закриття мезозойського океану Неотетіс. На рис. 1.5 показана тектонічна карта Чорноморського регіону та Туреччини.

За геологічними даними вважалося, що розкриття Чорноморського басейну відбулося в крейдовий час [Адамия и др., 1974, Letouzey et al., 1977; Görür, 1988; Nikishin et al., 2003]. Аналіз великої кількості сейсмічних даних дозволив Фінетті [Finetti et al., 1988] уточнити цей інтервал – між нижньою крейдою і палеоценом, що, в цілому збігається з уявленнями інших авторів [Zonenshain, Le Pichon, 1973; Robinson et al., 1996].

У порівнянні з питанням визначення віку розкриття Чорноморського басейну, проблема можливого механізму або механізмів утворення мегазападини видається більш складною і неоднозначною. На перших етапах тектонічних реконструкцій Чорноморський басейн і Південно-Каспійська западина розглядалися як останці мезозойського океану, розташованого між Африкою і Європою і зниклого в результаті колізії між виступом Африканської плити і південним краєм Євразійської плити [Dewey et al., 1973; Zonenshain, Le Pichon, 1986].

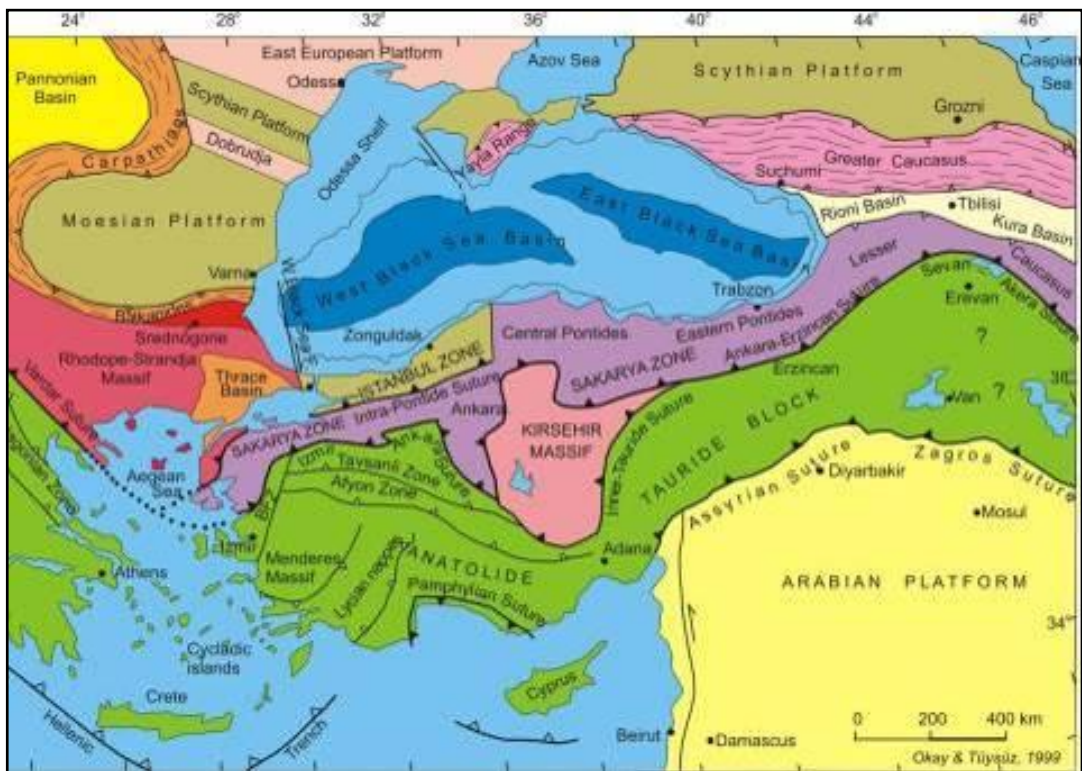


Рис. 1.5. Тектонічна схема Чорноморського регіону та Туреччини [Окау, Tuysuz, 1999].

Ця концепція поступово стала змінюватися моделями формування Чорноморської Западни як задугового басейну, які і домінують сьогодні. Так, формування задугового басейну Чорноморського басейну пов'язувалося з рифтогенезом уздовж магматичної дуги ранньо-крейдового віку [Göğür, 1988; Nikishin et al., 2003]. Дані регіональної геології [Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996; Banks, Robinson, 1997] і морських сейсмічних досліджень відбитими хвилями [Finetti et al., 1988] вказували на відмінності в походженні двох западин в західній і східній частинах Чорноморської западини.

У роботі [Finetti et al., 1988] на основі великої кількості сейсмічних даних відбитих хвиль було чітко показано існування в Чорному морі двох глибоких басейнів, розділених Центральнорноморським підняттям – Західнорноморського та Східнорноморського. Авторами виділено дві головні фази рифтогенезу. В результаті першої, середньоюрської, був сформований осадовий басейн на місці Великого Кавказу, що тягнеться від Криму до Каспію. Друга, найбільш важлива фаза рифтогенезу, почалася в крейді і закінчилася в кінці палеоцену. При цьому, швидше за все, розкриття западини відбувалося поступово з півночі на південь. Формування Східнорноморського басейну пояснювалося, цими ж авторами, обертанням Центральнорноморського підняття за годинниковою стрілкою по відношенню до валу Шатського. Розкриття Чорноморської западини супроводжувалося міграцією Західно - і Східнопонтійських дуг в південному напрямку.

Таким чином, автори [Finetti et al., 1988] роблять висновок, що в ході останньої фази рифтогенезу відбулося розкриття Чорноморської западини в результаті формування двох задугових басейнів в тилу Східних та Західних Понтид (відповідно Західнопонтійська і Східнопонтійська дуги). При цьому автори вважають, що Західнорноморський басейн пройшов повну стадію розкриття кори з формуванням “базальтового” фундаменту, вік якого

поступово стає молодшим з півночі (~ 110 млн. р. сеноман) на південь (~ 55 млн.р. еоцен).

У Східночорноморському басейні цей процес закінчився стадією формування дуже тонкої континентальної кори з численними лістричними розломами і нахиленими блоками. В середньому еоцені відбулася перша фаза стиснення, яка призвела в кінцевому результаті до формування гірського хребта (орогену) Великого Кавказу-Криму і вала Шатського. Ці напруги стиснення були обмежені на заході регіональним поперечним Західно-Кримським розломом (рис. 1.5, 1.6).

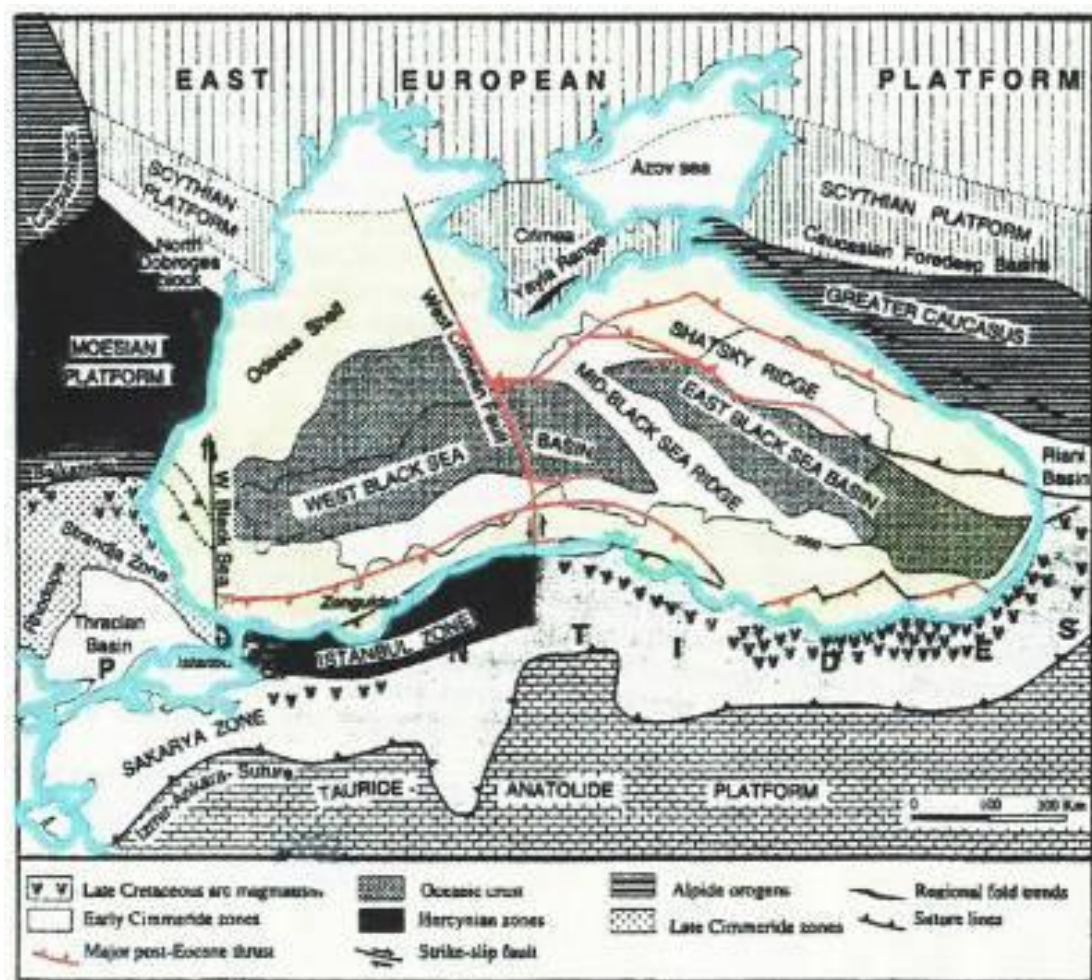


Рис. 1.6. Тектонічна схема Чорного моря [Okay et al. 1994; Görür, Tüysüz, 1997].

Автори роботи [Okay et al. 1994] прийшли до висновку про різне походження двох западин Чорного моря. Так, Західночорноморська западина розкрилася в крейдовий період як задуговий рифтовий басейн при відриві Стамбульської зони, яка спочатку розташовувалася поряд з Мізійською плитою на заході (рис.1.6), від південного краю Східноєвропейської платформи (зараз зайнятого Одеським шельфом). При цьому вважається, що Стамбульська зона рухалася на південь в пізньо-крейдовий-палеоценовий час по відношенню до Одеського шельфу по двох трансформних розломах: Західно-Чорноморському з правостороннім зсувом і Західно-Кримському розлому з лівостороннім зсувом (рис. 1.6, 1.7).

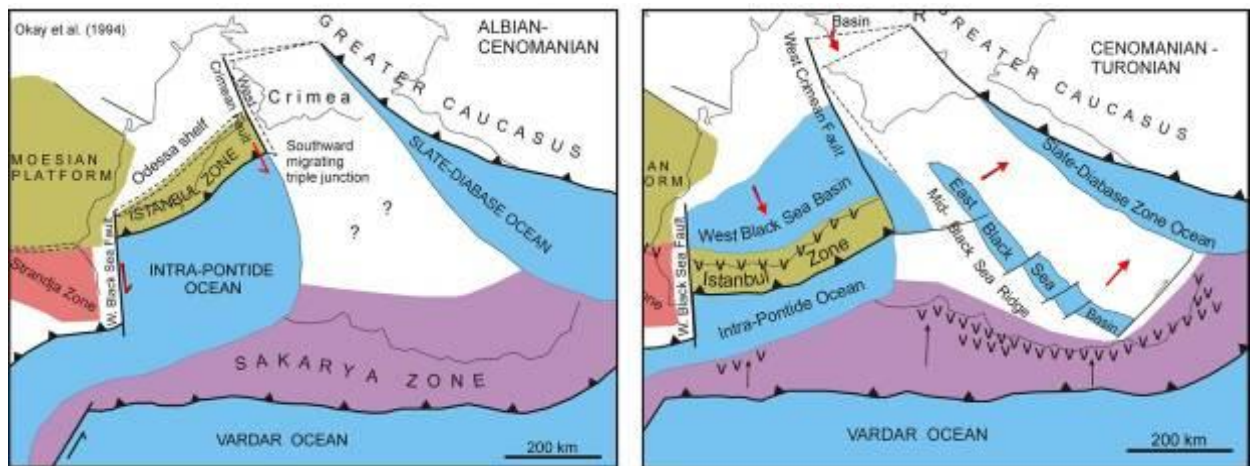


Рис. 1.7. Тектонічні реконструкції Чорноморського регіону для нижньої крейди (ліворуч) і верхньої крейди (праворуч) за даними роботи [Okay et al., 1994].

У ранньому еоцені відбулася колізія Стамбульської зони з киммерійською зоною на півдні, що призвело до завершення розтягу в Західночорноморській западині. Щодо Східночорноморської западини, Окай з співавторами [Okay et al., 1994] пропонують сценарій розкриття цієї западини в результаті обертання проти годинникової стрілки блоку Східночорноморської западини навколо полюса обертання, розташованого північніше Криму, яке почалося в середині крейдового періоду (рис. 1.7,

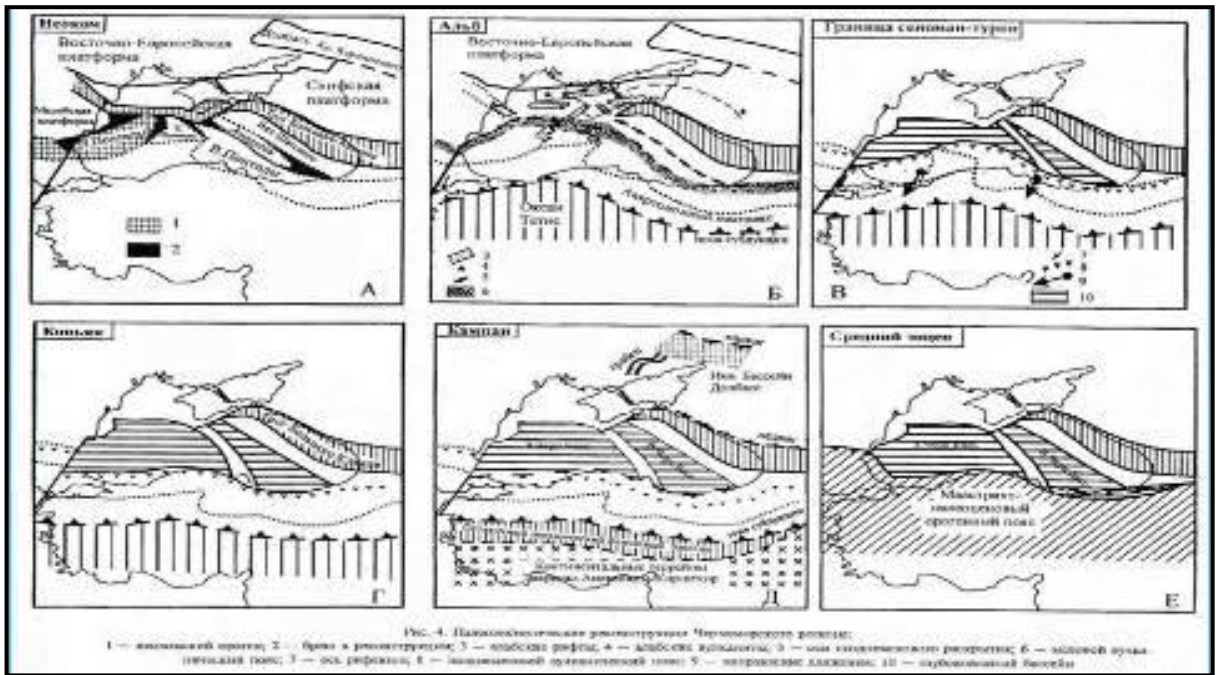
праворуч). Вважається, що обертання блоку Східночорноморської западини було одночасним з рифтогенезом в Західночорноморській западині і тривало до міоцену – часу сильних деформацій стиснення, що сформували Великий Кавказ.

Розкриття обох западин (Західночорноморської і Східночорноморської) відбувалося, за [Nikishin et al., 2001,2003], майже одночасно в пізній крейді (сеноман-коньяк) в задуговій обстановці в результаті відкату Понтійської зони субдукції і, цілком імовірно, контролювалося головним порушенням Західно-Чорноморського-Сароського розлому (рис. 1.8).

У роботі [Nikishin et al., 2003] розглядається модель задугового басейну Чорноморської западини, що складається з Західночорноморського і Східночорноморського басейнів, уздовж колишньої вулканічної дуги верхньокрейдового віку (альб), яка проходила вздовж краю континентальної окраїни (край Одеського шельфу), потім уздовж Центральнорноморського підняття і Східних Понтід (рис. 1.8 б).

Більш чітко ідея різного походження Західночорноморського і Східночорноморського басейнів була розроблена в роботах Робінсона з співавторами [Robinson et al., 1996, Banks, Robinson, 1997; Robinson, Kerusov, 1997]. На їхню думку, Західночорноморський басейн почав розкриватися в середині крейди як мікроплита (що включає структури, представлені сучасними Західними і Східними Понтідами), яка відділялася від Мізійської плити і Скіфської мікроплити і рухалася в південно-східному напрямку, залишаючи за собою новостворений задуговий океанічний басейн (рис. 1.9). Ключовою сучасною структурою такої тектонічної події був розлом Печеняга-Камена (PCF на рис. 1.9 і ПКР на рис. 1.11) і його продовження на акваторії [Banks, Robinson, 1997].

Розлом Печеняга-Камена, будучи продовженням зони Тейссейра-Торнквіста, контролює на території Румунії південну границю Східноєвропейської платформи (а за [Гинтов и др., 2014], Скіфської мікроплитт).



а



б

Рис. 1.8. Палеотектонічні реконструкції Чорного моря а) [Никишин и др, 2001] б) для альбського часу (нижня крейда) [Nikishin et al., 2003]

В цілому, він являє собою тектонічну зону з характерними зсувними деформаціями, які можуть бути пов'язані з розкриттям западини в західній

частині ЧЗ [Banks, Robinson, 1997; Seghedi, Oaie, 1994; Săndulescu, 1994; Hippolite, 2002]. Підтвердженням цьому можуть бути результати переінтерпретації матеріалів ГСЗ за 25 профілем, (рис. 1.10) які показують існування на місці можливого продовження розлому Печеняга-Камена високоамплітудного скиду, по якому фундамент на краю Одеського шельфу різко (до 8 км!) занурюється в ЗЧЗ [Баранова и др., 2008].

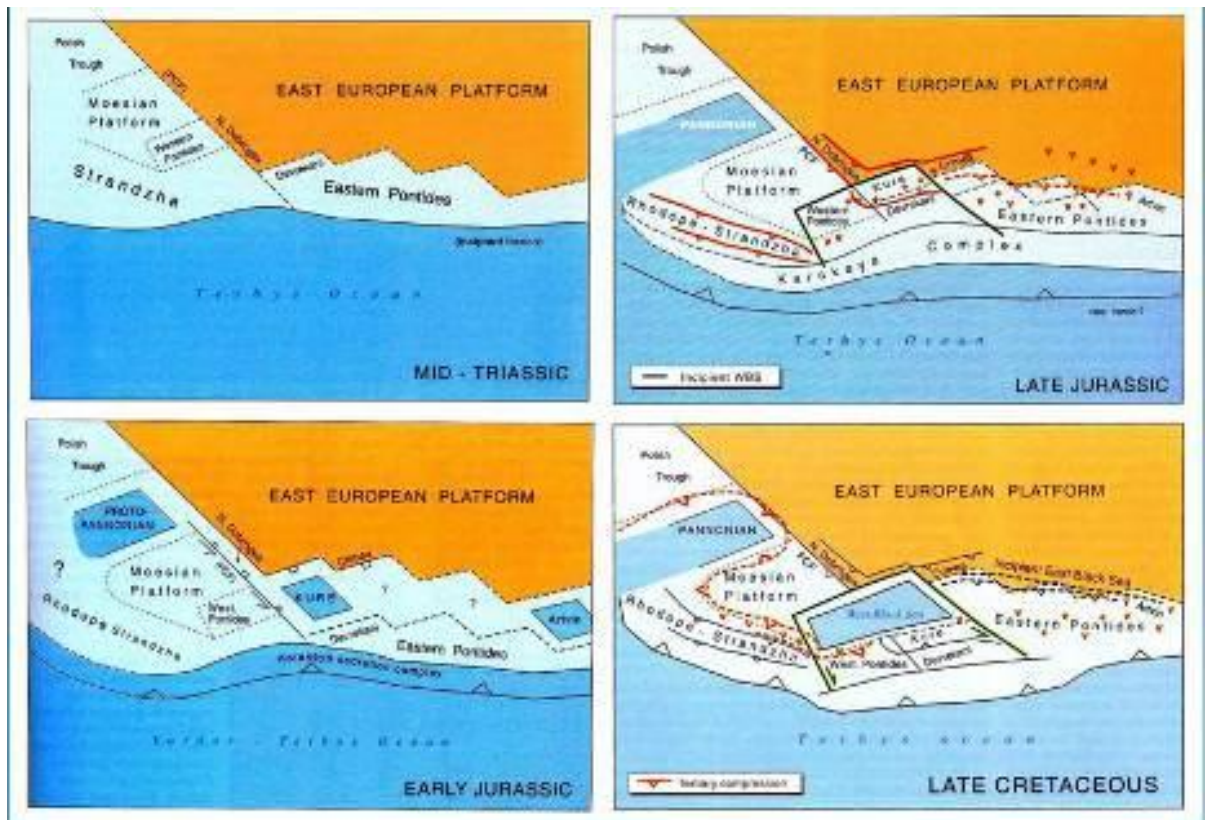


Рис.1.9. Палеотектонічні реконструкції Чорноморського регіону [Banks, Robinson,1997].

На рис. 1.11 показана тектонічна схема Чорноморського регіону, опублікована в роботі [Yegorova, Gobarenko, 2010]. Це схема Робінсона з співавторами [Robinson et al., 1996], скоригована за рахунок останніх робіт по переінтерпретації матеріалів ГСЗ за профілями 25, 26, 28 і 29 та сейсмотомографічних досліджень [Баранова и др., 2008; Гобаренко, Егорова, 2008; Гобаренко, Яновская, 2011; Yegorova et al., 2010; Yegorova, Gobarenko,

2010]. На ній відображено відомий для східної частини Чорноморського басейну генетичний зв'язок Східночорноморської западини зі структурами Великого Кавказу, що припускає закладення Східночорноморської западини на корі Закавказької брили [Адамия и др., 1974; Golonka, 2004; Saintot et al., 2006a].

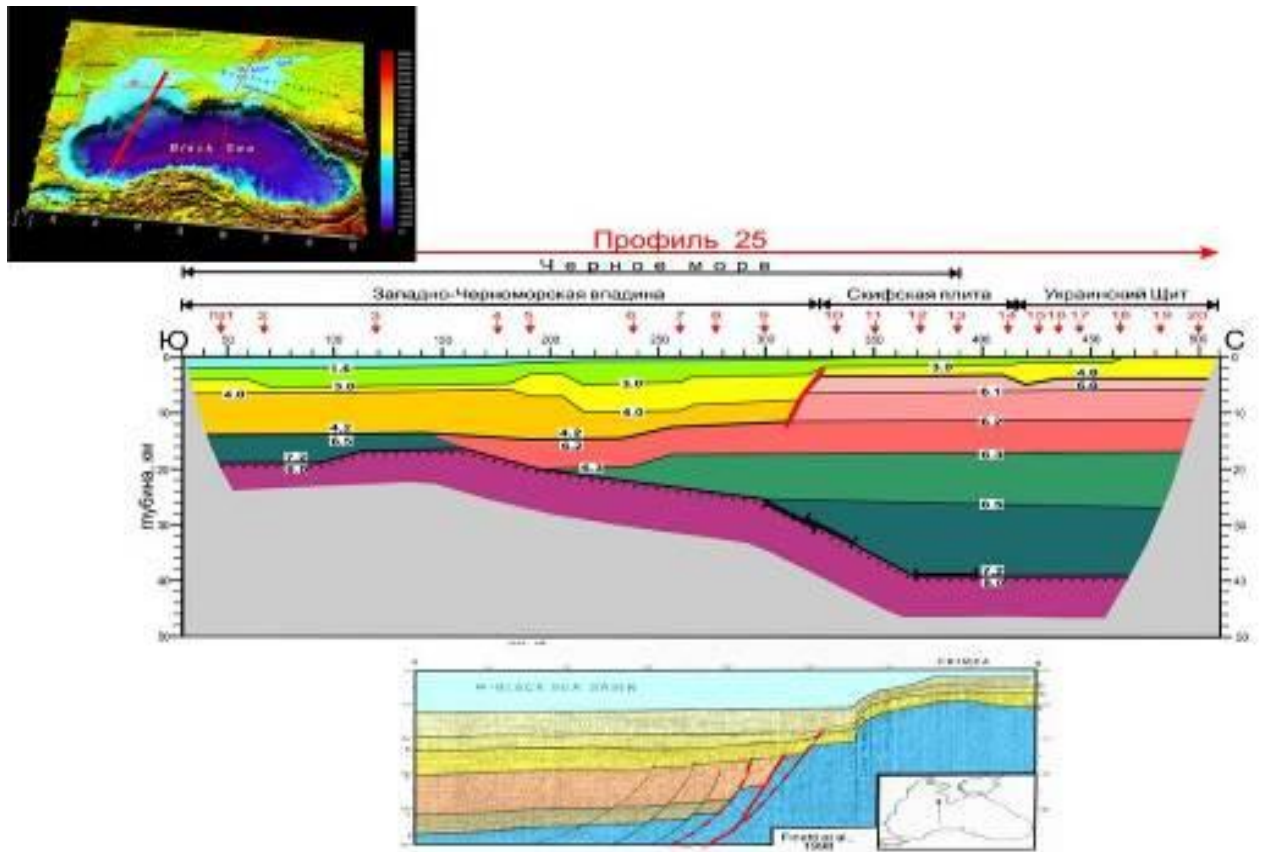


Рис. 1.10. Швидкісна модель земної кори Західночорноморської западини і Одеського шельфу по профілю ГСЗ 25 [Баранова и др., 2008]. Внизу показаний профіль ЗГТ [Finetti et al., 1988].

Це добре узгоджується з продовженням Східночорноморської западини в східному напрямку в межі Аджаро-Тріалетського поясу [Адамия и др., 1974; Чекунов, 1989; Щерба, 1994; Banks et al., 1997]. Більш того, сучасна Східночорноморська западини була складовою частиною Закавказького осадового басейну, що існував в юрі і крейді від Добруджі до Копет-Дагу [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Banks et al., 1997; Шрейдер и др., 1997; Brunet et al., 2003; Golonka, 2004].

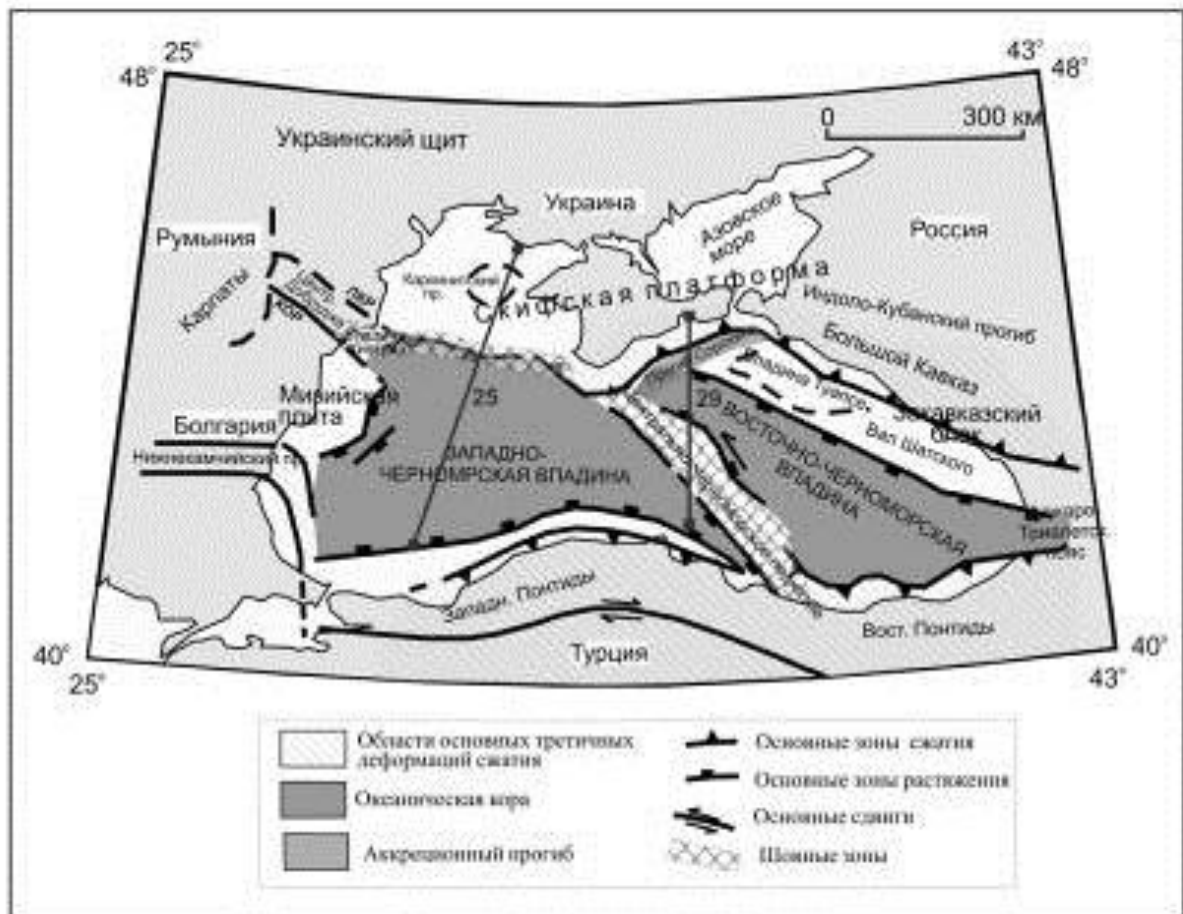


Рис. 1.11. Тектонічна схема Чорноморського регіону [Yegorova, Gobarenko, 2010].

У роботі [Nikishin et al., 2011] представлено синтез еволюції Чорноморського регіону на південній частині Східноєвропейської платформи від пізнього палеозою до кайнозою. Протягом карбон – ранньопермського часу Евксинський Ороген кордільєрського типу розвивався уздовж південної окраїни Східноєвропейської платформи відповідно до закриття Палеотетис океанів і акреції Гондвани, утвореної з континентальних терейнів. Північне занурення субдукційної системи Палеотетис розвивалося в пермі уздовж південної окраїни Понтид, і супроводжувалося внутріплитовими деформаціями Східноєвропейської платформи. Закриття океану Палеотетис, аккреція Гондвани і поступове закриття Неотетису, включаючи повторне

закриття-відкриття задугових басейнів, відіграло головну роль в мезозой-палеогеновій еволюції південних країв Східноєвропейської платформи. Досліджено п'ять дискретних тектонічних субдукцій пов'язаних циклів, в яких кожен починається з задугового розтягу і закінчується задуговим стиском. Часи цих циклів: (1) latest Permian to Hettangian, (2) Sinemurian to early Callovian, (3) late Callovian to Berriasian, (4) Valanginian to Paleocene and (5) Eocene to Recent. Тривалість окремих циклів становила близько 30-50 млн.р.. Протягом задугового розтягнення, по південній окраїні Східноєвропейської платформи розвивалися рифтові басейни.

1.4. Висновок

Розділ присвячений огляду літератури за темою роботи. Ще з кінця XVIII - початку XIX століття на Кримському півострові, зокрема в Гірському Криму, були дослідженні стратиграфія, літологія, петрографія гірських порід, складені перші геологічні та тектонічні карти [Муратов, 1955, 1960 и др.]. У першій половині XX століття розпочались геологічні дослідження Чорноморського басейну [Андрусов, 1926; Архангельский, 1938; Муратов, 1955 та ін.]. Пізніше геологічна інтерпретація результатів методів сейсмозв'язки дала можливість встановити потужність осадової товщі, виділити окремі тектонічні елементи та нафтогазоперспективні ділянки Чорноморського регіону [Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988; Хрящевская и др., 2007, 2009; Khriachtchevskaia et al., 2010; Nikishin et al., 2014a, б].

За результатами відпрацьованих методом ГСЗ V, VI і III геотраверсів, які супроводжувалися комплексом інших геофізичних методів, та 25, 26, 28, 29 профілів одержано перші уявлення про глибинну будову Скіфської мікроплити та зони глибинних розломів [Соллогуб и др., 1984, 1986, 1988; Литосфера..., 1989, 1993; Маловицкий, Непрочнов, 1972; Чекунов и др., 1972, 1992; Pavlenkova, 1996]. Детальна характеристика геології та глибинної будови Чорноморського регіону України була наведена у серії монографій

[Геология..., 1984 – 1987].

Геологи та геофізики сходяться на думці, що фундамент Скіфської мікроплити виповнений дислокованими на герцинському етапі тектогенезу породами пізнього докембрію та палеозою, а чохол тріас-юрським комплексом [Муратов и др., 1968; Геология..., 1969; Хаин, 1977; Тектоника..., 1988; Милановский и др., 1991; Nikishin et al., 1998, 2001, 2011; Natal'in, Sengör, 2005]. Структурний та геодинамічний розвиток регіону пов'язують з венд-фанерозойською активністю південної окраїни Східноєвропейської платформи та розвитком/еволюцією океанів Палео-, Мезо- та Неотетис [Тектоника..., 1988; Nikishin et al., 1998, 2001, 2011; Okay et al., 1994; Saintot et. al., 2006a; Seghedi, 2001, 2012; Юдин, 2008].

З 2005 по 2013 р. були переглянуті первинні матеріали по 25, 26 та 28/29 профілях ГСЗ з метою проведення повторної інтерпретації та отримання більш досконалих розрізів земної кори [Ермаков, Пийп, 2005; Баранова и др., 2008, 2011; Козленко и др., 2009, 2013], а до моделювання вздовж профілю DOBRE-5 (2011) включені первинні дані по 26 профілю [Маловицкий, Непрочнов, 1972]. Сучасні сейсмічні дослідження ГСЗ/WARR (wide angle refraction/reflection) було відпрацьовано в Україні по міжнародних проектах DOBRE-2 (2007), DOBRE-4 (2009), DOBRE-5 (2011) [Starostenko et al., 2007, 2012, 2013, 2015] та на території Румунії (профілі VRANCHEA-99 і VRANCHEA-2001 [Hauser et et al., 2001, 2007]) з метою вивчення глибинної будови західної частини Скіфської мікроплити і прилеглих територій (рис. 1.1). За результатами інтерпретації сучасних геолого-геофізичних даних висловлюється думка, згідно з якою Скіфська мікроплита формувалась як частина Східноєвропейської платформи перероблена під час пізньопалеозойсько-ранньомезозойських процесів активізації південного краю Східноєвропейської платформи та рифтогенезу [Шнюков, 1997; Stephenson et al., 2004; Kostyuchenko et al., 2004; Saintot et al., 2006a; Gee & Stephenson 2006; Chalot-Prat et al., 2007; Гинтов и др., 2014]. Тобто фундамент мікроплити древніший, ніж передбачалося, як мінімум неопротерозойський

(за датуванням цирконів з гірських порід Ломоносівського масиву та мису Фіолент західної частини Гірського Криму [Шнюкова, 2013]). При цьому домінуючим тектонічним режимом з кінця девону до кінця юри було розтягнення, яке переривалося компресійними подіями, головною з яких було пізньотріасове закриття Палеотетису і підсув Східноєвропейської платформи під Скіфську мікроплиту, про що свідчить (за геологічними даними В. В. Юдіна) наявність Північнокримської сутури. Пологе трасування сутури від о. Зміїний під Каркінітським прогином і на глибину до поверхні Мохо під Центарьнокримським підняттям підтверджують дослідження в дисертаційній роботі здобовуча. Будова літосфери Скіфської мікроплити за геофізичними даними має більше схожості з Східноєвропейською платформою, ніж з герцинським поясом Європи, про що також свідчить відсутність потужного метаморфізму, звичного в орогенних поясах варісцид [Saintot et al., 2006a].

РОЗДІЛ 2. БУДОВА ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ СКІФСЬКОЇ МІКРОПЛИТИ ЗА ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНИМИ ДАНИМИ

В цьому розділі (підрозділи 2.1 і 2.2) розглянуто загальні уявлення про Скіфську мікроплиту, межі її поширення на території України та будову осадового чохла і поверхні кристалічного фундаменту. Глибинна будова нижньої частини земної кори і верхів мантиї висвітлюється у наступних розділах.

2.1. Загальні уявлення про Скіфську мікроплиту

Загалом, Скіфська мікроплита витягнута у вигляді вузької смуги від акваторії Каспійського моря на сході до Карпат на заході (рис. 2.1 вставка внизу праворуч). Вона включає області Переддобруджя, Рівнинного Криму та Передкавказзя. На півночі Скіфська мікроплита з гетерогенним байкальсько-кіммерійським складчатим фундаментом [Тектоника..., 1988; Хаин 1977; Nikishin et. al., 2011] примикає до Східноєвропейської платформи, а на півдні граничить з альпійськими складчастими спорудами Кавказу та Гірського Криму. Загальна площа Скіфської мікроплити покрита мезозойсько – кайнозойським осадовим чохлом, складає близько 400 тис. км² [Гаврилов, 1981].

В межах України Скіфська мікроплита і в основному похована під водами Чорного та Азовського морів. На суходолі вона охоплює південну частину Західного Причорномор'я та Кримський півострів. Гірський Крим традиційно включається в Альпійський складчастий пояс, хоча він є не суто альпійським, а кімерійсько - альпійською спорудою з переважанням кіммерійських дислокацій на півночі і заході та альпійських на півдні і сході; в епоху перших він був тісніше пов'язаний з Добруджею, а в другу епоху - з Великим Кавказом [Хаин, 1977]. Деякі дослідники [Никишин и др., 2005] вважають Гірський Крим єдиною з Північною Добруджею тріасово-юрською орогенною областю. На півночі сутурною/шовною зоною між древньою

Східноєвропейською платформою та молодію Скіфською мікроплитою пропонується вважати субширотну систему грабенів і напів-грабенів уздовж Голіцинської та Азовської зон розломів [Тектоника..., 1988; Khriachtchevskaia et al., 2010; Старостенко и др., 2005], які співпадають з Північнокримською сутурою В.В. Юдіна [Юдин, 2008]. Вважається, що на південному заході Скіфська мікроплита обмежена Сфанту-Георгіївським розломом, який відокремлює Переддобруджинський прогин від Північної Добруджі [Seghedi, 2012, Konerding et al., 2010], і його східне продовження виходить у море. Хоча останнім часом встановлено, що Скіфська мікроплита продовжується, скоріш за все, і під Північну Добруджу, і під Гірський Крим [Гинтов и др., 2014].

За датуваннями цирконів методом ізотопного U-Pb аналізу з гірських порід Ломоносівського масиву та мису Фіолент доведено, що континентальна кора західної частини Гірського Криму була консолідована в ранньому протерозої [Шнюкова, 2013, 2016]. Південна границя Скіфської мікроплити простягається вздовж континентального схилу глибоководного басейну Чорного моря, який складається з двох западин з тонкою високошвидкісною субокеанічною корою і глибиною до поверхні Мохо 20-30 км [Starostenko et al., 2004; Yegorova et al., 2010a, 2013].

Фундамент Скіфської мікроплити на більшій частині перекритий різновіковими осадовими товщами чохла, який ускладнений насувами північної вергентності, сформованими на альпійському етапі еволюції, на рубежі еоцену — олігоцену. Структурний і геодинамічний розвиток Скіфської мікроплити пов'язаний з венд-фанерозойською активністю південної окраїни Східноєвропейської платформи і розвитком / еволюцією Палео-, Мезо- і Неотетис океанів [Тектоника..., 1988; Nikishin et al., 1998, 2001, 2011; Okay et al., 1994; Saintot et al., 2006; Seghedi, 2001, 2012; Юдин, 2008].

Кристалічний фундамент південного схилу Східноєвропейської платформи поступово занурюється в південному напрямку на глибини від декількох сотень метрів до 2-5 км і більше [Тектоника..., 1988; Соллогуб,

1986; Yegorova et al., 2010]. Пермські червоноколірні комплекси уздовж південної границі Східноєвропейської платформи свідчать про існування Передскіфського крайового прогину, який простягається від Каспійського моря до південного краю Предобруджжя більш ніж на 2000 км при ширині близько 50-100 км за [Юдин, 2008]. А на думку [Nikishin et al., 2011] карбон-ранньопермські комплекси свідчать про пермський передовий прогин моласового комплексу південного краю древньої платформи, яка насувалася на Ексинський ерогенний пояс того часу.

Як вважають [Natal'in, Sengör, 2005], фундамент Скіфської мікроплити був повністю об'єднаний в одну велику одиницю в кінці середньої юри. На румунському шельфі Чорного моря, фундамент складається з пізньо-палеозойських зелених сланців і молодих осадових комплексів сланців, пісковиків і вапняків з включеннями магматичних порід [Dinu et al., 2005]. Комплекси цих порід можуть також представляти слабдеформований край Східноєвропейської платформи [Хаин, 1977; Тектоника..., 1988; Милановский, 1996; Okay et al., 1996; Robinson et al., 1996], що також узгоджується з останніми дослідженнями [Stephenson et al., 2004; Kostyuchenko et al., 2004; Chalot-Prat et al., 2007; Saintot et al., 2006b; Gee, Stephenson, 2006; Шнюков, 1997; Гинтов, 2014].

Існує і дещо інше уявлення про продовження південного краю Скіфської мікроплити в межах Чорного моря [Гинтов и др., 2014]. Згідно з цим уявленням, південна границя Скіфської мікроплити збігається на акваторії з границею товстої і тонкої кори - лінеаментів А, за [Структура..., 1978; Соллогуб 1986] (див. вставку на рис. 2.1), оскільки, за даними ГСЗ, по товщині кора Скіфської мікроплити не відрізняється від кори Східноєвропейської платформи. Ця границя проходить дещо південніше показаної на основному рис. 2.1 і співпадає з Кримсько-Кавказькою смугою сейсмогенних зон. Сейсмічність якої досліджено в розділі 6. А основні уявлення про границі Скіфської мікроплити розглянуто в 5 розділі.

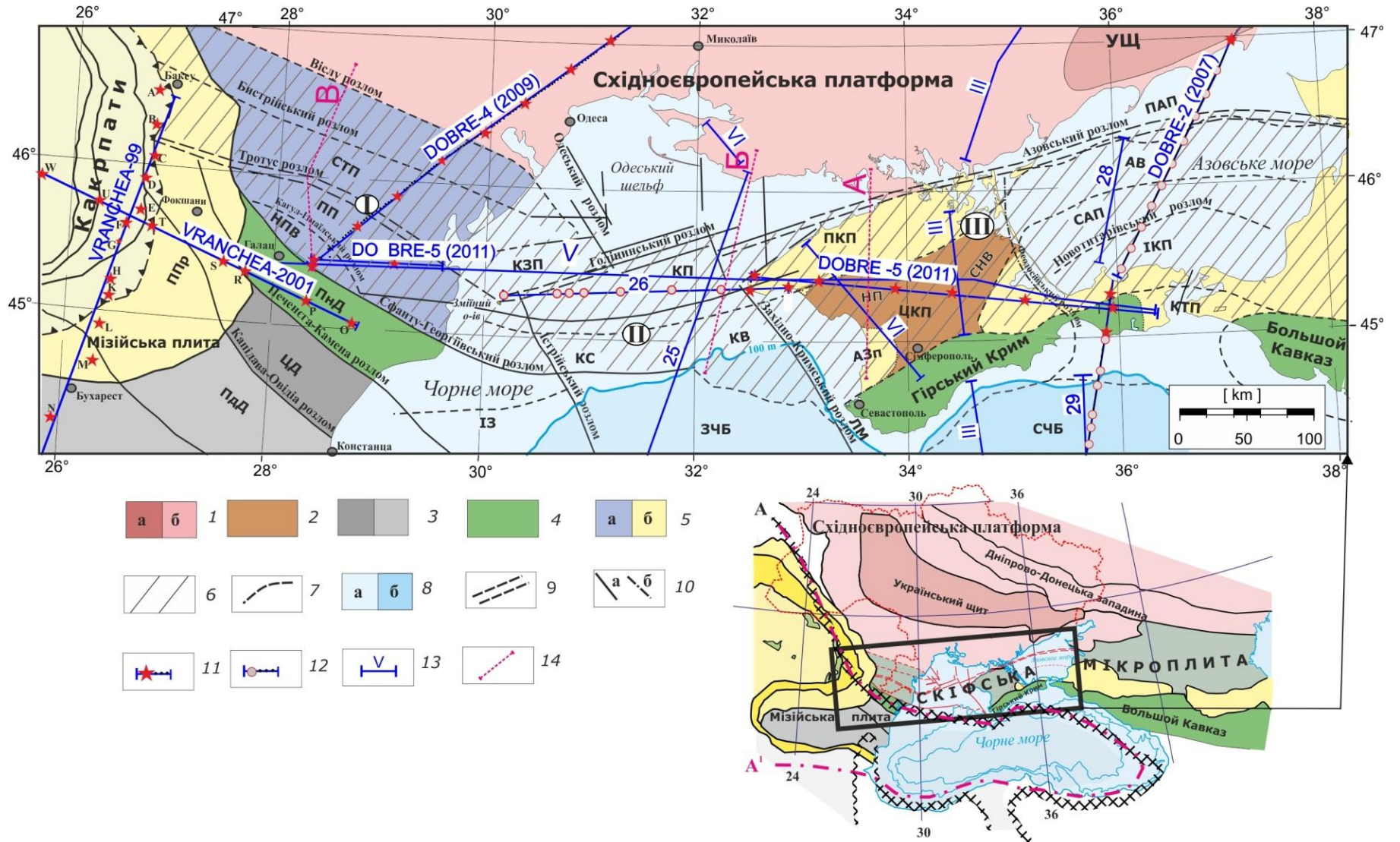


Рис. 2.1. Тектонічна схема західної частини Скіфської мікроплити, за [Starostenko et al., 2015] зі змінами: 1 – Архей-нижньо-протерозойська Східноєвропейська платформа (а – УЩ, б – Південний схил); 2 – палеозой-

мезозойський фундамент Скіфської мікроплити; 3 – палеозойська Мізійська плита; 4 – альпійський складчастий пояс; 5 – накладені прогини (а – палеозой-мезозойські, б – альпійські); 6 – Скіська мікроплита; 7 – границі тектонічних елементів, 8 – шельф (а), континентальний схил і глибоководна частина Чорного та Азовського морів (б); 9 – південна границя Східноєвропейської платформи; 10 – глибинні й регіональні розломи (а – загальноприйняті, б – передбачувані); 11, 12 – пункти вибуху і спостережень вздовж профілів ГСЗ DOBRE-2 (2007), -4 (2009), -5 (2011), VRANCHEA-99, VRANCHEA-2001 та 25, 28/29 в новій інтерпретації [Баранова и др., 2008, 2011], 26 профіль є частиною моделі DOBRE-5 (2011) (11 – на суходолі, 12 – положення донних станцій OBS і OBH в морі); 13 – геотраверси 1960-80-х років; 14 – геологічні профілі: А, Б за [Атлас..., 1998] та В за [Газизова 2009]. Цифри в кружках: I – Переддобруджинський сегмент, II – Західночорноморський сегмент, III – Кримсько-Азовський сегмент. АВ – Азовський вал, АЗп – Альмінська западина, ЗЧБ – Західночорноморський басейн, ІЗ – Істрійська западина, ІКП – Індоло-Кубанський прогин, КВ – Каламітський вал, КЗП – Кілійсько-Зміїне підняття, КП – Каркінітський прогин, КС – Крайова ступінь, КТП – Керченсько-Таманський прогин, ЛМ – Ломоносівський масив, НП – Новоселівське підняття, НПВ – Нижньопрутський виступ, ПАП – Північноазовський прогин, ПД – Північна Добруджа, ПдД – Південна Добруджа, ПКП – Північнокримський прогин, ПП – Переддобруджинський прогин, ППр – Передкарпатський прогин, ПнД – Північна Добруджа, САП – Середньоазовське підняття, СНВ – Сімферопольсько-Новоцарицинський виступ, СТП – Сарата-Тузлинський прогин, СЧБ – Східночорноморський басейн, УЩ – Український щит, ЦД – Центральна Добруджа, ЦКП – Центральнокримське підняття. Вставка в правому нижньому кутку – загальне тектонічне положення Скіфської мікроплити, де А – зона розділу товстої (>40 км, біле) і тонкої (<40 км, сіре) кори, по [Grad et al., 2008]; А¹ – лінімент А, по [Структура..., 1978; Соллогуб, 1986]

2.2. Тектонічні одиниці західної частини Скіфської мікроплити

У складі західної (української) частини Скіфської мікроплити будемо виділяти Переддобруджинський (I), Західночорноморський (II) та Кримсько-Азовський (III) сегменти (рис. 2.1). *Переддобруджинський сегмент Скіфської мікроплити (I)* включає Нижньопрутський виступ Північної Добруджі і Переддобруджинський прогин, які розділені Кагул-Ізмаїльським розломом [Слюсарь, 1984]. До сегменту належить також Сарата-Тузлинський прогин, який відділений на півночі від Переддобруджинського прогину розломом Тротус. Нижньопрутський виступ займає південно-західну частину межиріччя Пруту та Дністра. Внутрішня будова виступу досить складна. Він являє собою систему лінійних складок північно-західного простягання, ускладнених підкидо-насувними порушеннями [Тектоника..., 1988; Seghedi, 2001, 2012]. Комплекси Північної Добруджі і Нижньопрутського виступу насунуті на крайову частину Переддобруджинського прогину по зоні Сфанту-Георгіївського і Кагул-Ізмаїльського розломів (рис. 2.1, 2.2). Північно-східною границею виступу є Кагул-Ізмаїльський розлом. Найдревнішими утвореннями в межах виступу є породи комплексу “зелених сланців”, розкриті низкою свердловин, а також відслонені в околицях с. Орлівка. У північній частині виступу розріз зелених сланців наращується стратиграфічно вгору алевроліт – аргіліт - вапняковою товщею силуру — нижнього девону та карбонатними утвореннями середнього-верхнього девону. На цих відкладах неузгоджено залягають пермо-тріасові червоноколірні теригенні відклади.

Переддобруджинський прогин локалізований між Добруджею та Східноєвропейською платформою, що і визначає складний характер його фундаменту, поверхня якого у морфологічному відношенні занурюється в межах локальних депресій до глибин 7-9 км, тоді як на їх периферії підіймається до відмітки 2,8-4,0 км. Прогин має асиметричну багатоярусну будову, відображає особливості платформної активізації цього сегменту впродовж венда-мезозою [Ермаков, Вольфман, 1986].

Північна частина прогину залягає на древньому фундаменті Східноєвропейської платформи, а південна - на фундаменті орогену Північної Добруджі. Інвертований мезозойський басейн до 10 км глибиною накладено на складчасті неопротерозойсько-кембрійсько-нижньодевонські теригенно-глинисті та карбонатні [Seghedi, 2001, 2012], середньо-верхньодевонські сульфатно-карбонатні, нижньокам'яновугільні вугленосні утворення і розташовується на неопротерозойському або більш древньому кристалічному фундаменті. За даними буріння прогин заповнений: пізньо-неопротерозойсько-палеозойськими (до пермських) червоноколірними товщами, великою кількістю ефузивних і вулканокластичних порід та карбонатно-сульфатними відкладами [Тектоника ..., 1988], а також мезозойськими відкладами, в тому числі тріасовими уламковими, юрськими чорними сланцями і карбонатами, що формують доволі складні поліфаціальні товщі морського та лагунно-морського генезису [Seghedi, 2001, 2012; Газизова, 2009; Иванова, 2011]. Останнє складкоутворення було в пізній юрі - ранній крейді [Hippolite 2002; Газизова 2009]. Вище розташовується субгоризонтально пізньокрейдово-палеогеновий комплекс [Galetsky, 2007; Seghedi, 2012].

Фундамент прогину в його центральній частині утворює Горіхово - Суворовське підняття, яке розбурене свердловинами на глибині близько 3 км [Тектоника..., 1988]. Північно-східною границею прогину є зона різкого занурення фундаменту на глибину до 5-6 і більше км [Газизова 2009] рис. 2.2.

Тектонічна природа прогину точно не визначена: можливо це передовий прогин Північної Добруджі [Хаин 1977; Литосфера..., 1994], хоча, з геодинамічної точки зору, це може бути акреційна призма, сформована в палеозої і мезозої в результаті південної субдукції при закритті палео-і Мезотетису [Гинтов и др. 2014].

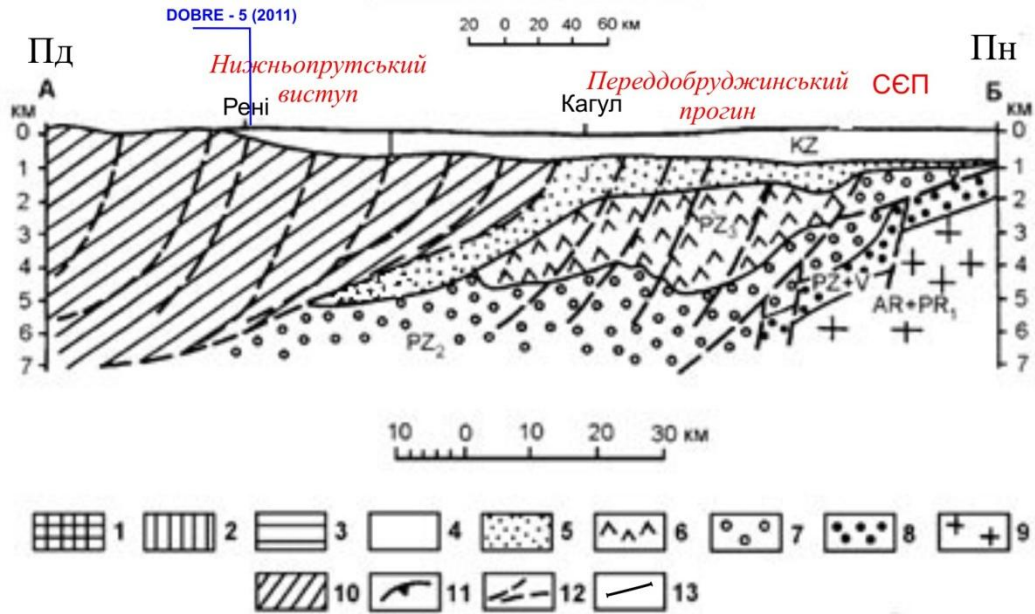


Рис. 2.2. Схематичний геологічний профіль зони зчленування Добруджі, Скіфської мікроплити та Східноєвропейської платформи за [Газизова, 2009] лінія В (рис. 2.1). 1 – Східноєвропейська платформа, 2 – Переддобруджинський прогин, 3 Добруджа, 4 – 8 – відклади: 4 – кайнозойські, 5 – юрські, 6 – верхньопалеозойські, 7 – середньопалеозойські, 8 – нижньопалеозойські та вендські; 9 – архейсько-нижньопротерозойський фундамент; 10 – палеозойсько-тріасовий алохтон; 11 - крупні насуви; 12 – крупні розриви та насуви; 13 – лінія розрізу.

Контури Переддобруджинського сегменту Скіфської мікроплити різними авторами позначаються по-різному. По Morosanu (2007) східна границя сегменту проходить в Чорному морі по субмеридіональному Істрійському розлому (рис. 2.3) [Morosanu 2007]. На півночі його обмежують розломом Віслу [Dinu et al., 2005] (Baimaklia-Artiz [Seghedi, 2012]) або Бистрійський. На заході Скіфська мікроплита занурюється під Передкарпатський прогин [Nikishin et al., 2003; Seghedi, 2001, 2012; Гинтов и др., 2014]. Дискусійним є положення зони розломів Тротус, яка по [Dinu et.al., 2005], проходить в середній частині сегменту, та розмежовує Переддобруджинський та Сарата-Тузлинський прогини (рис. 2.1).

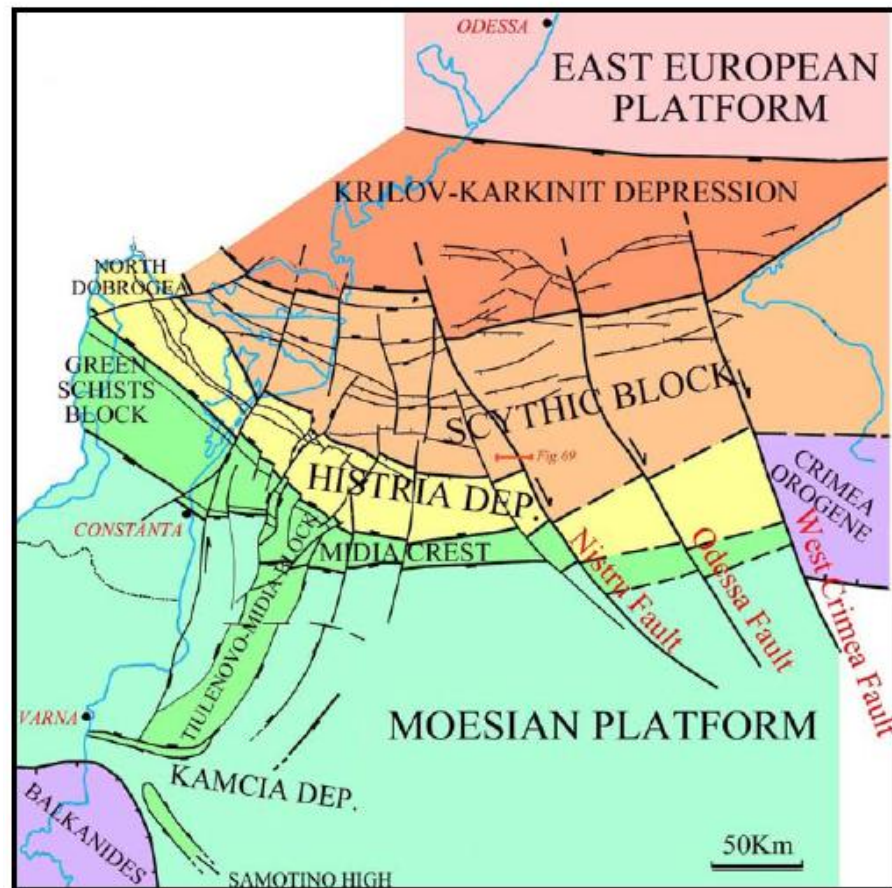


Рис. 2.3. Тектонічна карта західного шельфу Чорного моря [Morosanu 2007].

В той же час геологи, які вивчали та вивчають Румунські Карпати і Добруджу [Linzer 1996; Knapp et al., 2005; Vocin et al., 2005], прослідковують цю зону в південно-східному напрямку, поєднуючи її, з Кагул-Ізмаїльським та Сфанту-Георгієвським розломами, і таким чином, розглядають як південну границю Скіфської мікроплити [Гинтов и др., 2015].

Криловська западина – це східне центріклінальне замикання Переддобруджинського прогину, акваторіальне продовження так званого Сарата - Тузлинського прогину. Основний етап розвитку западини приходить на палеозой - мезозойський час [Атлас..., 1998]. Потужність палеозой-мезозойських відкладів западини в східному напрямку зменшуються, швидше за все, до повного виклинювання. З цього поступового переходу проводиться межа западини з Південноукраїнською

монокліналлю. З півдня западина межує з зоною Кілійсько - Зміїних піднять. Відклади мезо-кайнозою, завтовшки більше 1,5 км, мають простий структурний план з падінням шарів у південному напрямку. У ранній крейді западина була північним бортом Каркінітської прогину [Атлас..., 1998].

Західночорноморський сегмент Скіфської мікроплити (II) розташовується між Переддобруджинським і Кримсько-Азовським сегментами займає південну частину північно-західного шельфу Чорного моря (рис. 2.1). Тут виділяють: Кілійсько-Зміїне підняття, Сулінську, Істрійську западини та Каркінітський прогин.

Вал Губкіна - підняття, можливо, з палеозойсько-юрським фундаментом і малопотужним (до 700 м) осадовим чохлам крейдових і неоген-четвертинних відкладів [Атлас..., 1998], обмежує з півдня Переддобруджинський прогин. На південному заході він по Сфанту - Георгіївському глибинному розлому межує з Південною Добруджею.

Кілійсько - Зміїне підняття має палеозойський фундамент. Сам о. Зміїний з неметаморфізованим палеозойським фундаментом, хоча на північ від острова були розкриті ріоліти [Находка..., 2011] і, можливо, пермотріасові кератофіри Татарбунарського комплексу Переддобруджинського прогину [Шнюкова 2013]. Сулінська депресія складена з тріас - юрських - нижньоміоценових відкладів. Крайова ступінь також має складчатий палеозой - юрський фундамент та занурюється в південному напрямку на глибини від 2,5 км до 5,8 км і перекривається малопотужним чохлам крейдово - палеоценових відкладів і потужним (від 1,4 км до 2,0 км) неогеновим покровом. На півдні Крайова ступінь межує з Істрійською западиною, територіально розташованою на румунському шельфі [Атлас..., 1998].

На кордоні з Кримською гірською спорудою, ланцюг південних прогинів продовжує Альмінська западина. Потужність осадових крейдяно-пліоценових відкладів досягає 1-1,5 км.

Каркінітський прогин примикає з півдня до зони зчленування Скіфської

мікроплити та Східноєвропейського кратону, і відділений від останнього Голіцинським розломом. На рис. 2.4 показано геологічний профіль вхрест простягання прогину. Каркінітський прогин є частиною системи рифтових басейнів Скіфської мікроплити, зі східним продовженням в Північно - Кримський і Північно - Азовський прогини [Атлас..., 1998].

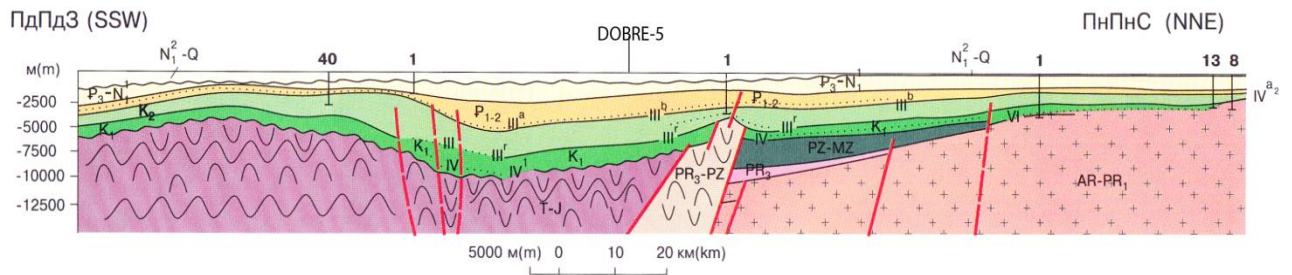


Рис. 2.4. Геологічний профіль через північно-західний шельф Чорного моря [Атлас..., 1998] по лінії Б на рис. 2.1.

На півдні Каркінітський прогин обмежений Каламітським валом - підняттям, ймовірно, з палеозой-юрським фундаментом і малопотужним чохлам крейдових та олігоценових відкладів. Це асиметрична депресія субширотного простягання з пологим північним і крутим південним бортами, виповнена нижньокрейдowymi теригенно-глинистими, верхньокрейдowymi – еоценовими глинисто-карбонатними, олігоцен-міоценовими глинисто-теригенними та міоцен-пліоценовими карбонатно-глинистими утвореннями потужністю до 10-11 км. У відкладах апт-альба прогин має вигляд грабену, що наслідує структуру фундаменту Скіфської мікроплити. Поширені в його осьовій частині вулканічні утворення відображають час закладення нової рифтогенної структури (кінець альба-сеноман) [Плахотный и др., 1971; Соллогуб и др., 1983, Nikishin et al., 2011]. Прогин перетинається Західнокримським розломом, який простягається на північ як Миколаївський і Херсонський розломи і разом з Одеським розломом (рис. 2.1) є головною системою субмеридіональних розломів Одеського шельфу.

Кримсько - Азовський сегмент Скіфської мікроплити (3) має варісційсько - кімерійський складчатий фундамент з фрагментами

перероблених байкалід [Муратов и др., 1968; Геология..., 1969; Плахотный, 1969, 1988]. Тут виділяються як позитивні структури: Центральнокримське підняття (Новоселівське і Сімферопольське підняття з Новоцаріцинським виступом та ін.), Азовський вал, так і занурені зони, в межах яких формувалися Північнокримський, Північноазовський і Середньоазовське підняття (?), – Індоло - Кубанський, Керченсько - Таманський прогини. Відповідно, потужність платформних крейдово-антропогенових відкладів варіює від сотень метрів (на склепіннях підняття) до 5-11 км (в фундаменті прогинів) (рис. 2.1).

Центральнокримське підняття охоплює центральну та південно-західну частини Рівнинного Криму. Підняття субширотно простягається і насунуте на південний борт Каркінітського прогину та складається з ланцюжка локальних піднять (Новоселівське, Сімферопольське підняття та Новоцаріцинський виступ), розділених невеликими депресіями. Глибина залягання складчастого фундаменту змінюється від 100 м (у межах Сімферопольського підняття) до 2000 - 2500 м. На (рис. 2.5) геологічний профіль проходить між цими підняттями.

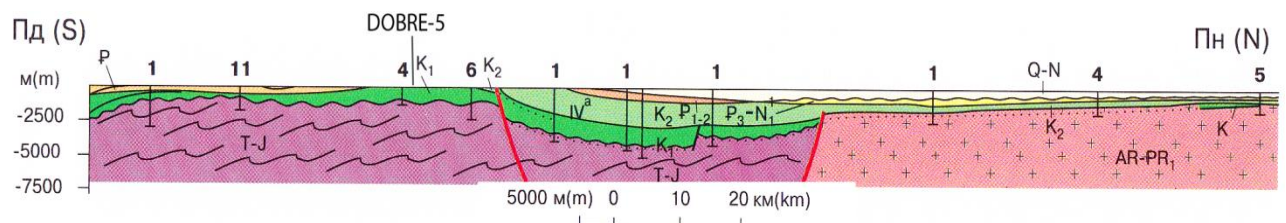


Рис. 2.5. Геологічний профіль через Кримський півострів [Атлас..., 1998] по лінії А на рис. 2.1.

У фундаменті Новоселівського і Сімферопольського піднять залягають породи варісційського комплексу (метаморфічні сланці девон-нижнього карбону), які характеризуються більш низьким ступенем метаморфізму [Геология..., 1969; Муратов и др., 1968], а верхньопалеозойські-тріас-юрські магматичні породи облямовують ці виступи [Плахотный, 1972]. Верхню частину варісційського комплексу складають відклади карбон – ніжно-

тріасового віку, які класифікують верхню моласу [Тектоника..., 1988]. Пізньопалеозойські прояви магматизму локальних підняття відповідають верхньопалеозойським магматичним комплексам орогенного етапу Передкавказзя та Добруджі [Белов, 1981]. Кіммерійський (середній тріас – середня юра) комплекс складений теригенно-глинистими флішоїдними відкладами і вулканічними утвореннями, які лежать на фундаменті Каркінітського і Північнокримського прогинів. Центральнокримське підняття далі на схід відокремлено Феодосійським розломом від Азовського валу, Середньоазовського підняття та Індоло-Кубанського прогину.

Азовський вал розташовується під водами Азовського моря і має, можливо, палеозой – тріас – юрський фундамент та малопотужний (до 1000м) осадовий чохол крейдових-еоценових відкладів, місцями еродованих у домайкопський час і неузгоджено перекритих майкопськими або ж надмайкопськими відкладами [Тектоника..., 1988; Муратов и др., 1968; Nikishin et al., 2001].

Каркінітський, Північнокримський і, можливо, Північноазовський прогини продовжують систему западин, які можуть визначати контактну зону між Східноєвропейською платформою та Скіфською мікроплитою (рис. 2.1). В Індоло-Кубанському та Керченсько-Таманському прогинах, які розташовані південніше, домінують олігоцен-міоценові відклади майкопської серії. Вони були акумульовані в передові прогини Кримських гір і північно-західного Великого Кавказу в результаті ерозії та зносу матеріалу зі схилів гірських хребтів на півдні і Українського щита на півночі [Геология..., 1969; 1997; Атлас родовищ..., 1998, Nikishin et al., 2011]. Лише центриклінальне замикання Індоло-Кубанського прогину розміщене у суходільній частині, тоді як більша частина прогину похована під водами Азовського моря. Прогин виповнений крейдовими та палеогеновими утвореннями, що перекриті, як було сказано вище, майкопською серією та надмайкопським комплексом. На півночі Індоло-Кубанський прогин насунутий на Азовський вал, а з півдня на нього насунутий субширотний

Владиславівський тектонічний покрив. У південній частині прогину в будові майкопських та над майкопських відкладів велика роль належить глинистим криптодіапірам та діапірам, ускладненим вдавленими синкліналями.

Комплекси фундаменту Кримсько-Азовського сегменту Скіфської мікроплити характеризуються різними структурними планами: зона розвитку байкалід має північно-західне простягання, варійсцид - північно-східне, кімерід – субширотне [Плахотный, 1969, 1988; Муратов и др., 1968].

Таким чином, межі поширення, природа північної і південної границь Скіфської мікроплити, основні тектонічні одиниці, а також її вік, досі продовжують обговорюватися. Особливо дискусійним є питання границь Скіфської мікроплити. Чи поширюється вона під Північну Добруджу і Гірський Крим, чи ні. Як буде показано у наступних розділах, сейсмічні дані, в тому числі профіль DOBRE-5 (2011), відповідають деякі з цих питань.

РОЗДІЛ 3. СЕЙСМІЧНІ ДАНІ В МЕЖАХ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ СКІФСЬКОЇ МІКРОПЛИТИ, ОТРИМАНІ МЕТОДОМ ГЛИБИННОГО СЕЙСМІЧНОГО ЗОНДУВАННЯ

У зв'язку з наявністю великого об'єму опублікованих матеріалів ГСЗ 1960-80х рр. по території західної частини Скіфської мікроплити, а також з тим, що проведення сейсмічних досліджень в Україні методом ГСЗ перейшло на новий, більш якісний, рівень [Starostenko et. al., 2013, 2015], з'явилася можливість їх узагальнення та переінтерпретації. Основним вихідним матеріалом для дисертаційної роботи слугували дані ГСЗ/WARR, які отримані при безпосередній участі дисертанта в польових дослідженнях вздовж профілю DOBRE-5 (2011), а первинну геолого-тектонічну інтерпретацію сейсмічної моделі цього профілю, за участі здобувача, опубліковано в міжнародному виданні *Geophysical Journal International* [Starostenko V.I., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., et. al, 2015]. В даному та 4 розділах дисертаційної роботи представлена розширена та аргументована інтерпретація цих матеріалів. Перш ніж перейти до комплексної інтерпретації (розділ 4) як сучасних сейсмічних даних 1999 – 2013 рр. (профілі ГСЗ/WARR DOBRE-2 (2007), DOBRE-4 (2009), DOBRE-5 (2011), VRANCHEA-99, VRANCHEA-2001 та 25, 28/29 профілі в новій інтерпретації [Баранова и др., 2008, 2011]), так і геотраверсів 1960 – 80-х рр., відпрацьованих в межах західної частини Скіфської мікроплити, було проведено аналіз методик проведення польових досліджень методом ГСЗ 1960-80х рр. та сучасних ГСЗ/WARR. В 1960 – 80-х роках методика проведення польових робіт ГСЗ та прийоми інтерпретації були на рівні аналогової апаратури, ручної камеральної обробки сейсмічних даних. Сучасні ж сейсмічні дослідження ГСЗ/WARR (wide-angle refraction and reflection) проводять цифрову реєстрацію/прийом сигналу та відповідно цифрове моделювання, обробку отриманих даних.

Також в даному розділі для верхньої (осадової) частини моделі до

глибини 5 км вздовж профілю DOBRE-5 (2011) був побудований геологічний розріз із залученням геологічних даних з свердловин [Новые..., 1973, Хрящевская и др., 2007, 2009] та даних вертикального сейсмічного профілювання (ВСП) свердловин, найближче розташованих до лінії профілю.

3.1. Глибинне сейсмічне зондування

Перш ніж перейти до аналізу методики проведення польових досліджень ГСЗ 1960-1980х років та сучасного ГСЗ/WARR нагадаємо саму суть методу та з якою метою його використовують. Глибинне сейсмічне зондування (DSS – deep seismic sounding) – метод регіонального вивчення будови земної кори та верхньої мантії, який базується на реєстрації на поверхні Землі штучно збуджених сейсмічних хвиль. Застосовується для тектонічного районування континентів і дна океанів з урахуванням особливостей будови земної кори і верхньої мантії, для вивчення будови і потужності осадової товщі і структури фундаменту, а також для виявлення структурних особливостей, сприятливих для утворення родовищ корисних копалин. Вперше запропоновано в 1939 в СРСР Г. А. Гамбурцевим.

Сейсмічні хвилі збуджують потужними вибухами або іншими контрольованими джерелами (невибуховими джерелами сейсмічних коливань). Спостереження проводять уздовж окремих профілів або по площі на відстанях від джерела до 300-400 км при вивченні земної кори і до 1000-2000 км при вивченні мантії. Коливання ґрунту, викликані поздовжніми і поперечними хвилями, реєструються низькочастотними (0,5-20 Гц) багатоканальними сейсмозвідувальними станціями або спеціальними автономними малоканальними станціями (раніше "Тайга" і ін., та на сучасному етапі використовують цифрові сейсмічні станції "ТЕХАН", "DATACUBE" та ін.). Обробку матеріалів проводять способами, подібними з застосовуваними в сейсмічній розвідці. В результаті обробки будують сейсмічні розрізи, на які наносять положення сейсмічних границь, зон різної якості записів, відомості про швидкості, а геофізики-інтерпретатори будують

більш детальні швидкісні розрізи окремо повздовжніх, поперечних хвиль та їх співвідношення.

Подальший розвиток ГСЗ пов'язано з використанням більш детальних систем спостережень, проведенням кількісного аналізу динамічних особливостей спостережуваних хвиль, а також комбінуванням реєстрації хвиль від контрольованих джерел і землетрусів на спеціальних мережах регіональних станцій і профілях ГСЗ.

3.2. Польові дослідження ГСЗ по лінії VI геотраверса

Найбільш цікавим для аналізу/порівняння методик проведення польових робіт з точки зору розташування є, звичайно ж, V геотраверс. Але за наявними літературними даними рекогносцирувальні роботи ГСЗ уздовж геотраверсу V виконувалися за системою спостережень, яка не могла забезпечити отримання пов'язаних систем годографів в зв'язку з тим, що не було можливості рівномірно розподілити пункти збудження пружних коливань уздовж профілю як на суші (Кримський півострів), так і на акваторії Чорного моря. Тому, виділені лише основні закономірності розподілу швидкостей і побудована лише генералізована швидкісна модель [Соллогуб и др., 1982]. У зв'язку з викладеним вище, для аналізу взято систему спостережень проведення польових робіт вздовж типового VI геотраверсу, який представлено в літературі більш повно.

Регіональні геофізичні польові дослідження методом ГСЗ по VI геотраверсу Сімферополь - Маневичі (ПК 0-910) виконані за методикою безперервного профілювання, яка передбачає отримання кореляційної ув'язаної системи зустрічних і доганяють годографів основних хвиль (рис. 3.1). При складанні системи спостережень враховувалася необхідність вивчення: границь у верхній мантії відбитими хвилями (глибина 40-200км, довжина годографу до 400км), поверхні Мохо заломленими хвилями (довжина годографу від 200 до 280 км) і відбитими хвилями (довжина

годографу до 160 – 180 км). Для вивчення будови консолідованої кори відбитими і заломленими хвилями реєстрація хвильового поля здійснювалася безпосередньо від пунктів вибуху. Всі спостереження виконувалися за допомогою трьох спільно працюючих сейсмічних станцій типу «Пошук-48-КМПВ-ОВ» в 31-канальному варіанті і звичайних «сейсмокіс». Запис пружних коливань здійснювався на осцилографічний папір і магнітну плівку із застосуванням фільтрації, що дозволило вести подальший перезапис у діапазоні 7-15 Гц.

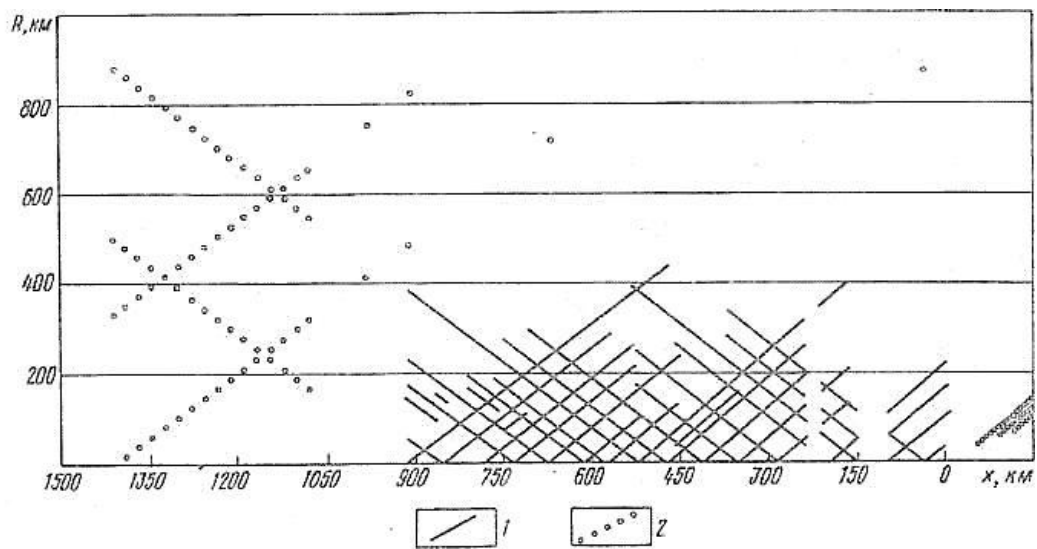


Рис. 3.1. Система спостережень ГСЗ вздовж VI геотраверсу: 1- безперервні спостереження; 2 - дискретні спостереження.

На північному сході геотраверса в районі Криму в акваторії Чорного моря реєстрація пружних коливань здійснювалась за допомогою донних сейсмографів, розташованих на акваторії, а вибухи здійснювались на суші і навпаки – вибухи проводились на морі, а апаратура для реєстрації розташовувалась в Гірському Криму.

Реєстрація пружних коливань здійснювалася за допомогою вертикальних сейсмічних приймачів типу СВ-5. Для придушення нерегулярних перешкод застосовувалося лінійне групування по 11 сеймоприймачів на один канал. Відстань між центрами груп

сейсмоприймачів не перевищувало $\frac{1}{2}$ мінімальної довжини корисної хвилі, яка реєструється при ГСЗ. Відстань між центрами груп сейсмоприймачів було вибрано рівним 200 м. Загальна довжина розстановки сейсмоприймачів трьох спільно працюючих сейсмічних станцій дорівнює 18 км. Проведення досліджень здійснювалося в кілька етапів. На кожному етапі роботи виконувалися із 3 пунктів вибухів (ПВ).

Зареєстроване хвильове поле сформовано хвилями, пов'язаними в основному з консолідованою земною корою і верхами мантії. Хвилі від границь в осадових відкладах спостерігалися тільки в межах Кримського півострова.

Досвід польових досліджень методом ГСЗ при відстанях між сейсмічними станціями і пунктами вибуху до 350-400 км показали, що в умовах значного фону промислових перешкод півдня України передача «моменту» по радіо ускладнена і не завжди можлива. При цьому відсоток браку сейсмічного матеріалу, за рахунок відсутності «моменту», значний і досягає 50%. У зв'язку з цим реєстрація «моментів» і сигналів радіостанції «Маяк» здійснювалася безпосередньо на всіх пунктах вибуху. Паралельно на всіх сейсмічних станціях записувалися всі шість сигналів радіостанції «Маяк». Потім при попередній обробці камеральної групою проводилися коригування і ув'язка сейсмограм і записів «моментів». Такий прийом гарантував отримання фактично 100% пов'язаних з «моментами» сейсмограм.

Для реєстрації докритичних відбитих хвиль поблизу пунктів вибуху застосовувалися збільшені заряди, достатні для отримання інтенсивного запису на часах до 30 сек. Техніка буро-вибухових робіт була в загальному стандартною. Пункти вибуху вибиралися в річкових долинах, балках, заплавах та інших місцях, що характеризуються високим рівнем ґрунтових вод. Буріння свердловин глибиною до 30 м проводилося за допомогою бурових агрегатів УРБ-2А з застосуванням долота типу РХ і шарошок діаметром 130 мм. Вибухи проводилися в свердловинах з водяною закупоркою. Як вибухову речовину застосовували літій тротил і алюматол,

а в якості ініціаторів - електродетонатори миттєвої дії. У разі необхідності застосовувалося групування свердловин до 30-40 в групі з сумарною вагою до 3500 кг. Відстань між свердловинами в групі становило 10-15 м. Свердловини розташовувалися в 2-3 ряди вздовж лінії профілю.

3.3. Польові дослідження ГСЗ /WARR вздовж профілю DOBRE-5 (2011)

Загальна довжина сейсмічного профілю DOBRE - 5 склала більше 600 км. Початок профілю (в районі м. Рені) має координати $45^{\circ} 27'05'' \text{N}$, $28^{\circ} 21'12'' \text{E}$; закінчення (м. Керч, Крим) - $45^{\circ} 27'05'' \text{N}$, $28^{\circ} 21'12'' \text{E}$ [Starostenko et. al., 2015]. У дослідженнях брали участь наукові та науково - виробничі організації низки європейських країн: Інститут геофізики НАНУ і ДГП «Укргеофізика» (Україна), Інститут геофізики ПАН (Польща), Геологічний Інститут Університету в Копенгагені (Данія), Гельсінський Університет (Фінляндія). Така співпраця дозволила сконцентрувати для виконання такого масштабного проекту необхідну кількість сучасної апаратури, а також забезпечити дослідження кваліфікованими кадрами та матеріально - фінансовими ресурсами.

Польові роботи в жовтні 2011 року проводилися за системою безперервних спостережень на двох ділянках суші: в Переддобруджі та в Криму. Реєстрація хвиль проводилася цифровими сейсмостанціями «ТЕХАН». Всього було задіяно 203 одиниці. Дослідження земної кори в межах північно-західного шельфу Чорного моря здійснювались на основі моделювання хвильових полів уздовж профілю ГСЗ 26, польові роботи вздовж якого були виконані ще в 70-ті роки минулого століття [Маловицкий, Непрочинов, 1972]. На суші ініціювання сейсмічних хвиль здійснювалося за допомогою вибухів в свердловинах (з 8-ми пунктів вибухів, два з яких розташовувалися в Добруджинському регіоні, шість – на території Кримського півострова). Для цих цілей було обладнано 128 свердловин глибиною до 25 м кожна; загальна маса заряду склала 6400 кг. Координати

свердловин, потужність заряду і час відпрацювання для кожного пункту вибуху наведені в таблиці (таб. 3.1).

Дослідження уздовж профілю – «Північна Добруджа – півострів Тарханкут» здійснювалися за системою зустрічних і нагоняючих годографів, що дозволило вивчити структуру земної кори і границю Мохо. На рис. 3.2 наведена схема спостережень за профілем DOBRE-5 (2011).

Таблиця 3.1. Потужність заряду і час відпрацювання для кожного пункту вибуху за профілем DOBRE-5 (2011).

Номер пункту вибуху	Широта N (φ)	Довгота а E (λ)	Альтиту да h (м)	Час UTC (y:d:h:m:s:)	TNT заряд (кг)
SP00	45,451	28,355	60	2011:277:20:12:07.74	1000
SP01	45,463	29,097	2	2011:277:20:38:16.79	800
SP02	45,448	32,580	79	2011:277:21:10:12.77	600
SP03	45,418	33,195	24	2011:277:21:40:47.05	700
SP04	45,376	33,879	73	2011:277:22:39:22.30	700
SP05	45,343	34,470	63	2011:277:22:12:09.68	800
SP06	45,293	35,132	14	2011:278:20:07:39.50	800
SP07	45,218	35,981	33	2011:279:20:39:54.90	1000

Відстань між сусідніми пунктами вибуху складала 50-60 км, відстань між пікетами (пунктами спостережень) – в середньому 2,5 км. Таким чином, спостереження проводилися на 48 пунктах в Переддобруджі і на 150 пунктах – в Криму. Якість отриманих даних відрізнялося в залежності від місцевих геологічних умов, а також від потужності вибухів.

У побудові швидкісної моделі уздовж профілю DOBRE-5 (2011) були також задіяні матеріали 26 профілю, який перетинає в широтному напрямку шельф в північно-західній частині Чорного моря від острова Зміїний до Тарханкутського півострова. Профіль був відпрацьований в 1966 році на морі методом пересувного пункту вибуху, обладнаного на кораблі. Спостереження проводилися за методикою точкового зондування з реєстрацією сигналів на семи морських (ОВН - 1, ОВН - 2, ОВН - 3, ОВН - 4,

ОВН - 5, ОВН - 6, ОВН - 7) і двох наземних (LS- 8 і LS -9) станціях. Довжина профілю склала 184 км.

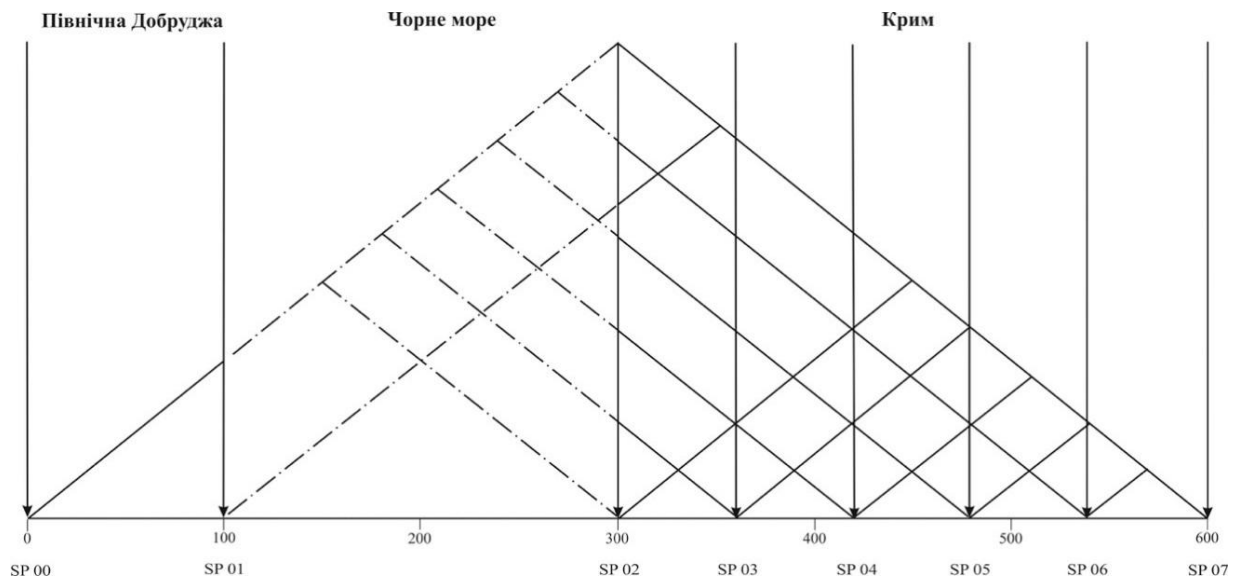


Рис. 3.2. Схема сейсмічних WARR спостережень за профілем DOBRE-5 (2011). *SP 00, SP 01 і т.д.* – пункти вибухів.

Глибина моря уздовж профілю варіює від 35 м в прибережній частині до 50 м в центральній частині. Координати початку і кінця профілю вдалося знайти завдяки опису точок прийому біля о. Зміїний і на півострові Тарханкут в роботі [Маловицкий, Непрочинов, 1972], а також космічних знімках Google. Положення проміжних точок прийому отримано за відомими відстанями вздовж лінії профілю, становили 35-40 км. Обчислені координати всіх точок прийому на профілі 26 наведені в (таб. 3.2). Помилки в їх визначенні не перевищують перших сотень метрів.

Таблиця 3.2. Обчислені координати всіх точок прийому на профілі 26.

Точка ID	Широта N (φ)	Довгота E (λ)
ОВН-1	45,26922	30,20504
ОВН-2	45,29478	30,70751
ОВН-3	45,3005	30,82618
ОВН-4	45,307	30,96443

ОВН-5	45,32262	31,31261
ОВН-6	45,3425	31,79506
ОВН-7	45,36038	32,27862
ОР -8	45,34505	32,54900
ОР -9	45,38158	32,94310

Збудження сейсмічних хвиль відбувалось на кораблі пересувним пунктом вибуху – підривався хімічний заряд масою 105 кг тринітротолуолу на морському дні. Реєстрація на всіх семи морських пунктах спостереження велася гідрофонами, які були опущені на морське дно. Дві наземних 14-ти каналні аналогові сейсмічні станції також вели реєстрацію на півострові Тарханкут.

Слід зазначити, що для годографів профілю 26 характерна хороша ув'язка у взаємних часах з точністю до 0,1 сек. Система спостережень забезпечила тільки простеження хвиль від "гранітного" і "базальтового" шарів. Для побудови поверхні Мохо немає системи доганяючих годографів, особливо в східному напрямку. Спостереження також виявилися недостатньо докладними для побудови дрібних горизонтів.

3.4. Сучасний сейсмічний профіль ГСЗ/WARR DOBRE – 5 (2011)

Це п'ятий профіль із серії профілів ГСЗ за проектом «DOBRE» на території України. Завданням дослідження з глибинного сейсмічного зондування уздовж профілю DOBRE-5 (2011) було вивчення будови земної кори і верхньої мантії Кримсько - Добруджинсько - Чорноморського регіону України з метою вивчення будови і потужності осадової товщі і структури фундаменту, а також для виявлення структурних особливостей, сприятливих для утворення родовищ корисних копалин.

Вихідними матеріалами для побудови швидкісної моделі слугували: 1) результати досліджень ГСЗ, виконані на суші в жовтні 2011 р. в рамках проекту DOBRE-5 (2011) (від м. Рені до м. Кілія - в Переддобруджі, і від

населеного пункту Чорноморське до м. Керч - у Криму), 2) також використані годографи аналогових записів з 26 профілю ГСЗ, який перетинає північно-західний шельф Чорного моря від о-ва Зміїний до мису Тарханкут (найзахідніша точка Криму) [Маловицкий, Непрочинов, 1972]. Отриманий таким чином зведений профіль орієнтований в широтному напрямку, безперервно протягується (із заходу на схід) через райони Переддобруджжя, північно-західний шельф Чорного моря і через весь Кримський півострів (рис. 1.3).

3.4.1. Геологічні дані за стратиграфічним розчленуванням свердловин

Для верхньої (осадової) частини моделі до глибини 5 км вздовж профілю DOBRE-5 (2011) був побудований геологічний розріз із залученням геологічних даних з свердловин [Новые..., 1973, Хрящевская и др., 2007, 2009, виробнича організація «Кримгеологія»] та даних вертикального сейсмічного профілювання (ВСП) свердловин [виробнича організація «Кримгеологія»], найближче розташованих до лінії профілю DOBRE-5 (2011). Для побудови геологічного розрізу було зібрано та уніфіковано стратиграфічні колонки по основних свердловинах, які найближче розташовано до профілю DOBRE-5 (2011). Матеріали по стратиграфічному розчленуванню з основних свердловин *Переддобруджжинського сегменту* по лінії м. Рені – м. Кілія зібрано в таблицю (див. таб. 3.3) [виробнича організація «Кримгеологія»].

По *Західночорноморського сегменту* лінії о. Зміїний – півострів Тарханкут) використано дані [Khriachtchevskaja et al., 2010; Хрящевская и др., 2009] (див. таб. 3.4).

Зібрано матеріали по стратиграфічному розчленуванню по лінії Тарханкутський півострів - м. Керч з основних свердловин (найближчих до

профілю DOBRE-5 (2011)) *Кримсько-Азовського сегменту* в таблицях (таб. 3.5-3.9) [Новые..., 1973, виробнича організація «Кримгеологія»].

Таблиця 3.3. Стратиграфічне розчленування основних свердловин Переддобруджя [виробнича організація «Кримгеологія»].

Підосва стратиграфічних підрозділів / Свердловини (відстань до профілю)		SVR-4 Суворовська (13,2 км на північ), м	KLS-5 Кілійська (16,0 км на північ), м	S-TR-1 Старотроянівська (28.5 км на північ), м	Зміїний, м
Q		15	20	295	
N		299	249		
P			365	295-420	
K				420-650	
J	J3	552	988		
	J2	1100	1058	650-1120	
T		1288	1087		
P		2007			
R			3528	1120-5190	
C					
D			За В.А. Верескун в забої	5190-5055	300
S					509
PR - венд		3332	в забої Девон		
AR-PR		3433			

Геологічна будова за стратиграфічним розчленуванням основних свердловин представлена рядом комплексів.

Докембрій. На південному схилі Українського щита великою кількістю свердловин розбурені породи докембрію на глибинах від 0,1 – 0,2 км до 2,5 км. Вони представлені гранітами, граніто-гнейсами та мігматитами. Граничні швидкості порід, що характеризують дорифейський фундамент, змінюються від 5,9 до 6,5 км/с [Соллогуб Н.В., 1987].

Таблиця 3.4 – Стратиграфічне розчленування основних свердловин північно-західного шельфу Чорного моря (відмітки підошви (м) істинних глибин без урахування кривизни свердловин та з врахуванням альтитуди [Khriachtchevskaia et al., 2010; Хрящевская и др., 2009].

Підошва стратиграфічних підрозділів / Свердловини		Арх-1	Без-2	Гам-2	Гол-3	Дес-1	Євп-2	Іл-2	Кр-1	Одес-2	П.Бор-1	Пр-2	Сел-40	Фед-1	Фл-2	Цен-1	Шм-6	Шм-12	Шм-25	Штил-2	Штор-3	Суб-403
Альтитуда		25	24,5	23,5	19	25	24,5	26	23	24,5	28	23,5	26	26	25	26	20	19	19	24	26	24,9
Водна товща		77	63	77	31	85	95	83	75	69	75	56,5	82	82	70	81	52	51	51	77	80	76,3
N		668	450	720	440	1370	268	716	665	264	253	480	792	824	660	672	535	480	480	712	668	984
P ₃		1545	515	800	1277	2052	353	870	1414	400	280	777	1367	1580	1620	1488	1500	1422	1441	1335	1236	2875
P ₂		2870	1080	845	2258				2270	1405		1568	1555	1980	2517	2020	2636	2635	2630	2144	1710	4300
P ₁		3243	1113	1130	2418		401		2711	1648	480	1672	1708	2108	2682	2320	2914	3005	2900	2608	1975	
K ₂	m-ср		1800	1880		2370	560	1200			770			2880	3254						3150	
	t												2600			3170		3650				
	k									2812												
	st			2818	3855					3064		2100				3300		4048				
	s		2183	3505	4450	2600		2000														
K ₁	al		2258		4638	3120	710	2531		3200	1434			3000							4261	
	a																					
	br																					
	g																					
	b											2210										
PZ							2000				2006	2375										

В Рівнинному Криму на Зуйському та Новоцаріцинському виступах пробурена товща зелених, сильно дислокованих сланців, що відносять до рифею. Крім того, рифейський комплекс розбурений свердловиною на піднятті Голіцина (північно-західний шельф Чорного моря).

Палеозой. Породи палеозойського віку розбурені свердловинами на декількох ділянках Рівнинного Криму в районі с. Зуя, на Сімферопольському та Новоцаріцинському підняттях. Свердловиною Нижньогірська-6 розбурені протерозой-палеозойські [Новые..., 1973] зелені- вуглисто-серецито-глинисті сланці, які були основним аргументом на користь виділення в Криму зони байкальської консолідації.

Таблиця 3.5. Стратиграфічне розчленування за свердловинами OLN-6, RDN-2, W-ОСТ-31 [Новые..., 1973, виробнича організація «Кримгеологія»].

Підосва стратиграфічних підрозділів / Свердловини (відстань до профілю)		OLN-6 Оленівська (2,8 км на південь), м	RDN-2 Родниківська (0,8 км на південь), м		W-ОСТ-31 Західно- Октябрська (1,6 км на південь), м			
<i>альтитуда</i>				166,9		72,7		
N ₁ +P ₃		90	N ₁	63	N ₁	70		
P ₂		448	P ₂	311	P ₂			
P ₁		944	P ₁	689	P ₁	424		
K ₂	m	1 560	K ₂	m	1 340	K ₂	m	951
	cp	1 880		cp	1 654		cp	
	st ₂	1 952		st ₂	1 714		st ₂	
	st ₁	2 130		st ₁	1 810		st ₁	1 208
	k-t	2 338		k	1 978		k	1 248
	t	3 438		t	2 376		t	1 370
	s	3 714		s	2 864		s	2 158
K ₁	al	3860	K ₁	al	4504	K ₁	al	2 998
	a	3955					a	3 300

В Рівнинному Криму активно проявлялась магматична діяльність, головним чином, ефузивна. Палеозойські відклади північно-західного шельфу Чорного моря також вивчені недостатньо. В свердловині Голіцина-4, на глибині 4 км розбурені дислоковані метаморфічні породи, які по типу віднесені до протерозою [Юдин, 2008].

Таблиця 3.6. Стратиграфічне розчленування за свердловинами ОСТ-2, GLB -27, DNZ-1 [Новые..., 1973, виробнича організація «Кримгеологія»].

Підосва стратиграфічних підрозділів / свердловини (відстань до профілю)		ОСТ-2 Октябрська 2 (2,8 км на південь), м	GLB -27 Глебівська 27 (9,6 км на північ), м	DNZ-1 – Донузлавська 1 (5,0 км на північ), м		
<i>альтитуда</i>		111	81,6	67,5		
N ₁		43	N ₁ 130	97		
			P ₃ 682	218		
			P ₂ 1 150	419		
P ₁		816	P ₁ 1 560	826		
K ₂	m	1 270	K ₂	m	2 090	1 177
	cp	1 854		cp	2 431	1 647
	st	1 983		st ₂	2 497	1 677
				st ₁	2 590	1 750
	k-t	2 333		k	2 693	
				t	3 197	1 927
	s	2 366	s	3 936		
K ₁	al	2859	K ₁	al	4 254	2 637
	a	3082				2 869

В акваторії Азовського моря в свердловині Матроська-1 під крейдово-кайнозойським чохлам на глибині 1950-2074 м розбурені граніти та плагіограніти з ізотопним віком середнього карбону [Геологія..., 1984]. А у 1998 – 2006 р ДАТ «Чорноморнафтогаз» пробурені на північно-західній акваторії Азовського моря свердловини Матроська і Західнобірюча з глибиною вибою відповідно 2074 м у гранітах палеозою (?) і 1700 м – в

аргілітах середньої юри [Захарчук та ін., 2008]. Є дані свердловини з о. Зміїний, де розбурені силур-девонські вапняки [Геологія..., 1984].

Таблиця 3.7. Стратиграфічне розчленування з свердловин ELZ-2, SVR-1, KSN-3 [Новые..., 1973, виробнича організація «Кримгеологія»].

Підшва стратиграфічних підрозділів / Свердловини (відстань до профілю)		ELZ-2 Єлизаветинська (0,6 км на південь), м	SVR-1 Сіверська (7,2 км на північ), м	KSN-3 Красновська (5,8 км на північ), м	
<i>альтитуда</i>		97,4			59,40
N ₁		80	N	0-119	Q-N 0-125
P ₃			P ₃	128?	
K ₂	m		K ₂	m	275?
	cp	270		cp	572
	st ₂	298			
	st ₁	416			
	t	496			
	s	608		s	158
K ₁	al	1653	K ₁	al	736
	a	1853		a	910
				>1469	PZ 1200

Пластові швидкості палеозойських відкладів Переддобруджя коливаються в межах 4,84 – 6,8 км/с; для Центральнокримського підняття 5,6 – 6,33 км/с та 5,5 км/с для Керченського півострову за даними ВСП [виробнича організація «Кримгеологія»].

Мезозой. Юрські та тріасові відклади розбурені свердловинами: Євпаторійська-2, Прадніпровська-2 та П. Бор-1 на Одеському шельфі (таб. 4); Красновська-3 (таб. 3.3), Шубінська-7, Нижньогірська-6 (таб. 3.8) в Рівнинному Криму Суворовська-4, Кілійська-5 та Старотроянівська-1 (таб. 3.3) в Переддобруджі.

Крейдові відклади поширені на північно-західному шельфі Чорного моря і прилеглих територіях, крім центральної частини Гірського Криму і деяких піднять Рівнинного Криму. Вони представлені нижнім і верхнім відділами.

Нижньокрейдові відклади розповсюджені майже безперервною смугою по всіх свердловинах в Рівнинному Криму (таб. 3.5- 3.8, 3.10) та Одеського шельфу (таб. 3.4), виклинюючись в межах о. Зміїний. Літологічно це дуже різноманітні породи: конгломерати, піски, пісковики, алевроліти, глини, вапняки.

Таблиця 3.8. Стратиграфічне розчленування з свердловин KRG-1, SHB-7 [Новые..., 1973, виробнича організація «Кримгеологія»].

Підосва стратиграфічних підрозділів / Свердловини (відстань до профілю)	KRG-1 Красно - гвардійська 12,6 км на північ), м	KRG- 2, м	Нижньо - гірська-6, м	SHB-7 Шубінська (1,6 км на північ), м			
<i>альтитуда</i>	47,40						
				Q	0-40		
N ₂		35,0		N ₂	110		
N ₁	287	275	675	N ₁	606		
P ₃	985		1372	P ₃	1 376		
P ₂	988	948	1668	P ₂	1 672		
P ₁	1 026	1 005	1733	P ₁	1 812		
K ₂	m	1 298	1 464	2214	K ₂	m	2 216
	s	1 538	1 724	2287		c p	2 290
K ₁	al	2 045	2 386				
	a	2 578	2 693	2392	K ₁	a	2 504
	b			2582		b	2 750
	h			2745			3 186
J? PZ?			3206			3 207	

Відклади досліджені недостатньо повно, так як більшість свердловин

зупинена у відкладах верхнього альбу на північно-західному шельфі Чорного моря та Рівнинному Криму (таб. 3.4-3.7).

Таблиця 3.9. Стратиграфічне розчленування з свердловин **KMN-1, SLZ-2** [Новые..., 1973, дані виробничої організації «Кримгеологія»].

Підосва стратиграфічних підрозділів / свердловини (відстань до профілю)	KMN-1 Камінська (1,4 км на північ), м	KMN- 2, м	SLZ-2 Селезнівська (2,0 км на північ), м	SLZ-4, м	SLZ-5, м
<i>альтитуда</i>	56,3	31,30	69,1	73,5	88,7
N₁	158				
P₃	2 273	2 370	P₃	2171	3100
			P₂	3412	2937
			P₁		3148
					3254

Верхньокрейдіві відклади покривають суцільним чохлам майже весь Рівнинний Крим. Ці відклади широко розповсюджені на шельфі і на суміжному суходолі. Вони представлені в основному карбонатними породами, які перекривають теригенні відклади нижньої крейди. Найбільша потужність верхньокрейдівих відкладів (до 3000 м) відмічається в Рівнинному Криму. В Західному Причорномор'ї та передгір'ях Гірському Криму і вона зменшується до цілковитої відсутності в межах центральної частини Кримських гір. На північно-західному шельфі верхньокрейдіві відклади розкриті практично на всіх розбурених площах. Потужність верхньокрейдівих відкладів в межах Каркінітського прогину складає більше 2375 м в св. Гамбурцева-2, біля 2000 м в св. Південноголцінська-3, 1484 в св. Одеська-2. На захід, північ і південь від прогину потужність відкладів верхньої крейди зменшується: до 160 м в св. Євпаторійська-2, до 245 м в св. Олімпійська-400 [Геология..., 1984]. Відклади представлені глинистими

вапняками і мергелями з домішкою теригенного матеріалу. У Переддобруджі відзначається неповний розріз верхньокрейдових крейдоподібних вапняків і мергелів.

Таблиця 3.10. Стратиграфічне розчленування з свердловин FNT-12, GOR-4 [Новые..., 1973, виробнича організація «Кримгеологія»].

Підосва стратиграфічних підрозділів / Свердловини (відстань до профілю)	FNT-1, м	FNT- 2, м	FNT- 7, м	FNT-12, Фонтанівська (0,4 км на північ), м	GOR-4 Горностаївська (3,1 км на пів ніч), м
N ₁	112,2	110,8	125,7	143,6	
P ₃	2422	3352	3160	3821	3064
P ₂	2577	3604	3330		3280
P ₁	2995	3736	3443		4270
K ₂	3984		3515		4735
K ₁	4151				4956

Буровими роботами встановлено, що в Рівнинному Криму широко розвинуті крейдові вулканогенні утворення. Найбільш потужний нижньокрейдовий комплекс порід (більше 1000 м) розбурено свердловинами на Тарханкутському півострові (таб. 3.5, 3.6).

Вулканогенні породи виявлені серед осадових морських відкладів, які залягають у вигляді великих лінз та приурочені в основному до середнього та верхнього альбу. По складу вулканогенні товщі виключно одноманітні – андезитові та рідко дацит-андезитові.

В крейдовому вулканізмі Рівнинного Криму виділяють два етапи. Перший (кінець раннього – початок середнього альбу) характеризується тріщинними виливами, можливо виверженням лав. На другому етапі (верхній альб – сеноман) переважав експлозивний вулканізм.

Швидкості мезо-кайнозойських відкладів Рівнинного Криму характеризуються 2,0 – 2,75 км/с за даними [Соллогуб Н.В. 1987]. Пластові

швидкості мезозойських відкладів Переддобруджя коливаються в межах 2,23 – 3,02 км/с та для Центральнокримського підняття - 2,68 – 4,68 км/с за даними ВСП [виробнича організація «Кримгеологія»] в свердловинах.

Таблиця 3.11. Стратиграфічне розчленування з свердловин SLS-2, ALK-7 [Новые..., 1973, виробнича організація «Кримгеологія»].

Підосва стратиграфічних підрозділів / свердловини (відстань до профілю)	SLS-2 – Слюсарівська (1,6 км на південь), м	ALK-7 Олексіївська (0,4 км на північ), м
	86,2	33
N₁	295	230
P₃	4302	3358
P₂	4522	3503

Кайнозой. Перехід від крейдових відкладів до палеогенових в багатьох місцях Криму майже непомітний. Поширення палеогенових відкладів доведено бурінням на північно-західному та Прикерченському шельфах Чорного моря, а також на прилеглих територіях. Вони складені палеоценовими, еоценовими та олігоценовими відділами. Відклади еоцену розкриті майже на всіх розбурених площах північно-західного шельфу. Вони поділяються на нижній, середній та верхній підвідділи. Загалом еоцен представлений переважно глинами, піщано-алевритовими або нумулітовими вапняками і мергелями. Еоценові відклади поширені в Переддобруджинському прогині, у Рівнинному Криму, у передгір'ях Гірського Криму. У Переддобрудзькому прогині достовірно встановлені середній і верхній еоцен, що представлений піщанистими вапняками,

мергелями, вапнистими глинами, вапнистими алевролітами [Геологія..., 1984].

Нижній еоцен за даними керну та ГДС розрізів морських свердловин представлений карбонатними глинами, аргілітами і алевролітами. Товща середньою потужністю відкладів 70-100 м поширена по всьому регіону. На шельфах Чорного моря і в його облямуванні олігоцен-нижньоміоценові (майкопські) відклади мають широке поширення. У південній частині Каркінітського прогину майкопська товща незгідно залягає на підстеляючих різновікових відкладах. В цілому розріз представлений одноманітною товщею переважно невапнистих глинисто-піщаних порід потужністю від декількох сотень до 4000 м [Геологія..., 1984]. Найбільш повний розріз майкопських відкладів розкритий на Керченському півострові. А неогенові відклади покривають Рівнинний Крим сполосним чохлам.

Таблиця 3.12. Звідна геохронологічна таблиця.

Ера	період		епоха
КАЙНОЗОЙ	N₁		міоцен
	олігоцен P₃		в. олігоцен
			с. олігоцен
			н. олігоцен
	еоцен P₂		в. еоцен
			с. еоцен
			н. еоцен
	палеоцен P₁		в. палеоцен
			с. палеоцен
			н. палеоцен
МЕЗОЗОЙ	в. крейда K₂	m	маастрихт
		cp	кампан
		st₂	в. сантон
		st₁	н. сантон
		k	коньяк
		t	турон
		s	сеноман
	н. крейда K₁	al	альб
		a	апт
		b	барем
	h	готерив	

ПАЛЕО- ЗОЙ	юра, J	
	тріас, T	
	перм, P	
	карбон, C	
	девон, D	
	силур, S	

Пластові швидкості кайнозойських відкладів Переддобруджя коливаються в межах 2,03 – 2,26 км/с; для Центральнокримського підняття - 1,95 – 2,62 км/с; для Керченського півострову 1,8 – 2,9 км/с за даними [виробнича організація «Кримгеологія»].

За геологічними даними стратиграфічного розчленування в свердловинах, побудовано геологічний розріз по лінії сейсмічного профілю DOBRE-5 (рис. 3.3), який було використано для моделювання повнохвильової сейсмічної моделі по лінії профілю до глибини поверхні Мохо. Згідно свердловинних даних складено загальну геохронологічну таблицю (таб. 3.12).

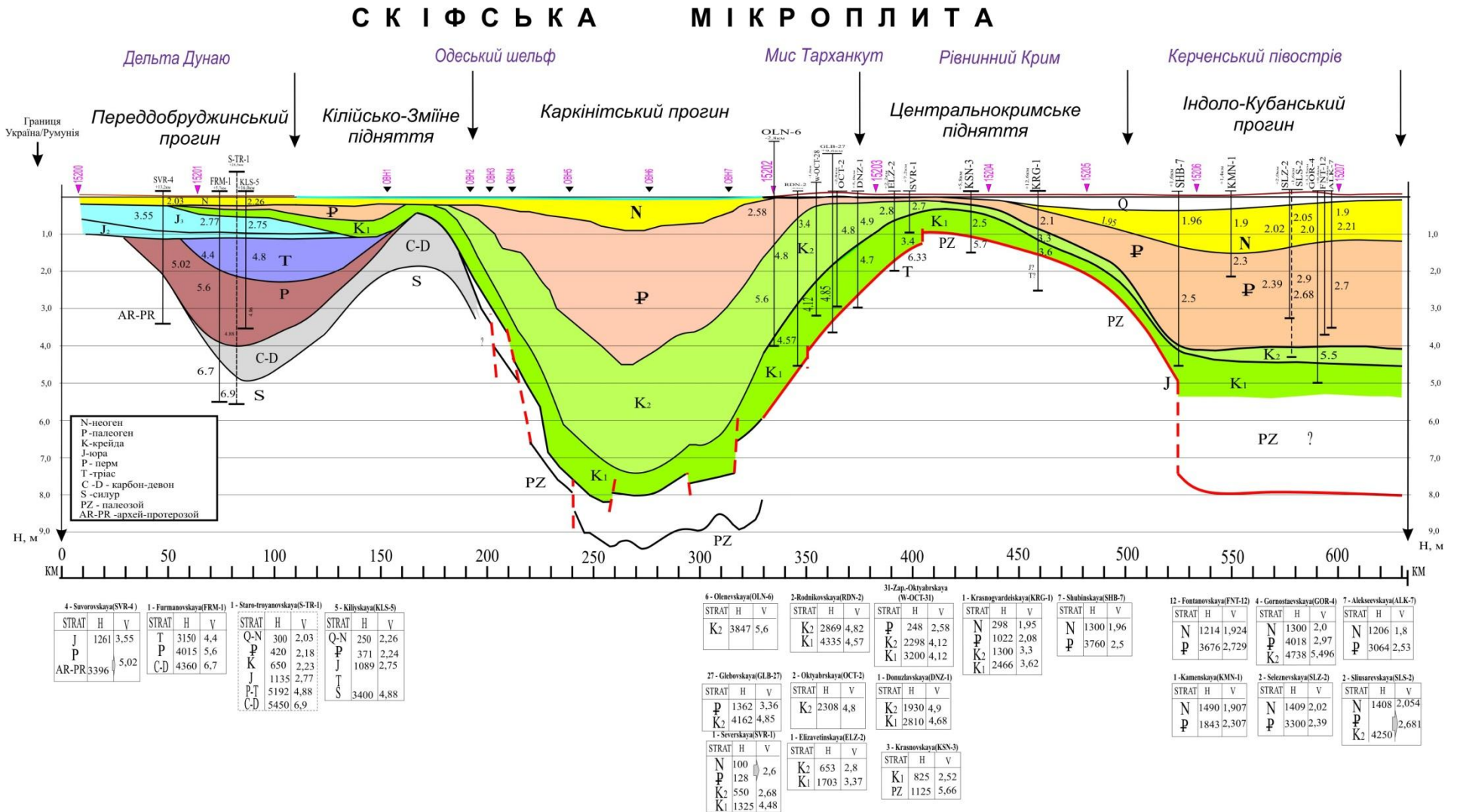


Рис. 3.3. Геологічний розріз по лінії сейсмічного профілю DOBRE-5 (2011). На геологічний розріз винесено лише свердловини, по яких були дані вертикального сейсмічного профілювання (таблиці внизу рисунка) для побудови сейсмічної моделі. В таблицях зібрано підраховані пластові швидкості для основних стратиграфічних комплексів з даних вертикального сейсмічного профілювання [виробнича організація «Кримгеологія»].

3.4.2. Сейсмічні дані отриманої 2D моделі

Матеріали уздовж профілю DOBRE-5 (2011) були отримані з використанням записів з суші зі значним (220 км) розривом по морській частині профілю. В цій частині були використані годографи від аналогових записів за профілем 26 (рис. 3.4), які отримані в 1966 році [Маловицкий, Непрочнов, 1972] і були оцифровані та включені в обробку даних для моделі вздовж DOBRE-5 (2011). Крім того, дані з двох донних станцій за цим профілем були цифровані як сейсмічні розрізи. Зауважимо, що ці дані неможливо повторно отримати, тому що нові екологічні правила не дозволяють проводити такого роду морські експерименти з хімічними вибухами.

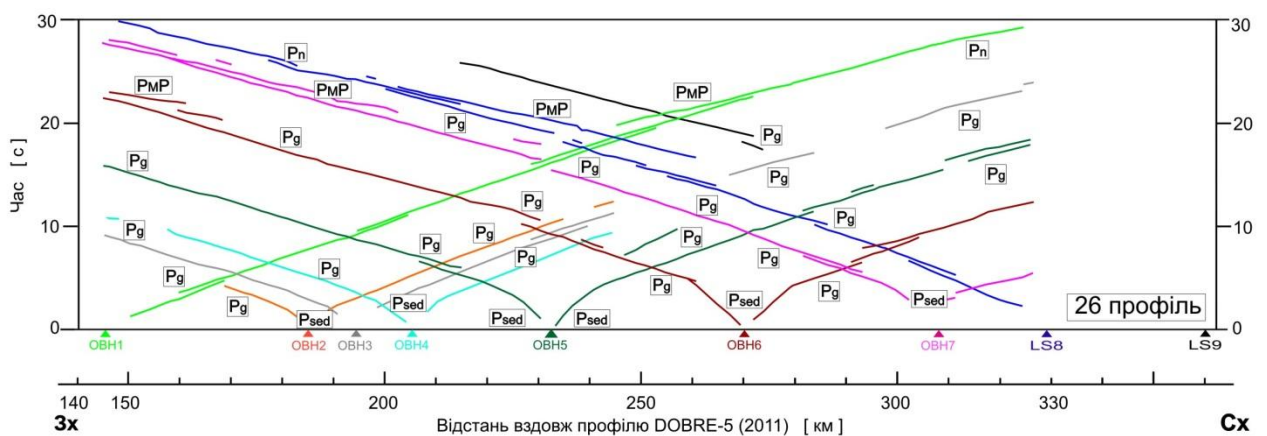


Рис. 3.4. Записи спостережуваних часів приходу вздовж 26 профілю [Маловицкий, Непрочнов, 1972] для OBH1-7 та LS8-9.

Кілька фаз Р-хвилі прокорельовані з отриманими даними по профілю DOBRE-5 (2011) і використані для моделювання усього сейсмічного розрізу. Спостережені сейсмічні фази включають перші вступи (відбиття від земної кори осадових шарів (P_{sed}), від верхньої / середньої консолідованої кори (P_g), і заломлення з верхньої мантії (P_n) і пізніе прибуття (в основному відбитих хвиль). Серед пізніх приходів, сильна фаза є відбиттям від границі Мохо (P_{MP}). Також спостерігаються відбиття від границі середньої кори (P_{CP}) на деяких пунктах записів.

Заломлення. Перші вступу являють собою заломлення від верхньої

(осадової) частини земної кори, від кристалічної кори та від верхньої мантії. Протягом більшої частини пунктів вибуху, перші вступи можуть бути пов'язані до 150 км зміщення (P_g фаза), а також приблизно 550 км (фази мантії).

P_{sed} фази, які є заломленням в осадовій товщі самої верхньої кори, спостерігаються декількома уявними швидкостями: 2,0-2,5 км/с при виносках 0-10 км та 4,3-4,5 км/с в області віддалення 1-40 км (в основному в східній частині, наприклад SP 15207). P_{sed} прихід часто утворює розривні тимчасові криві з вертикальними пробілами (наприклад SP 15207), характерні для структур земної кори, що містять низько-швидкісні шари (рис. 3.5).

P_g фаза - заломлюється в консолідованому/кристалічному фундаменті і спостерігається в діапазоні 50-120 км та має уявну швидкість 5,5-5,8 км/с, виключаючи SP 15206, де з'являється швидкість яка сягає 6,2 км/с. У східній частині (SP 15207), фаза P_g з високою уявною швидкістю близько ~ 7 км/с.

Мантіїні фази спостерігаються на відстанях більше ніж 120-150 км, із змінами в уявній швидкості в межах 8,2-8,3 км/с. Вони являють собою в значній мірі відображеннями (P_n) Мохо. Чіткі високошвидкісні вступи з $V_p > 8,5$ км/с, спостерігаються для SP 15201 на відстані > 400 км, які можна інтерпретувати як заломлення на границі мантії (P_1P).

Відбиття. Пізні вступи відбитих хвиль від границь земної кори P_cP (середня кора, верх нижньої кори) слабкі і рідко спостерігаються (SP 15204 та 15205). Відбиття від границі Мохо ($P_M P$) іноді складно корелюються у зв'язку з відносно низьким співвідношенням сигнал-перешкода. Наприклад, спостерігаються на відстані ~ 80 км при 7-9 сек. зменшеним часом приходу в західній частині профілю (SP15207), у зв'язку з великими варіаціями товщини кори уздовж профілю. У частині для SP15207, на відстані 30-130 км на захід і близько $\sim 7,5$ сек зменшеним часом приходу, спостерігаються чіткі відбиття (P_cP) від середньої кори.

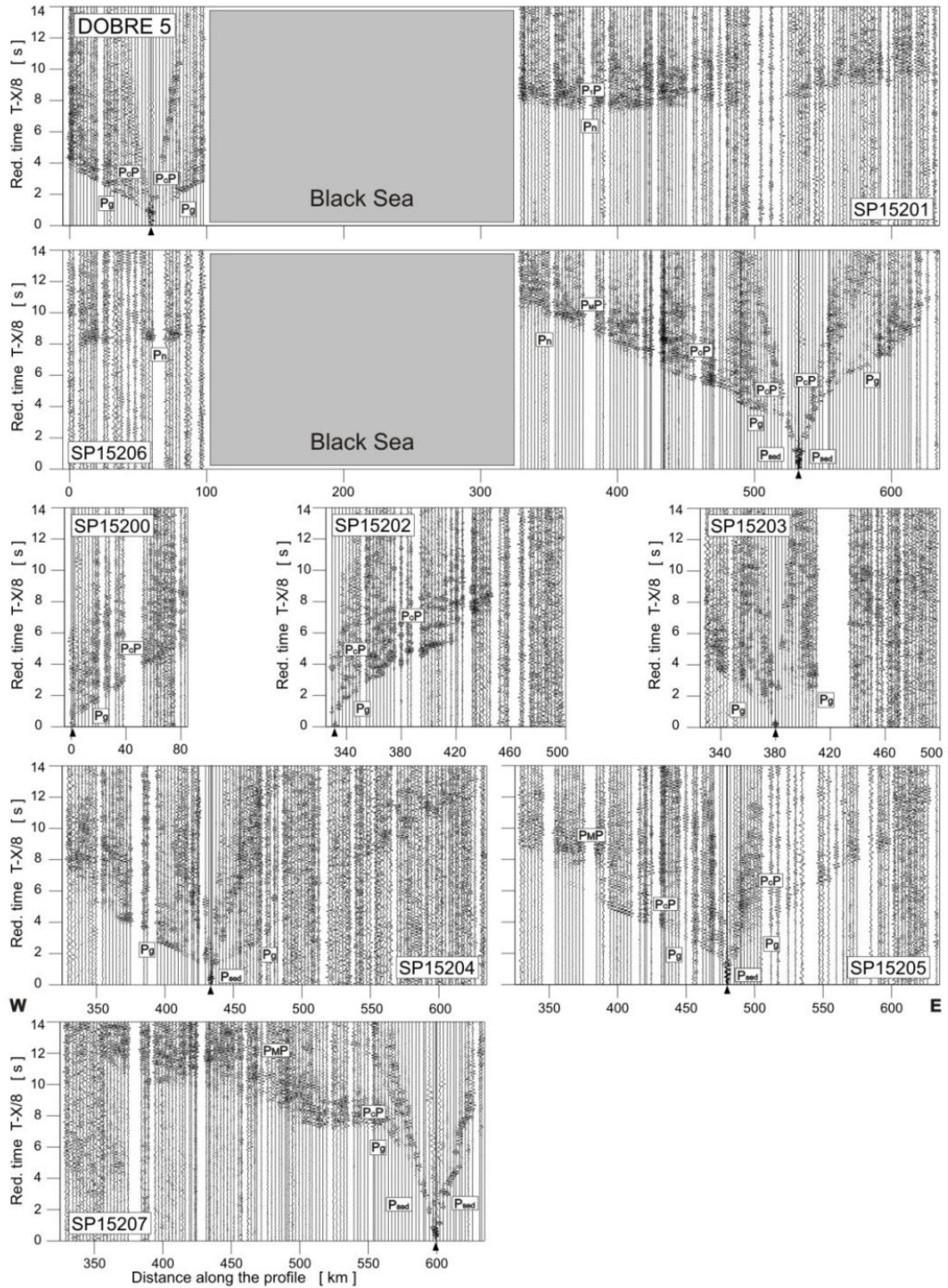


Рис. 3.5. Записи сейсмічної Р-хвилі вертикальної компоненти для SP 15200 – SP 15207 [Starostenko et. al., 2015]

26 профіль. Для моделювання використані цифровані криві часів пробігу довжиною 50-180 км (рис. 3.2). Годографи 26 профілю збігаються в межах 0,1 с між взаємними точками. Проте, система спостереження дозволяє тільки

ідентифікувати хвилі від неглибоких горизонтів. Там немає P_n фаз для визначення глибини до Мохо, хоча декілька P_{MP} фаз були визначені на годографах. Цифровані годографи (рис. 3.2) покрили відстань 50-180 км. Перші вступи включають P_g фазу з швидкостями 5,5-6,1 км/с на відстані 0-100 км, заломлення в нижній корі з високою позірною швидкістю ($\sim 7,1$ км/с) і фази P_n на ОВН1 з відстані ~ 160 км. Пізніше вступають фази P_{MP} (ОВН7 і ОВН8) і кілька коротких фрагментів відбиттів в середині кори.

3.4.3. Швидкісна 2D модель осадового чохла та кристалічної кори

В результаті рей-тресінг моделювання за допомогою програмного пакету SEIS83 [Červený, Pšenčík, 1983] вздовж профілю DOBRE-5 (2011) була отримана сейсмічна швидкісна модель 2-D (V_p - в корі, глибини до границі Мохо і до границь, що відбиваються всередині кори) [Starostenko et al., 2015] (рис. 3.6). Рей-тресінг моделювання базується на високочастотній апроксимації хвильового рівняння та підрахунку траєкторії сейсмічної хвилі, часу пробігу та побудови синтетичних сейсмограм.

За сейсмічними даними швидкісної моделі DOBRE-5 (2011) верхня земна кора Скіфської мікроплити умовно (границя не чітка) поділяється на осадовий шар і кристалічний фундамент зі швидкостями, відповідно, менше і більше $V_p = 5,72$ км/с.

Значення швидкості поширення Р-хвилі по сейсмічних даних швидкісної моделі DOBRE-5 (2011) осадового чохла варіюють від 1,9 до 4,65 км/с з декількома відбиваючими сейсмічними горизонтами. Загальна потужність осадків змінюється від 1,5 км під Переддобруджинським прогином і близько 4 км під Каркінітським прогином, до 10 км під Індоло - Кубанським прогином (рис. 3.6).

Отримана швидкісна модель за профілем DOBRE-5 (2011) містить три шари кристалічної кори: верхня ($V_p = 6,20-6,40$ км/с), середня ($V_p = 6,50-6,70$ км/с) і нижня кора ($V_p = 6,80-7,20$ км/с). Верхня кора складається з двох шарів зі швидкостями 5,55-5,9 км/с і 6,2-6,38 км/с і характеризується сильно

хвилястими поверхнями. Підняття цих шарів на глибинах від 1 до 4 км утворюють фундамент Кілійсько-Зміїного підняття на Одеському шельфі і Центрально-Кримське підняття в межах Рівнинного Криму.

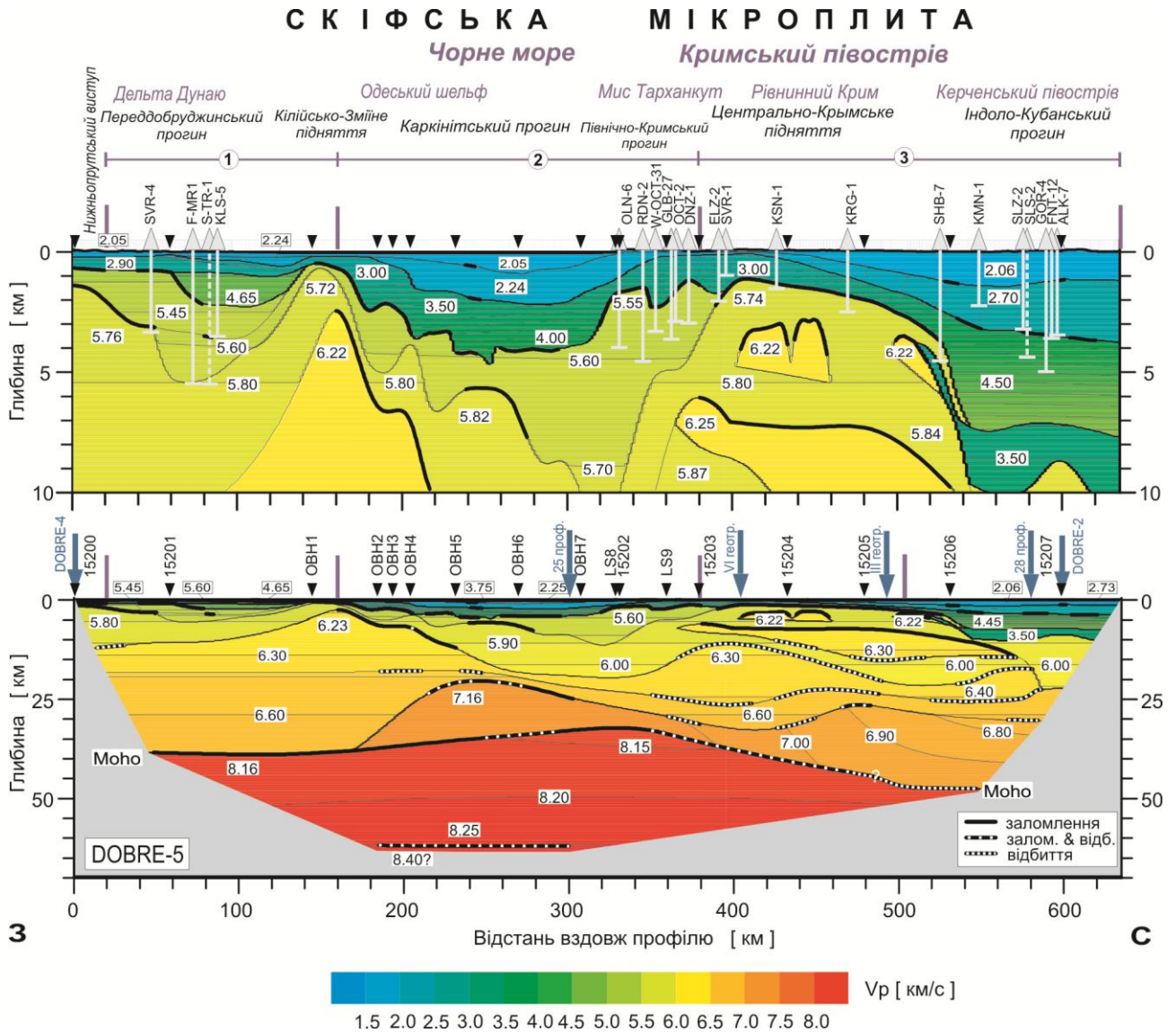


Рис. 3.6. Двомірна сейсмічна модель Р-хвиль швидкостей в осадовому чохлі (верхня модель), кора та верхня мантія отримана рей-тресінг моделюванням (нижня діаграма) використовуючи SEIS83 пакет вздовж профілю DOBRE-5 (2011). Чорними лініями позначено головні швидкісні границі, а на них в білих прямокутниках значення швидкостей повздовжніх хвиль [Starostenko et al., 2015]. Цифри в кружках – сегменти тектонічного поділу: 1 – Переддобруджинський, 2 – Західночорноморський та Кримсько-Азовський. Свердловини: SVR-4 - Суворовська (13,2 км на північ від профілю);

FMRI – Фурманівська (5,7 км на північ); *S-TR-1* – Старотроянівська (28,5 км на північ); *KLS-5* – Кілійська (16,0 км на північ); *OLN-6* – Оленівська (2,8 км на південь); *RDN-2* Родниківська (0,8 км на південь); *W-OCT-31* – Західно-Октябрська (1,6 км на південь); *GLB-27* – Глебівська (9,6 км на північ); *OCT-2* – Октябрська (2,8 км на південь); *(DNZ-1* – Донузлавська (5,0 на північ); *ELZ-2* – Єлизаветинська (0,6 км на південь); *SVR-1* – Сіверська (7,2 км на північ); *KSN-3*- Красновська (5,8 км на північ); *KRG-1* – Красногвардійська (12,6 км на північ); *SHB-7* – Шубінська (1,6 км на північ); *KMN-1* – Камінська (1,4 км на північ); *SLZ-2* – Селезнівська (2,0 км на північ); *SLS-2* – Слюсарівська (1,6 км на південь); *GOR-4* Горностаївська (3,1 км на північ); *FNT-12* Фонтанівська (0,4 км на північ); *ALK-7* – Олексіївська (0,4 км на північ).

Середня і нижня кора товщиною 10-20 км включає високошвидкісне тіло ($V_p \sim 7,15$ км/с) максимальною товщиною 15 км на відстанях від 160 до 440 км вздовж профілю (під Каркінітським прогином). 10-20 кілометровий шар нижньої кори можна розділити на два: нижня кора зі швидкістю $V_p = 6,65$ км/с при глибинах 38-37 км на відстані 40-160 км і високошвидкісний шар нижньої кори (HVLC) з $V_p \sim 7,15$ км/с. На схід швидкість в шарі зменшується до 6,8 км/с. Високі швидкості можуть представляти частину нижньої кори зміненої магматичними або структурними підшаруваннями або ж мафічною інтрузією. Високошвидкісна нижня кора даними DOBRE-5 (2011) (HVLC) відображена на сейсмічному профілі як асиметричне тіло з максимальною товщиною ~ 10 -15 км в західній частині Каркінітського прогину (240 км), де глибина до верхньої межі HVLC зменшується до ~ 21 км. Це підтверджується надійними заломленнями і відбиттями від її покрівлі до підшови (границі Мохо).

В моделі (рис. 3.6) були виявлені зміни вздовж профілю як внутрішній структурі земної кори, так і у рельєфі поверхні Мохо. У західній частині моделі, глибина до поверхні Мохо сягає 38 км. З відстані 160 км і до 340 км вздовж профілю глибина залягання Мохо зменшується до 33 км. У східній частині профілю, границя Мохо занурена на глибину 47 км (на відмітці

відстані вздовж профілю 520 км). Швидкості розповсюдження пружних хвиль на поверхні Мохо сягають близько 8,15 км/с. Це добре видно на відрізку профілю між пунктами вибухів SP15201 та SP15206. По лінії профілю також виявлено субгоризонтальне відбиття у верхній мантії на глибині ~ 60 км, що приблизно на 25 км нижче від поверхні Мохо.

3.4.4. Геолого-тектонічна інтерпретація сейсмічного розрізу по профілю

Геолого-тектонічна інтерпретація сейсмогеологічної моделі вздовж профілю DOBRE-5 (2011) представлена по сегментах: *Переддобруджинський (I)*, *Західночорноморський (II)* та *Кримсько-Азовський (III)* (рис. 3.7).

Осадочий чохол змінюється як в хрест простягання Скіфської мікроплити (в напрямку від Східноєвропейської платформи до альпійського обрамлення), так і по простяганню.

Переддобруджинський сегмент (20-120 км) вивчений свердловинами до глибини 5,5 км [Patrut et al., 1983; Слюсарь, 1984; Papanikolaou et al., 2004; виробнича організація «Кримгеологія»] (за даними по свердловинах SVR-4, KLS-5, S-TR-1 та Зміїний (табл. 3). Осадочний чохол характеризується складною літологією і стратиграфією [Слюсарь 1984; Dinu et al., 2002, 2005; Seghedi 2012]. Швидкісна характеристика його наступна, км/с : міоцен - четвертинні осадки - $V_p = 2,05$ км/с; олігоцен - еоценові – 2,24 км/с; юрсько-крейдяні - $V_p = 2,90$ км/с (загальна потужність 500-700 м); тріасовий теригенно - глинистий комплекс – $V_p = 4,65$ км/с; пермські червоноколірні вулканічні уламкові породи – $V_p = 5,45$ км/с; середньо – девонський карбонатний комплекс – 5,60 (загальна потужність близько 4 км) (рис. 3.7).

Платформні комплекси верхньопалеозойських осадочних товщ Переддобруджинського прогину можуть відповідати одновіковій товщі Північної Добруджі, яка сформувалася протягом байкало-варісційського етапів колізії [Ермаков и др., 1985; Тектоника..., 1988]. Однак чітка границя

між Північною Добруджою і Переддобруджинським прогином не виражена в швидкісних моделях обох профілів – як DOBRE-5 (2011), так і DOBRE-4 (2009) [Starostenko et al., 2013], що обумовлено недостатньою кількістю сейсмічних даних на кінцях обох профілів.

Нижня частина осадової товщі на глибинах від 4-5 до 10-12 км не досліджена свердловинами і її структура відома тільки по геофізичних даних. Імовірно, вона складається з карбонатів і теригенних утворень венд-нижнього девону, перекритих мігматитами, плагіогранітами і сланцями рифейського фундаменту [Слюсарь 1984]. Швидкісна модель показує відсутність різниці між девонськими і рифейським породами (рис. 3.7) з $V_p = 5,72-5,80$ км/с.

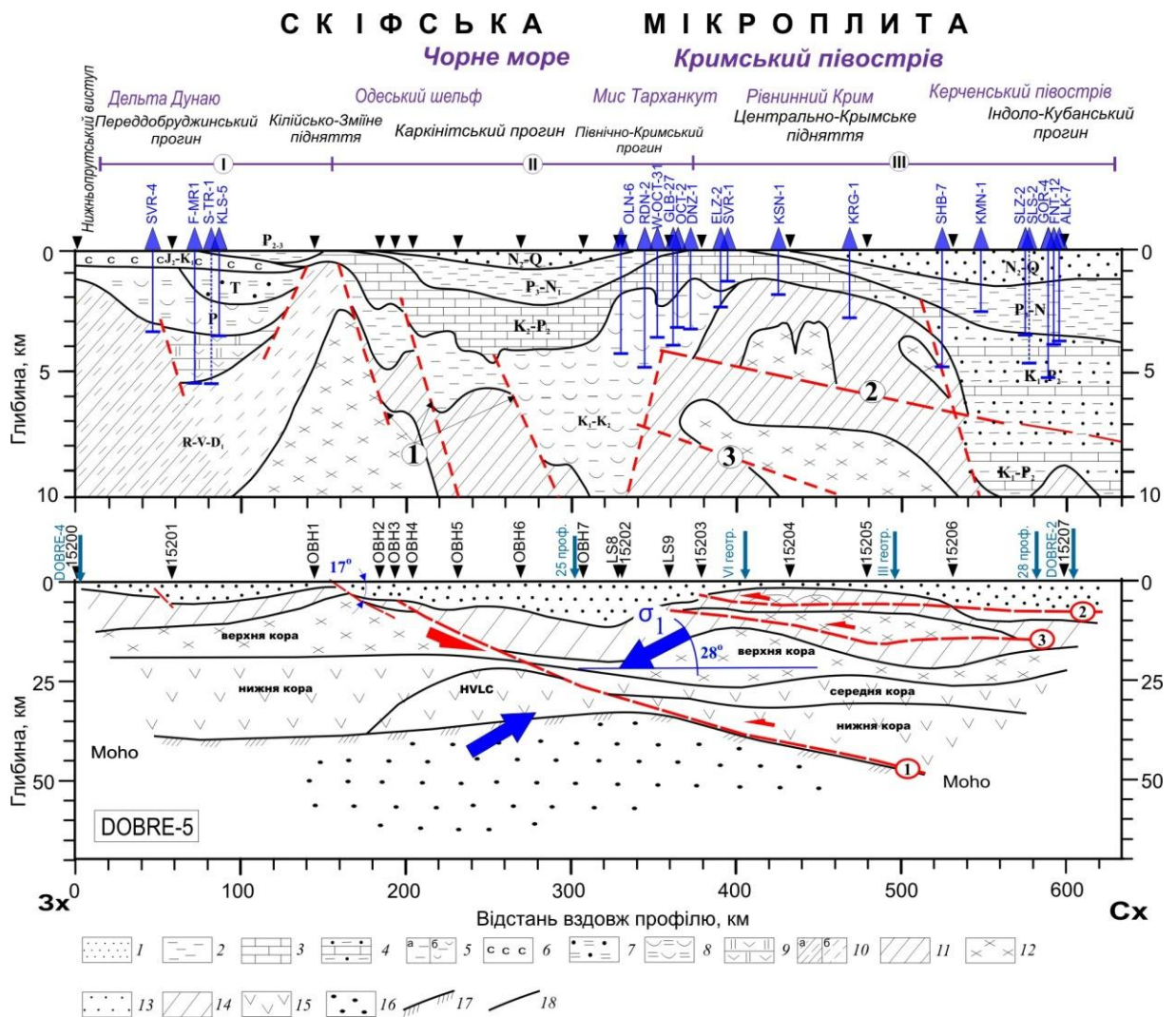


Рис. 3.7 . Сейсмогеологічний розріз осадового чохла (верхній розріз) і

будова земної кори (нижній розріз) з імовірними зонами розривних порушень вздовж профілю DOBRE-5 (2011): 1–9 – літолого-стратиграфічні комплекси осадового чохла (1 – середньо міоцен-четвертинний; 2 – еоцен-олігоценовий (Переддобруджинський) і олігоцен-нижньоміоценовий Каркінітського, Північнокримського та Індоло-Кубанського прогинів; 3 – верхньокрейдово-еоценовий Каркінітського та Північнокримського прогинів; 4 – нижньокрейдово-еоценовий Індоло-Кубанського прогину; 5 – нижньо-верхньокрейдовий (альб-сеноманський) теригенний (а) і теригенно-вулканогенні (б) Каркінітського та Північнокримського прогинів; 6 – середньоюрсько-нижньокрейдовий; 7 – триасовий; 8 – пермський; 9 – середньодевонсько-карбоновий); 10 – рифейсько-нижньодевонський нерозчленований комплекс платформного чохла Придністровського схилу Східноєвропейської платформи (а), синхронні йому відклади Північної Добруджі, перероблені в байкальську і варісційську епохи (б); 11 – палеозой-мезозойський фундамент Скіфської мікроплити; 12 – дорифейський гранітно-гнейсовий шар – верхня земна кора; 13 – осадовий чохол, 14 – палеозой-мезозойський фундамент Скіфської мікроплити; 15 – середня (шар під Центральнокримським підняттям) та нижня земна кора; 16 – верхня мантія; 17 – поверхня Мохо; 18 – швидкісні границі. Червоним пунктиром і цифрами в кружках позначено імовірні тектонічні порушення (1 – зона зчленування Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою – похила сейсмічна границя, 2–3 – імовірні зони порушень Центральнокримського підняття. Напружено-деформований стан похилої сейсмічної границі (нижній розріз): великі товсті сині стрілки – кут нахилу осі σ_1 до горизонту, що дорівнює 28° , за умови, що кут нахилу проекції в меридіональному перетині тектонічного порушення (похилої сейсмічної границі) рівний 17° (розділ 5); червона стрілка під Каркінітським прогином із заходу на схід – субдукція Східноєвропейської платформи під Скіфську мікроплиту; малі стрілки під Центральнокримським підняттям зі сходу на захід – насуви Скіфської мікроплити на Східноєвропейську платформу.

Західночорноморський сегмент (Каркінітський прогин) (дистанція 220-360 км) вивчений бурінням на Одеському шельфі до глибини 4 км [Атлас ...,

1998; Khriachevskaia et al., 2010]. Стратиграфічне розчленування основних свердловин українського сектору Західночорноморського шельфу зібрано в (табл. 4). Верхня частина осадової товщі (700-800 м) зі швидкістю $V_p \approx 2,05$ км/с представлена в основному середньоміоценовими-четвертинними мілководними морськими карбонатно-теригенними відкладами, нижче - глинами майкопського комплексу (олігоцен-ранній міоцен) зі швидкістю $V_p = 2,24$ км/с. Глибше шари зі швидкостями $V_p = 3,0-4,0$ (потужність 3 км) і $5,55-5,70$ км/с (потужність 6-7 км) представлені швидше за все, відповідно, еоцен-верхньокрейдовими вапняками і мергелями, нижньокрейдовими уламковими комплексами, а також вулканітами [Плахотный 1971; Тектоника и эволюция ..., 1981; Геология..., 1984] (рис. 3.6, 3.7).

Кримсько-Азовський сегмент (Центральнокримське підняття) (дистанція 380–505 км) має осадовий чохол товщиною близько 2-4 км, представлений еоцен-верхньокрейдяними вапняками і мергелями з швидкостями $V_p = 2,70-3,0$ км/с. Західна частина Індоло-Кубанського прогину (505–620 км), який умовно відноситься (разом з Терсько-Каспійським прогином) до передового прогину Великого Кавказу, в межах профілю заповнений осадовою товщею потужністю до 10 км, представленою, головним чином, моласовими комплексами майкопу ($V_p = 2,70$ км/с), а також еоцен-верхньокрейдовими вапняками і мергелями ($V_p = 3,50-4,50$ км/с).

В районі профілю покрівля кристалічного фундаменту Скіфської мікроплити залягає на різних глибинах (рис. 3.7, нижній розріз): під Кілійсько-Зміїним підняттям - від 3 до 5 км, під Індоло-Кубанським прогином – 20-22 км, під Центральнокримським підняттям стає приповерхневим шаром. Кристалічну кору за даними швидкісної моделі вздовж профілю DOBRE-5 (2011) можна розділити на верхню ($V_p = 6,20-6,40$ км/с), середню ($V_p = 6,50-6,70$ км/с) і нижню ($V_p = 6,80-7,20$ км/с). Верхня кора складається з двох шарів з швидкостями $5,55-5,9$ км/с та $6,2-6,38$ км/с і характеризується чітко вираженими хвилястими поверхнями. Підняття цих шарів на глибинах від 1 до

4 км утворюють фундамент Кілійсько-Зміїного і Центральнокримського підняття. Середня і нижня кора товщиною 10-20 км включає високошвидкісне тіло ($V_p \approx 7,16$ км/с) з максимальною товщиною до 15 км на відстанях від 160 до 360 км вздовж профілю (під Каркінітським прогином).

На сейсмічній моделі DOBRE-5 (2011) чітко прослідковується похила сейсмічна границя від пункту вибуху ОВН1 + 20 км біля о. Зміїний на глибині 2 км до пункту вибуху 15205 + 30 км на глибині 47 км) (рис. 3.6 та на рис 3.7 під номером 1 зона похилої сейсмічної границі). Візуалізації похилої сейсмічної границі сприяє те, що, по-перше, в її межах ізолінії V_p змінюють свій нахил від субгоризонтального до субпаралельного границі Мохо, по-друге, майже всюди в земній корі в районі похилої сейсмічної границі загалом впевнено простежені ізолінії відбитих і заломлених хвиль перериваються (проведені умовно). Це свідчить про те, що похила сейсмічна границя є досить потужною зоною дезінтеграції, тобто має явну тектонічну природу. У розділі 5 цій похилій границі та її тектонічній природі буде приділено основну увагу.

3.5. Висновки

Сейсмічні дані ГСЗ 1960–80-х рр. (V, VI, III геотраверси та 25, 26, 28, 29 профілі) мають високу роздільну здатність по латералі завдяки тому, що пункти спостереження були розміщені на відстанях один від одного від 100 до 200 м. Це спрощувало виділення та кореляцію корисних хвиль в сейсмічному полі та забезпечувало побудову великої кількості відбиваючих площадок вздовж досліджуваного сейсмічного розрізу. Аналізуючи характер поведінки, положення та щільність таких відбиттів, можна виділяти різні зони сейсмічного розрізу за відбиваючими властивостями (прозорі ділянки, області з підвищеними амплітудами сейсмічних коливань тощо).

Сучасні ж сейсмічні спостереження ГСЗ/WARR вздовж профілів DOBRE-2 (2007), DOBRE-4 (2009), DOBRE-5 (2011) хоча і не мають такої детальності

спостережень по латералі, але дозволяють отримати суттєво нову інформацію про значення швидкостей в середині розрізу на глибинах порядку 50–80 км. Це досягається завдяки реєстрації сейсмічних хвиль на великих виносках від пунктів вибуху з використанням сучасних сейсмічних станцій, які за методикою досліджень розташовуються на відстанях 2,5–3,0 км вздовж профілю довжиною в декілька сотень кілометрів. Це дозволяє реєструвати не тільки відбиті, але і рефраговані хвилі в шарах, що знаходяться на значних глибинах. Вздовж профілів, що розглядаються в даній роботі, відстані між пунктами збудження та спостереження для крайніх пунктів вибухів складала до 500 і навіть 650 км по проектах PANCAKE, GEORIFT-2013 [Starostenko et al., 2013; Janik, 2014]. Як правило, на відстанях 200–450 км від пункту вибуху фіксуються фази рефрагованих хвиль, які несуть інформацію про зміну градієнта швидкості в глибоких шарах літосфери та верхньої мантії.

Таким чином, сучасні сейсмічні спостереження ГСЗ/WARR дозволяють отримувати записи сейсмічних хвиль на значних виносках від пунктів збудження (понад 200 км), інтерпретувати рефраговані хвилі в земній корі та верхній мантії, що надає абсолютно нову інформацію – швидкісні характеристики шарів, через які вони проходять. До того ж сучасні методи повнохвильового моделювання (*ray-tracing method*) дозволяють будувати швидкісні моделі кори та верхньої мантії вздовж профілю, які задовільняють усій сукупності хвильового поля (рефраговані та закритичні відбиті хвилі), які зареєстровані усіма пунктами збудження. Це підвищує надійність отриманої швидкісної моделі.

Побудовано геологічний розріз верхньої/осадової частини профілю та підраховано пластові швидкості для основних стратиграфічних комплексів з даних вертикального сейсмічного профілювання. Даний розріз було використано при повнохвильовому моделюванні вздовж лінії профілю DOBRE-5 (2011). Здійснено геолого-тектонічну інтерпретацію сучасного сейсмічного розрізу по профілю DOBRE-5 (2011). За результатами геолого-тектонічної інтерпретації швидкісної 2D моделі вздовж профілю DOBRE-5

(2011) виділено чотири структурні сегменти глибинної будови земної кори Скіфської мікроплити: Переддобруджинський, Західночорноморський та Кримсько-Азовський, які розділені розломними зонами; виявлено новий сейсмічний структурний елемент - це похила сейсмічна границя. Детальний аналіз можливої природи похилої сейсмічної границі представлено у 5 розділі дисертаційної роботи.

РОЗДІЛ 4. ГЛИБИННА БУДОВА ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ СКІФСЬКОЇ МІКРОПЛИТИ ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ АНАЛІЗУ ПЕРЕТИНІВ ПРОФІЛЮ DOBRE-5 (2011) З ПРОФІЛЯМИ ГСЗ

В даному розділі виконана комплексна інтерпретація як сучасних сейсмічних даних 1999 – 2013 рр. (профілі ГСЗ/WARR DOBRE-2 (2007), DOBRE-4 (2009), DOBRE-5 (2011), VRANCHEA-99, VRANCHEA-2001 та 25, 28/29 профілі в новій інтерпретації [Баранова и др., 2008, 2011; Козленко и др., 2013]), так і геотраверсів 1960 – 80-х рр. [Литосфера..., 1984, 1985, 1986; 1993], відпрацьованих в межах західної частини Скіфської мікроплити. Побудовані об'ємні перетини субширотного профілю DOBRE-5 (2011) з субмеридіональними профілями ГСЗ та проведено їх аналіз з метою з'ясування глибинної будови та підтвердження існування похилої сейсмічної границі в земній корі Скіфської мікроплити.

4.1. Зіставлення швидкісних розрізів вздовж профілю ГСЗ DOBRE-5 (2011) та V геотраверса

Профіль DOBRE-5 (2011) відпрацьований субпаралельно і в безпосередній близькості від V геотраверсу (1982) [Соллогуб и др., 1988а, 1989, 1994]. Вони майже повністю просторово співпадають по всій довжині профілю DOBRE-5 (2011) \approx в межах 10-кілометрової зони. Досліджено глибинну будову західної частини Скіфської мікроплити при їх зіставленні (рис. 4.1). Для побудови геотраверсу були залучені усі наявні геолого-геофізичні дані того часу, але в дисертаційній роботі були використані лише сейсмічні дані ГСЗ [Геология..., 1987; Литосфера..., 1988а]. V геотраверс субширотно перетинає зі сходу на захід Скіфської мікроплити, північний схил Добруджі, Передкарпатський передовий прогин, зону зчленування Східних і Південних Карпат, Трансильванську западину, але в даній роботі розглянуто його лише на довжину профілю DOBRE-5 (2011), тобто Скіфської мікроплити та північний схил Добруджі.

Рекогносцирувальні роботи ГСЗ уздовж геотраверсу V виконувалися за системою спостережень, яка не могла забезпечити отримання пов'язаних систем годографів як на суші (Кримський півострів), так і в межах акваторії Чорного моря, тому була побудована лише генералізована швидкісна модель земної кори (синім кольором рис. 4.1). Були виділені лише сейсмічні фази відбитих хвиль, які не дали інформації про розподіл швидкісних характеристик всередині розрізу, як і даних, необхідних для геодинамічних побудов, що загалом стосується усіх геотраверсів ГСЗ 1960 – 80-х рр. Виділено основні сейсмічні горизонти земної кори Скіфської мікроплити: K_0 – поверхня молодого фундаменту Скіфської мікроплити, K_1 – поверхню дорифейського фундаменту, К-М горизонт – покрівлю коромантійного шару, М – поверхню Мохо, які простежуються лише до Кілійсько-Зміїного підняття.

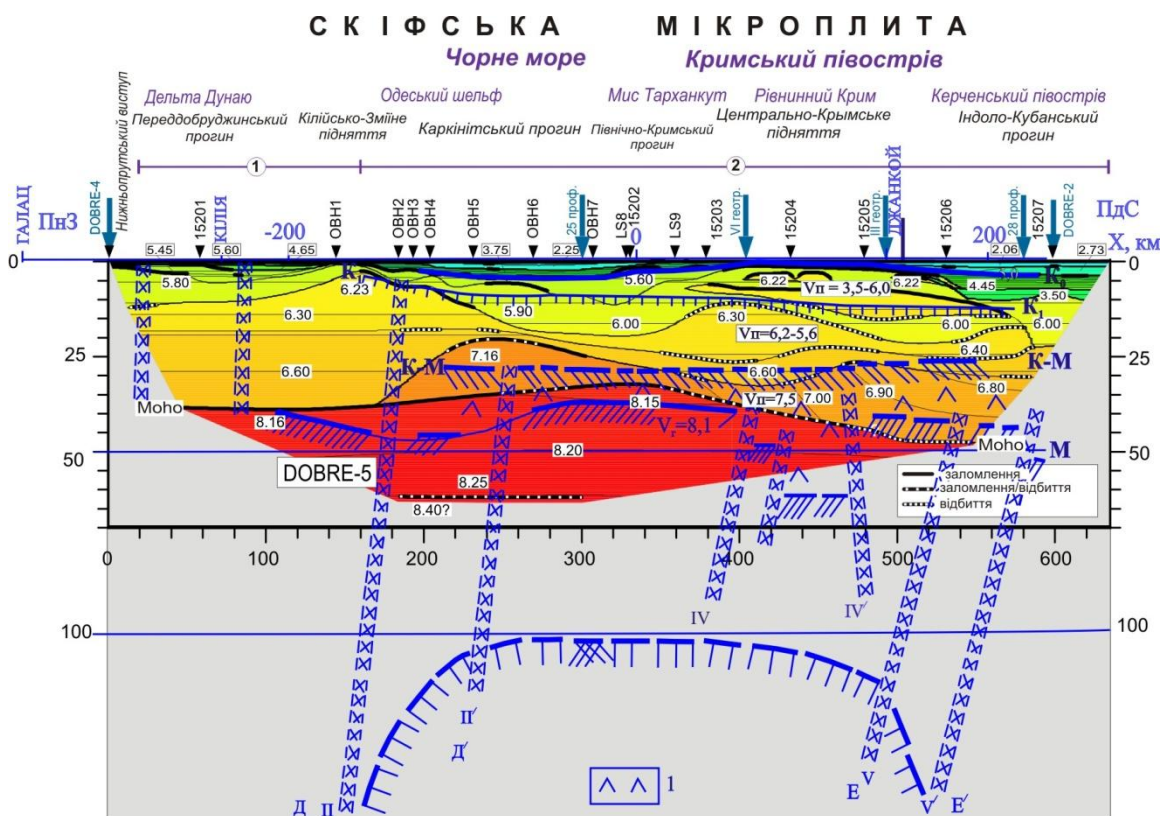


Рис. 4.1. Зіставлення швидкісного розрізу DOBRE-5 (2011) (умовні позначення див. рис. 3.6.) з швидкісним розрізом по V геотраверсу: 1 – породи коромантійного шару. Розломні зони: II-II' - Одесько-Ядлівська, IV - IV' -

Криворізько-Крупянецька, V – Оріхово-Павлоградська. K_0 – поверхня молодого фундаменту Скіфської мікроплити, K_1 – поверхня дорифейського фундаменту, К-М горизонт – покрівля коромантійного шару. Д-Д' та Е-Е' – мантійні розломні зони. V_p – пластова швидкість км/с.

За даними профілю DOBRE-5 (2011) виділяється покрівля палеозой-мезозойського фундаменту Скіфської мікроплити, яка залягає на різних глибинах: під Кілійсько-Зміїним підняттям – від 3 до 5 км, під Індоло-Кубанським прогином – 20 – 22 км, під Центральнокримським підняттям стає приповерхневим шаром та характеризується чітко вираженими хвилястими поверхнями, має складну структуру. Так, в межах Центральнокримського та Кілійсько-Зміїного піднять маємо підняття шарів на глибинах від 1 до 4 км з 6,2 – 6,38 км/с, що утворюють кристалічний фундамент Скіфської мікроплити. А по V геотраверсу виділяється тільки горизонтальною лінією поверхня K_0 – поверхня молодого фундаменту Скіфської мікроплити.

На території Кримського півострова і в межах північно-західного шельфу Чорного моря за матеріалами V геотраверсу виявлено поверхню дорифейського фундаменту K_1 з $V_p = 6,0-6,5$ км/с, яка залягає субгоризонтально на глибині 15 км. Границі K_1 , за даними швидкісної моделі вздовж профілю DOBRE-5 (2011), відповідає покрівля верхнього шару кристалічної кори з $V_p = 6,20 – 6,40$ км/с хвилястої форми.

Сейсмічна границя К-М (коромантійний шар [Соллогуб и др., 1986]) з $V_n = 7,5-7,7$ км/с V геотраверса залягає субгоризонтально на однаковій глибині 25 км та відповідає границі покрівлі нижньої кори з швидкостями $V_p = 6,8-7,16$ км/с вздовж профілю DOBRE-5 (2011), яка на відміну від К-М має хвилясту форму. Отже, хвиляста границя покрівлі нижньої кори (DOBRE-5 (2011)) має складну структуру та залягає на глибинах починаючи зі сходу на захід: 30 км – під Індоло-Кубанським прогином, 25 км – під Центральнокримським підняттям, до 35 км – під Північнокримським прогином, 20 км – під

Каркинiтським прогином та виклинюється під Кілійсько-Зміїним підняттям (рис. 4.1).

Поверхня границі Мохо неоднорідна та розділена глибинними розломами. Починаючи з глибини 50 км і до 150 км автори [Литосфера..., 1988а, 1994] на швидкісному розрізі V геотраверсу виділяють регіональні розломні зони II-II' - Одесько-Ядлівську, IV – IV' - Криворізько-Крупянецьку, V – Орiхово-Павлоградську, а від Кілійсько-Зміїного підняття і на глибинах 100-150 км маркують підняття астеносферного шару, а по його краях мантийні розломні зони Д-Д' та Е-Е'. Глибина залягання границі Мохо по V геотраверсу сягає 45 км під Індоло-Кубанським прогином, потім занурюється на глибини 60 та 50 км під Центральнокримським підняттям, під Каркинiтським прогином вже 35-45 км і далі знову занурюється до глибини 50 км під Кілійсько-Зміїним підняттям та піднімається до глибини 40 км в Переддобруджі. Отже, поверхня Мохо за даними V геотраверсу співпадає з Мохо по DOBRE-5 (2011) лише в межах прогинів.

Поверхня астеносферного шару V геотраверсу корелює з морфологією поверхні Мохо швидкісного розрізу вздовж профілю DOBRE-5 (2011).

Отже, сейсмічне поле V геотраверса виражене тільки горизонтальними границями K₁, K-М та Мохо на відповідних глибинах, на відміну від детальної верхньої, середньої та нижньої кори сейсмічної моделі профілю DOBRE-5 (2011). Під Центральнокримським підняттям горизонти K₁ (з V_n = 5,6–6,2 км/с), K-М (V_n = 7,5 км/с) по V геотраверсу співставляються відповідно з границею верхньої (6,3–6,4 км/с) та нижньої кори (6,8 – 7,16 км/с) по профілю DOBRE-5 (2011).

4.2. Аналіз перетину швидкісних розрізів вздовж профілів ГСЗ DOBRE-5 (2011) та DOBRE-4 (2009)

В дисертаційній роботі побудовано перетин профілів ГСЗ DOBRE-5 (2011) та DOBRE-4 (2009) [Starostenko et al., 2013] (рис. 4.2). Основну увагу приділено верхньому осадовому чохла. Розглянуто південну частину

профілю DOBRE 4 (2009), який перетинає Нижньопрутський виступ Північної Добруджі і Переддобруджинський прогин між пунктами вибуху SP15100 та SP15106 (рис. 4.2). Спостереження по профілях DOBRE-5 (2011) та DOBRE-4 (2009) мають спільні за географічними координатами пункти вибуху в Переддобруджинському прогині. При моделюванні по DOBRE-5 (2011) швидкості пружних хвиль були екстрапольовані з профілю DOBRE-4 (2009). Сейсмічні дані по глибинній частині Переддобруджинського прогину по обох профілях представлені недостатньо. Можемо лише говорити про однакову товщину земної кори 40 км із швидкостями в межах 6,5 км/с на глибині від 1 до 5 км до 6.7 км/с на поверхні Мохо.

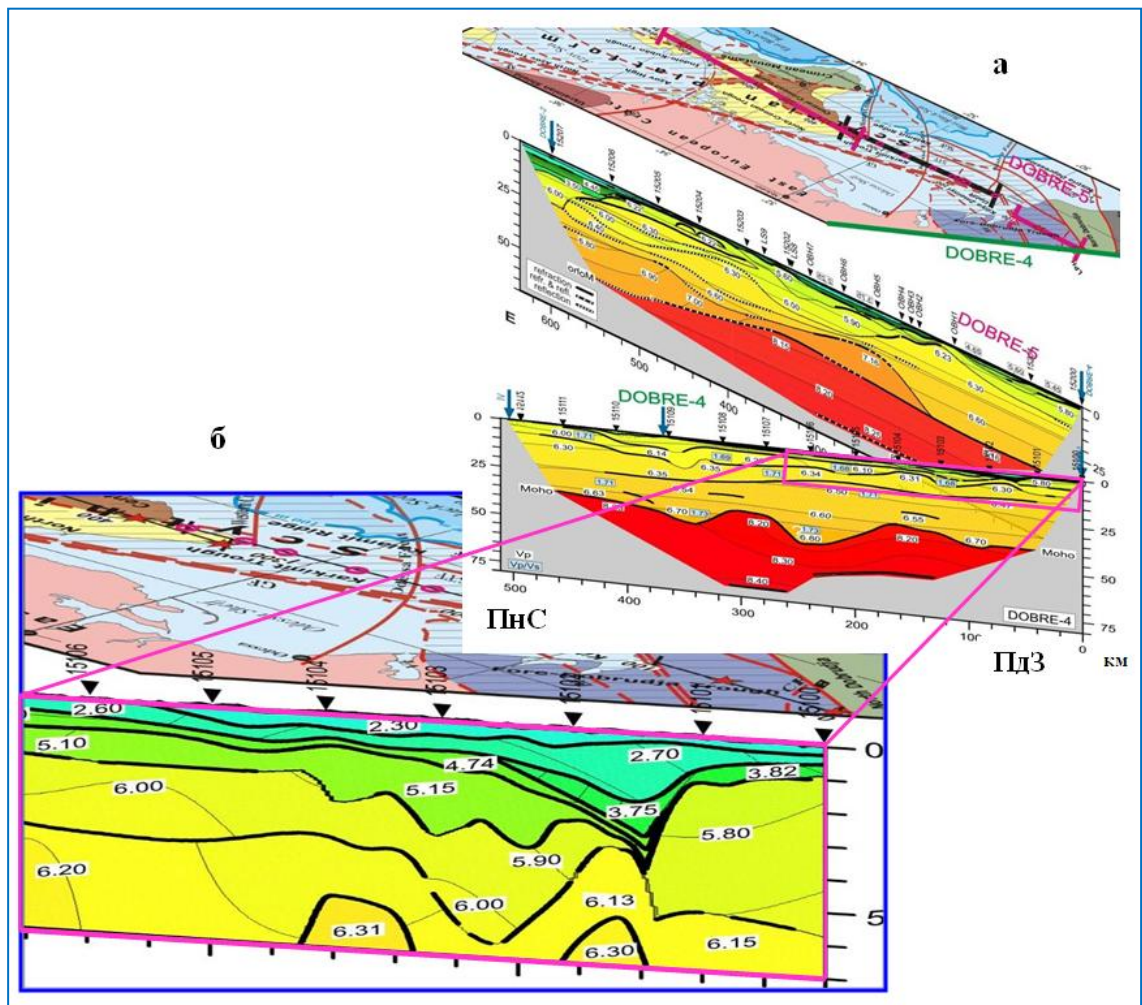


Рис. 4.2. а) перетин DOBRE-5 (2011) та DOBRE-4 (2009) (умовні позначення див. на рис. 3.6 та 2.1), б) осадовий чохол профілю DOBRE-4 (2009) у збільшеному масштабі до глибини 7 км в Переддобруджинському

прогині між пунктами вибуху SP15100 та SP15106. *Жирні чорні лінії - основні межі розділу (інтерфейси). Тонкі лінії - ізолінії швидкості V_p (км/с) в білих прямокутниках. Чорними стрілками показано положення ПВ. На розрізі осадового чохла (0-7 км) співставлення вертикального масштабу до горизонтального ~20:1. На розрізі глибинної частини (0 - 80 км) - ~ 2,5:1.*

Фундамент на границі Північної Добруджі і Східноєвропейської платформи на глибині 5,5 км простежується до точки SP 15101 + 20 км, занурюючись від точки SP 15101 на північний схід під кутом $\sim 9^\circ$. В принципі, це може говорити про те, що осадово-вулканогенний верхньо-палеозойський чохол ($V_p \approx 2,7-3,82$ км/с) і рифейсько-нижньопалеозойський фундамент цих тектонічних структур поводяться по-різному: Нижньопрутський виступ (Північна Добруджа) насунутий на чохол Переддобруджинського прогину (Скіфської мікроплити) і фронт насунання відзначається в районі SP 15100 + 30 км, а різка границя між фундаментом Добруджі і Східноєвропейської платформи (перехід від 5,8 до $\geq 6,0$ км/с) проходить на глибині вже близько 5 км по крайовому шву Східноєвропейської платформи в районі SP 15100 + 30 км.

У північно-східному напрямку фундамент Нижньопрутського виступу занурюється до глибини близько 2,0 км і на відстані 30 км від пункту SP 15100 ступенеподібно (амплітуда близько 1,0 км) переходить в фундамент Переддобруджинського прогину. Північна границя останнього проходить в 30 км від пункту SP 15104, тобто в межах профілю DOBRE 4 (2009) його ширина становить близько 120 км. Максимальне занурення фундаменту північної Добруджі (4,7 км) уздовж профілю DOBRE 4 (2009) спостерігається на відстані 50 км на північний схід від пункту SP 15101. Воно має V-подібну форму в розрізі, супроводжується цілою серією розривних порушень і тому приймається за границю з Східноєвропейської платформи.

Судячи з поведінки поверхні рифейсько-нижньопалеозойського фундаменту [Тектоника..., 1988] під Нижньопрутським виступом ($V_p \approx 5,8$

км/с), границя між виступом і Передобруджинським прогином, що відзначається за геологічними даними по підшві неоген-четвертинного чохла в районі SP 15100 + 30 км, на фундаменті виражена флексуроподібним перегином. Клиновидний прогин осадового чохла моделі DOBRE-4 (2009) між пунктами вибуху SP 15101 та SP 15103 будемо вважати розломом Тротус – зоною зчленування Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою.

4.3. Земна кора Скіфської мікроплити за даними ГСЗ профілів VRANCHEA-99 та VRANCHEA-2001

Найзахіднішу частину земної кори Скіфської мікроплити досліджено румунськими колегами. Проведено сучасні дослідження ГСЗ по двох профілях VRANCHEA-99 [Hausert et al., 2001] та VRANCHEA-2001 [Hausert et al., 2007] на території Румунії (рис. 4.3, 4.4).

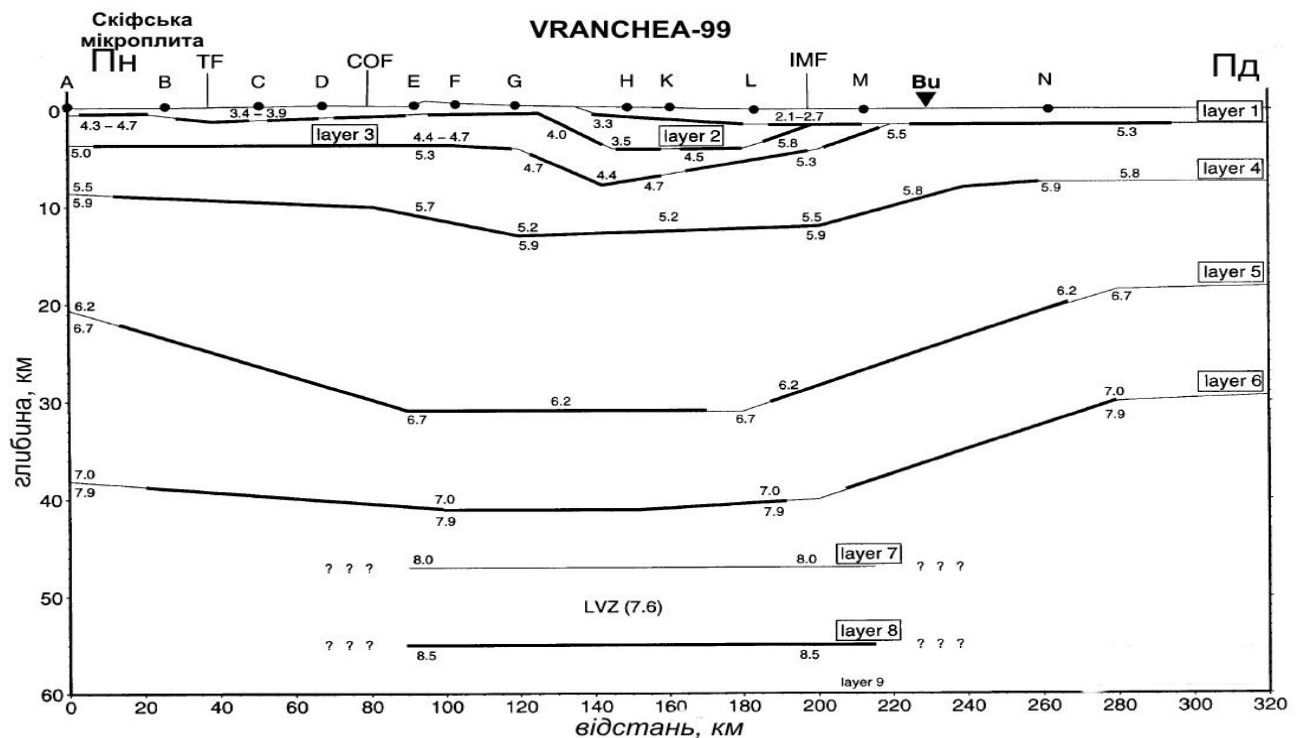


Рис. 4.3. Швидкісна модель вздовж профілю ГСЗ VRANCHEA-99 [Hausert et al., 2001]. Крапки на поверхні позначають пункти вибуху від А до N, числа – значення швидкостей в км/с. TF – розлом Тротус, COF – Капідава-Овідіу розлом, IMF – Інтрамізійський розлом. Суцільними лініями позначені сейсмічні границі відбиттів та/або заломлень.

Отримана модель VRANCHEA-99 показала товщину осадків до 10 км та на цій же глибині палеозой-мезозойський фундамент Скіфської мікроплити з швидкостями на границі 5,5-5,9 км/с. Кристалічна кора Скіфської мікроплити занурюється з півночі на південь з глибини 20 км до розлому Капідава-Овідіу (розлом COF на розрізі) під Північну Добруджу. Швидкості на покрівлі нижньої кори мають значення 6,2-6,7 км/с, а на підшві 7,0-7,9 км/с.

За сейсмічними даними профілю VRANCHEA-2001 отримана глибинна будова починаючи з західної частини в Північній Добруджі – це на південь від профілів DOBRE-5 (2011) та DOBRE-4 (2007) (рис. 1.3 та 4.4.).

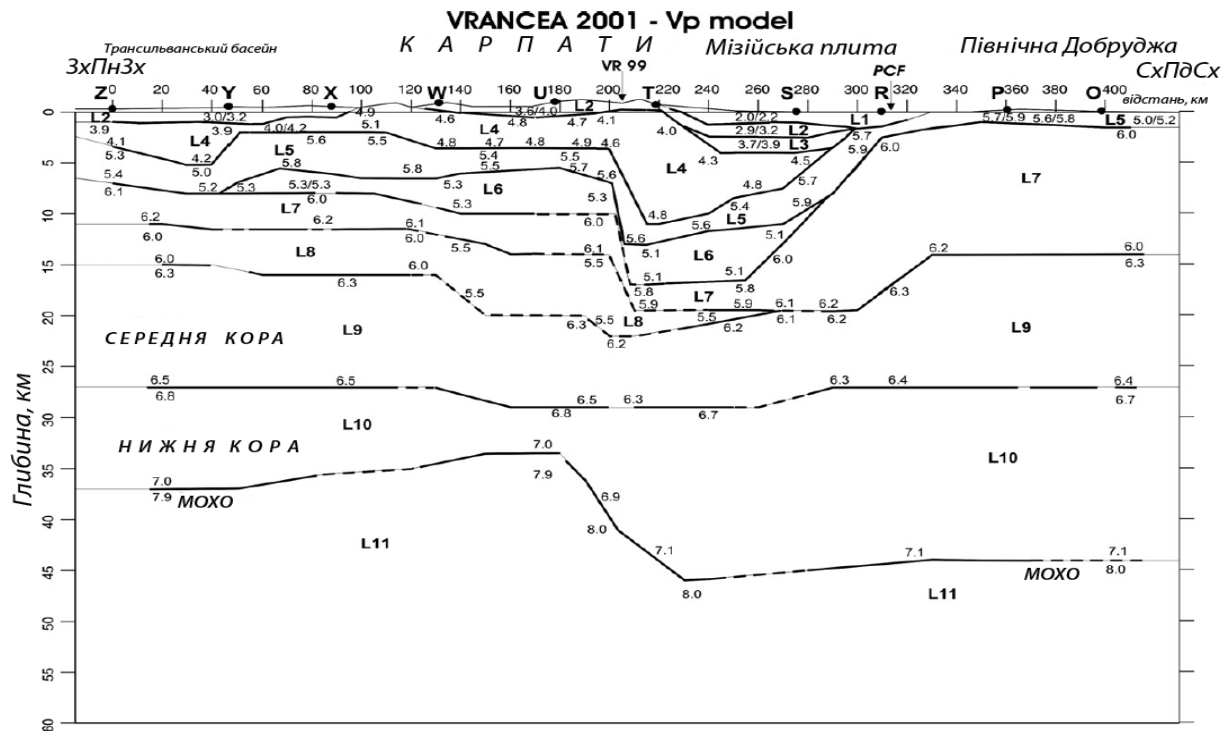


Рис. 4.4. VRANCHEA-2001 – 2D швидкісна модель [Hausert et al., 2007]. Крапки на поверхні позначають пункти вибуху від O до Z , числа – значення швидкостей в км/с. VR-99 – перетин з профілем VRANCHEA-99 [Hausert et al., 2001], PCF – розлом Печенєга-Камена, L1-L11 – позначають сейсмічні шари. Суцільними лініями позначені сейсмічні границі відбиттів та/або заломлень. Пунктирними лініями менш достовірні дані.

Вздовж фрагменту лінії сейсмічного профілю VRANCHEA-2001 [Hausert et al., 2007] в Північній Добруджі, що розташовується на відстані 30 км на південь від західного краю обох профілів «DOBRE», границя Мохо промодельована на глибині 44 км, що на 4 км глибше ніж по DOBRE-5 (2011) та DOBRE-4 (2007). Дані інтерпретації східного сегменту 450 кілометрового профілю VRANCHEA-2001 [Hausert et al., 2007] показали багат шарову сейсмічну структуру з різними товщинами та швидкостями. Осадочний чохол складається із більше ніж 6 шарів (L1-L6 рис. 4.4) з сейсмічними швидкостями від 2,0 до 5,9 км/с і максимальною товщиною осадків більше 15 км. Підстелююча кристалічна кора (L7-L10 рис. 4.4) в моделі VRANCHEA-2001 характеризується значеннями швидкостей в межах 6,7 – 7,1 км/с.

4.4. Аналіз перетину швидкісних розрізів вздовж профілів ГСЗ DOBRE-5 (2011) та 25

Профіль ГСЗ 25 перетинає з півдня на північ Чорноморську западину, Скіфську мікроплиту та південний схил Східноєвропейської платформи. Для побудови його перетину з профілем DOBRE-5 (рис. 4.6, 4.7, 4.8) в дисертаційній роботі використано швидкісні моделі, отримані в роботах [Баранова и др., 2008; Козленко и др., 2013].

Виконана в цих роботах переінтерпретація матеріалів ГСЗ по профілю 25 з використанням методів променевого швидкісного моделювання показала, що основні морфоструктурні елементи розрізу (шельфова зона, континентальний схил і глибоководна западина) характеризуються своїми особливостями будови осадочного чохла і консолідованої частини кори [Баранова и др., 2008]. Даний профіль дає можливість охарактеризувати південний контакт Скіфської мікроплити з глибоководною западиною (південна та центральна частини профілю 25).

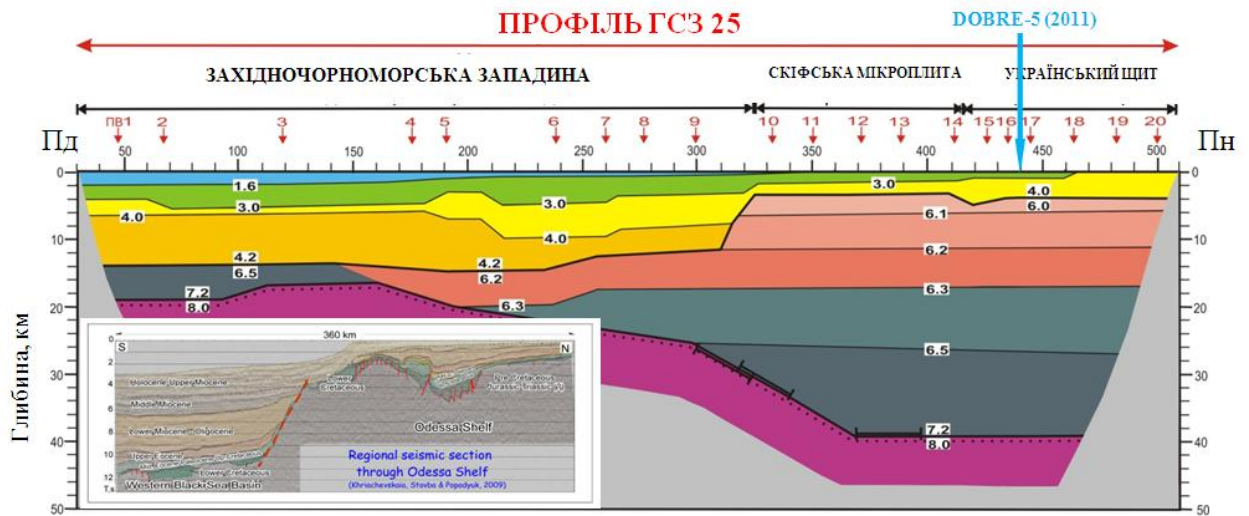


Рис. 4.5. Швидкісна модель за профілем 25 [Баранова и др., 2008] в західній частині Чорного моря. Цифрами на показані значення ізоляцій швидкості в км/с. Потовщеною лінією показані сейсмічні границі із стрибком швидкостей, значення яких показані на границі і під нею. Ділянки, показані товстою лінією, відповідають відбиваючим границям. Суцільна лінія з точками – положення поверхні Мохо. Вставка зліва: регіональний сейсмічний розріз через Одеський шельф [Khriachevskaiia et al., 2009].

Він характеризується різким скидом (який підтверджується і даними ЗГТ [Khriachtchevskaiia et al., 2009] (рис. 4.5 вставка зліва)), по якому фундамент різко занурюється з глибини 3,5 км на шельфі до 11 км в глибоководній западині, утворюючи, таким чином, ложе Західно-Чорноморської западини з осадовим басейном потужністю 12–14 км, закладеним на тонкій океанічній корі з границею Мохо на глибині близько 20 км. Цей скид відображає, по суті, границю між Скіфською мікроплитою і корою перехідного і океанічного типу Західночорноморської западини.

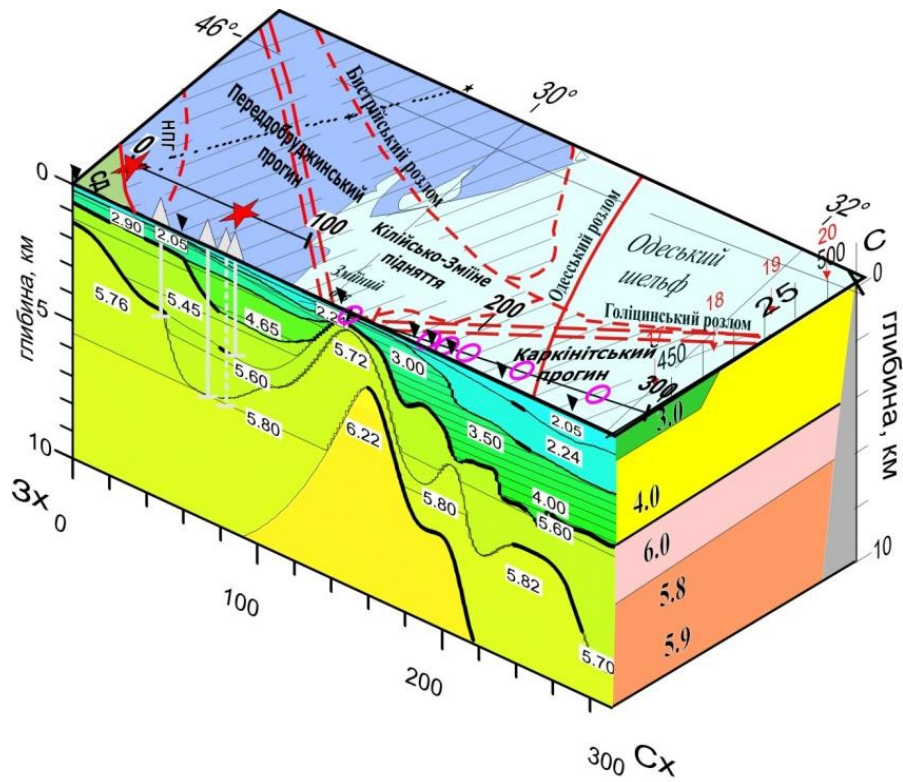
Швидкісна модель вздовж профілю 25 представлена (з півдня на північ) двома основними блоками: (1) тонкою (5 км) океанічною корою високої швидкості, яка підстеляє потужну (12-14 км) товщу кайнозойських відкладів

Західночорноморської западини і (2) блок потовщеної (39 км) континентальної кори на шельфі в межах Скіфської мікроплити (Каркінітський прогин), де профіль перетинається із DOBRE-5 (2011) (рис. 4.5, 4.6).

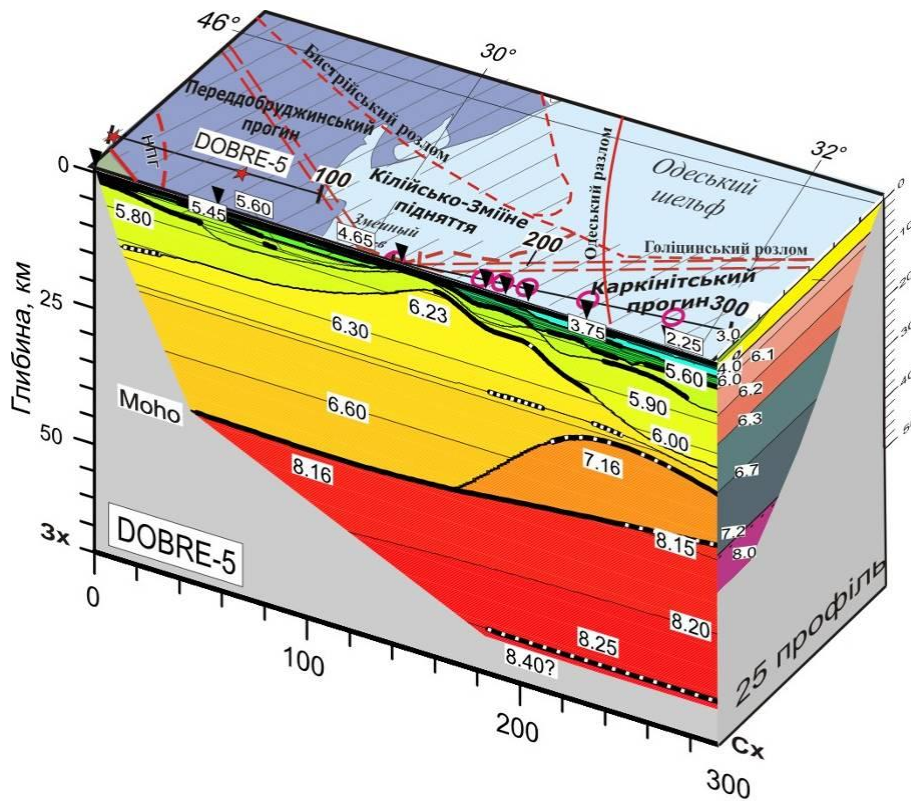
На (рис. 4.6 а) показано перетин профілів DOBRE-5 (2011) і 25 в осадовому чохла. На 25 профілі виклинюванню границі 3,0/4,0 км/с відповідає Голіцинська зона розломів між ПВ 18 та 19 (рис. 4.5, 4.7), яка, в свою чергу, є свідченням похилої сейсмічної границі в земній корі Скіфської мікроплити, що виділена за даними DOBRE-5 (2011). В обох моделях на глибині ~ 4 км знаходиться сейсмічна границя 4,0/5,6 км/с (DOBRE-5 (2011)) та 4,0/6,0 км/с (25 профіль), яка відповідає покрівлі палеозой-мезозойського фундаменту Скіфської мікроплити. В області перетину значення швидкостей сейсмічних хвиль в верхніх шарах (в осадовому чохла і в фундаменті Скіфської мікроплити) до глибини 10 км для обох профілів в основному співпадають (рис. 4.6 а, таб. 4.1).

Таблиця 4.1. Значення сейсмічних швидкостей по перетину DOBRE-5 (2011) та 25 профілю в Каркінітському прогині до рис. 4.6.

<i>H, км</i>	<i>DOBRE-5, км/с</i>	<i>25 профіль, км/с</i>
2	2,05 - 2,24	3,0
4	4,0	4,0
4-10	5,6-5,8	6,0, 5,8/5,9
15-20	6,0-6,3	6,2 - 6,3
25-30	7,16	6,7
38-40	8,15	7,2/8,0



а



б

Рис. 4.6. Перетин профілю DOBRE-5 (2011) з 25 профілем на північно-західному шельфі Чорного моря в Каркінітському прогині: а) в осадовому чохла до глибини 10 км в Каркінітському прогині, б) до глибини поверхні Мохо.

На відстані 300 км вздовж DOBRE-5 (2011) 25 профіль перетинає його в Каркінітському прогині ближче до Тарханкутського півострова. Так, товщина кори 39 км Скіфської мікроплити по 25 профілю відповідає максимальному підняттю Мохо по профілю DOBRE-5 (2011) в місці перетину, де товщина кори складає 33-36 км (рис. 4.6).

Комплексна переінтерпретація кінематичних годографів уздовж профілю ГСЗ 25 методами томографічної інверсії перших вступів сейсмічних хвиль і сейсмоструктурного моделювання виконана в роботі [Козленко и др., 2009,2013], а одержану результативну модель використано дисертантом для порівняння з сучасним профілем DOBRE-5 (2011) (рис. 4.8) та з'ясування проблеми існування та положення похилої сейсмічної границі.

Одразу перейдемо до блоку земної кори отриманої сейсмоструктурної моделі 25 профілю в межах переходу від Східноєвропейської платформи до Скіфської мікроплити. До глибини 25 км сейсмоструктурна модель 25 профілю характеризується нахилом ізоліній швидкостей пружних хвиль в південному напрямку (синя стрілка на рис. 4.7), що узгоджується з нахилом шарів земної кори в моделі DOBRE-5 (2011) на тих же глибинах і підтверджує існування похилої сейсмічної границі.

Отже, сейсмічні границі верхньої, середньої, нижньої кори та границі Мохо моделі DOBRE-5 (2011) на перетині з 25 профілем в нових інтерпретаціях [Баранова и др., 2008, 2011; Козленко и др., 2009] в основному співпадають. А в інтерпретації [Козленко и др., 2009] спостерігаються похилі ізолінії сейсмічних швидкостей до глибини 15-20 км, що підтверджує існування похилої сейсмічної границі.

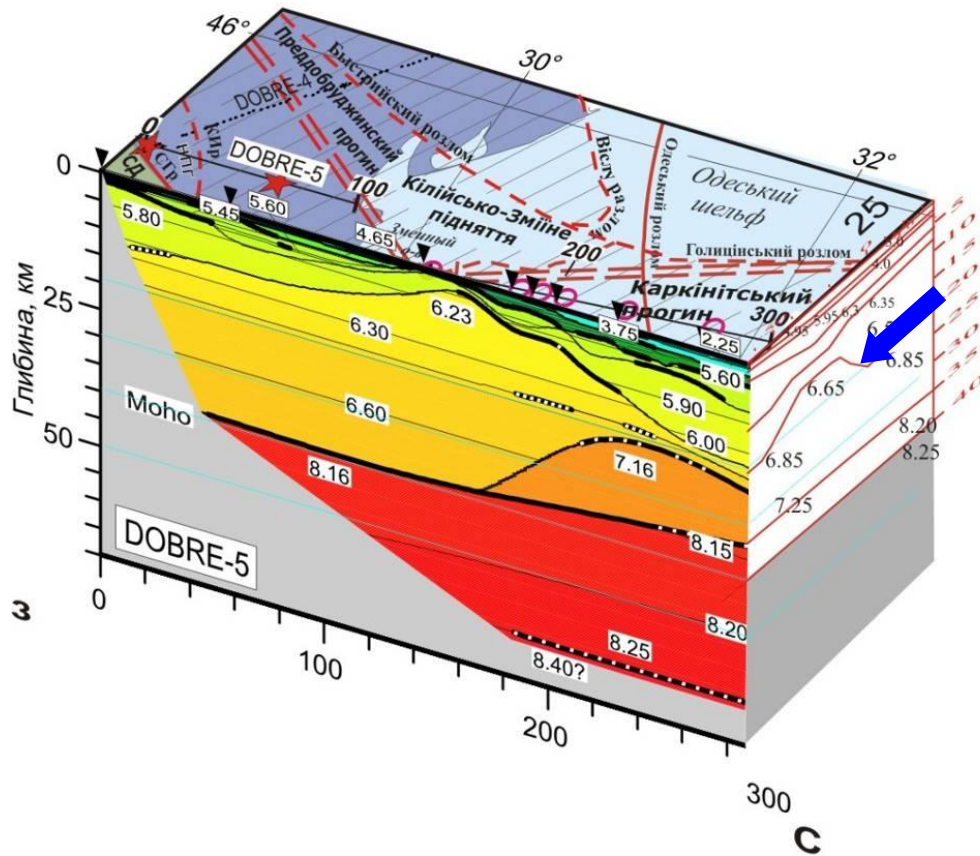


Рис. 4.7. Перетин DOBRE-5 (2011) з 25 профілем на північно-західному шельфі Чорного моря (Каркінітський прогин), синя стрілка – нахил відбиваючих сейсмічних границь та ізоліній швидкостей.

Аналізуючи перетини DOBRE-5 (2011) з 25 профілем, важливо згадати і про Одеський розлом, якому багато уваги приділено в літературі, але на отриманій моделі уздовж профілю DOBRE-5 (2011) він не виділяється. Сама природа Одеського розлому залишається нез'ясованою і дискусійною до цього часу. Одеський розлом простягається на південний схід і переходить в Західно-Кримський [Okay, Tuysuz, 1999], або це є не що інше, як широка зона розломів, обмежена із заходу Одеським, а зі сходу Західно-Кримським розломами [Munteanu et al., 2011, 2013]. І в мезо-кайнозойській товщі північно-західного шельфу Одеський розлом, за даними [Стовба и др., 2003] - відсутній, що підтверджується отриманою сейсмічною моделлю уздовж

профілю DOBRE-5 (2011). Хоча в багатьох роботах його виділяють [Ермаков и др., 1985; Тектоника..., 1988] і трактують Одеський розлом як той, що утворився в ранньовендський час та розділяє осадовий чохол і фундамент на західну (венд-нижній девон) і східну (пермські червоноколірні відклади) частини.

4.5. Аналіз перетину швидкісних розрізів вздовж профілю ГСЗ DOBRE-5 (2011) та VI геотраверса

В межах району досліджень VI геотраверса [Литосфера..., 1988б] перетинає Чорноморську западину, північну частину Гірського Криму, Скіфську мікроплиту, південну частину Українського щита. В.Б. Соллогубом та колегами було отримано інформацію про структуру та швидкісні характеристики верхньої мантії, а на деяких ділянках і про поведінку астеносферного шару. На південній ділянці геотраверса були проведені дослідження по реєстрації об'ємних і поверхневих хвиль з метою вивчення розломних зон Чорного моря та Гірського Криму. Сейсмозондування дали можливість з'ясувати будову зони, де сконцентровані основні вогнища кримських землетрусів [Литосфера..., 1988б].

В дисертаційній роботі побудовано перетин швидкісного розрізу вздовж профілю DOBRE-5 (2011) з розрізом VI геотраверсу (рис. 4.8). Глибинна будова Скіфської мікроплити за даними швидкісного розрізу VI геотраверсу в межах Скіфської мікроплити має наступні характеристики. Осадовий чохол, складений рихлими осадками загальною потужністю 5 км, який підстелюється пізньопалеозойсько-ранньомезозойським та древнім (дорифеським) фундаментами Скіфської мікроплити. Швидкість повздовжніх хвиль в рихлих осадках 2-3 км/с. Метаморфізовані породи молодого фундаменту характеризуються швидкостями $V_p = 5,6 - 5,8$ км/с. Консолідована частина

кори в швидкісній моделі складається з трьох поверхів. Верхній характеризується швидким збільшенням з глибиною швидкості від 5,8 км/с до 6,3 км/с на глибинах 17-20 км. Глибше залягає поверх з швидкістю 6,3 км/с. На глибині 29 км відбувається різке збільшення значення швидкостей до 7,5 км/с. Шар з швидкістю 7,5 км/с на глибинах від 29 км до Мохо віднесено до коро-мантійного. Глибина до Мохо лежить в межах 39 – 42 км (рис. 4.8).

Як було показано вище при зіставленні розрізів в області перетину V геотраверсу і DOBRE-5 (2011)) на рис. 4.1, шар К-М (V геотраверс) відповідає нижній корі Скіфської мікроплити (DOBRE-5 (2011)) з високошвидкісним тілом (HVLC $V_p = 7.16$ км/с). Це повністю узгоджується з перетином профілю DOBRE-5 (2011) з VI геотраверсом (рис. 4.8). Нижня кора Скіфської мікроплити профілю DOBRE-5 (2011), яка ускладнена високошвидкісним тілом (HVLC $V_p = 7.16$ км/с), корелюється з К-М шаром VI геотраверсу ($V_p = 7,5$ км/с) та виклинюється в межах відмітки відстані 100 км на глибинах 30-38 км VI геотраверсу, не доходячи до м. Скадовськ в межах Голіцинської зони розломів.

Починаючи з глибини 25 км виявлено нахилені на південь сейсмічні неоднорідності – СН-4, СН-6, СН-7 та СН-8 в межах переходу від Східноєвропейської платформи до Скіфської мікроплити (рис. 4.8) [Литосфера..., 1988б; Литосфера..., 1989; 1994]. Ці неоднорідності об'єднано в нахилені пласти I та II, які В. Б. Соллогуб назвав нахиленими розломними зонами. Зони представляють собою «канал», який складається із окремих нахилених пластів, що характеризуються різною швидкістю розповсюдження сейсмічних хвиль, що виходять із астеносферного діапіру, що розташовується під Рівнинним Кримом. Припускалось, що по цих зонах відбувалося проникнення магми у земну кору: речовина астеносфери прорвала у різних місцях границю Мохо.

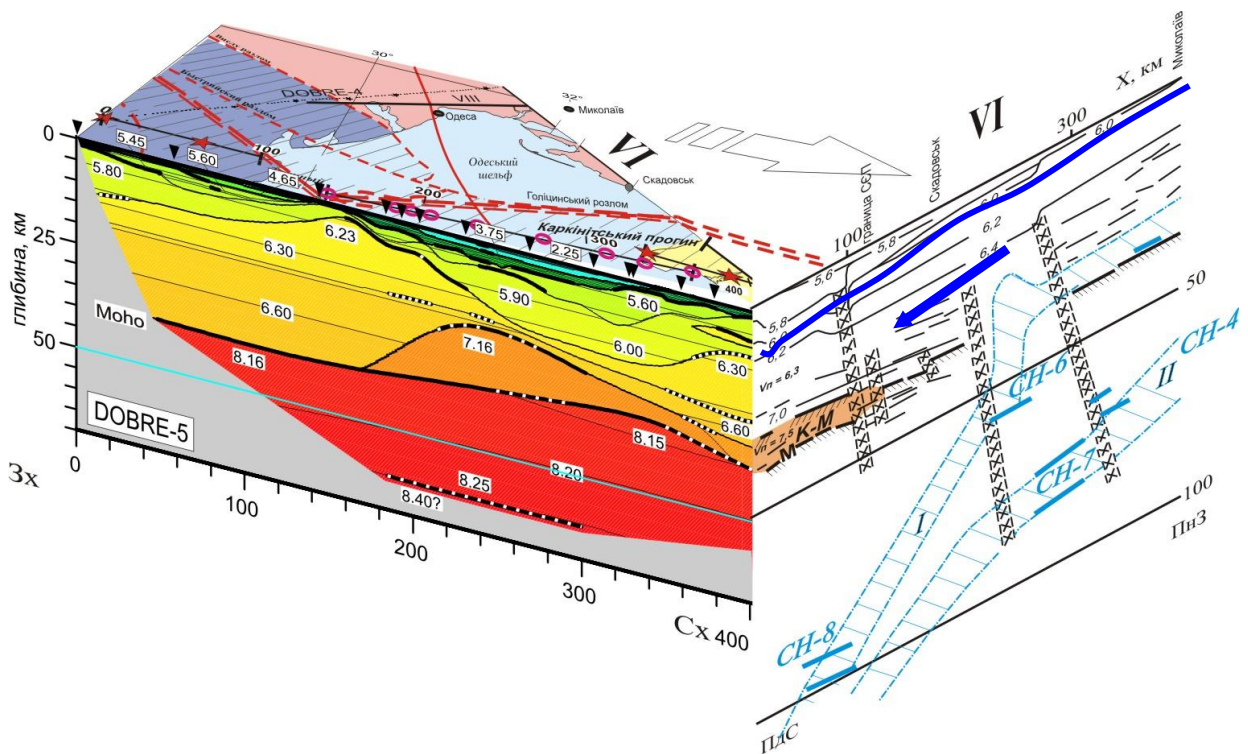


Рис. 4.8. Перетин швидкісних розрізів вздовж профілю DOBRE-5 (2011) та VI геотраверса. Синя стрілка – нахил відбиваючих сейсмічних границь та ізолій швидкостей; CH-4, CH-6, CH-7 та CH-8 – сейсмічні неоднорідності, помаранчевий шар К-М – імовірне продовження високошвидкісного тіла, синьою стрілкою показано нахил відбиваючих сейсмічних границь та ізолій швидкостей в південному напрямку, синя лінія – поверхня дорифейського фундаменту K_1 .

Поверхня дорифейського фундаменту K_1 занурюється, починаючи від м. Миколаїв в сторону Чорного моря і приблизно на відстані між м. Скадовськ та м. Саки, досягає глибини 7-8,0 км (100 км). На цій ділянці спостерігається розлом, по якому відбувається її опускання на 2-3 км. На думку В.Б. Соллогуба, ця розломна зона характеризує південну границю Східноєвропейської платформи, яка прориває всю товщу земної кори [Литосфера..., 1988б]. Дорифейський фундамент K_1 залягає майже горизонтально на глибині 8-10 км на території Рівнинного Криму (Одесько-Джанкойська рифтова структура), а далі занурюється в південно-східному

напрямку. Під акваторією Чорного моря, на відстані 150 км від берегової лінії, фундамент залягає вже на глибині 15-17 км. Породи фундаменту Скіфської мікроплити характеризуються швидкістю розповсюдження пружних хвиль $V_p = 5,6-5,8$ км/с, а в деяких випадках і 6,0 км/с, що співпадає з сейсмічними даними, отриманими вздовж ГСЗ/WARR DOBRE-5 (2011).

Отже, сейсмічні горизонти на перетинах швидкісного розрізу DOBRE-5 (2011) з VI геотраверсом співпадають. Нахилені ізолінії швидкостей сейсмічних звиль, відбиваючих горизонтів, сейсмічні неоднорідності (СН-4, СН-6, СН-7 та СН-8) в межах переходу від Східноєвропейської платформи до Скіфської мікроплити слугують підтвердженням існування похилої сейсмічної границі.

4.6. Аналіз перетину швидкісних розрізів вздовж профілів ГСЗ DOBRE-5 (2011) та III геотраверса

Як було уже сказано вище: при сейсмічній зйомці ГСЗ 1960 – 80-х рр. виділялись лише сейсмічні фази відбитих хвиль, які не давали інформації про розподіл швидкісних характеристик всередині розрізу, як і даних, необхідних для геодинамічних побудов. Виняток становить тільки III геотраверс (ділянка Білогірськ-Джанкой [Литосфера..., 1993]), де відомості про латеральний і регіональний розподіл швидкісних параметрів земної кори отримано з аналізу Δt_{cp} .

У літературі опубліковано дві істотно різні інтерпретації III геотраверсу [Pavlenkova, 1996; Литосфера..., 1993] (рис. 4.9 А, Б) та інтерпретація Н.В.Соллогуб (рис. 4.9, В). Характерною особливістю першої інтерпретації [Pavlenkova, 1996] є тіло високої швидкості ($V_p = 6,8$ км/с) на глибинах 10-20 км під Рівнинним Кримом і Сиваською западиною. Нижче (до глибин 30 км) виділена область низьких швидкостей з V_p близько 6,0 км/с, під якою в нижній корі отримані швидкості $> 7,0$ км/с. Слід зазначити, що другим варіант інтерпретації [Литосфера..., 1993], де інтерпретатором профілю Білогірськ-Новоолексіївка в Криму Н. І. Павленкова, показує кращий збіг

сейсмічних границь та отриманих швидкостей за розрізом по профілю DOBRE-5 (2011) в місці їх перетину (рис. 4.10).

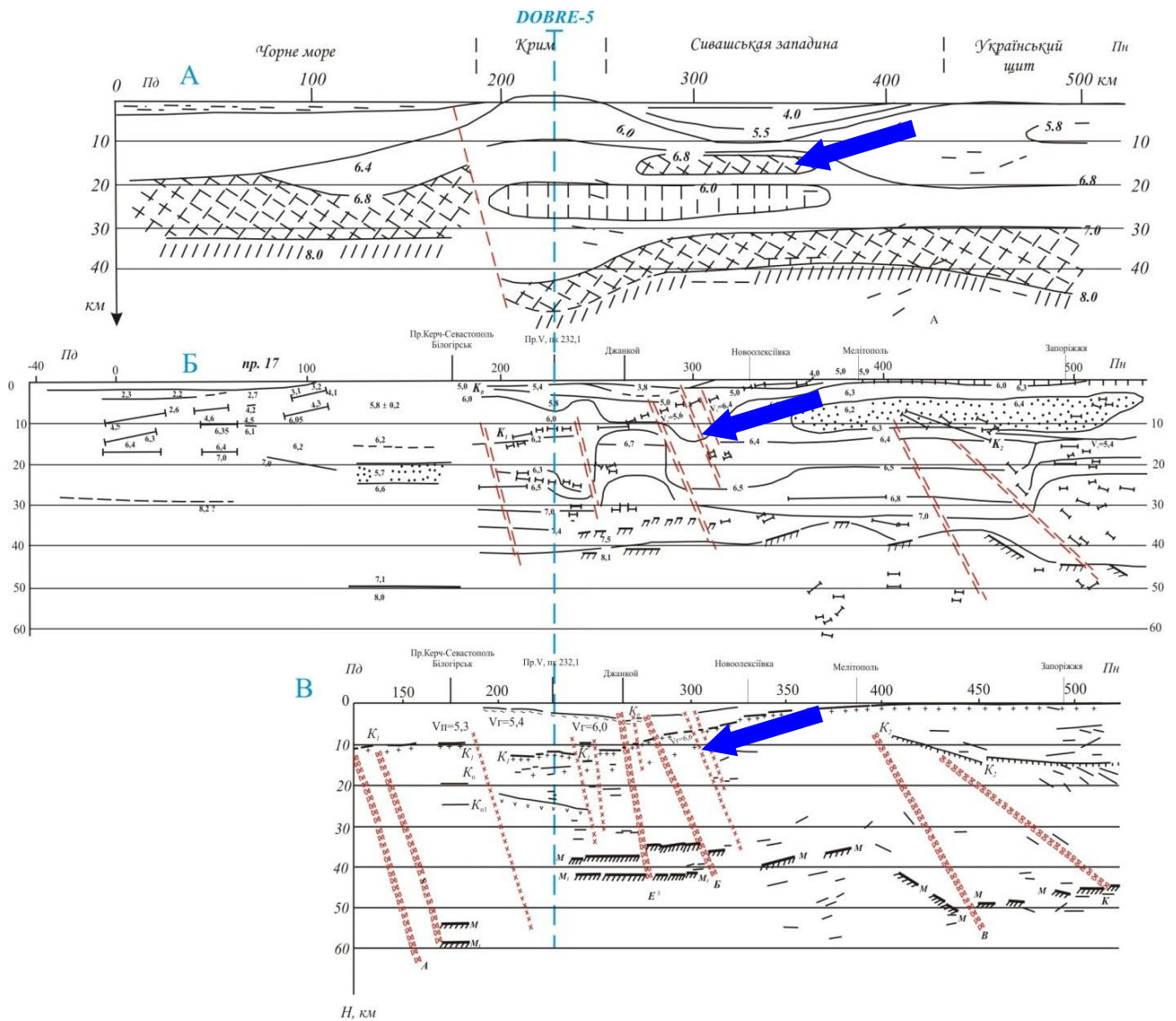


Рис. 4.9. III геотраверса за матеріалами різних інтерпретацій: А) Pavlenkova, 1996, Б) Литосфера..., 1993, В) Соллогуб Н.В., Дисертація ..., 1987; синя стрілка – нахил відбиваючих сейсмічних границь та ізолійній швидкостей.

Це стосується потужності осадків з $V_p = 5,8$ км/с, що поширюються до глибини ~ 7 км, швидкостей в корі 6,3-6,4 км/с до глибини ~ 25 км і високошвидкісної нижньої кори на глибині близько 30 км. Остання, як і на

профілі DOBRE-5 (2011) має швидкості 6,9-7,0 км/с, а на геотраверсі III – > 7,0 км/с. Добре збігається і поверхня Мохо (42-43 км) за двома профілями в точці перетину.

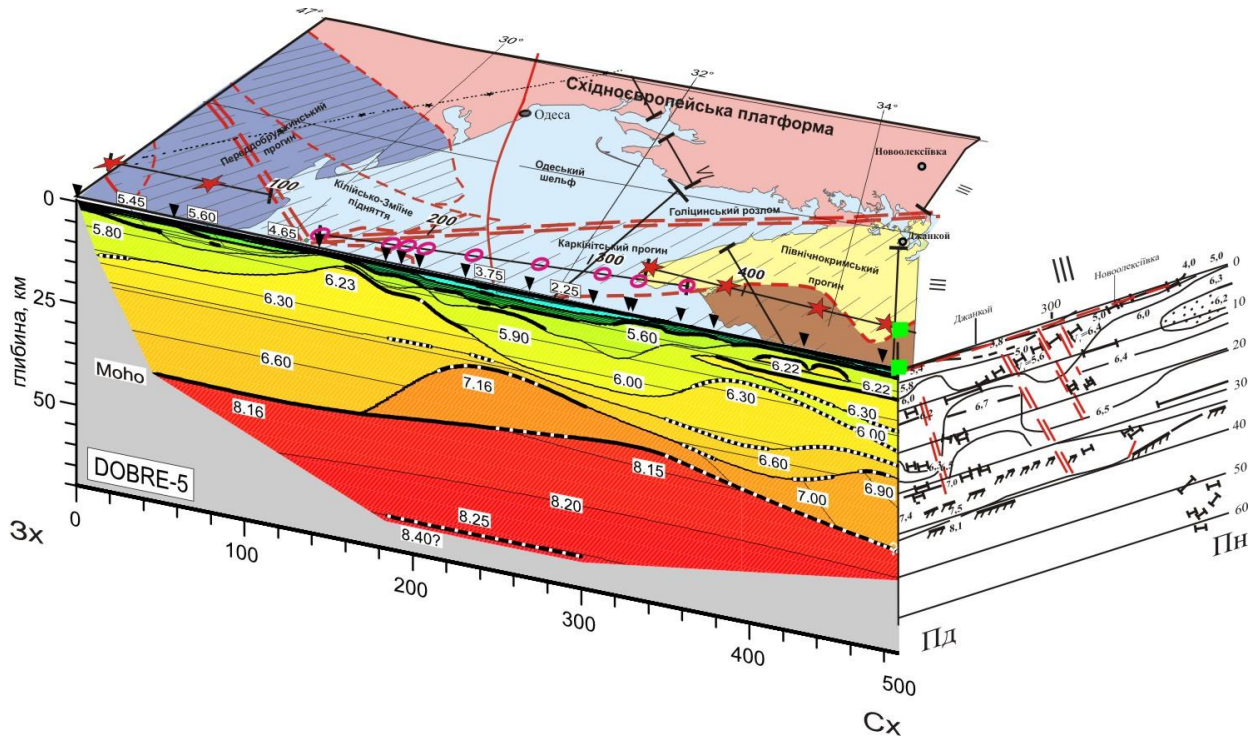


Рис. 4.10. Перетин профілю ГСЗ DOBRE-5 (2011) з III геотраверсом.

Отже, сейсмічні горизонти K_0 , K_1 , шар К-М, Мохо та значення сейсмічних швидкостей на перетині швидкісного розрізу DOBRE-5 (2011) з III геотраверсом співпадають. З відстані 350 км III геотраверсу до перетину з DOBRE-5(2011) спостерігаються сейсмічні відбиваючі площадки та ізолінії швидкостей сейсмічних хвиль з невеликим кутом нахилу на південь (рис. 4.9, 4.10). Вказані ознаки слугують підтвердженням існування похилої сейсмічної границі.

4.7. Аналіз перетину профілю ГСЗ DOBRE-5 з профілями 28/29 та DOBRE – 2 (2007)

Профіль ГСЗ 28/29 [Баранова и др., 2008; Егорова и др.,2012] (рис. 4.11) та профіль DOBRE – 2 (2007) (рис. 5.2) [Starostenko et al., 2007, 2012]

перетинають південну частину Приазовського мегаблоку УЩ, Азовське море, Керченський півострів (DOBRE-2 (2007)) і східну частину Чорноморської западини (профіль 28/29). Проміжок між профілями 28 і 29 близько 20 км вивчений методами сейсмічної томографії [Гобаренко и др., 2014] (рис. 4.11).

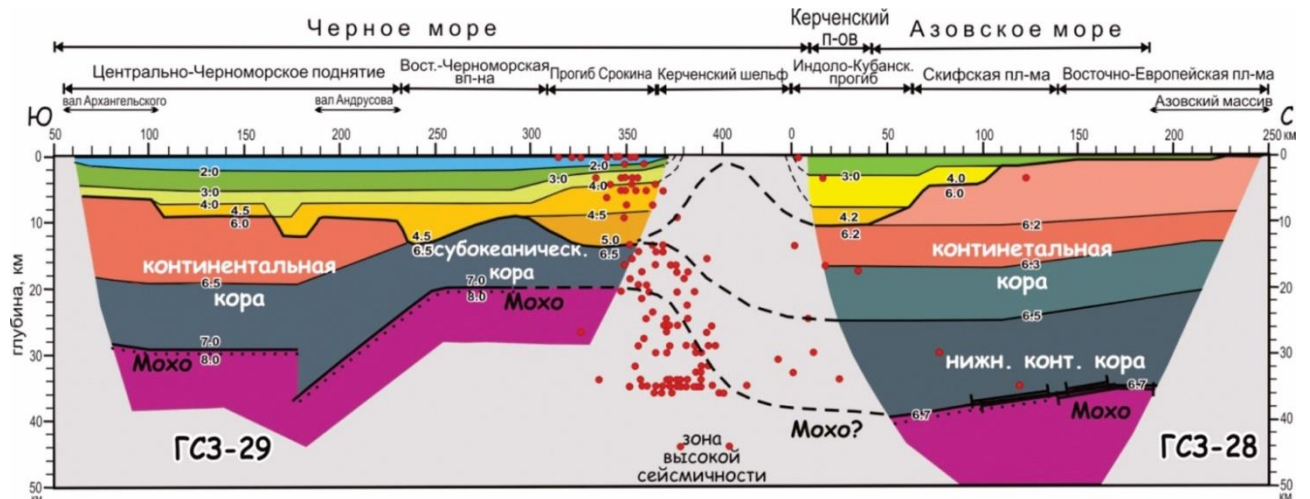


Рис. 4.11. Швидкісна модель земної кори центральної частини Чорного моря уздовж профілів 28 і 29 за даними ГСЗ [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010]. Червоними крапками показані вогнища слабких ($M \leq 3$) землетрусів.

Південна межа Східноєвропейської платформи та її контакт з Скіфською мікроплитою в районі досліджень проходить в Азовському морі по Азовській зоні розломів. Континентальна кора Скіфської мікроплити потужністю 43-38 км продовжується на південь, за даними ГСЗ - ЗГТ, ще 90-100 км під Індоло - Кубанським прогином, Керченським півостровом і частиною Керченського шельфу, що повністю узгоджується з границею між «товстою» і «тонкою» корою, за даними [Grad et al., 2008] і [Структура..., 1978]. Далі приблизно 30 км, через прогин Сорокіна, на глибинах 38-22 км простежується кора перехідного типу, а ще далі - субокеанічна кора Східночорноморської западини і континентальна або субконтинентальна кора потужністю близько 30 км Центральночорноморського підняття (вали Андрусова і Архангельського).

За сейсмо - геологічними даними, в районі досліджень крейдові відклади Північноазовського басейну утворюють серію насувів північної вергентності на фундамент Східноєвропейської платформи [Афанасенков и др., 2007; Захарчук, 2008]. Водночас, на південь від Центрально- і Східнокримського узбережжя, судячи з будови осадової товщі за сейсморозвідувальними даними [Finetti et al., 1988], відбувається насування Скіфської мікроплити південної вергентності на олігоцен-неогенові комплекси північного краю прогину Сорокіна [Литосфера... , 1994; Гончар, 2013].

Профіль DOBRE-5 (2011) перетинає 28 профіль та DOBRE-2 (2007) в межах Керченського півострова в Індоло-Кубанському прогині. В дисертаційній роботі побудовано перетини цих профілів. В даному розділі наведено перетин DOBRE-5 (2011) з 28 профілем (рис. 4.12, таб. 4.2), а перетин профілів DOBRE-5 (2011) з DOBRE-2 (2007) представлено у розділі 5 (рис. 5.2) з подальшою інтерпретацією тектонічної природи похилої сейсмічної границі.

В моделі по 28 профілю [Баранова и др., 2008] чітко виділяються два структурних поверхи: осадова товща з $V_p = 2,5 - 4,2$ км/с та консолідована кора з опорним горизонтом відбиття на глибині 36 - 44 км.

Максимальну потужність осадків (≈ 11 км) встановлено в південній частині Азовського моря в межах західної (найбільш зануреної) частини Індоло-Кубанського прогину, який заповнений кайнозойськими відкладами (головним чином майкопськими) зі швидкостями 3,0 – 4,2 км/с. Це співпадає з даними по профілях DOBRE-5 (2011) (2,06 – 4,5 км/с) та DOBRE-2 (2007) (2,14 – 3,75 км/с) (рис. 5.2). На перетині DOBRE-5 (2011) з 28 профілем та з DOBRE-2 (2007) в межах Індоло-Кубанського прогину простежується однакова потужність кайнозойських відкладів до глибини 10 км. Значення швидкостей $V_p = 4,0 - 4,2$ км/с на 28 профілі в Індоло-Кубанському прогині відповідають значенням 4,5 км/с та 3,5 км/с (3,75 км/с за DOBRE-2 (2007)), відповідно, на профілі DOBRE-5 (2011). Комплекс з $V_p = 4,50$ км/с потужністю

до 4 км (DOBRE-5 (2011)), мабуть, можна ідентифікувати як нерозчленовані нижньокрейдово-еоценові відклади, оскільки вони розкриті свердловинами на Керченському півострові і навіть виходять на поверхню в його південно-західній частині (на мисі Чауда).

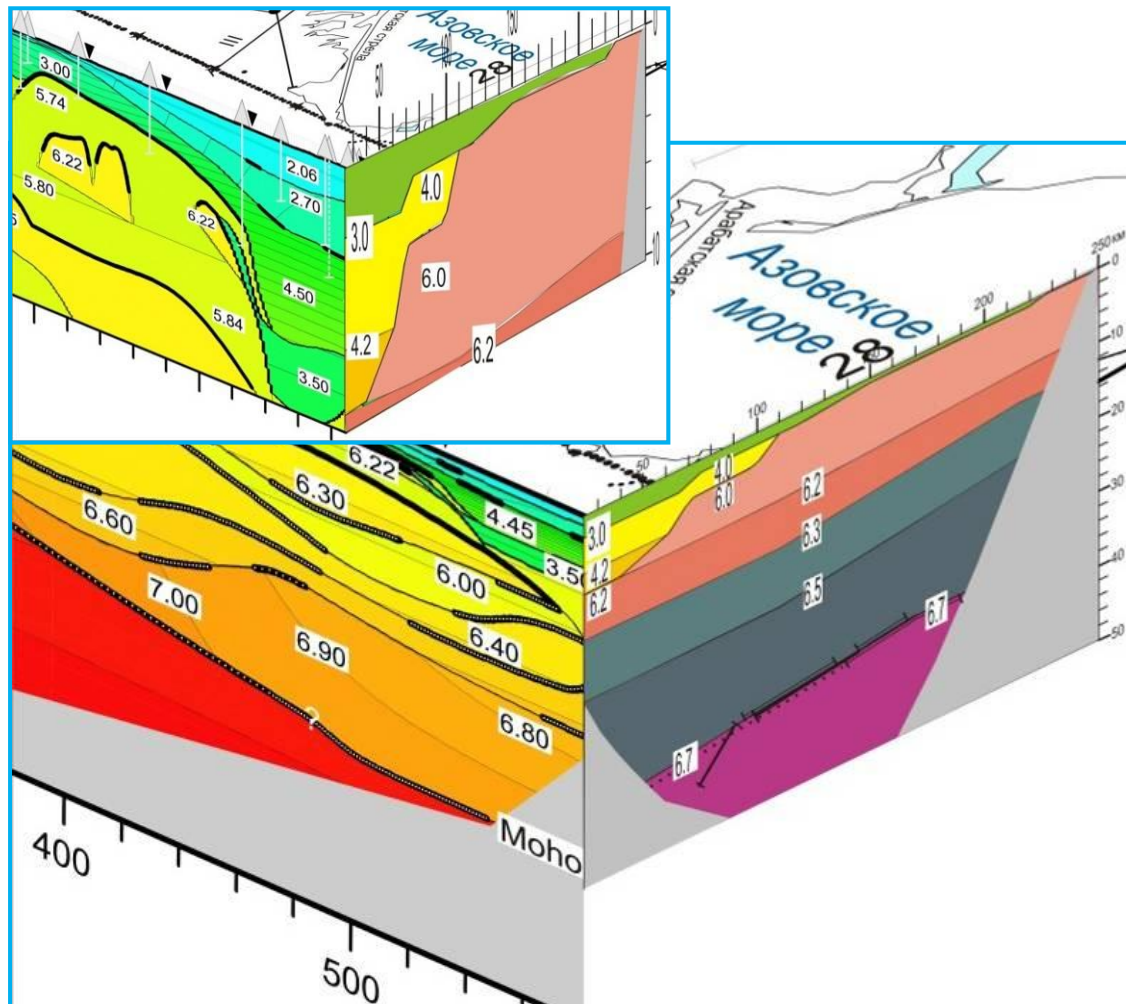


Рис. 4.12. Перетин DOBRE-5 (2011) з 28 профілем в Азовському морі (Індоло-Кубанський прогин) до глибини 50 км (вставка – перетин в осадовому чохлаї до глибини 10 км).

А палеоцен-еоценові відклади, судячи з розрізів одиничних свердловин, що розкрили ці породи (на профілі - сврд. Горностаївська-4), складають не більше 30% від всієї потужності даного швидкісного шару. Швидше за все, підшовою цього комплексу є тектонічне порушення **Пн** його

типу, за яким нижньокрейдово-еоценова товща була насунута на низькошвидкісні відклади ($V_p = 3,50$ км/с) імовірно того ж віку, які зазнали розущільнення в процесі деформування. Далі на північ потужність осадків зменшується до 2 км, що оконтурює в районі ПК 40-110 28 профілю (рис. 4.11, 4.12) північний борт прогину та перехід від Скіфської мікроплити до Азовського валу з кристалічним фундаментом 6,2-6,3 км/с., за даними DOBRE-2 (2007).

На глибині 15 км відбиваюча границя з швидкістю 6,4 км/с по DOBRE-5 (2011) відповідає швидкості 6,3 км/с по профілю 28 та 6,2-6,3 за даними DOBRE-2 (2007). Спостерігається відповідність швидкостей і на глибині 20 км – 6,4 км/с по профілю DOBRE-5 (2011) і 6,5 км/с по 28 профілю.

Таблиця 4.2. Значення сейсмічних швидкостей по перетину DOBRE-5 (2011) та 28 профілю.

<i>Глибина, км</i>	<i>DOBRE-5, км/с</i>	<i>28 профіль, км/с</i>
2	2,8	3,0
6	4,5	4,0
8	3,5	4,2
10	5,84-6,0	6,2
15	6,0	6,3
25	6,4	6,5
40-47	6,8-7,0	6,7

Поверхня кристалічного фундаменту Скіфської мікроплити виділяється ізолінією швидкості 6,0 км/с. А сама структура консолідованої кори по 28 профілю достатньо однорідна і характеризується швидкостями від 6,0 (6,2) км/с на поверхні фундаменту до 6,7 км/с в нижній корі. За моделюванням по профілю 28 автори переінтерпретації [Баранова и др., 2008, 2011] однозначно

виділяють подошву нижньої кори, яка співпадає з ізолінією швидкості 6,7 км/с та співпадає з даними по профілю DOBRE-5 (2011) з швидкостями в нижній корі 6,8 – 6,9 км/с.

Перетин DOBRE-5 (2011) з 28 профілем показав хорошу кореляцію сейсмічних границь та значень сейсмічних швидкостей (рис. 4.12, таб. 4.2). При цьому, починаючи з Азовського розлому до Новотитарівського, спостерігається похилопадаюча на південь сейсмічна границя, яка співпадає з поверхнею кристалічного фундаменту Скіфської мікроплити.

4.8. Кристалічна кора західної частини Скіфської мікроплити

В межах Скіфської мікроплити авторами робіт 1960 - 1980 років по дослідженню глибинної будови [Геология ..., 1987; Соллогуб и др., 1984, 1985, 1988, Павленкова 1973] було виділено та прослідковано декілька сейсмічних границь: K_0 – поверхня молодого фундаменту Скіфської мікроплити зі швидкостями 5,8 – 6,2 км/с - та на півдні поверхня консолідованого фундаменту зі швидкостями 6,2-6,4 км/с (Н.І. Павленкова [Павленкова 1973] зазначає, що остання поверхня не є чіткою границею для усіх регіонів, але для молодих плит є основною сейсмічною границею); K_1 – поверхня дорифейського фундаменту; K_2 – протофундамент та поверхня Мохо.

Раніше, по швидкостях розповсюдження сейсмічних хвиль було зроблено розподіл земної кори на три комплекси або шари: «гранітний» (5,6-6,4км/с), «діоритовий» (6,4-6.8км/с) та «базальтовий» (від 6,7-7,7 до 7,6км/с) [Соллогуб и др., 1985, Чекунов 1993]. Сучасний розподіл сейсмічних хвиль в кристалічній корі представляють як «верхню» (upper crust), «середню» (middle crust) та «нижню кору» (lower crust) [Artemieva 2013; Pavlenkova 1996].

В таблиці 4.3 представлено розподіл сейсмічних швидкостей в кристалічній корі Східноєвропейської платформи, за даними [Белоусов, Павленкова, 1984; Pavlenkova 1996; Grad et al., 2006; Janik et al., 2009a,b, 2011; Artemieva, Thybo 2013], та СМ, за сучасними сейсмічними даними DOBRE-2

(2007) [Starostenko et al., 2012], DOBRE-4 (2009) [Starostenko et al., 2013] і DOBRE-5 [Starostenko et al., 2015], VRANCHEA-99 [Hauser et al., 2001] та VRANCHEA-2001 [Hauser et al., 2007].

Табл. 4.3. Кристалічна кора Скіфської мікроплити у порівнянні з Східноєвропейською платформою

Земна кора	Кристалічна кора Східноєвропейської платформи, км/с	Кристалічна кора Скіфської мікроплити, км/с			
		VRANCHEA-99	DOBRE-4 (2009)	DOBRE-5 (2011)	DOBRE-2 (2007)
Верхня кора	5,8-6,4	5,9-6,2	5,8-6,0	5,55-5,9	5,3-5,8
			6,13-6,31	6,2-6,38	6,1-6,28
Середня кора	6,5-6,6	–	6,47-6,55	6,6	6,5-6,68
Нижня кора	6,7-7,0	6,7-7,0	6,6-6,8	6,8-7,15	6,8-6,9
Мохо	–	7,9-8,0	8,2	8,15-8,16	8,05

Аналіз швидкостей пружних хвиль в сейсмічних розрізах ГСЗ/WARR вздовж профілів DOBRE-5 (2011), DOBRE-4 (2009), DOBRE-2 (2007) та VRANCHEA-99 показав, що Скіфська мікроплита притаманна тришарова швидкісна структура земної кори. Наприклад, структура кори Центральнокримського підняття, за даними DOBRE-5 (2011), подібна до структури кори Східноєвропейської платформи, яка складається з трьох шарів зі швидкостями $V_p = 5,8 - 6,4$ км/с (верхня кора), $6,5 - 6,6$ км/с (середня кора) і $6,7 - 7,0$ км/с (нижня кора), визначених для Східноєвропейської платформи в цілому [Чекунов, 1972; Белоусов, Павленкова, 1984; Соллогуб, 1986; Pavlenkova, 1996; Grad et al., 2006; Janik et al., 2009, 2011; Artemieva, Thybo, 2013], а також на Балтійському і Українському щитах [BABEL Working Group, 1993; Thybo, 2000; EUROBRIDGE'95 Seismic Working Group, 2001; Janik et al., 2007, 2009]. Різниці між структурою земної кори Скіфської мікроплити і

південною частиною Східноєвропейської платформи не спостерігається, що узгоджується з моделями, відповідно до яких Скіфську мікроплиту можна представляти як перероблену кору Східноєвропейської платформи [Шнюков, 1997; Stephenson et al., 2004; Kostyuchenko et al. 2004; Chalot-Prat et al., 2007; Saintot et al., 2006b; Gee, Stephenson, 2006; Шнюкова, 2013; Гинтов и др., 2014].

4.9. Висновки

Аналіз побудованих автором об'ємних перетинів субширотного профілю DOBRE-5 (2011) з субмеридіональними профілями ГСЗ з метою з'ясування глибинної будови земної кори Скіфської мікроплити та підтвердження існування похилої сейсмічної границі показав, що:

а) відзначається хороша кореляція сейсмічних границь профілю DOBRE-5 (2011) з відповідними сейсмічними границями практично всіх субмеридіональних профілів, що його перетинають;

б) майже на всіх субмеридіональних профілях ГСЗ, які перетинають СМ, спостерігається основна тенденція нахилу сейсмічних границь і горизонтів з півночі на південь, при чому такі похилі границі на більшості профілів - 25 (в інтерпретації [Козленко и др., ...]), VI, III (в інтерпретації [Павленкова и др., ...]), DOBRE-2 (2007) — простежені в кристалічній корі і навіть по поверхні Мохо;

в) всі одержані дані підтверджують існування похилої сейсмічної границі та основну тенденцію її нахилу з півночі на південь;

г) аналіз швидкостей пружних хвиль в сейсмічних розрізах ГСЗ/WARR вздовж профілів DOBRE-5 (2011), DOBRE-4 (2009), DOBRE-2 (2007) та VRANCHEA - 99, показав, що Скіфській мікроплиті притаманна тришарова швидкісна структура земної кори, подібна до структури кори Східноєвропейської платформи.

д) на жаль, час формування швидкісних неоднорідностей земної кори

Скіфської мікроплити визначити важко. Ці неоднорідності можуть відбивати різновікові процеси, іноді навіть докембрійські. Тому стверджувати точно, що похила сейсмічна границя, яка фіксується в земній корі, відповідає на сто відсотків, за часом, тому, що ми спостерігаємо на поверхні, не можна. Можливі лише візуальні зіставлення.

РОЗДІЛ 5. ПОХИЛА СЕЙСМІЧНА ГРАНИЦЯ – КЛЮЧОВИЙ СТРУКТУРНО-ШВИДКІСНИЙ ЕЛЕМЕНТ ДВОМІРНОЇ ШВИДКІСНОЇ МОДЕЛІ DOBRE-5 (2011)

5.1. Сучасні уявлення границь Скіфської мікроплити

Чималий обсяг робіт методом глибинних сейсмічних зондувань, виконаних в межах Скіфської мікроплити і суміжних регіонів, дозволяє, в комплексі з іншими геофізичними методами, з'ясувати (уточнити) положення південної границі Східноєвропейської платформи на контакті з Скіфською мікроплитою. Однак складність геолого-тектонічної будови зони зчленування Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою обумовлена неодноразовою перебудовою тектонічного плану в процесі еволюції літосфери [Зонненшайн и др., 1990; Хаин, 1977, 1991; Юдин, 2008; Гинтов и др., 2014, 2015]. Це в значній мірі є причиною того, що геолого-тектонічна історія формування регіону залишаються предметом дискусій, а границі тектонічних елементів і розломи картують по-різному. Існує більше десятка варіантів північної границі Скіфської мікроплити – контакту Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою, який лежить в смугі субширотного простягання шириною більше 150 км. На рис. 5.1 представлені тільки деякі з них.

Найбільші розбіжності в положенні північної границі Скіфської мікроплити відзначаються в межах Переддобруджинського сегменту, що пов'язано з відносно малим обсягом виконаних тут ГСЗ і геологічними умовами - великими амплітудами насувів епіорогенної зони (Скіфської мікроплити) на Східноєвропейській платформі, при загальній потужності зони насувів 60 км і потужності насувних пластин до 10 км [Гинтов и др., 2014]. Ще у 80-х роках по матеріалах свердловин, пробурених в палеозойських комплексах на піднятті Голіцина, було висловлено два можливих варіанти проведення зони зчленування Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою. В роботі [Тектоника..., 1981; Khriashevskaiia et al., 2010]

границю намітили в середній (осьовій) частині Каркінітського прогину і продовжили далі на захід в низовину р. Дністер. Це знайшло таке ж відображення і в роботах [Okay, Tuysuz, 1999; Nikishin et al., 2015] (рис. 5.1), а В.Н. Сьомов [Соллогуб, 1989] провів границю від підняття Голіцина по так званому Одеському розлому до гирла р. Дунай, що в сучасних роботах відповідає [Bogdanova et al., 2006; Nikishin et al., 2011; Artemieva, Thybo, 2013] (рис. 5.1).

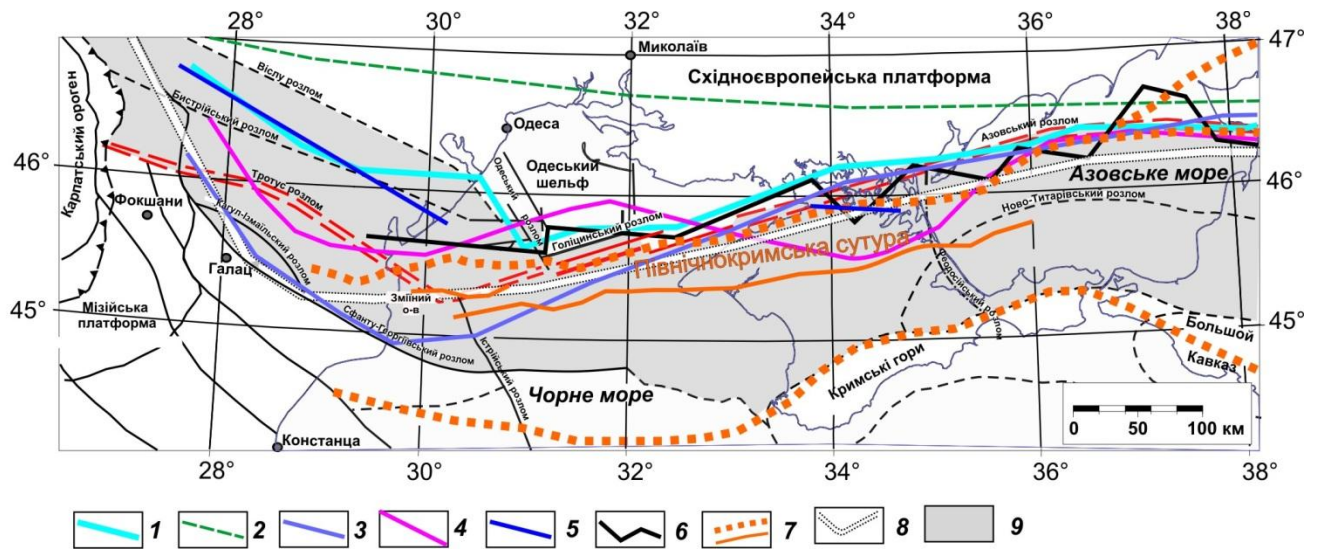


Рис. 5.1. Положення зони зчленування між Східноєвропейською платформою та Скіфською мікроплитою. Умовні позначення: 1 – південна границя Східноєвропейської платформи за Nikishin et al., 2015, 2 – за [Okay, Nikishin, 2015], 3 - по [Artemieva, Thybo, 2013], 4 – за [Bogdanova et al., 2006], 5 – за [Okay, Tuysuz, 1999], 6 – південна границя Східноєвропейської платформи за [Котляр, Верховцев 2009], 7 – Північнокримська (на півночі) і Передгірна (на півдні) сутури за [Юдин, 2008], 8 – південна границя Східноєвропейського кратону, що відображена активним насувним фронтом на Евксинський орогенний пояс [Nikishin et al., 2011], 9 – Скіфська мікроплита.

За даними румунських геологів і геофізиків [Seghedi, 1998, 2012; Hauser et al., 2001], крайня північна границя Скіфської мікроплити в Переддобруджі проходить по розлому Віслу або Бистрійському (рис. 2.1, 5.1). Далі на схід, дані дослідників в основному сходяться, і зона зчленування Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою трасується в районі Перекопського перешийку біля м. Генічеськ і по зоні Азовського розлому, що розділяє Північноазовський прогин і Азовський вал.

«Зигзагоподібність» сучасної південної границі Східноєвропейської платформи, встановлену за даними дистанційного зондування дешифруванням космічних знімків, пояснюють впливом субмеридіональних глибинних розломів [Котляр, Верховцев, 2009] (рис. 5.1). Подібна «zigzag-подібність» південної границі Східноєвропейської платформи відзначається також, згідно [Старостенко и др., 2005], в межах Каркінітського прогину, на що вказують ознаки прояву порушень в земній корі в потенційних полях (зміна структурного плану магнітних аномалій і зон високих градієнтів гравітаційного поля).

За даними В.Б. Соллогуба [Литосфера..., 1994], південна границя Східноєвропейської платформи є крупним глибинним розломом, який прориває всю товщу земної кори і має північне падіння, а дорифейський фундамент, при переході від Східноєвропейської платформи до Скіфської мікроплити, ступенями, занурюється на південь в бік Причорноморської западини. У межах південного схилу Східноєвропейської платформи виділено кілька блоків: Одеський, Миколаївський, Скадовський, які обмежені древніми субмеридіональними розломами.

Для подальшої тектонічної інтерпретації результатів ГСЗ по профілю DOBRE-5 (2011) важливо підкреслити, що встановлена в межах Кримсько-Азовського сегменту південна границя Східноєвропейської платформи добре корелюється з уявленнями В. В. Юдіна [Юдин, 2008] про існування Північнокримської сутури пізньопалеозойського віку, яка має південний нахил

і виходить тут на докрейдову поверхню. Також важливо відзначити, що границя Скіфської мікроплити з Альпійським складчастим поясом також занурюється на південь і південний захід, про що свідчить зміщення в цьому напрямку границі «товстої» кори, характерної для Східноєвропейської платформи і Скіфської мікроплити, по відношенню до приповерхневих геологічних границь [Grad et al., 2008; Гінтов и др., 2014].

5.2. Тракткування тектонічної природи утворення похилої сейсмічної границі виявленої за даними DOBRE-5 (2011)

Похила сейсмічна границя - важливий структурно-швидкісний елемент Східноєвропейської платформи, який виділено в швидкісній моделі вздовж лінії профілю DOBRE-5 (2011) (розділ 3 дисертаційної роботи) [Starostenko et al., 2015, Фарфуляк, 2015]. Як було показано в третьому розділі, ця границя простежується від ПВ ОВН1 + 20 км на глибині 2 км до ПВ 15205 + 30 км на глибині 47 км (рис. 3.6, 5.2) і являє собою досить гладку поверхню протяжністю не менше 400 км. Похила сейсмічна границя перетинає швидкісні шари з $V_p = 5,6; 5,9-6,0; 6,3; 6,6; 7,0$, тобто верхню і нижню кору, і далі близько 200 км простежується вздовж похилої ($\sim 6^\circ$ на схід) поверхні Мохо. Візуалізації похилої сейсмічної границі сприяє те, що, по-перше, в її межах корові ізолінії V_p змінюють свій нахил до субпаралельних границі Мохо; по-друге, майже всюди в корі в районі похилої сейсмічної границі впевнено простежені поверхні відбитих і заломлених хвиль перериваються (проведені умовно). Це свідчить про те, що похила сейсмічна границя є досить потужною зоною дезінтеграції, тобто має явну тектонічну природу. На рис. 5.2 вона показана на тлі фізичної карти району досліджень як елемент об'ємної моделі регіону на перетині сейсмічних розрізів по профілях DOBRE-5 (2011) (біля ПВ 15207) з DOBRE-2 (2007) (ПВ 15005) [Starostenko et al., 2012].

Тектонічна природа обговорюваної похилої границі може розглядатися в кількох аспектах:

1. як падаючий полого на схід субмеридіональний Істрійський розлом, який починається біля о. Зміїний і протягується на південь в Західночорноморську западину згідно [Morosanu, 2007] (див. рис. 2.3, 5.2).

2. як північна границя насувного фронту пермського передового прогину моласового комплексу на південний край древньої платформи [Nikishin et al., 2011].

3. як елемент Північнокримської сутури, за В. В. Юдіним [Юдин, 2008], що утворилася в результаті закриття Палеотетису в пізньому палеозої-тріасі, субдукцією Східноєвропейської платформи під Скіфську мікроплиту в південному напрямку і їх колізії. На поверхні докрейдового фундаменту Північнокримська сутура простежується у вигляді Голіцинської та Азовської зон розломів, які зазвичай розглядаються як границя між Східноєвропейською платформою та Скіфською мікроплитою.

4. похила сейсмічна границя утворилася внаслідок літосферного складкоутворення (folding / buckling) і подальшого розломоутворення в земній корі зони зчленування південної окраїни Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою [Stephenson, Cloetingh, 1991; Cobbold et al., 1993; Burov et al., 1993; Ziegler et al., 1995; Cloetingh et al., 1999, 2002, 2008; Sokoutis et al., 2005; Matenco et al., 2007; Cloetingh, Burov, 2011; Starostenko et al., 2013].

Відзначимо два важливих моменти:

а) західна верхня точка похилої сейсмічної границі на профілі DOBRE-5 (2011) знаходиться біля острова Зміїний в пункті перетину профілю з південною границею Східноєвропейської платформи, що трасується Голіцинською та Азовською зонами розломів (див. рис. 5.1, 5.2);

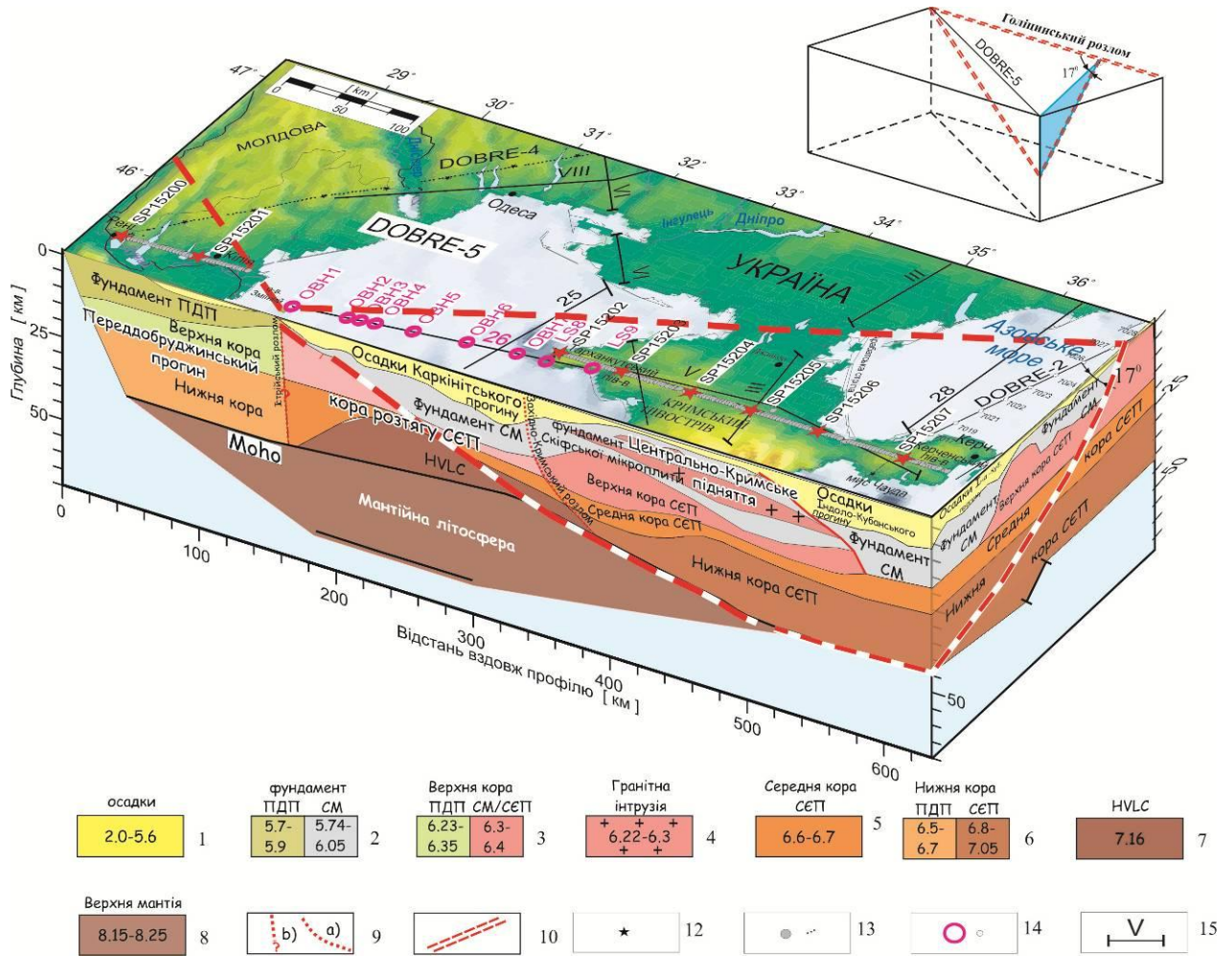


Рис. 5.2. Об'ємна схема глибинної будови земної кори західної частини Скіфської мікроплити на перетині сейсмічних розрізів по профілях DOBRE-5 (2011) (біля ПВ 15207) з DOBRE-2 (2007) (ПВ 15005) [Starostenko et al., 2006, 2007, 2012, 2015], та її узгодження на поверхні з фізичною картою району досліджень: 1 – осадові товщі з $V_p = 2,0-5,6$ км/с; 2 – фундамент Переддобруджинського прогину з $V_p = 5,7-5,9$ км/с і Скіфської мікроплити ($V_p = 5,74 - 6,05$ км/с); 3 – верхня кора Переддобруджинського прогину ($V_p = 6,23 - 6,35$ км/с) і Скіфської мікроплити / Східноєвропейської платформи ($V_p = 6,3 - 6,4$ км/с); 4 – гранітні інтрузії у фундаменті Скіфської мікроплити ($V_p = 6,22 - 6,3$ км/с); середня кора Східноєвропейської платформи ($V_p = 6,6 - 6,7$ км/с); 5 – нижня кора Переддобруджинського прогину ($V_p = 6,5-6,7$ км/с) і Східноєвропейської платформи / Скіфської мікроплити (6,8–7,1 км/с); 6 – високошвидкісний шар нижньої кори; 7 – тіло нижче Каркінітського прогину (HVLC з $V_p \approx 7,16$ км/с); 8 – верхня мантія з швидкостями 8,15 – 8,25 км/с; 9 –

глибинні розломи ((а) – Західнокримський розлом, (б) – Істрійський [Morosanu, 2004]); 10 – шовна зона розломів земної кори (похила сейсмічна границя) між Східноєвропейською платформою і Скіфською мікроплитою. Її проекцією на поверхню є Голіцинська та Азовська зони розломів; 11, 12 – пункти вибуху та спостережень вздовж профілів (11 – на суші; 12 – донні станції OBS та OBH на морі); 13 – геотраверси та профілі ГСЗ 1960 – 80-х рр. Діаграма на вставці показує середній кут нахилу 17° похилої сейсмічної границі, що є зоною зчленування Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою на перпендикулярному зрізі до Голіцинського розлому.

б) як вже відзначалося, більшість субмеридіональних профілів ГСЗ, які перетинають Скіфську мікроплиту, показують нахил швидкісних границь в корі Скіфської мікроплити, її підшві та поверхні Мохо в південному напрямку. Це – 25 та 28 профілі (рис. 4.7, 4.8, 4.14, 5.4), VI геотраверса (рис. 4.9), III геотраверс (рис. 4.10, 4.11) та профіль DOBRE -2 (2007) (рис. 5.2).

Це призводить до впевненого висновку, що профіль DOBRE-5 (2011) перетинає похилу сейсмічну границю під гострим кутом, а істинний нахил похилої сейсмічної границі має південний південно-східний напрямок, субперпендикулярний до границі Східноєвропейської платформи і Скіфської мікроплити. Маючи азимути орієнтації профілю DOBRE-5 (2011) та границі між Східноєвропейською платформою та Скіфською мікроплитою, а також кути нахилу похилої сейсмічної границі в перетині з профілем, неважко розрахувати її справжні кути нахилу α . У меридіональному перетині, показаному на рис. 5.2, $\alpha = 17^\circ$, а в перетинах перпендикулярних до зони зчленування Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою α змінюється від 22° до 38° , залежно від відстані між профілем і слідом похилої сейсмічної границі на поверхні (чим ближче до поверхні, тим нахил похилої сейсмічної границі є крутішим). Іншими словами, похила сейсмічна границя – поверхня лістричного типу: крутіша у верхніх горизонтах кори і більш полого – в нижніх.

Дисертантом була побудована геолого-структурна діаграма (схема) для розрахунку кута нахилу зони зчленування Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою (рис. 5.3). Для розрахунку кута нахилу зони зчленування Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою використано елементарну геометрію.

$$\operatorname{tg} \alpha = H/P, \text{ де } P = M \times \sin \beta \text{ або } P = \sqrt{M^2 - N^2}, \text{ тоді}$$

$$\operatorname{tg} \alpha = H / M \times \sin \beta = H / \sqrt{M^2 - N^2}.$$

Якщо геолого-структурні побудови вписати в куб (вгорі праворуч рис. 5.3), то прямокутний трикутник утворюється сторонами M , N і P , де M - гіпотенуза - відстань між пікетом від о. Зміїний і останнім пікетом на поверхні вздовж профілю DOBRE-5 (2011) (відрізок складає 480 км); N - довжина зони зчленування Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою від о. Зміїний уздовж Голіцинського і Азовського розломів до точки перетину з перпендикуляром, опущеним з кінцевого пікету профілю на лінію зчленування Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою) (довжина згідно рис. 1.3 та 5.3 дорівнює 540 км); H - глибина до Мохо в точці (максимальна глибина до Мохо 47 км), β - кут між орієнтуванням Каркінітської і Азовського розломів і профілем, α - кут (падіння) похилої границі або зони зчленування Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою). Був розрахований кут нахилу похилої сейсмічної границі, який склав $\alpha \approx 10 - 17^\circ$.

Отже, два відомих розломи - Азовський та Голіцинський - визначають перехід від Східноєвропейської платформи до Скіфської мікроплити по передбачуваній похилій сейсмічній границі.

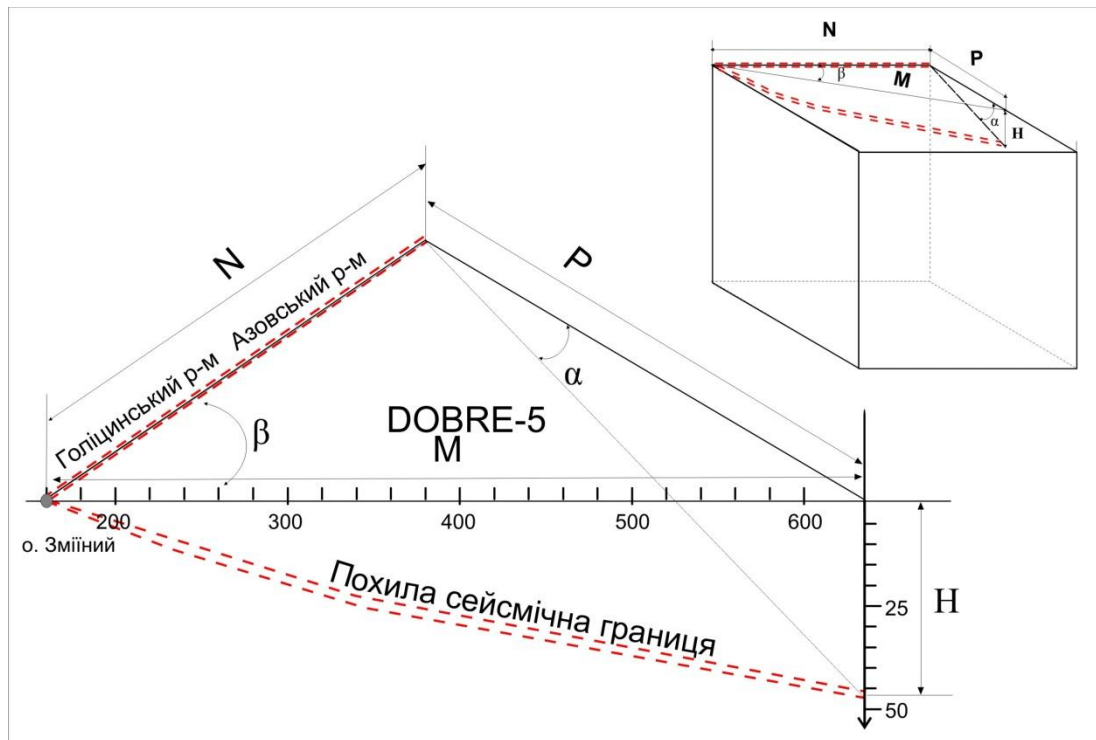


Рис. 5.3. Геолого-структурна діаграма для підрахунку кута нахилу α зони зчленування Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою.

Згідно з отриманою сейсмічною моделлю, передбачається, що Голіцинський розлом перетинає Одеський шельф, проходить поблизу о-ва Зміїний і Кілійсько-Зміїного підняття, а на заході – в Переддобруджинському прогині по розлому Тротус або впирається в так званий Одеський розлом [Атлас, 1998; Старостенко и др., 2005; Тектоническая..., 2007], зміщується на північ і переходить в Бистрійський розлом або розлом Віслу. Голіцинський розлом трасується на глибину вздовж західного флангу фундаменту депресії Каркінітського прогину (нижче глибини ~ 12 км) і в нижній корі - вздовж границі відбиття/заломлення на східному схилі високошвидкісного тіла під Каркінітським прогином (рис. 5.2). Далі на схід, він може продовжуватися уздовж поверхні Мохо і заглиблюватися з 32 км під Каркінітським прогином до 47 км на схід під Центральнокримським підняттям (520 км) загальною довжиною 370 км уздовж профілю DOBRE-5 (2011).

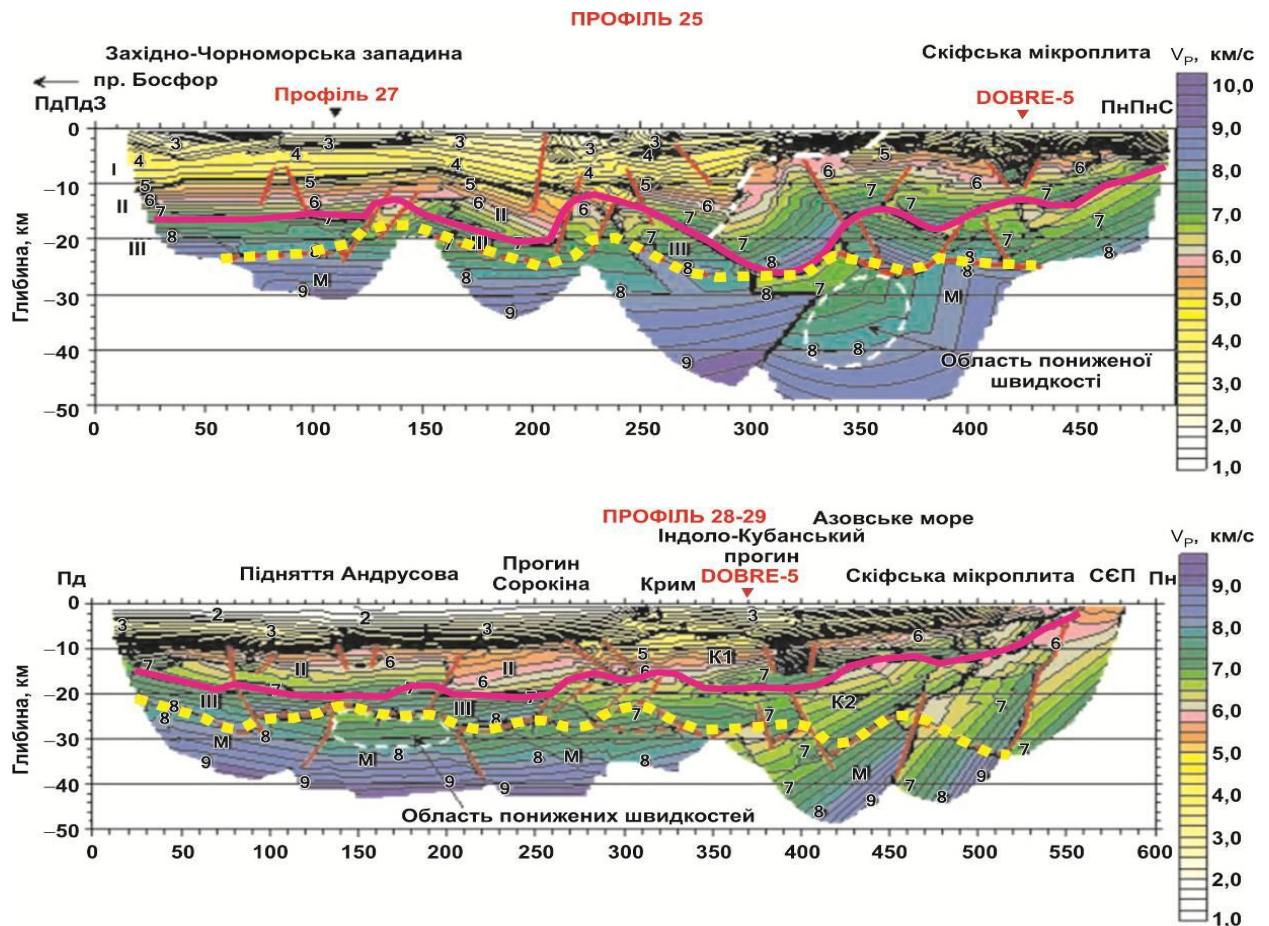


Рис. 5.4. Сейсмогеологічні розрізи по профілях 25 (верхній) і 28-29 (нижній), по [Ермаков, Пийп, 2005]. Переріз ізоліній швидкостей (тонкі лінії) 0,25 км. Червоні суцільні лінії – тектонічні порушення, чорні товсті лінії – границі шарів, червона пунктирна лінія - границя Мохо, біла штрих-пунктирна лінія - зона зчленування кори Чорного моря та Скіфської мікроплити; рожева лінія (в межах нижньої кори) та жовта пунктирна (границя Мохо) – топографія літосферного складкоутворення (folding / buckling) і подальшого розломоутворення (faulting) в земній корі зони зчленування південної околиці Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою.

Біля о-ва Зміїний, Голіцинський розлом впирається в субмеридіональний Істрійський (рис. 2.3, 5.2), від чого і виникає можлива інтерпретація [Mogosanu, 2007], відповідно до якої похила сейсмічна границя асоціюється з Істрійським розломом, який виходить на поверхню біля Кілійсько-Зміїного підняття і полого занурюється на схід, що і відображає профіль DOBRE-5

(2011). Ця інтерпретація передбачає субширотне розтягнення в Каркінітському прогині, про що стверджувалося також в деяких інтерпретаціях розкриття Східночорноморського басейну [Finetti et al., 1998; Okay et al., 1999; Shillington et al., 2009]. Однак таке трактування похилої сейсмічної границі може бути відразу виключене, так як вище доведено її південне, а не східне занурення.

У роботах, що базуються на аналізі потенційних полів, зокрема [Старостенко и др., 2005], Голіцинський розлом асоціюється з тектонічним розтягом (рифтингом) уздовж південного краю Східноєвропейської платформи. Він розглядався як коровий подільник між корою Східноєвропейської платформи на півночі і переробленою корою Скіфської мікроплити на півдні. В принципі, це, частково, узгоджується і з висновком, наведеним на початку розділу, однак з уявленнями про зв'язок похилої сейсмічної границі з рифтингом суперечить її полого ($<45^\circ$) падіння, обумовлене швидше насувом або підсувом, тобто стисненням, а не розтягом.

Як зазначено раніше, автори роботи [Nikishin et al., 2011] Голіцинський та Азовський розломи пов'язують з північною границею ранньопермського активного Евксинського орогенного поясу або з насувом південного краю Східноєвропейської платформи на цей пояс. До такого висновку авторів наштовхує розвиток карбон-ранньопермських відкладів орогенезу кордільєрського типу в межах Скіфської мікроплити (Одеський шельф - Рівнинний Крим - північна частина Азовського моря). Однак уявленням про передовий прогин може суперечити занадто глибоке занурення похилої сейсмічної границі і співпадіння з нею південного нахилу поверхні розділу Мохо. В межах Передкарпатського і Переддобруджинського передових прогинів поверхня Мохо горизонтальна [Starostenko et al., 2013].

В.В. Юдін [Юдин, 2008] границю між Східноєвропейською платформою з Скіфською мікроплитою розглядає як Північнокримську сутуру (рис. 5.1) пізньопалеозойсько-ранньомезозойського віку, має південний нахил і утворену в результаті закриття океану Палеотетис, який відділяв Євразійську

плиту від Гондвани і декількох террейнів – Кримського, Скіфського, Туранського та ін. В пермі-тріасі сталася субдукція з півночі під ці террейни, колізія їх з Східноєвропейською платформою (що входила тоді до складу Євроамерики), в результаті якої утворилися Донецька складчато-насувна область і Донецька, Таганрозька і Північнокримська колізійні сутури. Північніше Північнокримської сутури розташований Передскіфський передовий прогин, який виповнений моласою пермі-тріасу [Юдин, 2001]. Прогин простягається вздовж сутури смугою шириною в 50-100 км на відстань більше 2 тис. км і складається з витягнутих западин, розділених поперечними підняттями. У присутурних зонах автором виявлені фрагменти субдукованої палеоокеанічної кори. Це радіолярити в гальках трьох колізійних молас, а також меланжовані гіпербазити у фрагментах серпентинітового меланжу і базитах [Юдин 1995, 2001., 2008], що свідчить про субдукцію значної частини океанічної кори Палеотетису і про колізію в ранньому-середньому тріасі.

На рис. 5.5 показані побудовані В. В. Юдіним розрізи Скіфської мікроплити і Передскіфського передового прогину, на яких зображено Північнокримську сутуру. У сврд. 4 - Голіцина (рис. 5.5 а), на глибині 4 км під породами крейдового віку розкриті дислоковані протерозойські метаморфічні утворення. Нижче, відповідно до авторської інтерпретації матеріалів сейсмозв'язки, розташована чітка шарувата товща, полого нахилена на південь, яка може бути *похилою сейсмічною границею* вздовж Голіцинського розлому. Під тонким алохтоном з динамометаморфічних порід передбачається слабодислокований палеозойський комплекс перекритого насувом крайового Передскіфського прогину [Юдин, 2001]. На схід, в акваторії Азовського моря, Північнокримська сутура та Передскіфський крайовий прогин трасуються на північ від сврд. 1-Матроська (рис. 5.5 б), де під крейдово-кайнозойським чохлам на глибині 1950-2074 м розкриті граніти і плагіограніти з ізотопним віком середнього карбону.

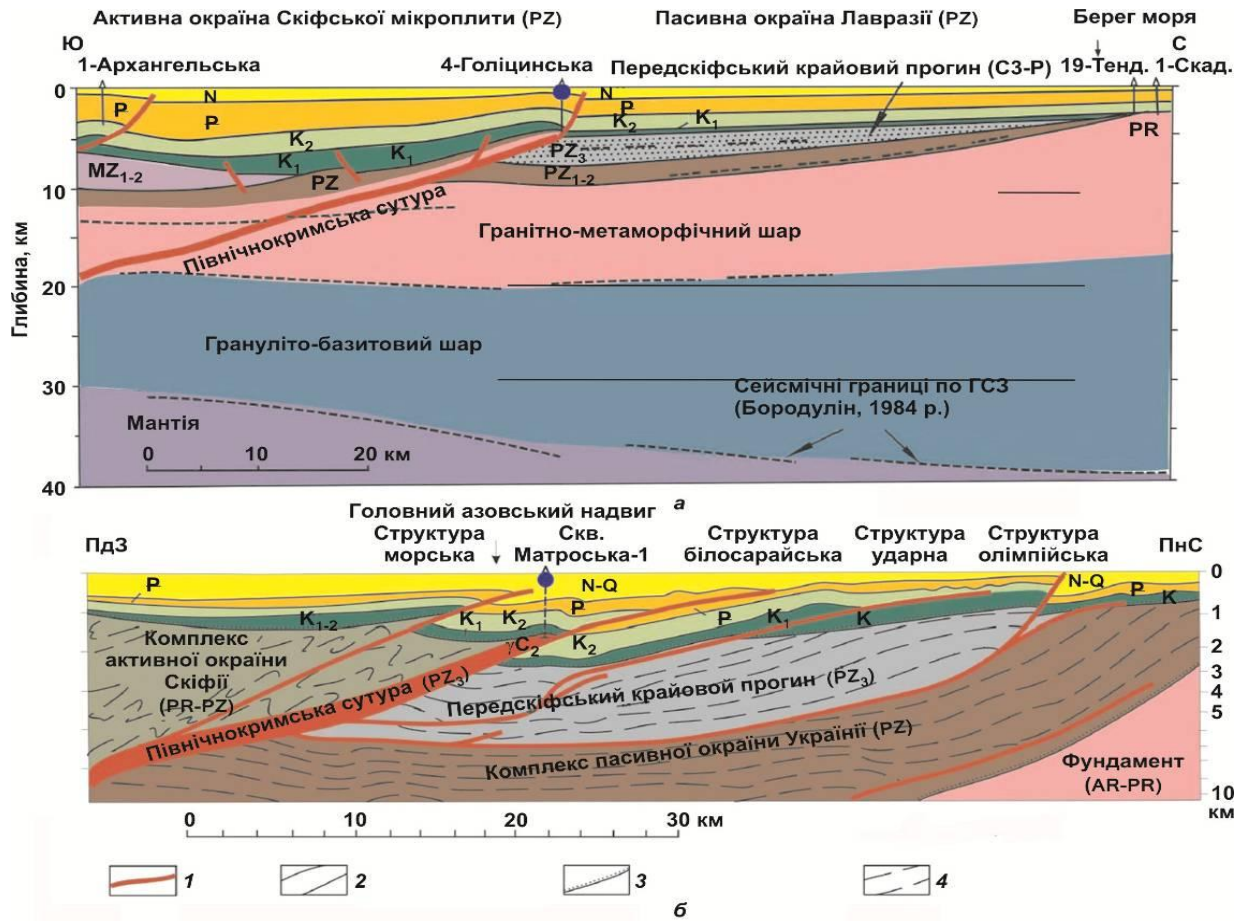


Рис. 5.5. Геолого - геофізичні розрізи за В. В. Юдіним (2008) : (а) північно - західний шельф Чорного моря 25 профіль ГСЗ і (б) по півночі Азовського моря. Синім кругом позначені свердловини Голіцинська - 4 і Матроська - 1.

Зображена на рис. 5.5 Північнокримська сутура падає на південь під кутом 15-20 °. Це добре узгоджується з наведеними вище розрахунками нахилу пологої сейсмічної границі, хоча палеогеодинамічні побудови виконувалися В. В. Юдіним ще задовго до проведення ГСЗ по профілю DOBRE-5 (2011).

Розглянута палеогеодинамічна інтерпретація узгоджується з палінспастичною реконструкцією для досліджуваної території для пізнього девону, виконаною в роботі [Зоненшайн и др., 1990], а також підтверджується тектонофізичними та сейсмотомаграфічними даними [Гинтов и др., 2014]. Зокрема, палеосубдукція Східноєвропейської платформи під Скіфську

мікроплиту чітко простежується на меридіональних сейсмотомографічних перетинах $27-29^{\circ}$ і 44° східної довготи, на яких видно сліди слібів щодо високошвидкісної літосфери, що занурюються на глибину 300-500 км від широти $47-48^{\circ}$ пн.ш. до $44-45^{\circ}$ пн.ш..

Слід також згадати, що в сучасній міжнародній практиці одним з основних напрямків у вивченні літосфери різними геофізичними методами вважається дослідження літосферного складкоутворення та розломоутворення [Burov et al., 1993; Ziegler et al., 1995; Cloetingh et al., 1999, 2002, 2008; Matenco et al., 2007; Cloetingh, Burov 2011; Starostenko et al., 2013]. Роботи, в яких всебічно описаний комплекс термомеханічних аспектів складкоутворення літосферного масштабу, його топографічні прояви і вплив на формування осадових басейнів і їх еволюцію, представлені в роботах [Cloetingh et al., 1999; Cloetingh, Burov, 2011]. Вважається, що літосферне прогинання і складкоутворення – ефективний механізм для поширення тектонічної деформації від активних границь плит далеко у домени в середині плит [Burov et al., 1993; Ziegler et al., 1995]. Довжина хвилі літосферних деформацій/складкоутворення спостерігається в різних масштабах і залежить від віку літосфери, а також його реологічного і теплового стану.

Інший важливий аспект літосферного складкоутворення – його взаємозв'язок з крихкими деформаціями. Корові та мантийні розломи можуть формуватися як результат складкоутворення і обидва процеси можуть співіснувати протягом декількох мільйонів років [Burov, Molnar, 1998].

Один із прикладів складкоутворення земної кори/верхньої мантиї за даними сучасного ГСЗ – складки границі Мохо з довжиною хвилі близько 150 км та амплітудою 8-17 км, виявлені в межах південного краю Східноєвропейської платформи на профілі ГСЗ DOBRE-4 (2009) [Starostenko et al., 2013]. Хвилястість сейсмічних границь в корі та верхній мантиї автори пояснюють літосферним масштабним складкоутворенням шляхом стиснення як результат колізії в пізній юрі та/або в кінці крейди при закритті океанів Палеотетис і Неотетис [Starostenko et al., 2013]. Таку ж хвилястість можемо

спостерігати і в області зчленування Скіфської мікроплити з Східноєвропейською платформою вздовж профілів ГСЗ 25 та 28-29 (рис. 5.4 – тут рожева лінія (в межах нижньої кори) та жовта пунктирна (границя Мохо) – топографія літосферного складкоутворення (folding/buckling) і подальшого розломоутворення в земній корі зони зчленування південної околиці Східноєвропейської платформи та Скіфської мікроплити). Хвилястість сейсмічних границь добре проявляється і на профілі DOBRE-5 (2011) (рис. 3.6). Однак на відміну від профілю DOBRE-4 (2009), що перетинає великі геологічні структури вхрест простягання, профіль DOBRE-5 (2011) проходить уздовж основного структурного елементу – Скіфської мікроплити. Похила сейсмічна границя показує, що геометрія структур (довжина хвилі і амплітуда), що фіксуються на профілі може відрізнитися від справжньої. Тому в даному випадку важко робити конкретні висновки, спираючись на уявлення про літосферне складкоутворення. До того ж, як впливає з цих уявлень, а також результатів робіт на профілі DOBRE-4 (2009), крупно масштабне літосферне складкоутворення є одним з елементів геодинамічного процесу і в кінцевому підсумку призводить до тих же геодинамічних наслідків, до яких геологи і геофізики приходять іншими методами. Ці геодинамічні наслідки коротко розглянуті вище.

5.3. Структурно - кінематична параметризація похилої сейсмічної границі

Як описано в розділах вище профіль DOBRE-5 (2011) орієнтований в широтному напрямку і має довжину понад 600 км. Нагадаємо, що швидкісна модель відображає як структурні особливості осадового чохла (зі швидкостями поздовжніх хвиль $V_p = 2,05-5,70$ км/с) і гетерогенного фундаменту Скіфської мікроплити ($V_p = 5,72-6,00$ км/с), так і морфологію основних глибинних границь кори – поверхонь гранітно-гнейсового субстрату (шару) (або «гранітного» шару з $V_p = 6,22$ км/с), «базальтового» шару ($V_p = 6,50$ км/с) і Мохо ($V_p = 8,15-8,16$ км/с) [Starostenko et al., 2015].

Особливості розташування елементів земної кори з різними швидкостями поздовжніх хвиль дозволяють виділити зони, які з тим або іншим ступенем вірогідності можна інтерпретувати як великі розривні порушення. При цьому слід враховувати, що практично всі ці зони (точніше - їх проекції на площину профілю) є досить пологими, оскільки навіть границі, що здаються субвертикальними, при порівнянні горизонтального і вертикального масштабів швидкісної моделі знайдуть похиле положення. Звісно, що сам метод обробки сейсмічного матеріалу, орієнтований значною мірою на латеральну ув'язку швидкісних елементів розрізу, обмежує можливість виявлення субвертикальних неоднорідностей.

До основних структур, що інтерпретуються як великі розломи, віднесені розломні зони 1-3 (зона 1 – похила сейсмічна границя, 2-3 – імовірні розломні зони Центральнокримського підняття) (рис. 5.6). Однак визначальна роль в будові регіону належить найбільшій з цих зон – розломній зоні 1 (похилій сейсмічній границі), яка виділена за характерним вигином поверхонь всіх шарів з різними граничними швидкостями до глибини Мохо.

Параметри похилої сейсмічної границі відповідають рангу великих регіональних структур: видима горизонтальна амплітуда зміщення вздовж неї досягає 60 км, вертикальна амплітуда – 12-15 км, протяжність проекції в площині профілю – близько 400 км. Наслідком її високої тектонічної активності є утворення високошвидкісного ($V_p = 7,16$ км/с) елемента нижньої кори (за [Starostenko et al., 2015] - «high-velocity lower crust» або HVLC) в підшві Каркінітського прогину на глибинах 20-37 км в інтервалі 170-340 км. При цьому допускається, що верхня частина мантиї в східній частині профілю (в інтервалі 380-520 км) «зрізається» цим порушенням, тобто границя Мохо тут частково (імовірно) має тектонічну природу.



Рис. 5.6. Напружено-деформований стан похилої сейсмічної границі Цифри в колах: 1 - похила сейсмічна границя (умовні позначення див. рис. 3.7), 2-3 – імовірні розломні зони Центральнокримського підняття.

Внаслідок того, що профіль має косопоперечне положення по відношенню до основних структур регіону, визначення просторово-кінематичних параметрів похилої сейсмічної границі (зони 1) за характером її проекції на площину профілю DOBRE-5 (2011) вельми проблематично. Проте, використовуючи можливості графічного аналізу на стереографічних сітках і залучаючи відомі дані про будову регіону, деякі варіанти визначення умов залягання цієї зони і реконструкції кінематичних ситуацій її формування все ж допустимі.

В якості вихідних даних залучаються винесені на стереограми орієнтування профілю DOBRE-5 (2011) (274°) і кут нахилу проекції тектонічного порушення (усереднений кут нахилу її на схід становить близько 8°). Можливі варіанти положення тектонічних порушень з кутами нахилів 8° , 10° , 20° , ... 80° як в північних, так і в південних румбах, показані на рис. 5.7а у вигляді дуг на верхній півсфері.

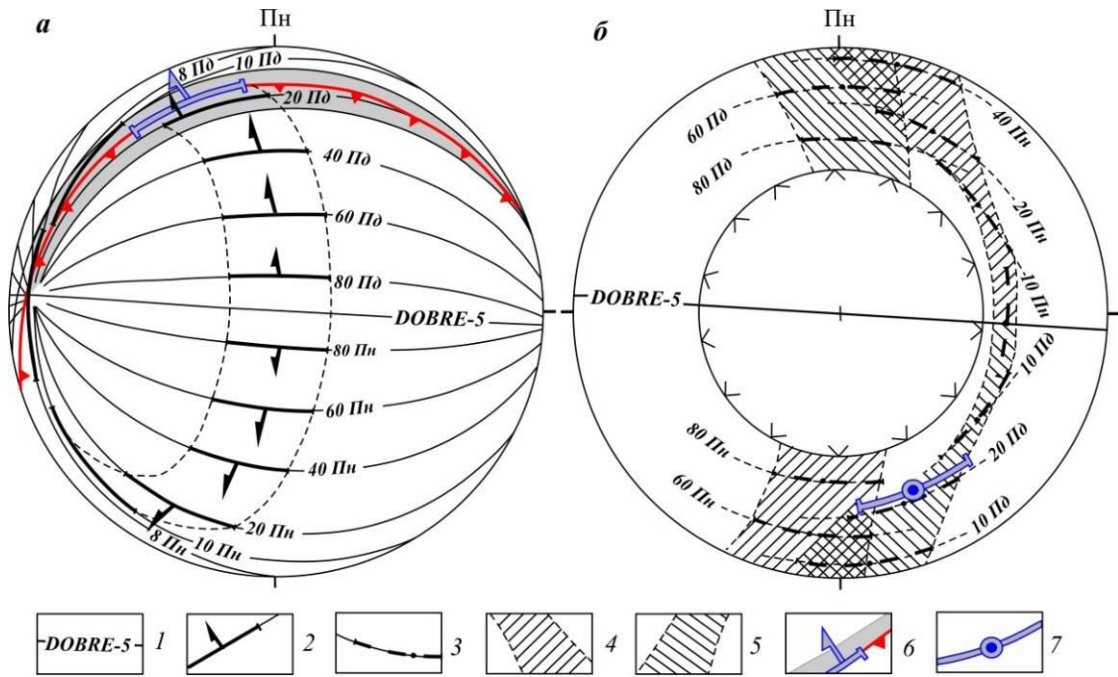


Рис. 5.7. Структурно-кінематичний аналіз похилої сейсмічної границі (рис. 5.6, зона 1 (похила сейсмічна границя)) (верхня півсфера): *а* – варіанти положення площини розриву і проєкції вектора зміщення; *б* – відповідні їм положення осі стиснення (σ_1): 1 – орієнтування профілю DOBRE-5 (2011); 2 – площини та вектори зсуву при різних кутах падіння зони в північних і південних румбах; 3–5 – імовірні положення осі σ_1 для відповідних варіантів залягання зони (3) і сегменти її можливої локалізації для площин з північним (4) і південним (5) падінням; 6–7 – зона зчленування Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою (сірий сегмент – з урахуванням зміни кутів падіння), вектор зміщення її всячого крила (6) і реконструйоване положення осі стиснення σ_1 для цієї зони (7).

З рисунків 3.6 і 5.2 видно, що область виходу похилої сейсмічної границі (зони 1) в приповерхневі горизонти (на схід від о. Зміїний) строго відповідає західно-південно-західному продовженню того ж сегменту границі Східноєвропейської платформи, який встановлений за даними буріння в Криму. На південь від цієї лінії (о. Зміїний - перешийок Кримського півострова) різко збільшуються потужності нижньокрейдових і більш молодих

осадових комплексів [Ермаков, 1986, Геология..., 1987, Khriachtchevskaia et.al., 2010 та ін.]. Це дозволяє розглядати її як проекцію на денну поверхню північної тектонічної границі басейнів мезозойської-кайнозойської седиментації, які інтенсивно занурюються – зони зчленування Східноєвропейської платформи і кримського сегменту Скіфської мікроплити, а похила сейсмічна границя на профілі DOBRE-5 (2011), відповідно, як її глибинне структурне вираження. У цьому трактуванні формування, що складають о. Зміїний, відносяться не до байкальсько-герцинських комплексів фундаменту Скіфської мікроплити, а до чохла Східноєвропейської платформи, що узгоджується як з даними дослідників, які безпосередньо вивчали склад і вік порід на о. Зміїний, так і з деякими раніше опублікованими варіантами трактування положення границі різновікових платформ [Геология..., 1987, Ткаченко, 1969 та ін.].

З огляду на середній кут нахилу похилої сейсмічної границі (зони 1) на профілі (8°) і ймовірний азимут її простягання на поверхні (70°), справжні елементи залягання шовної зони різновікових платформ складають $160/17^\circ$ (азимут і кут падіння, що було підраховано вище). У тому випадку, якщо похила сейсмічна границя являє собою підкид (або насув) без суттєвої зсувної складової, орієнтування проекції вектора зміщення складе $340 \pm 15/17^\circ$, а осі σ_1 – $160 \pm 15/28^\circ$ (рис. 5.6). Тобто формування похилої сейсмічної границі відбувалося в обстановці субмеридіонального, точніше, північно-північно-західного – південно-південно-східного стиснення: $340 \leftrightarrow 160^\circ$. В умовах строго меридіонального розтягування, що цілком допустимо, з огляду на дані про вплив кінематичних ситуацій на циклічність геологічних процесів в межах Криму і Північного Причорномор'я протягом альпійського етапу [Вольфман 2008], зона набуває зсуву, і може бути ідентифікована як правий зсуво-насув.

Безумовно, ця похила сейсмічна границя, хоч вона і апроксимована площинною моделлю, являє собою досить складну і аж ніяк непрямолінійну і

неплощинну систему. Ширина області її динамічного впливу оцінюється в десятки кілометрів, оскільки в розрізі впевнено виділяються також розриви низького рангу з аналогічними елементами залягання. При цьому в верхніх горизонтах кори падіння зони 1 (похила сейсмічна границя) більш круте (до 30°), а з глибиною воно поступово виположується (рис. 5.7 а - сегмент, залитий сірим), внаслідок чого вона набуває вигляду «класичного» лістричного розлому.

Таким чином, аналізована похила сейсмічна границя (тектонічна шовна зона) являє собою регіональну систему насувів північного-північно-західного орієнтування, що ідентифікується як фрагмент південної границі Східноєвропейської платформи.

Тектонічна активізація її могла періодично відбуватися протягом пізнього-палеозою-кайнозою, про що свідчить велика (в порівнянні з Добруджиським регіоном) потужність шару з $V_p = 5,72-6,05$ км/с, що відповідає палеозойсько-мезозойському фундаменту Скіфської мікроплити (рис. 5.6). Максимум тектонічної активності похилої сейсмічної границі, мабуть, доводиться на кіммерійський і, головним чином, на альпійський етапи. На це вказують наявність потужного кіммерійського комплексу в складі гетерогенного фундаменту цього сегменту Скіфської мікроплити і Гірського Криму, а також істотно більш значні, ніж на суміжному причорноморському схилі Східноєвропейської платформи, потужності альпійського осадового чохла.

5.4. Структури насуву палеозойсько-мезозойського фундаменту кримського сегменту Скіфської мікроплити

На профілі DOBRE-5 (2011), крім структури, ідентифікованої як похила сейсмічна границя - південна границя Східноєвропейської платформи ([Гинтов и др., 2014; Starostenko et al 2015; Вольфман, Фарфуляк, 2016], рис. 5.6, похила сейсмічна границя), в складі кримського сегменту фундаменту Скіфської мікроплити (швидкості поздовжніх хвиль $V_p = 5,70-6,00$ км/с)

виділяються зони, що розмежовують «підвішені» фрагменти земної кори зі швидкостями, характерними для дорифейського гранітно-гнейсового шару ($V_p = 6,22-6,30$ км/с). Тут спостерігається потроєння розрізу з перешаруванням високошвидкісних і менш швидкісних шарів. При цьому подошва верхнього фрагменту з $V_p = 6,22$ км/с як би зрізається майже прямолінійною границею, має своє східне продовження в осадових комплексах (рис. 5.6, зона 2), де вона також відокремлює розташований вище більш швидкісний осадовий шар ($V_p = 4,50$ км/с) від нижчого менш швидкісного ($V_p = 3,50$ км/с). Ймовірно, ця ж неоднорідність зумовила наявність флексураного вигину швидкісних границь на західному борті Центральнокримського підняття (в інтервалі 350-370 км профілю на глибині близько 5 км). Протяжність зони на профілі становить близько 270 км, глибина залягання - 5-8 км, вертикальна амплітуда зміщення - більше 4 км. Видима потужність підстилаючого низькошвидкісного шару складає 2-3 км. Аналогічна ситуація спостерігається і на глибинах 7-15 км, де високошвидкісні утворення ($V_p = 6,25-6,30$ км/с) залягають на шарі, який характеризується швидкостями $V_p = 5,90-6,00$ км/с. Ця границя розділу (рис. 5.6, зона 3, рис. 3.7) слабо вигнута і також дуже протяжна (не менше 250 км). Вертикальна амплітуда зміщення вздовж неї становить від 4 до 15 км, потужність підстилаючого низькошвидкісного шару - до 7 км.

У колективній статті [Starostenko et al., 2015] більшість авторів зійшлося на думці, що спостережене чергування на профілі високошвидкісних і низькошвидкісних фрагментів кори обумовлено наявністю великих палеозойських інтрузивів гранітоїдного складу в будові гетерогенного фундаменту Скіфської мікроплити, внаслідок чого подошви високошвидкісних «підвішених» фрагментів показані як нетектонічні. В принципі подібна точка зору має право на існування, оскільки наявність палеозойських гранітоїдних утворень в Криму відзначається в літературі [Добровольская 1981, Плахотный, Бондаренко 1972 та ін.]. Однак є більш вагомі підстави вважати, що високошвидкісні тіла в фундаменті Центральнокримського підняття не є палеозойськими інтрузивами, а фрагментами дорифейського гранітно-

гнейсового шару (кристалічного фундаменту), «видавленими» по зонах розломів. На користь їх тектонічного походження свідчать:

1. Субпластовий «безкорневий» характер прояву високошвидкісних фрагментів кори (протяжність на профілі понад 200 км при потужності до 7 км).

2. Майже лінійний характер подошви верхніх масивів (зони 2), на тектонічну природу якої вказує також продовження передбачуваного порушення в осадовому чохлах (в східній частині профілю - інтервал 530-640 км), де більш високошвидкісні шари розрізу також залягають на менш швидкісних утвореннях (рис. 3.6, 5.6).

3. Локалізація високошвидкісних фрагментів в ядрі Центральнокримського підняття фундаменту Скіфської мікроплити, в той час як всі передбачувані і встановлені пізньопалеозойські утворення [Добровольская 1981, Плахотный, Бондаренко 1972 и др.] розташовані уздовж зон зчленування великих геоструктур (Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою або Скіфської мікроплити з Гірським Кримом), де підйому гранітоїдних магм в верхні горизонти земної кори могла сприяти висока проникність останньої.

4. Відсутність в межах Рівнинного Криму достовірно встановлених великих гранітоїдних інтрузивів, оскільки всі відомості про наявність таких ґрунтуються на непрямих ознаках - ороговикування, мігматизація, наявність крайових фацій і т.д.

Таким чином, «перешарування» високошвидкісних і низькошвидкісних шарів дозволяє розглядати даний фрагмент геологічного розрізу в системі «автохтон-паравтохтон-алохтон», припускаючи наявність тектонічних границь в подошві «безкорневих» гранітоїдних утворень (зони 2 і 3 на рис. 3.6, 5.6).

5.5. Висновки

Отже, похила сейсмічна границя простежується уздовж 400 км та перетинає під крейдяно-кайнозойським чохлам усю земну кору і на значному

своєму відрізку збігається з похилою поверхнею Мохо (рис. 5.2).

Аналіз можливих механізмів утворення похилої сейсмічної границі призводить до висновку, що ця границя може відображати південне закінчення СЕП в ранньопермський час, як насувний фронт на Евксинський орогенний пояс [Nikishin et al., 2011] або відповідає Північнокримській сутурі, що утворилася в результаті закриття Палеотетису в пізньому палеозої - тріасі, субдукції Східноєвропейської платформи під Скіфську мікроплиту в південному напрямку і їх колізії [Юдин, 2008]. На поверхні до крейдяного фундаменту Північнокримська сутура простежується у вигляді Голіцинської та Азовської зон розломів, які зазвичай розглядаються як границя між Східноєвропейською платформою та Скіфською мікроплитою.

Автор дисертаційної роботи схиляється на користь представлення похилої сейсмічної границі як Північнокримської сутури, так як її палеогеодинамічна інтерпретація ґрунтується на детально вивчених геологічних фактах [Юдин, 1993-1995, 2008]. Вона узгоджується з палінспастичною реконструкцією території для пізнього девону, виконаною в роботі [Зоненшайн и др., 1990], а також підтверджується тектонофізичними та сейсмотомографічними даними [Гинтов и др., 2014], та співпадає з розрахунками напрямку і кута нахилу похилої сейсмічної границі, виконаних на підставі аналізу матеріалів профілю DOBRE-5 (2011) в дисертаційній роботі. Дані підрахунки показали, що похила сейсмічна границя є границею, що падає на південь – південний схід з середнім кутом нахилу 17° (рис. 5.2, верхня діаграма), а в приповерхневих горизонтах до 38° . У осадовому чохлі Північнокримська сутура простежується у вигляді Голіцинської та Азовської зон розломів, які зазвичай розглядаються як границя між Східноєвропейською платформою та Скіфською мікроплитою.

Визначенні просторово-кінематичні параметри похилої сейсмічної границі, використовуючи можливості графічного аналізу на стереографічних сітках (рис. 5.7 а, б) і залучаючи відомі дані про будову регіону, дисертантом визначені умови залягання цієї зони і виконана реконструкція кінематичних

ситуацій її формування.

Структурно-кінематична параметризація похилої сейсмічної границі (зони зчленування Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою за даними DOBRE-5 (2011)) показала, що це регіональна система насувів північно-північно-західного орієнтування, що ідентифікується як фрагмент південної границі Східноєвропейської платформи і є зоною розломів, що складається з більш крутих ділянок біля поверхні і більш похила в середніх та глибинних горизонтах кори. Формування похилої сейсмічної границі як зони субдукції Східноєвропейської платформи під Скіфську мікроплиту відноситься до пізньопалеозойсько-ранньомезозойського періоду, а наступні активізації, що відзначились у подальших насувах Скіфської мікроплити на Східноєвропейську платформу, відбувалися в мезо-кайнозої. Максимум тектонічної активності зони, мабуть, припадає на кіммерійський і, головним чином, на альпійський етапи. На це, за геологічними даними, вказують наявність потужного кіммерійського комплексу в складі гетерогенного фундаменту цього сегменту Скіфської мікроплити і Гірського Криму, а також суттєво значніші, ніж на суміжному причорноморському схилі Східноєвропейської платформи, потужності альпійського осадового чохла.

Отримані дані вносять нову інформацію в розуміння ролі Скіфської мікроплити (або епіорогенної зони, по [Тектонічна карта ..., 2007]) як важливого елемента геодинамічних процесів в Чорноморсько-Каспійському регіоні.

РОЗДІЛ 6. СЕЙСМІЧНІСТЬ СКІФСЬКОЇ МІКРОПЛИТИ

6.1. Сейсмічність Скіфської мікроплити як тектонічного елементу Кримсько-Чорноморського регіону

Підставою для досліджень сейсмічності слугувала виявлена похила сейсмічна границя Скіфської мікроплити та різна структура земної кори по різні боки від о. Зміїний, яка виявлена за сейсмічними даними ГСЗ/WARR профілю DOBRE-5 (2011). Детальне вивчення землетрусів зареєстрованих на північно-західному шельфі дає змогу просторово дослідити зв'язок сейсмічності з геологічними структурами вздовж профілю DOBRE-5 (2011). Для з'ясування сейсмогенеруючих зон Скіфської мікроплити спершу була досліджена її сейсмічність, як прямого критерію сучасної сейсмічної активності досліджуваного регіону.

Кримсько-Чорноморський регіон відзначається епіцентрами землетрусів, що відбулись в акваторії Чорного моря поблизу південного берега Криму; вони характеризуються найвищими на території України магнітудами (до $M=6,8$). Епіцентри більшості сильних землетрусів з $M \geq 5$ приурочені до континентального схилу Чорного моря. За 2000-ий період (до 1928 р.) відомо декілька руйнівних землетрусів з епіцентрами поблизу мису Херсонес, Південного берега Криму.

Катастрофічні землетруси в Криму – явище відносно рідкісне. Але за два тисячоліття відомо більше 30 сильних землетрусів (напр., землетрус 63 р. до н.е., що зруйнувало р. Пантікапей, землетрус 480 р. н.е., що зруйнувало м. Херсонес, та інші) [Новый каталог..., 1977]. Сильний за останні 100 років землетрус відбувся 11 вересня 1927 р. Вогнище землетрусу розташовувалося на південний схід від Ялти. Землетрус відчувався на території площею близько 4 млн. км². Максимальна інтенсивність струсів на узбережжі Криму складала 8, а в епіцентрі – 9 балів. Було зруйновано 70% всього житлового фонду м. Ялта, а також численні руйнування в інших населених пунктах південного берега Криму, аж до Севастополя і Феодосії.

Епіцентри землетрусів, що представляють безпосередню небезпеку для території Криму, локалізуються в межах сейсмогенеруючих зон, які розташовуються в безпосередній близькості від Кримського півострова в межах акваторій Чорного і Азовського морів [Борисенко и др., 1992]. Основні з них знаходяться в межах Чорноморської западини на віддалі 20-40 км від південного берега Криму. Вогнища землетрусів локалізовані в межах земної кори (переважно в інтервалі глибин 10-30 км) уздовж континентального схилу – зони різкого збільшення глибини Чорноморської западини. За оцінками фахівців, в межах цих зон можливе виникнення землетрусів з максимальними магнітудами $M_{max} = 6,0-7,5$. З урахуванням відстані від вогнищ землетрусів до населених пунктів Криму і параметрів загасання сейсмічної енергії, максимальна інтенсивність сейсмічних струсів (I_{max}) на території Криму оцінюється в 9 балів з вірогідністю 1 раз в тисячу років (зокрема, в межах східної і південно-східної частини Керченського півострова) [Пустовитенко и др., 2012].

Вогнища сильних землетрусів в основному розташовані на відстані 10-15 км від Кримського п-ова, в смузі крутого материкового схилу, що відокремлює Гірський Крим від Чорноморської западини [Харитонов и др., 1996.]. Середня глибина таких вогнищ складає 15-40 км. Оскільки вогнища знаходяться в земній корі, енергія сейсмічних хвиль затухає із збільшенням відстані від епіцентра порівняно швидко. Тому максимальний вплив від вогнищ, припадає на південну частину Кримського п-ова.

Сейсмічна дія на територію Кримського півострова не обмежується місцевими землетрусами, що виникають в безпосередній близькості від нього, і тих, що відбуваються на території Туреччини та в Передкавказзі.

Дослідження проведені останнім часом, дані сеймотектоніки і археології свідчать також про існування сейсмоактивної зони, приуроченої до зчленування Індоло-Кубанського прогину і Скіфської мікроплити, а точніше до Південноазовського розлому, що тягнеться в північно-східному напрямі від Керченського п-ова. Зона Південноазовського розлому прослідкована за

геологічними і геофізичними даними від східного узбережжя Азовського моря до Арабатської стрілки [Борисов и др., 1984].

Основні матеріали про локальні землетруси Скіфської мікроплити зібрано в каталогах міжнародного сейсмологічного центру (ISC). В дисертаційній роботі аналізувалися сейсмічні події, які відбулись з початку 50-х років двадцятого сторіччя до теперішнього часу. Дані про локальні землетруси на території Скіфської мікроплити представлено в табличному вигляді та винесено на фізичну карту досліджуваного регіону (рис. 6.1).

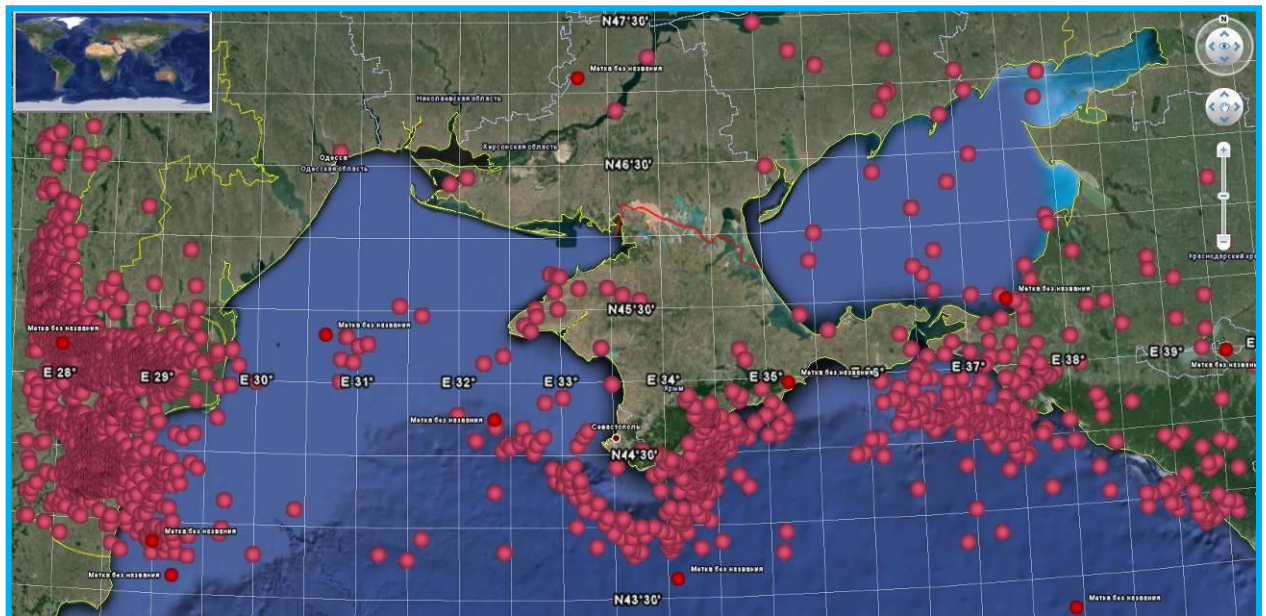


Рис. 6.1. Сейсмічність Кримсько-Чорноморського регіону, яка показано за допомогою програми Google Earth. Червоні [дані кримської сейсологічної мережі] та рожеві [за даними International Seisological Center (ISC)] кружечки – землетруси, які відбулись за період 1950-2016 роки.

6.2. Землетруси північно-західного шельфу Чорного моря

Про потенційну сейсмічність структур північно-західної частини шельфу Чорного моря свідчать сейсмічні події, зареєстровані 1950-2016 рр. мережею кримських сейсмологічних станцій [Пустовитенко и др., 2012; Кутас и др., 2001] та згідно бази даних International Seisological Center (ISC). Сучасна

місцева сейсмічність пов'язана з тектонічними порушеннями субмеридіонального простягання у фундаменті Східноєвропейської платформи і розривними порушеннями у області шельфу і континентального схилу західної частини Чорного моря (Скіфської мікроплити).

За період високочутливих інструментальних спостережень мережею кримських сейсмологічних станцій [Пустовитенко и др., 2012; Кутас и др., 2001] з цього району зареєстровано декілька відносно слабких землетрусів з магнітудами $M_w = 2,5 - 4,8$ (рис. 6.2). Це відповідає інтенсивності в епіцентральної зоні $I_0 = 4-7$ балів (при глибині вогнища $h \sim 10$ км). У таблиці 6.1 приведені дані сейсмічної активності північно-західної частини Чорного моря. Як видно з (таб. 6.1), тільки в 1992 р. тут відбулося 12 землетрусів [Пустовитенко и др., 2012; Гурова и др., 2012]. Тоді накоплена енергія в сеймотектонічних структурах шельфу поблизу о. Зміїний розрядилась у вигляді складної послідовності сейсмічних поштовхів з енергетичними класами $K = 7,1 \div 11,5$ ($M = 2,0 \div 3,8$) з глибинами до вогнища до 10 км.

Найсильніший землетрус відбувся 7 травня 2008 р. з $M_w = 4,9$ в районі о-ва Зміїний та відчувався на території південного-заходу Одеської області з інтенсивністю до 4 балів [Скляр, Князева, 2010]. Землетрус супроводжувався трьома повторними поштовхами.

Таблиця 6.1. Дані сейсмічної активності північно-західної частини Чорного моря [за інструментальними даними кримських сейсмологічних станцій].

Дата	Час	Довгота	Широта	Глибина	Енергетичний клас
1988/10/18	20:09:09	44,9N	30,90E	H=35	K= 9,5
1992/03/01	13:46:4,4	45,1 N	30,50 E		K=9,5
1992/03/29	21:48:4,7	45,3 N	31,00 E		K=10,4
1992/03/29	23:45:13,4	45,3 N	31,00 E		K=11,5
1992/03/30	00:11:43,4	45,4 N	30,70 E		K=8,4
1992/03/30	01:49:5,3	45,2 N	30,60 E		K=8,2
1992/03/30	04:29:11,4	45,40 N	30,90 E		K=9,6
1992/03/30	11:41:12,0	45,10 N	30,50 E		K=8,7
1992/03/30	15:52:16,3	45,30 N	30,60 E		K=8,1
1992/03/31	01:10:12,2	45,30 N	30,90 E		K=10,5

2008/05/07	08:00:22	45,39 N	30,87E	H=10	
2009/02/18	09:44:16,6	44,0N	31,75E	H=33	K=9,2

Виділений максимумам сейсмічної активності північно-західної частини Чорного моря передувало також сейсмічне затишшя і слабо виражена локальна активізація. Кілійсько-Зміїне підняття, поблизу якого зареєстровано землетрус 07.05.2008 і серія землетрусів березня 1992 року, має складну конфігурацію, обумовлену, очевидно, системою розломів, та зоною зчленування Скіфської мікроплити з Східноєвропейською платформою (похилою сейсмічною границею).

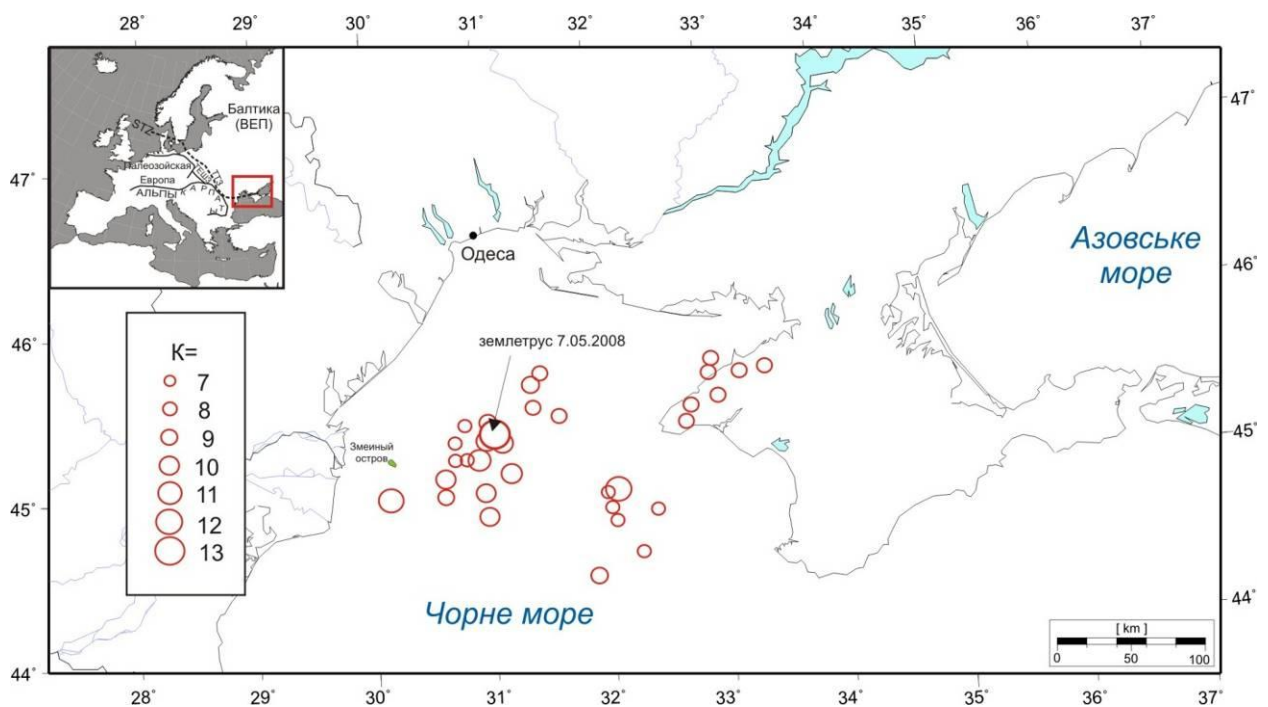


Рис. 6.2. Карта епіцентрів землетрусів північно-західного шельфу Чорного моря (за інструментальними даними кримських сейсмологічних станцій) 1960-2008 рр. К – енергетичний клас.

Просторовий розподіл морських епіцентрів землетрусів (рис. 6.2.) північно-західного шельфу Чорного моря показав, що вони витягнуті уздовж діагонального північно-східного напрямку паралельно береговій лінії, як вважають автори [Гурова и др., 2012], що може свідчити про розрядку

тектонічної енергії та активізацію зони зчленування Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою (виявлена похила сейсмічна границя) в 100 кілометровій зоні о. Зміїний морської частини.

Землетрус біля о. Зміїний (07.05.2008). Більш детально розглянемо найбільший землетрус, зареєстрований на північно-західному шельфі Чорного моря. Він відбувся поблизу о. Зміїний на відстані 127 км від м. Одеса. Параметри вогнища землетрусу: час в вогнищі $t_0 = 08 \text{ ч. } 00 \text{ хв. } 22 \text{ с.}$ по Гринвічу; координати $\varphi = 45.39 \text{ N}$, $\lambda = 30.87 \text{ E}$, $H = 10.0 \text{ км}$; магнітуда 4.9.

Дана сейсмічна подія зареєстрована великою кількістю сейсмічних станцій України, Молдови, Румунії та Туреччини. Землетрус відчувався людьми на території узбережжя Чорного моря від Ізмаїлу до Вилково – на північ Одеської області – до прибережних населених пунктів Херсонської та Миколаївської областей.

Землетрус виник в результаті дії горизонтальних сил стиснення близмеридіональної орієнтації [Пустовитенко и др. 2008]. В результаті таких дій в осередку стався підкид активного блоку земної кори. Скинута і позірна напруги відповідно склали 5 і 0.5 бар ($5 \cdot 10^7 \text{ Па}$ і $0.5 \cdot 10^7 \text{ Па}$). Процес руйнування середовища в осередковій зоні тривав не більше 5,7с і розвивався в двох напрямках: близширотному (західному) і діагональному (південно-східному) зі швидкостями близько 5 км/с. Найбільша довжина розриву отримана для близширотного напрямку ($Az1 = 274^\circ$), що корелюється з простягання площини зрушення ($NP2 = 264^\circ$) за даними про розв'язок механізму вогнища. В епіцентрі землетрусу з радіусом кругової дислокації близько 1км, еквівалент сейсмічного моменту $M_0 = 1016 \text{ Н} \cdot \text{м}$ ($1,53 \cdot 10^{23} \text{ дин} \cdot \text{см}$) для зсуву берегів розриву на 13см. При цьому енергія по дислокації E_u склала $8 \cdot 10^{18} \text{ ерг}$, а моментна магнітуда $M_w = 4,75$ (4,8), значення якої близько до $M_w = 4,9$ по ISC для моменту. Загальна деформація в осередку відповідала $\varepsilon = 1,7 \cdot 10^{-4}$ [Пустовитенко и др. 2008].

Механізм вогнища землетрусу був підрахований за методом центроїда тензора моменту GCMT відновлений в міжнародному центрі по хвильових

формах усіх записів землетрусу на 118 станціях світової мережі. За даними ISC землетрус виник під дією горизонтальних сил стиснення. В осередку стався підкид по обох площинах розриву близширотного простягання з невеликим правостороннім зсувом. Обидві нодальні площини близвертикальні. На стереограмах знаки перших вступів досить впевнено розділилися нодальними площинами. В осередку стався чистий вертикальний підкид під дією горизонтальних стискаючих напружень.

Отже, механізм вогнища землетрусу свідчить про руйнування середовища в двох напрямках: близширотному (західному) і діагональному (південно-східному), що узгоджується з структурно-кінематичною параметризацією похилої сейсмічної границі як регіональної системи підсувів-насувів північно-північно-західного південно-південно-східного орієнтування та є зоною розломів, що складається з більш крутих ділянок біля поверхні і більш похила в середніх та глибинних горизонтах кори.

6.3. Похила сейсмічна границя як сейсмогенеруючий елемент Скіфської мікроплити

За відсутності достатньої інструментальної бази реєстрації сейсмічних подій на перший план виходять методи опосередкованого виокремлення потенційно небезпечних зон виникнення землетрусів. Так на підставі аналізу геолого-геофізичних характеристик платформної частини України (геофізичні поля та глибинна будова земної кори) виокремлено можливі сейсмогенні зони Східноєвропейської платформи [Трипольский и др., 2009, 2013], де дисертант є одним із співавторів.

Геолого-геофізичні критерії виділення потенційно небезпечних сейсмогенних зон на основі аналізу місцевої сейсмічності із залученням геологічних та геофізичних даних:

1) на даний час відомі численні приклади просторового поєднання областей підвищеної сейсмічності для орогенних областей в усьому світі так і для території України, виділених у межах різновікових геологічних структур, з

глибинними розломами і з вузлами їх перетину що є доцільно, на наш погляд, і для слабосейсмічних платформних областей. Так, в роботі [Борисенко, 1990; Пустовитенко, Кульчицький, 1991] підкреслюється, що «найбільша кількість епіцентрів землетрусів і найбільша енергія в межах центральної частини Чорноморської западини відзначена в місцях перетину розломів різної орієнтації;

2) у багатьох регіонах світу спостерігається просторовий зв'язок між характером залягання поверхні Мохо перш за все, зі зміною глибини залягання з одного боку, і положенням епіцентрів землетрусів або рівнем виділення сейсмічної енергії, з іншого. Так, за даними [Gadomska, 1993], більшість землетрусів, зареєстрованих на північному схилі Східноєвропейської платформи, відбулися на ділянках, де спостерігається зміна глибини поверхні Мохо. Епіцентр руйнівного Спітакського землетрусу (Кавказ) також розташований в місці різкої зміни глибини залягання поверхні Мохо від 43 до 48 км і більше [Краснопевцева і ін., 1995];

3) в результаті виявлення зв'язку сейсмічності з полем сили тяжіння на платформах було показано, що вогнища землетрусів генеруються переважно в областях консолідації земної кори кислого складу і, відповідно, відносяться до негативних аномалій гравітаційного поля [Алакшин, Письменный, 1983; Рудый и др., 2007];

4) на підвищення рівня сейсмічної активності може також впливати підвищення рівня градієнтів швидкостей неотектонічних рухів земної кори і інтенсивності теплового потоку [Палиєнко 1992; Кутас и др., 2007, Верховцев, 2010];

5) в межах деяких геологічних структур спостерігається кореляція між швидкісними неоднорідностями в земній корі за даними ГСЗ, і сейсмічною активністю. Зниження швидкостей поширення сейсмічних хвиль в земній корі і верхній мантії часто супроводжується підвищенням сейсмічної активності. Ці зв'язки зафіксовані в межах різних геологічних структур. Встановлено, що сейсмічна активність регіону Байкальської рифової зони тяжіє до зони зі зниженими швидкостями в корі і мантії регіону [Щукин, 1984], а

Джавахетський блок Малого Кавказу є відносно низькошвидкісним і в той же час найбільш сейсмічно активним, у порівнянні з суміжними блоками [Краснопевцева и др., 1995];

б) встановлено, що блоки з тонкою земною корою, в межах різновікових геологічних структур, часто характеризуються підвищеною сейсмічністю. Це - Протогинова зона Балтійського щита [Slunga et al., 1984], Західно-Квебекська сейсмогенна зона Канадського щита [Eaton et al., 2006]. Подібний зв'язок спостерігається також в активному рифтовому Курило-Камчатському сейсмонебезпечному регіоні [Щукин, 1983; Агапова и др., 1984], а також в Рейнському грабені [Bonjer et al., 1984].

Так, виходячи з вище наведених критеріїв - до потенційно сейсмогенної зони можна впевнено віднести область похилої сейсмічної границі. Так як дані ГСЗ дозволяють виділити неоднорідності будови земної кори, з якими можуть бути пов'язані потенційно небезпечні зони виникнення землетрусів.

Просторовий зв'язок сейсмічності з геологічними структурами вздовж профілю DOBRE-5 (2011) показав, як видно з рис. 6.3, що виявлена похила сейсмічна границя зона тільки за прямими ознаками - зареєстрованими інструментально сейсмічними подіями (рис. 6.2, табл. 15), може бути віднесена до потенційної сейсмогенної зони.

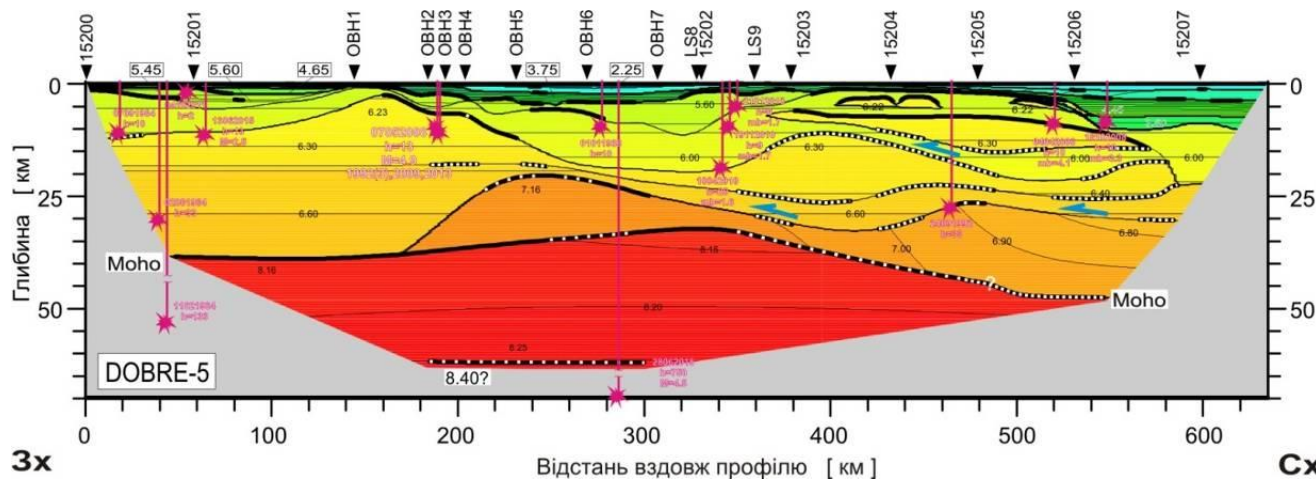


Рис. 6.3. Положення вогнищ землетрусів (рис. 6.1), що найближче розташовані до лінії профілю DOBRE-5 (2011) (таб. 6.2), винесені на отриману сейсмічну модель земної кори Скіфської мікроплити.

Розроблені за участю дисертанта для платформних областей України критерії сейсмоативності [Трипольский и др., 2009, 2013], зокрема такі як: потоншення земної кори під Каркінітським прогином, різна структура земної кори вздовж різних ділянок розрізу по профілю DOBRE-5 (2011), наявність хвилястих сейсмічних границь в межах Центральнокримського підняття та Каркінітського прогину і відсутність аналогічних сейсмічних границь (відносна однорідність земної кори) в Переддобруджі – можуть служити признаками для виділення потенційно-сейсмоактивних зон, а велична їх протяжності, значення градієнтів швидкості - для встановлення значень їх сейсмотектонічного потенціалу.

Локальна сейсмічність похилої сейсмічної границі (положення та параметри землетрусів, які відбулись найближче до лінії профілю, винесені на профіль DOBRE-5 (2011)) та різна структура земної кори можуть свідчити про продовження сучасного літосферного складкоутворення (folding / buckling) і подальшого розломоутворення (faulting) [Stephenson, Cloetingh, 1991; Cobbold et al., 1993; Burov et al., 1993; Ziegler et al., 1995; Cloetingh et al., 1999, 2002, 2008; Sokoutis et al., 2005; Matenco et al., 2007; Cloetingh, Burov, 2011; Starostenko et al., 2013] в земній корі зчленування південної околиці Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою. Відбувається активізація похилої сейсмічної границі як насув Скіфської мікроплити на Східноєвропейську платформу на сучасному етапі тектонічної активності (рис.6.2 сині стрілки).

Таблиця 6.2. Землетруси, що винесені на отриману сейсмічну модель земної кори Скіфської мікроплити (рис. 6.1) за даними [кримських сейсмологічних станцій; International Seisological Center (ISC)].

Дата	Довгота, α	Широта, φ	Глибина, h (км)	Магні- туда
1984/08/22	45,49	28,3	0	-
2006/08/18	45.36	28.36	10	MD =2.1
1989/08/22	45,5	28,46	0	-

1989/07/24	45,5	28,46	0	-
1984/09/07	45,44	28,55	10	-
1984/02/11	45,53	28,43	133	
2001/10/04	45,51	28,42	2	
2015/06/13	45,44	28,55	13	2,5
2008/05/07	45,39	30,87	10	4,9
2009/02/18	44,0	31,75	33	-
1992/03/01	45,1	30,50	2	-
1992/03/29	45,3	31,00	10	-
1992/03/29	45,3	31,00	13	-
1992/03/30	45,4	30,70	-	-
1992/03/30	45,2	30,60	-	-
1992/03/30	45,40	30,90	-	-
1992/03/30	45,10	30,50	-	-
1992/03/30	45,30	30,60	-	-
1992/03/31	45,30	30,90	-	-
1988/01/01	45,10	30,53	10	-
2015/06/28	45,30	30,60	750	4,5
2010/04/10	45,30	30,83	20	mb=1.6
2010/11/10	45,10	30,54	9	mb=1.7
2010/01/21	45,30	30,60	6	mb=1.7
1992/09/24	45,30	30,1	33	
2008/04/04	45,10	30,12	10	mb=4.1
2008/10/18	45,30	30,13	10	mb=3.3

В підтвердження сучасного літосферного складкоутворення та подальшого розломоутворення слугують також дослідження деформаційних структур та поля напруг південно-західного Криму [Муровская и др., 2014]. Виділено етапи стиснення в верхньокрейдяних-неогенових породах, які фіксуються насувними та зсувними структурами і відносяться до палеоцен-раннього міоцену. Відповідні їм поля напружень характеризуються декількома напрямками орієнтації осі стиснення. У західній частині вивченої території переважає південно-західне стиснення стиснення, а для центральної і східної частин характерно стиснення в Пн-Пд і ПнЗх-ПдСх напрямках, що добре узгоджується з отриманою кінематичною параметризацією зони похилої сейсмічної границі. Польові дані вказують на стиск в породах міоцену, але ці деформації за масштабом менші, ніж в період палеоцену-раннього еоцену і пізнього еоцену-олігоцену. Сучасне стиснення

широтного і меридіонального напрямків визначено на основі аналізу 26 механізмів вогнищ землетрусів. У той же час сім механізмів вказують на розтягнення, які ряд молодих активізованих скидів. Автори [Муровская и др., 2014] вважають, що за орієнтації відновлених осей напруг деформації стиснення обумовлені тиском з боку Чорноморської мікроплити на Гірський Крим, а сучасні скиди пов'язані з поглибленням Чорноморської западини і денудацією Кримського орогену.

6.4. Висновок

Геолого-геофізичні критерії для виділення потенційно небезпечних сейсмогенних зон, розроблені спеціалістами ІГФ НАН України за участю дисертанта, можуть бути використані для дослідження сейсмічної активності південно-західного краю Східноєвропейської платформи та Скіфської мікроплити, і в першу чергу похилої сейсмічної границі.

Просторовий розподіл морських епіцентрів землетрусів північно-західного шельфу Чорного моря, які витягнуті уздовж діагонального північно-східного напрямку, паралельно береговій лінії, що може свідчити про розрядку тектонічної енергії та активізацію зони зчленування Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою в 100 кілометровій зоні о. Зміїний. А механізм вогнища землетрусу, який відбувся 07.05.2008 біля о. Зміїний, з руйнуванням середовища в близширотному (західному) та діагональному (південно-східному) напрямках узгоджується з структурно-кінематичною параметризацією похилої сейсмічної границі як регіональної системи підсувів-насувів північно-північно-західного південно-південно-східного орієнтування.

ВИСНОВОК

Дисертація містить раніше не захищені наукові положення, які в сукупності вносять нову інформацію в розуміння глибинної будови земної кори західної частини Скіфської мікроплити як проміжного геолого-тектонічного елемента літосфери між Східноєвропейською платформою та Альпійсько-Гімалайським поясом. Це обумовлено геодинамічною позицією Скіфської мікроплити, яка до цього часу не до кінця з'ясована і трактується по-різному: або як частина Євразійської плити (її епіорогенна зона), або як террейн Альпійсько-Гімалайського поясу (минулих океанів Палео- та Неотетис).

Здійснена дисертантом геолого-тектонічна інтерпретація даних глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ) вздовж профілю DOBRE-5 (2011) та профілів ГСЗ, що його перетинають, дозволила одержати новий матеріал по глибинній швидкісній структурі земної кори Скіфської мікроплити та матеріал, що необхідний для обґрунтування геодинамічних умов формування району досліджень. Отримані результати у подальшому можуть слугувати для пошуків корисних копалин та прогнозування небезпеки від землетрусів у регіоні. В роботі зроблено та встановлено наступне.

1. Вперше за сучасними сейсмічними даними ГСЗ вздовж профілю DOBRE-5 (2011) виявлено нові, раніше невідомі, сейсмічні границі земної кори Скіфської мікроплити, морфологія яких кардинально відрізняється по обидва боки від о. Зміїний.

2. За результатами аналізу швидкостей пружних хвиль в сейсмічних розрізах по профілях DOBRE-5 (2011), DOBRE-4 (2009), DOBRE-2 (2007) та VRANCHEA-99 показано, що Скіфська мікроплита має таку ж тришарову структуру земної кори, як і Східноєвропейської платформи.

3. За сучасними сейсмічними даними ГСЗ вздовж профілю DOBRE-5 (2011) виділено похилу сейсмічну границю та пов'язано її із зоною зчленування Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою.

Показано, що похила сейсмічна границя Скіфської мікроплити імовірно є пізньопалеозойсько-ранньомезозойською Північнокримською сутурою, яку за геологічними даними виділив В. В. Юдін у 2008 р. Підраховано, що похила сейсмічна границя має середній кут нахилу 17° в південному напрямку, що підтверджено даними аналізу перетинів субширотного профілю DOBRE-5 (2011) з субмеридіональними профілями ГСЗ. За результатами структурно-парагенетичної параметризації, похила сейсмічна границя сформувалася в обстановці північно-північно-західного – південно-південно-східного стиску і має складову зсуву.

4. Сучасна локальна сейсмічність Скіфської мікроплити та похилої сейсмічної границі може свідчити про наявність процесів літосферного складкоутворення і пов'язаного з ним розломоутворення в земній корі зони зчленування південної окраїни Східноєвропейської платформи з Скіфською мікроплитою.

Отримані дані вносять нову інформацію в розуміння ролі Скіфської мікроплити (або епіорогенної зони) як важливого елементу геодинамічних процесів Кримсько-Азовського регіону. Будова літосфери Скіфської мікроплити, за аналізом сейсмічних даних, має більше схожості з Східноєвропейською платформою, ніж з герцинським поясом Європи. Здобувач схиляється до думки, що Скіфська мікроплита - це потоншена окраїна докембрійського континенту, перероблена пізньопалеозойсько-ранньомезозойським рифтингом (фундамент мікроплити неопротерозойський), а домінуючим тектонічним режимом з кінця девону до кінця юри було розтягнення, яке переривалося іноді компресійними подіями, головним з яких було пізньотріасове закриття Палеотетису і підсув Східноєвропейської платформи під Скіфську мікроплиту. Про це свідчить (за геологічними даними В. В. Юдіна) наявність Північнокримської сутури. Пологе трасування сутури як похилої сейсмічної границі від о. Зміїний під Каркінітським прогином і на глибину до поверхні Мохо під Центральнокримським підняттям підтверджують дослідження в дисертаційній роботі.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

- Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б.* Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря // *Геотектоника*. – **1974**. – **1**. – С. 78-94.
- Азово-Черноморский* полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа. // Сборник докладов VIII Международной конференции «Крым-2009». Симферополь, 2010. С. 214.
- Агапова Г. И., Ивановская Л. В., Лопатина Н. П., Фирсова Д. Б. Хоменюк Ю. В., Щукин Ю. К.* Количественная оценка сейсмической опасности восточной части региона БАМ и прилегающих территорий // Исследования земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон территории СССР. М.: Наука, **1984**, С. 132-149.
- Атлас родовищ нафти і газу України*. Т.VI. Південний нафтогазоносний регіон / Під ред. В.О. Федішин // Львів. - Центр Європи. - **1998**. – с. 222.
- Андрусов Н. И.* Геологическое строение дна Керченского пролива // Бюллетень Московского общества испытателей природы. - №3/4. – **1926**. – Т.34. – с. 294-332.
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М.* Геологическое строение и история развития Черного моря // Москва. - Издательство академии наук СССР. - **1938**. – с. 226.
- Алакишин А. М., Письменный Б. М.* Выявление закономерных связей между аномалиями поля силы тяжести, геологическим строением и сейсмичностью в северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны // Геофизические условия в очаговых зонах сильных землетрясений. М.: Наука, **1983**. – С 205-214.

- Афанасенков А. П., Никишин А. М., Обухов А. Н.* Геологическое строение и углеводный потенциал Восточно-Черномоского региона. Москва. Научный мир, 2007. с. 172.
- Баранова Е. П., Егорова Т. П., Омельченко В. Д.* Переинтерпретация сейсмических материалов ГСЗ и гравитационное моделирование по профилям 25, 28 и 29 в Черном и Азовском морях. *Геофиз. журн.* **2008**. Т. 30. №5. С. 1-20.
- Баранова Е. П., Егорова Т. П., Омельченко В. Д.* Обнаружение волновода в фундаменте северо-западного шельфа Черного моря по результатам переинтерпретации материалов ГСЗ профилей 26 и 25. *Геофиз. журн.* **2011**. Т. 33. №6. С. 15-29.
- Борисов Б. А., Рогожин Е. А.* Кумдагское землетрясение 14 марта 1983 г.: материалы геологического изучения. – *ДАН СССР*, т. 277, № 1, **1984**. - С.157-161.
- Белов А. А.* Тектоническое развитие альпийской складчатой зоны в палеозое, Москва: Наука, **1981**, 212 с.
- Белоусов В. В., Павленкова Н. И.* Типы земной коры. *Геотектоника*. **1985**. №1. С. 167-183.
- Белецкий С. В.* Геологическое, гидрогеологическое и инженерно-геологическое доизучение восточной части Равнинного Крыма масштаба 1:200 000. Листы L-36-XVI (ю. п.), XXII, XXIV (ю.-з. ч.), XXIX (с. п.), XXX (с.-з. ч.): отчет. – Симферополь, 1990. – Геолфонд КП «Південекогеоцентр».
- Борисенко Л. С.* Геолого-тектонические условия генерации землетрясений Азово-Черноморского региона // *Геофиз. журн.* 1990. – 12 №3.- С. 39-48.
- Борисенко Л. С., Сафронов О. Н., Пустовитенко Б. Г.* Сейсмогенные зоны платформенной части Украины и Азово-Черноморского региона // *Геодинамика и сейсмопрогностические исследования на Украине*. Киев, 1992 –С. 31-41.

- Вольфман Ю. М., Фарфуляк Л. В. Результаты идентификации и структурно-кинематической параметризации зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Крымского сегмента Скифской плиты (по данным скоростной модели профиля ГСЗ DOBRE-5). // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность восточно-европейской платформы и сопредельных регионов. *Материалы XX Всероссийской конференции с международным участием г. Воронеж, 25—30 сентября, 2016. Издательско-полиграфический центр «Научная книга» 2016.*
- Верховцев В. Г. Новейшая тектоника Западного (Преддобруджского) сегмента Скифской плиты и прилегающих территорий // *Геофиз. журн.* - **2010.** - Т. 32, № 3. - С. 29-42.
- Гаврилов В. П. Как устроены и чем богаты наши недра - Москва: Недра, 1981 - с.192.
- Газизова С. А. К сравнительному анализу прогибов, обрамляющих Восточно-Европейскую платформу. Преддобруджский передовой прогиб. Информационные материалы. Институт геологии Уфимского научного центра РАН. *Геологический сборник*, № 8. **2009.**, С. 88 – 93.
- Гобаренко В. С., Егорова Т. П. Трехмерная Р-скоростная модель литосферы Черного моря по данным локальной сейсмической томографии // *Геофиз. журн.* – **2008.** –30, №5. – С. 161-177.
- Гобаренко В. С., Яновская Т. Б. Скоростная структура верхних этажей мантии бассейна Черного моря // *Геофиз. журн.* – **2011.** – **33**, №3. – С. 62-74.
- Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины // Москва. – Наука. - **1972.** – с. 158.

- Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины. // Сборник докладов VII Международной конференции «Крым-2007». Симферополь, 2008. С. 214.*
- Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Крымская. Лист L-36-XXIX: объяснительная записка. – К., 1973. – 112 с.*
- Геологическая карта Крыма масштаба 1:1 000 000. Ленинградская карт фабрика ВАГТ. Ленинград, 1967.*
- Геология СССР. Т.8. Крым. Ч.1. Геологическое описание. под. ред. Сидоренко А.В., Муратов М.В. — М.: Госгеолиздат, 1969. — 575 с.*
- Геология Черного моря (по результатам геологических и геофизических исследований 5-го рейса НИС «Киев») // Киев. - 1997. – с. 190.*
- Геология шельфа УССР (шельф и побережье Черного моря). Стратиграфия // Киев. – Наукова думка. - 1984. – с. 184.*
- Геология шельфа УССР. Литология // Киев. - Наукова думка. - 1985. – с. 189.*
- Геология шельфа УССР. Нефтегазоносность / Богаец А. Т., Бондарчук Г. К., Леськив И. В. и др. // Киев. - Наукова думка. - 1986. – с. 152.*
- Геология шельфа УССР. Тектоника. Под ред. Е.Ф. Шнюкова // Киев. - Наукова думка. - 1987. – с. 152.*
- Герасимов М. Е., Бондарчук Г. К., Юдин В. В., Белецкий С. В. Геодинамика и тектоническое районирование Азово-Черноморского региона // Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины. Гл. ред. В.Е.Хаин. – М-лы VII Международной конференции «Крым-2007». – Симферополь, «Форма» – 2008 – С.115-151.*
- Герасимов М. Е. «Палеомикроконтинент» Аратия (Украиния) и геодинамическая эволюция его обрамления (в связи с оценкой тектонической позиции о-ва Змеиный). // Геофиз. журн. 2006. Т. 28. №2. С. 26-63.*
- Гинтов О. Б., Егорова Т. П., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Муровская А. В. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской*

плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. // *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. №5. С. 26-63.

Гинтов О. Б., Муровская А. В., Егорова Т. П., Вольфман Ю. М., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Колесникова Е. Е., Островной А. М., Бубняк И. Н., Фарфуляк Л. В., Амашукели Т. А. Глубинная сейсмогенная зона Вранча как индикатор геодинамического процесса. *Геофиз. журн.* **2015**. Т. 37. №3. С. 22-49.

Гинтов О. Б. Субботско-мошоринский этап деформирования земной коры Украинского щита / Гинтов О. Б., Орлюк М. И., Мычак С. В., Бакаржиева М. И., Фарфуляк Л. В. *Геофиз. журн.* – **2008**. – Т. 30, № 6. – С. 23–39.

Гурова И. Ю., Семенова Ю. В. Землетрус 07.05.2008 року в північно-західній частині Чорного моря. Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. 58/2012 с. 20 – 22.

Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородня О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. М., Усенко О. В. Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). – К.: Корвин пресс, 2005. -210 с.

Добровольская Т. И. Палеозойские гранитоиды в Горном Крыму // *Петрология литосферы и рудоносность.* – Л., 1981. – С. 187.

Захарчук С. М., Полухтович Б. М., Москальський О. Т. Нові дані про перспективи газоносності північно-західної акваторії Азовського моря. // *Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины.* Гл. ред. В.Е.Хаин. – М-лы VII Международной конференции «Крым-2007». – Симферополь, «Форма» – 2008 – С.115-151.

Егорова Т. П., Гобаренко В. С., Яновская Т. Б., Баранова Е. П. Строение литосферы Черного моря по результатам 3 D гравитационного

анализа и сейсмической томографии. // *Геофиз. журн.* – **2012.** – т.34, №5 – С.38 - 59.

Ермаков Ю. Г., Кирикилица С. И., Вольфман Ю. М., Щербакова Л. Н. Структурные формы венд-раннемезозойской тектонической активизации Приднестровской части Русской плиты // *Геол. ж-л.* — **1985.** — 45, №4. — С.117-127.

Ермаков А. П., Пийп В. Б. Глубинное строение Черноморской впадины по результатам но-вой интерпретации сейсмических данных. Ежегодная научная конференция «Ломоносовские чтения». МГУ. **2005.**

Ермаков Ю. Г., Вольфман Ю. М. Тафрогенез и его роль в формировании платформенных структур форланда поднятий Добруджи и Горного Крыма // Доклады АН УССР, сер. Б. – **1986.** – №4. – С.9-12.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР (в 2-х томах). Недра, 1990.

Иванов В. И. Отчет о глубинном геологическом картировании масштаба 1:50 000 Симферопольского поднятия в пределах листов L-36-105-B (в. п.), Г (з. п.), в 1976-1978гг. / В.И. Иванов. – Симферополь, **1978.** – Геолфонд КП «Південекогеоцентр»

Иванова А. В. Катагенез пород фанерозоя Днестровско-Прутского междуречья как следствие особенностей его геологического развития. Доповіді НАНУ, 2011, № 1, с. 91 – 97.

Кендзера О. В., Миронівська Л. В., Мичак С. В. Локальні землетруси Волино-Поділля та їх значення для сейсмічного районування Вісник КНУ. Геологія. – **2007.** – Вип. 41–42. – С. 17–21.

Коболев В. П. Геодинамічна еволюція Чорноморської мегазападини та структур її обрамлення (за геофізичними даними): Автореф. дис.. д-ра геолог. наук: 04.00.22 / В.П. Коболев ; НАН України. Ін-т геофізики ім. С.І.Субботіна. — К., 2002. — 36 с.

- Козленко М. В., Козленко Ю. В., Лысынчук Д. В.* Глубинное строение земной коры западной части шельфа Черного моря по результатам комплексной переинтерпретации геофизических данных по профилю ГСЗ №25 // *Геофиз. журн.* – 2009. – 31, №6. – С. 77-91.
- Козленко М. В., Козленко Ю. В., Лысынчук Д. В.* Структура земной коры северо-западного шельфа Черного моря вдоль профиля ГСЗ №26 // *Геофиз. журн.* – 2013. – 35, №1. – С. 158-168.
- Котляр О. Ю., Верховцев В. Г.* Виявлення критеріїв сучасного положення південно-західної межі Східно-Європейської платформи за даними дистанційного зондування Землі // *Геологічний журнал.* — 2009. — № 3. — С. 58-63.
- Копп М. Л.* Мобилистская неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. – М., Наука. – 2005. – 340 с.
- Кутас В. В., Кендзера А. В., Вольфман Ю. М., Омельченко В. Д., Руденская И. М.* Неглубокие очаги землетрясений и уровень сотрясаемости юго-западной части территории Украины // *Геофиз. журн.* – 2002. - 24, № 1. - С. 17-27.
- Кутас В. В., Омельченко В. Д., Кендзера О. В., Дрогицкая Г. М., Калитова И. А.* Сейсмичность западной части Восточно-Европейской платформы в пределах Украины // *Геофиз. журн.* – 2007. – 29 №5. – С. 59-72.
- Краснопевцева Г. В., Фремд А. Г., Шацков В. И.* Глубинное строение и сейсмичность района Спитакского землетрясения в Армении // *Физика Земли.* – 1995. - №8. – С. 47-61.
- Литосфера* Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы III, VI, IX. **1993**. Киев, Наукова Думка. С. 8-77.
- Литосфера* Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы I, II, V. Наукова думка. **1988a**. Киев, Наукова Думка. С. 112 - 160.
- Литосфера* Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII. **1988b**. Киев, Наукова Думка. С. 8-77.

- Литосфера Центральной и Восточной Европы.* Восточно-Европейская платформа. Под редакцией А.В.Чекунова. - Наукова думка. - **1989.** - 188с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы.* Молодые платформы и альпийский складчатый пояс. Под редакцией А.В.Чекунова. - Наукова думка. - **1994.** - 331 с.
- Муратов М. В.* История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение // Бюллетень Московского общества испытателей природы. - вып. 5. - **1955.** - Т. 30, - с. 27-50.
- Муратов М. В., Бондаренко В. Г., Плахотный Л. Г.* Строение складчатого основания Равнинного Крыма // Геотектоника. — **1968.** — №4. — С.54-70.
- Милев В. С., Барабошкин Е. Ю., Розанов С. Б., Рогов М. А.* Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюллетень Московского общества испытателей природы. - выпуск 3. - **2006.** - Т. 81. - с. 22-33.
- Миронівська Л. В., Мичак С. В.* Тектонічне положення вогнищ землетрусів Волино-Поділля. *Геофиз. журн.* - **2006.** - Т. 28, № 6. - С. 94-104.
- Милановский Е. Е.* Проблема происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре Альпийского пояса // Вестник Московского государственного университета. - №1. - **1967.** - с. 27-43.
- Маловицкий Я. П., Непрочнов Ю. П.* (ред.). Строение западной части Черноморской впадины. М.: Наука. 1972. 244 с.
- Москаленко В. Н., Непрочное Ю. П., Соллогуб В. Б.* Структура Поверхности Мохоровичича // Белоусов В.В., Вольвовский В.С (ред.) Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря М., Наука. **1989,** с. 135-136.

Милановский Е. Е. Геология СССР. Часть 3. **1991**. Москва: University Press, 273 с.

Минерально-сырьевая база промышленности строительных материалов Украины. Крымская автономная республика. – К.: ГПП «Геопрогноз», **1992**. – 611 с.

Муровская А. В., Ипполит Ж.-К., Шеремет Е., Егорова Т., Вольфман Ю., Колесникова К. Деформационные структуры и поля напряжений Юго-Западного Крыма в контексте эволюции Западно-Черноморского бассейна // *Геодинаміка*. - 2014. - № 2. - С. 53-68.

Никишин А. М., Циглер П. А., Панов Д. И. и др. **2005**. Отв. ред. А.М. Никишин. Позднепалеозойская, мезозойская и кайнозойская тектоническая история и геодинамика южной части Восточной Европы 400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы. – М.: Геокарт, ГЕОС, – С.39-163.

Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Лунарский Г. Н., Мизно М. Ф., Мупсидзе Г. Я., Чичинадзе В. К. Строение земной коры в восточной части Черного моря по данным глубинного сейсмического зондирования // *Океанология*. 1966. №1.

Никишин А. М., Кортаев М. В., Болотов С. Н., Ершов А. В. Тектоническая история Черноморского бассейна // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* **2001**, т.76, вып. 3,, с. 3-18.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. – М.: Наука, 1977. – 535 с.

Находки молодых и древних цирконов в габброидах впадины Маркова, Срединно-Атлантический хребет, 5°30,6' - 5°32,4' с.ш. (результаты SHRIMP-II U-Pb-датирования): значение для понимания глубинной геодинамики современных океанов / Н. С. Бортников, Е. В. Шарков, О. А. Богатилов и др. // *ДАН*. – 2008. – Т.421, №2. – С.240-248.

- Новые данные* о геологическом строении и нефтегазоносности юга УССР по материалам региональных геолого-геофизических работ. Украинский научно-исследовательский институт (УкрНИГРИ), Львов, 1973. с. 120.
- Плахотный Л. Г., Бондаренко В. Г.* Платформенные структуры и магматизм нижней части чехла Равнинного Крыма // Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность / Под ред. Н.П.Семененко, А.П.Бобриевич, Н.А.Савченко, А.В.Чекунова. – К.: Наук. думка, **1972**. – 294 с.
- Плахотный Л. Г.* Байкалиды в складчатом основании Восточного Крыма // *Геотектоника*. – **1969**. - №3. – С.98 - 102.
- Плахотный Л. Г.* Байкалиды Крыма // БМОИП, отд. геол. – **1988**. – Т.63, вып.6. – С.3-13.
- Плахотный Л. Г., Апостолова М. Я., Бондаренко В. Г., Гордиевич В. А.* Меловой вулканизм Равнинного Крыма // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отделение геологии. — **1971**. — 48, вып. 4. — С.102-112.
- Попадюк І. В.* Геодинаміка Чорноморського регіону на альпійському етапі // Львів. - Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук (рукопис). – **2004**. – с. 205.
- Попадюк І. В., Смирнов С. Е.* Крымский ороген: покровная интерпретация // Симферополь. - Геодинамика Крымско-Черноморского региона: Сборник научных трудов. – **1997**. – с. 27–30.
- Попадюк І. В. (керівник), Тополюк В. В., Жадан А. М., Хрящевська О. І.* Звіт «Сейсморозвідувальні регіональні дослідження МСГТ в межах українського сектору акваторії Чорного моря». ДП «Науканафтогаз». – **2009**. – с. 410.
- Попадюк І. В., Стовба С. М., Хрящевська О. І.* Нова геологічна карта Гірського Криму масштабу 1:200 000 та її стратиграфічне підґрунтя. Стратиграфія осадових утворень верхнього

протерозою і фанерозою. Матеріали Міжнародної наукової конференції (Київ, 23–26 вересня 2013 р.) – Київ, **2013а**. – 160 с.

Попадюк І. В., Даценко А. С., Хрящевська О. І., Стовба С. М. Основні неузгодження у відкладах міоцену-пліоцену у західних та центральних передгір'ях Криму. Стратиграфія осадових утворень верхнього протерозою і фанерозою. Матеріали Міжнародної наукової конференції (Київ, 23–26 вересня 2013 р.) – Київ, **2013б**. – 160 с.

Попков В. И. Перспективы нефтегазоносности Азовского моря. // Сборник докладов VIII Международной конференции «Крым-2009». Симферополь, 2010. С. 214.

Павленкова Н. И. Волновые поля и модели земной коры (континентального типа). — Киев: Наук. думка, 1973. — 129 с.

Пустовитенко Б. Г., Кульчицкий В. Е., Пустовитенко А. А. Модель сейсмической опасности северо-западной части Черного моря / Пустовитенко, // *Геофиз. журн.* - 2012. - Т. 34, № 5. - С. 87-101.

Пустовитенко Б. Г., Пустовитенко А. А., Капитанова С. А., Калинин И. В. Очаговые параметры землетрясения 7 мая 2008 г. в районе о. Змеиный (Западная часть шельфа Черного моря) // Сейсмологический бюлетень Украины за 2008 год. – евастополь : НПЦ "ЭКОСИ – Гидрофизика". – 2010. – С. 20–27.

Пустовитенко Б. Г., Кульчицкий В. Б. Сейсмичность Черноморской впадины // *Геофиз. журн.* – 1991. – 13. №1. – С. 14-19.

Палиенко В. П. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины. – Киев: Наук. Думка, 1992 – 115с.

Рейснер Г. И. Очередной урок сейсмическому районированию // *Физика Земли* – 1993. - № 3. – С. 109 - 112.

Рыжый Б. П., Начапкин Н. И., Милановский С. Ю. Кабан М. К. О связи сейсмичности с полем силы тяжести на платформах // Уроки и следствия сильных землетрясений. Сборник материалов

международной конференции. Ялта 2007 – Симферополь – 2007 г. – С.108-110.

Сафронов О. М. Сеймотектонические условия и сейсмическая опасность платформенной части Украины // Автореферат дис. на получение науч. степени кандидата геол. наук. Симферополь-2005. - 21с.

Степанюк М. П., Степанюк О. І., Ольшанецький М. В. Звіт: «Уточнення геологічної будови акваторії українського сектору Чорного моря за регіональними сейсморозвідувальними роботами Western Geophysical та BS-05» за договором № 15/200 між ДП «Науканафтогаз» та Національною акціонерною компанією «Нафтогаз України». 4 книги, Київ, **2010** - 418 с.

Соллогуб В. Б., Земная кора Украины // *Геофиз. Журн.* – 1982 **4**(4), 3 – 25.

Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Шукин Ю. К., Гутерх А., Кондорская Н. В., Сидоров В. П., Харитонов О. М., Хоменко В. И., Град М., Матежок Р., Пайхель Я., Перхуць Э. Проект и первые результаты международных геофизических исследований глубинного строения литосферы вдоль геотравверсов в Юго-Восточной Европе. *Геофиз. журн.* **1980**. Т. 2. № 5. С. 3-13.

Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. — Киев, Наукова Думка, — **1986**. — 184с.

Соллогуб Н. В. Глубинное строение Крыма по данным ГСЗ. Диссертация. **1987**.

Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Сологуб Н. В., Харитонов О. М., Кутас Р. И., Корня И., Радулеску Ф., Байсарович М. Н., Бородулин М. И., Турчаненко Н. Т., Маловицкий Я. П., Пустыльников М. Р., Воеводина А. В., Друмя А. В., Сковитин А. И., Черный В. И. Структура литосферы Карпатско-Крымского сегмента Средиземноморского складчатого пояса.// *Геофиз.журн.* – 1983. Т. 5. № 1. С. 3-13.

Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Старостенко В. И., Кутас Р. И., Булах Е. Г., Сологуб Н. В., Харитонов О. М., Пашкевич И. К., Пустыльников М. Р., Бородулин М. А., Шляховский В. А., Капица

- Ю. М., Кулик С. Н., Корня И., Битер М., Демитреску К., Лазареску В., Помпилян А., Радулеску Ф., Рейману В.. Стрoение литосферы вдоль геотраверса V на основании комплексных геолого-геофизических данных. // *Геофиз.журн.* - 1985. Т. 7. № 4. С. 3–18.
- Слюсарь В. С. Структуры горизонтального сжатия в северном Преддобруджье. *Геотектоника*, **1984**, 4, 90-105.
- Старостенко В. И., Пашкевич И. К., Макаренко И. Б., Русаков О. М., Кутас Р. И., Легостаева О. В. Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Черного моря. // *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. №2. С. 195-207.
- Скляр А. М., Князева В. С. Проявление макросейсмического эффекта Черноморского землетрясения 7 мая 2008г. на территории южных областей Украины // *Сейсмологический бюллетень Украины за 2008г.*– Севастополь: НПЦ "Экоси-Гидрофизика". – 2010.– Наст. Сборник. – С. 16–19.
- Структура земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы* / Под ред. В. Б. Соллогуба, А. Гутерха, Д. Просена. Киев: Наук. Думка, **1978**. 271 с.
- Тектонічна карта України.* Масштаб 1:1 000000 / Гол. редактори С. С. Круглов, Д. С. Гурський. Державна геологічна служба. Київ.: УкрДГРІ. 2007.
- Тектоника Украины.* Под ред. Круглов С. С, Цыпко А. К. Москва, Недра, 1988, 254 с.
- Тетоника и эволюция северо-западного шельфа Черного моря.* Под ред. Моргунов Ю. Г., Калинин В. В., Куприн П. Н., Лимонов А. Ф., Пивоваров Б. Л., Щербаков Ф. А.. Москва, Наука, **1981**, 244 с.
- Трипольский А. А., Мычак С. В., Фарфуляк Л. В., Калюжна Л. Т. Особенности сейсмогенной зоны Ингульского и Среднеприднепровского

мегаблоков Украинского щита. *Геофиз. журн.* – 2013. – Т. 35, № 2. – С. 115–127.

Трипольский А. А., Кендзера О. В., Фарфуляк Л. В., Мычак С. В. Анализ тектонических и геолого-геофизических условий в пределах платформенной части территории Украины с целью размещения сейсмологических станций. *Геофиз. журн.* – **2009**. – Т. 31, № 5. – С. 115–127.

Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины // Москва. - Недра. - **1985**. – с. 215.

Трипольский А. А., Шаров Н. В. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск. Карельский НЦ РАН, **2004**. – 159 с.

Фарфуляк Л. В. Природа наклонной сейсмической границы в земной коре Скифской микроплиты вдоль профиля DOBRE-5. Фарфуляк Л. В. // *Геофиз. журн.* – 2015. – Т. 37, № 6. – С. 23–39.

Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наукова думка, **1972**, 176 с.

Чекунов А. В. Проблемы геологии Черноморской впадины // В: Белоусов В. В., Вольвовский Б. С. (ред.). Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. – М.: Наука, **1989**. – С.145-160.

Хрящевская О. И., Стовба С. Н., Стефенсон Р. А. Одномерное моделирование истории тектонического погружения Черного (северо-западный шельф) и Азовского морей в мелу – неогене // Киев. – *Геофиз. журнал.* – №5. – **2007** – Т. 29 - с. 28-49.

Хрящевская О.И., Стовба С.Н., Попадюк И.В. Стратиграфическая основа геолого-геофизических исследований Одесского шельфа Черного моря: состояние, проблемы и пути их решения // *Геофиз. журнал.*– **2009**. – №3. – Т.31 - с. 17.

- Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и западная Азия. Москва: Недра, **1977**. 359 с.
- Хаин В. Е., Сеславинский К.Б.* Историческая геотектоника. Палеозой. М.: Недра, **1991**. 398 с.
- Харитонов О. М., Костюк О. П., Кутас В. В., Пронишин Р. С., Руденская И. М.* Сейсмичность территории Украины. – Киев: Институт геофизики НАН Украины, **1996**.
- Шеремет Е., Соссон М., Гинтов О., Мюллер К., Егорова Т., Муровская А.* Ключевые проблемы стратиграфии восточной части Горного Крыма. Новые микропалеонтологические данные датирования флишевых пород. // *Геофиз.журн.* – 2014. – Т. 36, № 2. – С. 35 – 56.
- Шнюков Е. Ф., Щербаков И. Б., Шнюкова Е. Е.* Палеоостровная дуга севера Черного моря. – К.: Чернобилінтерінформ, **1997**. – 287 с.
- Шнюков Е. Ф., Митин Л. И., Клещенко С. А., Григорьев А. В.* Зона акустических аномалий в Черном море близ Севастополя // *Геол. журн.* – №4. - **1993**. – с. 62-67.
- Шнюкова Е. Е.* Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты. - Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геологических наук. – Киев, **2013**. – 42 с.
- Шнюкова Е. Е.* Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты. – Киев, Наукова Думка. – **2016**. – 235 с.
- Шрейдер А. А., Казмин В. Г., Лыгин В. С.* Магнитные аномалии и проблема возраста котловины Черного моря // *Геотектоника.* – **1997**. – 1. – С. 59-70.
- Щерба И. Г.* Палеогеновый бассейн Кавказа // Бюллетень Московского Общества Испытателей Природы, отд. геологический. – **1994**. – 69. –С. 71-80.

- Шукин Ю. К. Вопросы платформенной сеймотектоники // *Тектоника и геофизика литосферы*. Г.: ГЕОС. 2002 Т.2. С.352-357.
- Шукин Ю. К., Краснопевцева Г. В., Фирсова Д. Б. и др. Исследования земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон территории СССР. – М.: Наука, **1984**. – 199 с.
- Эйби Дж. А. Землетрясения. – М.: Наука, **1982**, 264 с.
- Юдин В. В. Симферопольский меланж. // Доклады Российской АН. Москва, **1993**, т. 333, № 2. С. 250-252.
- Юдин В. В. Предгорная сутура Крыма. // *Геол. журнал*. Киев, **1995**. № 3-4. С. 56-61.
- Юдин В. В., Герасимов М. Е. Геодинамическая модель Крымско-Черноморского и прилегающих регионов // Геодинамика Крымско-Черноморского региона. - Сборник научных трудов. – Симферополь. - **1997**. – с. 16–23.
- Юдин В. В. Предскифский краевой прогиб. В сборнике докладов III Международной конференции “Крым-2001”: “Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона”. Симферополь, “Таврия-Плюс”, **2001**. С.177-183.
- Юдин В. В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. — Киев, УкрГГРИ. — **2008**. — 117 с.
- Юдин В. В., Аркадьев В. В., Юровский Ю. Г. «Революция» в геологии Крыма // Вестник Санкт – Петербургского университета . Сер. 7, 2015, вып. 2. – С. 25-37.
- Artemieva I. M., 2011. *The Lithosphere: An Interdisciplinary Approach*, Cambridge Univ. Press, Monograph, 794 pp.
- Artemieva I. M. & Thybo H., 2013. EUNaseis: A seismic model for Moho and crustal structure in Europe, Greenland, and the North Atlantic region, *Tectonophysics*, **609**, 97-153.

- BABEL Working Group*, 1993. Deep seismic reflection/ refraction interpretation of crustal structure along BABEL profiles A and B in the southern Baltic Sea, *Geophys. J. Int.*, **112**, 325-343.
- Banks C. J., Robinson A. G, Williams M. P.* Structure and regional tectonics of the Achara-Trialet Fold Belt and the adjacent Rioni and Kartli foreland basins, Republic of Georgia. In: *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region* (ed. Robinson A.G.). – AAPG Memoir. – **1997a**. –68. –P. 331-345.
- Banks C. J., Robinson A.* Mesozoic strike-slip back-arc basins of the western Black Sea region. In: *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region* (ed. Robinson A.G.). – AAPG Memoir. – **1997b**. –68. –P. 53-62.
- Belousov V. V., Pavlenkova, N. I.*, 1984. Types of the Earth's crust, *Journal of Geodynamics*, **1**, 167-183.
- Bogdanova S., Gorbatshev R., Grad M., Guterch A., Janik T., Kozlovskaya E., Motuza G., Skridlaite G., Starostenko V., Taran L. & EUROBRIDGE and POLONAISE Working Groups* **2006**. EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In: D. Gee, R. Stephenson (eds) *European Lithosphere Dynamics*. pp. 599-624.
- Bocaletti M. and Guazzone G.* Remnant Arc and Marginal Basin in the Cainozoic Development of the Mediterranean, *Nature*, 1974, vol. 252, pp. 18–21.
- Bocin A., Stephenson R., Tryggvason A., Panea I., Mocanu V., Hauser F., Matenco L.*, 2005. 2.5D seismic velocity modelling in the southeastern Romanian Carpathians Orogen and its foreland. *Tectonophysics* 410, 273–291.
- Burov E. B., Nikishin A. M., Cloetingh S. & Lobkovsky L. I.*, **1993**. Continental lithosphere folding in central Asia (Part II): constraints from gravity and tectonic modelling. *Tectonophysics*, 226, 73-87.

- Burov E. B., & P. Molnar* **1998**. Gravity anomalies over the Ferghana Valley (central Asia) and intracontinental deformation, *J. Geophys. Res.*, 103, 18,137 — 18, 152.
- Brunet M.-F., Korotaev M. V., Ershov A. V., Nikishin, A. M.* The South-Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling // *Sedimentary Geology*. – **2003**. –156. –P. 119-148.
- Basham P. W., Forsyth D. A. and Wetmiller R. I.* The seismicity of northern Canada // *Can. J. Earth Sci.* – 1977, 14. - №7. P.1646 – 1667.
- Bonjer K. P, Gellke C., Gilg B., Rouland D., Mayer-Rosa D. and Massinon B.* Seismicity and dynamics of the Upper Rhinegraben // *J. Geophys.* – 1984. – 55 №1 – P 1-12.
- Chalot-Prat F., Girbacea R.,* Partial delamination of continental mantle lithosphere, uplift-related crust-mantle decoupling, volcanism and basin formation: a new model for the Pliocene-Quaternary evolution of the southern East Carpathians, Romania// *Tectonophysics* .-**2000**.- 327 (1), 83-107.
- Chalot-Prat F., Tikhomirov P., Saintot A.,* **2007**. Late Devonian and Triassic basalts from the southern continental margin of the East European Platform, tracers of a single, heterogeneous lithospheric mantle source. *Journal of Earth System Science*, 116, 469-495.
- Cobbold P., P., Davy D., Gapais E. A., Rossello E., Sadybakasov J. C. & Thomas J. J., Tondji Biyo and M. De Urreiztieta,* **1993**. Sedimentary basins and crustal shortening, *Sediment. Geol.*, 86, 77 — 89.
- Cloetingh S., Burov E., Beekman F., Andriessen P., Garcia-Castellanos D., De Vicente G., Vegas R.,* **2002**. Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics* 21, 1041.
- Cloetingh S., Burov E. & Poliakov A.,* **1999**. Lithosphere folding: primary response to compression? 1166 (from Central Asia to Paris Basin), *Tectonics*, 18, 1064-1083.

- Cloetingh S., Beekman F., Van Wees J.D., Ziegler P.A. & Sokoutis D., 2008.* Post-rift compressional reactivation potential of passive margins and extensional basins. In *Compressional Deformation within Passive Margins: Nature, Causes and Effects* (Ed. By H. Johnson, et al.), Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 306, 27-70.
- Cloetingh S. & Burov E. B., 2011.* Lithospheric folding and sedimentary basin evolution: a review and analysis of formation mechanisms, *Basin Research*, 23, 257–290.
- Červený V. and Pšenčík I., 1984.* SEIS83 – numerical modelling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by the ray method, in *Documentation of Earthquake Algorithms*, Rep. SE-35, pp. 36-40, ed. Engdahl, World Data Center (A) for Solid Earth Geophysics.
- DOBREFraction '99 Working Group: Grad, M., Grin, D., Guterch, A., Janik, T., Keller, G.R., Lang, R., Lyngsie, S.B., Omelchenko, V., Starostenko, V.I., Stephenson, R.A., Stovba, S.M., Thybo, H. & Tolkunov, A., 2003.* “DOBREFraction '99” — velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (East Ukraine), *Tectonophysics*, 371, 81-110.
- Dinu C., Wong H. K. & Țambrea D., 2002.* Stratigraphic and tectonic syntheses of the Romanian Black Sea shelf and correlation with major land structures, *Bucharest Geoscience Forum, Special Volume*, 2, 101-117.
- Dinu C., Wong H. K., Tambrea D. & Matenco L., 2005.* Stratigraphic and structural characteristics of the Romanian Black Sea shelf, *Tectonophysics*, 410, 417-435.
- Dewey J. F., Pittman W. C., Ryan W. B. F., Bonnin J.* Plate tectonics and the evolution of the Alpine system // *Geol. Soc. Am. Bull.* –1973. – 84. – P. 3137-3180.
- EUROBRIDGE '95 seismic working group, Yliniemi, J., Tiira, T., Luosto, U., Komminaho, K., Giese, R., Motuza, G., Nasedkin, V., Jacyna, J.,*

- Seckus, R., Grad, M., Czuba, W., Janik, T., Guterch, A., Lund, C.E. & Doody, J.J., 2001. EUROBRIDGE'95: deep seismic profiling within the East European Craton, *Tectonophysics*, 339, 153-175.
- Eaton D. W., Dineva S., Mereu R. Crustal thickness and V_p/V_s variations in the Grenville orogen (Ontario, Canada) from analysis of teleseismic receiver functions // *Tectonophysics*. – 2006. – 420.- P.223-238.
- Finetti I., Bricchi G., Del Bel A., Pipan M., Xuan Z. Geophysical study of the Black Sea area // *Bol. di Geofizica Teorica e Applicata*. – **1988**. – Vol. 30, No 117–118. – P. 197–324.
- Golonka J. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic // *Tectonophysics*. – **2004**. – 381. –P. 235-273.
- Görür N. Timing of opening of the Black Sea basin // *Tectonophysics*. – **1988**. – Vol. 147. – P. 247–262.
- Görür N., and Tüysüz O., **1997**, Petroleum geology of the southern continental margin of the Black Sea. In: A.G. Robinson (Editor), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*, Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir, 68: 241-254.
- Gee D. and Stephenson R.A. (eds), **2006**. *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London, Memoir 32, 662 pp.
- Georgiev G. Geology and Hydrocarbon Systems in the Western Black Sea. *Turkish J. Earth Sci.*, Vol. 21, 2012, pp. 723–754.
- Grad M., Jensen S. L., Keller G. R., Guterch A., Thybo H., Janik T., Tiira T., Yliniemi J., Luosto U., Motuza G., Nasedkin V., Czuba W., Gaczyński E., Środa P., Miller K.C., Wilde-Piórko, Komminaho K., Jacyna J., & Korabliova L. **2003**. Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4, *J. Geophys. Res.*, 108 (B11), doi: 10.1029/2003JB002426.
- Grad M., Guterch A., Keller R. G., Janik T., Hegedűs E., Vozár J., Ślaczka A., Tiira T., Yliniemi J. **2006**. Lithospheric structure beneath trans-Carpathian

transect from Precambrian platform to Pan-nonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05, Journ. Geophys. Res, 111. B03301, doi: 10.1029/2005JB003647.

Grad M., Tiira T. and ESC Working Group. The Moho depth map of the European Plate// *Geophys. J. Int.* (2008). *Geophys. J. Int.*, 176, 279-292.

Galetsy L. S. (Ed.), 2007. *An Atlas of the Geology and Mineral Deposits of Ukraine*, University of Toronto Press, 168 pp.

Gupta H. K., Narain H., Rastogi B. and Mohan I. A study of the Koyna earthquake of December, 10. 1967 // *Bull. Seismol. Soc. Am.* – 1969. – 59. – P.1149-1162.

Gregersen S., Korhonen H., Husebye E. S. Fennoscandian dynamics: Present day earthquake activity // *Tectonophysics.* – 1991. 189. – P.333-344.

Gadomska B. Iseismic distributions focal mechanisms and other tectonic characteristics in Fennoscandian and Canadian shields // *Acta. Geophys. Polonica.* – 1993. 41. - №3. – P.235-268.

Hauser F., Raileanu, V., Fielitz W., Dinu, C., Landesa M., Bala, A. & Prodehl C., 2007. Seismic crustal structure between the Transylvanian Basin and the Black Sea, Romania, *Tectonophysics*, 430, 1-25.

Hauser F., Raileanu, V., Fielitz W., Bala A., Prodehl C., Polonic G., Schulze A. 2001. VRANCEA99—the crustal structure beneath the southeastern Carpathians and the Moesian Platform from a seismic refraction profile in Romania, *Tectonophysics*, 340, 233-256.

Hippolite J.-C. Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist-Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians // *Tectonophysics.* – 2002. – 357. –P. 33-53.

Janik T., Kozlovskaya E., and Yliniemi J., 2007. Crust-mantle boundary in the central Fennoscandian shield: Constraints from wide-angle P and S wave velocity models and new results of reflection profiling in Finland, *J. geophys. Res.*, 112, B04302, doi:10.1029/2006JB004681.

- Janik T., Grad M., Guterch A., Vozár J., Bielik M., Vozárova A., Hegedűs E., Kovács C.S., Kovács I., Keller G.R. & CELEBRATION 2000 Working Group, 2011.* Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications, *Journal of Geodynamics*, 52, 97-113, doi:10.1016/j.jog.2010.12.002.
- Janik T., Kozlovskaya E., Heikkinen P., Yliniemi Ju. & Silvennoinen H., 2009a.* Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P and S wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect, *J. geophys. Res.*, 114, B06308, doi:10.1029/2008JB005689.
- Janik T., Grad M., Guterch A. and CELEBRATION 2000 Working Group.* Seismic structure of the lithosphere between the East European Craton and the Carpathians from the net of CELEBRATION 2000 profiles in SE Poland // *Geological Quarterly*, 2009b, 53(1), p. 141-158.
- Janik T.* The GEORIFT 2013 wide-angle seismic profile, preliminary results / T. Janik, GEORIFT 2013 Working Group // 16 TH SEISMIX International Symposium (Spain, Barcelona - Castelldefels, 12-17 October 2014). – Book of abstracts, P24.
- Kazmin V., Schreider A., Bulychev A.* Early Stages of Evolution of the Black Sea, in *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, *J. Geol. Soc. of London, Spec. Publ.*, 2000, vol. 173, pp. 235–249.
- Knapp J. H., Knapp C. C., Raileanu V., Matenco L., Mocanu V., Dinu C., 2005.* Crustal constraints on the origin of mantle seismicity in the Vrancea Zone, Romania: The case for active continental delamination. *Tectonophysics* 410, 311–323. doi: 10.1016/j.tecto.2005.02.020.
- Kenzera O. V., Lisovyi Yu. V., Amashukeli T. A., Farfuliak L. V., Semenova Yu. V.* Lessons for Ukraine about recent strong earthquakes in the world. *Geophys. Journal.* – 2010. – T. 32, № 4. – P. 60–62.

- Kostyuchenko S. L., Morozov A. F., Stephenson R. A., Solodilov L. N., Vedrentsev A. G., Popolitov K. E., et al., 2004.* The evolution of the southern margin of the East European Craton based on seismic and potential field data. *Tectonophysics* 381, 101-118.
- Khriachtchevskaia O., Stovba S. & Stephenson R., 2010.* Cretaceous-Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis, in *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*, Vol. 340, pp. 137–157, eds Sosson, M., Kaymakci, N., Stephenson, R.A., Bergerat, F. & Starostenko, V., Geological Society, Special Publications.
- Khriachevskaia O., Stovba S., Popadyuk I.* Hydrocarbon prospects in the Western Black Sea of Ukraine. *The Leading Edge*. September **2009**, c. 1024-1029.
- Kaila K. L., Gaur V. K., Hari Narain.* Quantitative seismicity maps of India // *Bull. Seism. Soc. Am.* – 1972 – 62. – P. 1119-1132.
- Konerding C., Dinu C., Wong H. K., 2010.* Seismic sequence stratigraphy, structure and subsidence history of the Romanian Black Sea shelf In: Sosson, M., Kaymakci, N., *Stephenson, R. A., Bergerat, F. & Starostenko, V.* (eds) *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Geological Society, London, Special Publications, 340, 11-21.
- Lyngsie S. B., Thybo H. & Lang R., 2007.* Rifting and lower crustal reflectivity: A case study of the intracratonic Dniepr-Donets rift zone, Ukraine, *J. Geophys. Res.*, 112, 1-27, B12402.
- Letouzey J., Bijou-Duval B., Dorkel A., Gonnard R., Kristchev K., Montadert L., Sungurlu O. 1977.* The Black Sea: a marginal basin; geophysical and geological data. In: *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins* (eds. Bijou-Duval B., Montadert L.), Paris: Editions Technip. – p. 363-376.

- Linzer H. G.*, 1996. Kinematics of retreating subduction along the Carpathian arc, Romania. *Geology* 24 (2), 167–170.
- Matenco L., Bertotti G., Leever K., Cloetingh S., Schmid S., Tărăpoancă M. and Dinu C.*, 2007. Large-scale deformation in a locked collisional boundary: interplay between subsidence and uplift, intraplate stress, and inherited lithospheric structure in the late stage of the SE Carpathians evolution, *Tectonics*, **26**, 1-29.
- Morosanu I.* 2007. Romanian Continental Plateau of the Black Sea, Oscar Print, București, 176 pp.
- Munteanu I., Matenco L., Dinu C. & Cloetingh, S.*, 2011. Kinematics of back-arc inversion of the Western Black Sea Basin, *Tectonics*, **30**, TC5004, doi:10.1029/2011TC002865.
- Mychak S., Farfuliak L.* Strain state and crustal deformation in the central part of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield according to structural data on the Novoukrainka massif and the Subbottsy-Moshoryno fault zone. *Geophys. Journal.* – 2010. – T. 32, № 4. – P. 112–115.
- Milne W. G., Smith W. E. T. and Rogers G. S.* Canadian seismicity and microearthquake research in Canada // *Can. J. Earth Sci.* – 1991, 7. - №2, pt. 2. – P. 591 - 601.
- Nikishin A.M., Cloetingh S., Brunet M.-F.* 1998. Scythian Platform, Caucasus and Black Sea region: Mesozoic-Cenozoic tectonic history and dynamics / et al. // Peri-Tethys Memoir 3: stratigraphy and evolution of Peri-Tethyan platforms; S. Crasquin-Soleau & E. Barrier (eds). Memoires du Museum national d'Histoire naturelle – Paris, – Vol.177. – P.163-176.
- Nikishin A. M., Ziegler P. A., Panov D. I., Nazarevich B. P., Brunet M.-F., Stephenson R. A., Bolotov S. N., Korotaev M. V. & Tikhomirov P.*, 2001. Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain. In: Ziegler P. A., Cavazza W., Robertson A. H. F. & Crasquin-Solau S. (eds), Peri-Tethys Memoir

6. PeriTethyan Rift /Wrench Basins and Passive Margins. Mémoires du Musée National d'Histoire Naturelle, 186, 296–346.

Nikishin A. M., Korotaev M. V., Ershov A. V., Brunet M.-F. The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modelling // *Sedimentary Geology*. – **2003**. – 156. – P. 149-168.

Nikishin A., Ziegler P., Bolotov S. & Fokin P., 2011. Late Palaeozoic to Cenozoic Evolution of the Black Sea-Southern Eastern Europe Region: A View from the Russian Platform, *Turkish J. Earth Sci.*, 20, 571-634.

Nikishin A. M., Okay A. I. et al. 2015a. The Black Sea basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: basins structure and fill. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 638–655.

Nikishin A. M., Okay A. I. et al. 2015b. The Black Sea basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: tectonic history and paleogeography. *Marine and Petroleum Geology* 59, 656–670.

Natal'in B. A. & Şengör A. M. C., 2005. Late Palaeozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: the pre-history of the Palaeo-Tethyan closure, *Tectonophysics*, 404, 175-202.

Okay A. I., Şengör A. M. C., Görür N. Kinematic history of the opening of the Black Sea: its effects on the surrounding regions // *Geology*. – **1994**. – Vol. 22. – P. 267–270.

Okay A. I., Tüysüz O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In "The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen" (eds. B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne), Geological Society, London, Special Publication 156, 475-515.

Okay A. and Nikishin A. 2015. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *International geology review*. Vol. 57, Nos. 5-8, 1051-1076. DOI: 10.1080/00206814.2015.1010609

- Okay A. I., Tüysüz O., 1999.* Tethyan sutures of northern Turkey. In: *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*" (Eds. Durand B., Jolivet L., Horvath F., Seranne M.). Geological Society, London, Special Publications, 156, 475-515.
- Okay A. I., Şengör A. M. C. & Görür N., 1994.* Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology*, 22, 267-270.
- Panina I. V.* 2009. Modern Structural Pattern of the Scythian Plate. *Moscow University Bulletin*, 64, 21–28.
- Pavlenkova N. I.* Crust and Upper Mantle Structure in Northern Eurasia from Seismic Data. *Advances in Geophysics* (R. Dmowska, B.S. Altman Eds)). Academic Press Inc., **1996**. — v. 37. — p. 3-133.
- Papanikolaou D., Barghathi H., Dabovski Ch., Dimitriu R., El-Hawat A., Ioane D., Seghedi A. & Zagorchev I., 2004.* Transect VII: East European Craton — Scythian Platform — Dobrogea — Balkanides — Rhodope Massif — Hellenides — East Mediterranean — Cyrenaica. In: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G.M., Ziegler, P.A. (Eds.), *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle*, Geological and Geophysical Framework. Springer. (CDROM content).
- Patrut I., Paraschiv C. and Danet T., 1983.* The geological constitution of the Danube Delta. *An. Inst. Geol. Geof.*, LIX, 55-62.
- Robinson A., Spadini G., Cloetingh S., Rudat J. 1995.* Stratigraphic evolution of the Black Sea: inferences from basin modeling. *Ibid.* – Vol. 12, No 8. – P. 821–835.
- Roinson A. G., Rudat J. H., Banks C. J., Wiles R. L. F. 1996.* Petroleum geology of the Black Sea // *Marine and Petroleum Geology*. — **13**. – P. 195-223.

- Robinson A. G.* (ed.). **1997**. Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir. 68 – Tulsa, Oklahoma, USA, – 385 p.
- Robinson A. G., Kerusov E.* **1997**. Stratigraphic and structural development of the Gulf of Odessa, Ukrainian Black Sea: implications for petroleum explorations. In: Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region (ed. Robinson A.G.) // *AAPG Memoir*. –68. – p. 369 - 380.
- Săndulescu M.* **1978**. The Moesian Platform and the North Dobrogean orogen. In: Geological atlas of Alpine Europe and adjoining areas (ed. Lemoine M.), –Amsterdam: Elsevier . –p. 427-460.
- Stampfli G. M., Kozur H. W.* Europe from the Variscan to the Alpine cycles // European Lithosphere Dynamics; D.G.Gee & R.A.Stephenson (eds). Geological Society, London, Memoirs. – 2006. – №32. – P.57-82.
- Seghedi A., Oaie G.* **1994**. Tectonic setting of two contrasting types of pre-alpine basement: North versus Central Dobrogea // Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology. — 75. – P. 56-57. *Seghedi A., 2012*. Palaeozoic formations from Dobrogea and Pre-Dobrogea — An Overview, *Turkish J. Earth Sci.*, 21, 669-721.
- Seghedi A., 2001*. The North Dobrogea orogenic belt (Romania): a review, in *PeriTethys Memoir 6: PeriTethyan Rift /Wrench Basins and Passive Margins*, 186, pp. 237-257, eds. Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.F.H. & Crasquin-Soleau, S., Memoires du Museum national d’Histoire naturelle.
- Seghedi A., Balintoni I., Szakacs A., 1998*. Interplay of tectonics and neogene post-collisional magmatism in the intracarpathian region. *Lithos* 45, 483–497.
- Stephenson R. A., Mart Y., Okay A., Robertson A., Saintot A., Stovba S. M., Khriachtcvskaia O.* **2004**. TRANSMED Transect VIII: Eastern European Craton-Crimea-Black Sea-Anatolia-Cyprus-Levant Sea-

Sinai-Red Sea. In: Cavazza W., Roure F., Spakman W., Stampfli G.M., Ziegler P.A. (Eds.) The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle. Springer, Berlin.

Stephenson R. A. and Schellart W. P. 2010. The Black Sea back-arc basin: insight to its origin from geodynamic models of modern analogues. In: Sosson, M., Kaymakci, N., Stephenson, R. A., Bergerat, F. & Starostenko, V. (eds) Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Geological Society, London, Special Publications, 340, 11–21, <http://doi.org/10.1144/SP340.2>

Săndulescu M. 1994. Overview on Romanian geology. in: Alcapa II Field Guidebook: Geological Evolution of the Alpine-Carpathian-Pannonian System (ed. Berza T.) // Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology. — 74. — p. 3-15.

Saintot A., Brunet M.-F., Yakovlev F., Sébrier M., Stephenson R., Ershov A., Chalot-Prat F., McCann T. The Mesozoic-Cenozoic evolution of the Greater Caucasus. In: European Lithosphere Dynamics (eds. Gee D., Stephenson R.) // Geological Society, London, Memoirs. —**2006a.** — 32. —p. 277-289.

Saintot A., Stephenson R.A., Stovba S., Brunet M.-F., Yegorova T. & Starostenko V., 2006b. The evolution of the southern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the latest Precambrian-Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. In: Gee D.G. & Stephenson R.A. (eds), European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs, 32, 481-505.

Shillington D. J., Scott C. L., Minshull T. A., Edwards R. A., Brown P. J. & White N., 2009. Abrupt transition from magma-starved to magma-rich rifting in the eastern Black Sea, *Geology*, 37(1), 7-10.

Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Rusakov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pchelarov

- V., & Sava C., **2004**. Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin, *Tectonophysics*, 381, 211-233.
- Starostenko V. I., Omelchenko V. D., Yegorova T. P., Tolkunov A. P., Tchjoha O. G., Baranova E. P., Sirchenko V. V., Legostaeva O. V. & Stephenson R. A., 2006*. DOBRE-2: integrated geophysical studies of the crust and upper mantle on the southern margin of the East European Craton (Azov Sea — Crimea —Black Sea area), In.: 12-th International Symposium on Deep Seismic Profiling of Continents and their Margins, Abstr., Hayama, Japan, 108.
- Starostenko V. I., Grad M., Gryn D. N., Guterch A., Dannovski A., Kolomiyets K. V, Legostaeva O. V., Lysynchuk D. V., Omelchenko V. D., Stephenson R. A., Stratford W., Thybo H., Tolkunov A.P., Flyuh E., Czuba W., Środa P., Shulgin A. & Janik T., 2008*. Seismic studies of the lithosphere by the DSS and CDP methods at the junction between the East European Platform and the Scythian plates (Project DOBRE-2), In: Tenth Geoph. Reading by Fedynsky V.V., Abstr., Moscow, 41.
- Starostenko, V. I. on behalf of the DOBRE-2 Working Group, 2007*. Integrated geophysical studies of the crust and upper mantle on the southern margin of the East European Craton (Azov Sea — Crimea — Black Sea area), In.: Models of the Earth's crust and upper mantle, VSEGEI, St. Petersburg, 206–207.
- Starostenko V. I. & Stephenson R. A., 2007*. DOBRE-2: geophysical studies of the crust and upper mantle of the Azov Sea — Crimea —Black Sea area, In.: International Symposium on Middle East basins evolution, MEBE, Abstr., U. Pierre et Marie Curie, Paris, 62.
- Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Tolkunov A., Czuba W., Sroda P., Lysynchuk D., Omelchenko V., Grad M., Kolomiyets K., Thybo H., Legostaeva O., 2012*. Integrated seismic studies of the crust and upper mantle at the southern margin of the East European Craton (Azov Sea-Crimea-Black Sea area), DOBRE-2 & DOBRE'99

transect. In: The 15th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins. Programme and Abstracts. Beijing, China, September 16-20, 2012, p. 85.

Starostenko V., Janik T., Lysynchuk D., Środa P., Czuba W., Kolomiyets K., Gintov O., Omelchenko B., Komminaho K., Guterch A., Tiira T., Gryn D., Legostaeva O., Thybo H., Tolkunov A. **2013.** Mesozoic(?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. — *Geophysical Journal International*; 2013, 195, 740-766.

Starostenko V. I., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Środa P., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A. **2015.** Seismic model of the crust and upper mantle in the 675 Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the 676 Crimean Peninsula, *Geophys. J. Int.*, 201, 406–428, doi:10.1093/gji/ggv018.

Starostenko et al. **2015.** DOBRE-2 WARR profile: the Earth's crust across Crimea between the pre-Azov Massif and the northeastern Black Sea Basin, *Geological Society, London, Special Publications* (submitted).

Stephenson R. and Cloetingh S. **1991.** Some examples and mechanical aspects of continental lithospheric folding. *Tectonophysics*, 188, 27-37.

Sokoutis D., Burg J.P., Bonini M., Corti G. and Cloetingh S. **2005.** Lithospheric-scale structures 1483 from the perspective of analogue continental collision, *Tectonophysics*, 406, 1-15.

Slunga R. The Baltic Shield earthquakes. // *Tectonophysics*. – 1991, - 189. – P.323-331.

Tolkunov A., Sydorenko G., Voitsytskyi Z., Starostenko V., Yegorova T., Stephenson R., Omelchenko V., Pobedash N. & Polyvach N. **2011.** Geological structure of the north-western terminus of the Eastern Black Sea Rift from new regional CDP profile DOBRE-2, 43 In.: 3rd International

Symposium on the Geology of the Black Sea Region, Abstr., Supplement to GEO-ECO-MARINA No.17/2011, Bucharest, Romania, 187-189.

- Thybo H.*, **2000**. Crustal structure and tectonic evolution of the Tornquist Fan region as revealed by geophysical methods, *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 46, 145-160.
- Tongue I., Maguire P., Burton P.* An earthquake study in the lake Baringo basin of the central Kenya Rift // *Tectonophysics*.- 1994, 236.- P. 151 - 164.
- Visarion M., Săndulesku M., Roșca V., Stănică D., Atanasiu L.* **1990**. La Dobrogea dans le cadre l'avant-pays carpathique. *Rev. Roum. Géophys.* — 34. – P. 55-65.
- Yilmaz Y., Tüysüz O., Yiğitbaş E., Can Genç Ş., Şengör A.M.C.* Geology and tectonic evolution of the Pontides // Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir. 68 / A.G. Robinson, ed. – Tulsa, Oklahoma, USA, **1997**. – P. 183–226.
- Yegorova T. P., Baranova E. P., Omelchenko V. D.* **2010**. The crustal structure of the Black Sea from reinterpretation of Deep Seismic Sounding data acquired in the 1960 s. In: Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform (eds Sosson M., Kaymakci N., Stephenson R., Bergerat F., Starostenko V.) // Geological Society, London, Special Publications. –**340**. –p. 43-56.
- Yegorova T., Gobarenko V.*, **2010**. Structure of the Earth's crust and upper mantle of West- and East-Black Sea Basins revealed from geophysical data and its tectonic implications. In *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*, (eds Sosson M., Kaymakci N., Stephenson R., Bergerat F., Starostenko V.), Geological Society, London, Special Publications, **340**, p. 23-42.
- Yegorova T., Gobarenko V. & Yanovskaya T.* **2013**. Lithosphere structure of the Black Sea from 3D gravity analysis and seismic tomography, *Geophys. J. Int.*, **193**, 287-303.

Zonenshain L. P., Le Pichon X. 1986. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*. — 123. – P. 181– 211.

Ziegler P. A., Cloetingh S. and van Wees J-D., 1995. Dynamics of intraplate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples, *Tectonophysics*, 252, 7-59.

<http://polar-trade.com/what-we-do/planning-and-marketing-seismic-surveys/black-sea-regional-data-bsr-2005>.