

УДК 551.243:553.98 (477)

Б.О. Занкевич¹, В.С. Токовенко¹, Н.В. Шафранська¹

ТЕКТОНІЧНА ПОЗИЦІЯ ФОРОСЬКОГО ВИСТУПУ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СХИЛУ ЧОРНОГО МОРЯ

З концептуальних позицій розломно-блокової тектоніки узагальнюються новітні геологічні дані та геолого-геофізичні матеріали з геологічної будови Фороського виступу.

Вступ

Фороський виступ шельфу і континентального схилу (ФВ) розташований на південь від однойменного мису кримського узбережжя і займає площу шельфу в межах ізобати — 200м, а підніжжя його схилу оконтурюється ізобатою — 1500м (рис. 1). В останні десятиріччя ФВ перебуває в полі уваги геологів, відповідно до поступу й деталізації морських досліджень [2, 5, 6, 8, 9, 14-20].

До теперішнього часу накопичувалися численні геологічні й геолого-геофізичні матеріали з будови цього виступу, які потребують певного концептуального узагальнення, в контексті актуальних питань будови та зональної ВВ-носності Чорного моря. Це стосується й необхідності узгодження даних щодо розвитку вулканітів у геологічному розрізі з розломно-блоковою тектонікою виступу; зокрема, з'ясування його внутрішньої будови і місця розташування вулканоцентрів, а також — характеру сполуки з суміжними структурами району.

Безпосередньою метою статті є розгляд структурних малюнків ФВ і його обрамлення для обґрунтування можливих тектонічних механізмів їх формування, із намаганням відповісти на питання: які геодинамічні фактори стали провідними в геологічному розвитку структур.

Наведений нижче огляд історії досліджень за суттю містить ключові дані з геологічної характеристики району. Разом із наведеними графічними матеріалами їх достатньо, щоб розпочати далі спеціалізоване обговорення тектонічної будови району.

З історії вивчення прикримського континентального схилу Чорного моря

Вперше в цьому районі в 1973-75 рр. Південним відділенням Інституту океанології АН СРСР проведено глибинне сейсмічне профілювання методом заломлених хвиль (ГСП-МЗХ) по профілю довжиною біля 60 км, який перетинає східну частину ФВ і через прогин Сорокіна виходить до підняття/валу Андрусова [5]. Виділяються три ділянки, що розділені тектонічними порушеннями з амплітудою до кількох кілометрів (рис.2).

Північно-західна ділянка (0-20 км) — крута частина материкового схилу (глибина 700 — 1800 м) — опущений по скиду на межі із централь-

© Б.О. Занкевич, В.С. Токовенко¹, Н.В. Шафранська¹

¹ ВМГОР ННІМ НАН України

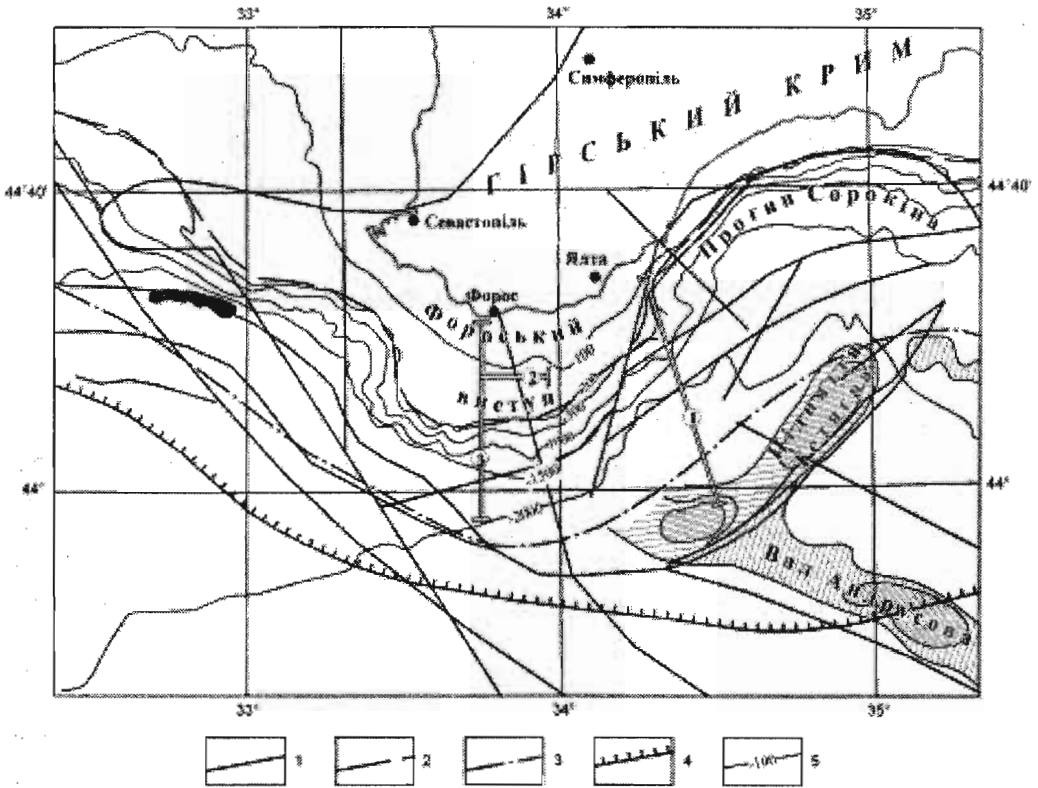


Рис.1 Комплексна карта-схема структур Фороського виступу і його обрамлення в акваторії, за [12] та ін. Умовні позначки: 1 — розломи; 2 — межа шельфу; 3 — межа континентального схилу; 4 — межа поширення гранітного шару кори; 5 — ізобати. Подвійні лінії з цифрами в колах (1-3) — профілі геофізичних робіт; чорне — Ломоносівський масив.

ною ділянкою блок тріас-юрських відкладів (складчасті, тектонічно подібноділені аргіліти й пісковики таврійської серії).

Центральна ділянка (25—45 км) відповідає нижній частині материкового схилу (глибина 1800—2100 м). Верхня частина розрізу (150—200 м на півночі і 450—500 м на півдні) представлена плейстоцен-пліоценовими відкладами, які горизонтально перекривають складноблокову поверхню товщі шаруватих порід. Вважається, що це — опущене південне крило Кримського мегантиклінорію (крейда — палеоген).

Третя ділянка — западина Сорокіна. Північною межею ділянки є глибинний Південнобережний розлом. Шарувата осадовна товща (6—7 км) — четвертинного і пліоценового комплексів. Глибше чітко виділяється група заломлюючих границь, що занурюються на північ до 6—8 км і належать до іншого структурного поверху (можливо, до північної перикліналі валу Андрусова), який незгідно перекритий пліоцен-четвертинними відкладами.

У 1974-75 рр. під час рейсів НДС "Академик Вавилов" на ФВ були підняті, зокрема, з виходів корінних порід — брили туфів андезито-дацитових альбського віку; а також платформні мергелі, вапняки з кокколі-

тами верхньої крейди і вапняки без фауни, схожі з верхньоюрськими, туфогенні й поліміктові пісковики з глауконітом, піщанисті мергелі [2, 14].

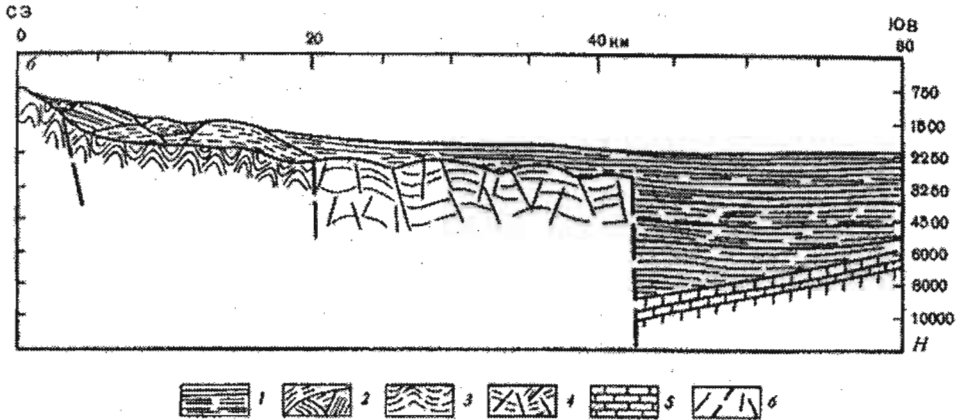


Рис.2 Геолого-сейсмічний розріз (б) ФВ по профілю 1, (див.рис.1), за [5].

Умовні позначки: 1 — пліоцен-четвертинні відклади; 2 — гравітаційно-зсувні утворення; 3 — таврійська серія; 4 — складноблокова будова; 5 — Mz структурний комплекс; 6 — розломи.

За даними [2], туфи є продуктами диференціації матеріалу з єдиного вулканічного джерела і за складом близькі до нижньокрейдових вулканогенно-осадочних відкладів Балаклави. Місце розташування вулканічного апарату передбачається на перетині субширотного розлому, що проходить вздовж підніжжя материкового схилу (гілка Південнобережного глибинного розлому) з субмеридіональним Західно-Кримським розломом.

У 37-му рейсі НДС “Академик Вернадский” на Фороській ділянці драгою вперше підняті породи кайнозою, представлені пісковиками, алевролітами, вапняками, мергелями і глинами палеоцену, еоцену, олігоцену і міоцену [16]. Зокрема, в середній зоні схилу підняті верхньоальбські андезит-дацитові вулканіти, туфомергелі й туфовапняк.

На ФВ у 1977 р. в 61-А рейсі НДС “Витязь” драгою піднято 37 різновидів корінних порід [15]. В середній зоні схилу (глибини 830-1210 м) підтверджено поширення вулканогенних порід (туфи андезитового, андезито-дацитового і дацитового складу), які віднесені до нижньої крейди. З глибини 1100-1210 м піднято уламок зміненого діабазу імовірно середньоюрського віку.

В рейсах НДС “Профессор Водяницкий” у 2002-2004 рр. на ФВ досліджено вулканогенно-осадочну товщу між ізобатами 500 і 1500 м, на відстані приблизно 45 км від мису Фіолент. Нормально осадочні породи в смузі поширення туфових утворень представлені верхньокрейдовими і нижньокрейдовими вапняками, глинами, пісковиками, алевролітами, а глибше 1500 м — верхньоюрськими глинами і вапняками [19].

В рейсі 2006р. НДС “Владимир Паршин” ФВ вивчався методом ГПЗ (геополяритонного зондування) вздовж субширотного профілю до глибини 8900 — 9600 м. Зафіксована чітка шаруватість базальтового тіла, яке розбите на окремі блоки численними малими розломами (рис.3).

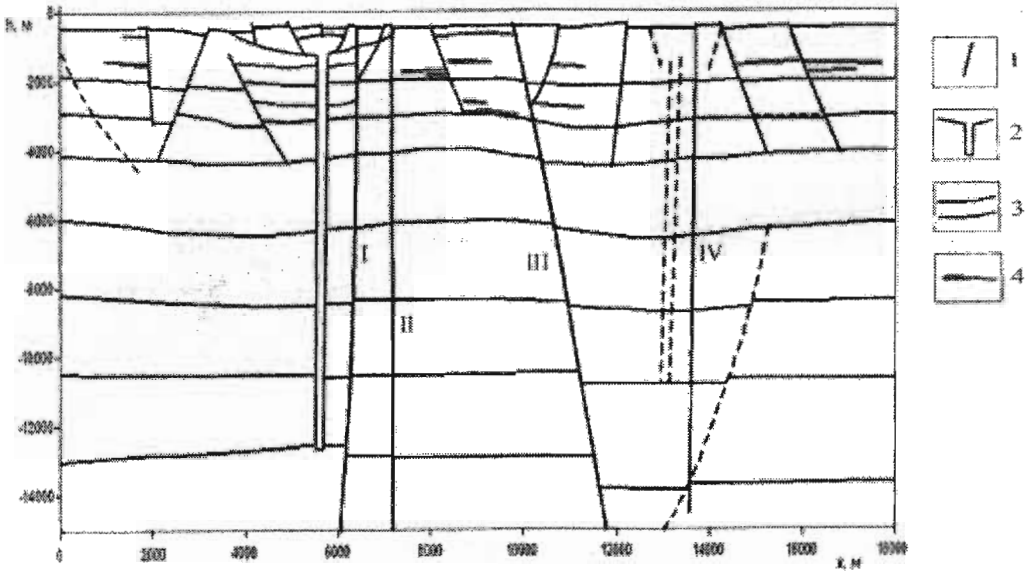


Рис.3 Схематичний геологічний розріз ФВ за даними ГПЗ, (див.рис.1), за [6, 17].
 Умовні позначки: I — розломи (зокрема, I — IV глибокі розломи); 2 — вулканічні канали; 3 — виявлені шари; 4 — аномалії типу “поклад ВВ”

Було виконано гравітаційне моделювання меридіонального профілю, який простягається на 100 км у бік Західно-Чорноморської котловини (рис.4). В районі палеоконтинентального схилу Західно-Чорноморської западини породи “гранітного” шару субвертикально зрізуються глибинним Південнобережним розломом [6, 17].

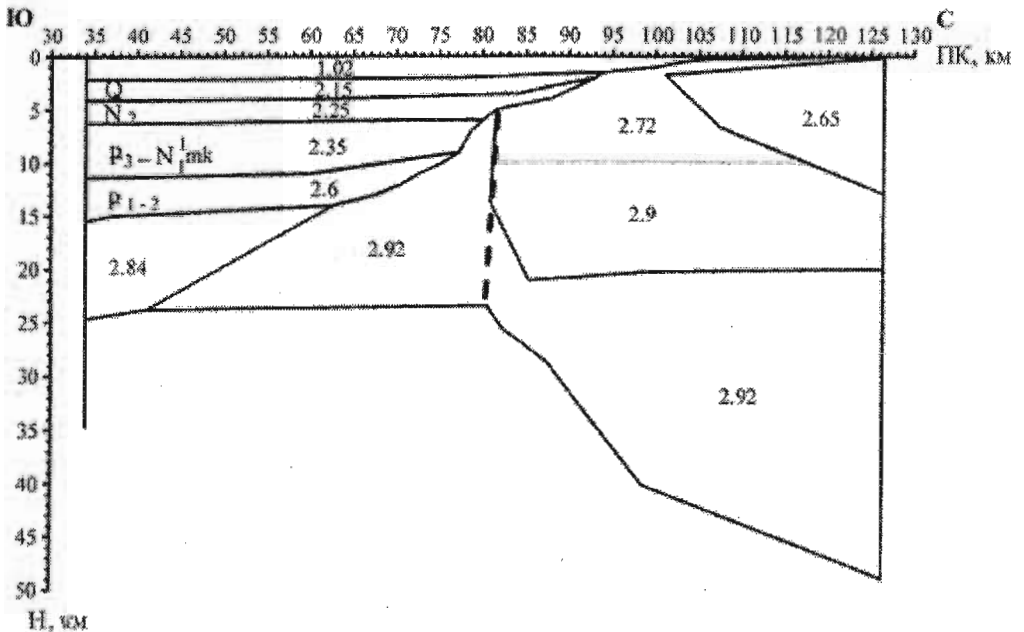


Рис.4 Модельний геологічний розріз ФВ за густиною порід (g/cm³), за [6, 17]

Дискусійним питанням, зокрема, лишається вік магматичного комплексу району, до якого входять базальти, андезитобазальти, андезити, дацити і риодацити, а також гіпабісальні інтрузії. Виявлений тут контакт дацитів з вміщуючою осадовією глинисто-мергелистою товщею датований за фауною форамініфер нижньої крейдою (альб) [17 та ін.]. Наявність підводних і наземних виливів лав, згідно з різноманітним складом і текстурою вулканічних порід, свідчить про нестійкий тектонічний режим регіону за часів вулканізму, що відповідає крейдовому періоду.

Перспективними є новітні дані ГПЗ стосовно вертикального поширення переважно прирозломних покладів ВВ, які виокремлюються дистанційним методом у межах ФВ (див. рис.3). Ці перспективи набувають тим більшого значення, оскільки вони частково завірені матеріалами розвідувального буріння [17]. Згідно суттєво вулканогенного геологічного розрізу ФВ, ми будемо мати в цьому районі родовища ВВ, подібні до відповідних родовищ Грузії, площі Мурахтанли [1].

Тектонічна будова Фороського виступу

Тектонічними межами ФВ є: із заходу — Західно-Кримський (Скадовсько-Євпаторійський), з півдня — Південнобережний глибинні розломи. В плані ними оконтурюється, з першого погляду — трикутник, південно-західний край Скіфської плити, акваторіальна частина якого і представлена ФВ (див.рис.1). Стосовно місць вулканічних центрів на території виступу, вище наводилася думка [2] про розташування їх на перетині Південнобережного і Західно-Кримського глибинних розломів. У поверхні Мохо ФВ проявлений не менш характерно, ніж у геоморфології континентального схилу (рис.5). Наведені геолого-геофізичні дані з тектонічної будови ФВ є певною мірою схематичними й тому — загальноприйнятними. Однак, щодо “зовнішніх” для виступу, геодинамічних умов формування структури, наше обговорення має зважати на варіанти інтерпретації оточуючих і глибинних структур, які співіснують у публікаціях, в тому числі й наших [3, 4, 10, 11 та ін.].

Аналіз структурного рисунка розломів довкола точки перетину дозволяє тлумачити будову цієї ділянки не стільки як “Т-подібний” перетин (чи “потрійну точку”), але як складне розгалуження розломів; зокрема, Західно-Кримський розлом сполучається тут з головною, Одесько-Синопською зоною глибинних розломів. Менші субмеридіональні розломи, що перетинають ФВ, на південь від нього також з’єднуються з Одесько-Синопською зоною. Тобто, в плані виступ є достатньо складним структурним вузлом/ділянкою на перетині двох зон глибинних розломів: Одесько-Синопської і Південнобережної. Суттєвим є уточнення форми ФВ в плані — це трапеція, що оконтурюється (і перетинається) розломами; кожен з них займає ту чи іншу тектонофізичну позицію вторинних розломів щодо згаданих зон глибинних розломів.

Послідовно їх розглянемо за сукупністю даних, враховуючи виявлену здвигову компоненту кінематики останніх [3,4]. Методично це виглядає як співставлення структурного рисунка ФВ з палеткою — “еталонною” діаграмою вторинних розломів здвигових зон в моделях [3]. Бажа-

но, щоб інтерпретація якнайбільше узагальнювала наявні геологічні і геолого-геофізичні дані та узгоджувала модельні уявлення про глибинну будову і структури району дослідження.

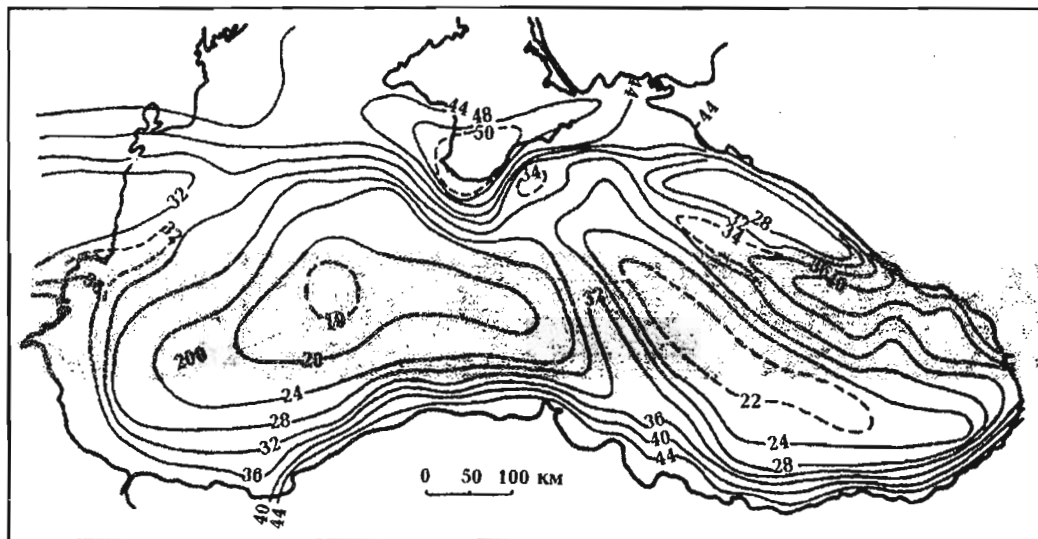


Рис.5 Схема поверхні М в Чорноморській западині, (глибини в км), за [6]

Південний край схилу ФВ обмежений субширотним фрагментом Південнобережного розлому (див.рис.1). Він займає в Південнобережній зоні R- і R'-позиції правого і лівого здвигу відповідно; і R'-позицію стосовно лівого здвигу Одесько-Синопської зони. R- і R'-позиції кінематично характеризуються як здвиг з розтягненням (тобто цей розлом був сприятливим для “транзитів” глибинних магматитів). R'-позиція — здвигу із стисканням, за умов інверсії здвигу Одесько-Синопської зони на правий здвиг, також набувала компоненти розтягнення. Такі кінематичні епізоди розломно-блокової тектоніки і були найбільш сприятливими для розвитку вулканізму ФВ.

Східний край ФВ утворений розломом ПнПнС простягання; це південна частина Мелітопольсько-Новоцарициньського (Оріхово-Павлоградського) розлому. На розрізі ФВ він, як фрагмент Південнобережної зони, зображений уступом-скидом Mz фундаменту (див.рис.2). Тектонофізично цей розлом займає T-позицію вторинного розлому із розтягненням стосовно лівого здвигу Південнобережної зони; і R'-позицію стосовно правого здвигу Одесько-Синопської зони.

Західний край ФВ утворений фрагментами розломів, які обумовлюють тут внутрішню будову Одесько-Синопської зони. Тектонофізичні позиції цих розломних фрагментів є такими: L-позиція для поздовжніх розломів-здвигов Одесько-Синопської зони; для субмеридіонального розлому — T-позиція із розтягненням щодо правого здвигу Західно-Кримського глибинного розлому. Останній розлом сам є структурним елементом, синтетичним R-розломом Одесько-Синопської зони щодо правих — і R-розломом — щодо лівих здвигов. Локальне сполучення цих розломних фрагментів зони — L-, R-, R-, T-напрямок забезпечили вигин західного краю ФВ від субширотного до субмеридіонального. Саме компонента роз-

тягнення R- (P-), T-напрямоків мала сприяти розвитку вулканоцентрів на перетинах цих розломів.

Цікавою є тектонофізична позиція розлому, який відгалужується від Одесько-Синопської зони південніше ФВ і розтинає його центральну частину в ПнПнЗ напрямку (див.рис.1). Він є вторинним розломом, із T-позицією — розтягнення щодо правих здвигів Одесько-Синопської зони. Стосовно Південнобережної зони це R'-позиція вторинного розлому, в умовах лівого здвигу; тобто, при інверсії напрямку здвигу на лівий, тут також виникають умови розтягнення. Субширотний розріз ФВ (див.рис.3) деталізує внутрішню будову цього розлому як зону паралельних розломів.

Підсумовуючи варіанти тектонофізичних позицій розломів з розтягненням, що обумовили в районі широкий розвиток магматитів і вулканитів, стає зрозумілою роль геодинамічних факторів у концептуальному полі розломно-блокової тектоніки. Перманентний характер умов розтягнення ділянки південного краю ФВ обумовлений розгалуженням розломів Одесько-Синопської зони та перетином з розломом Південнобережної зони. Зрозумілий також імпульсний механізм розтягнення в окремих фрагментах розломів, що є похідним, вторинним від інверсій здвигової кінематики регіональних зон розломів. Мабуть, не випадково ця ділянка просто-риво співпадає з локальною аномалією ендегенного теплового потоку, що пов'язана з мантійними магматогенними джерелами (рис. 6) [6].

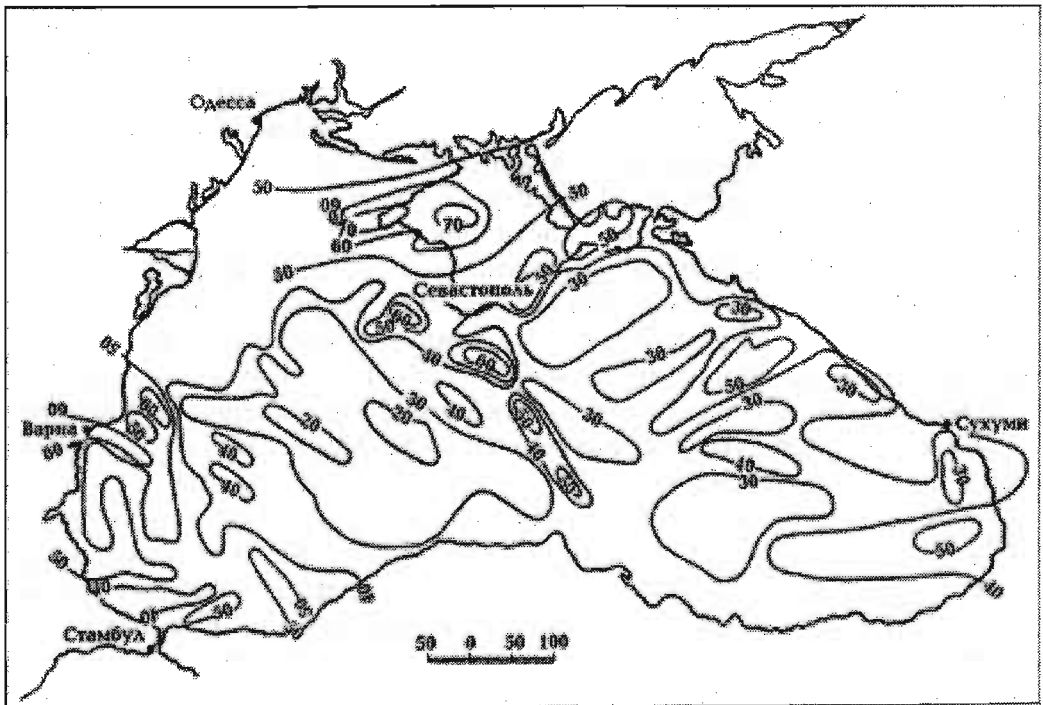


Рис.6. Схема теплових аномалій у Чорноморській западині, (в mW/m^2), за [6]

Одесько-Синопська зона “обходить” із заходу ФВ і утворює в плані несуттєві, на перший погляд, флексурні вигини, які є елементом Циркумчорноморської зони розломів — на північно-західному, західному і

південному обрамленнях виступу. Наявність на західному фланзі ФВ флексурних, Z-подібних фрагментів вторинних розломів Одесько-Синопської здвигової зони, дозволяє нам пояснювати розташування центрів вулканізму відомим “пул-апартовим” механізмом міжблокового розтягу з утворенням довготривалого глибинного магматогену [13]. Цей механізм “спрацьовував” за умов лівого здвигу Одесько-Синопської зони розломів і забезпечував виведення магматичних продуктів з глибинних рівнів по розломах розтягнення — магматичних, вулканічних каналах розвантаження, що розкривалися в імпульсному режимі згідно з інверсіями напрямку головних регіональних здвигів.

За даними структурно-парагенетичного аналізу території Сорокінського прогину, осьова частина якого трасується поздовжніми розломами Південнобережної зони, нами виявлено наявність інверсій напрямків здвигів по цій зоні [4]. В контексті блокової будови фундаменту району, суттєво, що при правосторонніх здвигах Південнобережної зони тилова частина блоку ФВ (вона обмежена із заходу ЗКР) тектонофізично опиняється в умовах розтягу. Таким чином, ділянка сучасної теплової аномалії — і глибинного магматичного джерела — також перманентно розвивалася і існувала при різних напрямках регіональних стресів і рухів розломної сітки. Геологічний час активного функціонування магматогенного пул-апарту в принципі зафіксований датами абсолютного віку магматичних і вулканічних порід ФВ. Аналіз вікової періодичності датувань має виявити імпульсний режим розвантаження магматичного джерела в сприятливі (з компонентою розтягнення) розломні канали.

Моделльні уявлення про пул-апартовий механізм глибинного утворення магматичної камери наводяться нами за [13]. Вважається, що режим приздвигового розтягнення реалізується на різних рівнях земної кори різними механізмами — в’язко-пластичною течією в нижніх горизонтах і крихким розтягненням блоків у верхніх, за моделлю рифтового розтягнення [22]. При розходженні блоків на глибині постійно мають виникати лійкоподібні в розрізі зони розтягнення — потенційні пастки для інфільтрації в ділянки пониженого тиску магматичних розплавів. При подальшому розтягненні гарячої пастки поступово утворюється камера; її заповнення лишається рідким або частково рідким на протязі всього періоду суттєвого розтягнення.

Як і більшість окремих рифтових западин і пул-апартових басейнів, також і подібні магматичні камери розвиваються асиметрично, подовжуючись лише в один бік; це характерно для багатofазних масивів з латеральною міграцією фаз [21]. Магматичні комплекси з двома і більше початковими магматичними центрами є, вірогідно, наслідком сполуки спряжених приздвигових структур, аналогічно дво- чи багатоцентровим пул-апартам. Заповнення магматичної камери пов’язується не стільки з гідростатичним підняттям магми, скільки з поровим втягненням розплавів в ділянку пониженого тиску камери, синхронно до ритмів розтягнення. На завершальних етапах консолідації масивів динамічні умови довкола магматичної камери змінюються під впливом внутрішніх факторів перероз-

поділу напруг в системі тверда фаза — залишковий розплав — газовий флюїд, а також характеру рухів розломів, що контролюють локалізацію камери.

Стосовно альпійської, зокрема, сучасної геодинаміки району є порізнному аргументовані напрацювання: за даними землетрусів і геодинамічних моделей, які з позицій плитної — мобілістської концепції інтерпретують регіональну будову (рис.7) [10, 11]. Саме на регіональному масштабному рівні ця модель принципово відображує колізійну геодинаміку Східно-Чорноморської плити-індентора і Скіфської плити. ФВ перебуває при цьому в умовах розтягнення; виступ зазнає “відкат” від Кримського орогену в бік Західно-Чорноморської плити.

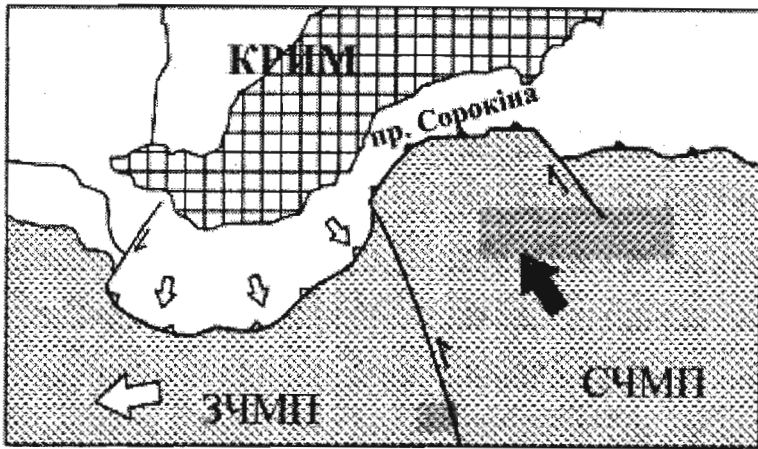


Рис.7 Схематична модель сучасної інденторної геодинаміки Східно-Чорноморської (СЧМП) і Скіфської плит (КРИМ), за [10, 11]. Пояснення в тексті.

Латеральна морфологія цих моделей на локальному масштабному рівні в деталях не зовсім узгоджується з блоковою будовою (хоча моделі і набувають від неї морфологічних рис), оскільки містить “передбачувані”, тобто не закартовані розломи. Наш підхід до структури ФВ як розломно-блокової (див.рис.1) враховує кінематику глибинних розломних зон і вторинних розломів, дозволяє детальніше і без протиріч ув’язати геолого-історичний комплекс структурно-геологічних, геологічних матеріалів разом із геолого-геофізичними даними та регіональними моделями глибинної тектоніки.

Висновки

1. Розломно-блокова структура ФВ постає все більш зрозумілим і прийнятним уявленням, що без протиріч обґрунтовується за комплексом наявних геологічних та глибинних геолого-геофізичних даних. Блок ФВ утворений достатньо складним за будовою вузлом перетину двох лінеарно-ментних зон регіонального масштабу: Одесько-Синопської і Південнобережної. Безпосередньо ФВ обмежується (і перетинається) вторинними розломами цих зон.

2. Глибинні розломи згаданих лінеаментних зон регіону, за методично незалежними даними різних авторів, в тому числі і наших даних, мають суттєву здвигову компоненту латеральної кінематики. Глибинні розломи-здви́ги фундаменту, а точніше — малоамплітудні здвигові дислокації по них — є структуроутворюючими в достатньо широких зонах їх динамічного впливу. При здвигових дислокаціях зон глибинних розломів в консолідованих породах Mz структурного поверху чохла утворювалися вторинні розломи, а в квазіпластичних породах Kz поверху — складчасті структури.

3. Глибинне магматогенне джерело ФВ тяжіє до локальної теплової аномалії на вузлі розгалуження Одесько-Синопської зони і її перетину з Південнобережною зоною і, вірогідно, пов'язане з “пул-апартовим” механізмом утворення магматогену. Вулканоцентри просторово пов'язуються з тими вторинними розломами, які згідно зі своїми тектонофізичними позиціями періодично мали компоненту розтягнення при змінах напрямків здвигів по регіональних розломних зонах.

4. Окрема локальна тепла аномалія просторово пов'язується також і з Ломоносівським масивом. За попередніми даними аналізу структурних рисунків цього району, і тут задіяний “пул-апартовий” механізм магматизму. У перспективі, при більш детальному розгляді його структури, строкатий речовинний склад магматитів і вулканитів масиву [18] має знайти пояснення на рівні геодинамічних механізмів. Тобто, це питання також постає до переліку актуальних завдань деталізації геологічної будови окремих районів північного Чорномор'я.

1. *Бескровний Н.С.* Нефтегазоносность и магматизм /Сб.: Особенности глубинного строения земной коры и теоретическое обоснование неорганического генезиса нефти. Киев, Наукова думка, 1982, с.272-292.

2. *Жигунов А.С.* Нижнемеловые вулканогенные породы с южного участка Крымского континентального склона // Океанология.—1983.—т. 23, вып.1. С.95-99.

3. *Занкевич Б.О., Токоленко В.С., Трохименко Г.Л., Шафранська Н.В.* Структура і перспективи ВВ-носності валу Андрусова Чорноморської западини // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2007, №4. — С.35-43.

4. *Занкевич Б.А., Трохименко Г.Л.* О геодинамике прогиба Сорокина — шовной зоны на стыке Восточно-черноморской и Скифской плит // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2007, №1. — С.25-31.

5. *Коган Л.И., Маловицкий Я.П., Москаленко В.Н., Шимкус К.М.* Новые данные о структуре осадочной толщи дна Черного моря южнее Крыма // ДАН СССР.—1977.—т.233, № 3. С450 — 452.

6. *Коболев В.П., Русаков О.И. и др.* Геофизические исследования в 27-м рейсе НИС “Владимир Паршин” в Черном море // Геофиз. Журн.— 2007.—29, №2.— С195-207.

7. *Коболев В.П., Русаков О.И. и др.* Геофизические исследования (Гл.IV) //Сб.: Геология континентальной окраины Черного моря, Киев, ОМГОР НАН Украины, 2007, С.55-64.

8. *Маловицкий Я.П., Терехов А.А.* О природе подводного хребта Архангельского в Черном море // Докл.АН СССР, 1973, т. 208, № 3.

9. *Москаленко В.Н., Маловицкий Я.П.* Результаты глубинного сейсмического зондирования на трансмеридиональном профиле через Азовское и Черное моря // Изв. АН СССР, сер. Геол.—1974.—№ 9. С.23-30.

10. Паталаха Е.И., Гончар В.В., Трохименко Г.Л. Своеобразие современного напряженного состояния и геодинамики Западной и Восточной котловин Черного моря // Геол. журн. 1997. №3/4. С. 145-151.

11. Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченков И.К., Червинко О.П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Киев, 2003. — 226 с.

12. Самсонов В.И., Присяжний В.М., Луцкив С.С., Чепижко А.В. Особенности геодинамики и тектоники акваториального обрамления Горного Крыма в связи с перспективами нефтегазоносности. / Сб.: Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона. Тез. докл. IV Междунар. конф. "Крым — 2002". Симферополь, 2002. С. 174-176.

13. Тевелев А.В. Сдвиговая тектоника. — М.: Изд-во Моск. Университет. — 2005 - 254 с.

14. Шимкус К.М., Шуменко С.Н. Первые находки пород мелового возраста на материковом склоне Черного моря // Океанология. — 1977. — т. 17, вып. 5, С. 862-866.

15. Шимкус К.М., Жигунов А.С. Некоторые черты мезозойской истории Черноморской впадины по данным изучения коренных пород // Геол. журн. — 1987. — т. 47, №2. С. 46 — 54.

16. Шнюков Е.Ф., Маслун Н.В., Иноземцев Ю.И. и др. Новые данные о геологическом строении континентального склона Крыма // Геол. журн. — 1990. — 3. С. 88 — 97.

17. Шнюков Е.Ф., Иванников А.В., Иноземцев Ю.И. и др. Геология континентальной окраины Черного моря. Киев, 2007. ОМГОР ННПМ НАНУ, 82 с.

18. Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга Черного моря. Киев. ОМГОР ННПМ НАНУ. — 1997. — 288 с.

19. Шнюкова Е.Е., Щербаков И.Б. Петрография пирокластических и вулканогенно-осадочных пород Форосского выступа континентального склона Черного моря // Геол. и полезн. ископ. Мирового океана. — 2005. — №1. — С. 87-101.

20. Щербаков Ф.А., Гобачик Т.Н., Моргунов Е.Г. и др. Верхнеальбские отложения западной части континентального склона Горного Крыма // ДАН СССР. — 1977. — т. 236, №3. С. 708-710.

21. Sutcliffe R.H. Magma mixing in Late Archean tonalitic and mafic rocks of the Lac des Iles area, Western Superior Province // Precambrian Research, 1989, v.44, p.81-101.

22. Wernicke B. Uniform sense normal simple shear of the continental lithosphere / Jour. Earth Sci., 1985, 22, No 1, p.108-125.

С концептуальных позиций разломно-блоковой тектоники обобщаются новейшие геологические данные и геолого-геофизические материалы по геологическому строению Форосского выступа.

According to conceptual positions fault-block tectonics the newest geological data and geological-geophysical materials of geological structure of Foros nose are generalized.