

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

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

Муровська Ганна Валеріївна

УДК 551.243+551.24.035 (477.8)

**ДИСЕРТАЦІЯ
«ГЛИБИННА БУДОВА ТА АЛЬПІЙСЬКА ГЕОДИНАМІКА
КАРПАТСЬКОГО ТА КРИМСЬКО-ЧОРНОМОРСЬКОГО РЕГІОНІВ
УКРАЇНИ»**

Спеціальність 04.00.22 – «Геофізика»
(103 – Науки про Землю)

Подається на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей, результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело.

_____ Г.В. Муровська

Науковий консультант Гінтов Олег Борисович, доктор геолого-
мінералогічних наук, професор, член-кореспондент НАН України

Київ – 2019

АНОТАЦІЯ

Муровська Г.В. Глибинна будова та альпійська геодинаміка Карпатського та Кримсько-Чорноморського регіонів України.

Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису. Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук за спеціальністю 04.00.22 – геофізика (103 – Науки про Землю). – Інститут геофізики НАН України, Київ, 2019.

Дисертаційна робота виконана з метою дослідження альпійської геодинаміки Карпатського та Кримсько-Чорноморського регіонів України на основі синтезу нових даних стосовно глибинної будови літосфери та напружено-деформованого стану земної кори регіонів за тектонофізичними і сейсмологічними дослідженнями.

В зоні взаємодії південно-західного краю Східно-Європейської платформи і північної гілки Альпійсько-Гімалайського гірсько-складчастого поясу розташовані складні в геодинамічному відношенні регіони – Карпато-Паннонський і Кримсько-Чорноморський. Незважаючи на довгу історію їх геолого-геофізичного вивчення, наразі залишається низка невирішених питань стосовно їх глибинної будови та еволюції. Останнє ілюструється значним обсягом наукових публікацій, численними схемами тектонічного районування зазначених регіонів та геодинамічними побудовами, які суттєво різняться між собою. Отриманий в поточному столітті новий масив даних сейсмічних та сейсмологічних досліджень, а також поява нових методів і комп'ютерних технологій їх обробки, створили нові можливості для вирішення цих проблемних питань.

У 2016–2018 роках було виконано інтерпретацію хвильових записів по профілю ГСЗ PANCAKE, який перетинає Українські Карпати, методом міграції, а також переінтерпретацію матеріалів ГСЗ за 1975 р. по профілю Севастополь–Керч вздовж Південного берегу Криму. Актуальною є

геологічна інтерпретація одержаних сейсмічних зображень та швидкісного розрізу на базі синтезу сучасної геолого-геофізичної інформації. В 2012–2018 роках дисертантом зібрані польові тектонофізичні матеріали по парагенезам тріщин та дзеркалам ковзання в північному Причорномор'ї і Українських Карпатах, а також механізми суттєвих землетрусів Закарпаття та Кримсько-Кавказької сейсмогенної зони. Це робить можливим визначення сучасних та палеонапружень земної кори регіонів. Синтез нової інформації стосовно глибинної будови літосфери та її напружено-деформованого стану є новим підходом у вирішенні дискусійних питань альпійської та сучасної геодинаміки зазначених регіонів.

При польових тектонофізичних дослідженнях вимірювались лінійні та площинні елементи геологічної структури. Для опрацювання замірів були задіяні наступні методи: структурно-парагенетичний із застосуванням моделі С. Стоянова, О. Гінтова (аналіз за парагенезами тріщин) та кінематичний О. Гуценка, Ж. Анжельє (аналіз за дзеркалами ковзання). Опрацювання даних виконувалось з використанням програм – Stereo32, StereoNett, Win-Tensor. Здійснювалась типізація полів напружень і механізмів землетрусів за орієнтуванням головних осей тензора напружень та статистичний аналіз орієнтувань нодальних площин і векторів переміщень по них. Для сукупностей тектонічних дзеркал та механізмів землетрусів розраховувались поля напружень і середній механізм.

Геологічна інтерпретація швидкісних моделей і хвильових зображень виконувалась на основі синтезу сучасної геолого-геофізичної інформації. При геодинамічній інтерпретації враховувались принципи тектоніки плит та сучасні ідеї стосовно специфіки процесів в зонах континентальної колізії, до яких відносяться Карпатський і Кримсько-Чорноморський регіони.

Нові результати з глибинної будови літосфери Українських Карпат були одержані при додатковій інтерпретації профілю ГСЗ PANCAKE методом міграції, який враховує динамічні особливості хвильового поля. За

участю здобувача виконано геологічну інтерпретацію сейсмічних зображень та побудовано нову тектонічну модель літосфери, із якої слідує наступне. Доальпійський фундамент Карпатського алохтону досягає глибин ~14–15 км, що узгоджується з геологічним та збалансованим розрізом. Під ним до глибини 21 км виділяється шар зниженої швидкості, який може бути представленим палеозой-мезозойським комплексом композитної мікроплити Алькапа або розущільненими породами зони Тейсейра-Торнквіста, яка є західним обмеженням Східно-Європейського кратону. Тонка (24–25 км) континентальна кора Паннонського басейну є реологічно розшарованою на глибині 15 км, а також має характерний розділ Мохо у вигляді потужного (11 км) шару. Термічна літосфера під Паннонською западиною піднята до рівня 55–60 км та заглиблюється до 200 км в напрямку Карпат та Східно-Європейського кратону. Літосфера Паннонського басейну суттєво перероблена внаслідок мантийного апвелінгу. В межах Східно-Європейського кратону на глибинах 18–19 км виявлено горизонтальний детачмент, який передає компресійні деформації від Карпатської споруди в кору кратону.

Розгляд геодинаміки Українських Карпат базується на даних комплексної інтерпретації збалансованого розрізу по лінії Мукачево–Більче (вздовж профілю PANCAKE) і результатів термохронології (апатит фішен-трек аналізу), визначенні сучасних та палеонапружень за результатами польових тектонофізичних досліджень та механізмами землетрусів. Українські Флішові Карпати та внутрішня частина Передкарпатського прогину являють собою покривно-насувну споруду північно-східної вергентності, яка утворилась з відкладів крейдового осадового басейну шириною 460 км внаслідок скорочення ложа басейну до сучасної його ширини 120 км. У ранньорогенну стадію розвитку Карпатської споруди (32–11,5 млн років) відбувались тонкошаруваті складчасто-насувні деформації в умовах Пн-С 40° стиснення та підкидового деформаційного режиму. На пізньорогенній стадії після закінчення насувоутворення (~11,5 млн років)

відбувається ізостатичний підйом Карпатської споруди (до 7 км в її центральній частині), а деформування орогену відбувається по крихким розломам переважно в умовах зсувних режимів різних напрямків.

Найбільш активний сучасний сеймотектонічний процес відбувається в верхній корі Закарпатського прогину до глибин ~16 км в умовах північно-східного стиснення та лівої транспресії. В межах Солотвинської западини орієнтування осей стиснення поступово змінюється на субширотне, що співпадає з розподілом швидкостей сучасних вертикальних рухів. Поле напруження з орієнтуванням осі розтягу у південно-західному 220° напрямку пов'язується з розломами фундаменту окраїни Східно-Європейського кратону, які активувались як зсуво-скиди в пізньому міоцені під вагою потужного Карпатського алохтону.

За участю дисертанта виконано геологічну інтерпретацію швидкісного розрізу по профілю Севастополь–Керч, одержаного при переінтерпретації матеріалів ГСЗ 1975 року, та розглянуто геодинамічну еволюцію земної кори регіону. Земна кора Південного Криму належить до континентального типу з успадкованою субмеридіональною зональністю, яскравим проявом якої є зона Корсаксько-Феодосійського розлому, що поділяє кору на два сегменти з різної потужністю, внутрішньою будовою та еволюцією. Земна кора Гірського Криму є розшарованою на глибинах 6–15 і 23–33 км, неоднорідною та насиченою високошвидкісними включеннями на глибинах 12–30 км, які інтерпретовано як магматичні тіла середньоюрського віку. Магматичні тіла піддаються зараз потужної деформації стиснення, про що свідчить концентрація гіпоцентрів землетрусів в їх межах.

Розгляд геодинаміки Кримсько-Чорноморського регіону базується на даних геологічної будови Гірського Криму і прогину Сорокіна, сучасної сейсмічності та полів напружень за польовими тектонофізичними даними і механізмами вогнищ землетрусів. Результати тектонофізичних досліджень в Гірському Криму, розглянуті в контексті розвитку Кримсько-

Чорноморського регіону, дозволили виділити генералізовані етапи розвитку регіону: ранньокрейдовий розтяг та кайнозойське стиснення. Валанжин-альбський розтяг, ортогональний до системи конседиментаційних скидів північно-західних простягань, підтверджується формуванням олістостромових та дебритних комплексів і проявами альбського вулканізму.

Етап кайнозойського стиску в Кримсько-Чорноморському регіоні починається в палеоцені і складається з двох фаз. Перша фаза північно-східного стиснення відноситься до границі палеоцену–еоцену і підтверджується інверсією крейдових скидів в якості лівих зсувів. Друга основна фаза північно-західного стиснення починається з олігоцену і триває до сьогодні. В умовах стиснення в східній частині Гірського Криму у шаруватих породах таврійської серії виникає субгоризонтальний детачмент, від якого відходить на денну поверхню серія насувів. Насувоутворення поступово просувається у південному напрямку та переходить у синорогенні відклади прогину Сорокіна. В цілому кайнозойський етап в Гірському Криму було охарактеризовано траєкторіями, що ілюструють сумарний результат двох фаз стиску. Траєкторії орієнтовані ортогонально до берегової лінії Південного Криму та до області аномального потовщення земної кори під південно-західною частиною Криму. Просторовий розподіл полів напружень та деформаційних режимів свідчить про існування відмінностей східної (Судаксько-Феодосійської) зони від центральної і західної частин Південного Криму, що пов'язано з успадкованими особливостями будови земної кори цих сегментів.

Сучасні тектонічні процеси в межах Кримської сейсмогенної зони продовжують етап кайнозойського стиснення. Землетруси зони розташовані в межах континентального схилу, що відповідає контакту між Скіфською плитою та Чорноморською мікроплитою. Вогнища локалізовані уздовж Кримсько-Кавказької дуги з двома генералізованими гілками з різним характером сейсмічності. 1) Керченсько-Таманська гілка занурюється під

кутом 30° у північному напрямку до глибини 90 км. Регіональне напруження стиску за сукупністю механізмів землетрусів характеризується північно-східним орієнтуванням. В Керченсько-Таманській зоні відбувається підсув Східно-Чорноморської мікроплити під Скіфську плиту. 2) Південно-Кримська гілка з гіпоцентрами до 50 км має падіння на південь. В її межах виділяється Алуштинська смуга найбільш щільного розташування вогнищ, яка на суходолі продовжується ланцюгом магматичних тіл середньої юри в зоні меридіонального розлому. Алуштинський розлом в умовах сучасного північно-західного 300° стиску працює як лівий підкидо-зсув. В Південнобережній гілці відбувається колізійний процес, який спричиняється коровим Східно-Чорноморським індентором та ускладнюється наявністю в корі Гірського Криму потужних магматичних тіл. Нерівномірне вклинювання індентора в неоднорідну та розшаровану континентальну кору Гірського Криму призводить до її скупчення і потовщення.

Порівняння еволюції північної та південної окраїн Чорного моря за тектонофізичними дослідженнями дозволили запропонувати механізм відкриття Чорноморської западини. В Гірському Криму було картовано систему скидів, сформованих в умовах південно-західного розтягу. В напівграбенах, обмежених скидами, відкладались синрифтові відклади валанжин-пізньоальбського віку. Геологічна інтерпретація швидкісного розрізу по профілю ГСЗ 25 через північно-західний шельф Чорного моря показує, що скиди на суходолі зв'язані з пологими коровими детачментами в акваторії. Базуючись на розподілі напружень на окраїнах Чорного моря, запропоновано модель близького за часом відкриття Західно-Чорноморської западини (проти годинникової стрілки) та Східно-Чорноморської западини (за годинниковою стрілкою). Ця модель враховує наявні трансформні розломи на західній і східній окраїнах моря та інші геофізичні дані. Відкриття Чорного моря обумовлено задуговим розтягом внаслідок

асиметричного відкату слабів океанічної літосфери Неотетису, що субдукувала під південну границю Євразії. Після закінчення рифтингу, в сеномані-ранньому кампані, відбувається формування океанічної кори та південний дрейф блоків південної окраїни Чорного моря.

Ключові слова: Українські Карпати, Кримсько-Чорноморський регіон, літосфера, тектонічні дзеркала, поля напружень, деформаційні режими, механізми землетрусів, колізійні процеси, відкриття Чорного моря.

ABSTRACT

Murovska G.V. Deep structure and alpine geodynamics of the Carpathian and Crimean-Black Sea regions of Ukraine.

Thesis for a Doctoral Degree in Geological Sciences: Specialty 04.00.22 – Geophysics (Earth Sciences). – Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, 2019.

The main objective of the thesis is investigation and understanding the alpine geodynamics of the Carpathian and Crimean – Black Sea regions of Ukraine on the basis of synthesis of new data of the lithosphere structure and the stress – strain state of the Earth's crust from tectonophysical and seismological data.

The Carpatho-Pannonian and Black Sea regions are located in the interaction zone of the southwestern margin of the Eastern European Craton and the northern branch of the Alpine-Himalayan Orogenic Belt. Despite the long history of their geological and geophysical study, a number of unresolved issues regarding their deep structure and evolution exist. The latter is illustrated by the large number of scientific publications, the numerous tectonic schemes and the geodynamic reconstructions, which substantially differ. Resulting in the current century, a new array of seismic, seismological and tectonophysical data as well as the emergence

of new methods and technologies of computer processing, have created new opportunities for solving these problems.

In the years 2016-2018 there were performed the new interpretation of the wave field on the PANCAKE profile, crossing the Ukrainian Carpathians by migration method, and reinterpretation of materials on existed DSS profile Sevastopol-Kerch along the southern coast of Crimea. Geological interpretation of seismic images and velocity model based on the performed synthesis of latest geological and geophysical data is relevant.

In 2012-2018, the author collected field tectonophysical data on jointing and slicken-sides in the regions of Crimean Mountains and Ukrainian Carpathians, as well as focal mechanisms of strong earthquakes in the Transcarpathian region and the Crimea-Caucasus seismic zone. This array of data makes it possible to determine the present day and paleo stresses of the Earth's crust. The synthesis of new information regarding the structure of the lithosphere and its stress-strain state allows to clarify and reconstruct the main features of alpine evolution of the study regions.

Structural-paragenetic (fracture paragenesis analysis) and kinematic (slicken-sides analysis) methods were used to process the measurements by programs Stereo32, StereoNett and Win Tensor. Stress fields and earthquake mechanisms were typed according to the orientation of the principal axes of the stress tensor, and a statistical analysis of the orientations of nodal planes and vectors of displacements on them were performed. For slicken-sides and earthquake mechanisms sets the regional stress fields and the mean mechanism were calculated. Geological interpretation of the velocity models and wave images was performed on the basis of synthesis of recent geological and geophysical data. The principles of plate tectonics and modern ideas about the specific processes in the continental collision zones in the areas of the Carpathians and Crimean - Black Sea, were taken into account in the geodynamic interpretation.

New results on the lithosphere structure of the Ukrainian Carpathians have been obtained by additional interpretation of seismic data on the PANCAKE profile by migration method that takes into account the dynamic features of the wave field. The geological interpretation of the seismic images was performed and a new tectonic model of the lithosphere was constructed, which can be summarized in the following . The pre-alpine basement of the Carpathian allochthon reaches depths of ~ 14 -15 km that is consistent with the geological and balanced cross-sections. Below it, down to a depth of 21 km, there is distinguished a layer of low velocity that may be represented by the low density rocks of the Teisseyre-Tornquist Zone, which is the western limitation of the East European Craton. The thin (24-25 km) continental crust of the Pannonian Basin is rheologically stratified at a depth of 15 km, and Moho discontinuity is represented by a thick (11 km) stratified layer. The thermal lithosphere beneath the Pannonian Basin is uplifted up to 55-60 km and plunges deeply towards the Carpathians reaching ≥ 200 km depth below the western margin of the East European Craton. The lithosphere of the Pannonian Basin has substantially reworked as a result of mantle upwelling. Within the East European Craton, at the depths of 18-19 km, a horizontal detachment was detected, along which compression deformations are transmitted from the Carpathians into the cratonic crust.

Additional information regarding the geodynamics of the Ukrainian Carpathians has been obtained from a comprehensive interpretation of the balanced cross-section along the Mukachevo-Bilche line (along the DSS PANCAKE profile) and the results of thermochronology (apatite fission track analysis), the determination of present day and paleo stresses by the earthquake focal mechanisms and field tectonophysical data. The Ukrainian Flysch Carpathians and the inner part of the Carpathian Foredeep represent the thrust-and-fold belt of NE vergency, which was formed from the deposits of the Cretaceous sedimentary basin of 460 km width as a result of shortening of its bed to present width of 120 km. At the first stage (32-11.5 Ma) the Carpathian structure underwent thin-skin

trust-and-fold deformations occurred in the conditions of NE 40° – trending compression. During the second stage, after the end of thrusting (~ 11.5 Ma), an isostatic uplift of the Carpathians (up to 7 km in its central part) occurs; deformation of the Carpathian orogen localized in fault zones mainly in the environment of strike-slip regimes of different directions.

The most active seismotectonic process is ongoing in the upper crust of Transcarpathian Trough up to depths of ~ 16 km under NE- trending compression and left transpression. Within the Solotvin Depression (eastern part of the Transcarpathian Trough) the orientation of the compression axes is gradually changing to W–E, which coincides with the velocity distribution of present day vertical movements. The stress field with the NW 220° – trending extension axis is associated with the normal faults of the East European Craton margin that were activated in the Late Miocene under the load of the Carpathian allochthon.

The geological interpretation of the velocity model on the Sevastopol-Kerch profile, obtained by reinterpretation of existed (since 1975) DSS data, and the evolution of the crust of the study region are discussed. The Earth's crust of the Southern Crimea belongs to the continental type with inherited sub-meridional zonality, a prominent manifestation of which is the zone of the Korsak-Feodosian fault, which divides the crust into two segments with different thickness and structure. The heterogeneous crust of the Mountain Crimea is stratified at depths of 6-15 and 23-33 km, and is saturated with high-velocity inclusions at depths of 12-30 km interpreted as magmatic bodies of the Middle Jurassic age. Magmatic bodies are now subjected to compression deformation, as evidenced by the concentration of weak earthquake hypocenters within them.

The analysis of the geodynamics of the Crimean–Black Sea region is based on the data of the geological structure of Mountain Crimea and the Sorokin Trough, seismicity and stress fields according to field tectonophysical data and earthquake focal mechanisms. The results of tectonophysical studies in the Mountain Crimea, considered in the context

of the development of the Crimean–Black Sea region, made it possible to identify main stages in the evolution of the study region: Early Cretaceous extension and Cenozoic compression. The SW–trending Valanginian–Albian extension, orthogonal to the system of syn-sedimentation normal faults, is confirmed by the formation of olistostromic and debris complexes and Albian volcanism.

The Cenozoic compression stage in the Crimean-Black Sea region starts in the Paleocene and composed of two phases. The first phase of NE–trending compression relates to Paleocene-Eocene boundary and is confirmed by the inversion of the Cretaceous normal faults as left strike-slip ones. The second major phase of NW–trending compression begins in Oligocene and continues to the present day. Under the Cenozoic compression in the eastern part of the Mountain Crimea, in the layered rocks of the Tauric series, a sub-horizontal detachment emerges, from which a series of thrusts propagate to the surface. The thrusting is gradually propagating southward and affects synorogenic sediment of the Sorokin Trough.

The whole Cenozoic stage in the Mountain Crimea was characterized by trajectories of compression illustrating the total result of both phases of compression. The trajectories are oriented orthogonally to the coastline of the Southern Crimea and to the abnormal thickening of the crust under the SW part of the Crimea. The spatial distribution of stress fields and deformation regimes is indicative on differences between the eastern (Sudak-Feodosia) zone and the western zone (including the central and western parts of southern Crimea), due to inherited structural features of the crust of the segments.

Current tectonic processes within the Crimean seismogenic zone continue the Cenozoic compression stage. The weak earthquakes are allocated within the seismogenic zone along the continental slope, which corresponds to the contact between the Scythian Plate and the Black Sea microplate. The earthquake foci are localized along the Crimean-Caucasian arc with two different branches showing

different seismicity patterns. (1) The Kerch-Taman branch is northward plunging at angle of 30° to a depth of 90 km. The regional compression stress on the set of earthquake focal mechanisms is NE– trending here. In the Kerch-Taman zone a thrusting of the East Black Sea microplate under the Scythian Plate is ongoing. (2) The Southern Crimean branch with hypocenters up to 50 km is plunging to the south. Within it, the Alushta strip of the most dense foci location is distinguished, which onshore correlates with a chain of magmatic bodies of the Middle Jurassic in the zone of the N-S- trending fault. The Alushta fault, experiencing recent NW 300° – trending compression, works as a left strike–slip fault. The ongoing collision process in the South Crimean branch is caused by the effect of crustal Eastern Black Sea indenter. The collision is complicated by the presence of numerous large magmatic bodies in the crust of the Mountain Crimea. Uneven wedging of the indenter into the inhomogeneous and layered continental crust of Mountain Crimea leads to its accumulation and thickening.

Comparison of the evolution of northern and southern margins of the Black Sea by tectonophysical studies allowed to propose a mechanism of the Black Sea basin opening. A system of normal faults formed under SW–trending extension was mapped in the Crimean Mountains. In half–grabens bordered by the normal faults the Valanginian Late-Albian synrift sediments were deposited. The geological interpretation of the velocity model along the 25 DSS profile through the Black Sea shelf shows that normal faults mapped onshore are related to a crustal detachment sloping offshore. On the basis of stress distribution on the Black Sea margins a model of the simultaneous opening of the Western Black Sea Depression (counterclockwise) and the Eastern Black Sea Depression (clockwise) is proposed. This model takes into account transform faults on the western and eastern margins of the Black Sea and other geophysical data. The opening of the Black Sea Basin is caused by the back–arc extension due to the asymmetric retreat of the slabs of Neotethys oceanic lithosphere subducted in the NW direction under the

southern Eurasian margin. At the end of the rifting, in the Cenomanian- Early Campaign, the formation of the oceanic crust and southern drift of blocks of the southern Black Sea margin occur.

Key words: Ukrainian Carpathians, Black Sea- Crimea region, lithosphere deep structure, slicken-sides, stress fields, deformation regimes, earthquake mechanisms, collision processes, Black Sea opening

СПИСОК ОПУБЛІКОВАНИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Статті у наукових виданнях.

1. Гинтов, О.Б., **Муровская, А.В.**, Мычак, С.В. (2013). Полевая тектонофизика в решении проблем геодинамического развития территории Украины. *Геодинамика и тектонофизика*, 4(5), 281—299. <https://doi.org/10.5800/GT-2013-4-3-0101>.
2. Гинтов, О.Б., Бубняк, И.Н., **Муровская, А.В.**, Вихоть, Ю.М., Накапелюх, М.В., Шлапинский, В.Е. (2014). Тектонофизический и палинспастический разрезы Украинских Карпат вдоль геотраверса DOBRE-3 (PANCAKE). *Геофизический журнал*, 36(3), 3—34. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i3.2014.116050>.
3. Вольфман, Ю.М., Гинтов, О.Б., Колесникова, Е.В., **Муровская, А.В.** (2014). Тектонофизическая интерпретация механизмов очагов землетрясений системы Загрос. *Геодинамика и тектонофизика*, 5(1), 305—319. <http://doi.org/10.5800/GT-2014-5-1-0129>.
4. Гинтов, О.Б., Егорова, Т.П., Цветкова, Т.А., Бугаенко, И.В., **Муровская, А.В.** (2014). Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофизический журнал*, 36(5), 26—63. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111568>
5. Шеремет, Е., Соссон, М., Гинтов, О., Мюллер, К., Егорова, Т., **Муровская, А.** (2014). Ключевые проблемы стратиграфии восточной части Горного Крыма. Новые микропалеонтологические данные датирования флішовых пород. *Геофизический журнал*, 36(2), 35—51. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i2.2014.116117>

6. **Муровская, А.**, Шеремет, Е., Лазаренко, О. (2014). Деформации верхнемеловых — неогеновых отложений юго-западного Крыма по тектонофизическим данным. *Геофизический журнал*, 36(6), 79—92. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i6.2014.111027>

7. **Муровская, А.**, Ипполит, Ж.-К., Шеремет, Е., Егорова, Т., Вольфман, Ю., Колесникова, К. (2014). Деформационные структуры и поля напряжений юго-западного Крыма в контексте эволюции Западно-Черноморского бассейна. *Геодинаміка*, (2), 53—68. <https://doi.org/10.23939/jgd2014.02.053>.

8. 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. (2015). Глубинная сейсмогенная зона Вранча как индикатор геодинамического процесса. *Геофизический журнал*, 37(3), 22—49. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111101>.

9. **Муровская, А.**, Накапелюх, М., Вихоть, Ю., Шлапинский, Е., Бубняк, И. (2016). Кинематическая эволюция Зоны Пеннинских утесов в кайнозой (Украинские Карпаты). *Геофизический журнал*, 38(5), 119—136. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107826>.

10. Гинтов, О.Б., Цветкова, Т.А., Бугаенко, И.В., **Муровская, А.В.** (2016). Некоторые особенности строения мантии Восточного Средиземноморья и их геодинамическая интерпретация. *Геофизический журнал*, 38(1), 17—29. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i1.2016.107719>.

11. Gobarenko, V.S., **Murovskaya, A.V.**, Yegorova, T.P., & Sheremet, E.E. (2016). Collisional processes at the northern coast of the Black Sea. *Geotectonics*, 50(4), 407—424. <https://doi.org/10.1134/S0016852116040026>.

12. Sheremet, Ye., Sosson, M., Ratzov, G., Sydorenko, G., Voitsitskiy, Z., Yegorova, T., Gintov, O., & **Murovskaya, A.** (2016). An offshore-onland transect across the north-eastern Black Sea basin (Crimea margin): Evidence of Paleocene

to Pliocene two-stage compression. *Tectonophysics*, 688, 84—100. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.09.015>.

13. Sheremet, Ye., Sosson, M., Muller, C., **Murovskaya, A.**, Gintov, O., & Yegorova, T. (2016). New datings (by Nannofossils assemblages) and structural data from flysch formations of the Crimea Peninsula (Ukraine): consequence on the tectonic evolution of the Eastern Black Sea. In M. Sosson, R. Stephenson (Eds.), *Tectonic evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*, 428, (pp. 265—305). Geological Society London Special publication. <http://doi.org/10.1144/SP428.14>.

14. Малицький, Д.В., **Муровська, А.В.**, Гінтов, О.Б., Гнип, А.Р., Обідіна, О.О., Мичак, С.В., Грицай, О.Д., Павлова, А.Ю. (2017). Механізми вогнищ землетрусів та поле напружень Солотвинської западини Закарпаття. *Вісник КНУ. Геологія*, (2), 43—51. <http://doi.org/10.17721/1728-2713.77.05>.

15. Малицький, Д.В., **Муровська, А.В.**, Обідіна, О.О., Гнип, А.Р., Грицай, О.Д., Павлова А.Ю., Пугач А.В. (2017). Визначення полів напружень у земній корі за механізмами вогнищ місцевих землетрусів у Закарпатті. *Вісник КНУ. Геологія*, (3), 36—45. <http://doi.org/10.17721/1728-2713.78.05>.

16. Nakapelyukh, M., Bubniak, I., Yegorova, T., **Murovskaya, A.**, Gintov, O., Shlapinskyi, V., & Vikhot, Yu. (2017). Balanced geological cross-section of the outer Ukrainian Carpathians along the PANCAKE profile. *Journal of Geodynamics*, 108, 13—25. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.05.005>.

17. Yegorova, T. P., Baranova, E. P., Gobarenko, V. S., & **Murovskaya A. V.** (2018). Crustal Structure of the Crimean Mountains along the Sevastopol—Kerch Profile from the Results of DSS and Local Seismic Tomography. *Geotectonics*, 52(4), 468—484. <https://doi.org/10.1134/S0016852118040027>.

18. Alokhin V. I., Tikhlivets, S. V., **Murovska, A. V.**, & Puhach, A. V. (2018). Mineralogical features of the clastic dykes of the Eastern Carpathians Skybova zone. *Journal of Geology, Geography and Geoecology*, 27(1), 3—11. <https://doi.org/10.15421/111824>.

19. Hippolyte, J-C., **Murovskaya, A.**, Volfman, Yu., Yegorova, T., Gintov, O., Kaymakci, N., & Sangu, E. (2018). Age and geodynamic evolution of the Black Sea Basin: Tectonic evidences of rifting in Crimea. *Marine and Petroleum Geology*, 93, 298—314. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.03.009>.

20. **Муровская, А.**, Ипполит, Ж-К., Шеремет, Е., Егорова, Т. (2018). Современные и палеонапряжения в пределах Северной окраины Черного моря и Горного Крыма в мезо-кайнозой—квартере (по механизмам очагов землетрясений и полевым тектонофизическим данным). *Геофизический журнал*, 40(1), 42—55. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i1.2018.124013>.

21. Verpakhovska, A., Pylypenko, V., Yegorova, T., & **Murovskaya, A.** (2018). Seismic image of the crust on the PANCAKE profile across the Ukrainian Carpathians from the migration method. *Journal of Geodynamics*, 121, 76—87. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.07.006>.

22. Малицький, Д., Гнип, А., Грицай, О., **Муровська, А.**, Кравець, С., Козловський, Е. (2018). Механізм вогнища і тектонічний контекст землетрусу 29.09.2017 р. поблизу м. Стебник. *Геодинаміка*, (1), 100—107. <https://doi.org/10.23939/jgd2018.01.100>.

23. **Муровская, А.В.**, Егорова, Т.П., Фарфуляк, Л.В. (2018). Глубинное строение территории Украины по современным геофизическим данным. Добруджа. В кн.: В.И. Старостенко, О.Б. Гинтов (Ред.), *Очерки геодинамики Украины* (сс. 102—109). Киев: ТОВ "ПІДПРИЄМСТВО "ВІ ЕН ЕЙ".

24. **Муровская, А.В.** (2018). Особенности геодинамического развития регионов Украины. Геодинамика Добруджи. В кн.: В.И. Старостенко, О.Б. Гинтов (Ред.), *Очерки геодинамики Украины* (сс. 202—210). Киев: ТОВ "ПІДПРИЄМСТВО "ВІ ЕН ЕЙ".

25. Амашукели, Т.В., **Муровская, А.В.**, Егорова, Т.П. (2019). Глубинное строение Добруджи и Преддобруджинского прогиба как отражение развития Транс-Европейской шовной зоны. *Геофизический*

журнал, 42(1), 153—171. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158869>.

26. **Муровська, А.**, Амашукелі, Т., Альохін, В. (2019). Поля напружень та деформаційні режими в межах української частини Східних Карпат за тектонофізичними даними. *Геофизический журнал*, 42(2), 84—98. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i2.2019.164455>.

Тези доповідей і матеріали конференцій

1. Hippolite, J.-C., **Murovskaya, A.**, Muller, C., Volfman, Yu, Yegorova, T., Gintov, O., Sosson, M., & Sheremet, Ye. (2014). Preliminary study of Cretaceous normal faulting in Western Crimea. *Special Darius publication of final symposium December 8—9, 2014* (pp. 66—67). Paris, France.

2. Hippolyte, J.-C., Kaymakci, N., Sangu, E., Espurt, N., Müller, C., & **Murovskaya, A.** (2014). New structural paleostress and stratigraphic data in the Pontides, (Turkey): from the opening of the Black Sea to the collision of continental blocks. *Special Darius publication of final symposium December 8—9, 2014* (pp. 64—65). Paris, France.

3. Sheremet, Y., Sosson, M., Muller, C., **Murovskaya, A.**, Gintov, O., Yegorova, T., & Hippolite, J.-C. (2014). New stratigraphic and structural data from the East Crimea mountains: consequence on the tectonic evolution of the Eastern Black Sea basin. *Special Darius publication of final symposium December 8—9, 2014* (pp. 136—137). Paris, France.

4. Егорова, Т.П., Гобаренко, В.С., **Муровская, А.В.** (2016). Структура и современные коллизионные процессы Крымско-Черноморского региона: *Материалы 4-й тектонофизической конференции «Тектоника и актуальные вопросы наук о земле». Том 1. Раздел. 1. Природное напряженно-деформированное состояние горных массивов и современная геодинамика* (сс. 60—66). Москва, Россия.

5. Sheremet, Y., Sosson, M., G. Ratzov, G., Sidorenko, G., Yegorova, T., Gintov, O., & **Murovskaya, A.** (2016). An offshore-onland transect across the northern inverted part of the Eastern Black Sea basin: new evidence of the earliest compressional stage in the Cenozoic. *AAPG, 19—20 May 2016. Bucharest, Romania.*

6. Sheremet, Y., Sosson, M., Ratzov, G., Sidorenko, G., Yegorova, T., Gintov, O., & **Murovskaya, A.** (2016). An offshore-onland transect across the NE Black Sea (Crimean margin): evidence of Paleocene to Pliocene two-stage compression. *Abstract EAGE_30680, 10—13 May 2016, Kiev.*

7. Yegorova, T., Gobarenko, V., **Murovskaya, A.**, & Sheremet, Ye. (2016). Crustal underthrusting in the Crimea-Northern Black Sea area. Vol. 18. *Geophysical Research Abstracts. EGU General Assembly. Vienna, 2016.*

8. **Муровська, А.В.**, Накапелюх, М.В., Віхоть, Ю.М., Шлапінський, В.Є., Бубняк, І.М. (2016). Кінематична еволюція зони Пенінських скель в кайнозої (Українські Карпати). *Third scientific conference Geophysical studies and modeling of physical fields of Earth. 13—15 October 2016, Lviv—Verkhnie Synievydne* (pp. 110—113).

9. Алёхин, В.И., Тихливец, С.В., **Муровская, А.В.**, Пугач, А. В. (2017). Условия залегания и состав кластических даек Сходницы и Рыбника (Скибовая зона Украинских Карпат). *Розвиток промисловості та суспільства. Секція 5. Геологія і прикладна мінералогія. Матеріали міжнародної науково-практичної конференції. Криворізький національний університет, 24—26 травня 2017 р. Кривий Ріг: Видавничий центр Криворізького нац. ун-ту.*

10. Малицький, Д.В., **Муровська, А.В.**, Обідіна, О.О., Гінтов, О.Б., Гнип, А.Р., Пугач, А.В. (2017). Поле напружень для Закарпаття за фокальними механізмами. *16th International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects, 15—17 May 2017, Kiev, Ukraine. Conference Paper.* <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201701862>.

11. Промыслова, М.Ю., Демина, Л.И., Бычков, А.Ю., **Муровская, А.В.**, Гущин, А.И., Царев, В.В. (2017). Брекчии офиолитовой ассоциации Юго-Западного Крыма . *«Ломоносовские чтения» МГУ, 17—19 апреля 2017. Москва, Россия.*
12. **Murovskaya, A.**, Sheremet, Ye., Sosson, M., Hippolyte, J-C., Gintov, O., & Yegorova, T. (2017). Paleo- and recent stress regimes of the Crimea Mountains based on micro- and macroscale tectonic analysis and earthquakes focal mechanisms: *Abstracts Volume. International Research Group Project “South Caucasus Geosciences” Final Workshop, October 25—27, 2017, Kiev. Геофизический журнал, 30(4), 107—109.*
13. Sheremet, Ye., Sosson, M., **Murovskaya, A.**, Gintov, O., & Yegorova, T. (2017). Tectonic evolution of the Crimean Mountains since the Triassic: Insight from the new dating and on-and-offshore structural data (macro- and microscale). In general tectonic context of the Greater Caucasus-Black Sea domain: *Abstracts Volume. International Research Group Project “South Caucasus Geosciences” Final Workshop, October 25—27, 2017, Kiev. Геофизический журнал, 30(4), 115—117.*
14. Starostenko, V., Sosson, M., Farfulyak, L., Gintov, O., Yegorova, T., **Murovskaya, A.**, Sheremet, Ye., & Legostaeva O. (2017). Deep crustal structure of the transition zone of the Scythian Plate and the East European Platform (DOBRE-5 profile): consequences of the Alpine Tectonic evolution: *Abstracts Volume. International Research Group Project “South Caucasus Geosciences” Final Workshop, October 25—27, 2017, Kiev. Геофизический журнал, 30(4), 120—122.*
15. **Муровская, А. В.**, Малицкий, Д. В., Гнип, А. Р., Махницкий, Н. Р., Мычак, С. В., Поляченко, Е. Б. (2018). Активная тектоника и современное поле напряжений Закарпатского прогиба по механизмам очагов землетрясений. *17th International Conference on Geoinformatics — Theoretical*

and Applied Aspects, 14—17 May 2018, Kiev, Ukraine. Conference Paper.
<https://doi.org/10.3997/2214-4609.201801852>

16. Sheremet, Ye., Sosson, M., **Murovskaya, A.**, Gintov, O., & Yegorova, T. (2018). Tectonic evolution of the Crimean Mountains during the Meso-Cenozoic in the context of the Black Sea-Greater Caucasus domain. *EGU General Assembly 2018, 12 Apr 2018, 20* (pp. 89—97).

17. Nakapelyukh, M., Yakibyuk, Y., Kuts, I., & **Murovskaya, A.** (2018). The geological evolution of the south-west margin of East European platform: from Paleozoic fold-thrust belt to Miocene Foredeep: *17th Symposium of Tectonics, Structural Geology and Crystalline Geology, Jena 2018*.

18. **Murovskaya, A.**, Amashukeli, T., Yegorova, T., Bezuhlyi, R., Verpakhovska, A., Nakapelukh, M. (2019). The main features of the lithosphere structure along the PANCAKE profile in the context of geodynamics of the Carpathian-Pannonian region. *18th International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects, 13—19 May 2017, Kiev, Ukraine. Conference Paper.* <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201902092>

19. Starostenko, V., Janik, T., Mocanu, V., Stephenson, R., Yegorova, T., Amashukeli, T., Czuba, W., Środa, P., **Murovskaya, A.**, Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Okoń, J., Dragut, A., Omelchenko, V., Legostaeva, O., Gryn, D., Mechie J., & Tolkunov, A. (2017). Seismic model of the crust and upper mantle across the Eastern Carpathians – from the Apuseni Mountains to the Ukrainian Shield. *Geophysical Research Abstracts Vol. 21, EGU2019-5419-2, 2019. The General Assembly 2019 of the European Geosciences Union (EGU), 7—12 April 2019. Vienna, Austria.*

ЗМІСТ

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ І СИМВОЛІВ	27
ВСТУП	28
РОЗДІЛ 1. ПОЛОЖЕННЯ КАРПАТСЬКОГО ТА КРИМСЬКО- ЧОРНОМОРСЬКОГО РЕГІОНІВ В СКЛАДІ АЛЬПІЙСЬКО- ГІМАЛАЙСЬКОГО РУХОМОГО ПОЯСУ	38
1.1. Загальні відомості про Альпійсько-Гімалайський рухомий пояс.....	38
1.2. Сучасні поля напружень в межах Гібралтарсько-Малокавказького поясу.....	41
1.3. Українські Карпати в складі Карпато-Паннонського регіону: проблеми сучасної геодинаміки	43
1.4. Гірський Крим в складі Малокавказького сегменту Альпійсько- Гімалайського поясу: проблеми сучасної геодинаміки	45
Висновки до розділу 1	48
Список використаних джерел до розділу 1	49
РОЗДІЛ 2. МЕТОДОЛОГІЯ ДОСЛІДЖЕННЯ	57
2.1. Загальні уявлення про механізми континентальної колізії	57
2.2. Методи обробки польових тектонофізичних даних.....	59
2.2.1. Структурно-парагенетичний метод тектонофізики.....	59
2.2.2. Кінематичний метод тектонофізики	62
2.3. Методи обробки та інтерпретації механізмів вогнищ землетрусів	68
2.3.1. Поняття механізму вогнища землетрусу	68
2.3.2. Типізація механізмів вогнищ землетрусів.....	70
2.3.3. Реконструкція полів напружень за сукупністю механізмів вогнищ землетрусів	72
Висновки до розділу 2	73
Список використаних джерел до розділу 2	74
РОЗДІЛ 3. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ.....	78

3.1. Геологічна вивченість та тектонічний поділ Українських Карпат	78
3.2. Магматизм Українських Карпат.....	83
3.3. Будова Українських Зовнішніх Карпат за збалансованим геологічним розрізом Мукачево-Орява-Більче.....	86
3.4. Основні етапи розвитку Українських Флішових Карпат за даними палінспастичного балансування та термохронології	98
Висновки до розділу 3	102
Список використаних джерел до розділу 3	104
РОЗДІЛ 4. ГЛИБИННА БУДОВА УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ ЗА СЕЙСМІЧНИМИ ДАНИМИ.....	
4.1. Вивченість Українських Карпат сейсмічними методами	112
4.2. Особливості будови Українських Карпат за профілем ГСЗ PANCAKE.....	117
4.3. Тектонічна модель літосфери по профілю ГСЗ PANCAKE з урахуванням сейсмічних зображень за методом міграції.....	122
4.3.1. Основні принципи методу міграції	122
4.3.2. Тектонічна модель літосфери по профілю PANCAKE з урахуванням сейсмічних зображень за методом міграції.....	125
Висновки до розділу 4	137
Список використаних джерел до розділу 4	139
РОЗДІЛ 5. НАПРУЖЕНО-ДЕФОРМОВАНІЙ СТАН ТА ГЕОДИНАМІКА УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ	
5.1. Глибинна будова земної кори Закарпатського прогину	146
5.2. Аналіз механізмів землетрусів Закарпатського прогину.....	150
5.3. Поля напружень в межах Закарпатського прогину за сейсмологічними та тектонофізичними даними.....	160
5.4. Поля напружень Українських Карпат за польовими тектонофізичними даними	169
5.4.1.Тектонофізична вивченість Карпатського регіону.....	169

5.4.2. Напружено-деформований стан Українських Карпат	172
5.5. Еволюція полів напружень та деформаційних режимів в процесі розвитку Карпатської покривно-насувної споруди	182
5.6. Еволюція Українських Карпат в контексті геодинаміки Карпато-Паннонського регіону	187
5.6.1. Основні етапи кайнозойської еволюції Карпато-Паннонського регіону	188
5.6.2. Геодинамічні моделі формування Карпато-Паннонського регіону	194
Висновки до розділу 5	204
Список використаних джерел до розділу 5	206
РОЗДІЛ 6. ГЛИБИННА БУДОВА	
КРИМСЬКО-ЧОРНОМОРСЬКОГО РЕГІОНУ	221
6.1. Основні риси глибинної будови Чорноморської западини	221
6.2. Структура осадового заповнення прогину Сорокіна	227
6.3. Загальні риси геологічної будови Гірського Криму	233
6.4. Глибинна будова земної кори Південного Криму	241
6.4.1. Будова земної кори по профілю ГСЗ Севастополь–Керч	241
6.4.2. Еволюція земної кори Південного Криму	248
Висновки до розділу 6	254
Список використаних джерел до розділу 6	257
РОЗДІЛ 7. ПОЛЯ НАПРУЖЕНЬ ТА ГЕОДИНАМІКА	
КРИМСЬКО-ЧОРНОМОРСЬКОГО РЕГІОНУ	268
7.1. Розподіл слабкої сейсмічності в межах Кримської сейсмогенної зони	268
7.2. Сучасне поле напружень за механізмами вогнищ землетрусів	273
7.3. Поля напружень в межах Гірського Криму за польовими тектонофізичними даними	279

7.4. Альпійська геодинаміка Кримсько-Чорноморського регіону.....	291
7.4.1. Етап крейдового розтягу	291
7.4.2. Етап кайнозойського стиску	294
7.4.3. Етап сучасного стиску	297
Висновки до розділу 7	305
Список використаних джерел до розділу 7	308
РОЗДІЛ 8. ЧАС ТА МЕХАНІЗМ ВІДКРИТТЯ ЧОРНОГО МОРЯ	319
8.1. Загальні уявлення про еволюцію Чорноморського басейну	318
8.2. Час та напрямок розтягу в Гірському Криму.....	322
8.3. Механізм розкриття Чорного моря	334
Висновки до розділу 8	340
Список використаних джерел до розділу 8	342
ВИСНОВКИ.....	350
ДОДАТОК 1. Збалансований та реставрований розрізи по лінії Мукачєво-Орєва-Більче	358
ДОДАТОК 2. Пункти тектонофізичних спостережень та результати визначень полів напружень для східної частини Гірського Криму.....	359
ДОДАТОК 3. Пункти тектонофізичних спостережень та результати визначення полів напружень для західної частини Гірського Криму	362
ДОДАТОК 4. Список публікацій здобувача за темою дисертації	366

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ І СИМВОЛІВ

АГП – Альпійсько-Гімалайський пояс

Алькапа – назва композитної мікроплити

ГК – Гірський Крим

ЗП – Закарпатський прогин

ЗЄП – Західно-Європейська плита

КСЗ – Кримська сейсмогенна зона

ГСЗ – глибинне сейсмічне зондування

Мохо – границя Мохоровичича

МСГТ, СГТ – (метод) спільної глибинної точки

СЄК – Східно-Європейський кратон

СП – Скіфська плита

ТЄШЗ – Транс'європейська шовна зона

ТТЗ – Тейсейра–Торнквіста зона

ТТЛ – Тейсейра–Торнквіста лініамент

УЩ – Український щит

ПБ – Паннонський басейн

Пд–С(З) – південно-східний (західний)

Пн–С(З) – північно-східний (західний)

ЧМ – Чорне море

ЗЧБ – Західно-Чорноморський басейн

СЧБ – Східно-Чорноморський басейн

УК – Українські Карпати (українська частина Східних Карпат)

Р-вісь – кінематична вісь стиску в рішенні механізма вогнища землетрусу

Т-вісь – кінематична вісь розтягу в рішенні механізма вогнища землетрусу

ВСТУП

Обґрунтування вибору теми дослідження. Складні в тектоно-геодинамічному відношенні регіони – Карпато-Паннонський і Кримсько-Чорноморський розташовані в зоні взаємодії південно-західного краю Східно-Європейської платформи та північної гілки Альпійсько-Гімалайського гірсько-складчастого поясу. Незважаючи на довгу історію геолого-геофізичного дослідження регіонів, наразі залишається низка невирішених питань стосовно їх глибинної будови та еволюції. Останнє яскраво ілюструється значним обсягом наукових публікацій, численними схемами структурно-тектонічного районування зазначених регіонів та модельними еволюційними побудовами, які суттєво відрізняються між собою. Очевидно, прогрес в розв’язанні дискусійних питань потребує нових експериментальних даних та нетривіальних підходів.

Отриманий в поточному столітті новий масив тектонофізичних, сейсмічних та сейсмологічних даних, а також поява нових методів і комп’ютерних технологій їх обробки, створили можливості для поглиблення та уточнення знань стосовно дискусійних питань. У вивченні глибинної будови Українських Карпат суттєвим досягненням стали результати досліджень по сучасному міжнародному профілю ГСЗ PANCAKE, який перетинає Українські Карпати. Швидкісна модель по профілю висвітлила складну багатоповерхову будову Українських Карпат, що стало однією з причин багатоваріантності її інтерпретації. Це стимулювало геологічні та тектонофізичні дослідження по лінії профілю, а також додаткову інтерпретацію сейсмічних матеріалів методом міграції відбитих та заломлених хвиль. Синтез щойно отриманих геолого-геофізичних даних дозволяє побудувати нову тектонічну модель літосфери регіону.

У 2016–2018 рр. було одержано швидкісний розріз по профілю Севастополь–Керч [Yegorova et al., 2018], побудований при переінтерпретації

сучасними програмами матеріалів ГСЗ 1975 р. Актуальною є геологічна інтерпретація одержаного швидкісного розрізу та аналіз еволюції земної кори по профілю на базі синтезу сучасної геолого-геофізичної інформації, яка дає нові можливості для розуміння геодинаміки Кримсько-Чорноморського регіону.

В 2012–2018 рр. дисертантом проведено польові тектонофізичні дослідження в Українських Карпатах і зібрано суттєвий масив даних по дзеркалам ковзання, парагенезам розривів, складчастості та іншим мезоструктурам. Обробка та узагальнення тектонофізичних даних дозволили відновити поля сучасних та палеонапружень регіону. Для Закарпатського регіону України вперше було розраховано механізми вогнищ землетрусів [Малицький та ін., 2017, 2018], що відкрило можливість визначення його сучасного напружено-деформованого стану.

В рамках міжнародних проектів DARIUS та IRG (2012—2017) дисертантом було проведено комплексні геолого-структурні і тектонофізичні дослідження в Гірському Криму та відібрано зразки порід з подальшим визначенням їх віку за викопним нанопланктоном. Такий комплекс методів дозволяє пов'язати поля напруження, відновлені для окремих відслонень, з еволюцією регіональних структур та встановити вікові проміжки етапів деформації.

Поява нового масиву експериментальних даних з глибинної будови та напружено-деформованого стану літосфери Карпатського та Кримсько-Чорноморського регіонів України відкрила можливості для уточнення наших знань про її структуру та розвиток. Інтерпретація даних з глибинної будови, виконана з урахуванням напружень різного віку являє собою нетрадиційний комплекс методів та дозволяє ввести фактор часу при розгляді структури літосфери. Наведені аргументи дозволяють стверджувати, що тема роботи та запропонований синтез даних є актуальними.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Робота виконувалася у відповідності з наступними науковими темами: Тектонофізичні фактори структурного контролю магматизму платформ і щитів, стресметаморфізму порід та рудовмісних комплексів» (2011–2015), № держ. реєстрації 0111U000228; Геодинамічний розвиток літосфери України та формування і розміщення родовищ корисних копалин (2012–2016), № держ. реєстрації 0112U003044; «Проект IRG з геонаук Південного Кавказу» (2012–2017). Етап 3 (01.06.2016 – 31.12. 2016): «Уточнення етапів тектонічної еволюції Кримського півострова на основі реконструкцій палеонапруг і результатів палеомагнітного аналізу» № держ. реєстрації 0114U000938; «Тектонофізичне вивчення корових і мантийних геодинамічних процесів з метою з'ясування механізмів, що їх контролюють, і їх впливу на розміщення економічно важливих покладів корисних копалин» (2016–2020), № держ. реєстрації 01164U000133; «Роль мантийних процесів у формуванні структури земної кори і родовищ корисних копалин в Україні (2017–2021)», № держ. реєстрації 0117U000373.

Мета і завдання дослідження. Метою роботи є дослідження альпійської геодинаміки Карпатського та Кримсько-Чорноморського регіонів України на основі синтезу нових сейсмічних даних стосовно глибинної будови літосфери, субповерхнової будови осадових комплексів та напружено-деформованого стану земної кори за тектонофізичними та сейсмологічними дослідженнями.

Об'єкт дослідження – деформаційні структури мезорівня, які вимірюються в межах відслонення: тектонічні дзеркала, парагенези розривів, складки і кластичні дайки; гіпоцентри та механізми землетрусів; геологічні карти та розрізи; сейсмічні зображення та швидкісні розрізи земної кори.

Предмет дослідження – поля напружень та деформаційні режими, що визначаються за сукупністю деформаційних структур, виміряних в натурних відслоненнях, та механізмами землетрусів, а також тектонічні моделі земної

кори, які будуються на основі швидкісних моделей та хвильових зображень з урахуванням геолого-геофізичних даних.

Методи дослідження. При польових тектонофізичних дослідженнях вимірювались площинні (тектонічні дзеркала, розриви, поверхні нашарування, кластичні даки) та лінійні (борозни ковзання, шарніри складок, перетини розривів) структурні елементи. Сучасні комп'ютерні програми Stereo32, StereoNett та ін. були використані для аналізу геометричних співвідношень між елементами геологічної структури. Для опрацювання польових тектонофізичних замірів були задіяні наступні методи: структурно-парагенетичний із застосуванням моделі С. Стоянова, О. Гінтова (аналіз за парагенезами розривів) та кінематичний О. Гуценка, Ж. Анжельє (аналіз за дзеркалами ковзання). Опрацювання масивів кінематичних даних по дзеркалам ковзання здійснювалось з використанням програми Win-Tensor. Поля напружень розраховувались для кожного відслонення окремо, після чого виконувався їх аналіз за орієнтуванням осей напружень та групування. Осі стиснення (або розтягу) кожної групи виносились на карту в кожному пункті спостереження, та проводились траєкторії стиснення (розтягу), паралельні до напрямку осей.

Для сукупностей механізмів землетрусів розраховувались поля напружень та середній механізм з використанням програми Win-Tensor. Здійснювалась типізація механізмів землетрусів за орієнтуванням головних осей тензора напружень та статистичний аналіз орієнтувань нодальних площин і векторів переміщень по них. Геологічна інтерпретація швидкісних моделей і хвильових зображень виконувалась на основі синтезу сучасної геолого-геофізичної інформації. При геодинамічній інтерпретації враховувались принципи тектоніки плит та сучасні ідеї стосовно специфіки процесів в зонах континентальної колізії, до яких відносяться Карпатський та Кримсько-Чорноморський регіони.

Основні задачі, які вирішені безпосередньо дисертантом:

1. Визначення об'єктів досліджень за аналізом космознімків та геологічних карт. Польове вивчення мезоструктур: поверхонь нашарування, контактів структурно-речовинних комплексів, тектонічних дзеркал, парагенезів розривів, елементів складок, кластичних дайок та ін.

2. Розрахунок полів напружень за експериментальними даними, визначення деформаційних режимів, співставлення полів напружень зі структурами регіонального рівня та аналіз в контексті альпійської геодинаміки Карпато-Паннонського та Кримсько-Чорноморського регіонів.

3. Збір інформації по гіпоцентрам та механізмам землетрусів Закарпаття та Кримської сейсмогенної зони, аналіз їх тектонічної позиції, статистичний аналіз механізмів землетрусів, розрахунок сучасного поля напружень та середнього механізму за сукупністю механізмів землетрусів.

4. Геологічна інтерпретація сейсмічних зображень по профілю ГСЗ PANCAKE, одержаних методом міграції з урахуванням наявної геолого-геофізичної інформації.

5. Геологічна інтерпретація швидкісної моделі по профілю Севастополь–Керч, щойно одержаної при переінтерпретації матеріалів ГСЗ.

6. Аналіз геодинамічної ситуації на базі синтезу геолого-геофізичної інформації по напружено-деформованому стану, субповерхневої та глибинній будові Карпатського та Кримсько-Чорноморського регіонів України.

Наукова новизна отриманих результатів.

1. Вперше побудовано нову тектонічну модель літосфери Українських Карпат та прилеглих регіонів по профілю ГСЗ PANCAKE за інтерпретацією сейсмічних зображень, одержаних методом міграції.

- Уточнено глибину доальпійського фундаменту та виконано інтерпретацію шару зниженої швидкості під ним.

- Виявлено та проінтерпретовано нові особливості структури земної кори та розділу Мохо по профілю.

2. Вперше виявлено еволюцію напружено-деформованого стану Українських Карпат за тектонофізичними та сейсмологічними даними.

- За характером деформаційного процесу виділено дві генералізовані стадії розвитку Карпатського орогену: ранньорогенну (32–11,5 млн) та пізньорогенну (11,5–0 млн).

- Виявлено три основних поля напружень в розвитку Українських Карпат. Поле північно-східного стиску пов'язано в формуванням насувної структури прямолінійної частини Східних Карпат. Поле меридіонального стиску в північно-західній частині Карпат віддзеркалює розвиток Західних Карпат. Поле південно-західного розтягу проінтерпретовано у зв'язку з формуванням скидових розломів у фундаменті потужного Карпатського алохтону.

- З'ясовано особливості сеймотектонічного процесу в Закарпатському прогині, який відбувається в верхній корі до глибин ~ 16 км в умовах стиснення та лівої транспресії.

3. Вперше виконано геологічну інтерпретацію будови та еволюції земної кори Гірського Криму на основі щойно отриманого швидкісного розрізу по лінії Севастополь–Керч та з урахуванням іншої геолого-геофізичної інформації.

- Доведено, що земна кора Південного Криму належить до континентального типу з успадкованою субмеридіональною зональністю.

- Виявлено та проінтерпретовано високошвидкісні неоднорідності на глибинах 12–30 км та їх роль в якості концентраторів сучасної деформації стиснення.

4. Вперше відновлено час і напрямки ранньокрейдового розтягу та кайнозойського стиснення в Гірському Криму за польовими тектонофізичними даними, а також сучасний напружено-деформований стан Кримської сейсмогенної зони.

- Відновлено валанжин-альбський час і південно-західний напрямок розтягу в Гірському Криму та відповідну система конседиментаційних скидів, які продовжуються коровими скидами на північно-західному шельфі Чорного моря.

- Встановлено напрямки і час двостадійного кайнозойського стиснення в Гірському Криму, а також його зв'язок з будовою Гірського Криму та прогину Сорокіна.

- Виявлено особливості напружено-деформованого стану та сучасного колізійного процесу в межах Кримської сейсмогенної зони. В Керченсько-Таманській гілці, яка занурюється під північно-західний Кавказ до глибин 90 км відбувається підсув Східно-Чорноморської мікроплити під Скіфську плиту. У Південно-Кримській гілці з падінням зони гіпоцентрів до 50 км на південь відбувається фронтальна колізія Східно-Чорноморської мікроплити та Скіфської плити.

5. Вперше визначено вік та запропоновано механізм відкриття Чорноморської западини на основі тектонофізичних досліджень в Гірському Криму та з урахуванням іншої геолого-геофізичної інформації.

Практичне значення отриманих результатів. Робота доповнює сучасні уявлення про будову та розвиток літосфери Карпатського та Кримсько-Чорноморського регіонів України, що впливає на якість оцінки прогнозних запасів вуглеводнів. Знання умов розвитку Карпатського осадового басейну та архітектури сучасної покривно-насувної споруди дозволяє виділяти ділянки, що є перспективними в нафтогазоносному плані та обґрунтовано планувати пошукові роботи. Вивчення структури та взаємовідносин осадових комплексів Гірського Криму, який є інвертованою окраїною Чорного моря, видається інформативним стосовно перспективних нафтових систем сучасної акваторії Чорного моря. Інформація про напружено-деформований стан Українських Карпат та Кримсько-Чорноморського регіону є необхідною для прогнозування негативних екзо-

та ендегенних геологічних процесів в силу того, що сучасні поля напружень відіграють важливу роль в підготовці та проходженні землетрусів, зсувів та інших катастрофічних явищ. Орієнтація сучасних тектонічних напружень може слугувати для оцінки вірогідності рухів по відомих розломах та визначення напрямків переміщень по них. Представлений аналіз геодинамічної ситуації в Карпатському та Кримсько-Чорноморському регіонах може бути використаним при викладанні геологічних дисциплін в вузах України.

Обґрунтованість та достовірність наукових результатів забезпечується представницькою кількістю пунктів спостережень та польових замірів, застосуванням сучасних методик та програмного забезпечення при розрахунках полів напружень. Достовірність геологічної інтерпретації швидкісних розрізів та сейсмічних зображень забезпечується залученням сучасних даних з будови літосфери досліджуваних регіонів, опублікованих за останні роки в престижних європейських фахових виданнях. Висновки, зроблені за результатами авторської інтерпретації, в цілому, не суперечать сучасним уявленням про глибинну будову та еволюцію літосфери Карпатського та Кримсько-Чорноморського регіонів.

Особистий внесок здобувача. Основні наукові результати, представлені в дисертаційній роботі, одержані автором особисто і опубліковані в престижних фахових виданнях в Україні та за кордоном. За темою дисертації автором опубліковано 26 статей та 19 тез міжнародних конференцій. 18 робіт авторки увійшли у наукометричну базу SCOPUS, h-індекс дорівнює 4.

Результати тектонофізичного вивчення Гірського Криму знайшли своє відображення у працях [Гинтов и др., 2013; Муровская и др., 2014, 2015, 2018; Gobarenko et al., 2016; Hippolyte et al., 2018], де здобувач виконувала тектонофізичні дослідження, опрацьовувала результати вимірів та здійснювала геолого-тектонічну інтерпретацію результатів. В дослідженні

[Гинтов и др., 2016] здобувач проводила узагальнення полів напружень Гірського Криму в контексті еволюції Чорноморської западини. В працях [Шеремет и др., 2014; Sheremet et al., 2016a,б] дисертант приймала участь у виборі районів та проведенні геолого-структурних спостережень.

Дисертант виконувала тектонічну прив'язку гіпоцентрів та типізацію вогнищ землетрусів, статистичний аналіз нодальних площин та векторів переміщення, розрахунок поля напружень та середній механізм за сукупністю механізмів землетрусів наступних сейсмогенних зон: Загроса [Гинтов и др., 2014], Вранча [Вольфман и др., 2015], Кримсько-Кавказької [Муровская и др., 2014, 2018; Gobarenko et al., 2016], Закарпаття [Малицький та ін., 2017 а,б] та Прикарпаття [Малицький та ін., 2018].

Результати тектонофізичного вивчення Українських Карпат знайшли своє відображення у працях [Гинтов и др., 2014; Муровская и др., 2016, 2019; Малицький та ін., 2017a,б; Alokhin et al., 2018], де здобувач виконувала тектонофізичні дослідження, опрацьовувала результати вимірів та здійснювала геолого-тектонічну інтерпретацію результатів. В роботі [Nakapelukh et al., 2018] дисертант виконувала геолого-структурні спостереження та відновлення еволюції Карпатської покривно-насувної споруди за результатами побудови реставрованого розрізу та опублікованими даними низькотемпературної термохронології.

Автор приймала участь у геологічній інтерпретації сейсмічних зображень та швидкісних розрізів за профілями PANCAKE [Гинтов и др., 2014a,в; Verpakhovska et al., 2018; Амашукели и др., 2019], ГСЗ-25 [Муровская и др., 2016; Hippolyte et al., 2018], Севастополь–Керч [Yegorova et al., 2018]. В дослідженні [Муровская и др., 2018; Муровская, 2018; Амашукели и др., 2019] дисертант узагальнювала глибинну будову та геодинаміку Добруджі, як проміжної ланки між Карпатським і Кримсько-Чорноморським регіонами.

Апробація результатів дисертації. Результати, отримані на різних етапах роботи, були представлені на міжнародних нарадах та конференціях: Final Darius symposium, Paris, France, December 8–9, 2014; 4-я тектонофизическая конференция «Тектоника и актуальные вопросы наук о земле», Москва, Россия, 2016; AAPG, 19–20 May 2016, Bucharest, Romania; Geoinformatics 2016, 10–13 May, Kiev; EGU General Assembly, Vienna 2016; Third scientific conference Geophysical studies and modeling of physical fields of Earth, 13–15 October 2016, Lviv–Verkhnie Synievydne, Ukraine; Geoinformatics 2017, 15–17 May 2017, Kiev, Ukraine; «Ломоносовские чтения», Москва, МГУ, Россия, 17–19 апреля 2017; Final workshop International Research Group Project, Kiev, 25–27 October, 2017; Geoinformatics 2018, 14–17 May 2018, Kiev, Ukraine; EGU General Assembly 2018, 12 April, 2018; 17th Symposium of Tectonics, Structural Geology and Crystalline Geology, Jena 2018; EGU General Assembly, Vienna 2019; Geoinformatics 2019, 13–19 May, Kiev; AAPG, 18–19 September 2019, Batumi, Georgia.

Структура і обсяг дисертації. Дисертаційна робота викладена на 374 сторінках, складається з анотації, переліку умовних позначень, вступу, 8 розділів, загальних висновків, списку використаних джерел та 4 додатків. Робота ілюстрована 6 таблицями та 100 рисунками. Список використаних джерел містить 346 найменувань.

Подяки. Автор висловлює подяку науковому консультанту, член-кореспонденту НАН України, д-ру геол.-мін. наук, професору Олегу Борисовичу Гінтову за всебічну підтримку при виконанні роботи. Здобувач висловлює щирю подяку керівнику українсько-французького IRG-проекту, д-ру геол. наук Тамарі Петрівні Єгоровій за всебічне сприяння у роботі, французьким партнерам: Ж-К. Іпполіту та М. Соссону за плідну співпрацю, д-ру геол. наук В.І. Альохіну, канд. геол. наук М. Накапелюху та Є. Шеремет за плідні дискусії та сумісні польові дослідження.

РОЗДІЛ 1. ПОЛОЖЕННЯ КАРПАТСЬКОГО ТА КРИМСЬКО-ЧОРНОМОРСЬКОГО РЕГІОНІВ В СКЛАДІ АЛЬПІЙСЬКО-ГІМАЛАЙСЬКОГО РУХОМОГО ПОЯСУ

1.1. Загальні відомості про Альпійсько-Гімалайський рухомий пояс

Альпійсько-Гімалайський пояс – один з основних рухомих поясів Землі, який простягається на 17 тис. км від Атлантичного океану на заході до Південно-Китайського моря на сході. Положення поясу маркується широкою смугою вогнищ землетрусів (рис. 1.1).

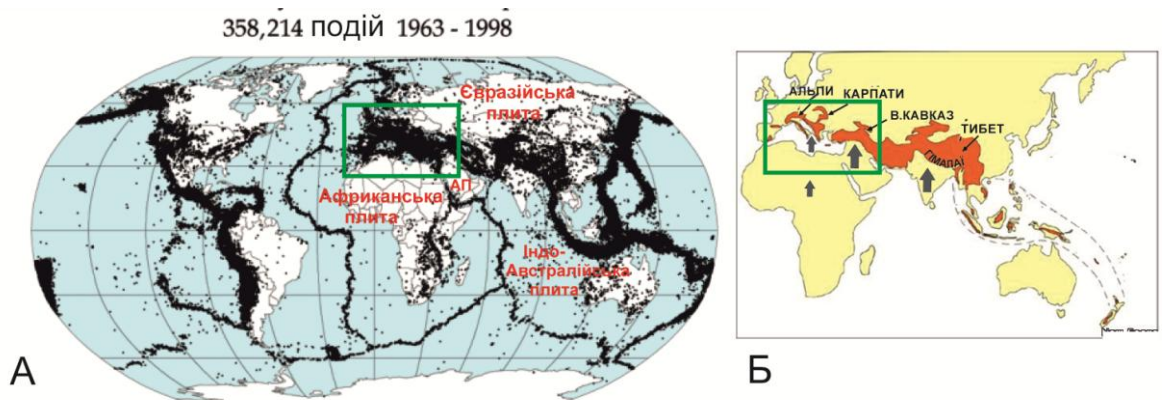


Fig. 7. Epicenter map for world earthquakes from 1963 to 1998
http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/d/db/Quake_epicenters_1963-98.png

Рис. 1.1. Положення Альпійсько-Гімалайського рухомого поясу, модифіковано за [wikipedia/commons/d/db/Quake_epicenters_1963-98](http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/d/db/Quake_epicenters_1963-98.png): А – пояс маркується епіцентрами землетрусів; Б – альпійські гірські споруди в межах поясу. Зелений прямокутник окреслює Гібралтарсько-Малокавказький сегмент поясу. Стрілки показують напрямок руху Африканської (з Адріатичним виступом), Арабської та Індійської плит.

В цілому Альпійсько-Гімалайський пояс (АГП) має субширотне простягання, характеризується нерівною формою і різною шириною в своїх окремих сегментах. Українські Карпати в складі Альпійсько-Карпатської дуги і Гірський Крим в складі Малокавказької дуги входять в Гібралтарсько-

Малокавказьку гілку пояса, розташовану між Атлантикою і Кавказом [Лобковский и др., 2004; Хаин, Ломидзе, 2005; Шевченко и др., 2014]. Гібралтарсько-Малокавказька дуга знаходиться в зоні конвергенції Євразійської та Афро-Арабської плит, фронт зіткнення яких характеризується нерівною, зубчастою формою. В місцях виступів (інденторах) створюються зони найбільшого тиску, а в проміжках між ними – області найменшого тиску, що призводить до бічного виштовхування, переміщенню і перерозподілу речовини всередині пояса [Короновский и др., 2000; Ломидзе, 2000; Лобковский и др., 2004].

Початок альпійського етапу тектогенезу відноситься до розпаду суперконтиненту Пангея в кінці пермського періоду, коли в результаті континентального рифтингу і подальшого спредингу в тріасі–юрі між Гондваною та Лавразією виник океан Неотетис [Barrier, Vrielynck, 2008]. В тріасовий час ширина океанічної плити між Гондваною та Лавразією була понад 2000 км. В пізньому тріасі розпочалась північна субдукція океанічної плити Неотетису під Євразійську континентальну плиту, яка тривала 120 млн років – до пізньої крейди [Barrier, Vrielynck, 2008; Sosson et al., 2016]. Під час субдукції відбувались складні та різноманітні події акреції, амальгамації, формування і закриття окремих суббасейнів та інші процеси [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Finetti et al., 1988; Robinson et al., 1996; Kaymakci et al., 2014; Barrier, Vrielynck, 2008; Adamia et al., 1981; Meijers et al., 2010; Okay & Nikishin, 2015].

В даний час пояс продовжує активно розвиватися в конвергентних умовах, про що свідчить інтенсивна сейсмічність та вулканізм в його межах. Конвергенція Афро-Аравійської та Євразійської плит реалізується в активних зонах субдукції Східного Середземномор'я (Апенінсько-Калабрійській, Динарсько-Егейсько-Кіпрській) і на півдні Аравійського моря [Лобковский и др., 2004; Ломидзе, 2000].

Кінематика Гібралтарсько-Малокавказького поясу за даними GPS.

Сучасні рухи тектонічних плит характеризуються векторами зміщень перманентних станцій за даними геодезичних супутникових спостережень. За даними GPS в Євразійській системі координат Африканська плита з Адріатичним виступом наближується до Євразійської плити, що прийнята за нерухому, зі швидкістю $(5-7) \pm (2-3)$ мм/рік [Vernant et al., 2010; Шевченко и др., 2014], а Аравійська плита наближається до Євразійської з істотно більшою швидкістю 18 ± 2 мм/рік [Reilinger et al., 2006; Шевченко и др., 2014].

В Паннонському сегменті поясу геодезичні пункти зміщуються від Паннонської западини в сторону суміжних Східно-Європейської та Мезійської плит з незначними швидкостями 1,5–3 мм/рік [Van der Hoeven et al., 2005]. Геодезичні пункти, розташовані в субмеридіональній частині Східних Карпат і в сусідніх частинах Передкарпатського прогину, рухаються в південно-східному і схід–південно-східному напрямках зі швидкістю 1,5–3 мм/рік, а пункти на перегині дуги від Східних до Південних Карпат і в прилеглих частинах Передкарпатського прогину рухаються в південно–південно-східному і південно-східному напрямках зі швидкістю 2–3 мм/рік. Геодезичні пункти, розташовані на межі Східних і Південних Карпат з Трансільванською западиною, характеризуються практично нульовими зміщеннями [Van der Hoeven et al., 2005; Шевченко и др., 2014].

В південній частині Анатолійсько–Малокавказького сегменту АГП швидкості пунктів GPS вказують на зміщення в північному і північ–північно-східному напрямку по відношенню до Євразії зі швидкістю 15–18 мм/рік [Vernant et al., 2004]. Далі на північ швидкості переміщень зменшуються до 8–10 мм/рік в осьової частини рухомого поясу і до 5–7 мм/рік в Аджаро-Тріалетах. У межах Великого Кавказу і Скіфської плити пункти GPS рухаються на північ з суттєво меншою швидкістю (близько 1–5 мм/рік).

В результаті зближення Євразійської та Аравійської плит Анатолійська мікроплита, що розташовується між ними і обмежена Північно-Анатолійським і Східно-Анатолійським розломами, виштовхується із зони максимального стиснення в західному напрямку зі швидкістю 15–24 мм/рік в межі Егейського сегменту поясу [Reilinger et al., 2006].

1.2. Сучасні поля напружень в межах Гібралтарсько-Малокавказького поясу

Сучасні напруження визначаються за сейсмологічними, тектонофізичними, геолого-структурними даними та вимірюваннями в свердловинах. На карті напружень Середземномор'я і Центральної Європи [Heidbach et al., 2016] узагальнено орієнтування осей сучасного максимального стиснення до глибин 40 км.

В межах Альпійсько-Карпатського сектору поясу напрямок стиснення є перпендикулярним до Адріатичного виступу Африканської платформи та передається у Пн-С напрямку у Дінаріди і далі – в Паннонську западину. На границях Адріатичного виступу домінують підкидові деформаційні режими і відбувається скорочення кори в горизонтальному напрямку за рахунок орогенезу (видовження в вертикальному напрямку). В Паннонській западині при віддаленні від індентору тип деформаційного режиму змінюється на зсувний, при збереженні його напрямку, що вказує на ротацію сегментів земної кори в горизонтальній площині. В Західних Карпатах напрямок осі стиснення змінюється на північний, а в Південних Карпатах переорієнтується на східний за [Bada et al., 2007; Heidbach et al., 2016]. В межах української частини Карпат майже не існує визначень поля напружень.

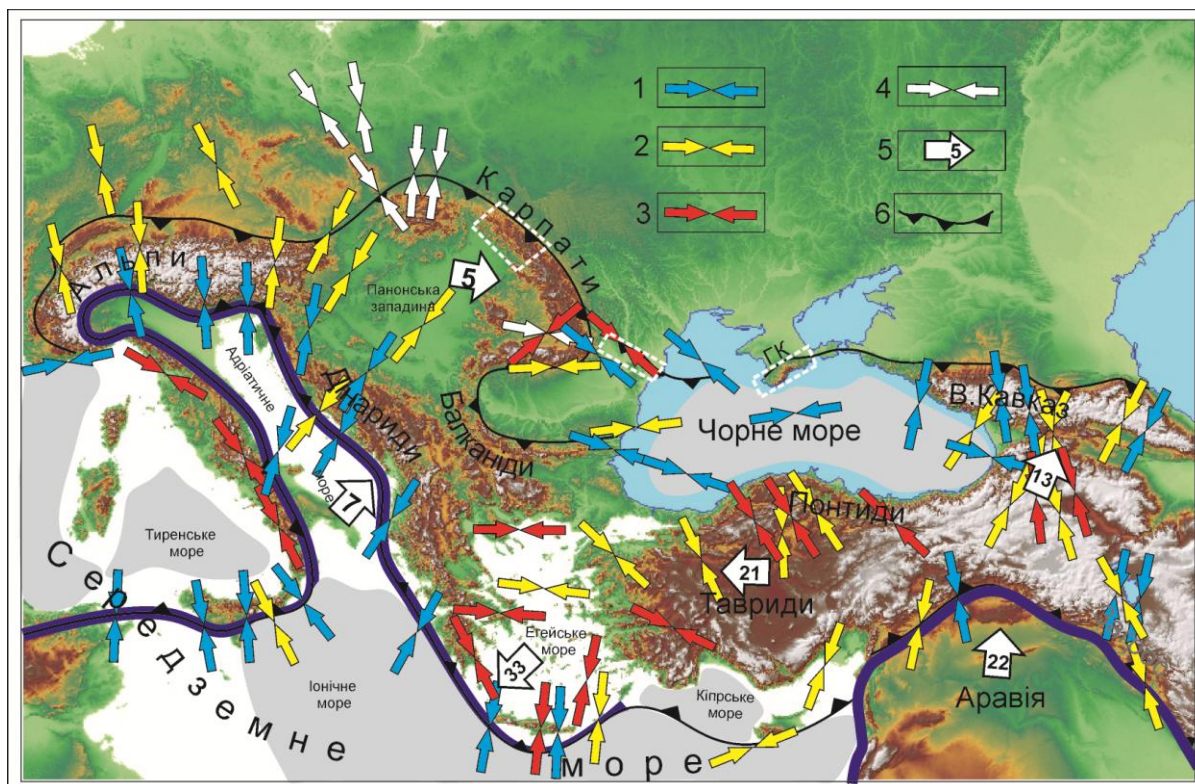


Рис. 1.2. Орієнтування горизонтальних осей стиснення сучасного поля напружень Гібралтарсько-Малокавказького поясу: 1–4 – деформаційні режими (1 – підкидовий, 2 – зсувний, 3 – скидовий, 4 – невстановлений), 5 – швидкості пунктів GPS в мм/рік, 6 – зони субдукції і колізії. Синя лінія маркує контури Адріатичного та Аравійського виступів. Білим пунктиром показані райони досліджень, які знаходяться на найбільшому віддаленні від Адріатичного та Аравійського інденсторів, в межах яких не існує визначень поля напружень. Склала Г. Муровська за [Bada et al., 2007; Паталаха и др., 2003; Шевченко и др., 2014; Heidbach et al., 2016].

В межах Малокавказького сегменту тиск від Аравійського індентору передається в Загрос, змінюючи напрямок від північного на Пн-С, та в північну частину Анатолії, де напрямок осі стиснення стає Пн-С. В межах Малокавказького блока співіснують два напрямки стиснення: Пн-С і Пн-З, що свідчить про складний, змінний у часі характер руху окремих сегментів земної кори. В східній частині Великого Кавказу осі стиснення повертають

на Пн-С, а в західній його частині змінюють напрямок на Пн-З [Heidbach et al., 2016]. На Великому Кавказі серед деформаційних режимів переважають підкидові, що пов'язано зі стисненням речовини між жорсткою Скіфською плитою та Малокавказьким блоком, який рухається їй на зустріч. Субокеанічна кора Чорноморської і Південно-Каспійської западин виступають додатковими упорами та не дозволяють речовині кори виштовхуватись в сторони із зони максимального стиснення. В межах північної окраїни Чорного моря майже не існує визначень поля напружень.

1.3. Українські Карпати в складі Карпато-Паннонського регіону: проблеми сучасної геодинаміки

Українська частина Карпат відноситься до Східних Карпат, які разом із Західними і Південними Карпатами, а також Дінарідами, формують майже замкнуте кільце навколо Паннонської западини. Особливістю українського сегменту Карпат є найвужча (<50 км) зона переходу між Паннонським басейном і Карпатами, де спостерігаються найбільші контрасти рельєфу, потужності літосфери та теплових потоків [Starostenko et al., 2013; Кутас, 2011, 2014; Dererova et al., 2006; Horvath et al., 2015]. З позиції плитної тектоніки рушійним механізмом геодинамічних процесів в Карпато-Паннонському регіоні вважається субдукція і колізія між Африканською та Євразійською плитами, особливістю якої є наявність в складі Африканської плити Адріатичного виступу, який в ролі індентора спричиняє переміщення і ротацію мікроплит в зоні субдукції та колізії [Csontos & Vörös, 2004; Bada et al., 2007]. Просування Адріатичного виступу у північному та Пн-С напрямках через систему плит та мікроплит передає кінетичну енергію Африканської плити у весь Карпато-Паннонський регіон. Центральну частину Карпато-Паннонського регіону займає Паннонський басейн (ПБ), який сформувався у Внутрішніх Карпатах в ранньому-середньому міоцені, в

той час коли фронтальна частина Карпатської насувної споруди активно розвивалась та просувалась в бік Європейської плити [Kovac et al., 1990]. ПБ з позиції плейтектоніки традиційно інтерпретується як задуговий, що сформувався під час Пд-З субдукції літосфери залишкового океанічного басейну під мікроплити Алькапа та Тісія-Дакія в наслідок прогресуючого відступу і подальшого відриву слєбу [Royden et al., 1988, 1993; Horváth et al., 1993, 2015]. За сейсмотомографічними дослідженнями і термальним моделюванням автори [Konecny et al., 2002] винайшли сліди слєбу в астеносфері під ПБ та Західними Карпатами на глибинах 300–400 км. Відрив слєбу відбувався вздовж Карпатської дуги з Пн-З на Пд-С, і на даний момент його залишки, наприклад, за думкою [Linzer et al., 1998], маркуються середньо глибокою сейсмічністю зони Вранча.

Проте стосовно будови та еволюції Карпато-Паннонського регіону існує ряд дискусійних питань. Ряд авторів вважає, що явних свідчень слєба, що занурюється під Карпатами до 400 км немає [Ren et al., 2012], як нема і слідів сутури (свідчення відмерлої зони субдукції) з падінням на Пд-З в корі та верхній мантиї на профілях ГСЗ CEL05 [Grad et al., 2006; Janik et al., 2009; Środa et al., 2010], PANCAKE [Verpakhovska et al., 2018], VRANCEA 2001 [Hauser et al., 2007], RomUrkSeis [Starostenko et al., 2019]. Співробітниками ІГФ НАН України (В.В. Гордієнко, А.В. Чекуновим, В.В. Соллогубом та ін.) була запропонована поліморфно-адвекційна гіпотеза, яка пов'язувала формування Паннонської западини та навколишніх структур Зовнішніх Карпат із глибинним енергетичним джерелом під цією западиною [Чекунов и др., 1972, 1989]. Модель двофазного розтягу в ПБ була запропонована в роботі [Huisman et al., 2001]. Перша стадія пасивного розтягу задіяла тільки земну кору та була індукована відкатом субдукуючого слєбу в Пн-С напрямку, на другій стадії в зоні розтягу відбувається підйом астеносфери та в наслідок цього відбувається активний рифтинг. Потоншення літосфери, що є більш суттєвим ніж потоншення кори [Derogova et al., 2006], високий

тепловий потік в ПБ [Pospisil et al., 2006; Кутас, 2014] та пов'язаний з розтягом лужний вулканізм [Konecny et al., 2002; Ляшкевич, 2011, 2014] інтерпретуються як аргументи на користь мантийного апвелінгу і активного рифтингу в ПБ. На думку авторів [Kovacs, Szabo, 2008; Ляшкевич, 2011, 2014] ареальний кислий вулканізм ПБ ранньої стадії (23,5 млн років) відноситься до режиму розтягу і не потребує для свого пояснення моделі субдукції, а в якості рушійної сили еволюції регіону можуть виступати мантийний потік та екструзія мантийної речовини у східному напрямку. В роботі [Koulakov et al., 2010] вважається, що процес деламінації континентальної літосфери замість океанічної субдукції пояснює присутність високошвидкісного тіла, виявленого локальною сейсмотомографією в зоні Вранча. В роботі [Ляшкевич, 2011, 2014] лужно-базальтоїдні плейстоценові вулканіти Панкардії пояснюються мантийно-плюмовими процесами. В гіпотезі гравітаційного колапсу [Gemmer, Haseeman, 2007] припускається, що сучасна тонка літосфера ПБ раніше була потовщеною та зазнала колапсу в результаті гравітаційної нестабільності. Відрив та занурення нижньої частини літосфери спровокували підйом астеносфери і латеральний мантийний потік в бік Карпат.

В роботах вітчизняних дослідників (І.М. Бубняка, О.М. Гнилка, Ю.З. Крупського, Є. І. Паталахи та співавторів) розвиваються погляди на формування Панкардії, які враховують ідеї класичної плитної тектоніки. Ідеї розшарованості літосфери та двоярусної тектоніки плит враховуються в роботах [Ступка, 2011, 2018; Медведєв, Варичев, 2000; Павлюк, Медведєв 2004; Павлюк и др., 2013; Ляшкевич, 2011, 2014]. За думкою авторів [Медведєв, Варичев, 2000] еволюцію Панкардії обумовлюють деструктивний (тріас – рання крейда) та конструктивний (пізня крейда – неоген) етапи. Пізньокрейдний-неогеновий етап стиснення в Зовнішніх Карпатах, за думкою авторів, призвів до насувоутворення у верхній корі та підсуву і нагнітання нижньої кори в бік СЕК.

Вивчення будови літосфери, розподілу сучасних та палеонапружень в українській, найменш вивченій, частині Карпат сприятиме прогресу в розумінні еволюції всього Карпато-Паннонського регіону.

1.4. Гірський Крим в складі Малокавказького сегменту Альпійсько-Гімалайського поясу: проблеми сучасної геодинаміки

Вважається, що пізньокайнозойський Кримсько-Кавказький ороген та оточуючі його прогини сформувалися в зоні віддаленого північного впливу колізії Аравійської та Євразійської літосферних плит [Паталаха и др., 2003, 2004; Гончар, 2015, 2019; Казьмин и др., 2004; Sosson et al., 2016], але механізми формування гірських споруд Кавказу і Криму, масштаби і характер відповідних тектонічних переміщень, участь або відсутність субдукції літосфери продовжують обговорюватись [Юдин, 2011; Nikishin et al., 2017; Гончар, 2015, 2019; Gobarenko et al., 2016].

За даними GPS Аравійська плита рухається в північному напрямку в бік Євразії зі швидкістю близько 18 мм/рік [Vernant et al., 2010; Шевченко и др., 2014]. Фронт колізії має форму трикутника, максимальне стиснення і відповідне йому поперечне горизонтальне скорочення реалізується по ряду насувів Великого і Малого Кавказу. На схід і захід від фронту максимального стиснення корові блоки виштовхуються в східному та західному напрямках по системі зсувних розломів, демонструючи класичний варіант бокової екструзії [Zonenshain and Le Pishon, 1986; Ломидзе, 2000; Короновский и др., 2000; Паталаха и др., 2003; Казьмин и др., 2004; Гончар, 2015]. Північний сегмент, який включає ЧМЗ і ГК та обмежується з півдня Північно-Анатолійським, а зі сходу – Північно-Східно-Анатолійським розломами характеризується невизначеною кінематикою через незначні швидкості та невизначені напрямки переміщення пунктів GPS, які присутні тільки на Пд-С узбережжі ЧМ.

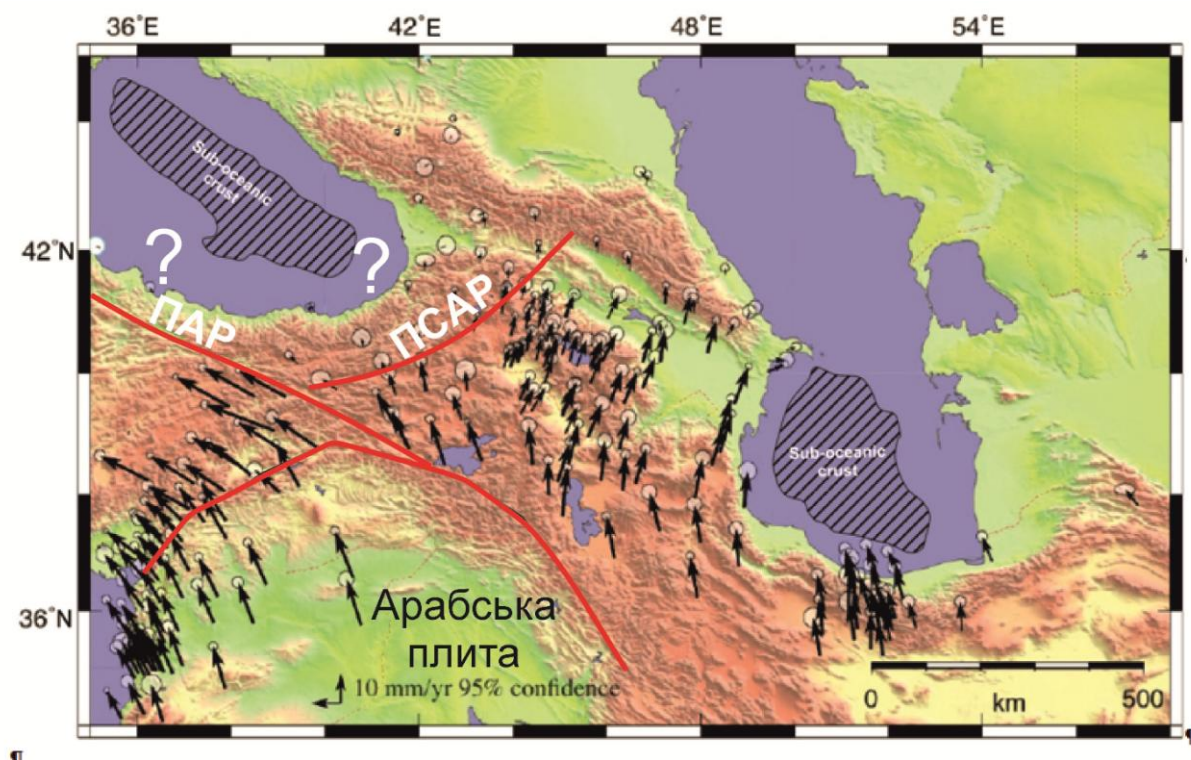


Рис. 1.3. Швидкості GPS-пунктів по відношенню до Євразії та еліпси 95 % довірчого інтервалу для Чорноморсько-Кавказького регіону, модифіковано за [Vernant et al., 2010]. ПАР – Північно-Анатолійський розлом, ПСАР – Північно-Східно-Анатолійський розлом.

Швидкості пунктів GPS на Пд-С та східному узбережжі Чорного моря (ЧМ) є незначними та недостатньо точно визначеними за напрямком (рис. 1.3), тому однозначно не відомо, яким чином північний дрейф Аравійської плити передається в Кримсько-Кавказький регіон, а також характер руху та тектонічна роль Східно-Чорноморської і Західно-Чорноморської мікроплит [Гончар, 2019]. Існує ряд ідей стосовно зазначених вище питань. Переміщення Східно-Чорноморської мікроплити в [Казьмин и др., 2004] визначається як Пн-З – косе по відношенню до Кавказького та ортогональне до Кримського узбережжя. Крім того, мікроплита повертається за годинниковою стрілкою та створює тиск на Пн-З Кавказ і Південний Крим, підсувається під них з утворенням акреційної призми з олігоцен-четвертинних відкладів прогинів Сорокіна і Туапсе. Підсув Східно-

Чорноморської мікроплити призводить до некомпенсованого підняття Пн-З Кавказу і Гірського Криму (ГК) [Казьмин и др., 2004].

Автори [Паталаха и др., 2003, 2004; Гончар, 2015, 2019] вважають, що Східно-Чорноморська коро́ва мікроплита діє як міні-індентор, тисне на південний Крим і підсувається під нього, а Західно-Чорноморська мікроплита переміщається на Пд-З у бік Егейської зони розтягу, обертаючись проти годинникової стрілки. ГК межує зі Східно-Чорноморською мікроплитою на південному сході, утворюючи компресійну границю – Південно-Кримський насувний фронт. Структурно фронту насування відповідає подошва континентального схилу, за яким в акваторії Чорного моря розташований прогин Сорокіна, олігоцен–нижньоміоценові відклади якого зім'яті в складки діапірового типу [Афанасенков и др., 2007]. Вивчення структури осадових відкладів прогину Сорокіна, глибинної будови та напружено-деформованого стану ГК і Кримської сейсмогенної зони допоможе досягти прогресу в розумінні геодинаміки Кримсько-Чорноморського регіону.

Висновки до розділу 1

Українські Карпати в складі Альпійсько-Карпатської дуги і Гірський Крим у складі Малокавказької дуги входять в західну частину Альпійсько-Гімалайського поясу, яка знаходиться в зоні конвергенції Євразійської плити (на півночі) з Африканською плитою з Адріатичним виступом (індентором) та Арабською плитою (на півдні). Українські Карпати та Гірський Крим належать до північної гілки рухомого поясу і знаходяться на найбільшому видаленні від інденторів, що впливають на Євразійську плиту через систему проміжних блоків, через що початковий імпульс інденторів послаблюється і видозмінюється. Неоднозначність інтерпретації геодинамічних процесів в УК

і ГК збільшується ще й в наслідок того, що в межах цих регіонів майже не існує пунктів GPS і визначень поля напружень.

Карпато-Паннонський регіон традиційно інтерпретується з позиції плитної тектоніки як специфічний континентальний варіант системи акреційна призма – вулканічна дуга – задуговий басейн, проте стосовно геодинаміки регіону дискусія триває. Аналіз карти сучасних напружень Середземномор'я і Центральної Європи показав, що тиск від Адріатичного виступу перерозподіляється у Дінаріди, Паннонський басейн та Карпати. Проте GPS-швидкості на границі Паннонського басейну з Зовнішніми Карпатами незначні, а їх напрямки неоднозначні.

Формування кайнозойського орогену Гірського Криму традиційно пов'язують з тиском віддаленого Аравійського індентору. Проте напрямок і швидкості переміщення Східно-Чорноморської мікроплити, яка є структуроформуючою по відношенню до Кавказько-Кримського орогену, GPS-даними не визначені. В силу цього конкретні механізми формування Гірського Криму дискутуються. Поява сучасних напрямків дослідження – тектонофізики, фішен-трек аналізу, палінспастичних реконструкцій, а також нових масивів сейсмічних та сейсмологічних даних дозволяють більш детально вивчити геодинамічний процес в зазначених регіонах.

Список використаних джерел до розділу 1

1. Афанасенков, А.П., Никишин, А.М., Обухов, А.Н. (2007). Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черномоского региона. Москва: Научный мир.
2. Гончар, В.В. (2019). Восточно-Черноморская микроплита как индентор и её орогеническое обрамление. *Геофизический журнал*, 41(1), 108–136.

3. Гончар, В.В. (2015). К обоснованию механизма латеральной экструзии земной коры Горного Крыма. *Геофизический журнал*, 37(4), 146–150.
4. Казьмин, В. Г., Лобковский, Л. И., Пустовитенко, Б. Г. (2004). Современная кинематика микроплит в Черноморско-Южно-Каспийском регионе. *Океанология*, 44(4), 600–610.
5. Короновский, Н.В., Ломидзе, М.Г., Галкин, В.А., Зайцев, В.А. (2000). Соотношение офиолитовых сутур и активных разломов к западу от Аравийского клина. *Вестн. Моск. ун-та. Геология*, (1), 13–25.
6. Кутас, Р.І. (2011). Відображення тектоніки Східних Карпат в тепловому полі. *Геодинаміка*, 11(2), 147–149.
7. Кутас, Р.І. (2014). Тепловой поток и геотермические модели коры Украинских Карпат. *Геофизический журнал*, 36(6), 3–27.
8. Лобковский, Л.И., Никишин, А.М., Хаин, В.Е. (2004). Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М: Научный мир.
9. Ломидзе, М.Г. (2000). Изгибы офиолитовых сутур и коллизионное течение горных масс к западу от Аравийского синтаксиса. *Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII Тектонического совещания* (сс. 308–311). М.: ГЕОС.
10. Ляшкевич, З. (2014). Еволюція та генезис кайнозойського вулканізму в Панкардії. *Вісник Київського національного університету. Геологія*, 66(3), 21–26.
11. Ляшкевич, З. (2011). Связь альпийского магматизма со структурно - разломной тектоникой Карпат. *Геофизический журнал*, 33(3), 144–150.
12. Медведев, А.П., Варичев, В.С. (2000). Пра-Карпаты (конструкция и деструкция). Львов.
13. Павлюк, М.І., Ляшкевич, З.М., Медведев, А.П. (2013). Українські Карпати в структурі Панкардії (магматизм і геодинаміка). *Геодинаміка*, 14(1), 45–59.

14. Паталаха, Е., Трофименко, Г., Евдошук, Н. (2004). Краевые прогибы как продукт континентальной субдукции (идентификация крупномасштабных и малых краевых прогибов). *Геолог України*, (2), 25–32.
15. Паталаха, Е.И., Гончар, В.В., Сенченков, И.К., Червинко, О. П. (2003). Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Прогноз УВ и сейсмоопасности. Киев: ПП "Екмо".
16. Ступка, О. С. (2011). Формування флішу Карпат в еволюції Тетису – новий погляд на проблему. *Геологія і корисні копалини*, 20(2), 51–62.
17. Ступка, О. (2018). «Молоді платформи» – традиційні уявлення і реальність (геодинамічний аспект). *Геодинаміка*, 24(1), 51–59.
18. Хаин, В.Е., Ломидзе, М.Л. (2004). Геотектоника с основами геодинамики. 2-е изд. Москва: Изд-во МГУ.
19. Чекунов, А.В. (1972). Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наукова думка.
20. Чекунов, А.В. (1989). Проблемы геологии Черноморской впадины. В кн: Белоусов, В.В., Вольвовский, Б. С. (Ред.). *Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря* (с. 145–160). Москва: Наука.
21. Шевченко, В.И., Лукк, А.А., Прилепин, М.Т., Рейлинджер, Р.Е. (2014). Современная геодинамика Средиземноморской-Малокавказской части Альпийско-Индонезийского подвижного пояса. *Физика земли*, 1, 40–58.
22. Юдин В.В. (2011). Геодинамика Крыма. Симферополь: Диайпи.
23. Adamia, S.A., Chkhotua, T., Kekelia, M., Lordkipanidze, M., Shavishvili, I., Zakariadze, G. (1981). Tectonics of Caucasus and adjoining regions: implications for the evolution of the Tethys ocean. *J. Struct. Geol.*, 3, 437–447.
24. Bada, G., Horváth, F., Dövényi, P., Szafián, P., Windhoffer, G., and Cloetingh, S. (2007). Present-day stress field and tectonic inversion in the

Pannonian basin. *Global and Planetary Change*, 58, 165–180. doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.01.007.

25. Barrier, E., Vrielynck, B. (2008). Palaeotectonic Map of the Middle East, Atlas of 14 Maps, Tectonosedimentary-palinspastic Maps from Late Norian to Pliocene. Paris: Commission for the Geologic Map of the World (CCMW, CCGM).

26. Csontos, L., and Vörös, A. (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210(1), 1–56.

27. Dérerová, J., Zeyen, H., Bielik, M., and Salman, K. (2006). Application of integrated geophysical modeling for determination of the continental lithospheric thermal structure in the eastern Carpathians. *Tectonics*, 25, TC3009. doi: 10.1029/2005TC001883.

28. Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M., Xuan, Z. (1988). Geophysical study of the Black Sea. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 117–118, 197–324.

29. Gemmer, L. & Hauseman, G.A. (2007). Convergence and extension driven by lithospheric gravitational instability: evolution of the Alpine-Carpathian-Pannonian system. *Geophys. J. Int.*, 168, 1276–1290. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03327.x

30. Gobarenko, V.S., Murovskaya, A.V., Yegorova, T.P., & Sheremet, E.E. (2016). Collisional processes at the northern coast of the Black Sea. *Geotectonics*, 50(4), 407—424. doi: 10.1134/S0016852116040026.

31. Grad, M., Guterch, A., Keller, G.R., Janik, T., Hegedüs, E., Vozár, J., Ślaczka, A., Tiira, T., Yliniemi, J. (2006). Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin – CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. *Journal of Geophysical Research*, 111: B03301. doi: 10.1029/2005JB003647.

32. Hauser, F., Raileanu V., Fielitz W., Dinu C., Landes M., Bala A., & Prodehl C. (2007). Seismic Crustal Structure between the Transylvanian Basin and

the Black Sea, Romania. *Tectonophysics*, 430, 1–25.
doi.org/10.1016/j.tecto.2006.10.005

33. Heidbach, O., Custodio, S., Kingdon, A., Mariucci, M.T., Montone, P., Müller, B., Pierdominici, S., Rajabi, M., Reinecker, J., Reiter, K., Tingay, M., Williams, J., Ziegler, M. (2016). Stress Map of the Mediterranean and Central Europe 2016. GFZ Data Service. doi:10.5880/WSM.Europe 2016.

34. Horváth, F. (1993). Towards a kinematic model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 226, 333–357.

35. Horváth, F., Musitz, B., Balázs, A., Véghd, A., Uhrine, A., Nádorc, A., Koroknaia, B., Papd, ,N., Tótha, T., Wórum, G. (2015). Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. *Geothermics*, 53, 328–352.
https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009

36. Huisman, R.S., Podladchikov, Y.Y., and Cloetingh, S. (2001). Dynamic modelling of the transition from passive to active rifting, application to the Pannonian Basin. *Tectonics*, 20, 1021–1039. doi: 10.1029/2001TC900010.

37. Janik, T., Grad, M., Guterch, A., & CELEBRATION 2000 Working Group. (2009). Seismic structure of the lithosphere between the East European Craton and the Carpathians from the net of CELEBRATION 2000 profiles in SE Poland. *Geol. Quart.*, 53(1), 141–158.

38. Kaymakci, N., Graham, R., Bellingham, P., Horn, B. (2014). Deep structure and tectonics of Black Sea Basin inferred from seismic data (BLACKSEA-SPAN). In: *Special Darius Publication of Final Symposium December 8-9* (pp. 70–71).

39. Kovac, M., Marko, F., and Nemcok, M. (1990). Neogene history of intramontane basins in the western part of the Carpathians. *Rivista Italiana di Paleontologia i Stratigrafia*, 96, 381–404.

40. Kovács, I., & Szabó, C. (2008). Middle Miocene volcanism in the vicinity of the Middle Hungarian Zone: Evidence for an inherited enriched mantle source. *Journal of Geodynamics*, 45, 1–17. doi: 10.1016/j.jog.2007.06.002

41. Konečný, V., Kovač, M., Lexa, J., and Šefara, J. (2002). Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: An interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. *European Geosciences Union Stephan Mueller Special Publication*, 1, 105–123. doi: 10.5194 /smsps -1 -105 -2002 .

42. Koulakov, I., Zaharia, B., Enescu, B., Radulian, M., Popa, M., Parolai, S., Zschau, J. (2010). Delamination or slab detachment beneath Vrancea: New arguments from local earthquake tomography. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11(3). doi: 10.1029/g///c002811.

43. Meijers, M.J.M., Kaymakci, N., Van Hinsbergen, D.J.J., Langereis, C.G., Stephenson, R.A., Hippolyte, J.-C. (2010). Late cretaceous to Paleocene oroclinal bending in the central Pontides (Turkey). *Tectonics*, 29, TC4016. <http://doi.org/10.1029/2009TC002620>.

44. Nikishin, A.M., Wannier, M., Alekseev, A.S., Almendiger, O.A., Fokin, P.A., Gabdullin, R.R., Khudoley, A.K., Kopaevich, L.F., Mityukov, A.V., Petrov, E.I., Rubtsova, E.V. (2017). Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. In: Sosson, M., Stephenson, R.A., Adamia, S.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Geological Society London Special Publications*, 428. doi.org/10.1144/SP428.1.

45. Okay, A.I., Nikishin, A.M. (2015). Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *Int. Geol. Rev.* doi.org/10.1080/00206814.2015. 1010609.

46. Pospíšil, L., Adam, A., Bimka, J., Bodlak, P., Bodoky, T., Dovenyi, P., Granser, H., Hegedus, E., Joo, I., Kendzera, A., Lenkey, L., Nemčok, M., Posgay, K., Pylypyshyn, B., Sedlak, J., Stanley, W.D., Starodub, G., Szalaiova, V., Šaly, B., Šutora, A., Varga, G., and Zsiros, D. (2006). Crustal and lithospheric structure of the Carpathian–Pannonian region – a geophysical perspective: Regional geophysical data on the Carpathian–Pannonian lithosphere. In: Golonka, J., and Picha, F.J. (Eds.). *The Carpathians and their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources. AAPG Memoir*, 84, 651 – 697.

47. Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, Ph., Lawrence, Sh., Ergintav, S., Carmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R. et al. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *J. Geophys. Res.*, 111, B5, B05411.

48. Ren, Y., Stuart, G.W., Houseman, G.A., Dando, B., IonescuC., Hegedus, E., Radovanovic, S., and Shen, Y. (2012). Upper mantle structures beneath the Carpathian-Pannonian region: Implications for the geodynamics of continental collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 349–350, 139–152. doi: 10.1016/j.epsl.2012.06.037.

49. Robinson, A., Rudat, J.H., Banks, C.J., Wiles, R.L.F. (1996). Petroleum geology of the Black Sea. *Mar. Petrol. Geol.*, 13, 195–223.

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

51. Sosson, M., Stephenson, R., Sheremet, Y., Rolland, Y., Adamia, S., Melkonian, R., Kangarli, T., Yegorova, T., Avagyan, A., Galoyan, G., Danelian, T., Hässig, M., Meijers, M., Müller, C., Sahakyan, L., Sadradze, N., Alania, V., Enukidze, O., Mosar, J. (2016). The Eastern Black Sea-Caucasus region during the Cretaceous: new evidence to constrain its tectonic evolution. *Compt. Rendus Geosci.*, 348, 23–32.

52. Środa, P. (2010). The bright spot in the West Carpathian upper mantle: a trace of the Tertiary plate collision and a caveat for a seismologist. *Geophys. J. Int.*, 182, 1–10. doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04595.x.

53. Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Sroda, P., Lysynchuk, D., Grad, M., Kovács, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I.M., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedűs, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T. & Tolkunov, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE

across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049–1072.

54. Starostenko, V., Janik, T., Mocanu, V., Stephenson, R., Yegorova, T., Amashukeli, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaya, A., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Okoń, J., Dragut, A., Omelchenko, V., Legostaeva, O., Gryn, D., Mechie J., & Tolkunov, A. (2017). Seismic model of the crust and upper mantle across the Eastern Carpathians – from the Apuseni Mountains to the Ukrainian Shield. *Geophysical Research Abstracts Vol. 21, EGU2019-5419-2, 2019. The General Assembly 2019 of the European Geosciences Union (EGU), 7–12 April 2019. Vienna, Austria.*

55. Van der Hoeven, A.G.A., Mocanu, V., Spakman, W., Nutto, M., Nuckelt, A., Matenco, L., Munteanu, L., Marcu, C., Ambrosius, B.A.C. (2005). Observation of present-day tectonic motion in the Southeastern Carpathians: results of the ISES/CRC461 GPS measurements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 239, 177–184.

56. Verpakhovska, A., Pylypenko, V., Yegorova, T., Murovskaya, A. (2018). Seismic image of the crust on the PANCAKE profile across the Ukrainian Carpathians from the migration method. *Journal of Geodynamics*, 121, 76-87.

57. Vernant, Ph., Fadil, A., Mourabit ,T., Ouazar, D., Koulali, A., Davila, J.M., Garate J., McClusky, J., Reilinger, R. (2010). Geodetic constraints on active tectonics of the Western Mediterranean: implication for the kinematics and dynamics of the Nubia-Eurasia plate boundary zone. *J. of Geodynamics*, 49, 123–129.

58. 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, 181–211.

РОЗДІЛ 2. МЕТОДОЛОГІЯ ДОСЛІДЖЕННЯ

Вивчення полів тектонічних напружень методами польової тектонофізики виконується на земній поверхні, проте простежування їх в межах структур великої протяжності – зон розломів і мегаблоків – дозволяє визначити регіональну складову таких полів. Першочергову роль при цьому відіграє визначення напружено-деформованого стану кори і літосфери за механізмами вогнищ землетрусів, які висвітлюють сучасні поля напружень та разом з даними польової тектонофізики дозволяють розгорнути геодинамічний процес у часі. Основні методологічні положення, які лягли в основу геодинамічної інтерпретації представлених в роботі результатів, базуються на сучасних уявленнях про геодинамічні процеси в зонах континентальної колізії, до яких відноситься Альпійсько-Гімалайський пояс.

2.1. Загальні уявлення про механізми континентальної колізії

В основі сучасних уявлень про механізм тектогенезу лежить концепція тектоніки плит, вихідним постулатом якої є поділ верхнього шару Землі на дві різко відмінні за реологічними властивостями оболонки – літосферу та астеносферу. Нова океанічна літосфера утворюється в зонах серединно-океанічних хребтів в результаті спредингу, а стара поглинається в зонах субдукції, огляд в [Хаин, 2001; Лобковский и др., 2004; Kearey et al., 2009]. У зоні континентальної колізії, якою є Альпійсько-Гімалайський пояс, відбувається ряд процесів скорочення континентальної літосфери, що не вписуються в класичні плейтектонічні уявлення [Zonenshain & Le Pishon, 1986; Хаин, 2001; Лобковский, 1988; Лобковский и др., 2004; Kearey et al., 2009]. Досить широкий і нерівномірний розподіл сейсмічності всередині АГП (рис. 1.1) свідчить про наявність тут певної кількості мікроплит, які при загальній колізії основних плит переміщуються одна відносно одної. Процеси

внутрішньо континентального орогенезу пояснюються з позиції двоярусної тектоніки плит на прикладі Індійського індентору [Лобковский, 1986; Лобковский и др., 2004]. Скорочення ширини Центрально-Азійського поясу проти Індійського індентору відбувається за рахунок скупчення і потовщення кори. При цьому літосферна мантия Індо-Австралійської плити, яка зіткнулась та тисне на Євразійську плиту, зазнає північно направленої субдукції (або підсуву), а більш пластична нижня кора – нагнітання на північ. В зоні зіткнення плит розвивається Гімалайський субдукційно-колізійний ороген. Цей процес супроводжується виділенням тепла та утворенням лінз часткового плавлення, що спричиняє додаткове здіймання орогену. В досить широкій зоні конвергенції основних плит знаходиться ряд мікроплит, які розглядаються як корові або верхньокорові, а верхня кора зміщується по нижній корі підвищеної пластичності [Лобковский, 1988; Лобковский и др., 2004].

В останні десятиріччя надзвичайно збільшився інтерес до вивчення зсувних зон у зв'язку з фундаментальними і прикладними дослідженнями, наприклад [Walles, 1951; Гінтов, 2005; Тевелев, 2012; Kearey et al., 2009]. Вивчення зсувних розломів вилилося в окремий напрямок – зсувну тектоніку, яка вивчає тектонічні структури і процеси в зонах горизонтального переміщення в земній корі та літосфері. Вивчення великих зсувів дозволило встановити характерні структурні малюнки, які віддзеркалюють їх кінематику. Зсувні розломи грають особливо важливу роль в зонах континентальної колізії, де всі відносні переміщення плит зазвичай є косими по відношенню до границь між ними та мають зсувну компоненту переміщення [Гинтов, 2005; Тевелев, 2012].

Складовою частиною зсувної тектоніки є інденторна тектоніка, яка описує процеси у форланді виступу (індентору) в обстановці континентальної колізії. Міцна літосфера індентора залишається відносно недеформованою, в той час як літосфера «приймаючої» плити деформується

за рахунок бічних переміщень як на контакті з індентором, так і у внутрішніх областях. Одним із проявів інденторної тектоніки є колізійна система Аравійського індентора та Євразійської плити [Ломидзе, 2000], а в роботах [Паталаха и др., 2003; Гончар, 2015, 2019] в якості індентора розглядається Пн-3 вузький край Східно-Чорноморської мікроплити, який пояснює тектоніку Гірського Криму та оточуючих прогинів.

Узагальнюючи вищесказане, можна виділити наступні основні моменти геодинамічних процесів в Альпійсько-Гімалайському поясі. 1) Континентальна літосфера характеризується реологічним розшаруванням як в розрізі, так і по латералі. Континентальні плити містять в собі ослаблені зони на місці давніх сутур та рифтових систем, уздовж яких і концентруються внутрішньоплитні деформації. 2) Скорочення континентальної літосфери в зоні колізії відбувається за рахунок субдукції (підсуву) континентальної літосфери, обдукції океанічної кори, бокового виштовхування по зсувним розломам, скупчення і потовщення кори та ін. 3) Для пояснення процесів в зоні конвергенції між краями основних плит широко залучається зсувна тектоніка та інденторний механізм.

2.2. Методи обробки польових тектонофізичних даних

Методологія польової тектонофізики ґрунтується на застосуванні двох груп методів – структурно-парагенетичного та кінематичного, в яких використовуються принципи руйнування або пластичної деформації гірських масивів відповідно.

2.2.1. Структурно-парагенетичний метод тектонофізики

Структурно-парагенетичний метод базується на вивченні геометричних співвідношень між розривами, які виникають в ході єдиного деформаційного

процесу. Структурні малюнки дозволяють відновлювати положення головних осей тензора напруження відповідно до прийнятої тектонофізичної моделі. Сукупність методів структурного аналізу бере початок від робіт [Anderson, 1951; Гзовский, 1954], в яких було запропоновано пов'язувати простягання сколових розривів з орієнтацією головних осей тензора напруги на основі положень механіки руйнування. Ці положення спираються на експериментальні дані, отримані під час деформування та руйнування зразків гірських порід і описуються феноменологічної теорією міцності Кулона–Мора. Утворення нового розриву зв'язується з площиною сколювання, де співвідношення між дотичними і нормальними напруженнями є оптимальними.

Значний вклад у розвиток модифікацій методу, а також втілення його у тектонофізичні дослідження протягом XIX–XX ст. зробили: Е.М. Андерсон, В. Рідель, В.В. Белоусов, М.В. Гзовський, Г. Клоос, М.К. Хубберт, Д.С. Чаленко, А. Скемптон, С.С. Стоянов, В.Б. Кобилянський, В.Н. Данилович, П.Н. Ніколаєв, В.Д. Парфьонов, Л.М. Расцветаєв, С.І. Шерман, Ю.І. Дніпровський, К.Ж. Семінський, С.А. Борняков, О.Б. Гінтов, Л.А. Сім, Ю.Л. Ребецький, Н.С.Фролова та ін. При тектонофізичних дослідженнях у дисертаційній роботі була використана тектонофізична модель С. Стоянова – О. Гінтова для I–II рівнів глибинності [Гинтов, 2005].

Найпоширенішими в природних відслоненнях розривами, що відповідають представлений моделі, є сполучені сколи Ріделя R і R', гострий кут між якими становить $\theta = 50\text{--}70^\circ$ (рис. 2.1, а). В загальній фазі деформації після сколів Ріделя виникають L- та L'-сколи, кут між якими становить $\theta = 85\text{--}90^\circ$. L- і L'-сколи є субпаралельними площинам максимальних дотичних напружень $\tau_{\max}$ та формують лінійні зони зсуву під кутом 45° до головних осей. На відміну від L- і L'-сколів, R і R'- сколи складають кут менший ніж 45° до осі стиснення σ_1 , що пояснюється впливом нормального напруження

σ_n на площині майбутньої тріщини на дотичне напруження τ , необхідне для формування тріщин. Зв'язок τ і σ_n – описується феноменологічним законом Кулона – Мора:

$$\tau = \tau_0 + q \sigma_n,$$

де τ – дотичне напруження на площині тріщини; τ_0 – напруження спокою, яке не залежить від вибраного напрямку; q – коефіцієнт внутрішнього тертя; σ_n – нормальне напруження.

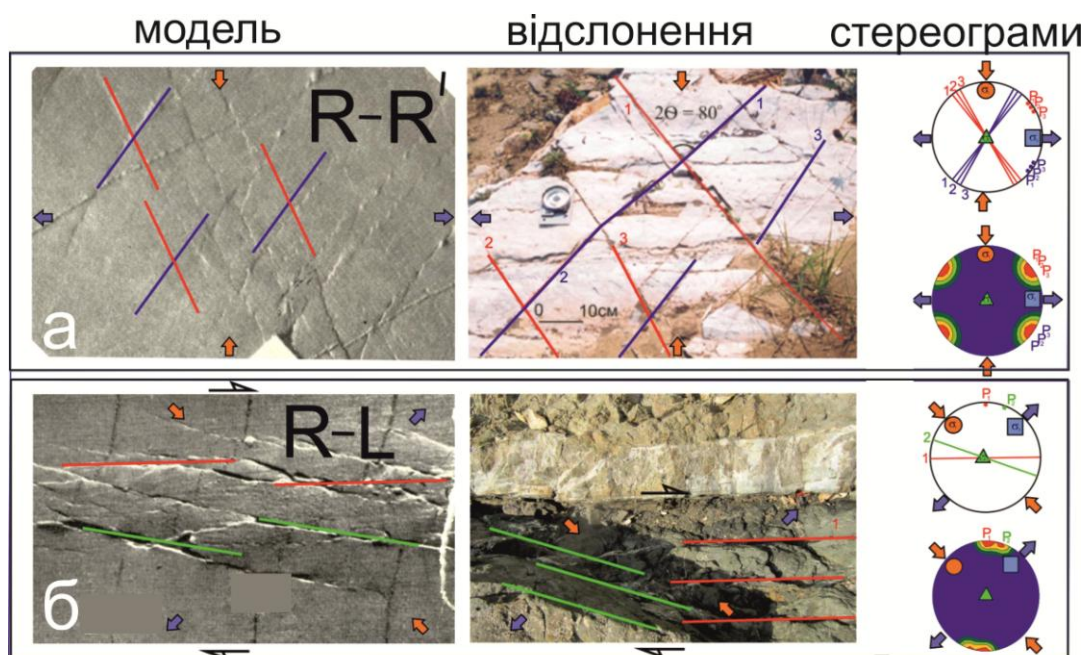


Рис. 2.1. Геометричне визначення головних осей тензора напруження: а – сполучені сколи Ріделя R і R', гострий кут між якими становить $\theta = 50-70^\circ$; б – парагенези L–R (L'–R') сколів з кутом $10-20^\circ$. Склала Г. Муровська.

У полі часто спостерігаються комбінації: L–R (L'–R') сколів, кут між якими становить $10-20^\circ$, або L–R' (L'–R) сколів з кутом $70-85^\circ$.

Польові вимірювання та їх обробка. Основними даними, необхідними для опрацювання систем розривів, є їх елементи залягання: азимути падіння α та кути падіння β . Кількість замірів розривів у кожному відслоненні становить від 50 до 100, що формує статистично достовірну вибірку. Елементи залягання

будь-яких тріщин, крім тріщин висихання та тріщин окремоті, вказують на статистично закономірний зв'язок з регіональними і планетарними полями напружень у земній корі [Гінтов, 2005]. Важливим під час аналізу тріщинуватості є виявлення та врахування наступних особливостей: (1) перетин системами тріщин одного або декількох шарів; (2) вертикальна протяжність тріщин та наявність видимих зміщень; (3) переважаючі парагенезиси тріщин за характерною ромбічною чи паралелепіпедальною сіткою; (4) розміри, форму, розкритість, мінеральне виповнення, взаємозв'язок із структурами. По відношенню до площини нашарування гірських порід виділяють нормально січні та косі групи тріщин. Нормально січні тріщини утворюються ще тоді, коли пласти порід знаходяться у горизонтальному положенні. В процесі деформування поверхня нашарування разом у існуючими тріщинами змінює своє початкове положення.

Для опрацювання замірів тріщинуватості була використана програма Stereo32 [Roller, Trepmann, 2011], яка дозволяє відображати лінійні і площинні елементи на сітці Вульфа, що є проекцією нижньої або верхньої півсфери на горизонтальну площину, будувати стереограми полюсів тріщин та ізоліній концентрації полюсів тріщин (контурні діаграми). Програма Stereo32 дозволяє розраховувати кути між лінійними та площинними елементами і повертати полюси тріщин до їх первинного положення, коли пласти залягали горизонтально. Аналіз геометричних співвідношень між полюсами тріщин з урахуванням тектонофізичної моделі дозволяє визначити напрями головних осей тензора напружень σ_1 , σ_2 , σ_3 .

2.2.2. Кінематичний метод тектонофізики

Кінематичний метод вивчає тектонічні дзеркала в борознах ковзання та базується на принципах дислокаційної теорії пластичності. Засновниками кінематичного методу є О.І. Гущенко [Гущенко, 1979] та Ж. Анжельє

[Angelier, 1984, 2002]. Великий вклад у розробку, вдосконалення та впровадження методу в тектонофізичні і сейсмологічні дослідження зробили: С.Б. Батдорф, Б.К. Будянский, Д.П. Маккензі, Л.А. Сім, В.А. Кузнецов, В.А. Корчемагін, Ю.Л. Ребецький, О.Б. Гінтов, А.О. Мострюков та ін. Детальний огляд сучасних модифікацій методу зроблено в [Гинтов, 2005; Ребецкий, 2007, Ребецкий и др., 2017].

Принципи кінематичного методу за [Гущенко, 1979] наступні: (1) Якщо масив гірських порід знаходиться в полі напруження, то деформації, які існують в ньому, відбуваються через зміщення по різно орієнтованих розривах, площинах нашарування та інших ослаблених зонах з утворенням штрихів ковзання на поверхнях, відшліфованих тертям – дзеркалах ковзання. Штрихи ковзання відображають наймолодші зсувні тектонічні переміщення. За ними можна ідентифікувати останнє наймолодше поле напружень, що існувало в гірському масиві на завершальному етапі активізації. (2) Наявність певної кількості різно орієнтованих дзеркал ковзання зі штрихами, що вказують на напрямки відносних переміщень їх крил дає можливість вирішити обернену задачу: визначити орієнтацію головних осей нормальних напружень σ_1 , σ_2 , σ_3 та тип напруженого стану або параметр Лоде–Надаї, який дорівнює $\mu_{\sigma} = (2\sigma_2 - \sigma_1 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$.

В польових умовах вимірюються наступні кінематичні дані: азимут та кут падіння дзеркала ковзання, азимут та кут падіння штрихів ковзання і кінематичний тип переміщення: підкид, скид, правий чи лівий зсув. О.І. Гущенко запропонував графічний спосіб побудови дзеркал ковзання та вирішення оберненої задачі кінематичного методу. На даний момент розрахунок тензора напружень здійснюється за допомогою комп'ютерних програм, проте графічні побудови дозволяють зрозуміти суть методу. За елементами залягання дзеркала ковзання на стереографічній проекції будується площина та її полюс, що є точкою виходу на верхню півсферу нормалі до площини дзеркала (рис. 2.2).

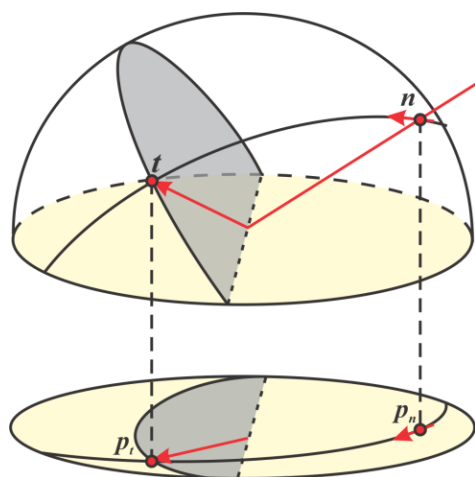


Рис. 2.2. Принцип графічного зображення тектонічного дзеркала (круговий сектор сірого кольору) з борозною ковзання (червона стрілка) на стереограмі, що є проекцією верхньої півсфери на горизонтальну площину; p_n – полюс дзеркала; p_t – точка виходу штрихів на поверхню верхньої півсфери.

На площині ковзання відображається положення штрихів і стрілкою вказується напрям переміщення висячого крила. Через полюс тріщини p_n і точку p_t виходу штрихів на поверхню верхньої півсфери проводиться дуга великого кола. У точці p_n будується вектор, що є дотичним до дуги великого кола та має напрям, аналогічний до напрямку переміщення на площині дзеркала. На (рис. 2.3, б) на верхню півсферу сітки Вульфа нанесені дані по 2 дзеркала ковзання та відповідні (розраховані) чорні квадранти стиснення і білі квадранти розтягу.

Накладення цих квадрантів один на одний дає можливість виділити ділянки, у яких знаходяться осі стиснення (σ_1) та (σ_3), що задовольняють обом дзеркалам. Аналогічним чином знаходяться сегменти стиснення та розтягу, загальні для всіх тектонічних дзеркал, задіяних у розрахунок. Для вибраного положення головних осей стиснення та розтягу визначається параметр $\mu_\sigma = (2\sigma_2 - \sigma_1 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. Для цього знаходяться кути між осями σ_1 , σ_2 і σ_3 та полюсами P_n , P_t і P_m . Направляючі косинуси (n_1, n_2, n_3) ; (t_1, t_2, t_3) та (m_1, m_2, m_3) ліній полюсів P_n , P_t і P_m в системі координат головних

нормальних напружень дозволяють провести розрахунок $\mu_\sigma = \frac{n_1 m_1 - n_3 m_3}{n_1 m_1 + n_3 m_3}$.

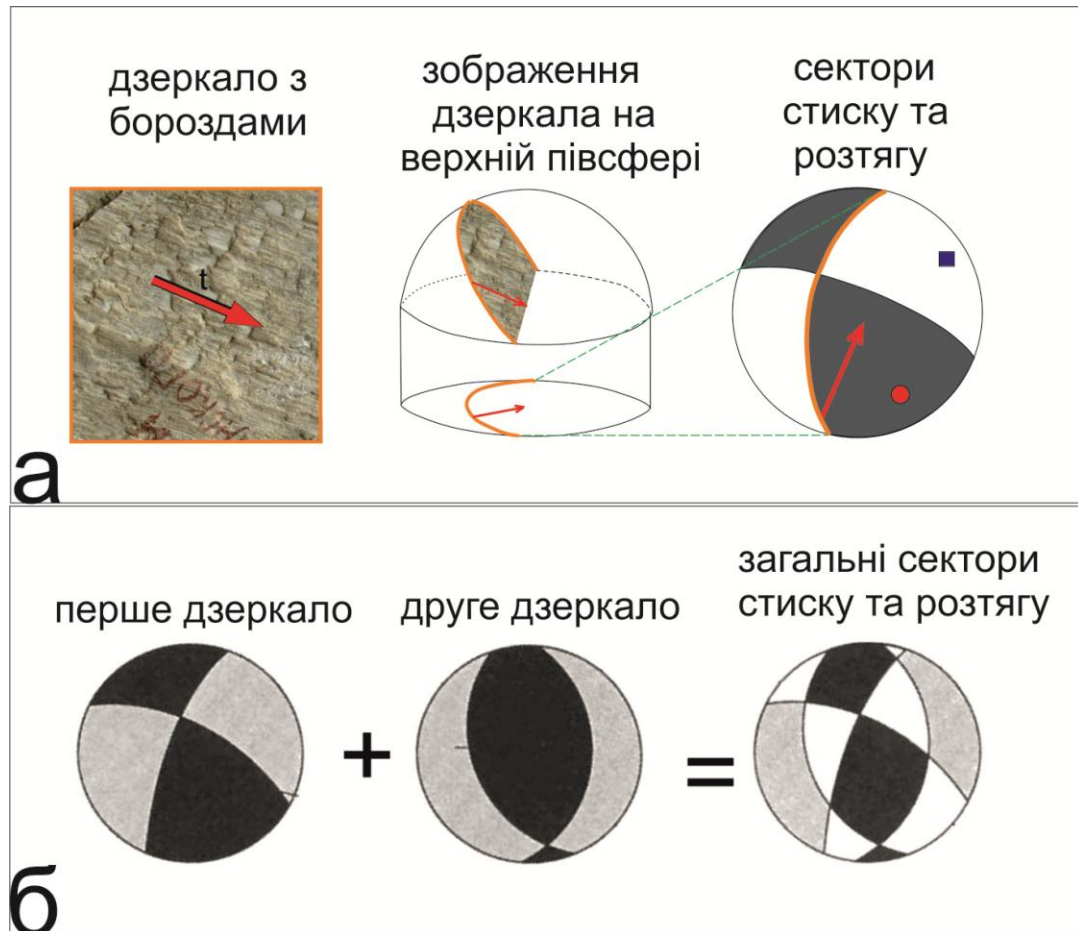


Рис. 2.3 Принципи розрахунку головних осей тензора напружень кінематичним методом: а – визначення секторів стиску та розтягу для одного тектонічного дзеркала з борознами ковзання. Червона стрілка демонструє напрямок переміщення висячого крила розриву. Для кожного дзеркала визначаються сектори стиску та розтягу, які обмежують положення осей стиску та розтягу; б – визначення загальних для двох тектонічних дзеркал секторів стиску та розтягу.

Параметр μ_σ змінюється від -1 до 1 та характеризує відносні значення головних нормальних напружень. Для одноосного розтягу ($\sigma_2 = \sigma_1$): $\mu_\sigma = 1$; для одноосного стиснення ($\sigma_2 = \sigma_3$): $\mu_\sigma = -1$, для зсувного режиму $\sigma_2 = (\sigma_1 + \sigma_3) / 2$, $\mu_\sigma = 0$.

В даній роботі польові заміри дзеркал ковзання і механізми землетрусів були опрацьовані та проінтерпретовані за допомогою програми Win-Tensor [Devlaux, Sperner, 2003], що реконструює поле напружень для сукупності дзеркал ковзання методами правої дігетри та Р-Т осей (рис. 2.4).

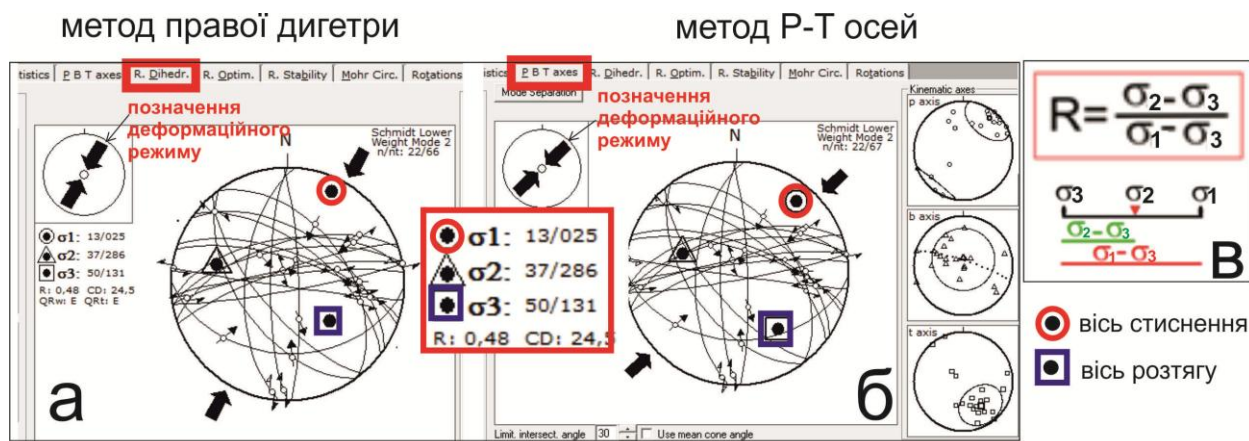


Рис. 2.4. Інтерфейс програми Win-Tensor: а – визначення головних осей напруження та коефіцієнта R методом правої дігетри; б – визначення головних осей напруження методом Р-Т осей; в – формула для визначення коефіцієнта R та графічна ілюстрація його змісту.

В результаті опрацювання кінематичних даних отримуємо стереограму дзеркал ковзання з напрямками переміщень, положенням осей головних напружень σ_1 σ_2 σ_3 , коефіцієнтом форми тензора напруження $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ та типом напружено-деформованого стану. Коефіцієнт форми R використовується для визначення типу напруженого стану, як і коефіцієнт Лоде–Надаї μ_σ . Перерахунок одного коефіцієнта у інший виконується за рівнянням $\mu_\sigma = 2R - 1$. Для одноосного розтягу ($\sigma_2 = \sigma_1$): $\mu_\sigma = 1$, $R = 1$; для одноосного стиснення ($\sigma_2 = \sigma_3$): $\mu_\sigma = -1$, $R = 0$, для зсувного режиму $\sigma_2 = (\sigma_1 + \sigma_3) / 2$, $\mu_\sigma = 0$, $R = 0,5$. Програма Win-Tensor дає можливість розділяти дзеркала ковзання на окремі групи, що відповідають різним полям напруження.

Приклад загальної та розділених стереограм дзеркал ковзання за допомогою кінематичного аналізу наведений на рис. 2.5.

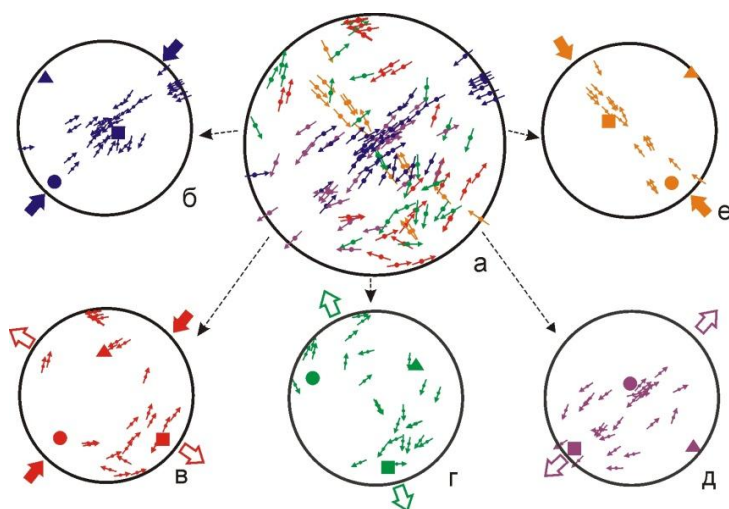


Рис. 2.5. Приклад з загальною (а) та розділеними (б–е) стереограмами дзеркал ковзання з векторами переміщення за допомогою програми Win-Tensor.

У даній роботі поле (або кілька полів) напружень визначалося для кожного відслонення окремо. У разі наявності кількох генерацій борозен ковзання на одному тектонічному дзеркалі безпосередньо на відслонення визначалась послідовність виникнення цих борозен за ознаками їх перекриття та затертості. Наступний етап полягав у виявленні статистичних закономірностей в орієнтуванні і просторовому розподілі полів напружень та деформаційних режимів, для чого здійснювався статистичний аналіз орієнтувань діючих осей напружень. Також проводилося зіставлення орієнтувань полів напружень з регіональними розломами для визначення кінематики останніх в кожному з полів. На третьому етапі здійснювалась інтерпретація отриманих результатів і визначення послідовності деформації в контексті регіональної тектоніки.

2.3. Методи обробки та інтерпретації механізмів вогнищ землетрусів

Аналіз вогнищ землетрусів в комплексі з польовими тектонофізичними даними дозволяє вивчати сучасний напружено-деформований стан земної кори. Спільна інтерпретація матеріалів польової тектонофізики і сейсмології (механізмів вогнищ землетрусів) має в українській геофізиці багатий досвід. Вона ефективно використана при вивченні Кримської сейсмогенної зони [Gobarenko et al., 2016; Муровская и др., 2018], зони Вранча [Гинтов и др., 2014 б], Загроса [Вольфман и др., 2014а], Закарпаття [Малицький та ін., 2017, 2018]. Головним чином, це пов'язано з тим, що вікові співвідношення відновлених тектонофізичними методами полів напружень складно оцінити лише на підставі польових спостережень. Тому для прив'язки їх за часом важливим є співставлення полів напружень, отриманих за тектонофізичними дослідженнями і за механізмами вогнищ сучасних землетрусів. З іншого боку, у добре відслонених регіонах поля напружень, визначені тектонофізичними методами, мають більшу детальність і охоплюють більшу територію, ніж мережа епіцентрів землетрусів, що дозволяє отримати картину площинного розподілу напружень.

2.3.1. Поняття механізму вогнища землетрусу

Процеси в очаговій зоні землетрусу пов'язані з накопиченням в середовищі пружної деформації і її переходом в непружну в результаті розриву суцільності середовища. Механізм вогнища землетрусу відображає просторову орієнтацію осей головних напружень, можливих площин розривів і напрямків переміщень в епіцентрі землетрусу [Балакина и др., 1972; Воронина, 2004; Ребецкий, 2007; Ребецкий и др., 2017]. Механізм вогнища землетрусу зображується сферою одиничного радіуса з центром у

вогнищі. Механізм показує орієнтацію нодальних площин та головних осей напружень розтягу і стиснення (кінематичні Р- і Т-осі), під дією яких і відбувається переміщення. Оскільки механізм вогнища оцінюється ретроспективно, то вісь стиснення Р знаходиться в квадраті мінусів, а вісь розтягування Т – в квадраті плюсів [Балакина и др., 1972; Ребецкий, 2007, Ребецкий и др., 2017].

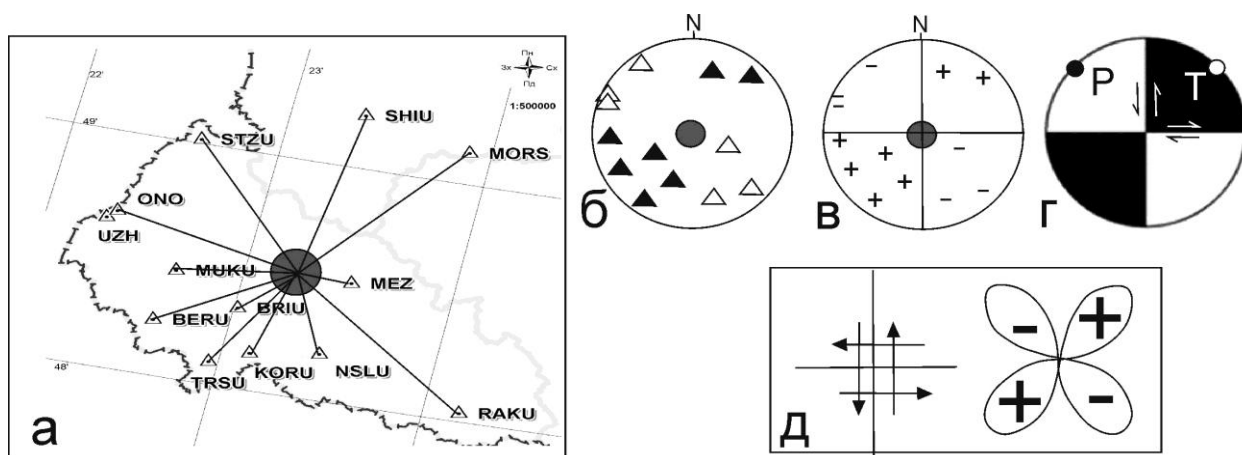


Рис. 2.6. Принцип побудови механізму вогнища землетрусу на прикладі закарпатської мережі станцій: а – станції (трикутники) і епіцентр землетрусу; б – зображення станцій (трикутники, чорні відповідають поширенню Р-хвилі від станції, білі – на станцію) і гіпоцентра (коло) на проекції фокальної сфери; в – розподіл знаків перших вступів і нодальні площини, що їх розділяють; г – механізм вогнища землетрусу з квадрантами стиснення (чорні сектори) і розтягу (білі сектори), Т-осями стиснення і Р-осями розтягу та напрямками переміщення (стрілки) по нодальним площинам, що розділяють сектори стиснення і розтягу; д – силова модель вогнища землетрусу – подвійна пара сил і діаграма спрямованості для Р-хвиль.

Вперше професор Сіда з університету м. Кіото виявила, що на станціях, розташованих по різні боки від епіцентру землетрусу, перші імпульси на сейсмограмах показують або спрямованість першого вступу Р-

хвилі від вогнища (плюс), або до вогнища (мінус). Принцип квадрантного розподілу знаків перших вступів і побудови механізму вогнища показаний на прикладі закарпатської мережі станцій (рис. 8, а-г). В якості вхідної інформації для побудови механізму вогнища використовуються знаки перших вступів поздовжніх Р-хвиль. Розподіл позитивних (+) і негативних (-) імпульсів дозволяє провести дві перпендикулярні нодальної лінії, що відокремлюють області розтягу від областей стиснення.

Щоб пояснити квадранний розподіл полярності перших вступів сейсмічних хвиль було запропоновано кілька теоретичних моделей вогнища з різними системами сил, що діють в точковому джерелі. Численні роботи показали, що джерело типу подвійного диполя (подвійна сила) найкращим чином задовольняє даним спостережень (рис. 2.6, д).

2.3.2. Типізація механізмів землетрусів

Е.М. Андерсон [Anderson, 1951] на великому масиві польових спостережень зон розломів одним із перших дослідив, що для верхньої частини земної кори одне з головних напружень є практично вертикальним, а два інших – горизонтальними та визначив скидовий, зсувний та підкидовий типи розривів. На сьогоднішній день така типізація є загальноприйнятою та застосовується не тільки розломів, що спостерігаються за геологічними даними, а і для механізмів вогнищ землетрусів, в яких нодальні площини інтерпретуються як розриви суцільності середовища в зоні джерела. Залежно від орієнтування кінематичних (Р, Т, М) осей, як прийнято в сейсмологічній практиці, або осей напружень, як прийнято в тектонофізичній практиці, в даній роботі механізми розділяються на 4 групи, які відповідають підкидовому, зсувному, скидовому та покривному (або скидо-підкидовому) деформаційним режимам (рис. 2.7).

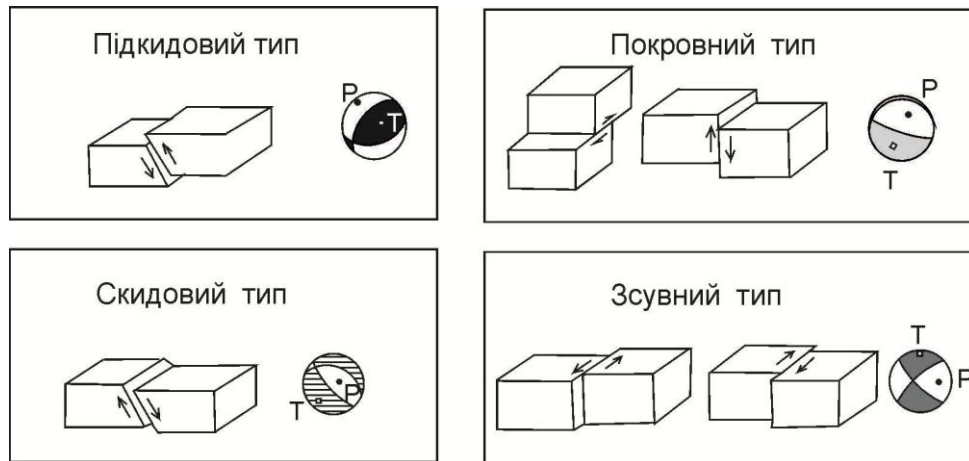


Рис. 2.7. Типізація механізмів вогнищ землетрусів та порівняння їх з кінематичними типами розломів.

Підкидовий режим характеризується субвертикальним напрямком осі розтягу (або мінімального стиснення) σ_3 , зсувний – таким же положенням проміжної осі σ_2 , а для скидового режиму субвертикальною є вісь стиснення (або максимального стиснення) σ_1 . Віднесення реального механізму до підкидового, зсувного та скидового режимів є правомірним при відхиленні осі (σ_1 , σ_2 , σ_3 відповідно) від вертикалі на кут не більше 45° . Скидово-підкидовий режим визначено в [Гущенко, 1979] як такий, що характеризується орієнтуванням осей стиснення і розтягування під кутом 45° до горизонтальної площини. Одна нодальна площина в механізмах даного типу орієнтована вертикально, а друга горизонтально. Аналогічне поле напруг реконструйовано для субгоризонтальної зони розривів в сарматських вапняках на Керченському півострові та названо «пов'язаним з переміщеннями по горизонтальній площині» [Гинтов, 2005]. В підручнику [Воронина, 2004] такий механізм називається «взрез». Для стислості та щоб підкреслити значення горизонтальної складової переміщення ми назвали таке поле покривним за [Паталаха и др., 2003] (рис. 2.7).

2.3.3. Реконструкція полів напружень за сукупністю механізмів вогнищ землетрусів

На сьогоднішній день існує ряд методів для визначення поля напружень через фокальні механізми [Гущенко, 1979; Zobak, 1992; Angelier, 2002; Devlaux, Sperner, 2003; Ребецкий, 2007; Ребецкий и др., 2017; Vavrychuk, 2014], огляд яких представлено в [Maury et al., 2013; Ребецкий, 2007; Ребецкий и др., 2017]. Ці методи поділяються на дві групи, одна з яких базується на принципах кінематичного методу, викладеного в попередньому підрозділі і спирається на припущення: (1) тектонічне напруження є однорідним в досліджуваному регіоні, (2) землетруси відбуваються в існуючих розломах з різною орієнтацією, (3) вектор переміщення по площині розриву спрямований у напрямку дотичного напруження на ній.

Друга група методів за своїм основним принципом повертає нас до підходу Л.М. Балакіної [Балакина и др., 1972; Zoback, 1992], який ґрунтується на гіпотезі про те, що нодальні площини збігаються з площинами максимальних дотичних напружень. Метод Р-Т осей, імплементований в програму Win-Tenzor також відноситься до цієї категорії методів. В огляді [Ребецкий, 2007; Ребецкий и др., 2017] метод Р-Т осей відповідає методу квазіголовних напруг В.Д. Парфьонова. Відмінність методу В.Д. Парфьонова від методу [Zoback, 1992] полягає в тому, що для визначення головних осей напружень використовуються не поодинокі землетруси, а їх сукупності [Ребецкий и др., 2007, 2017]. Згідно з методом Р-Т осей для кожного механізму на стереографічній проекції будуються осі Р і Т. Ці осі називаються осями квазіголовних напружень. Далі центрам областей з осями Р і Т присвоюється положення осей головних напружень.

У якості прикладу наведемо роботу [Малицький та ін., 2017], де застосовано два методи визначення поля напруження за фокальними механізмами. Один із них – це метод Майкла, розвинений в роботі Вавричука

[Vavrychuk, 2014], що базується на гіпотезі Волеса–Бота. Другий метод базується на аналізі орієнтувань Р-Т осей, а розрахунок поля напружень здійснюється із використанням програми Win-Tensor (рис. 2.8). Обидва методи показують досить близькі результати та реконструюють поля стиснення із субгоризонтальним положенням вісі стиснення, проте орієнтація осей стиснення для двох методів відрізняється на 35° .

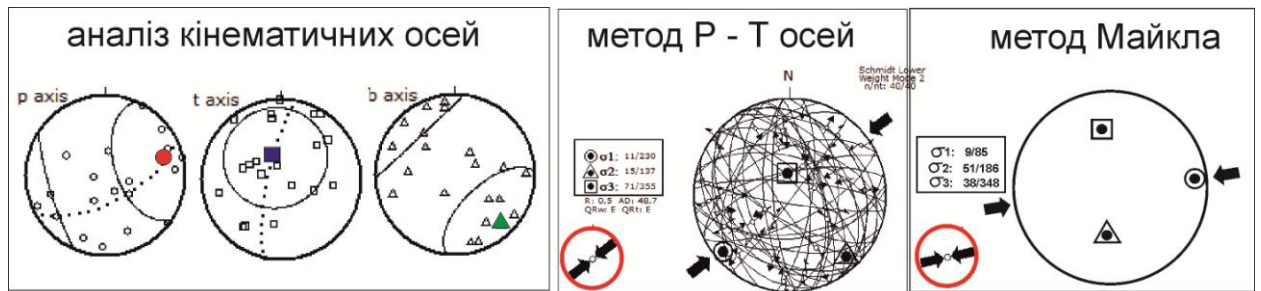


Рис. 2.8. Визначення регіонального поля напруження за 21 механізмом землетрусів в межах Закарпаття двома методами: Р-Т-осей та Майкла за [Малицький та ін., 2017].

Метод розрахунку тензора середнього механізму обговорюється в [Ребецкий, 2007]. Пропонується, що тензор середнього механізму є подібним до тензора швидкості квазіпластичних деформацій. Метод реконструкції тензора приросту (швидкості) сейсмотектонічних деформацій спирається на уявлення теорії квазіпластичних деформацій гірських порід, що здійснюються за рахунок переміщень по сукупності поверхонь зниженої міцності [Ребецкий, 2007].

Висновки до розділу 2

Огляд сучасних уявлень стосовно геодинамічних процесів в зонах континентальної колізії, до яких відноситься Альпійсько-Гімалайський пояс,

дозволив виділити основні методологічні положення, які лягли в основу геодинамічної інтерпретації представлених в роботі результатів: (1) Континентальна літосфера характеризується реологічним розшаруванням як в розрізі, так і за латераллю. Континентальні плити містять в собі ослаблені зони на місці давніх сутур і рифтових систем, уздовж яких і концентруються внутрішньо плитні деформації; (2) Скорочення континентальної літосфери, що має місце в зоні колізії, відбувається за рахунок субдукції континентальної літосфери, обдукції океанічної кори, бокового виштовхування по зсувним розломам, розклинювання, скупчення і потовщення кори та ін.; (3) Для пояснення процесів в широкій зоні конвергенції між краями основних плит широко залучається зсувна та інденторна тектоніка.

Для опрацювання польових тектонофізичних замірів були задіяні основні тектонофізичні методи: структурно-парагенетичний із застосуванням тектонофізичної моделі С. Стоянова, О. Гінтова (аналіз за різними парагенезисами тріщин) та кінематичного О. Гуценка, Ж. Анжельє (аналіз за дзеркалами ковзання). Опрацювання тектонофізичних даних польового вивчення тріщинуватості та дзеркал ковзання виконувалось з використанням структурних комп'ютерних програм – Stereo32, StereoNett та Win-Tensor. В даній роботі виконувалась типізація механізмів землетрусів та статистичний аналіз орієнтувань нодальних площин і векторів переміщень по ним. Для сукупностей механізмів розраховувались поля напружень кінематичним методом та середній механізм за допомогою програми Win-Tensor.

Список використаних джерел до розділу 2

1. Балакина, Л.М., Введенская, А.В., Голубева, И.В., Мишарина, Л.А., Широкова Е.И. (1972). Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. Москва: Наука.

2. Воронина, Е.В. (2004). Механика очага землетрясения. Москва: Издательство МГУ.
3. Гзовский, М.В. (1975). Основы тектонофизики. Москва: Наука.
4. Гинтов, О.Б. (2005). Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс.
5. Вольфман, Ю.М., Гинтов, О.Б., Колесникова, Е.В., Муровская, А.В. (2014). Тектонофизическая интерпретация механизмов очагов землетрясений системы Загрос. *Геодинамика и тектонофизика*, 5(1), 305—319. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-1-0129>.
6. Гинтов, О.Б., Егорова, Т.П., Цветкова, Т.А., Бугаенко, И.В., Муровская, А.В. (2014). Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофизический журнал*, 36(5), 26—63. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111568>
7. Гончар, В.В. (2019). Восточно-Черноморская микроплита как индентор и ее орогеническое обрамление. *Геофизический журнал*, 41(1), 108-136.
8. Гущенко, О. И. (1979). Реконструкция поля мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей Евразии. В кн.: *Поля напряжений и деформаций в литосфере* (с.с. 26-51). Москва: Наука, 1979.
7. Лобковский, Л.И., Никишин, А.М., Хаин, В.Е. (2004). Современные проблемы геотектоники и геодинамики. Москва: Научный мир.
8. Лобковский, Л.И. (1988). Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. Москва: Наука.
9. Ломизе, М.Г. (2000). Изгибы офиолитовых сутур и коллизионное течение горных масс к западу от Аравийского синтаксиса. Общие вопросы тектоники. Тектоника России. *Материалы XXXIII Тектонического совещания* (с.с. 308—311). Москва: ГЕОС.

10. Малицький, Д.В., Муровська, А.В., Обідіна, О.О, Гнип, А.Р., Грицай, О.Д., Павлова А.Ю., Пугач А.В. (2017). Визначення полів напружень у земній корі за механізмами вогнищ місцевих землетрусів у Закарпатті. *Вісник КНУ. Геологія*, (3), 36—45. <http://doi.org/10.17721/1728-2713.78.05>.
11. Муровская, А., Ипполит, Ж-К., Шеремет, Е., Егорова, Т. (2018). Современные и палеонапряжения в пределах Северной окраины Черного моря и Горного Крыма в мезо-кайнозойе—квартале (по механизмам очагов землетрясений и полевым тектонофизическим данным). *Геофизический журнал*, 40(1), 42—55. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i1.2018.124013>.
12. Паталаха, Е.И., Гончар, В.В., Сенченков, И.К., Червинко, О.П. (2003). Инденторный механизм в геодинамике Крымско- Черноморского региона. Прогноз УВ и сейсмоопасности. Киев: ПП "Екмо".
13. Ребецкий, Ю.Л. (2007). Тектонические напряжения и прочность горных массивов. Москва: Наука.
14. Ребецкий, Ю.Л., Сим, Л.А., Маринин, А.В. (2017). От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. Москва: ГЕОС.
15. Тевелев, Ал. В. (2012). Структурная геология и геологическое картирование. Тверь: Издательство ГЕРС.
16. Хаин, В.Е. (2001). Тектоника континентов и океанов. Москва: Научный мир.
17. Angelier, J. (1984) Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geophys. Res.*, 8 (B7), 5835 – 5848.
18. Angelier, J. (2002). Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress – a new method free of choice among nodal lines. *Geophys. J. Int.*, 150, 588-609.
19. Anderson, E. M. (1951). The dynamics of faulting. Edinburg: Oliver and Boyd.

20. Gobarenko, V.S., Murovskaya, A.V., Yegorova, T.P., & Sheremet, E.E. (2016). Collisional processes at the northern coast of the Black Sea. *Geotectonics*, 50(4), 407—424. doi: 10.1134/S0016852116040026.
19. Devlaux, D., Sperner, B. (2003). New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. New insights into Structural interpretation and Modelling. *Geological Society. London: Special Publications*, 212, 75–100.
20. Kearey, P., Klepeis, K.A., & Vine, F.J. (2009). Global tectonics. (3d ed.) Wiley-Blackwell: Oxford.
21. Maury, J., Cornet, F.H., & Dorbath, L. (2013). A review of methods for determining stress fields from earthquake focal mechanisms: application to the Sierentz 1980 seismic crisis (Upper Rhine graben). *Bull. Soc. Geol. France*, 184(4–5), 319–334.
22. Roller, K., Trepmann, C. Stereo 32. (2011). Germany: Bochum.
23. Zoback, M. L. (1992). First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *J. Geophys. Res.*, 97, 11703–11728.
24. 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, 181–211.
25. Vavrychuk, V. (2014). Iterative joint inversion for stress and fault orientations from focal mechanisms. *Geophys. J. Int.*, 199, 69–67.
26. Wallace, R.E. (1951). Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Geol.*, 59, 118–130.

РОЗДІЛ 3. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

3.1. Геологічна вивченість та тектонічний поділ Українських Карпат

Історія геологічного вивчення Карпатського регіону починається у XVIII ст. у зв'язку з появою перших промислів озокериту, нафти, газу та солі. Перші узагальнення стосовно геологічної будови Карпат здійснені в роботах К. Клука, Ю. Геккера, Е. Віндакевича, Л.С. Сіровичинського, Е. Дуніковського, Й. Семірадського, М. Пауля, Е. Тіце, Р. Любера, А. Альта, Р. Зубера, Е. Зюсса, А. Лімницького, В. Фрідберга, В. Шайнохи, Ю. Гржибовського, П. М'янчинського, С. Ольшевського та ін. Результати детальних геологічних картувань (масштаб 1:25 000) 1920–1925 років Карпатського геологічно–нафтового інституту у Передкарпатті описані у працях Б. Свідерського, Б. Буяльського, К. Толвінського, З. Яблонського, Г. Сізанкура, Г. Тейсейре, Л. Горвіца, С. Яснольського, З. Паздро, В. Флешера, Г. Гурка, С. Вагнера, С. Краєвського, Б. Бема, А. Комчина, П. Ковалевського та ін.

Уявлення щодо насувної тектоніки Карпатського регіону з'явилися на початку XX ст. в працях В. Уліга, М. Лимановського, Б. Кропачека, а пізніше розвивалась Я. Новаком, В. Тейсейре, Б. Свідерським, Ю. Токарським, К. Толвінським, Г. Свідзінським, З. Суйковським, Д. Андрусовим та ін. В 40–50 роках погляди на покривно-насувну будову Карпат підтримували О.С. Вялов та М.Р. Ладиженський. З початку 60 років результатами геологічного картування, глибокого буріння та геофізики була доказана покривна будова Карпат. Однією з перших спроб застосування тектоніки літосферних плит до Карпатського регіону була робота Утробіна та Лінецької (1973).

На даний момент існує суттєвий обсяг робіт, які стосуються будови та еволюції Українських Карпат. Класичні роботи О.С. Вялова, В.В. Глушка, В.В. Даниша, С.С. Круглова, Я.О. Кульчицького та багатьох інших

дослідників заклали фундаментальні погляди на стратиграфію, геологію та тектоніку регіону [Глушко, 1968; Глушко, Круглов, 1971; Даниш, 1973; Габинет и др., 1977; Доленко и др., 1980; Вялов и др., 1981; Буров и др., 1976; Глушко, Круглов, 1986; Круглов, Гурський, 2007; Гожик и др., 2013].

Тектонічна карта Карпато-Балканської гірської системи і прилеглих областей масштабу 1:1 000 000 стала основою для подальших фундаментальних плейтектонічних побудов [Csontos, Vörös, 2004; Schmid et al., 2008]. Починаючи з 70-х років ХХ ст. для української частини Карпат було опубліковано ряд робіт мобілістичного напрямку [Баженов, Буртман, 1990; Доленко и др., 1980; Ступка, 2011; Паталаха и др., 2003 та ін., Крупський, 2011]. Вагомим внеском у формування сучасних геодинамічних уявлень стали роботи по магматизму Карпатського регіону [Медведев, Варичев, 2000; Павлюк и др., 2013; Ляшкевич, 2011, 2014].

Незважаючи на довгу історію дослідження залишається ряд невирішених питань як стосовно будови, так і еволюції УК, що ілюструється численними схемами тектонічного районування, які суттєво різняться між собою [Глушко, Круглов, 1986; Бойко та ін.; 2003; Колодій та ін., 2004; Лозиняк, Петрашкевич, 2007; Круглов, Гурський, 2007; Шлапінський, 2012 та ін. Гнилко, 2011, 2012; Гнилко и др., 2015]. Остаточного не з'ясована архітектура Карпатської споруди, особливо в межах внутрішніх скиб, а також глибина дофлішового фундаменту алохтону. Загальноприйнятим є формування покривно-насувної структури Зовнішніх Карпат в теперішньому її вигляді в міоцені. Проте початок формування покривно-складчастих деформацій у внутрішніх частинах флішового поясу відносять до різного віку: крейди і палеогену [Крупський, 2001; Хом'як, 2010; Oszczyrko, 2006; Sandulescu, 1988; Гнилко, 2011, 2012; Гнилко и др., 2015], еоцену [Kováč et al., 1997], олігоцену [Gaḡała et al., 2012], кінця олігоцену [Nakapelyukh et al., 2018]. Відповідно до прийняття тих чи інших стратиграфічних та

тектонічних класифікацій існує рід геодинамічних моделей регіону, критично розглянутих в роботах [Круглов та ін., 2007; Третьак та ін., 2015].

В ХХІ ст. в УК було проведено нові детальні геолого-знімальні роботи, переінтерпретацію геологічних даних та побудовано нові геологічні карти масштабу 1:100 000 [Шлапінський, 2012], виконана [Starostenko et al., 2013] і оприлюднена [Заяц, 2013] значна кількість сейсмічних досліджень. Цей масив нових даних, а також поява сучасних методів та комп'ютерних технологій обробки даних створили додаткові можливості для вирішення проблемних питань.

Тектонічний поділ Українських Карпат. Вздовж Карпатської дуги виділяються Західні, Східні та Південні Карпати, а українська частина Карпат належить до Пн-З частини Східних Карпат. Карпати традиційно поділяють на дві основні тектонічні одиниці: Внутрішні та Зовнішні Карпати. У фундаменті Внутрішніх Карпат залягають кристалічні масиви з доальпійським фундаментом та верхньопалеозойським і мезокайнозойським чохлом, на які накладені неогенові депресії (Паннонська, Віденська, Трансильванська та ін.) і численні виходи неогенових вулканітів. Зовнішні (Флішові) Карпати формують безкореневу покривно-складчасту споруду, складену крейдово-міоценовими турбідитами і, частково, неогеновою моласою, яка сформувалась та насунулась на Європейську плиту в пізньоальпійський час (в міоцені). На межі Зовнішніх і Внутрішніх Карпат знаходиться протяжна та досить вузька зона П'єнінських скель.

Загальноприйняте районування Українських Карпат [Глушко, Круглов, 1986; Круглов, Цыпко, 1988; Круглов, Гурський, 2007] (рис. 3.1) здійснено відповідно до часу складчастості. Всі тектонічні елементи групуються в кілька крупних одиниць: Мармароський кристалічний масив і зона Мармароських скель, зона П'єнінських скель, Зовнішні Флішові Карпати, Передкарпатський та Закарпатський прогини. Мармароський масив в УК представлений своїм Пн-З закінченням (т.зв. Рахівським масивом), а більша

його частина знаходиться на території Румунії. Масив являє собою систему покривів рифейського-палеозойського віку та пізньокарбонового-юрського чохла, які суттєво перероблені та насунуті на Зовнішні Карпати під час альпійської складчастості.

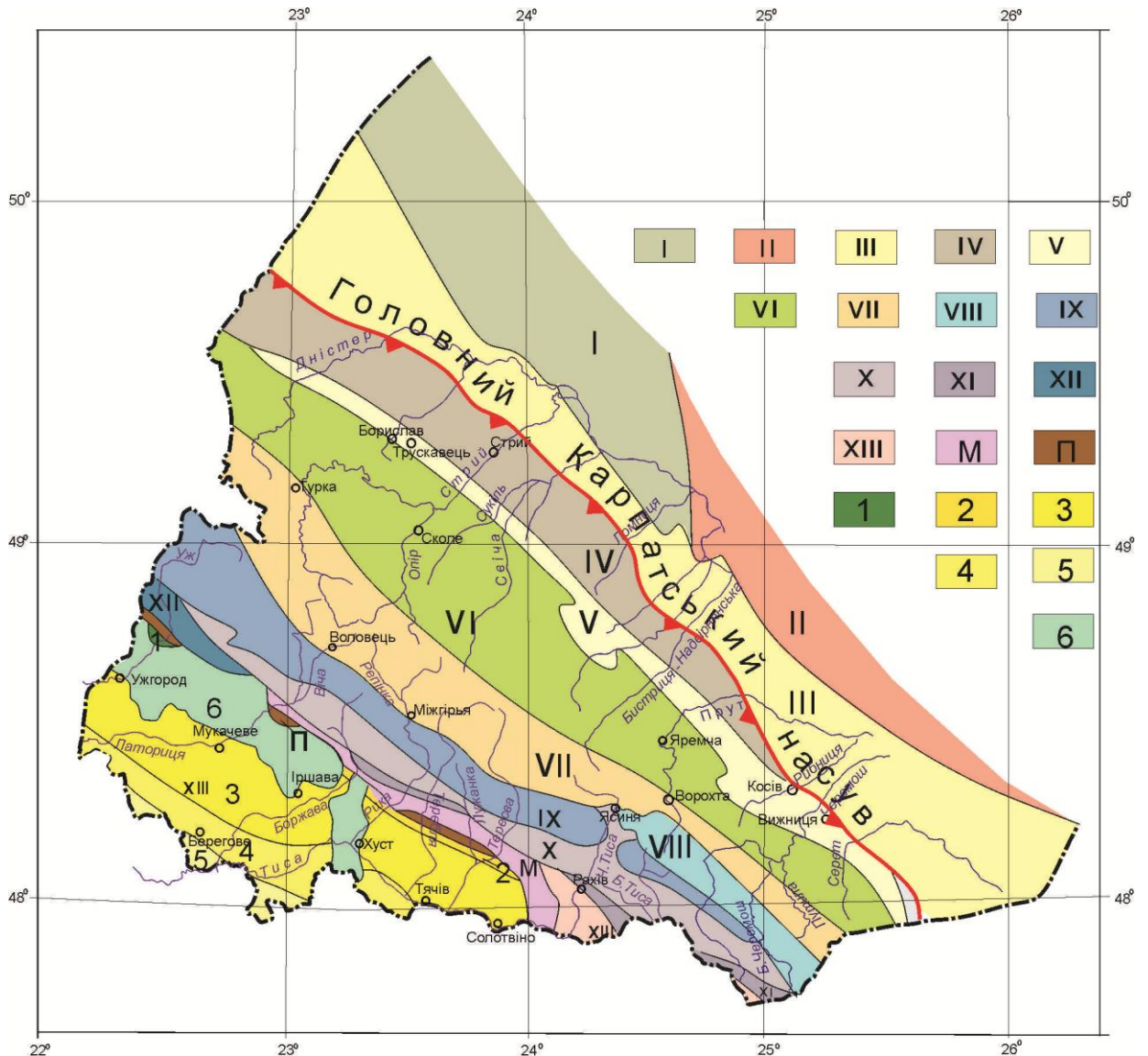


Рис. 3.1. Схема тектонічного районування Українських Карпат за [Глушко, Круглов, 1986]: I – Західно-Європейська платформа, II – Східно-Європейська платформа, III – Передкарпатський прогин, IV – Самбірський покрив, V – Бориславсько-Покутський покрив, VI – Скибовий покрив, VII – Кросненський покрив, VIII – Чорногорський покрив, IX – Дуклянський

покрив, Х – Поркулецький покрив, XI – Рахівський покрив, XII – Магурський покрив, XIII – Мармароський масив, М – зона Мармароських кліпів, П – зона П'єнінських кліпів. Закарпатський прогин (ЗП) та його зони: 1 – Підгалля, 2 – Крайова, 3 – Центральна, 4 – Припаннонська, 5 – Паннонська западина, 6 – Вигорлат-Гутинська вулканічна гряда.

Зона П'єнінських скель розділяє Внутрішні і Зовнішні Карпати та формує вузький дугоподібний покрив, полого насунутий на Зовнішні Карпати. Найдавніші юрсько-нижньокрейдові відклади зони (в основному вапнякові за складом) залягають у вигляді безкореневих глиб в мергелисто-глинистій крейдовій масі. З блоками вапняків пов'язані виходи мезозойських магматичних порід основного складу.

Зовнішні Карпати поділяються на ряд покривів, які поєднуються у внутрішню, центральну та зовнішню зони. У внутрішню зону входять Рахівський, Магурський, Поркулецький, Дуклянський та Чорногорський покриви, Кросненський покрив складає центральну, а Скибовий – зовнішню зони Зовнішніх Карпат.

Передкарпатський прогин складається з Більче-Волицької зони (Зовнішня зона) та Самбірського і Бориславсько-Покутського покривів (Внутрішня зона). Бориславсько-Покутський та Самбірський покриви є безкореневими, насунутими один на одний і на Більче-Волицьку зону. Більче-Волицька зона Передкарпатського прогину розвинена на платформному фундаменті, який опущений по системі скидів під Карпатську споруду.

Закарпатський прогин (ЗП) знаходиться в тилівій зоні Карпатської споруди. В тектонічному плані ЗП є неогеновою депресією, закладеною на гетерогенному фундаменті Внутрішніх Карпат. Його формування супроводжувалось магматичною активністю та накопиченням моласових

відкладів міоцену-голоцену, що відкладались в результаті підйому і ерозії Карпатських гір.

3.2. Магматизм Українських Карпат

Мінералогічні, петро- та геохімічні характеристики магматичних утворень, як і їх просторовий розподіл, мають надзвичайно важливе значення при геодинамічних реконструкціях. Вивчення магматичних утворень УК, їх порівняння з магматизмом Панкардії та геодинамічну інтерпретацію вже на протязі 25 років здійснює колектив авторів – Ляшкевич, Медведєв, Павлюк, Варичев, наприклад [Медведєв, Варичев, 2000; Ляшкевич, 2011, 2014; Павлюк та ін., 2013]. На протязі альпійського періоду в Панкардії встановлено три головні фази магматизму: мезозойська, міоценова і пліоцен-плейстоценова. Для мезозойської фази характерними є ультраосновні та основні породи, для міоценової – середні та кислі, для пліоцен-плейстоцену – лужнобазальтові.

У Карпатському регіоні України відомі мезозойські та кайнозойські магматичні комплекси різного складу. Мезозойські магматичні утворення поширені у фундаменті Закарпатського прогину, де вони розкриті рядом свердловин, а на південному схилі складчастих Карпат – у природних відслоненнях. Результати петрохімічних, геохімічних і мінералогічних досліджень показали, що мезозойські магматичні утворення Українських Карпат мають основний склад, проте відносяться до різних за походженням комплексів, кожний з яких утворився на корі різного типу: континентальній, субконтинентальній або океанічній.

Реконструкція геодинамічної обстановки на початку мезозою призвела авторів [Медведєв, Варичев, 2000; Ляшкевич, 2011, 2014; Павлюк та ін., 2013] до висновку про існування умов розтягу і деструкції континентальної кори Пра-Карпатського регіону в ранньому мезозої. В режимі пасивного

рифтингу відбувалось потоншення та повний розрив кори в деяких місцях з утворенням системи енсіматичних трогів з океанічною корою.

Кайнозойський магматизм в Панкардії представлений кислою (дацитовою) та середньою (андезитовою) формаціями міоцену і лужно-базальтовою (трахібазальтовою) формацією пліоцен-плейстоцену. Кайнозойські магматичні утворення на території Карпатського регіону України виявлені в Закарпатському прогині, де вони розкриті численними свердловинами та виходять на поверхню у Вигорлат-Гутинському хребті. За визначеннями абсолютного віку кислий вулканізм (13,0 млн років) передусе середньоосновному (11,2–10,5 млн років). Ранні фази кислого міоценового вулканізму вибухового ареально-тріщинного типу максимально проявилися в Закарпатському прогині і Паннонській западині, утворивши потужні (до 700–1000 м) ефузивно-пірокластичні товщі ріодацитової формації. В межах Панкардії вулканіти аналогічних комплексів пов'язані з глибинними розломами, в першу чергу – з Середньо-Угорською розломною зоною (рис. 3.2).

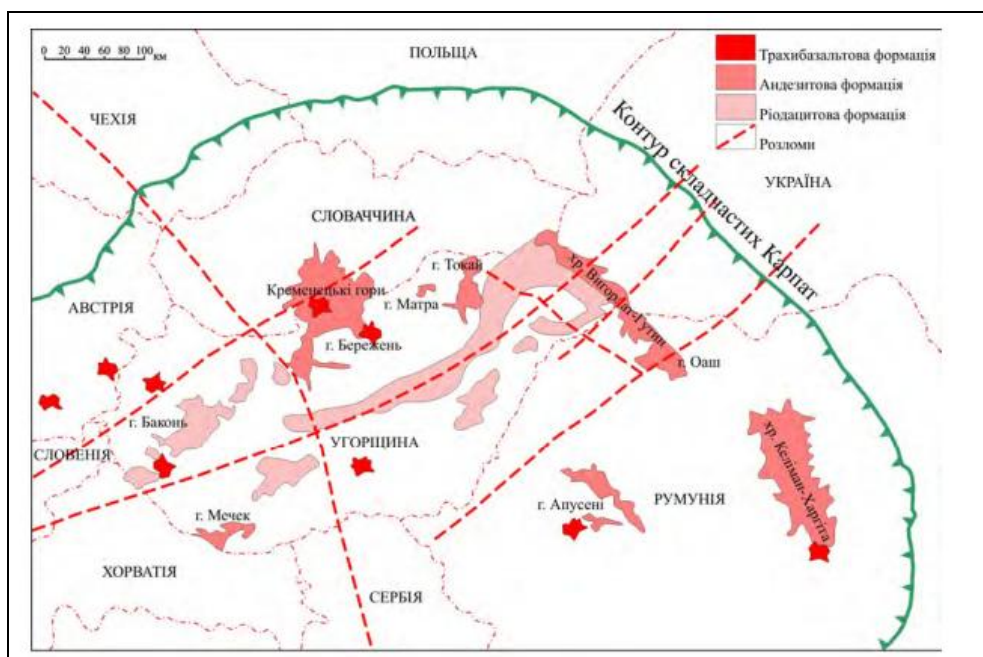


Рис. 3.2. Поширення кайнозойських магматичних порід у Панкардії за [Павлюк та ін., 2013].

Більш молодий Вигорлат-Гутинський комплекс (сармат–паннон) складений переважно ефузивними породами з різким переважанням андезитобазальтів і андезитів. Автори [Павлюк та ін., 2013] вважають, що міоценовий кислий вулканізм генетично пов'язаний з андезитовим в рамках однієї геодинамічної обстановки. Це дві фази перманентного магматичного процесу з відносно неглибокими магматичними вогнищами в континентальній корі тривали 10–5 млн років. Міоценовий вулканізм Панкардії був надзвичайно інтенсивним, а виділена енергія – близька до енергії трапів плато Декан, які вважаються прикладом екстремального магматизму. Геохімічні дані вказують на участь високотемпературних мантийних флюїдів в утворенні магматичного розплаву, які зумовили експлозійний характер першої фази вулканізму і наступні гідротермально-метасоматичні заміщення порід.

Лужні породи останньої фази магматизму, яка відбувалась безпосередньо за міоценовим вулканізмом (11–0,2 млн років) виявлено в Паннонській западині. Лужні породи Панкардії за складом і віком відповідають кайнозойському лужному магматизму Західної Європи, що належить до внутрішньоплитного магматизму континентів. Вони мають мантийно-плюмовий генезис [Ляшкевич, 2011, 2014; Павлюк та ін., 2013].

З середини ХХ ст. серед європейських дослідників пріоритетною є ідея островодужної природи кайнозойського Карпато-Паннонського регіону, наприклад [Konečný et al., 2002]. За просторовими та петрохімічними властивостями магматичні утворення Карпато-Паннонського регіону поділяються на 4 групи: 1) ареальні кислі, 2) ареальні андезитові, 3) дугові андезито-базальтові та 4) лужні базальтові. Тільки третя група, яка формує Вигорлат-Гутинський (на Україні) та Келіман-Харгітський хребти (в Румунії) в тилу Східних Зовнішніх Карпат пов'язана з надсубдукційним острівно-дуговим магматизмом.

Проте, на думку вітчизняних науковців [Павлюк та ін., 2013] кайнозойський магматизм Панкардії вказує на відсутність класичної субдукції в Карпато-Паннонському регіоні [Медведев, Варичев, 2000; Ляшкевич, 2011, 2014; Павлюк та ін., 2013]. Очевидно характеристики магматичних утворень самі по собі, без долучення широкої геолого-геофізичної інформації не є достатніми для однозначних геодинамічних висновків.

3.3. Будова Українських Зовнішніх Карпат за збалансованим геологічним розрізом Мукачево–Орява–Більче

Сучасні дані стосовно глибинної будови земної кори УК по профілю ГСЗ PANCAKE [Starostenko et al., 2013] стимулювали нові геолого-структурні та тектонофізичні дослідження в УК, а також побудову збалансованих розрізів [Бубняк та ін., 2013; Гинтов и др., 2014; Муровська та ін., 2016, 2019; Накапелюх, Бубняк, 2013; Nakapelukh et al., 2017, 2018]. Лінія збалансованого розрізу Мукачево–Орява–Більче (червона лінія на рис 3.3) проходить через центральну частину УК, в безпосередній близькості до профілю PANCAKE (рис. 3.3) та геологічного розрізу (синя лінія) за [Шлапінський, 2012]. Вдоль вищезазначених ліній за участю дисертанта були виконані геолого-структурні та тектонофізичні дослідження, опубліковані в роботі [Гинтов и др., 2014]. Геологічний розріз та структурні спостереження враховувались при побудові збалансованого та реставрованого розрізів, яку безпосередньо виконав М. В. Накапелюх під керівництвом І.М. Бубняка. Вперше розріз було опубліковано в роботі [Гинтов и др., 2014].

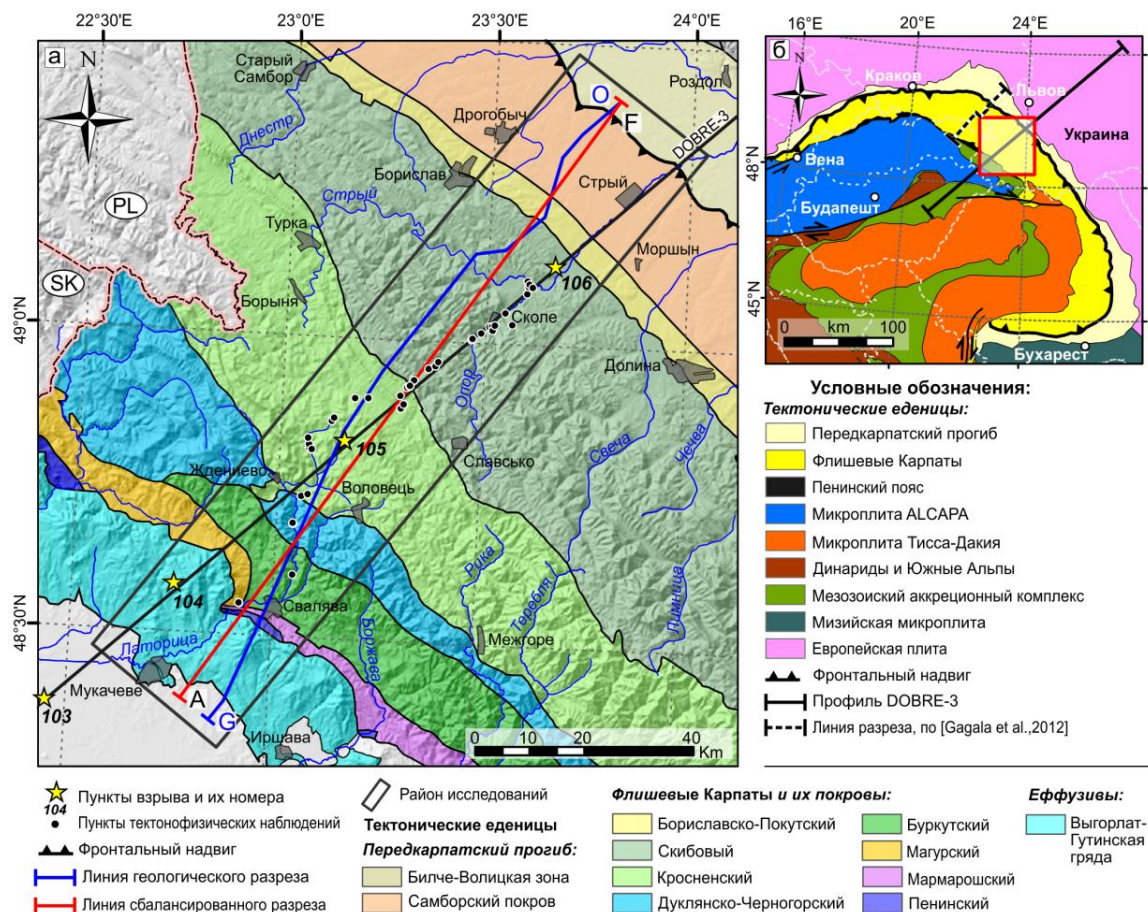


Рис. 3.3. Положення лінії збалансованого розрізу Мукачево–Орява–Більче, за [Гинтов и др., 2014]. на фоні тектонічної карти, за [Шлапінський, 2012].

Посилання на методику балансування та застосовані механізми можна знайти в [Suppe and Medwedeff, 1990; Gagala et al., 2012; Накапелюх та ін., 2011; Nakapelukh et al., 2017, 2018]. Збалансований розріз було побудовано з використанням програмного забезпечення MOVETM. За визначенням збалансованого розрізу його структурні форми організовані таким чином, що шари порід можуть бути реставровані до горизонтального залягання – т.зв. відновлений розріз. Порівняння збалансованого та відновленого розрізів використовувалось для уточнення архітектури, побудови моделі і отримання кількісних параметрів розвитку Карпатської покривно-насувної споруди.

При побудові збалансованого розрізу застосовувались певні моделі, імплементовані в програму, відповідно до яких формуються насуви та при насувні складки, наприклад, Flat-Ramp-Flat, Fault-Propagation-Fold, Fault-Parallel-Flow та ін. Програма враховує також процеси ерозії і денудації та розраховує їх кількісні параметри.

Основою для побудови збалансованого розрізу стала стратиграфічна колонка [Шлапінський, 2012], а також поділ осадових комплексів за механічними властивостями відповідно до їх складу [Nemčok et al., 2006; Nakapelukh et al., 2017]. Саме в шаруватих товщах з різними механічними властивостями шарів і виникають послойні пологі детачменти, які поступово розвиваються, виходять на денну поверхню і формують характерні складчасто-насувні малюнки. На (рис. 3.4) представлено поділ основних стратиграфічних комплексів району досліджень на компетентні і некомпетентні, їх склад, потужність та вік.

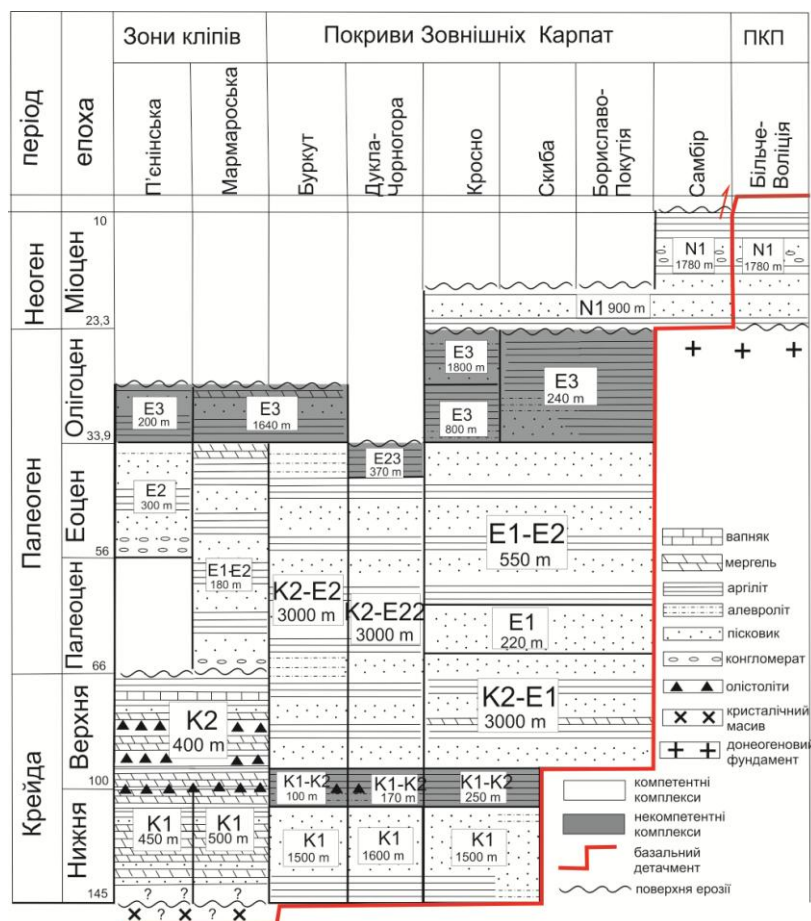


Рис. 3.4. Поділ стратиграфічних комплексів УК на компетентні і некомпетентні, їх склад, потужність та вік. Склала Г. Муровська за [Шлапінський, 2012; Гинтов и др., 2014; Nakapelukh et al., 2017].

Виділено шість комплексів, пов'язаних з формуванням Карпатської споруди: чотири основних флішових комплекси, перехідний комплекс і комплекс Передкарпатського прогину. Для побудови збалансований розрізу за геологічну основу було використано Геологічну карту Українських Карпат масштабу 1:100 000 та геологічний розріз за [Шлапінський, 2012].

На геологічному (рис. 3.5) та збалансованому розрізах (рис. 3.6) простежується насувний стиль тектоніки, де структурами першого порядку є безкореневі покриви, які також складаються зі скиб. Геометрія скиб визначається наявністю компетентних і некомпетентних горизонтів.

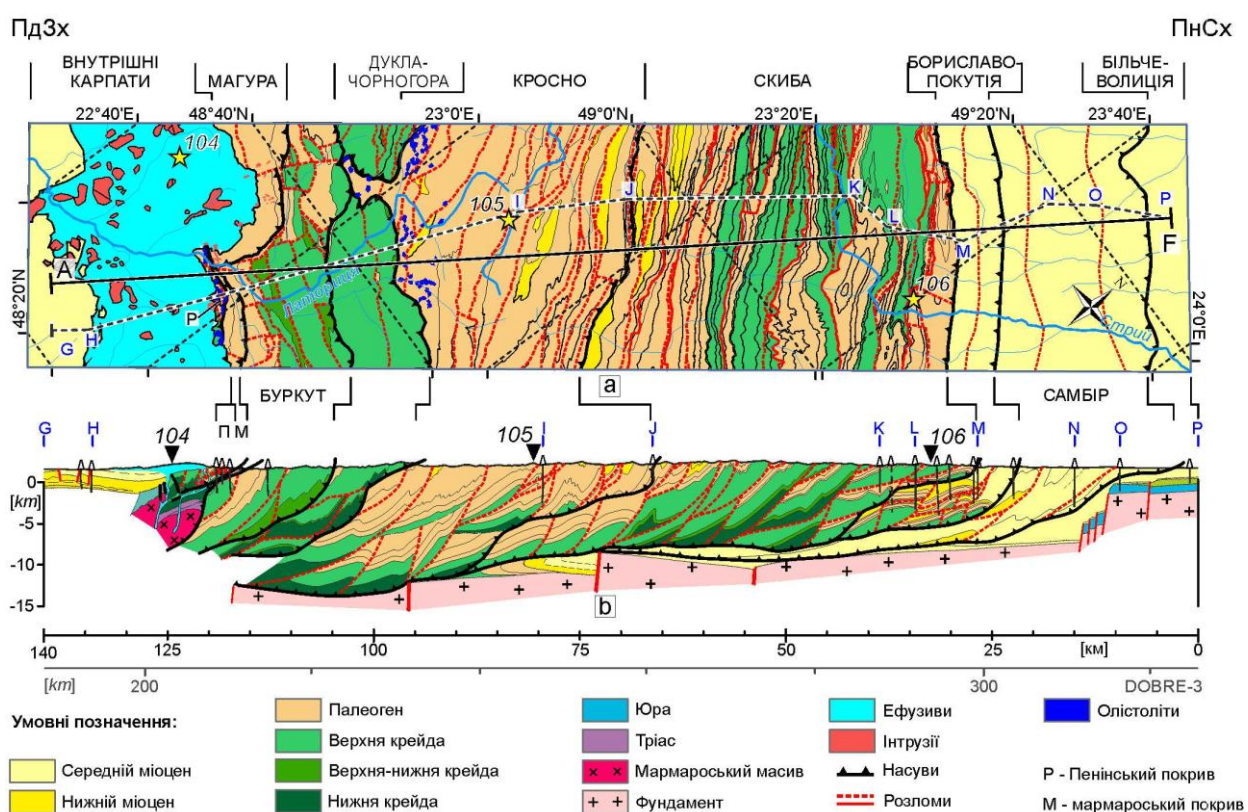


Рис. 3.5. Фрагмент геологічної карти Українських Карпат масштабу 1:100 000 та геологічний розріз по лінії G–P, за [Шлапінський, 2012, Nakapelukh et al., 2017]. Зовнішні (Флішові) Карпати формують безкореневу покривно-складчасту споруду, складену крейдово-міоценовими турбідітами і, частково, неогеновою моласою, яка сформувалась та насунулась на Європейську плиту в пізньоальпійський час (в міоцені). П'єнінський покрив розділяє Внутрішні і Зовнішні Карпати. По лінії розрізу значна його частина перекрита неогеновими відкладами і магматичними породами Вигорлат-Гутинського хребта. На геологічному розрізі простежується насувний стиль тектоніки. Вся покривно-складчаста споруда Зовнішніх Карпат являє собою велике алохтонне тіло, зірване зі своєї седиментаційної основи переміщене та насунуте та ССК, який є автохтоном. В межах алохтонного тіла структурами першого порядку є безкореневі покриви, які, в свою чергу, також складаються зі скиб. Геометрія скиб визначається наявністю компетентних і некомпетентних горизонтів.

Збалансований розріз представлений на рис. 3.6, а. Як видно, загалом він є подібним до геологічного розрізу (рис. 3.5), на базі якого виконувалось балансування. Основною відмінністю є форма поверхонь насунання, яка відповідає Flat-Ramp-Flat (флет-рам-флет) моделі. Суть моделі полягає в тому, що насувоутворення просувається вздовж границі похилої границі компетентного та некомпетентного шарів (flat – відрізок), а потім круто пересікає компетентний шар (ramp – відрізок) і знову виходить на більш верхній похилий рівень (flat – відрізок).

Відповідно до збалансованого розрізу, базальний детачмент алохтону Зовнішніх Карпат проходить по покрівлі фундаменту на глибинах 12–15 км та повільно занурюється на Пд-С. Нижче представлено короткий опис покривів УК уздовж перетину Мукачево–Орява–Більче з урахуванням результатів побудови збалансованого розрізу та польових спостережень автора [Гинтов и др., 2014; Муровская и др., 2016; Nakapelukh et al., 2017]

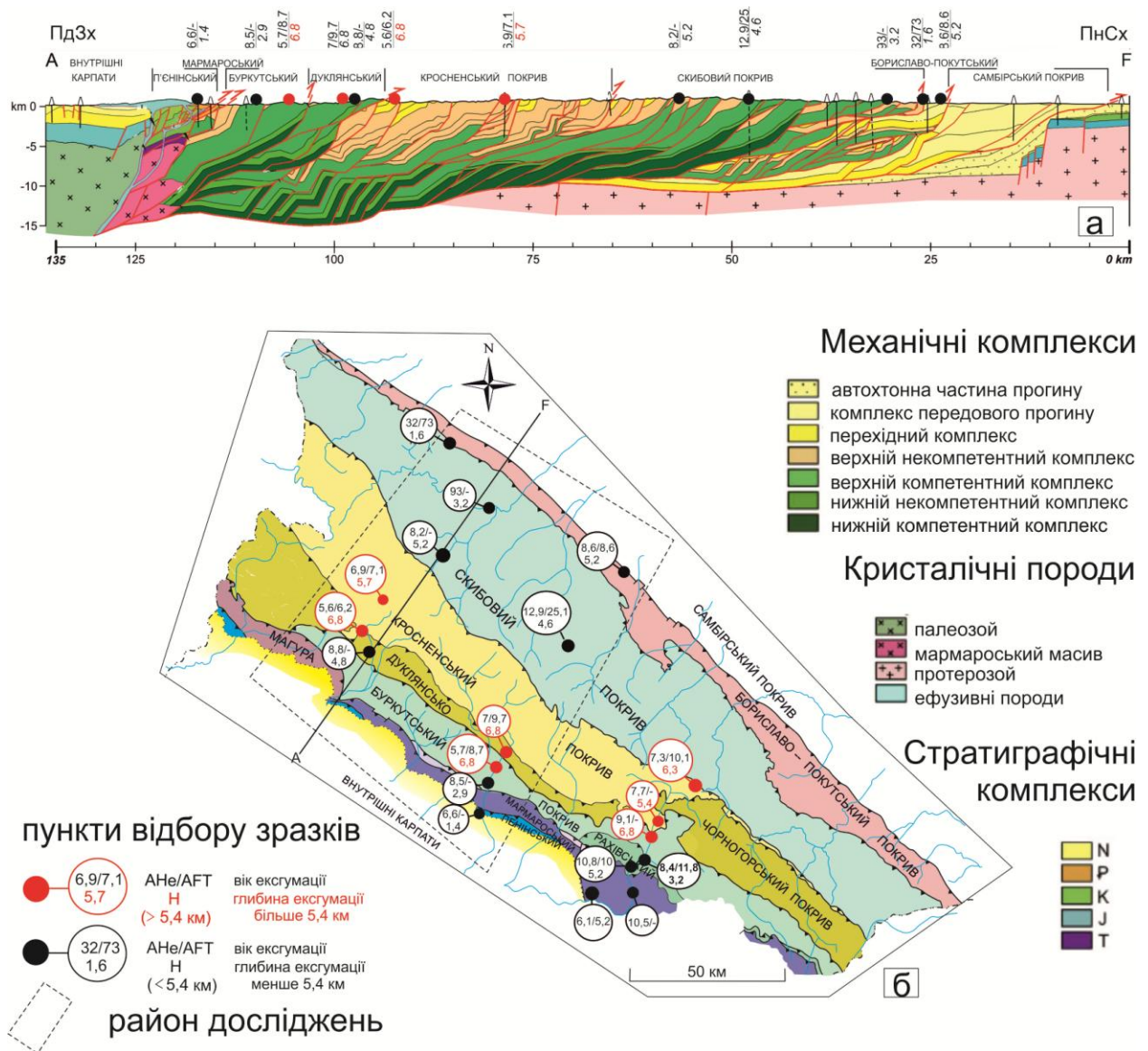


Рис. 3.6. Комплексна інтерпретація палінспастичних та термохронологічних даних: а – збалансований розріз по лінії А – F; б – тектонічна схема УК, поєднана з опублікованими даними по термохронології. Термохронологія (в млн років) визначається гелієвим методом АНе (апатит (U-Th)/He) і фішен-трек методом (AFT), глибина ексгумації (Н, км) розраховується на основі теплової моделі УК. Значна ексгумація (до 7 км) відбулася після завершення насувоутворення внаслідок ерозії та ізостатичного підйому (11,5–6 млн років тому). Склала Г. Муровська за [Шлапінський, 2012; Andreucci et al., 2013, 2014; Nakapelukh et al., 2017]

П'єнінський покрив розділяє Внутрішні і Зовнішні Карпати. Значна його частина перекрита неогеновими відкладами і магматичними породами Вигорлат-Гутинського хребта. Розріз П'єнінської одиниці в районі Сваляви починається комплексом карбонатного флішу. У відслоненнях в районі Сваляви спостерігаються нижньокрейдові крутопадаючі вапняки з темними кременевими прошарками, що належать до свалявської серії (рис. 3.7, е). В районі Новоселиці у відслоненнях спостерігаються вищі ланки крейдового розрізу – нерозчленована тисальська (альб–сеноман) та пухівська світи (турон–маастрихт), що складаються переважно з рожево-зеленкуватих вапнистих глин і мергелів з безкореневими брилами тріас-неокомських вапняків та вулканітів основного складу. Крейдовий розріз П'єнінської одиниці розглядається як олістострома, а вапнякові брили – як олістоліти [Круглов, Цыпко, 1988; Круглов та ін., 2007; Шлапінський та ін., 2017], або як меланж [Гнилко и др., 2015]. Еоценовий грубоуламковий фліш з базальними конгломератами, у склад яких входять брили рожевих вапняків, неузгоджено залягає на еродованій поверхні пухівської світи. Для розрізу олігоцену (як і для еоцену) є характерною грубоуламкова складова. П'єнінська одиниця зазнала як пізньокрейдової [Хом'як, 2010; Гнилко и др., 2015], так і неогенової деформації, а у її структурі суттєву роль грають зсувні переміщення [Шлапінський та ін., 2012, 2017; Муровская и др., 2016]. В сучасному перетині покрив має ширину 8.3 км, а в доскладчастому стані, відповідно до реставрованого розрізу, П'єнінський басейн поширювався на 15 км. Відповідно до реставрованого (додаток 1) і збалансованого розрізів (рис. 3.6, а) були розраховані скорочення та денудація покриву, які складають відповідно 44,7 та 59 %.

Мармароський покрив по лінії розрізу представлений своїм західним краєм, має незначну ширину (4,6 км) і майже повністю перекритий П'єнінським покривом. Нижньою ланкою крейдового розрізу цієї одиниці є

нерозчленовані соймульська та пухівська світи (альб–турон), які відслонюються на поверхні на схід від лінії розрізу і представлені флішовими відкладами з екзотичними брилами та прослоями конгломератів. Конгломерати з хаотично орієнтованими і несорттованими фрагментами та пісчанним матриксом (рис. 3.7, d) походять з дебритних потоків [Гнилко и др., 2015]. Базальні конгломерати палеоцен-еоценового грубошаруватого флішу метовської світи неузгоджено перекривають крейдові відклади та можуть бути одним із підтверджень тектонічного етапу на границі верхньої крейди і палеогену. Олігоценова дусинська світа, що представлена тонкошаруватим флішем і є подібною до олігоценових відкладів Буркутської одиниці, завершує розріз Мармароського покриву. Відповідно до збалансованого розрізу, в основі Мармароської одиниці знаходяться лінзи кристалічних порід, які були втягнуті в процес насувоутворення. Покрив зазнав деформації в пізньокрейдний та неогеновий час і є суттєво скороченим та денудованим – на 81,6 та 69,1 % відповідно. Мармароський покрив насунутий на *Буркутський* шириною 19,3 км.

В межах Буркутського покриву відслонюються флішові відклади від крейдового до олігоценового віку, особливістю яких є наявність значної піщаної складової, відомої як буркутські пісковики. У фронтальній частині верхньокрейдного-нижньоеоценового компетентного комплексу розвинені конгломерати з уламками гранітів, амфіболітів, гнейсів та вапняків, а також блоками мезозойських вулканітів основного складу. Розріз покриву завершується нижньоолігеновим карбонатним флішем, подібним такому для Мармароської одиниці. Відповідно до збалансованого розрізу в нижній частині покриву знаходяться кристалічні породи Мармароського масиву, які залягали в фундаменті Буркутського басейну та були втягнуті у насувоутворення. Відновлена ширина басейну складає 45 км, що відповідає скороченню 35,7 % та ерозії 49,8 %.



Рис. 3.7. Відслонення в межах Кросненського, Мармароського та П'єнінського покривів: а – олігоценова тонкошарувата піщано-глиниста товща, зім'ята в дрібні дисгармонійні складки, Кросненський покрив, Латорицький перевал; б-с – чорні сланці нижньої крейди, Кросненський покрив, смт. Воловець; д – нижньокрейдові конгломерати Мармароського покриву, с. Довге, потік Метово; е – нижньокрейдові сірі вапняки з чорними кременистими прошарками, П'єнінський покрив, Драчинський кар'єр, смт. Свалява. Фото автора.

Дукляно-Чорногорський покрив. Поєднання Дуклянського та Чорногорського покривів у Дуклянсько-Чорногорський було обґрунтовано в роботі [Шлапінський, 2012]. Збалансований розріз перетинає Дуклянську частину покриву, яка має ширину 11 км. В межах покриву відслонюються верхньокрейдові-середньоеоценові флішові відклади, які полого перекривають наступну тектонічну одиницю – Кросненський покрив (зону). У фронтальній принасувній зоні покриву зафіксовані блоки вулканітів основного складу. В межах Дуклянського покриву відсутні еоценові та олігоценові відклади, які, відповідно до палінспастичних побудов, були зденудовані (покрив зазнав 70,8 % денудації та 100 % скорочення) під час просування насувоутворення. Скорочення покриву на 100 % відбулося в результаті високоамплітудних насувів всередині покриву.

Кросненський покрив (зона), що продовжується Сілезьким в Польщі, є найдовшим та в даному перетині має значну ширину (52,2 км). Покрив поділений на два субпокриви, які, в свою чергу, складаються зі скиб. На відміну від інших тектонічних одиниць на поверхні Кросненського покриву відслонюється досить молоді ланки розрізу – палеоцен-еоценовий та олігоценовий фліш, та, зрідка, міоценові моласи. Потужна олігоценова товща (2600 м) представлена перешаруванням сірих глин та алевролітів, зім'ятих у дрібні дисгармонійні складки (рис. 3.7, а). В тилівій частині покриву в олігоценових глинах присутня олістострома з екзотичними гальками та блоками порід від крейдового до ранньоолігоценового віку (рис. 3.7). Незначні відслонення нижньоміоценових моласоподібних глинистих порід знаходяться у лежачих блоках перед фронтами локальних насувів. Відклади крейдового флішу в межах покриву розкриті свердловинами. Відповідно до реставрованого розрізу початкова ширина Кросненського басейну оцінюється у 93 км, а його скорочення складає 43,9 %. Денудації (33,8 %) в межах покриву зазнали тільки олігоценові та нижньоміоценові відклади, а інші породи не були виведені на ерозійну поверхню.



Рис. 3.8. Відслонення в межах Скибового покриву: а-с – відклади олігоцену (а – кременевий горизонт зі складками підводно-зсувного генезису, р. Опір, смт. Сколе; б – складка підводно-зсувного генезису в мінелітових сланцях, смт. Східниця; с – чорні сланці з плівками жовтого ярозіту, р. Опір, с. В. Синьовидне; d – еоценові грубошаруваті пісковики, смт. Сколе; е – складчастий грубошаруватий фліш верхньої крейди, с. Буковець. Фото Г. Муровської (а-d), Бубняка І.М. (е).

Скибовий покрив (його аналог в Польщі – Сколівська одиниця) є самим зовнішнім та найбільшим в УК, має ширину 58,7 км і складається з восьми скиб з подібною стратиграфічною та фаціальною послідовністю. На денній поверхні відслонюються фронтальні частини скиб, що формують моноклінальні послідовності порід, які багаторазово повторюються та фіксуються візуально завдяки наявності характерного за виглядом кременевого горизонту мінелітової світи. Стратиграфія двох самих зовнішніх скиб подібна такій для скиб Бориславсько-Покутського покриву,

характеризується відсутністю нижньокрейдових відкладів та представлена верхньокрейдовим-еоценовим флішем з домінуванням пісковиків, а також олігоценовою мінелітовою серією з широковідомим кременевим горизонтом в його основі (рис. 3.8, а). Над кременевим горизонтом залягають чорні сланці збагачені органічною речовиною та характерними плівками жовтого ярозіту (рис. 3.8, с). В межах олігоценового тонкошаруватого флішу спостерігається підводно-зсувна складчастість та численні кластичні дайки [Alokhin et al., 2018]. Відповідно до текстурних та структурних особливостей олігоценові чорні сланці та сіліцити належать до остаточного флішового басейну [Гнилко и др., 2015]. Початкова довжина Скибового басейну була 108 км, а його скорочення та денудація складають 45,6 і 34,8 % відповідно.

Бориславо-Покутський покрив складений верхньокрейдовим-палеогеновим флішем, перекритим неогеновими моласами. На поверхні цієї одиниці відслонюються нижньоміоценові синорогенні моласові відклади. Під міоценовим комплексом численні свердловини розкрили верхньокрейдові-міоценові відклади, які формують дуплекси та поховані антикліналі [Popadyuk et al., 2006; Ślaczka et al., 2006; Шлапінський, 2012]. Покрив багатьма дослідниками відноситься до внутрішньої зони Передкарпатського передового прогину за рахунок наявності в його складі моласових відкладів. Покрив мав початкову ширину 60 км, скоротився в ході насування на 49,2 % і був зденудований на 51,8 %.

Самбірський покрив складається із зірваних міоценових молас Передкарпатського прогину потужністю 5,6 км, насунутих на зовнішню Більче-Волицьку зону прогину. В межах покриву відзначається наявність значної літологічної та фаціальної мінливості, а його структура ускладнена складчастістю різних масштабів. Скорочення початкової довжини покриву в результаті насування на Більче-Волицьку зону (біля 10 км) складає 21,7 % , а 56,4 % його матеріалу було еродовано в наслідок значного (55 км) насуву у фронті Карпатського орогену. *Більче-Волицька* (Зовнішня) зона

Передкарпатського прогину складена ніжньоміоценовими моласовими відкладами потужністю до 6,5 км. Фундамент зони на глибині 8,5 км та його автохтонне заповнення порушені скидовими розломами [Заяц, 2013].

В результаті відновлення розрізу Зовнішніх УК із сучасний шириною 120 км була одержана ширина реставрованого первинного басейну осадоагромадження ~460 км, тобто за рахунок насувоутворення басейн скоротився на 74 % або на 340 км. Фронтальні зони покривів та осьові частини принасувних антиклінальних складок під час насування були виведені на денну поверхню і денудовані.

3.4. Основні етапи розвитку Українських Флішових Карпат за даними палінспастичного балансування та термохронології

Збалансований та реставрований розрізи разом з даними низькотемпературної термохронології в Карпатському регіоні [Andreucci et al., 2013, 2014; Groger et al., 2013; Merten et al., 2010] дозволили реконструювати основні риси розвитку Карпатського осадового басейну та формування Карпатської покривно-насувної споруди.

Перший етап розвитку осадового басейну УК відноситься до часового інтервалу (~130–112 млн років). Ранньокрейдвий басейн сформувався на пасивній континентальній окраїні в результаті континентального рифтогенезу та пострифтової усадки [Nemčok et al., 2006] і мав ширину 132 км [Nakapelukh et al., 2017]. На сучасному ерозійному зрізі ми можемо спостерігати ранньокрейдві магматичні утворення основного складу та чорний фліш спаської світи (130–100 млн років), що складали фундамент басейну.

В альб-сеноманський час (112–94 млн років) спостерігається підвищення тектонічної активності у Внутрішніх Карпатах [Schmid et al., 2008], що корелюється з віком ~111 млн років за низькотемпературною

термохронологією за [Andreucci et al., 2014] та ~100 млн років за [Merten et al., 2010]. В цей час в П'єнінському, Мармароському, Дуклянському та Буркутському суббасейнах відкладається олістостромовий комплекс з гігантськими блоками екзотичних порід, що погоджується з ідеєю існування виступів фундаменту між цими суббасейнами [Ślaczka et al., 2006; Gała et al., 2012] або безкореневих кордільєр [Крупський, 2001; Гнилко, 2012; Ступка, 2018].

У пізній крейді-олігоцені (~100–32 млн років) Карпатський басейн просувається у Пн-С напрямку за рахунок розмиву виступів фундаменту та поєднання суббасейнів, що підтверджується підвищенням об'єму і грубоуламкової складової флішових відкладах цього часу [Poręba et al., 2006]. П'єнінський та Мармароський басейни залишаються ізольованими і демонструють специфічні склад та потужності відкладів даного періоду. Стратиграфічні неузгодження на границі палеоцену в Мармароській одиниці та на границі еоцену в П'єнінській одиниці відповідають тектонічним подіям в Карпатському регіоні. Етап тектонічної активності в П'єнінській одиниці в еоцені підтверджується відкладанням «дикого флішу» вульхівчицької серії [Круглов, Цыпко, 1988; Ślaczka et al., 2006; Гнилко и др., 2015]. В Карпатському басейні спостерігається міграція та омолодження грубоуламкових фацій в Пн-С напрямку внаслідок міграції жолобу і потовщення акреційної призми [Гнилко, 2011, 2012]. Для польської частини Карпат, відповідно до геологічного розрізу, розташованого в 80 км на Пн-З від лінії збалансованого розрізу, початок формування акреційної призми оцінюється 42 млн років (середній еоцен) – за віком найстарших синорогенних відкладів [Gała et al., 2012].

В олігоцені Карпатський залишковий басейн перемістився на край СЕК в наслідок його флексурного прогинання. Для олігоценових відкладів характерним є домінування тонкошаруватого флішу та присутність кременевих горизонтів. Це може бути пов'язаним зі зміною джерел зносу та

завершенням ерозії внутрішніх кордільєр, що постачали грубоуламковий матеріал [Poprawa et al., 2006]. Тонкошаруватий фліш формується з осадових порід окраїни ССК.

Відповідно до даних фішен-трек аналізу [Nakapelukh et al., 2018] акреційна призма пересунулась в Пн-З напрямку за межі П'єнінського суббасейну в ранньому олігоцені ~32 млн. З цього часу швидкість осадонакопичення суттєво підвищилась, про що свідчать зростання потужностей олігоценових відкладів порівняно з верхньокрейдовими та еоценовими. Розпочалось насування відкладів П'єнінської, Мармароської, Буркутської та Дуклянсько-Чорногорської одиниць на Кросненський суббасейн. При цьому підводні та надводні хребти на межі суббасейнів були зруйновані, а їх рештки інкорпоровані в акреційну призму.

Закриттям Дуклянсько-Чорногорського басейну к початку міоцену (22 млн років) завершився перший період (32–22 млн) розвитку призми, а первинний басейн скоротився на 113 км із середньою швидкістю 11,3 мм/рік.

Розвиток міоценового басейну характеризують моласові відклади відповідного віку, які накопичуються на еродованій поверхні флішу в Кросненському та Бориславо-Покутському басейнах, в той час як внутрішня частина призми складає підняту над рівнем моря невулканічну дугу і зазнає ерозії. Тому, наприклад, в Буркутському покриві повністю еродовані олігоценові відклади.

За наступний період 22–12 млн (бурдіганій – пізній сармат) акреційна призма досягла своєї сучасної позиції, про що свідчить сарматський вік наймолодшого моласового комплексу в Передкарпатському прогині. За 10 млн років Карпатська покривно-насувна споруда просунулась на 225 км з середньою швидкістю 22 мм/рік.

Загальне скорочення басейну УК на 340 км здійснилось надзвичайно швидко – за 20 млн років (32–12 млн років) із середньою швидкістю 17 мм/рік, причому перша фаза просування насувного фронту була більш

повільна, а починаючи з 22 млн років темпи проградації прискорились. Аналогічні темпи міграції форланду розраховані для польської частини Карпат в роботі [Gagala et al., 2012] та пояснюються відступом субдукції у Пн-С напрямку та відкатом Європейської плити, що призвело до задугового розтягу в Паннонському басейні. Відкат субдукуючої плити починається на Пн-З Карпатської дуги та переміщається вздовж дуги в Пд-С частину, наприклад формування Трансільванського басейну внаслідок розтягу відбувається дещо пізніше (17,5–14 млн років) ніж Паннонського [Huisman et al., 2001]. Завершення субдукційного процесу відбувається внаслідок блокування зони Беньофа плавучою континентальною літосферою, яка була втягнута в субдукційний процес слідом за океанічною, та відривом важкого океанського слєбу. Час закриття зони Беньофа визначається періодом завершення найбільш активної фази надсубдукційного магматизму.

Післянасувна історія УК (12–2 млн років). Після закінчення насувоутворення (~11,5 млн років) [Nemčok et al., 2006] починається ерозія та ізостатичний підйом акреційної призми, що призводить до ексгумації її нижніх горизонтів [Andreucci et al., 2013, 2014; Merten et al., 2010; Groger et al., 2008]. Щоб оцінити особливості післянасувної історії УК було використано дані низькотемпературної хронометрії [Andreucci et al., 2014] та нанесено їх на збалансований розріз і тектонічну схему (рис. 3.6). Відповідно до цих даних ізостатичний підйом в УК розпочався 12 млн, а потужність денудованої товщі оцінена від 1,4 до 6,8 км, з максимальними значеннями (понад 5 км) у Дуклянсько-Чорногорській та Кросненській одиницях, а також у Пд-З частинах Скибової одиниці. Внутрішня Дуклянська одиниця зазнала найбільшої ерозії (до 7 км), що погоджується з найбільшими відсотками скорочення в їх межах (100 %), в той час як сусідня одиниця – Кросно – зазнала найменшого скорочення і денудації (44 % та 33,8 % відповідно). Такий контраст пов'язаний з пологим кутом насування Дуклянського покриву, який

перекрив олігоценів відклади Кросненського суббасейну та захистив їх від ерозії.

Комплексна інтерпретація збалансованого та реставрованого розрізів з даними низькотемпературної термохронології виявили особливості будови та кількісні параметри еволюції УК.

Висновки до розділу 3

Історія геологічного вивчення Карпатського регіону починається у XVIII ст. у зв'язку з появою перших промислів вуглеводнів та солі. З початку 60 років XIX ст. результатами геологічного картування, глибокого буріння та геофізики була доказана покривна будову Карпат. На сьогодні залишається низка невирішених питань стосовно будови і еволюції УК, що ілюструється численними схемами тектонічного районування. Нез'ясованою є архітектура Карпатської споруди, особливо в межах внутрішніх скиб, глибина дофлішового фундаменту, а також початок формування покривно-складчастих деформацій у внутрішніх частинах флішового поясу.

З середини XX ст. серед європейських дослідників пріоритетною є ідея островодужної природи кайнозойського карпатського магматизму, проте, на думку ряду вітчизняних науковців кайнозойський магматизм Українських Карпат і Панкардії вказує на відсутність класичної субдукції в Карпато-Паннонському регіоні.

Новим вкладом в розуміння еволюції Українських Карпат стала комплексна інтерпретація збалансованого розрізу по лінії Мукачево–Орява–Більче та результатів низькотемпературної термохронології (фішен-трек аналізу). За збалансованим розрізом базальний детачмент алохтону УК проходить по покрівлі фундаменту на глибинах 12–15 км. Первинна ширина Карпатського басейну складала 460 км. З його відкладів в результаті

скорочення ложа басейну сформувався сучасний покривно-насувний пояс УК шириною 120 км.

В розвитку Карпатського басейну було виділено ряд етапів. Ранньокрейдовий басейн, сформований на пасивній континентальній окраїні та мав ширину 132 км. В альб-сеноманський час (112–94 млн років) підвищується тектонічна активність у Внутрішніх Карпатах, що погоджується з ідеєю появи виступів фундаменту або безкореневих кордільєр між П'єнінським, Мармароським, Дуклянським та Буркутським суббасейнами. У пізній крейді-олігоцені (~100–32 млн років) Карпатський басейн просувається у Пн-С напрямку за рахунок розмиву кордильєр та поєднання суббасейнів, крім П'єнінського та Мармароського, які залишаються ізольованими.

Початок формування насувної споруди в П'єнінській одиниці відноситься до еоцену та підтверджується відкладанням «дикого флішу» вульхівчицької серії. Відповідно до даних фішен-трек аналізу акреційна призма перейшла межі П'єнінського суббасейну в ранньому олігоцені ~32 млн З цього часу швидкість осадонакопичення суттєво підвищилась, про що свідчать зростання потужностей олігоценових відкладів порівняно з верхньокрейдовими та еоценовими. К початку міоцену (22 млн років) фронт насування досягає Кросненського суббасейну, де було вже було накопичено до 3,5 км синорогенних відкладів олігоцену. Розвиток міоценового басейну характеризують моласові відклади, які нагромаджуються на еродованій поверхні флішу в Кросненському, Скибовому та Бориславо-Покутському басейнах, в той час як внутрішня частина Карпатської споруди є піднятою над рівнем моря і зазнає ерозії. За наступний період 22–12 млн Карпатська споруда досягає своєї сучасної позиції, про що свідчить сарматський вік наймолодшого моласового комплексу в Передкарпатському прогині. Скорочення басейну та формування складчасто-насувного поясу відбувалось у два етапи з різною середньою швидкістю: в перший період (32–22 млн

років) швидкість скорочення складала 12–13 мм/рік, а в другий період (22–12 млн років) збільшилась до 22 мм/рік. Після закінчення насувоутворення (~11,5 млн років) відбувається ерозія та ізостатичний підйом Карпатської споруди, що призводить до ексгумації її нижніх горизонтів. Після насувне здійснення досягає максимуму (до 7 км) у внутрішній та центральній частинах Карпатського орогену.

Список використаних джерел до розділу 3

1. Баженов, М. Л., Буртман, В. С. (1990). Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты–Кавказ–Памир. Москва: Наука.
2. Бойко, Г. Ю., Лозиняк, П. Ю., Заяць, Х. Б., Анікеєв, С.Г., Петрашкевич, М.Й., Колодій, В.В., Гайванович, О.П. (2003). Глибинна геологічна будова Карпатського регіону. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2, 52–62.
3. Бубняк, І. Накапелюх, М. (2013). Збалансований розріз відслонення «Тартак» (Сибовий покрив Українських Карпат). *Геофизический журнал*, 35(3), 105–114.
4. Буров, В. С., Вялов, О. С., Гавура, С. П. и др. (1976). Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов масштаба 1:200 000. Киев: Мингео УССР.
5. Буров, В. С., Вишняков, И. Б., Глушко, В. В. и др. (1986). Тектоника Украинских Карпат (объяснительная записка к тектонической карте Украинских Карпат масштаба 1:200 000). Киев: Наук. думка.
6. Глушко, В. В., Круглов, С. С. (Ред.). (1986). Тектоническая карта Украинских Карпат масштаба 1:200 000. Киев: Мингео УССР.
7. Вялов, О. С., Гавура, С. П., Даныш, В. В. и др. (1981). История геологического развития Украинских Карпат. Киев: Наук. думка.

8. Габинет, М. П., Кульчицкий, Я. О., Матковский, О. И., Ясинская А. А. (1977). Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат. Киев: Вища школа.

9. Гинтов, О.Б., Бубняк, И.Н., Муровская, А.В., Вихоть, Ю.М., Накапелюх, М.В., Шлапинский, В.Е. (2014). Тектонофизический и палинспастический разрезы Украинских Карпат вдоль геотраверса DOBRE-3 (PANCAKE). *Геофизический журнал*, 36(3), 3—34.
<https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i3.2014.116050>

10. Глушко, В.В. (1968). Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. Москва: Недра.

11. Глушко, В. В., Круглов, С. С. (Ред.). (1971). Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. *Труды УкрНИГРИ, XXV*. Москва: Недра.

12. Глушко, В. В., Круглов, С. С. (Ред.). (1986). Тектоническая карта Украинских Карпат масштаба 1:200 000. Киев: Мингео УССР.

13. Гнилко, О. М. (2011). Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 1. Основні елементи Карпатської споруди. *Геодинаміка*, 10(1), 47–57.

14. Гнилко, О. М. (2012). Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акреційна призма. *Геодинаміка*, 12(1), 67–78.

15. Гнилко, О.М., Гнилко, С.Р., Генералова, Л.В. (2015). Формирование структур Утесовых зон и межутесового фліша Внутренних Украинских Карпат – результат сближения и коллизии микроконтинентальных террейнов. *Вестник Санкт-Петербургского университета*, 7(2), 4–24.

16. Гожик, П. Ф., Семененко, В. М., Маслун, Н. В. та ін. (2013). Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України у двох томах. Т.1:

Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України. К кн.: ІГН НАН України. Київ: Логос.

17. Даниш, В. В. (1973). Геологія західної частини південного схилу Українських Карпат. Київ: Наук. думка.

18. Доленко, Г. Н., Бойчевская, А. Т., Данилович, Л. Г. и др. (1980). Глубинное строение, развитие и нефтегазоносность Украинских Карпат. Киев: Наук. думка.

19. Заяц, Х.Б. (2013). Глибинна будова надр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту і газ. Львів: Центр Європи.

20. Колодій, В. В., Бойко, Г. Ю., Бойчевська, Л. Е. та ін. (2004). Карпатська нафтогазоносна провінція. Львів–Київ: Український Видавничий центр.

21. Круглов, С.С., Цыпко, А.К. (1988). Тектоника Украины. Москва: Недра.

22. Круглов, С. С., Гурський, Д. С. (Ред.). (2007). Тектонічна карта України. Масштаб 1:1 000000. Київ: УкрДГРІ.

23. Круглов, С. С., Арсірій, Ю. О., Веліканов, В. Я. (Ред.). (2007). Тектонічна карта України. Пояснювальна записка. Частина 1. Київ: УкрДГРІ.

24. Крупський, Ю. (2011). Геологія і нафтогазоносність Українських Карпат та їхніх прогинів (погляд з початку ХХІ ст). *Вісник Львів. Ун-ту. Серія геол.*, 25, 3–19.

24. Лозиняк, П., Петрашкевич, М. (2007). Основні принципи і схема тектонічного районування Українських Карпат. *Праці Наукового товариства ім. Шевченка. Геологічний збірник, XIX*, 50-62.

25. Ляшкевич, З. (2014). Еволюція та генезис кайнозойського вулканізму в Панкардії. *Вісник Київського національного університету. Геологія*, 66(3), 21–26.

26. Ляшкевич, З. (2011). Связь альпийского магматизма со структурно - разломной тектоникой Карпат. *Геофизический журнал*, 33(3), 144–150.
27. Медведев, А.П., Варичев, В.С. (2000). Пра-Карпаты (конструкция и деструкция). Львов.
28. Муровская, А., Накапелюх, М., Вихоть, Ю., Шлапинский, Е., Бубняк, И., Мычак, С. (2016). Кинематическая эволюция Зоны Пеннинских утесов в кайнозое (Украинские Карпаты). *Геофизический журнал*, 38(5), 119–136.
29. Накапелюх, М.В., Вихоть, Ю.М., Бубняк, И.Н. (2011). Сбалансированный разрез Скибового покрыва Украинских Карпат, долина реки Сукиль. *Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы Второй молодежной тектонофизической школы-семинара, 17–21 октября 2011* (сс. 187–190). Москва: ИФЗ.
30. Павлюк, М.І., Ляшкевич, З.М., Медведев, А.П. (2013). Українські Карпати в структурі Панкардії. *Геодинаміка*, 14(1), 45–60.
31. Паталаха, Е.И., Гончар, В.В., Сенченков, И.К., Червинко, О. П. (2003). Элементы геодинамики Карпат. Прогноз углеводородов и сейсмоопасности. Киев: Екмо.
32. Ступка, О. С. (2011). Формування флішу Карпат в еволюції Тетісу – новий погляд на проблему. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*, 20(2), 51–62.
33. Ступка, О. (2018). «Молоді платформи» – традиційні уявлення і реальність (геодинамічний аспект). *Геодинаміка*, 24(1), 51–59.
34. Третьак, К.Р., Максимчук, В.Ю., Кутас, Р.І. (Ред.). (2015). Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпат і суміжних територій. Львів: Львів. Політехніка.
35. Хом'як, Л.М. (2010). Насуви в геологічній еволюції Українських Карпат та динамічні умови їх формування за даними комп'ютерного

модельовання. *Автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук: спец. 04.00.01 Загальна та регіональна геологія*. Львів: ЛНУ ім. І. Франка

36. Шлапінський, В.Є. (2012). Деякі питання тектоніки Українських Карпат. *Праці наукового товариства імені Шевченка*, XXX, 48–67.

37. Шлапінський, В.Є., Жабіна, Н.М., Мачальський, Д.В., Тернавський, М.М. (2017). Уточнення геологічної будови Пенінського покриву Українських Карпат. *Геодинаміка*, 22(1), 55–73.

38. Alokhin V. I., Tikhlivets, S. V., Murovska, A. V., & Puhach, A. V. (2018). Mineralogical features of the clastic dykes of the Eastern Carpathians Skybova zone. *Journal of Geology, Geography and Geoecology*, 27(1), 3–11. doi: 10.15421/111824.

39. Andreucci, B., Castelluccio, A., Corrado, S., Jankowski, L., Mazzoli, S., Zattin, M. (2014). Interplay between the thermal evolution of an orogenic wedge and its retro-wedge basin: An example from the Ukrainian Carpathians. *Geological Society of American Bulletin*, B31067.1. doi: 10.1130/B31067.1

40. Andreucci, B., Castelluccio, A., Jankowski, L., Mazzoli, S., Szaniawski, R., Zattin, M. (2013). Burial and exhumation history of the Polish Outer Carpathians: Discriminating the role of thrusting and post-thrusting extension. *Tectonophysics*, 608, 866–883. doi:10.1016/j.tecto.2013.07.030.

41. Csontos, L. & Vörös, A. (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210(1), 1–56.

42. Gaḡała, Ł., Vergés, J., Saura, E., Malata, T., Ringenbach, J.-C., Werner, Ph., Krzywiec, P. (2012). Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. *Tectonophysics*, 532–535, 223–241.

43. Gröger, H.R., Tischler, M., Fügenschuh, B., Schmid, S.M. (2013). Thermal history of the Maramureş area (Northern Romania) constrained by zircon

fission track analysis: Cretaceous metamorphism and Late Cretaceous to Paleocene exhumation. *Geol. Carpathica*, 64(5), 383–398.

44. Huismans, R.S., Podladchikov, Y.Y., and Cloetingh, S. (2001). Dynamic modelling of the transition from passive to active rifting, application to the Pannonian Basin. *Tectonics*, 20, 1021–1039. doi: 10.1029/2001TC900010.

45. Kováč, M., Bielik, M., Pereszlenyi, M., Šefara, I., Vaas, D. (1997). The Western Carpathian intramontane basins. In: Grecula, P., Hovorka, D., Putiš, M. (Eds.). *Geological Evolution of the Western Carpathians* (pp. 1–24). *Mineralia Slov. Monograph*. GSSR, Bratislava.

46. Konečný, V., Kovač, M., Lexa, J., and Šefara, J. (2002). Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: An interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. *European Geosciences Union Stephan Mueller Special Publication*, 1, 105–123. doi: 10.5194/smsps-1-105-2002.

47. Merten, S., Matenco, L., Foecken, J.P.T., Stuart, F.M., Andriessen, P.A.M. (2010). From nappe stacking to out-of-sequence postcollisional deformations: Cretaceous to Quaternary exhumation history of the SE Carpathians assessed by low-temperature thermochronology. *Tectonics*, 29, TC3013. doi:10.1029/TC002550.2010.

48. Nakapelyukh, M., Bubniak, I., Yegorova, T., Murovskaya, A., Gintov, O., Shlapinskyi, V., & Vikhot, Yu. (2017). Balanced geological cross-section of the outer Ukrainian Carpathians along the PANCAKE profile. *Journal of Geodynamics*, 108, 13–25. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.05.005>.

49. Nakapelyukh, M., Bubniak, I., Bubniak, A., Jonckheere, R., Ratschbacher, L. (2018). Cenozoic structural evolution, thermal history, and erosion of the Ukrainian Carpathians fold-and-thrust belt. *Tectonophysics*, 722, 197–209.

50. Nemčok, M., Krzywiec, P., Wojtaszek, M., Ludhová, L., Klecker, R.A., Sercombe, W.J., Coward, M.P. (2006). Tertiary development of the Polish and

eastern Slovak parts of the Carpathian accretionary wedge: insights from balanced cross sections. *Geologica Carpathica*, 57, 355–370.

51. Oszczytko, N. (2006). Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, 50(1), 169–194.

52. Popadyuk, I., Vul, M., Ladyzhensky, Y., Shpak, P. (2006). Petroleum geology of the Boryslav-Pokuttya zone, the Ukrainian Carpathians. In: Golonka, J., Picha, F.J. (Eds.). The Carpathians and their foreland: Geology and hydro-carbon resources. *AAPG Memoir*, 84, 455–466.

53. Poprawa, P., Malata, T., Pécskay, Z., Kusiak, M.A., Banaś, M., Paszkowski, M. (2006). Geochronology of the crystalline basement of the Western Outer Carpathians' source areas - constraints from the K/Ar dating of mica and Th-U-Pb chemical dating of monazite from the crystalline 'exotic' pebbles. *Geolines*, 20, 110–112.

54. Sandulescu, M. (1988). Cenozoic tectonic history of the Carpathians. In: L. H. Royden & F. Horwath (Eds.). The Pannonian Basin: a study in basin evolution (pp.17–26). *AAPG Memoir*, 45

55. Schmid, S. M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., Ustaszewski, K. (2008). The Alpine–Carpathian–Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss J. Geosci.*, 101, 139–183

56. Ślęczka, A., Kruglov, S., Golonka, J., Oszczytko, N., Popadyuk, I. (2006). Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia, and Ukraine: General Geology. In Golonka, J., Picha, F.J. (Eds.). The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. *AAPG Memoir*, 84, 221–258.

57. Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., W., P., Grad, M., Kovács, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I.M., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedűs, E., Komminaho, K.,

Legostaeva, O., Tiira, T. & Tolkunov, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049–1072.

58. Suppe, J., Medwedeff, D.A. (1997). Multibend fault–bend folding. *Journal of Structural Geology*, 34(19), 219–292.

РОЗДІЛ 4. ГЛИБИННА БУДОВА УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ ЗА СЕЙСМІЧНИМИ ДАНИМИ

4.1. Вивченість Українських Карпат сейсмічними методами

Вивчення глибинної будови Українських Карпат базується в першу чергу на результатах інтерпретації сейсмічних даних [Чекунов и др., 1969; Соллогуб и др., 1983, 1986, 1988; Заяц, 2013; Starostenko et al., 2013, 2019 та ін.]. В 2013 році вийшла монографія Х.Б. Заяц, яка оприлюднила великий об'єм сейсмічних досліджень в межах Українських Карпат. В їх числі проект регіональних спостережень, виконаний в ЗУГРЕ ДП «Укргеофізика» методом СГТ по 5 профілях транскарпатського напрямку та 3 профілях – субкарпатського. За результатами комплексної інтерпретації профілів КМЗХ-ГСЗ та СГТ побудовано 8 глибинних сейсмогеологічних розрізів (рис. 4.1). Геологічні границі в осадових відкладах та поверхні дорифейського кристалічного і рифейського фундаментів було корельовано за надглибокими параметричними свердловинами.

Карпатський регіон на території України пересікають 5 профілів глибинного сейсмічного зондування: Геотраверс II, відпрацьований в 1968 році [Соллогуб и др., 1983], сейсмічний профіль КМЗХ-ГСЗ Чоп–Великий Бичків, відпрацьований у 1967 році [Чекунов и др., 1969], а також сучасні міжнародні профілі PANCAKE [Starostenko et al., 2013], RomUkrSeis [Starostenko et al., 2019] та щойно відпрацьований TTZ-South. При обговоренні глибинної будови в межах Українського сектора Карпат враховуються результати відомих міжнародних глибинних сейсмічних досліджень останнього десятиліття за проектами, CELEBRATION 2000 [Grad et al., 2006; Guterch et al., 2015; Janik et al., 2009, 2011; Sroda et al., 2010 и др.], POLCRUST-01 [Narkiewicz et al., 2015; Krzywiec et al., 2017], VRANCEA [Hauser et al., 2007].

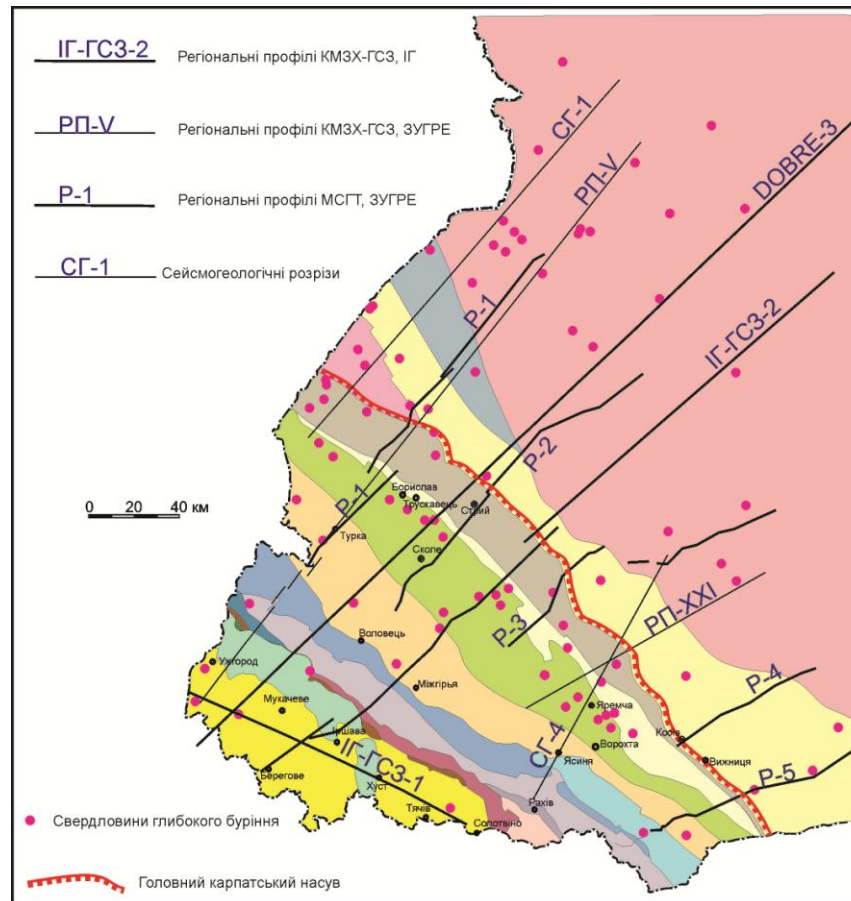


Рис. 4.1. Сейсмічні профілі в межах Українських Карпат, що згадуються в даній роботі, модифіковано за [Заяц, 2013], тектонічна основа за [Глушко, Круглов, 1986]

Глибина будова Передкарпатського прогину та Українських Зовнішніх Карпат дещо відрізняється в їх західному і східному сегментах, що ілюструється двома сейсмогеологічними розрізами Р-1 та Р-5 [Заяц, 2013].

Сейсмогеотраверс Р-5 (рис. 4.2) перетинає Покутсько-Буковинську частину УК за напрямком Гринява-Чернівці, яка характеризується відносно неглибоким заляганням дофлішової основи. Завдяки цьому Р-5 є єдиним перерізом УК, де свердловини (4000 м) на площі Лопушна розкрили автохтонну основу під Карпатським алохтоном, яка представлена платформними відкладами юри та крейди окраїни ССК. Зовнішня Більче-Волицька зона Передкарпатського прогину в межах даного перетину має

значну ширину та неглибоке залягання кристалічного фундаменту, наприклад, в районі Чернівців він розкритий свердловиною на глибині 2200 км. СЕК та всі перекриваючі його осадові товщі занурюються під Карпатську споруду по системі скидів, найбільш виразним з яких є Передкарпатський розлом, з амплітудою переміщення близько 3 км. Максимальна потужність рифейських метаосадових і метавулканічних порід СЕК досягає 2 км, а палеозойських осадових відкладів, представлених трьома відділами: кембрієм, силуром та девоном, складає 3 км. Поверхня дофлішового фундаменту занурюється у Пд-С напрямку під Карпатську споруду до максимальної глибини 9,5 км і формує грабеноподібну структуру під Скибовим і Бориславо-Покутським зовнішніми покриттями. Поверхня дорифейського кристалічного фундаменту подібно до поверхні дофлішового фундаменту занурюється на Пд-З по системі скидів і досягає найбільшої глибини 12,5 км під Бориславо-Покутським та Скибовим покриттями.

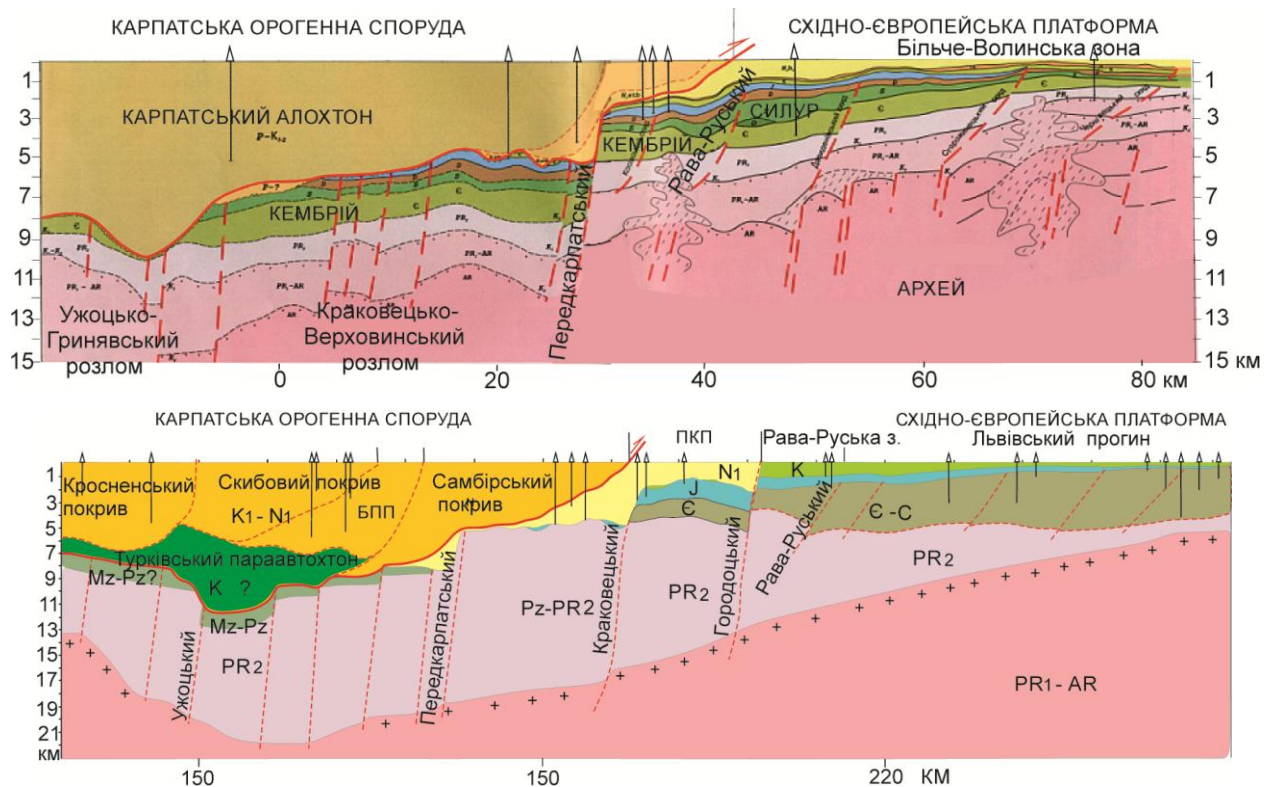


Рис.4.2. Сейсмогеотраверси Р-5 (зверху) та Р-1 (знизу) перетинають УК, Передкарпатський прогин та окраїну СЄК, за [Заяц, 2013]. Положення профілів див. на рис. 4.1. ПКП – Передкарпатський прогин, БПП – Бориславо-Покутський покрив.

Сейсмогеотраверс Р-1 (рис. 4.1, 4.2) пересікає Пн-З частину УК за напрямом Ужок–Бориня–Борислав–Рудки–Великі Мости. Дофлішова автохтонна основа також формує грабен між Ужоцьким та Шевченківським розломами і досягає максимальної глибини в 12 км під Скибовим та Бориславо-Покутським покриттями. В складі складчастої флішової товщі на глибинах 6–12 км передбачається параавтохтонний комплекс крейдового-палеогенового віку, який має тектонічні границі з вищими та нижчими ланками розрізу. Прогин поверхні кристалічного фундаменту під Карпатською спорудою повторює форму доальпійського фундаменту і досягає глибини 20 км.

Під моласовими відкладами Передкарпатського прогину свердловинами розкриті юрські осадові утворення платформного чохла та рифейські зелені сланці, імовірно значної потужності. Рифейські породи розкриті також свердловинами під палеозойськими осадовими відкладами Львівського палеозойського прогину. Рифейські утворення насунуті на кембрійські по зоні Краковецького та Рава-Руського розломів. Максимальна потужність рифейських відкладів до 10 км прогнозується в зоні, обмеженій Городоцьким та Ужоцьким розломами. Максимальна потужність палеозойських та мезозойських відкладів (до 5 км) спостерігається у Львівському палеозойському прогині.

Як ми бачимо з наведених глибинних досліджень структури Західно-Європейської плити, СЄК та зони їх зчленування знаходяться під моласами Передкарпатського прогину і покриттями Карпатської алохтонної споруди, а їх точні границі та характер зони зчленування є темою дискусії, наприклад

[Круглов та ін., 2007 а, б]. Південно-західну окраїну СЄК проводять вздовж зони Тейсейра–Торнквіста (ТТЗ), яка є трансформацією ТТЛ – лінії Тейсейра-Торнквіста [Dadlez, 2000]. Одним із варіантів продовження ТТЛ на України є Рава-Руський розлом [Winchester, 2002; Заяц, 2013], який інтерпретується межею Східно-Європейської та Західно-Європейської платформ [Колодій та ін., 2004]. Проте допускається [Winchester, 2002; Гинтов и др., 2014; Krzywies et al., 2017], що дорифейський фундамент давньої платформи продовжується західніше ТТЛ ще на ~100–200 км.

На всіх сейсмогеологічних розрізах поперек УК за даними [Заяц, 2013] простежуються аналогічні риси глибинної будови. Зміни у структурі земної кори починаються в крайовій частині СЄК, підсилюються у Передкарпатському прогині та під Зовнішніми Флішовими Карпатами, де кристалічна кора занурюється на глибини до 12–22 км по системі скидів Пн–Пн-3 та Пн-3 простягань. Розломи Пн–Пн-3 напрямків (Рава-Руський, Краковецький) контролюють палеозойські структури, а в альпійський час вони активізувались як скиди внаслідок ваги Карпатської споруди. Розломи Пн-С простягання (Передкарпатський, Ужоцький) із значною скидовою складовою переміщення пов'язані з розвитком Карпатського орогену. Найбільш виразним за великою амплітудою переміщень (до 5 км) є Передкарпатський розлом перед фронтом Бориславсько-Покутського покриву. Наступний на захід Ужоцький розлом виділено за ознакою суттєвого підйому кристалічного фундаменту. Розломи формують прогин у поверхні кристалічного фундаменту з максимальними глибинами більше ніж 20 км з віссю під Скибовим покривом. Співставлення розрізів верхньої частини земної кори за даними СГТ та швидкісних моделей за даними ГСЗ дають можливість розглянути більш детально структуру і геодинамічну еволюцію земної кори Передкарпатського прогину та Зовнішніх Карпат.

4.2. Особливості будови Українських Карпат по профілю ГСЗ PANCAKE

У 2008-2011 рр. міжнародним колективом вчених виконані дослідження методом ГСЗ по профілю PANCAKE, що перетинає Паннонський басейн, Українські Карпати і прилеглу частину Східно-Європейського кратону (рис. 4.3).

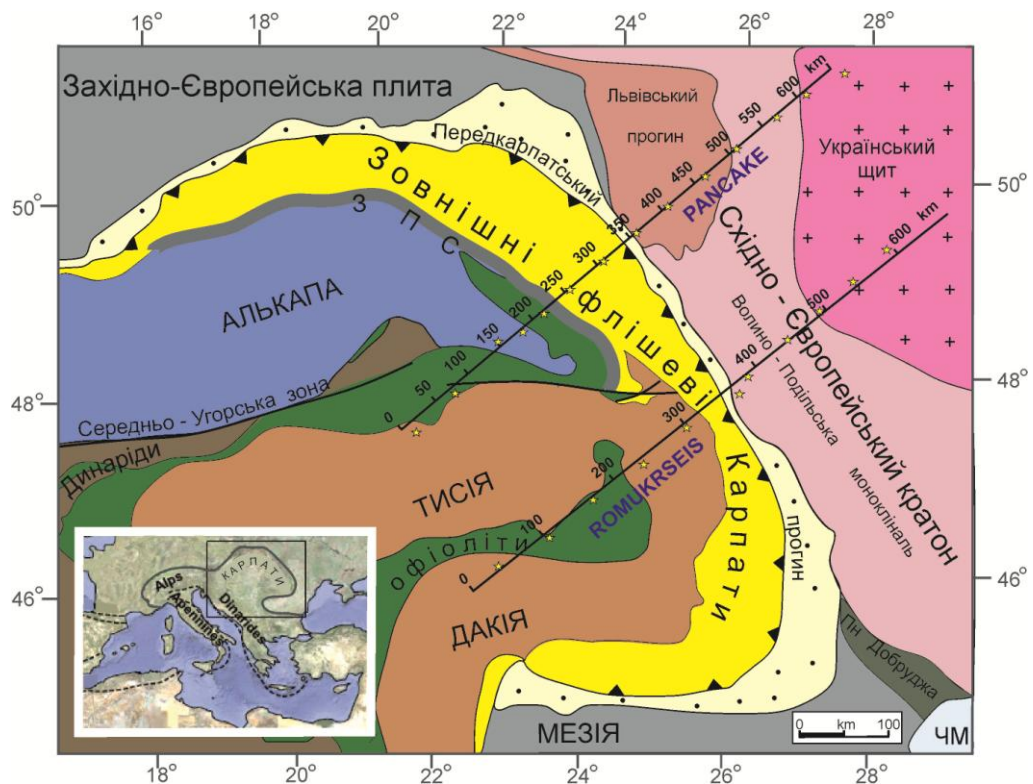


Рис. 4.3. Положення сейсмічних профілів PANCAKE та RomUkrSeis, що пересікають Українські Карпати на тлі тектонічної схеми за [Schmid et al., 2008; Круглов, Гурський, 2007].

Результати ГСЗ, засновані на сучасних технологіях, дозволили вивчити структуру літосфери регіону до глибини 65 км [Starostenko et al., 2013]. Швидкісна модель по профілю PANCAKE розділяється на три масштабні тектонічні одиниці: (1) Паннонський басейн і Закарпатський прогин, (2)

Карпати; (3) західну окраїна Східно-Європейського кратону. Паннонський басейн має низькошвидкісну малопотужну (тоншу ніж 25 км) континентальну кору, що менше за середню потужність (близько 30,5 км) континентальної кори. Верхня кора під Закарпатським прогином характеризується швидкістю повздовжніх хвиль близько 6,24 км/с, а під ПБ зменшується до 6,07 км/с, що менше ніж середня швидкість у фундаменті (6,2–6,4 км/с) герцинської кори [Artemieva, Meissner, 2012]. В нижній корі ПБ відсутній мафічний шар, а швидкість у верхній мантії знижена і становить близько 7,8–8,0 км/с.

Під Карпатами поверхня Мохо заглиблюється з 22 км до 45 км в напрямку СЕК і за потужністю є подібною до середньо-глобальної для континентальних орогенів (46 км). Потужність осадового шару під Карпатами перевищує 20 км, а чіткого відбиття від його підосви не зафіксовано. Осадова товща складається з трьох шарів з наступними швидкостями: $V_p < 4,65$ км/с до глибин 5–7 км, 5,45–5,55 км/с до глибин 12–14 км і $V_p \sim 5,29$ км/с в своїй нижній частині. Границя між шарами з $V_p = 4,60$ і $V_p = 5,50$ км/с на глибині 4–6 км інтерпретована як фундамент флішового комплексу, насунутого на метаосадові породи крайової частини СЕК [Starostenko et al., 2013]. Наявність товщі потужністю 20 км з низькою швидкістю під Карпатським орогеном пов'язується з Транс-Європейською шовною зоною (ТЄШЗ) [Гинтов и др., 2014, Амашукели и др., 2019], Пн-С межа якої вздовж профілю відповідає Рава-Руському розлому [Заяц, 2013]. ТЄШЗ детально досліджена в [Pharaoh et al., 2006] та визначається як фундаментальна границя, яка поділяє древню літосферу докембрійського СЕК і палеозойську літосферу Західно-Європейської плити.

Західна окраїна СЕК характеризується тришаровою земною корою з потужністю до 48 км та високими швидкостями у верхній мантії (8,3 км/с), що є типовим для докембрійських кратонів, наприклад [Grad et al., 2006]. В напрямку до УЩ потужність кори збільшується за рахунок верхнього і

нижнього шарів при постійній потужності середньої кори. Характерною рисою кори західної окраїни ССК є наявність двох лінз з низькою швидкістю на глибині 12–18 км потужністю близько 3–5 км і довжиною 100 км під Львівським прогином та Волино-Подільською моноклиналлю.

Швидкісна модель по профілю PANCAKE висвітлила складну багатоповерхову будову Українських Карпат і ТЄШЗ, що є однією з причин багатоваріантності її інтерпретації [Starostenko et al., 2013; Гинтов и др., 2014; Verpakhovska et al., 2018]. Це стало стимулом для подальшого детального вивчення як альпійського Карпатського орогену, так і нижчих структурних поверхів з урахуванням додаткової геолого-геофізичної інформації. Зіставлення швидкісного розрізу по профілю PANCAKE [Starostenko et al., 2013] з геологічним розрізом за [Шлапінський та ін., 2007] показує, що глибина занурення карпатського флішу в районі профілю PANCAKE доходить до 8–10 км, а в районі ПК 220 – навіть до 14 км (рис. 4.4, а). Флішовим Карпатам на швидкісному розрізі відповідають сейсмічні горизонти з різними швидкостями: до глибини 6 км знаходиться шар зі швидкістю поздовжніх хвиль 4,35–4,65 км/с, а глибше – шар зі швидкостями 5,45–5,55 км/с. В інтерпретаційній моделі [Starostenko et al., 2013] передбачається, що межа між шарами 4,65 і 5,45 км/с на глибині 6 км відповідає підосві флішових відкладів алохтону УК, що суперечить наявним геологічним і геофізичним даним, в тому числі результатам глибокого буріння. Наприклад, надглибокі свердловини Луки, Синьовидне (7000 м) та Шевченкове (7600) не вийшли з крейдово-палеогенових утворень алохтону УК. З оглядом на наведені факти, дисертант вважає, що верхня частина шару з $V_p = 5,45\text{--}5,55$ км/с також відноситься до алохтону УК, який в своїй нижній частині характеризується більш високою швидкістю поздовжніх хвиль. Такий висновок можна проілюструвати наступним фактом. У в Чорноголовській підзоні Поркулецького покриву відповідно до підвищених швидкостей сейсмічних хвиль за даними сейсмозвідки планувалось

знаходження дофлішового фундаменту на глибині 1 км, та була пробурена Чорноголовська параметрична свердловина.

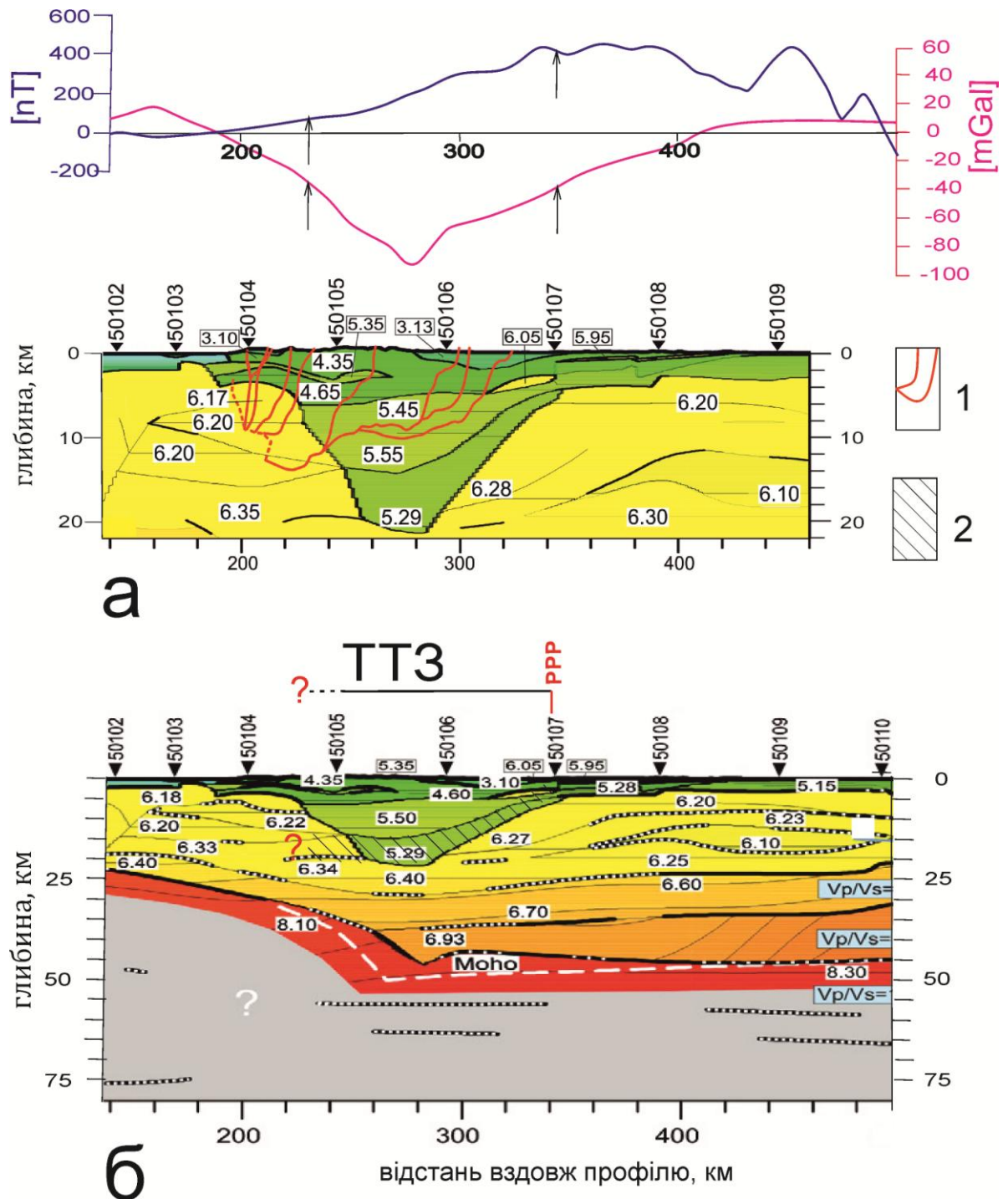


Рис. 4.4. Співставлення швидкісної моделі земної кори Карпатського сегменту профілю PANCAKE [Starostenko et al., 2013] з конфігурацією Карпатської покривно-насувної споруди: а – верхня кора; б – кора і верхня

мантія; 1 – контури геологічного розрізу [Шлапінський та ін., 2007], 2 – ймовірне положення ТТЗ. РРР – Рава-Руський розлом [Заяц, 2013].

Проте навіть на глибині 4010 км свердловина не вийшла з осадових відкладів Карпатського алохтону і досягла тільки середини крейдового розрізу. З урахуванням нахилу поверхні насуву Поркулецького покриву за даними буріння у 70° – 80° , можна прогнозувати значну глибину дофлішового фундаменту, а високі швидкості повздовжніх хвиль виявились пов'язаними зі щільними буркутськими пісковиками, широко розвиненими в межах покриву [Круглов, Цыпко; 1988; Заяц, 2013].

Найбільша розбіжність геометрії альпійського структурного поверху УК за геологічними даними зі швидкісною та інтерпретаційною моделями по профілю PANCAKE спостерігається на відрізку 200–240 км, де на глибинах 4–14 км в області розвитку флішових алохтонних комплексів за геологічним розрізом зафіксовані швидкості $V_p = 6,17$ – $6,20$ км/с, що, зазвичай, відповідають кристалічним породам. Частково це може бути пов'язано з присутністю на глибині в тилкових частинах Мармароського і Буркутського покривів порід похованого Мармароського масиву. Відповідно до збалансованого та відновленого розрізів [Гинтов и др., 2014; Nakapelukh et al., 2017] в фундаменті Буркутського басейну залягали кристалічні породи подібні до Мармароського кристалічного масиву, які були втягнуті у насувоутворення, а тепер знаходяться в нижній частині покриву. Наведені вище геологічний і палінспастичний розрізи показують, що сейсмічна межа між шарами 4,65 і 5,45 км/с не є детачментом, що відокремлює флішовий комплекс від фундаменту, але може бути площиною внутрішнього насуву, які спостерігаються на геологічному розрізі (рис. 4.2).

Підосва шару 5,45–5,55 км/с, що занурюється на південний захід з 4 до 14 км також може бути поверхнею насування, але вже мезо-палеозойських комплексів композитної мікроплити Алькапа на ССК під час герцинського

тектогенезу. Можливо, шар знижених швидкостей 5,29 км/с відповідає розушільненим породам ТТЗ, Пн-С обмеженням якої є Рава-Руський розлом [Круглов, Цыпко, 1988; Заяц, 2013] (рис. 4.4, б). Швидкісні границі нижче альпійського структурного поверху між ПВ 105 і 107 полого (4° – 10°) занурюються на Пд-С, при цьому так само занурюється і високошвидкісна (6,05 км/с) лінза, що може бути лінзою докембрійського фундаменту. Таким чином вздовж профілю ТТЗ може бути не вертикальною, а полого падаючою на Пд-З широкою розломною зоною між ССК і його палеозойським обрамленням.

На відрізку профілю 180–137 км, починаючи з глибини приблизно 6 км і до 19 км, простежується пригранична зона між різношвидкісними блоками кори, що занурюється на захід під кутом в середньому $\sim 20^{\circ}$, яка за думкою [Гинтов и др., 2014] відповідає П'єнінсько-Мармароській сутурі та може бути підтвердженням Пд-З напрямку міоценової субдукції залишкового океану Магура під композитну мікроплиту Алькапа.

Аналіз швидкісної моделі по профілю ГСЗ PANCAKE та співставлення її з геологічним розрізом стимулювали подальші дослідження і застосування методу міграції для одержання додаткової інформації стосовно будови земної кори та верхньої мантиї регіону, що описано в наступному підрозділі.

4.3. Тектонічна модель літосфери по профілю ГСЗ PANCAKE з урахуванням сейсмічних зображень за методом міграції

4.3.1. Основні принципи методу міграції

Основною метою застосування методу міграції відбитих та заломлених хвиль є одержання незалежних відображень в межах кори і верхньої мантиї з використанням динамічних характеристик хвильового поля. Методика міграції для близьких до вертикальних відбитих хвиль розвинена в методі

СГТ (спільної глибинної точки). Особливістю досліджень на сучасних глибинних профілях є застосування відбитих хвиль в широкому діапазоні кутів на значних відстанях від їх джерела та з іррегулярною системою спостереження. Для застосування методу міграції до даних ГСЗ був розроблений окремий алгоритм, що використовує крім відбитих ще й заломлені хвилі [Pylypenko et al., 2011; Pylypenko, Goncharov, 2000; Верпаховская и др., 2017; Пилипенко и др., 2016]. Міграція виконується для кожного пункту вибуху окремо, після чого зображення поєднуються в єдину картину вздовж кожної заломлюючої границі по профілю. Якщо геологічний розріз має кілька заломлюючих границь з контрастом швидкостей, кожна з них обробляється окремо та демонструється окремим хвильовим зображенням. Хвильову картину всього розрізу отримують при поєднанні індивідуальних зображень для кожної границі [Pavlenkova et al., 2009; Pylypenko et al., 2011]. Метод міграції показав свою ефективність для ряду профілів [Makris, Pylypenko, 2003; Pavlenkova et al., 2009; Pylypenko et al., 2011].

В даному дослідженні міграція була виконана для 7 пунктів вибуху в інтервалах SP50101–SP50103 та SP50107–SP50110. Були використані заломленні хвилі від кристалічного фундаменту P_g , а також заломлені P_n та відбиті P_mP хвилі від границі Мохо [Verpakhovskaya et al., 2018], а 2D швидкісна модель одержана шляхом спрощення швидкісної моделі за [Starostenko et al., 2013]. Для виконання міграції по кристалічному фундаменту було прийнято, що швидкість в покриваючому шарі збільшується з глибиною від 3,0 до 4,3 км/с, а швидкість у заломлюючому шарі становить 6,3 км/с. Для міграції по границі Мохо швидкість в верхній корі збільшується від ~6,0 до 6,3 км/с; а в верхній мантії прийнято латеральну зміну швидкостей від 8,0 км/с під Паннонським басейном до 8,2 км/с під ССК. На виході методу міграції було отримано два хвильових зображення: (1) для границі кристалічного фундаменту та розділу Мохо (рис. 4.5).

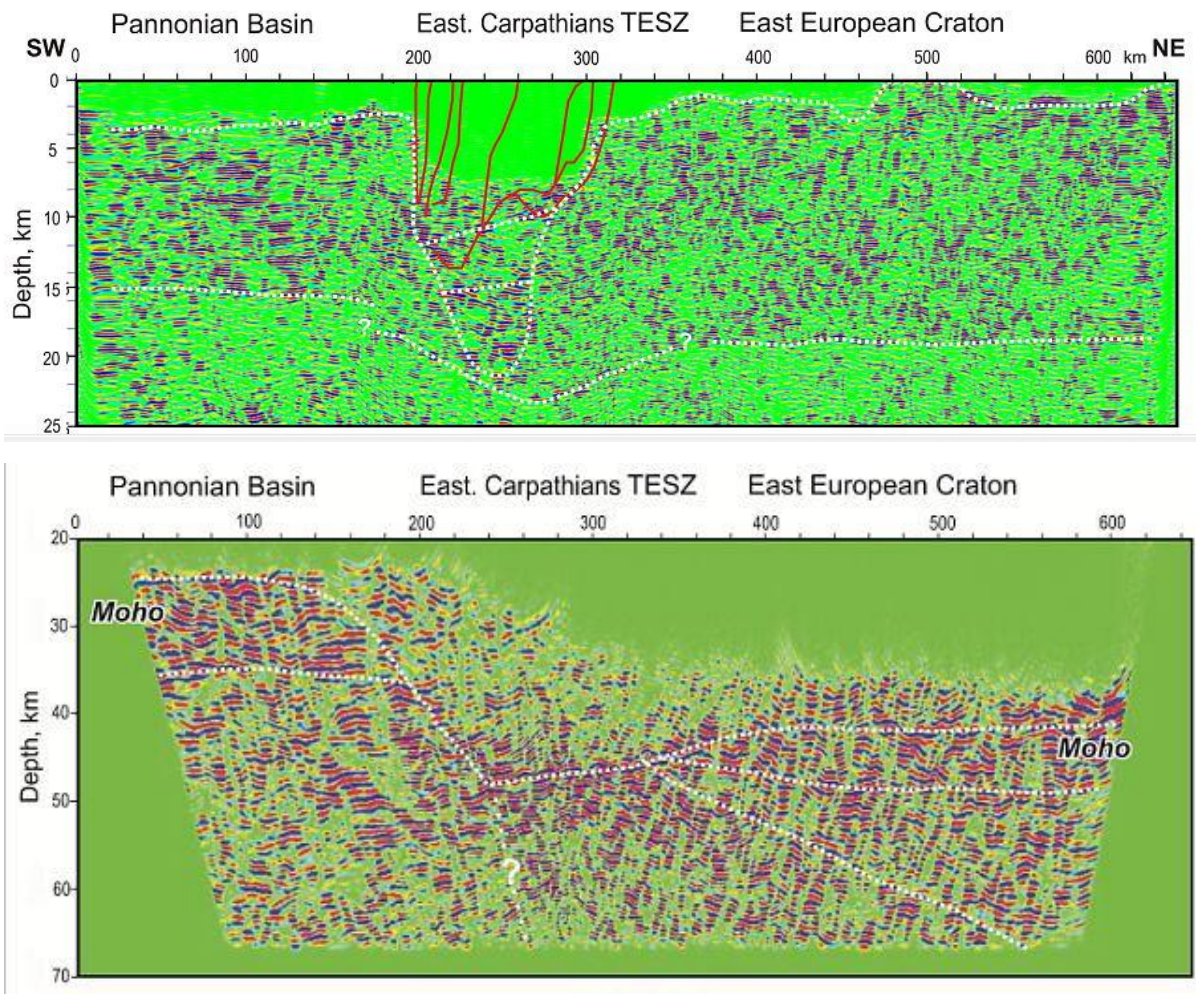


Рис. 4.5. Сейсмічні зображення вздовж кристалічного фундаменту (зверху) та розділу Мохо (знизу) по профілю PANCEKE, одержані методом міграції. Білим пунктиром показані інтерпретовані розділи. Виразно виділяється підкарпатський трог, який складається з трьох шарів. В корі ПБ та СЕК на глибинах 15–18 км проведено відбиваючу границю, по якій різко змінюється характер хвильового зображення. Червона лінія відповідає конфігурації Карпатської покривно-насувної споруди за геологічним розрізом [Шлапінський та ін., 2007]. Сейсмічне зображення розділу Мохо демонструє його значну потужність (11 км під ПБ та 7 км під СЕК) і підвищену стратифікацію. В верхній мантії виявлено похилу сейсмічну границю, яка занурюється під СЕК.

4.3.2. Тектонічна модель літосфери по профілю PANCAKE з урахуванням сейсмічних зображень за методом міграції

Аналіз хвильової картини за методом міграції [Verpakhovska et al., 2018] з урахуванням швидкостей за [Starostenko et al., 2013] дозволив побудувати інтерпретаційну модель описану нижче (рис. 4.7). Верхню частину розрізу в межах Паннонського басейну (0–200 км вздовж профілю) складають неогенові осади потужністю 2,5–3,5 км. Верхня частина розрізу СЄК представлена осадовими відкладами Львівського палеозойського прогину та неопротерозойськими породами Волино-Подільського прогину з потужністю 2,5–3 км. Вони розділяються підйомом фундаменту в межах Волино-Подільської монокліналі (480–520 км). Далі на Пн-С за розрізом відслонюються докембрійські породи.

В центральній частині профілю в районі УК виділяється трог на глибині 21 км. В межах трогу ідентифікуються три товщі. Верхня товща до глибин 10–12 км має ширину 100–110 км та характеризується крутим західним і пологим східним бортами. Швидкість в верхній частині цього шару до глибини 6 км складає 4,4–4,65 км/с, а на глибині 10 км досягає 5,45 км/с. Середня товща на глибинах 10–15 км звужується до 70 км, та характеризується більш неоднорідним хвильовим зображенням і більшими швидкостями до ~5,5 км/с.

Хвильове зображення також висвітлює риси будови кристалічної кори до глибини 25 км. Кора СЄК до глибин 18–19 км характеризується мозаїчною структурою та переважанням короткохвильової компоненти. Верхня кора Паннонського басейну до глибини 15 км, навпаки, характеризується переважанням довгохвильової компоненти. Положення границі між двома типами кори не є чітким та прогнозується під найглибшою частиною трогу.

Глибина та сейсмічне зображення розділу Мохо також відрізняється для різних ділянок профілю. Під СЄК Мохо представляє собою досить

потужний шар в інтервалі глибин 42–48 км підвищеної стратифікації з домінуванням довгохвильової компоненти. Під Паннонським басейном Мохо знаходиться на глибинах 25–36 і виглядає як шар потужністю до 11 км з домінуванням довгохвильової компоненти.

Підкорова мантія також розрізняється для двох доменів: під Паннонським басейном та СЄК. Границя розділу проходить під максимальним заглибленням Мохо (250 км вздовж профілю). В Пд-З домені домінує субгоризонтальна довгохвильова компонента, в той час як в Пн-С домені розповсюджені хвилі коротшої довжини, а відбиття полого нахилені під СЄК. Під Зовнішніми Карпатами в верхній мантії простежується сейсмічна границя, яка починається з Мохо та полого падає у східному напрямку під СЄК.

Інтерпретація підкарпатського трогу. Для інтерпретації підкарпатський трог, який досягає глибини 21 км та має тришарову будову, використано геологічні і сейсмічні дані з близько розташованих ділянок. На геологічному [Шлапінський та ін., 2007] та збалансованому [Nakapelukh et al., 2017] розрізах вздовж профілю на глибинах 10–15 км одержано положення базального детачменту Карпатського алохтону. Сейсмічне зображення методом міграції добре погоджується з геологічним та збалансованим розрізами відносно загальної конфігурації алохтону УФК – положенням і нахилом його бортів, ширини та потужності насувної споруди. Тому границю на глибині 15 км під УК ідентифіковано як поверхню доальпійського фундаменту.

На глибинному розрізі вздовж Геотраверсу II [Соллогуб и др., 1988] границя дофлішового фундаменту прогнозується на близьких глибинах 10–14 км. На розрізі [Starostenko et al., 2013] в межах підкарпатського трогу на глибині 15 км також виявлена сейсмічна границя. Представлена дисертантом інтерпретація Карпатського алохтону погоджується з результатами регіональних сейсмічних досліджень в межах УК та Передкарпатського

прогину, зокрема за профілем СГТ Р-2 [Заяц, 2013], який проходить паралельно (в 10–15 км на південь) відносно профілю PANCAKE (положення профілю Р-2 на рис. 4.6).

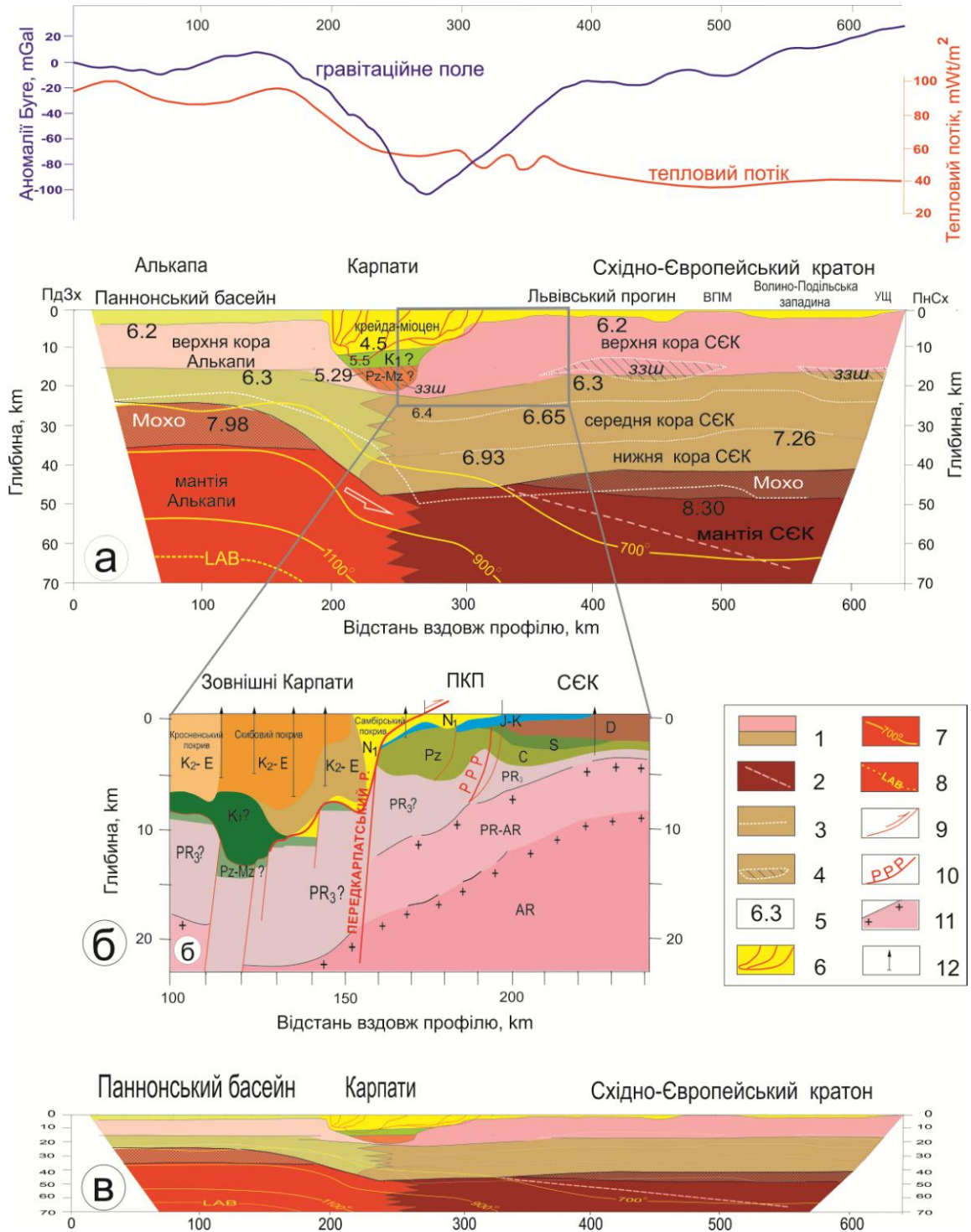


Рис. 4.6. Тектонічна модель по профілю PANCAKE, побудована на основі хвильових зображень, одержаних методом міграції [Verpakhovska et

al., 2018] (а) та порівняння її з сейсмогеологічним розрізом по профілю Р-5 [Заяц, 2013] (б); в – тектонічна модель при однакових горизонтальному та вертикальному масштабах. Сейсмічні границі за методом міграції: 1 – в земній корі, 2 – в верхній мантії, 3, 4 – сейсмічні дані за [Starostenko et al., 2013] (3 – сейсмічні границі, 4 – зони знижених швидкостей (ззш)), 5 – швидкості в км/с, 6 – конфігурація УФК [Шлапінський та ін., 2007], 7 – ізолінії температур за [Кутас, 2014], 8 – поверхня астеносфери за [Horváth, 1993], 9 – Головний Карпатський насув, 10 – Рава-Руський розлом, 11 – поверхня кристалічного фундаменту, 12 – свердловини глибокого буріння. ВПМ – Волино-Подільська монокліналь, ПКП – Передкарпатський прогин.

Сейсмогеологічний розріз вздовж профілю Р-2 демонструє на глибинах 10–14 км базальний детачмент під УК, що виходить на поверхню у фронті Самбірського покриву. В межах алохтонної споруди УК з базальним детачментом на глибинах 15 км виділяється два шари з різним характером сейсмічного запису та швидкісними характеристиками. Верхня товща має швидкості 4,3–4,6 км/с, а нижній шар характеризується більшими швидкостями (~5,5 км/с). Це може бути пояснено кількома причинами: зміною складу порід в нижніх ланках алохтону та присутністю блоків палеозойського фундаменту, ущільнення порід внаслідок літостатичного і тектонічного тиску, переробки порід під впливом температури та сульфідних розчинів.

Сейсмогеологічний розріз Р-2 демонструє на глибинах 10–12 км підоснову флішових відкладів під Скибовим покривом, серед яких на глибинах 7–12 км залягає параавтохтонне тіло, складене переважно відкладами нижньої крейди, серед яких можуть бути потужні шари пісковиків, подібних щільним буркутським пісковикам, що відслонюються на поверхні [Круглов, Цыпко, 1988].

Під Карпатським алохтоном виділяється трог, що на глибинах 14–21 км звужується порівняно з верхньою частиною. Хвильова картина в межах нижньої найвужчої частини трогу характеризується наявністю довгохвильової компоненти, підвищеною стратифікацією та зниженням швидкості до 5.3 км/с. Склад, вік та походження цієї структури є темою дискусії. Вона може відноситись до давніх метаосадових порід, похованих під спорудою Карпат, або бути низькошвидкісною лінзою, пов'язаною з зоною підвищеної деформації (детachment) в основі алохтону УК. Слід зазначити, що низькошвидкісні лінзи продовжуються на такому самому глибинному рівні і в корі ССК, де вони також пов'язуються з зоною горизонтального detachment, складеного серпентинітами. Очевидно, detachment передає тиск з боку Західно-Європейської палеозойської плити в кору крайової частини ССК, як найменше, на етапах герцинського та альпійського тектогенезу.

Можливо також пов'язати цю мезо-палеозойську структуру, поховану під внутрішньою частиною Карпатської споруди із фрагментом АЛЬКАПИ, що підсунувся в Пн-С напрямку в результаті пізньоміоценової колізії. Відносно низькі значення теплового потоку в Пн-С частині УФК пояснюються існуванням на глибинах 14–21 км підкарпатського трогу, пов'язаного з просіданням Пд-3 окраїни ССК під вагою Карпатської покривно-насувної споруди [Кутас, 2014].

На сейсмогеологічних розрізах Р-1, Р-2 та Р-5 [Заяц, 2013] під алохтонним комплексом УФК прогнозуються мезозойський, палеозойський та рифейський осадові комплекси, які досягають максимальної потужності під зовнішніми покривами. В підшві цих осадових комплексів на глибинах 23–24 км залягає дорифейський кристалічний фундамент. Подібна підкарпатська будова кори спостерігається на глибинному профілі POLCRUST-01 в Пд-С Польщі. В межах профілю під Карпатською спорудою на глибинах 9–18 км висвітлюється зона підвищеного відбиття, яка

інтерпретується як автохтонні мезо-палеозойські відклади [Malinowski et al., 2013; Narkiewicz et al., 2015].

Інтерпретація зони знижених швидкостей в основі підкарпатського трогу. Найбільш вірогідною уявляється інтерпретація «підкарпатського трогу» із зоною знижених швидкостей в його нижній частині у зв'язку з ТТЗ. На даний момент існують поняття ТТЛ, ТТЗ та ТЄШЗ, які тісно пов'язані між собою. В. Тейссейре, А. Торнквіст, Г. Штіле визначили лінію Балтика–Чорне море, як межу між Східно-Європейською та Західно-Європейською платформами та співставили цей лініамент (ТТЛ) із зоною глибинних розломів, що виділені на основі магнітних та гравіметричних даних. Уявлення про зону Тейсейра-Торнквіста (ТТЗ) сформувалось по відношенню до полоси розломів у Центральній Європі, що включає крім ТТЛ зону розломів Сордженфрей–Торнквіста [Dadlez, 2000]. ТТЗ визначається як зона зчленування консолідованого докембрійського СЄК та складеної з окремих фрагментів Західно-Європейської палеозойської плити. На даний момент ТТЗ вважається структурним елементом більш потужної Транс-Європейської шовної зони (ТЄШЗ) [Pharaoh et al., 2006] (Рис. 4.7).

В Пд-С Польщі та в північній Румунії розломи, пов'язані з ТТЗ можливо вивчати у відслоненнях Свентокшиських гір і Північної Добруджі [Hippolyte, 2002]. В Польщі ТТЗ є Пн-С обмеженням мезозойського Польського трогу, який частково був інвертованим в Польський вал, а в Україні вона перекрита мезо-кайнозойськими відкладами Львівського палеозойського та Передкарпатського прогинів, а також Карпатського складчасто-насувного поясу.

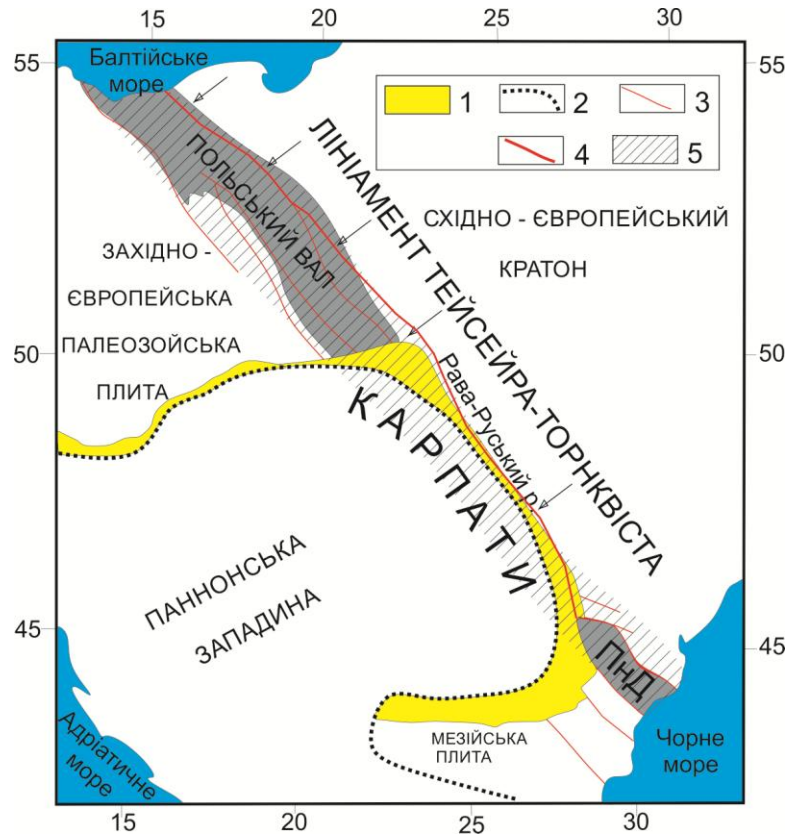


Рис. 4.7. Положення ТТЗ та ТТЛ на схемі Центральної Європи, спрощено за [Hippolyte, 2002]: 1 – Передкарпатський прогин, 2 – Головний Карпатський насув, 3 – розломи, 4 – розломи східного обмеження ТТЗ, 5 – ТТЗ. Пнд – Північна Добруджа.

ТТЗ є границею між літосферними плитами з різними реологічними властивостями та, в силу цього, зоною концентрації деформацій на протязі тривалої геологічної історії Європи: в каледонський етап вздовж неї відбувається акреція терейнів Авалонсько-Кадомського генезису до окраїни Балтики, в герцинський етап в її межах розвивається передовий прогин, який піддається в Північній Добруджі деформації стиску з боку герцинської акреційної призми та наступним альпійським орогенним деформаціям [Hippolyte, 2002; Pharaoh et al., 2006]. Найбільш повне вивчення ТТЗ, як зони зчленування двох літосферних плит, проведено в рамках інтерпретації сучасних глибинних профілів і магнітного та гравітаційного поля [Pharaoh et

al., 2006]. В Пд-С Польщі ТТЗ вивчена глибинним профілем СГТ POLCRUST-01 [Malinowski et al., 2013; Krzywiec et al., 2017].

Одним із варіантів продовження лініяменту ТТЛ на території України є Рава-Руський розлом [Бойко та ін., 2003; Колодій та ін., 2004; Winchester, 2002; Заяц, 2013], який розглядається як межа Східно-Європейської і Західно-Європейської платформ (рис. 4.7.). За [Narkiewicz et al., 2014] розлом інтерпретується як каледонська сутура, що відділяє СЄК від прилеглих із заходу терейнів, ймовірно, Балтійського генезису. Проте допускається [Winchester, 2002; Гинтов и др., 2014], що дорифейський фундамент давньої платформи продовжується західніше лінії ТТЛ ще на ~100–200 км.

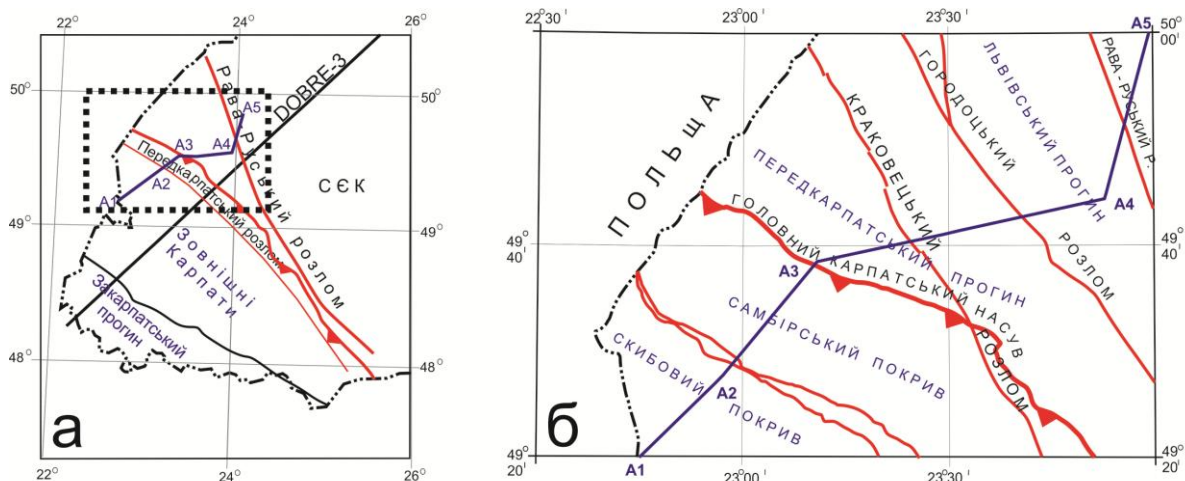


Рис. 4.8. Положення Рава-Руського розлому, за [Заяц, 2013] (а) та лінія геологічного розрізу А1–А2–А3–А4–А5, за [Державна..., 2005] (б).

Відповідно до підходу, запропонованому в [Гинтов и др., 2015], який поділяє дисертант, східне обмеження ТТЗ проходить по зоні Рава-Руського розлому, що представляє границю ЗЄП та СЄК на земній поверхні, а західне обмеження ТТЗ проходить по границі ЗЄП та СЄК на глибині (по розділу Мохо). Т.ч. ТТЗ представляє собою зону похилого насуву ЗЄП на СЄК та має ширину біля 70 км в районі профілю PANCAKE.

У західній частині України Рава-Руський розлом проходить по Пд-З борту Львівського палеозойського прогину. Далі на Пд-С він занурюється під юрського-крейдовий чохол СЄК, перекритий неогеновою моласою Передкарпатського прогину [Заяц, 2013]. На території західної частини України в складі ТТЗ виділяються три тектонічні одиниці, розташовані на захід від Рава-Руського розлому, в межах яких мезо-палеозойські відклади розкриті свердловинами та вивчені методами сейсморозвідки. Це Рава-Руська та Коханівська зони з палеозойським складчастим фундаментом, а також східна частина Лежайського масиву рифейського віку, насунені з заходу на схід одна на одну і на окраїну СЄК. На геологічному розрізі, підтверджену глибоким бурінням [Державна ..., 2005] добре видно положення Рава-Руського розлому і співвідношення тектонічних одиниць на захід від нього, які, очевидно, входять до складу ТТЗ (рис. 4.9).

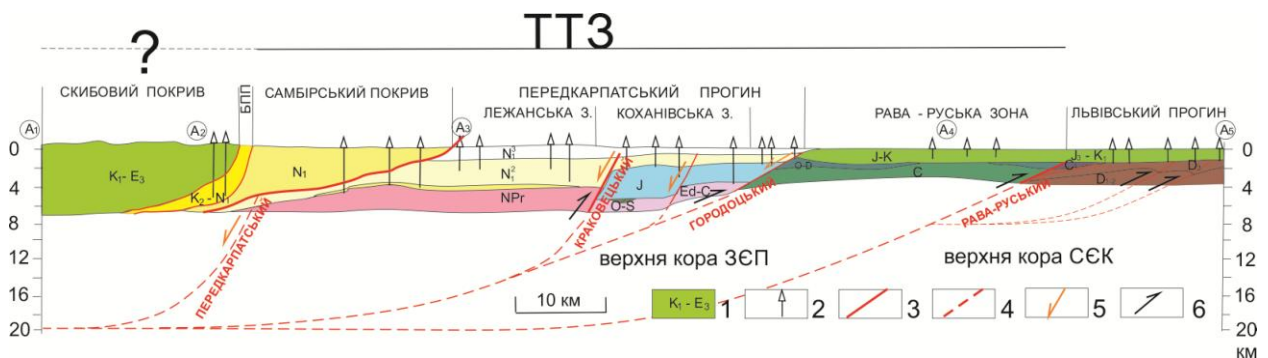


Рис. 4.9. Геологічний розріз по лінії А1–А2–А3–А4–А5, спрощено за [Державна..., 2005]: 1 – віковий діапазон порід в межах окремих тектонічних одиниць, 2 – свердловини, 3 – достовірні розломи, 4 – ймовірне продовження розломів на глибину з урахуванням сейсмогеологічних розрізів [Заяц, 2013] та принципів структурної організації покривно-насувних споруд, 5, 6 – імовірний напрямок переміщення по розломах (5 – в міоцені, 6 – в палеозої (карбоні?)). Механізм деформацій стиску по системі насувів забезпечується наявністю «шару ковзання» або детачменту, що виникає на границі

метеосадових порід рифею та кристалічних порід протерозою-архею. Склала Г. Муровська.

У Лежайській зоні під Самбірським покривом свердловинами розкриті рифейські метавулканічні та метаосадові породи, насунуті на кембрійські відклади Коханівської зони по Краковецького розлому, що є субпаралельним до Рава-Руського. В Рава-Руській зоні під малопотужними мезо-палеозойськими осадовими відкладами передбачається потужна (до 10 км) рифейська товща. Рифейські відклади насунуті на палеозойські осадові товщі Львівського палеозойського прогину по зоні Рава-Руського розлому, очевидно в карбоновий період, що відповідає герцинському тектонічному етапу.

Сучасний сейсмічний профіль PANCAKE забезпечив нову інформацію стосовно структури кори в межах Паннонського басейну, української частини Східних Карпат, ТТЗ та Пд-З краю СЄК. Кристалічна кора СЄК в напрямку до ТТЗ зменшує свою потужність, а протерозой/палеозойські метаосадові структурні утворення, які перекривають окраїну кратону, навпаки, збільшують свої потужності. Шар зі зниженою швидкістю 5.29 км/с на глибинах 18–20 км, можливо, є пов'язаним з розуцільненими породами похилого детатчменту, який виходить на поверхню у вигляді ТТЗ (рис. 4.5, б). Швидше за все, ТТЗ є не вертикальною, а похило падаючою на Пд-З широкою граничною зоною між СЄК і його палеозойським обрамленням.

Аналогічні риси будови ТТЗ простежуються на геотраверсах DOBRE-3 (PANCAKE) та DOBRE-4, де вона співпадає з зоною переходу від Євразійської плити до Альпійсько-Гімалайського поясу (АГП). 1) Кора СЄК продовжується на південь під насунутими на неї молодими структурами АГП. 2) На Пн-З окраїну СЄК насунуте каледонсько-герцинське обрамлення Рава-Руської зони, а на Пд-З окраїну СЄК насунутий герцинсько-кімерійський ороген Північної Добруджі. 3) ТТЗ за даними ГСЗ є похило

падаючою на Пд-З системою розломів, що відокремлює СЄК від насунутого на нього палеозойсько-мезозойського обрамлення.

Особливості будови кристалічної кори по профілю PANCAKE. Кристалічна кора по обидві сторони Карпатської споруди відрізняється за своїми властивостями. На заході – під Паннонським басейном, закладеним на фундаменті мікроплити Алькапа, спостерігається тонка кора (24–25 км), а на сході знаходиться товста (42–45 км) кора СЄК. Перехід між цими коровими доменами передбачається під найглибшою частиною Карпатського трогоу в районі 230–270 км. Кристалічна кора Паннонського басейну представлена двома шарами – верхній шар до глибини 15 км характеризується значною відбиваючою здібністю, а нижній шар є більш гетерогенним. Подібний двошаровий розріз кори отримано і на інших перетинах Паннонського басейну [Grad et al., 2006; Janik et al., 2009, 2011].

Кора СЄК також має двошарову структуру, а розділ між різними типами кори проходить на глибинах 18–19 км, що співпадає з положенням низькошвидкісних лінз в швидкісній моделі по профілю PANCAKE [Starostenko et al., 2013]. Цей розділ може бути проінтерпретованим як ослаблена зона (детачмент), вздовж якої здійснюються горизонтальні переміщення між верхнім та нижнім шарами кори з різними фізичними характеристиками. Можливо, горизонтальний детачмент передає компресійні деформації від тиску Алькапи на окраїну СЄК на відстань більше ніж 200 км.

Особливості будови розділу Мохо та верхньої мантії. Сейсмічне зображення вздовж розділу Мохо демонструє значні зміни його глибини: від 25 км під Паннонським басейном до 45 км під Карпатською спорудою і 42–45 км далі у східному напрямку під СЄК. Мохо під ПБ та СЄК представлено досить товстим шаром, що є перехідним від нижньої кори до верхньої мантії. Під ПБ границя Мохо представлена 11-км розширеною товщею. Під СЄК перехідний шар, що асоціюється з Мохо, дещо тонший і складає біля 7 км.

Відмінною рисою ПБ є аномально високий тепловий потік 100–130 мВ/м², пов'язаний з підйомом астеносфери до глибин 55–60 км, що відповідає ізотермі 700°–900° [Horvath, 1993; Kutas, 2011, 2014]. Відповідно до інтерпретації теплового поля та моделі термальної еволюції кори, ці глибини асоціюються з покрівлею слою часткового плавлення на стадії максимальної термальної активності в ранньому міоцені [Кутас, 2014; Третяк та ін., 2015]. Виходячи з цього виявляється вірогідним, що основну роль у формуванні перехідного шару в районі Мохо під Паннонським басейном грають неогенові тектонічні та термальні процеси в літосфері Алькапи у зв'язку з апвелінгом підкорової мантії. Ряд дослідників пов'язує перехідний шар на границі Мохо зі зміною реологічних властивостей речовини і складу порід з участю фазових перетворень [Pavlenkova, 1996; Prodehl et al., 2013; Carbonell et al., 2013]. Холодна літосфера докембрійського СЄК, відповідно до оцінок [Horvath, 1993; Artemieva et al., 2006] залягає глибше ніж 200 км.

На сейсмічному зображенні на Пд-З краю СЄК біля ~320 км в верхній мантії виділяється сейсмічна границя, що полого падає під СЄК. Такий напрям падіння є протилежним до напрямку передбачуваної міоценової субдукції [Kováč et al., 1997] в Карпатському регіоні. Присутність нахиленої під СЄК границі в верхній мантії є досить характерною рисою будови Західних Карпат [Grad et al., 2006; Janik et al., 2009; Guterch et al., 2015] та пов'язується із сучасним колізійним процесом і підсувом літосфери крайової частини мікроплити Алькапа під СЄК [Grad et al., 2006; Guterch et al., 2015] та з так званою «крокодиловою» тектонікою [Meissner et al., 2002; Šroda, 2010]. Границі або слеба Пд-С падіння, які могли б асоціюватися із субдукцією, не виявлено на сейсмічному зображенні, що може бути пов'язаним з суттєвою переробкою нижньої кори та верхньої мантії. І, навпаки, зона Пн-С падіння чітко проявлена в швидкісних моделях експерименту CELEBRATION 2000 [Grad et al., 2006; Janik et al., 2009] та змодельована на синтетичній сейсмограмі [Šroda, 2010].

Нова тектонічна модель по профілю PANCAKE, отримана з використанням методу міграції відбитих та заломлених хвиль дозволила отримати додаткову інформацію стосовно архітектури Карпатської орогенної споруди, верхньої кори, характеру границі Мохо та верхньої частини мантиї.

Висновки до розділу 4

Глибинна будова Українських Карпат вивчена методами сейсморозвідки СГТ та ГСЗ. На всіх сейсмогеологічних розрізах поперек УК за даними СГТ простежуються аналогічні риси глибинної будови. Починаючи з крайової частині ССК, далі у Передкарпатському прогині та у Флішових Карпатах кристалічна кора занурюється на глибини до 12–22 км по системі скидів Пн-З простягань, формуючи т.зв. «підкарпатський трог».

Сучасний міжнародний профіль ГСЗ PANCAKE перетинає Паннонський басейн, Українські Карпати і прилеглу частину Східно-Європейського кратону. Швидкісна модель по профілю висвітлила складну багатоповерхову будову Українських Карпат, що є однією з причин багатоваріантності її інтерпретації та стимулювало додаткову інтерпретацію сейсмічних матеріалів методом міграції відбитих і заломлених хвиль. За участю здобувача з урахуванням нової геолого-геофізичної інформації по профілю було одержано тектонічну модель літосфери та зроблено наступні висновки, які доповнюють знання про будову і еволюцію регіону. Доальпійський фундамент Карпатського алохтону знаходиться на глибині ~15 км, що погоджується з геологічним та палінспастичним розрізами. Сам Карпатський алохтон складається з двох шарів, з границею між ними на глибині 12 км. Під алохтоном до глибини 21 км виділяється шар, який може бути представленим Mz-Pz комплексом Алькапи або пов'язаним із розущільненими породами зони Тейсейра–Торнквіста.

Кристалічна кора вздовж профілю представлена двома основними доменами по обидві сторони Карпатської споруди: тонка кора (24–25 км) Паннонського басейну та товста (42–45 км) кора СЄК. Кристалічна кора під Паннонським басейном представлена двома шарами – верхнім до глибини 15 км зі значною відбиваючою здібністю та нижнім більш гетерогенним. Сейсмічне зображення верхньої частини верхньої мантії дозволяє виділити аномально нагріту молоду (неогенову) мантію під Паннонським басейном та підйом покрівлі астеносфери на глибину ~55–60 км. Кора мікроплити Алькапа, що знаходиться в фундаменті Паннонського басейну суттєво перероблена молодими міоцен-плейстоценовими термальними та тектонічними процесами, що можуть бути наслідком апвелінгу Паннонської астеносфери.

В межах СЄК розділ між різними типами кори проходить на глибинах 18–19 км, що співпадає з двома низькошвидкісними лінзами. Ця границя може бути інтерпретована як горизонтальний детачмент, який передає компресійні деформації від Алькапи та Карпатської покривно-насувної споруди в кору СЄК.

Глибина та сейсмічне зображення границі Мохо також відрізняється для різних ділянок профілю. Під Паннонським басейном розділ Мохо знаходиться на глибинах 25–36 і виглядає як потужний шар до 11 км з домінуванням довгохвильової компоненти. Під СЄК розділ Мохо представляє собою шар підвищеної стратифікації в інтервалі глибин 42–48 км.

Одержані нові особливості будови розділу Мохо та верхньої частини мантії з сейсмічною границею, яка починається під Карпатським трогом з рівня Мохо та полого занурюється у східному напрямку під СЄК. Присутність нахиленої під СЄК границі в верхній мантії є досить характерною рисою будови Західних Карпат та пов’язується із сучасним колізійним процесом і підсувом літосфери крайової частини мікроплити

Алькапа під СЄК. Границі або слеба іншого падіння, які могли б асоціюватися із субдукцією, не виявлено, що, можливо пов'язано з підйомом астеносфери на рівень 55–60 км та суттєвою переробкою верхньої мантії.

Список використаних джерел до розділу 4

1. Амашукели, Т.В., Муровская, А.В., Егорова, Т.П. (2019). Глубинное строение Добруджи и Преддобруджинского прогиба как отражение развития Транс-Европейской шовной зоны. *Геофизический журнал*, 42(1), 153—171. doi: 10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158869.
2. Бойко, Г. Ю., Лозиняк, П. Ю., Заяць, Х. Б., Анікеєв, С.Г., Петрашкевич, М.Й., Колодій, В.В., Гайванович, О.П. (2003). Глибинна геологічна будова Карпатського регіону. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2, 52–62.
3. Верпаховская, А.О., Пилипенко, В.Н., Пилипенко, Е.В. (2017). Формирование изображения глубинного геологического строения по данным морской сейсморазведки МОВ и МПВ. *Геофизический журнал*, 39(6), 106–121
4. Гинтов, О.Б., Егорова, Т.П., Цветкова, Т.А., Бугаенко, И.В., Муровская, А.В. (2014). Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофизический журнал*, 36(5), 26—63. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111568>
5. Глушко, В.В., Круглов, С.С. (Ред.). (1986). Тектоническая карта Украинских Карпат масштаба 1:200 000. Киев: Мингео УССР.
6. Державна геологічна карта України, лист Дрогобич (масштаб 1:200 000). (2005). ДНВП «Геоінформ України».

7. Заяц, Х.Б. (2013). Глибинна будова надр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту і газ. Львів: Центр Європи.
8. Колодій, В.В., Бойко, Г.Ю. Бойчевська, Л.Е. та ін. (2004). Карпатська нафтогазоносна провінція. Львів – Київ: Український Видавничий центр.
9. Круглов, С.С., Цыпко, А.К. (Ред.). (1988). Тектоника Украины. Москва: Недра.
10. Круглов, С.С., Гурський, Д.С. (Ред.). (2007). Тектонічна карта України. Масштаб 1:1 000000. Київ: УкрДГРІ.
11. Круглов, С.С., Арсірій, Ю.О., Веліканов, В.Я. (Ред.). (2007). Тектонічна карта України. Пояснювальна записка. Частина 1. Київ: УкрДГРІ.
12. Кутас, Р.І. (2011). Відображення тектоніки Східних Карпат в тепловому полі. *Геодинаміка*, 11(2), 147–149.
13. Кутас, Р.І. (2014). Тепловой поток и геотермические модели коры Украинских Карпат. *Геофизический журнал*, 36(6), 3–27.
14. Пилипенко, В.Н., Верпаховская, А.О., Будкевич, В.Б. (2016). Трехмерная временная миграция по исходным данным площадной сейсморазведки. *Геофизический журнал*, 38(1), 43–56. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i1.2016.107721.
15. Соллогуб, В.Б. (1986). Литосфера Украины. Киев: Наук. думка.
16. Соллогуб, В.Б. и др. (1983). Структура литосферы Карпатско-Крымского сегмента Средиземноморского складчатого пояса. *Геофизический журнал*, (5), 1–13.
17. Соллогуб, В.Б., Чекунов, А.В., Калюжная, Л.Т. (1988). Структура литосферы вдоль геотраверсов I, II, V. Киев: Наук. думка.
17. Третяк, К.Р., Максимчук, В.Ю., Кутас, Р.І. (Ред.). (2015). Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпат і суміжних територій. Львів: Львів. Політехніка.

18. Чекунов, А.В., Ливанова, Л.П., Гейко, В.С. (1969). Глубинное строение земной коры и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба. *Советская геология*, 10, 57–68.

19. Шлапінський, В.Е., Глушко, В. В., Кузовенко, В. В. (2007). Геологічна карта Українських Карпат, масштаб 1: 100 000. Закарпатська, Івано-Франківська, Львівська, Чернівецька області України. В: Ю. З. Крупський (Ред.). Отчет ЗАО «Концерн Надра». Киев: Фонд ЗАО «Концерн Надра».

20. Artemieva, I.M. & Meissner, R. (2012). Crustal thickness controlled by plate tectonics: a review of crust–mantle interaction processes illustrated by European examples. *Tectonophysics*, 519, 3–34.

21. Artemieva, I.M., Thybo, H., Kaban, M.K. (2006). Deep Europe today: geophysical synthesis of the upper mantle structure and lithospheric processes over 3.5 Ga. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.) (pp. 11–41). *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society. London, *Memoirs*, 32.

22. Carbonell, R., Levander, A., Kind, R. (2013). The Mohorovičić discontinuity beneath the continental crust: an overview of seismic constraints. *Tectonophysics*, 609, 353–376.

23. Dadlez, R. (2000). Pomeranian Caledonides (NV Poland), fifty years of controversies: a review and a new concept. *Geological Quarterly*, 44(3), 221–236.

24. Grad, M., Guterch, A., Keller, G.R., Janik, T., Hegedüs, E., Vozár, J., Ślaczka, A., Tiira, T., Yliniemi, J. (2006). Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin – CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. *Journal of Geophysical Research*, 111. B03301. doi: 10.1029/2005JB003647.

25. Guterch, A., Grad, M., Keller, G.R., Bruck, L. E. (2015). Crust and lithosphere structure- long range controlled source seismic experiments in Europe. In: Schubert, G. (Ed.). *Treatise on Geophysics* (2nd ed.). Vol. 1. Deep Earth Seismology. Elsevier.

26. Hauser, F., Raileanu V., Fielitz W., Dinu C., Landes M., Bala A., & Prodehl, C. (2007). Seismic Crustal Structure between the Transylvanian Basin and the Black Sea, Romania. *Tectonophysics*, 430, 1–25. doi.org/10.1016/j.tecto.2006.10.005
27. Hippolyte, J.-C. (2002). Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist-Teisseyre line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics*, 357, 33–53.
28. Horváth, F. (1993). Towards a kinematic model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 226, 333–357.
29. Janik, T., Grad, M., Guterch, A., & CELEBRATION 2000 Working Group. (2009). Seismic structure of the lithosphere between the East European Craton and the Carpathians from the net of CELEBRATION 2000 profiles in SE Poland. *Geol. Quart.*, 53(1), 141–158.
30. Janik, T., Grad, M., Guterch, A., Vozár, J., Bielik, M., Vozárova, A., Hegedűs, E., Kovács, C.S., Kovács, I., Keller, G.R., and 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. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.12.002>
31. Kováč, M., Bielik, M., Pereszlenyi, M., Šefara, I., Vaas, D. (1997). The Western Carpathian intramontane basins. In: Grecula, P., Hovorka, D., Putiš, M. (Eds.). Geological Evolution of the Western Carpathians (pp. 1–24). *Mineralia Slov. Monograph*. GSSR, Bratislava.
32. Krzywiec, P., Gągała, Ł., Mazur, S., Słonka, Ł., Kufrasa, M., Malinowski, M., Pietsch K., Golonka, J. (2017). Variscan deformation along the Teisseyre-Tornquist Zone in SE Poland: Thick-skinned structural inheritance or thin-skinned thrusting? *Tectonophysics*, 718, 83–91. doi.org/10.1016/j.tecto.2017.06.008

33. Makris, J., Pylypenko, V. (2003). Refraction Wave Migration – Imaging the Crystalline Basement on the Profiles in Rockall Basin (Northern Atlantic). Extended abstract, 65th EAGE Conference & Exhibition, P087.
34. Malinowski, M., Guterch, A., Narkiewicz, M., Probulski, J., Maksym, A., Majdan'ski, M., Sroda, P., Czuba, W., Gaczyn'ski, E., Grad, M., Janik, T., Jankowski, L., Adamczyk, A. (2013). Deep seismic reflection profile in Central Europe reveals complex pattern of Paleozoic and Alpine accretion at the East European Craton margin. *Geophysical Research Letters*, 40(15), 3841–3846. doi.org/10.1002/grl.50746
35. Meissner, R., Thybo, H., Abramovitz, T.J. (2002). Interwedging and inversion structures around the Trans European Suture Zone in the Baltic Sea, a manifestation of compressive tectonic phases. *Tectonophysics*, 360, 265–280.
36. Nakapelyukh, M., Bubniak, I., Yegorova, T., Murovskaya, A., Gintov, O., Shlapinskyi, V., Vikhot, Yu. (2017). Balanced geological cross-section of the Outer Ukrainian Carpathians along the PANCAKE profile. *Journal of Geodynamics*, 108, 13–25.
37. Narkiewicz, M., Maksym, A., Malinowski, M., Grad, M., Guterch, A., Petecki, Z., Probulski, J., Janik, T., Majdański, M., Środa, P., Czuba, W., Gaczyński, E., Jankowski, L. (2015). Transcurrent nature of the Teisseyre–Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *Int. J. Earth Sci.*, 104(3), 775–796.
38. Pavlenkova, N.I. (1996). Crust and upper mantle structure in northern Eurasia from seismic data. *Adv. Geophys.*, 37, 1–133.
39. Pavlenkova, N.I., Pilipenko, V.N., Verpakhovskaja, A.O., Pavlenkova, G.A., Filonenko, V.P. (2009). Crustal structure in Chile and Okhotsk Sea regions. *Tectonophysics*, 472(1–4), 28–38.
40. Pharaoh, T.C, Winchester, J.A, Verniers, J., Lassen, A., Seghedi, A. (2006). The western accretionary margin of the East European Craton: an

overview. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.). European lithosphere dynamics (pp. 291–311). *Geol. Soc. London. Memoir*, 32.

41. Pilipenko, V. M., Verpakhovska, O. O., Starostenko, V. I., Pavlenkova, N. I. (2011). Wave images of the crustal structure from refractions and wide-angle reflections migration along the DOBRE profile (Dnieper-Donets paleorift). *Tectonophysics*, 508, 96–105. doi: 10.1016/j. tecto.2010.11.009.

42. Pylypenko, V., Goncharov, A. (2000). Seismic migration in near-vertical and wide-angle reflection and refraction studies: towards a unified approach. *Explor. Geophys.*, 31, 461–468.

43. Prodehl, C., Kennet, B., Artemieva, I.M., Thybo, H. (2013). 100 years of seismic research on the Moho. *Tectonophysics*, 609, 9–44.

44. SCHMID, S. M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M., USTASZEWSKI, K. (2008). The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss J. Geosci.*, 101, 139–183

45. Środa, P. (2010). The bright spot in the West Carpathian upper mantle: a trace of the Tertiary plate collision - and a caveat for a seismologist. *Geophys. J. Int.*, 182, 1–10. doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04595.x.

46. Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Sroda, P., Lysynchuk, D., Grad, M., Kovács, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I.M., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedűs, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T. & Tolkunov, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049–1072.

47. Starostenko, V., Janik, T., Mocanu, V., Stephenson, R., Yegorova, T., Amashukeli, T., Czuba, W., 'Sroda, P., Murovskaya, A., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Oko'n, J., Dragut, A., Omelchenko, V., Legostaeva, O., Gryn, D., Mechie J., Tolkunov, A. (2017). Seismic model of the crust and upper mantle

across the Eastern Carpathians – from the Apuseni Mountains to the Ukrainian Shield. Geophysical Research Abstracts Vol. 21, EGU2019-5419-2, 2019. *The General Assembly 2019 of the European Geosciences Union (EGU)*, 7–12 April 2019. Vienna, Austria.

48. Verpakhovska, A., Pylypenko, V., Yegorova, T., & Murovskaya, A. (2018). Seismic image of the crust on the PANCAKE profile across the Ukrainian Carpathians from the migration method. *Journal of Geodynamics*, 121, 76—87. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.07.006>.

49. Winchester, J.A. (2002). Palaeozoic amalgamation of Central Europe: new results from recent geological and geophysical investigations. *Tectonophysics*, 360, 5–21.

РОЗДІЛ 5. НАПРУЖЕНО-ДЕФОРМОВАНИЙ СТАН ТА ГЕОДИНАМІКА УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Поля сучасних та палеонапружень Українських Карпат розраховуються в дисертаційній роботі за механізмами вогнищ землетрусів і польовими тектонофізичними даними. Питання геодинаміки розглядаються на основі синтезу одержаних в роботі результатів з субповерхневої та глибинної будови української частини Карпат, сейсмічності, полів напружень і літературних даних стосовно еволюції всього Карпато-Паннонського регіону. Особливу увагу в розділі 5 приділено Закарпатському прогину, враховуючи те, що він є найактивнішою сучасною структурою УК, найбільш вивченою геофізичними методами та охарактеризованою з боку сейсмології і тектонофізики.

5.1. Глибинна будова земної кори Закарпатського прогину

Закарпатський прогин (ЗП) являє собою рівнину південно-західної окраїни Українських Карпат, яка на південному заході переходить у Паннонську западину. Орографічно в складі ЗП виділяються три відносно відокремлені западини: Східно-Словацька, Чоп-Мукачівська та Солотвинська. У межах України знаходиться Чоп-Мукачівська западина та більша частина Солотвинської западини, які розділяються меридіональною гілкою Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта.

В тектонічному плані ЗП є неогеновою депресією, закладеною на гетерогенному фундаменті Внутрішніх Карпат [Глушко, Круглов, 1971; Круглов, Цыпко, 1988; Буров и др., 1986; Глушко, Круглов, 1986; Круглов и др., 2000]. ЗП вивчений моласовими відкладами міоцену-голоцену, представленими глинистими і піщано-глинистими породами (потужністю до 3 км), до складу яких входять туфогенні та соленосні товщі. ЗП

характеризується як повздовжньою, так і поперечною зональністю, що відображається існуванням повздовжньої та поперечної систем розломів в його межах. Моласові відклади ЗП формують пологу складчастість. Куполоподібні складки пов'язані з соляними діапірами та похованими стратовулканами. Соляні діапіри, поховані вулкани та дайкові поля простежуються вздовж прямолінійних зон, які відповідають розломам як осадового чохла, так і фундаменту [Чекунов и др., 1969; Глушко, Круглов, 1971; Круглов, Цыпко, 1988; Буров и др., 1986; Глушко и др., 1986; Круглов и др., 2007; Круглов, Гурський, 2007].

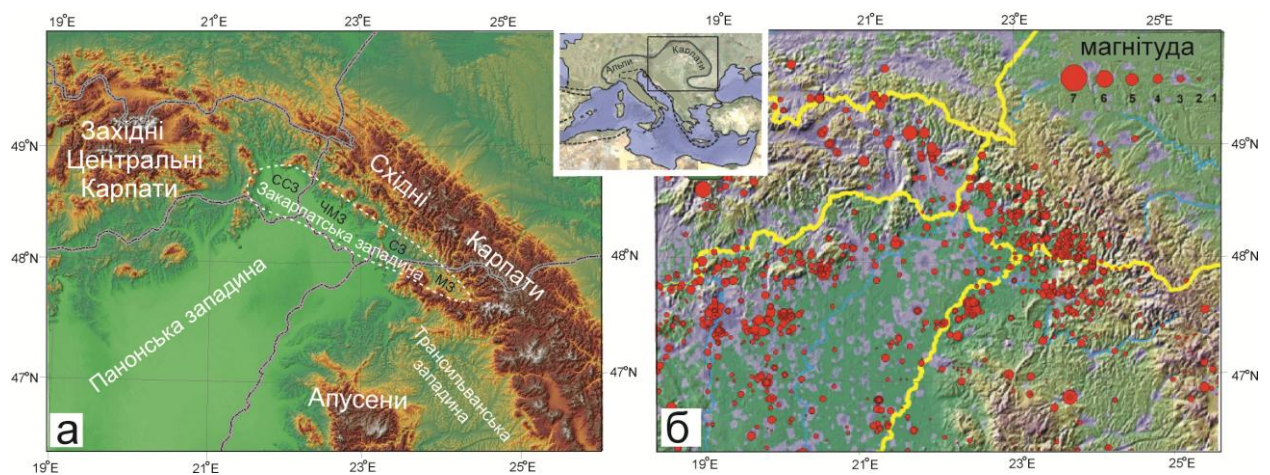


Рис. 5.1. Географічне положення (а) та сейсмічність (б) Закарпатського прогину. В складі прогину виділяються відносно відокремлені западини: Східно-Словацька (ССЗ), Чоп-Мукачівська (ЧМЗ) та Солотвинська (СЗ), продовженням якої є Марамурська западина (МЗ).

Земна кора Закарпатського прогину відноситься до потоншеної кори континентального типу (25–27 км) [Чекунов и др., 1969; Соллогуб и др., 1986; Бойко та ін., 2003; Лозыняк, 2010; Starostenko et al., 2013] з високим (до 110–135 мВт/м²) тепловим потоком [Кутас, 2011, 2014; Гордиенко и др., 2011, 2012]. Для Закарпаття характерними є активні сучасні рухи [Старостенко, 2005] та найбільш активна в українській частині Карпат

сейсмічність. Це є свідченням того, що основний сучасний сеймотектонічний процес відбувається в Закарпатському прогині на контакті міоценової покривно-насувної споруди Зовнішніх Карпат та накладеного на структури Внутрішніх Карпат неогенового Паннонського басейну. Донеогеновий фундамент ЗП вивчено близько 30 свердловинами в межах чотирьох локальних ділянок та сейсморозвідкою. Глибина залягання фундаменту змінюється від 670–1400 м (район м. Ужгород) до 2350 м (район с. Солотвино) [Глушко, 1968; Третьак та ін., 2015]. Фундамент ЗП має покривну структуру, яка розбита на окремі блоки післяпокривними розломами (скидами та інвертованими підкидами). У фундаменті ЗП виділяють три повздовжні зони з північного сходу на південний захід [Глушко, Круглов, 1986, Круглов, Гурський, 2007]: занурену частину зони П'єнінських стрімчаків, Кричевську зону і зону Припаннонського глибинного розлому. Остання поділяє Закарпатський прогин та Паннонський басейн і трасується по лінії Чоп–Берегово–Вишково смугою припіднятого фундаменту та розвитком магматичних порід.

Глибинну будову Закарпатського прогину висвітлює сейсмічний профіль КМЗХ-ГСЗ Чоп–Великий Бичків, який проходить вздовж його простягання. Профіль загальною довжиною 138 км був відпрацьований Інститутом геофізики у 1967 році за методикою непереривного повздовжнього профілювання [Чекунов и др., 1969]. Відповідно до сейсмогеологічного розрізу [Чекунов и др., 1969] (рис. 5.2) Закарпатський прогин має блокову будову, а найбільші блоки відповідають Чоп-Мукачівській та Солотвинській западинам, що розділяються глибинним Оашським розломом, який досить полого ($\sim 45^\circ$) падає на схід і зміщує всі сейсмічні горизонти.

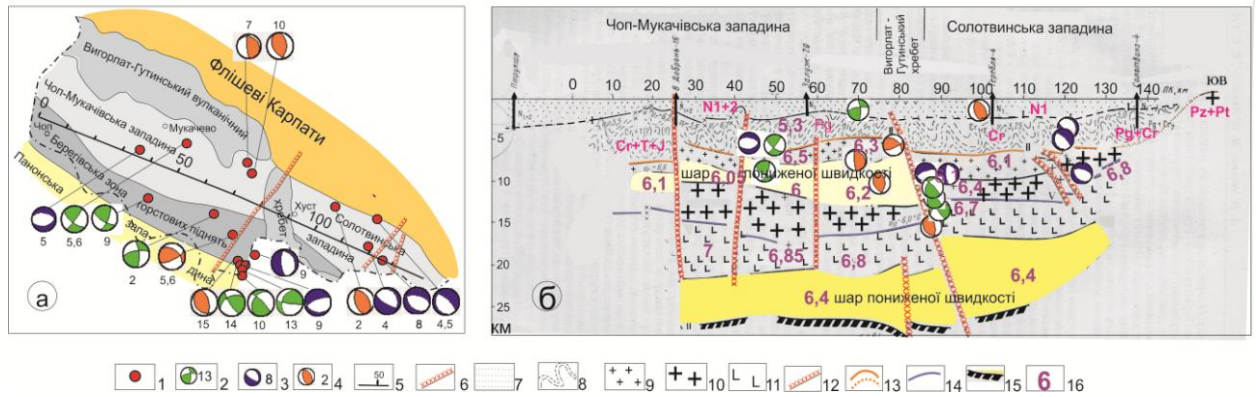


Рис. 5.2. Глибинна будова Закарпатського прогину по профілю ГСЗ-КМЗХ Чоп – Великий Бичків та механізми вогнищ землетрусів в плані (а) та розрізі (б): 1 – епіцентри землетрусів (із зазначенням глибини в км); 2–4 – кінематичні типи механізмів землетрусів (2 – зсувний; 3 – скидовий; 4 – підкидовий), 5 – положення профілю ГСЗ Чоп – Великий Бичків, 6 – зони розломів, 7 – неогенова моласа, 8 – мезозойсько-палеогеновий складчастий фундамент ЗП, 9 – палеозойський фундамент, 10 – протерозойський фундамент, 11 – «базальтовий» шар, 12 – глибинні розломи, 13, 14 – сейсмічні границі, 15 – розділ Мохо, 16 – гранична швидкість. Склала Г. Муровська, за [Чекунов и др., 1969; Малицький та ін., 2014; Пустовитенко, Пронишин, 2011].

Розлом на поверхні співпадає з Вигорлат-Гутинським вулканічним хребтом. Верхня кора (т.зв. «гранітний» шар) Чоп-Мукачівської западини є майже вдвічі товщим, ніж Солотвинської западини [Чекунов и др., 1969; Третяк та ін., 2015]. В роботі [Чекунов и др., 1969] зроблено припущення, що Мукачівська та Східно-Словацька западини формують єдину структуру і мають у своєму фундаменті кристалічний масив Центральних Західних Карпат. Солотвинська западина, на думку А.В. Чекунова, заклалась на палеозойських утвореннях подібних до Зовнішніх Карпат.

В Чоп-Мукачівській западині під палеозойським (?) комплексом на глибинах 10–15 км спостерігається верхній шар понижених швидкостей.

Нижній шар понижених швидкостей спостерігається в основі кори з покрівлею на глибинах 20–24 км, а підшовою на глибинах 24–29 км, яка співпадає з розділом Мохо. Земна кора ЗП є потоншеною континентальною корою та характеризується значною горизонтальною і вертикальною неоднорідністю та розшарованістю [Чекунов и др., 1969; Starostenko et al., 2013]. Горизонтальна розшарованість верхньої частини фундаменту ЗП також відома за даними електророзвідки, наприклад [Kováčiková et al., 2016]. В центральній частині Закарпаття на глибинах 7–10 км зафіксована зона знижених швидкостей, яка являє собою потужну (порядку 3-х км) тектонічно і гідротермально розущільнену тріщинувату зону, насичену високотемпературними (порядку 300–400°C) високомінералізованими (із сильно зниженим питомим опором) флюїдами [Kováčiková et al., 2016; Назаревич, 2005; Назаревич, Назаревич, 2013; Назаревич и др., 2016; Третяк та ін., 2015].

5.2. Аналіз механізмів землетрусів Закарпатського прогину

Закарпаття є найактивнішим в плані сейсмічності регіоном на території Українських Карпат. Найбільш чутливі сейсмічні події зафіксовані в районі Сваляви (1908, 1924, 1935 рр.), Тересви (1926 р.), Долгово (1910 р.), Хуста (1910 р.), Берегова (1931 р.). Щорічно у Закарпатті відбуваються десятки порівняно слабких землетрусів, гіпоцентри яких розташовані переважно у верхніх шарах земної кори на глибинах 2–10 км (рис. 5.3) [Назаревич, 2005; Назаревич, Назаревич и др., 2017; Пронішин, Кузнецова, 2011].

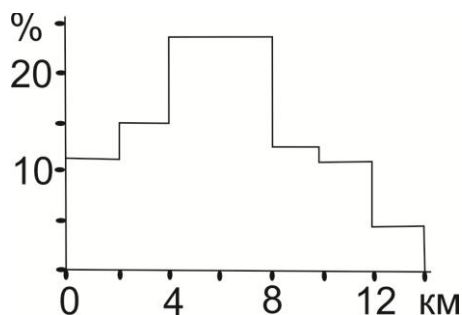


Рис. 5.3. Розподіл по глибині слабких землетрусів Закарпатського прогину, за [Назаревич, 2005].

За сейсмологічними особливостями (кількість та інтенсивність подій, глибина залягання і просторове групування гіпоцентрів) територію Закарпаття розділено на дві сейсмоактивні зони, які відповідають Чоп-Мукачівській і Солотвинській западинам [Пронішин, Кузнєцова, 2011]. Підвищена сейсмічна активність спостерігається у трьох смугах Карпатського простягання: у зоні контакту ЗП із Складчастими Карпатам, на контакті ЗП з Паннонською западиною та в осьовій зоні ЗП. У вертикальному розрізі максимуми сейсмічної активності спостерігаються в інтервалі глибин 2–7 та 10–16 км [Назаревич, Назаревич, 2013].

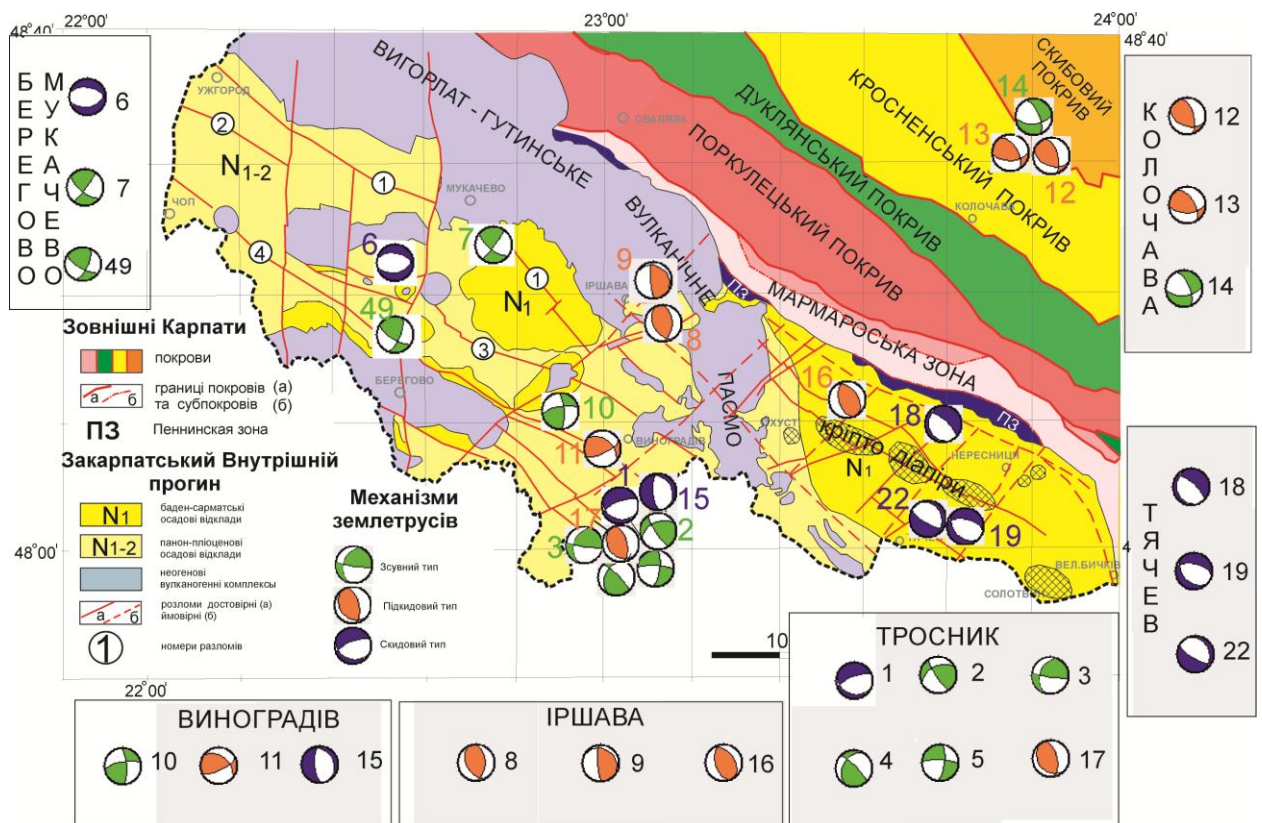


Рис. 5.4. Тектонічна схема Закарпатського прогину та механізми вогнищ землетрусів. Просторово зближені вогнища поєднані в окремі групи для подальшого розрахунку полів напружень. Цифра біля механізму вказує на його номер в таблиці 5.1. Цифри в кружках маркують розломи: 1 – Гажинсько-Мукачівський, 3 – Ремітський, 4 – Іванівський. Склала Г.

Муровська, за [Державна ..., 2004, Малицький та ін., 2014, 2017а,б; Пустовитенко, Пронишин, 2011].

Гіпоцентри 21 землетрусу, для яких визначено механізми [Малицький та ін., 2014, 2017а,б] (параметри землетрусів в табл. 5.1.), спроектовані на сейсмогеологічний розріз по профілю ГСЗ-КМЗХ Чоп–Великий Бичків [Чекунов и др., 1969] (рис. 5.2), що проходить вздовж Закарпатського прогину. Чотири з них (3 підкидового і 1 скидового типів) приурочені до зони зчленування Зовнішніх і Внутрішніх Карпат. Три вогнища (2 зсувного і 1 підкидового типів) приурочені до зони Берегівського підняття (або зони Припаннонського розлому), що розділяє ЗП і ПЗ. Компактна група з шести найглибших (10–15 км) вогнищ на кордоні з Румунією локалізована в місці перетину Припаннонського розлому з Вигорлат-Гутинським (та продовжуючим його на території Румунії Келіман-Харгітським) вулканічним хребтом (рис. 5.3, а).

Гіпоцентри землетрусів, спроектовані на швидкісний розріз по профілю ГСЗ Чоп–Великий Бичків, просторово співвідносяться з горизонтальними межами в земній корі та тяжіють до двох похилих (під кутом 50° – 30°) на схід розломів, що порушують всю земну кору (рис. 5.3, б). Ці розломи проектується на денну поверхню в районі Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта та річки Теребля [Назаревич та ін., 2016]. Одинадцять гіпоцентрів з глибинами 2–9 км та відповідні механізми нанесені на [Глушко, 1979] і спроектовані на найближчі до них геологічні розрізи в хрест ЗП (рис. 5.4).

Таблиця 5.1.

Параметри механізмів вогнищ землетрусів

№	Назва Координати	Дата Час	ML локаль на магніту да	h , км глиби- на	ϕ , град. простяг. нодальн- их площин	δ , град. падіння нодальн- их площин	λ , град. кут вектора посувки на нодальній площині
1	Тросник (48.04, 23.02)	6.02.2015 2:11:39,4	1,8	15,1	115 245	27 71	-44 -110
2	Тросник (48.03, 23.05)	13.01.2015 9:05:12,3	1,8	8,9	243 144	50 80	13 139
3	Тросник (48.01, 23.04)	26.11.2014 10:49:52,4	2,4	13,0	198 99	42 82	11 131
4	Тросник (48.00, 23.04)	15.11.2014 3:15:7,4	2,5	9,8	315 211	80 37	54 163
5	Тросник (48.03, 23.04)	15.11.2014 2:42:24,8	2,5	13,9	8 273	71 77	-167 -19
6	Мукачеве (48.37, 22.59)	14.06.2015 11:43:41,6	1,8	5,0	280 77	47 45	-74 -106
7	Мукачеве (48.39, 22.8)	7.06.2014 19:41:14,6	2,3	5,6	129 37	68 86	4 157
8	Іршава (48.30, 23.09)	31.10.2014 16:03:32,4	1,6	10,1	360 152	48 45	109 70
9	Іршава (48.33, 23.07)	5.08.2013 00:34:45,2	1,5	6,9	301 176	23 76	37 108
10	Виноградів (48.18, 22.92)	17.12.2015 10:50:27,0	1,6	2,0	356 259	73 69	21 61
11	Виноградів (48.12, 23.0)	8.01.2012 4:03:7,6	1,7	5,6	63 310	67 47	47 148
12	Колочава (48.53, 23.84)	1.06.2012 4:34:10,5	1,6	5,7	110 345	44 61	44 124
13	Колочава (48.53, 23.83)	1.06.2012 6:30:50,6	1,5	5,7	87 324	53 56	43 134
14	Колочава (48.54, 23.84)	10.01.2012 12:12:55,6	1,9	5,8	84 335	57 64	-149 -37
15	Королеве (48.06, 23.1)	13.02.2013 6:19:35,5	1,8	9,3	176 328	68 24	-79 -115
16	Нижнє Селище (48.20, 23.46)	4.04.2013 21:15:14,5	1,9	1,7	325 165	39 52	74 102
17	Тросник (48.03, 23.04)	13.07.2013 12:18:18	1,6	13,8	347 138	63 30	104 64
18	Угтя (48.16, 23.65)	24.10.2012 3:13:40,5	1,6	4,5	311 161	71 21	-101 -61
19	Тячів (48.08, 23.61)	13.07.2015 16:40:18,0	1,7	4,3	134 284	37 56	-66 -107

22	Тячів (48.04, 23.67)	19.07.2015 11:30:47,4	3,7	7,7	333 118	24 69	-58 -103
49	Берегове (48.23, 22.62)	23.11.2006 7:15:20,3	3,7	9	122 22	67 67	25 155

Аналіз просторового розподілу гіпоцентрів 21 найбільш сильних землетрусів з визначеними механізмами показав їх просторовий зв'язок з різного роду неоднорідностями: вертикальними, похилими та горизонтальними зонами розломів, границями магматичних тіл, горизонтальними границями в земній корі до глибин 10 км. Група більш глибоких (до 16 км) гіпоцентрів пов'язана з зоною глибинного Оашського розлому, що падає під кутом $\sim 45^\circ$ на схід, поділяє Чоп-Мукачівську та Солотвинську западини з різними типами земної кори, а також, очевидно, слугує підходящим каналом для вулканітів Вигорлат-Гутинського хребта.

Типізація механізмів землетрусів Закарпатського прогину. Нещодавно для ЗП за допомогою графічного методу було визначено механізми вогнищ землетрусів з магнітудами від 1 до 3,7, які відбулися у період 1.06.2012 – 06.08.2015 [Малицький та ін., 2014], що дало поштовх для ряду подальших досліджень: аналізу типів механізмів (рис. 5.6, а) та визначення сучасного поля напруження за сукупністю механізмів, виконаного дисертантом в роботі [Малицький та ін., 2017]. Розрахунок полів напружень виконувався для окремих груп механізмів, які показані на (рис. 5.4) та для всіх механізмів разом (рис. 5.6, г).

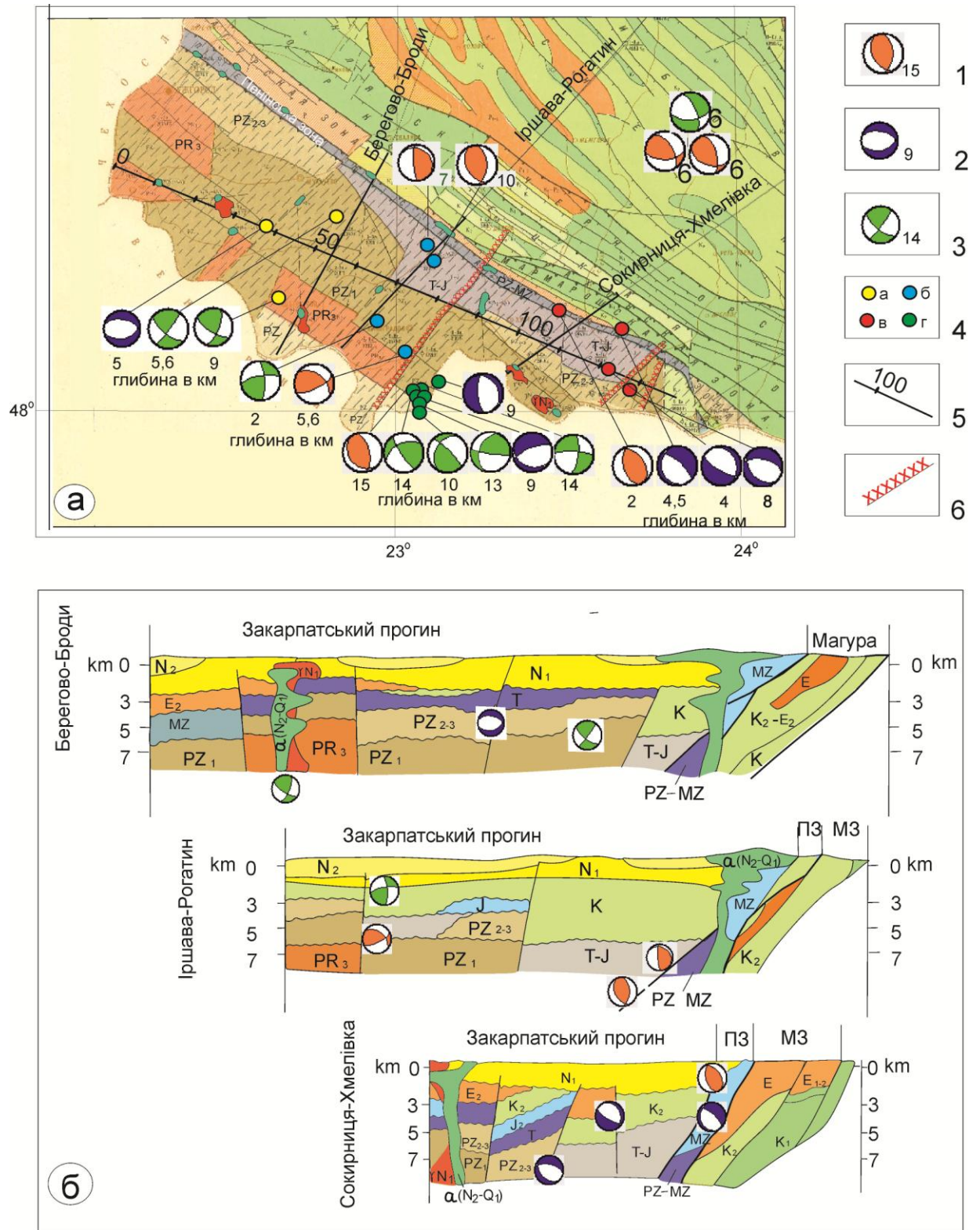


Рис. 5.5. Тектонічна позиція землетрусів Закарпатського прогину на фоні геологічної карти на зрізі –7000 м (а) та розрізів (б) за [Глушко, 1979]: 1–3 – глибини механізмів та їх типи (1 – підкидовий, 2 – скидовий, 3 – зсувний),

4 – механізми, спроектовані на геологічні розрізи (по лінії: а – Берегово–Броди, б – Іршава–Рогатин, в – Сокирниця–Хмелівка, г – Чоп–Великий Бичків), 5 – положення профілю ГСЗ Чоп–Великий Бичків, 6 – розломи за [Чекунов и др., 1969]. Скорочення: ПЗ – П’єнінська зона, МЗ – Мармароська зона. Склала Г. Муровська.

Для вивчених землетрусів найбільш характерними є механізми зсувного та підкидового типів (рис. 5.6, а), причому майже для всіх зсувних механізмів присутня, крім зсувної, насувна компонента переміщення. В межах Чоп-Мукачівської западини більшість складають механізми зсувного типу, а в зоні контакту ЗП із складчастими Карпатами переважають механізми підкидового типу. Аналіз орієнтації 42 нодальних площин, наведений на (рис. 5.6, б) свідчить, що найбільш задіяними в сучасному сейсмотектонічному процесі є розриви карпатського простягання, характер домінуючих переміщень по яких – зсуви та насуви, що ілюструється статистичним аналізом векторів переміщень (рис. 5.6, в). Присутні як ліві, так і праві, насуво-зсуви по нодальних площинах, що мають карпатський напрямок. Завдяки насувним компонентам переміщення відбувається горизонтальне скорочення Закарпатського прогину в Пн-С напрямку, а зсувні компоненти переміщення свідчать про повороти блоків Внутрішніх Карпат відносно Зовнішніх Карпат та СЄК.

На рис. 5.4. просторово зближені механізми поєднані в окремі групи і характеризують локальні особливості напруженого стану. Для двох груп землетрусів «Тросник» та «Виноградів» (рис. 5.4, 5.7) характерні досить різноманітні фокальні механізми, які відрізняються один від одного за орієнтуванням кінематичних осей. Більшість з них є насуво-зсувами і, відповідно, мають дві компоненти переміщення – горизонтальну (зсувну) та вертикальну (насувну).

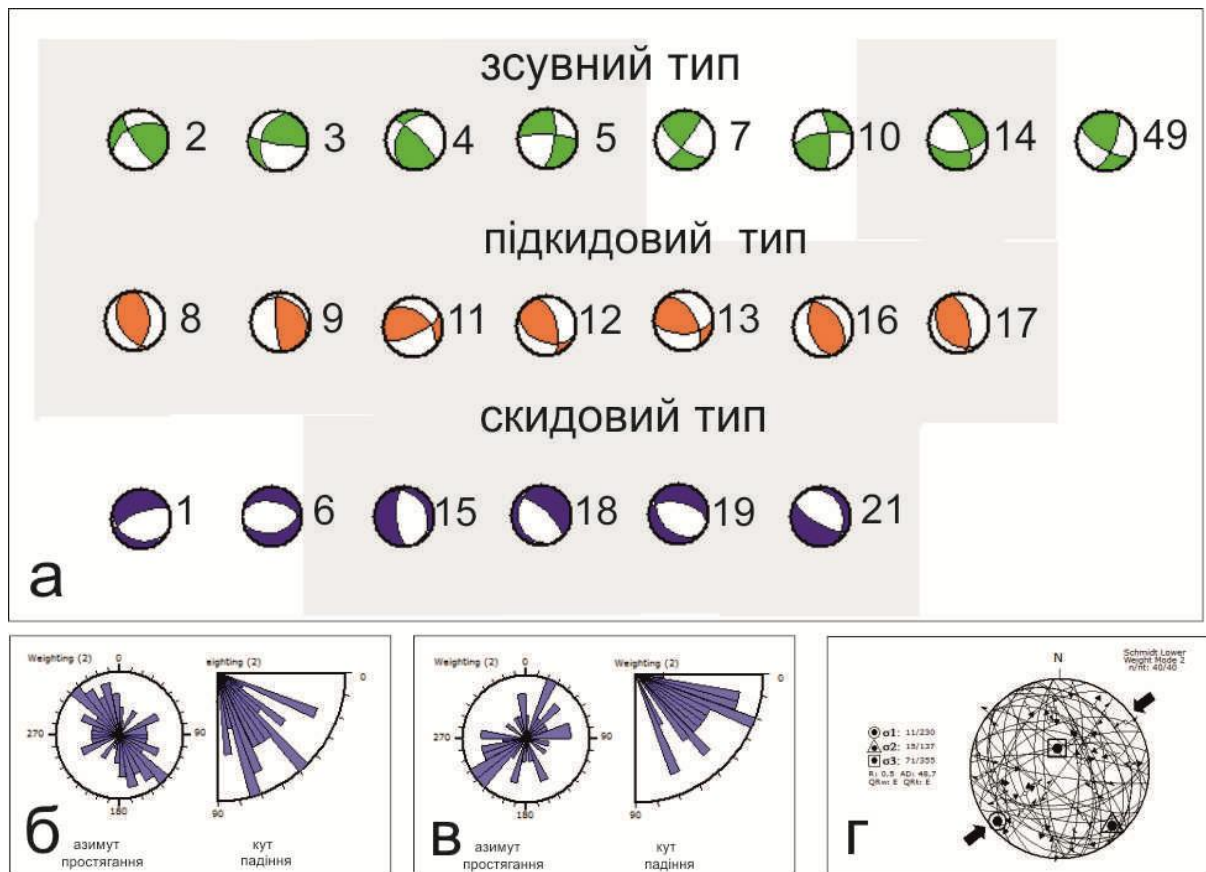


Рис. 5.6. Типізація механізмів землетрусів за орієнтуванням кінематичних осей (а), нодальних площин (б), векторів переміщення (в) та розрахунок регіонального поля напружень кінематичним методом за сукупністю механізмів (г).

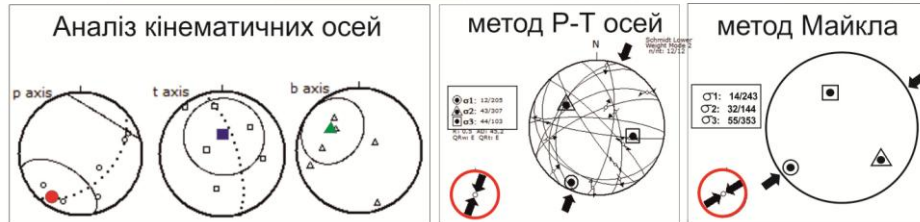
В зазначених областях, де перетинаються розриви Пн-З та Пн-С простягання, було відновлено два поля напружень, що відповідають стиску в Пд-С 150° та Пд-З 200° напрямках.

Група механізмів «Берегово-Мукачеве» представлена 3 подіями (рис. 5.4, 5.7). Механізм Берегівського землетрусу № 49, що має зсувний тип, попадає в зону розломів Пн-З простягання, яка співпадає зі смугою виходів вулканітів та полозою підняття фундаменту, що відповідають зоні Припаннонського розлому [Буров и др., 1986; Глушко, Круглов, 1986]. Одна з нодальних площин механізму співпадає з орієнтуванням Іванівського розлому цієї зони (рис. 5.4). У роботі [Пустовитенко, Пронишин, 2011]

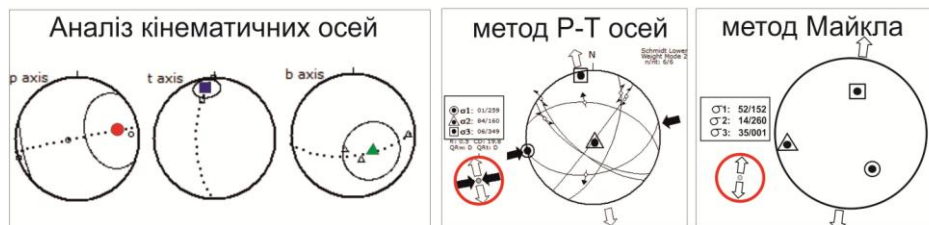
Берегівський землетрус пов'язується з Припаннонським глибинним розломом. Механізм № 7 зсувного типу є аналогічним до механізму № 49 і пов'язаний з Гажинсько-Мукачівським розломом, який є паралельним до Іванівському розлому. Механізм № 6 скидового типу (рис. 5.4) попадає на субширотний розлом, що є продовженням Ремітського розлому.

Поле напружень для групи Берегово-Мукачеве відноситься до зсувного типу з Пд-З 250° субгоризонтальною віссю стиснення та субгоризонтальною віссю розтягу. Переміщення в такому полі напруження по розломах Пн-З простягання визначається як лівий зсув. Фокальні механізми 8, 9 та 16 групи «Іршава» є подібними між собою, мають підкидовий тип і пов'язані з розломами Пн-З 310° простягання. Механізми 12, 13 та 14 групи «Колочава» попадають в зону контакту Скибового і Кросненського покривів Зовнішніх Карпат (рис. 5.4) та відповідають полю стиснення Пд-З 233° напрямку (рис. 5.7), яке є характерним і для більшості території ЗП. З цього можна зробити припущення, що Зовнішні Українські Карпати та Закарпатський прогин характеризуються зараз аналогічним режимом стиснення у Пд-З 250° – 230° напрямку. Група «Тячів» включає три фокальні механізми скидового типу 18, 19 і 22 в межах Солотвинської западини. Вогнище 18 із механізмом скидового типу знаходиться на певній відстані від групи тячівських землетрусів, але за кінематикою є подібним до неї, що стало підставою для його включення в групу «Тячів». Аналіз тектонічної позиції та механізмів 21 землетрусу Закарпаття дозволив визначити особливості сучасного сеймотектонічного процесу в регіоні.

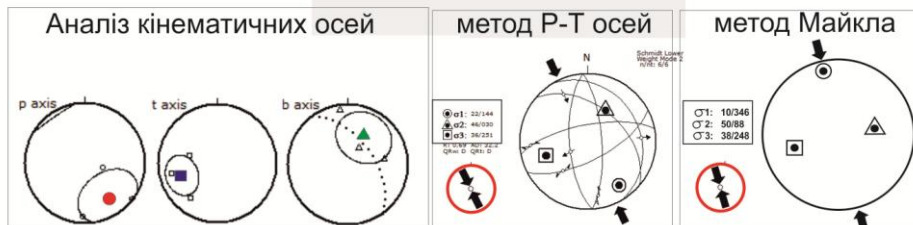
ТРОСНИК



БЕРЕГОВО-МУКАЧЕВЕ



ВИНОГРАДІВ



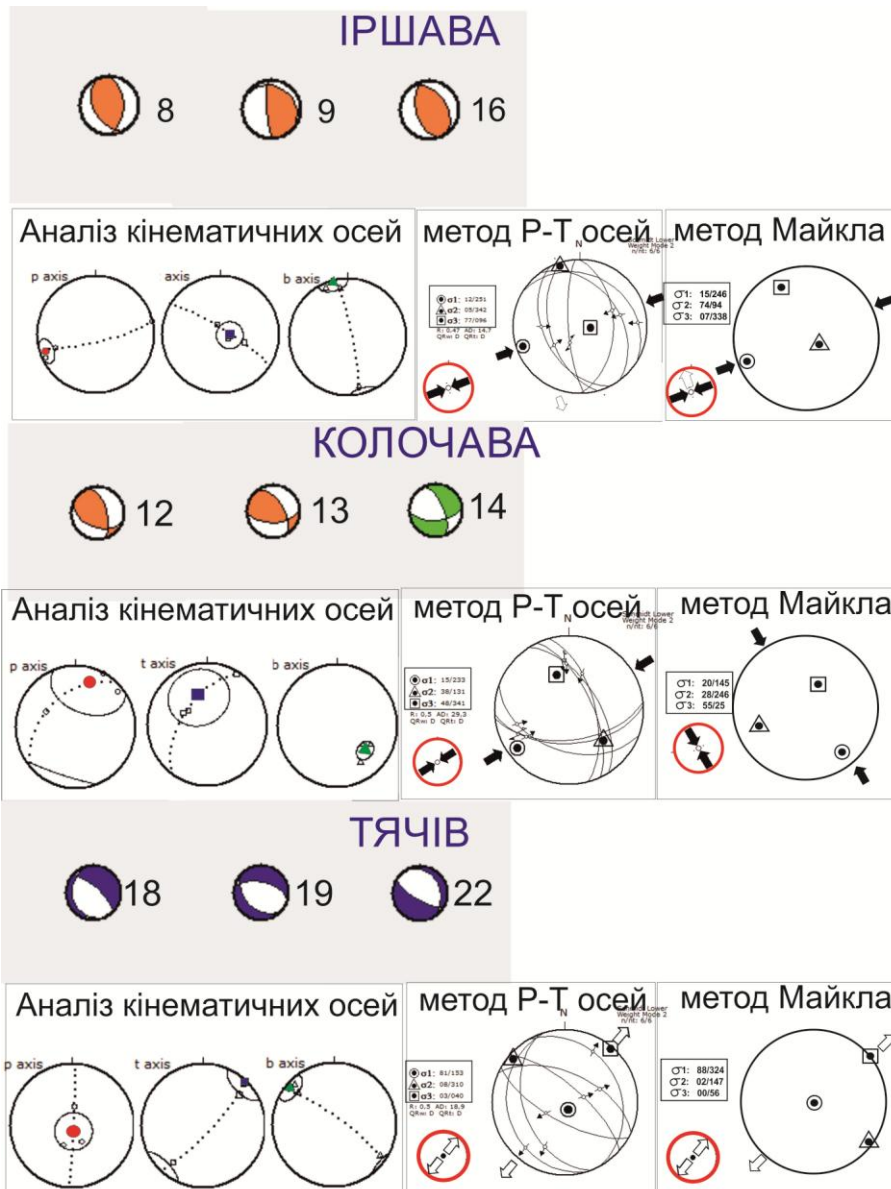


Рис. 5.7. Розрахунок полів напружень для окремих груп механізмів вогнищ землетрусів Закарпаття методами Р-Т осей та Майкла. Положення епіцентрів землетрусів та їх поєднання в групи показано на рис. 5.4.

5.3. Поля напружень в межах Закарпатського прогину за сейсмологічними та тектонофізичними даними

Поля напружень, визначені за механізмами вогнищ землетрусів відповідають короткому часовому інтервалу, в нашому випадку це складає 21

рік. Вік полів напружень за польовими тектонофізичними даними обмежуються віком порід, в яких виміряні відповідні розриви та тектонічні дзеркала. Порівняння полів напружень за сейсмологічними та тектонофізичними даними дає можливість ідентифікувати наймолодші за часом поля. Вивчення сучасного сеймотектонічного процесу також дозволяє зрозуміти основні особливості протікання деформаційних процесів в земній корі.

В даній роботі поля напружень за механізмами землетрусів визначались за трьома різними підходами, які доповнюють один одного: (1) Одне загальне поле напруження розраховувалось кінематичним методом для всіх 21 механізмів (рис. 5.6, г), яке демонструє регіональне поле; (2) Окремі поля напружень розраховувались кінематичним методом для п'яти окремих груп вогнищ, які виявили відмінності напруженого стану Чоп-Мукачівської та Солотвинської западин (рис. 5.7); (3) Поле напруження в кожній точці ілюструється траєкторіями стиснення, які є паралельними до найбільшої горизонтальної осі стиснення кожного землетрусу.

Відповідно до механізмів землетрусів були проведені траєкторії стиснення – паралельні напрямками Р-осей стиснення та перпендикулярні Т-осям розтягу кожного механізму в точці кожного епіцентру. Механізми землетрусів та траєкторії стиснення були винесені на карту з ізолініями швидкостей вертикальних тектонічних рухів (рис. 5.8). Траєкторії стиснення орієнтовані у Пн-С 60° – 80° напрямку і повертають на схід та південний схід в межах східної частини Солотвинської западини при наближенні до Рахівського (Мармароського) масиву. Стиснення в межах групи найбільш глибоких землетрусів в південній частині Вигорлат-Гутинського хребта має два напрямки: Пн-С та Пн-З, що, очевидно, свідчить про різноманітні рухи на контакті двох різних блоків кори.

Орієнтування сучасного поля напружень, охарактеризованого траєкторіями стиснення та механізмами вогнищ землетрусів за

сейсмологічними даними, було порівняно зі швидкостями голоценових і сучасних вертикальних тектонічних рухів за [Старостенко, 2005] (рис. 5.8). Ізолінії швидкостей сучасних тектонічних рухів в межах Чоп-Мукачівської западини є паралельними до її простягання, а в межах Солотвинської западини ізолінії швидкостей змінюють свій напрямок на субмеридіональний. Темпи здійснення в Солотвинській западині перевищують такі в Чоп-Мукачівській. Траєкторії горизонтального стиснення в цілому є субортогональними до ізоліній швидкостей голоценових та сучасних рухів і свідчать, що за здійснення північно-східного і східного бортів Закарпатського прогину відповідають тангенційні (субгоризонтальні) сили стиснення.

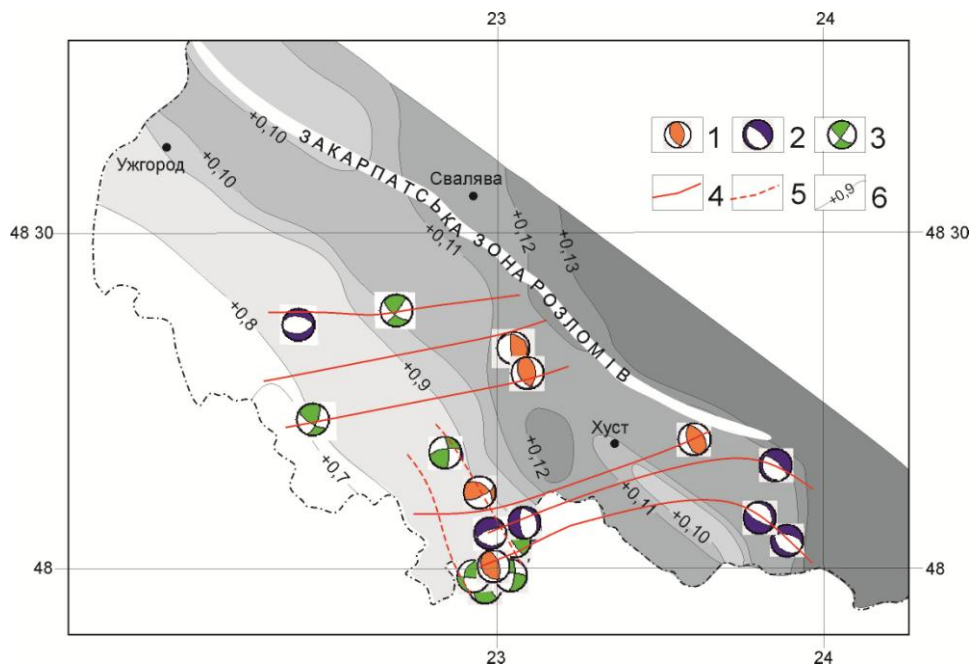


Рис. 5.8. Порівняння траєкторій сучасного стиснення за механізмами вогнищ землетрусів в Закарпатському прогині зі швидкостями сучасних та голоценових вертикальних рухів: 1–3 – механізми землетрусів, 4, 5 – траєкторії стиснення, 6 – ізолінії швидкості голоценових і сучасних вертикальних тектонічних рухів (см/рік) [Старостенко, 2005]. Склала Г. Муровська.

Поля напружень в межах Закарпатського прогину за тектонофізичними даними. В межах ЗП та прилеглих ділянок у 2012–2017 рр. проведено ряд польових робіт з вивчення тектонічних дзеркал і тріщинуватості, а також переінтерпретовано польові дані попередніх (1991–2001) років. Розташування 27 пунктів спостережень (рис. 5.9) представлено на тлі фрагменту тектонічної карти [Глушко, Круглов, 1986], яка повністю разом з легендою показана на у розділі 3 (рис. 3.1). Пункти спостережень в межах ЗП показані червоним кольором: червоні кружки маркують пункти, де визначення полів напружень здійснюється кінематичним методом за сукупністю дзеркал ковзання, а червоні квадрати відповідають пунктам, де поля напружень визначались за сукупністю тріщин структурно-парагенетичним методом. Чорними кружками позначені пункти спостереження в межах Рахівського (крайовій частині Мармароського) масиву.

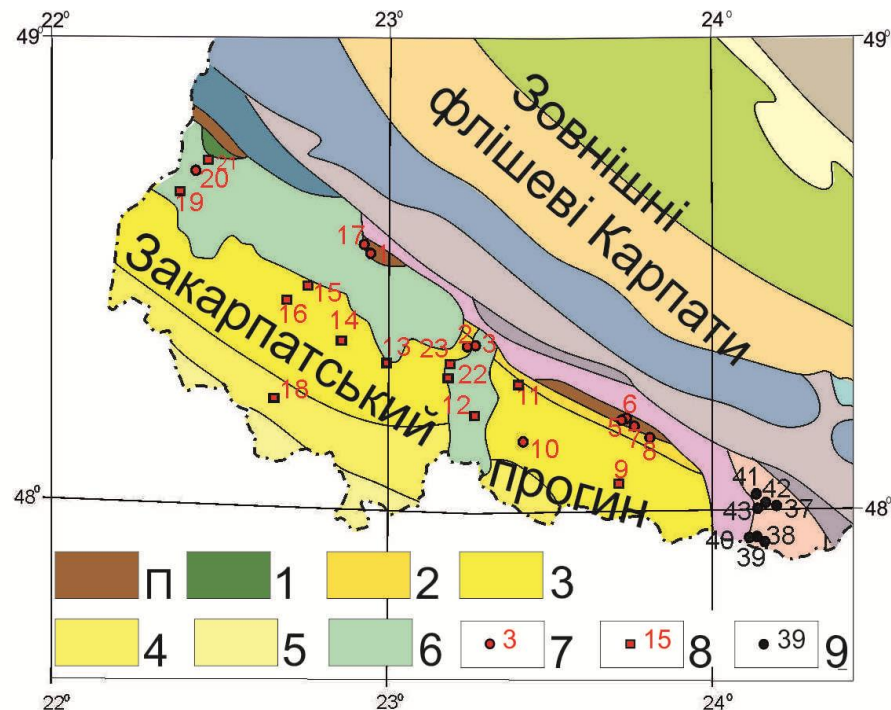


Рис. 5.9. Пункти тектонофізичних спостережень в ЗП: П – зона П’єнінських скель поділяє Зовнішні та Внутрішні Карпати, 1 – зона Підгалля, 2–4 – зони ЗП (2 – крайова, 3 – центральна, 4 – Припаннонська), 5 –

Паннонська западина, 6 – Вигорлат-Гутинський хребет, 7–9 – пункти тектонофізичних спостережень.

Стереограми з визначеннями напруженого стану в межах кожного відслонення представлені на рис 5.10 та 5.11, а на рис. 5.12 узагальнено орієнтування осей стиснення для ЗП, Зони П'єнінських скель та Рахівського масиву. На узагальнюючих стереограмах (рис. 5.12) виділяється основний максимум Пд-З та субширотного орієнтувань і менш виразні максимуми Пд-С та субмеридіональних напрямків.

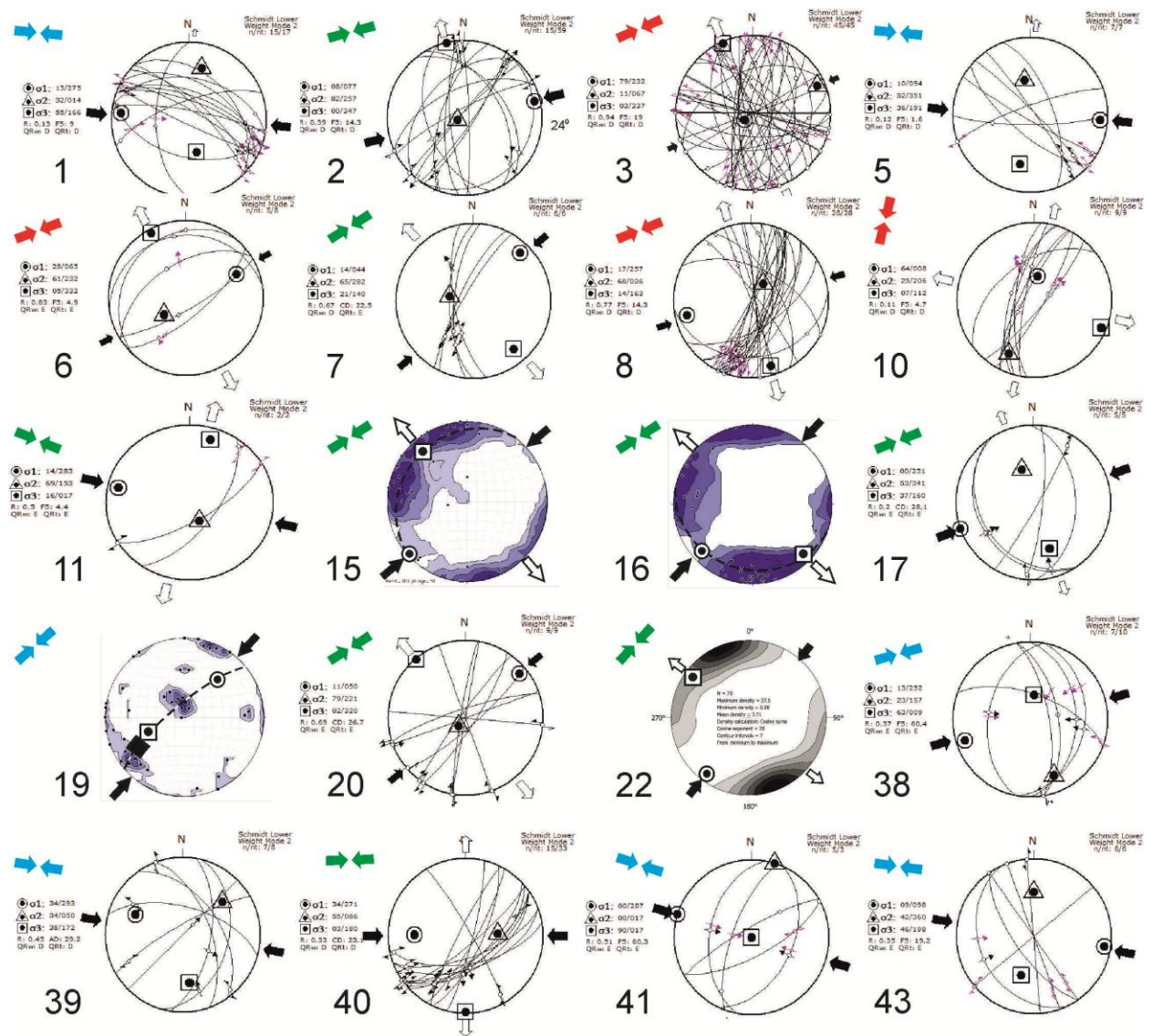


Рис. 5.10. Поля напруження Закарпатського прогину першого типу з Пд-З та західним орієнтуванням осей стиснення. Знизу ліворуч від кожної стереограми показано номер відслонення, а зверху ліворуч – напрямок осі найбільшого горизонтального стиснення і тип деформаційного режиму: синій – підкидовий, зелений – зсувний, червоний – скидовий.

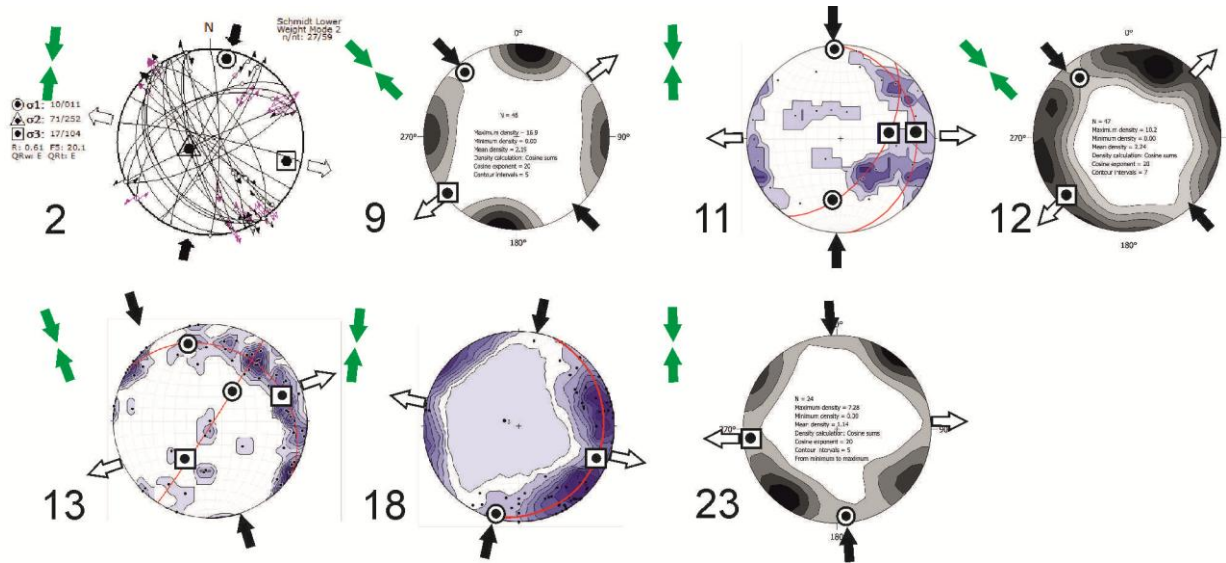


Рис. 5.11. Поля напруження ЗП другого типу з орієнтуванням осей стиснення в Пд-З та південних напрямках. Позначення див. на рис. 5.10.

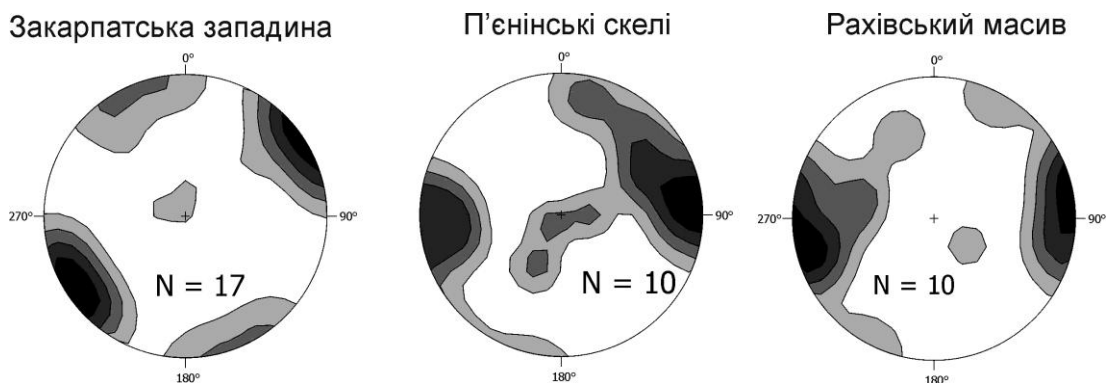


Рис. 5.12. Стереограми узагальнюють орієнтування осей стиснення. N – кількість визначень осей.

В межах Рахівського масиву домінують Пд-З 230° – 270° азимуту стиснення, для Зони П'єнінських скель найбільш вираженим є субширотне стиснення, а для ЗП характерними є Пд-З 220° – 260° та Пд-С 140° – 170° напрямки осей стиснення.

Поля напружень було поділено на два типи на підставі орієнтування осей стиснення, після чого вісі стиснення для кожного типу окремо винесено на тектонічну схему в пунктах спостереження (рис. 5.13). Деформаційні режими позначено різним кольором як на (рис. 5.10) та в роботі [Heidbach et al., 2016].

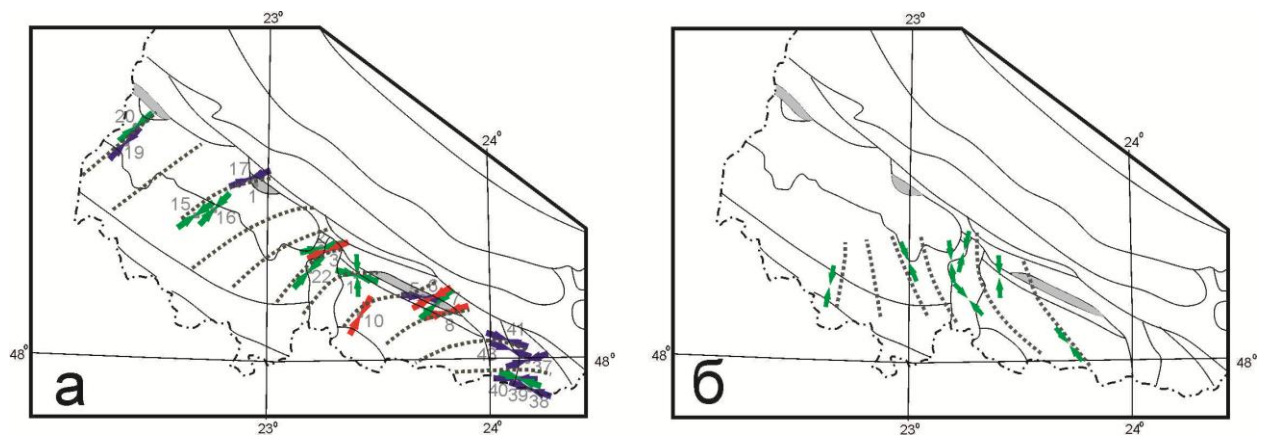


Рис. 5.13. Траєкторії стиснення (пунктирні лінії) в межах Закарпатського прогину за тектонофізичними даними для полів напружень першого (а) та другого (б) типів на тлі тектонічної схеми (кольорова тектонічна схема з легендою показана на рис. 3.1). Зелені стрілки позначають зсувний деформаційний режим, сині – підкидовий, червоні – скидовий.

Траєкторії стиснення, що є дотичними в кожному пункті до орієнтування осей стиснення, екстраполюють поле напружень, виміряне в окремих пунктах, на всю територію дослідження. Перше поле (рис. 5.13, а) характеризується горизонтальним орієнтуванням осі стиснення у Пн-С

напрямку та розвинуте в ЗП і Зоні П'єнінських скель. В прилеглій до Рахівського масиву Пд-С частині Солотвинської западини напрямок стиснення змінюється на субширотний. Деформаційні режими стиснення (сині стрілки) розвинені в зонах контакту ЗП та прилеглих частин Зони П'єнінських скель і Рахівського масиву (рис. 5.13, а). Зсувні деформаційні режими (позначені зеленими стрілками) домінують в центральній частині Чоп-Мукачівської западини, а скидові типи (позначені червоними стрілками) розвинені переважно в межах Солотвинської западини. Орієнтування траєкторій стиснення відносно Зони П'єнінських скель, що поділяє Внутрішні та Зовнішні Карпати свідчить про сучасний режим транспресії в межах зони з лівозсувною складовою її кінематики.

Ще однією характерною особливістю поля напружень першого типу є зміна орієнтування траєкторій стиснення при наближенні до Пн-С границі ЗП, що також свідчить про наявність лівозсувної компоненти переміщення по розлому, який поділяє Внутрішні та Зовнішні Карпати. Причому лівозсувна компонента переміщення збільшується у Пд-С напрямку, що демонструється вигинанням траєкторій стиснення на схід. Близькість напрямку орієнтування осі стиснення поля першого типу (рис. 5.13, а) до орієнтування вісі стиснення сучасного поля напружень за механізмами землетрусів (рис. 5.8) дозволяє вважати перше поле напружень за сучасне.



Рис. 5.14. Траєкторії стиснення та розтягу для поля напружень Закарпатського прогину другого типу.

Друге поле напружень відноситься до зсувного типу і характеризується Пд-С орієнтуванням осі стиснення та Пд-З напрямком осі розтягу (рис. 5.13, 5.14). Це поле розвинуте у центральній частині досліджуваної території і за напрямком осі розтягу є субортогональним до меридіональної гілки Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта. Аналогічне поле виділяється і за механізмами землетрусів. Можливо пов'язати це поле з умовами транстенсії та розтягу у центральній меридіональній гілці хребта і з впровадженням магматичних утворень. Локальний розтяг може бути пов'язаним з зоною субмеридіонального Оашського розлому, який поділяє Чоп-Мукачівську та Солотвинську западини з різними типами кори. Можливо, що умови розтягу виникають внаслідок різноспрямованої ротації мікроплит Алькапа (проти годинникової стрілки) та Тісія-Дакія (за годинниковою стрілкою), які знаходяться у фундаменті Чоп-Мукачівської і Солотвинської западин відповідно. У віковому відношенні поле другого типу не старше віку вулканітів Вигорлат-Гутинського хребта 11–12 млн років [Ляшкевич, 2011, 2014; Павлюк та ін., 2013].

Комплексний аналіз полів напружень ЗП за сейсмологічними та тектонофізичними даними дозволив побудувати сучасне регіональне поле напружень стиснення, ортогональне до простягання ЗП, яке в Пд-С частині ЗП змінює свій напрямок на субширотний, з чого слідує наявність лівозсувної компоненти переміщення вздовж розлому, що поділяє Внутрішні та Зовнішні Карпати і відповідає на поверхні зоні П'єнінських скель. Друге поле напружень розвинуте у центральній частині ЗП і віддзеркалює умови транстенсії (зсуву з розтягом) по субмеридіональному Оашському розлому, який поділяє Чоп-Мукачівську та Солотвинську западини з різними типами земної кори.

5.4. Поля напружень в межах Українських Карпат за польовими тектонофізичними даними

5.4.1. Тектонофізична вивченість Карпатського регіону

Перші польові дослідження мезоструктур (тріщинуватості, дзеркал ковзання, складок) в УК були пов'язані з проблемами нафтової геології Бориславського нафтопромислового району та опубліковані в працях Е. Віндакевича, С. Ольшевського, М. Машинського, К. Богдановича, С. Яскульського та ін. Серед перших польових робіт 1950–1970 років з дослідження тріщинуватості порід у середній течії р. Дністер були праці І. Гофштейна, А. Орлова, А. Бак, І. Свинка, С. Шульца. Є. Смахов та Т. Дорофєєва [Смахов, Дорофєєва, 1987] показали, що тріщинуватість у гірських породах не є хаотичною, а розвивається по певних системах. Р.С. Копистянський розробив класифікацію тріщинуватості на пластову, регіональну та планетарну. Е. Спенсер, Т. Єжикевич, В. Зухевич, Л. Мастелла, А. Конон та ін. показали важливість використання масових замірів та статистичного опрацювання тріщин для реконструкції полів палеонапружень для різних регіонів світу, наприклад [Jerzykiewicz et al., 1974; Mastella, Konon, 2002; Zuchiewicz, 1998].

У 1991–1995 роках під керівництвом О.Б. Гінтова за участю дисертанта в УК були проведені перші польові тектонофізичні дослідження з вивчення тріщин та дзеркал ковзання, узагальнені в [Аронський и др., 1995; Гінтов и др., 2002; Гінтов, 2005]. Співавторами було показано, що крім головного напруженого стану Українських Карпат – Пн-С стиску, існував і другий напружений стан – субмеридіональний стиск, найяскравіше проявлений в Пн-З і центральних перетинах УК.

З 80 років XX ст. В.Г. Гутерман проводить фізичне моделювання в галузі тектонофізики з використанням центрифугування і високопластичних матеріалів та створює концепцію гравітаційного складкоутворення і транслітосферних розломів. В роботі [Гутерман, 1980] показано вплив гравітації на створення складчастої структури Карпат.

З появою у 1980–1990-х роках робіт Ж. Рамсея, М. Хуберта та Д. Полларда і А. Айдіна [Pollard, Aydin, 1988], які узагальнили типи та механізми формування структурних елементів в земній корі, а також сучасного комп'ютерного забезпечення у геології (Stereo32, Fabric, Win-Tensor), стало можливим проводити тектонофізичні дослідження і обчислення на новому рівні.

Дослідження тріщинуватості польського геолога В. Зухевича із співавторами на території Західних Карпатах [Zuchiewicz et al., 1998] дозволили відновити паля напружень під час та після складко- та насувоутворення. Праці М. Зобака, П. Гернера, Ж. Бади [Zoback, 1989; Gerner et al., 1999] присвячені реконструкції полів напружень різного віку всього Карпато-Паннонського регіону. Західні вчені виконали ряд тектонофізичних досліджень у Південних, Східних (Румунських), Західних Карпатах та Паннонському басейні, результати яких враховувались при створення геодинамічних моделей Карпато-Паннонського регіону [Matenco, Bertotti, 2000; Matenco et al., 2007; Ratschbacher et al., 1993; Nemcok, 1993].

Використання комп'ютерного моделювання при формування насувів в УК представлене у роботах Л.М. Хом'яка [Хом'як, Хом'як, 2003]. Роботи Т. Гайдук [Гайдук, 2009] стосуються дослідження тріщинуватості внутрішніх покривів УФК, а Л.В. Генералова вивчала тріщинуватість в межах окремих скиб Скибового покриву УК.

З 2011 року почалося цілеспрямоване тектонофізичне вивчення мезоструктур та реконструкція напружено-деформованого стану українського сектора Східних Карпат групою львівських та київських

дослідників під керівництвом О.Б. Гінтова. Роботи за участі дисертанта [Гинтов и др., 2011, 2014; Бубняк та ін., 2013; Віхоть та ін., 2011; Муровская и др., 2016; Муровська та ін., 2019] дозволили відновити палеонапруження в межах Скибового покриву, зони П'єнінських скель і Закарпатського прогину. За участю дисертанта було побудовано збалансований та «тектонофізичний» розрізи вздовж профілю ГСЗ PANCAKE [Гинтов и др., 2014]. В роботі [Муровська та ін., 2019] узагальнені поля напружень в межах всіх УК в рамках єдиного методичного підходу. В роботі [Шевчук, Василенко, 2015] виконано польові тектонофізичні дослідження в межах середньої частини Закарпатського глибинного розлому та відновлено тектонофізичні умови пізніх стадій розвитку розлому.

Сучасним методом вивчення архітектури Карпатської покривно-насувної споруди стала побудова збалансованих та реставрованих розрізів [Roure et al., 1993; Nemčok et al., 2006; Gaḡała et al., 20120]. Для території Румунських Карпат побудовано 14 збалансованих геологічних розрізів та пов'язано їх з еволюцією полів напружень [Matenco, Bertotti, 2000]. Кінематична модель розвитку Зовнішніх Карпат в межах України на основі побудови збалансованого розрізу та прямого моделювання вперше була запропонована в роботі [Roure et al., 1993].

Українські дослідники І. Бубняк та М. Накапелюх з 2013 року впроваджують методику балансування розрізів з використанням комп'ютерного забезпечення Midland Valley (пакет програми Move) в межах УК. Було побудовано збалансований геологічний розріз відслонення Тартак [Бубняк, Накапелюх, 2013] та групи складок у долині р. Сукіль [Накапелюх та ін., 2011], збалансовані розрізи центрального і східного сегментів УК [Гинтов и др., 2014; Nakapeliukh et al., 2017, 2018]. Піонерські роботи [Nakapeliukh et al., 2017, 2018] синтезували палінспастичні дослідження по західному та двох східних перетинах УК з результатами низькотемпературної термохронології (фішен-трек аналізу), відновили етапи

розвитку Карпатської акреційної призми та швидкості її пересування, початкову довжину Карпатського басейну осадонагромадження, масштаби скорочення басейну і суббасейнів, об'єм ерозії та історію екструзії у зв'язку з термальною історією УК.

Незважаючи на багаторічне вивчення УК тектонофізичними методами, залишився ряд невирішених питань, які можна сформулювати наступним чином: узагальнення тектонофізичних досліджень різних років в рамках єдиної методики та їх інтерпретація в контексті сучасних поглядів на розвиток Карпато-Паннонського регіону. Актуальним вважається також синтез результатів польової тектонофізики, палінспастичних реконструкцій та глибинної будови для уточнення будови і геодинамічного розвитку Карпатського регіону.

5.4.2. Напружено-деформований стан Українських Карпат

У даний розділ увійшли матеріали польових тектонофізичних спостережень, виконаних автором в 2013–2018 роках, а також масив польових даних, отриманих дисертантом в 1990–1995 роках. Всі польові дані 1990–1995 років були прив'язані, узагальнені, перераховані за допомогою сучасних комп'ютерних програм та доповнені новими замірами 2013–2018 років. Всього в роботі задіяно 47 пунктів спостережень в межах Зовнішніх Карпат і 23 пункти в Зоні П'єнінських скель та Закарпатському прогині, на яких виконано більше 2 000 вимірювань дзеркал ковзання та парагенезів розривів. Всі пункти спостережень були згруповані в п'ять доменів за принципом просторової близькості та оконтурені полігонами (рис. 5.14). Пунктам в Закарпатському прогині та Зоні П'єнінських скель надано окрему нумерацію і позначено червоним кольором.

Перший домен охоплює басейни річок Стрий, Опір і верхню течію Латориці та представлений дванадцятьма відслоненнями 1–12, які

розташовані в межах Скибового, Кросненського, Дуклянського і Поркулецького покривів (рис. 5.15).

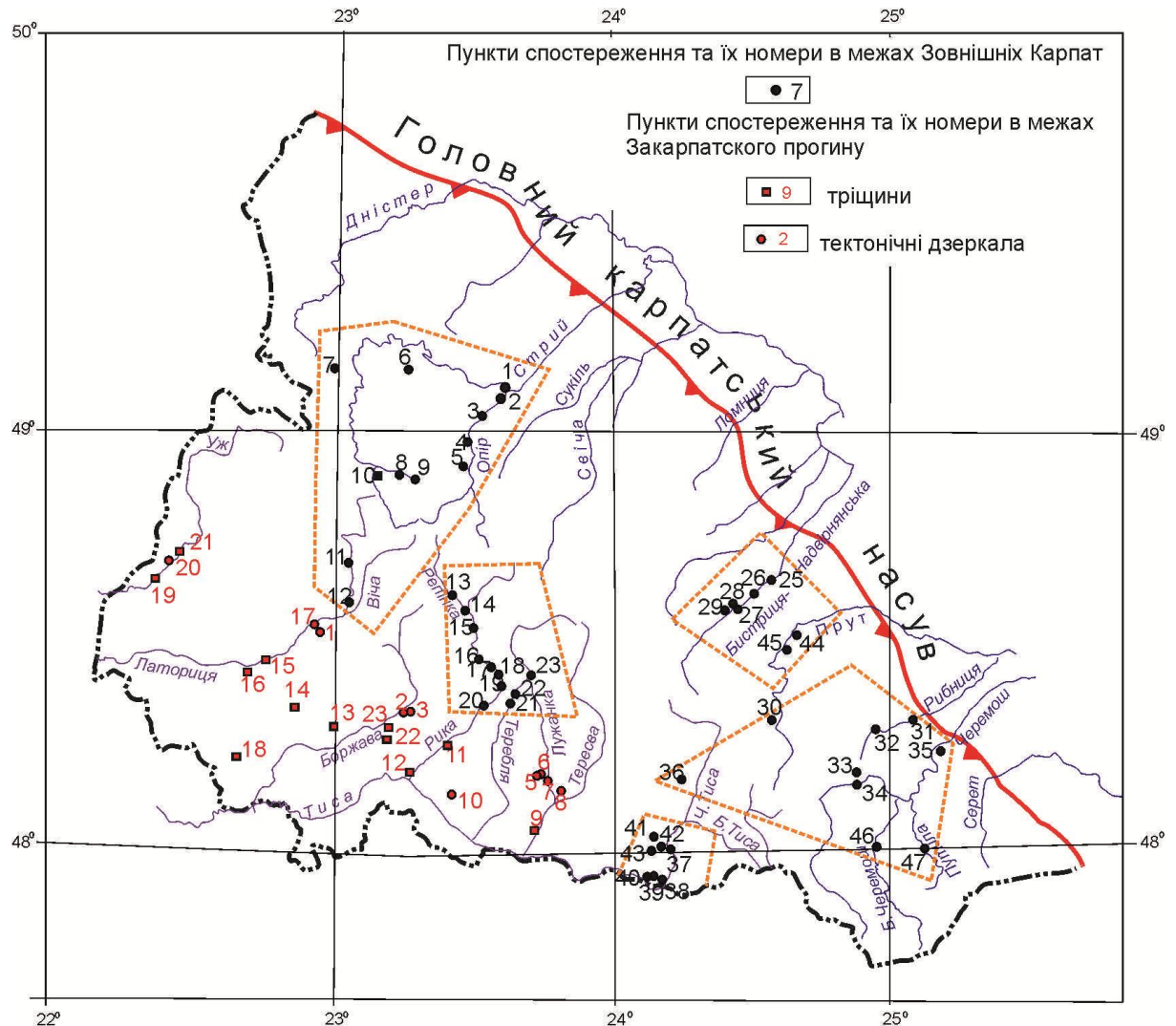


Рис. 5.15. Пункти тектонофізичних спостережень та їх номери на тлі річкової сітки. Всі пункти спостережень були згруповані в п'ять доменів за принципом просторової близькості та оконтурені полігонами. Пунктам в Закарпатському прогині та зоні П'єнінських скель надано окрему нумерацію і позначено червоним кольором. Пункти спостереження, де вимірювались парагенези розривів, позначені квадратами, а пункти з набором дзеркал ковзання – кружками.

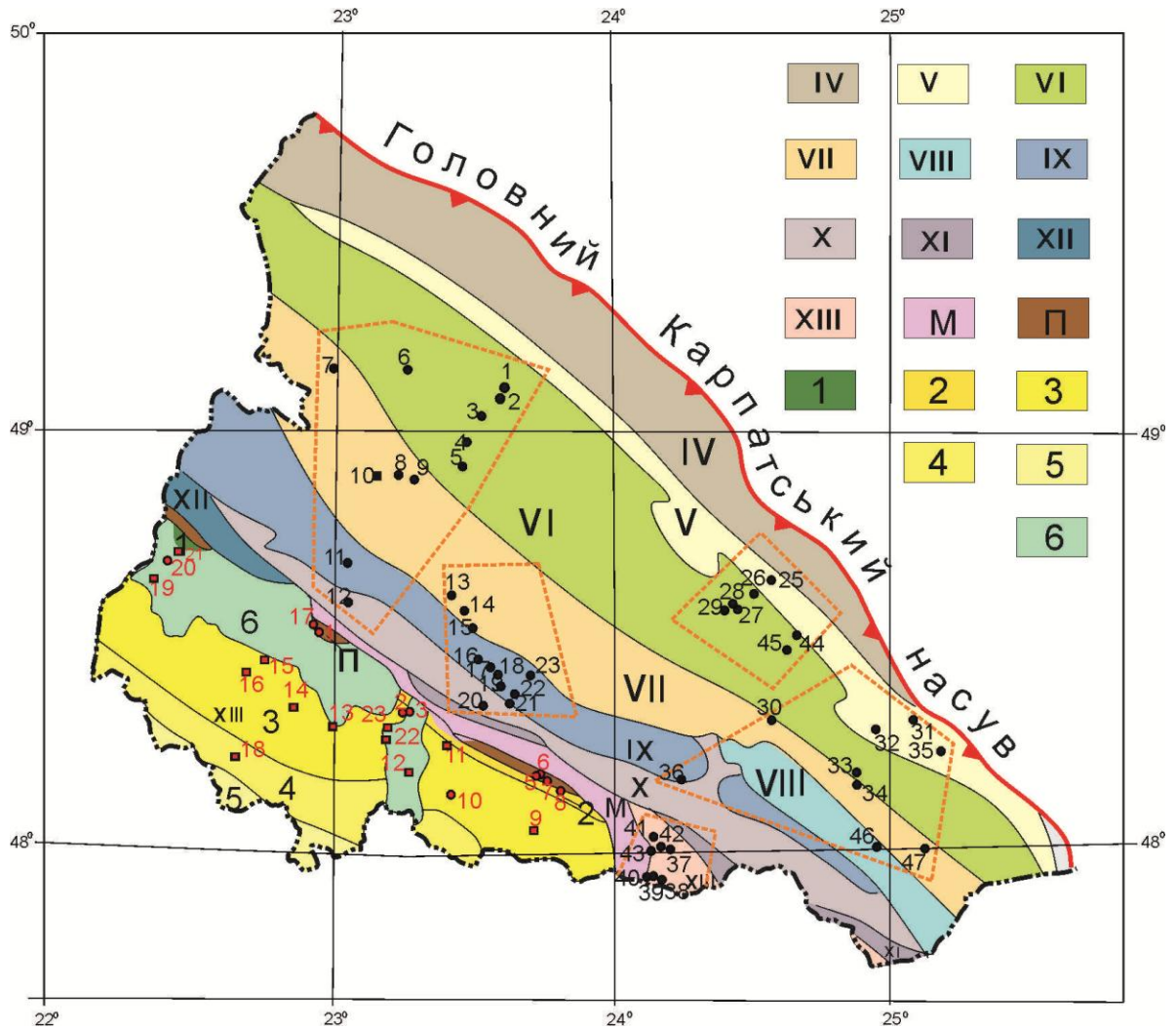


Рис. 5.16. Пункти тектонофізичних спостережень та їх номери на тлі тектонічної схеми [Глушко, Круглов, 1986] (легенда до тектонічної схеми, як на рис. 3.1). Пункти спостереження, де вимірювались парагенези розривів, позначені квадратами, а пункти спостереження з набором дзеркал ковзання – кружками.

Для кожного пункту спостереження були визначені одно чи кілька полів напружень, які продемонстровані на відповідних стереограмах (рис. 5.15). Зверху зліва від кожної стереограми стрілками показані орієнтування відповідних осей стиснення або розтягу, а типи деформаційних режимів позначені різними кольорами. У межах першої ділянки переважають

деформаційні режими стиснення, для яких зліва синім кольором винесені вісі стиснення.

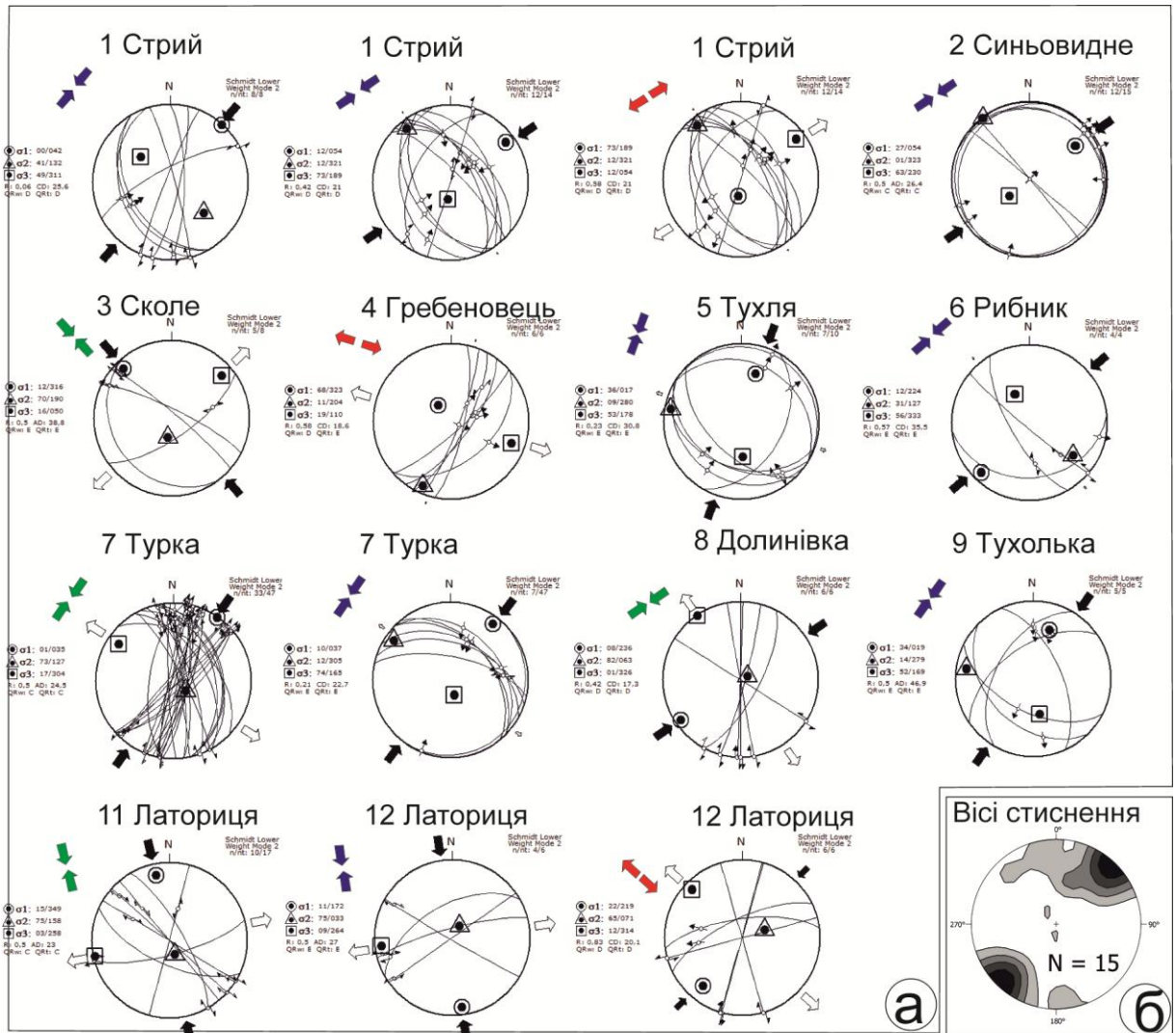


Рис. 5.17. Поля напружень на пунктах 1–12: а – кінематичні стереограми з номерами та назвами пунктів спостережень. Деформаційний режим показано стрілками в верхньому лівому кутку кожної стереограми (зелений – зсувний, синій – підкидовий, червоний – скидовий); б – узагальнення орієнтувань осей стиску для пунктів спостереження 1–12. N – кількість визначень орієнтувань осей стиснення.

Зсувні режими визначені для чотирьох пунктів, а вісь стиснення для них показана зеленим кольором. Скидові деформаційні режими виявлені на трьох відслоненнях, а вісь розтягу для них показана червоним кольором. Для всіх визначень полів напружень осі стиснення винесені на загальну контурну діаграму (рис. 5.16). Найбільший максимум концентрації відноситься до осей стиснення, орієнтованих у Пн-С 40° напрямку, що є ортогональним до простягання УК. Менш виразні максимуми відносяться до субмеридіональних осей стиснення, косих по відношенню до УК та осей Пн-З напрямків, паралельних до простягання УК.

Друга ділянка охоплює відслонення 13–23 у верхній течії річок Ріка та Теремля в межах Кросненського, Дуклянського і Поркулецького покривів (рис. 5.16). Більшість полів напружень (8 визначень) належать до зсувного типу і три визначення представляють підкидовий деформаційний режим. Статистичний аналіз орієнтувань осей стиснення в межах другої ділянки демонструє домінування Пн-С 40° азимутів (рис. 5.16), ортогональних до простягання УК. В меншій кількості представлені субмеридіональні і субширотні орієнтування осей стиснення, що є косими до карпатського простягання та Пн-З напрямки, паралельні до простягання УК.

Третій домен охоплює пункти 25–29 в межах Бориславсько-Покутського та Скибового покривів, розташовані в долині річки Бистриця-Надвірнянська і пункти 44–45 у долині річки Прут.

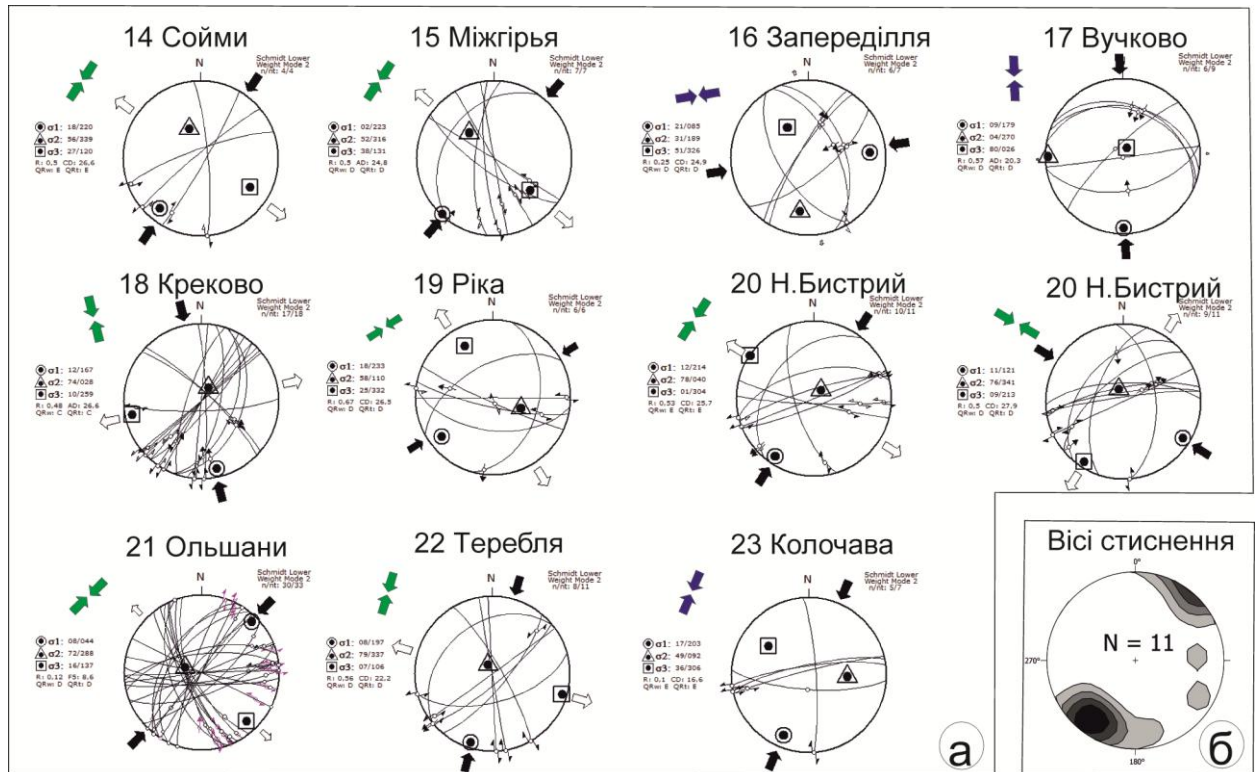


Рис. 5.18. Поля напруження на пунктах спостереження 14–23 (а). Деформаційний режим показаний стрілками в верхньому лівому кутку кожної стереограми (зелений – зсувний, синій – підкидовий, червоний – скидовий); б – узагальнення орієнтувань осей стиску. N – кількість визначень орієнтувань осей стиснення.

Серед типів деформаційних режимів переважають підкидові – 6 визначень, а зсувні та скидові режими представлені двома визначеннями кожний. Статистичний аналіз орієнтувань осей стиснення демонструє домінування Пн-С 60° – 40° азимутів, що є ортогональними та косими до простягання Карпатської споруди.

Четвертий домен охоплює відслонення 30–36 та 46–47 в межах Бориславсько-Покутського, Скибового, Кросненського, Дуклянського, Чорногорського і Поркулецького покривів, що знаходяться у долинах річок Прут, Путила, Чорний Черемош, Білий Черемош, Черемош, Рибниця та Чорна Тиса. Серед деформаційних режимів переважають зсувні типи – 6

визначень, до підкидового режиму належить 4 визначення, а скидовий режим представлений одним визначенням (рис. 5.19, а). Статистичний аналіз орієнтувань осей стиснення демонструє домінування Пн-С 40° – 0° азимутів (рис. 5.19, б), що є ортогональними та косими до простягання Карпатської споруди.

П'ятий домен включає пункти 37–43 в долині річок Чорна Тиса та Тиса в межах Мармароського (Рахівського) масиву (рис. 5.19), де домінують Пн-С 50° – 90° азимути стиснення та підкидові деформаційні режими. Для зони П'єнінських скель найбільш вираженим є субширотне та Пн-С 0° – 30° стиснення, а для Закарпатського прогину характерними є Пн-С 40° – 80° та Пн-З 320° – 350° напрямки осей стиснення.

Для всіх доменів на стереограмах, узагальнюючих орієнтування осей стиснення виділяється один основний максимум, переважно Пн-С або субширотного орієнтувань та менш виразні максимуми Пн-З і субмеридіональних напрямків. Орієнтування осей стиснення, які відносяться до основного максимуму винесено на тектонічну схему в кожному пункті та відповідним кольором позначено тип деформаційного режиму (зелений – зсувний, синій – підкидовий, червоний – скидовий) (рис. 5.20, а), як це було зроблено в роботах [Bada et al., 2007; Heidbach et al., 2016]. Траєкторії стиснення, що є дотичними в кожному пункті до орієнтування осей стиснення, ілюструють напрямок регіонального поля напруження. Загалом, вісі стиснення регіонального поля орієнтовано у напрямку Пн-С 40° . Серед деформаційних режимів приблизно в рівній кількості присутні зсувні (зелені стрілки) та підкидові (сині стрілки). Підкидові режими переважають в зовнішніх покритвах – Скибовому та Бориславо-Покутському, а також в зоні П'єнінських скель, яка є межею Зовнішніх та Внутрішніх Карпат. В Пд-С частині Зони П'єнінських скель та в межах Рахівського масиву домінують субширотні орієнтування осей стиснення. Для регіонального поля було

побудовано траєкторії дотичних напружень, що складають кут 45° з траєкторіями стиснення (рис. 5.20, б).

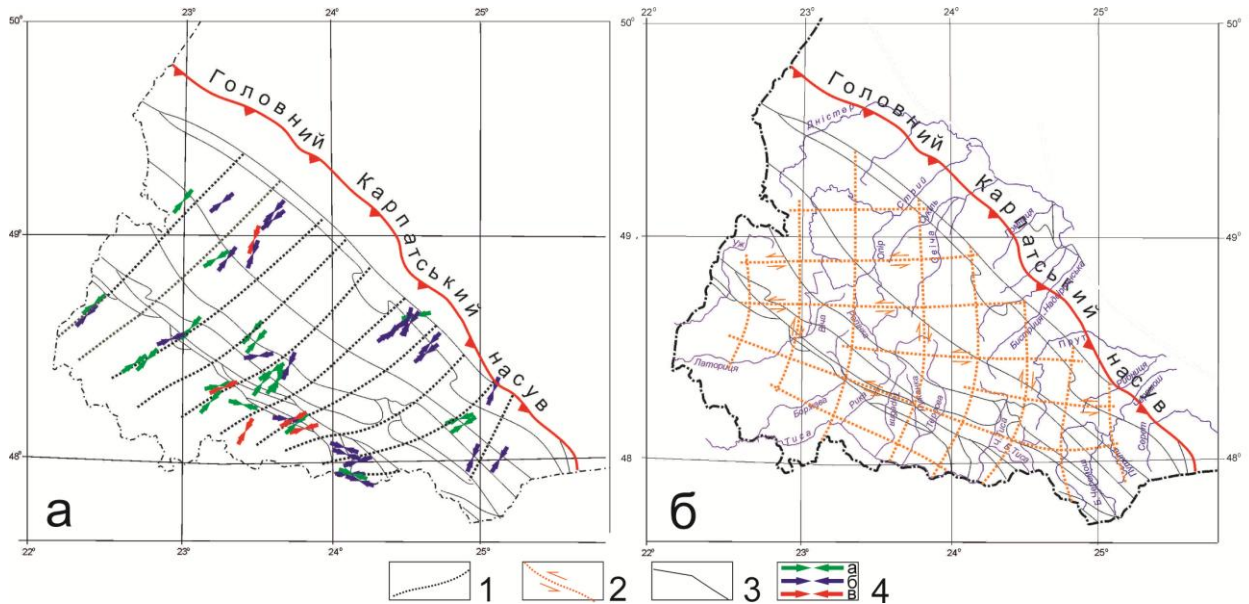


Рис. 5.19. Орієнтування головного поля напружень Українських Карпат: а – траєкторії стискаючих напружень на тлі тектонічної схеми; б – траєкторії дотичних напружень на тлі річкової сітки, 1 – траєкторії стискаючих напружень, 2 – траєкторії дотичних напружень (стрілки відповідають напрямкам потенційного зсувного переміщення), 3 – границі тектонічних одиниць, 4 – напрямок стиснення та деформаційні режими в межах окремих пунктів (а – зсувний, б – підкидовий, в – скидовий).

Дотичні напруження мають субмеридіональний і субширотний напрямки та добре погоджуються з орієнтуванням річкової сітки, що може бути аргументом на користь закладення річкової сітки по системі розломів.

Серед полів напружень, що не увійшли до головних максимумів на стереограмах орієнтувань осей стиснення, виділяється поле напружень з Пн-З віссю стиснення та відповідною Пн-С віссю розтягу. Серед деформаційних режимів, на відміну від першого поля, тут переважають зсувні та скидові типи (зелені та червоні стрілки). Цей факт став підставою для винесення

горизонтальних осей розтягу (що є перпендикулярними осям стиснення) на тектонічну схему з розломами фундаменту скидового типу за [Заяц, 2013] (рис. 5.20).

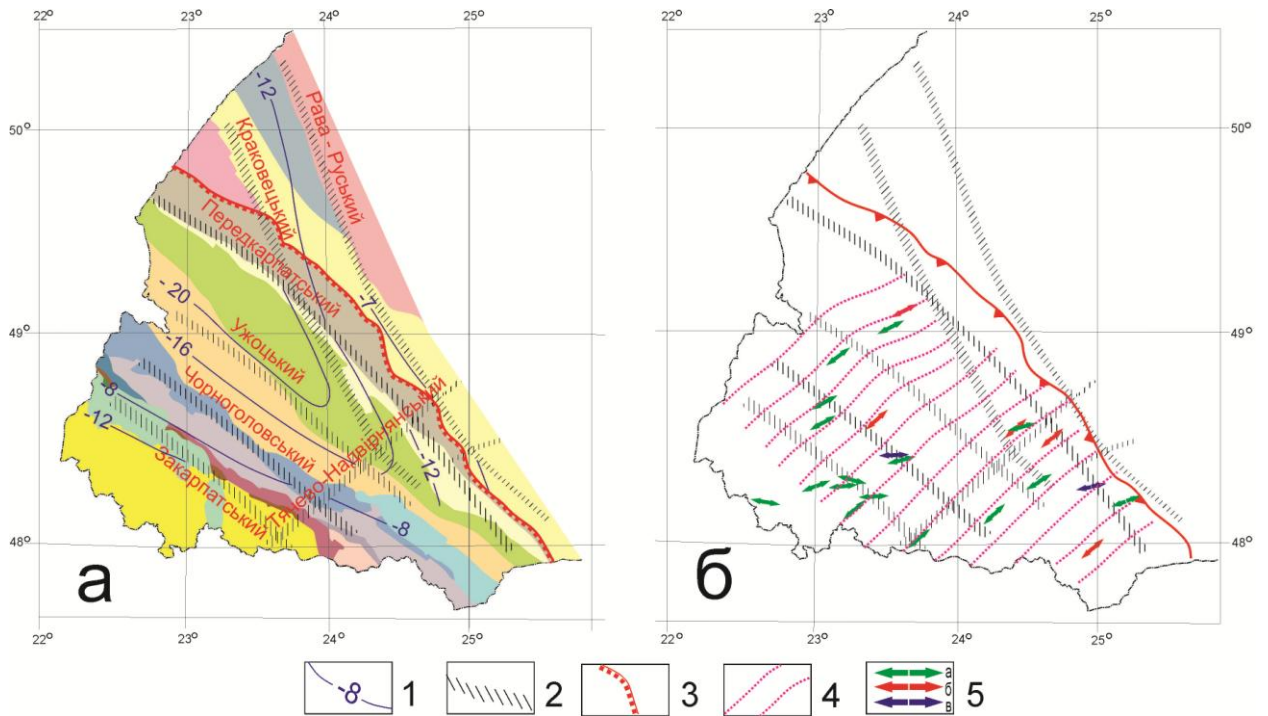


Рис. 5.20. Порівняння орієнтування скидових розломів фундаменту за [Заяц, 2013] (а) та орієнтування траєкторій розтягу другого поля напружень (б): 1 – глибина автохтонного фундаменту, 2 – скидові розломи фундаменту, 3 – Головний Карпатський насув, 4 – траєкторії розтягу, 5 – напрямок розтягу в межах окремих відслонень та тип деформаційного режиму (а – зсувний, б – скидовий, в – підкидовий).

Осі розтягу виявились субортогональними до розломів фундаменту, які активувались в якості скидів та зсувів в міоценовий і постміоценовий час під вагою алохтону Карпатської споруди.

Третє поле напруження з субмеридіональною віссю стиснення та переважанням зсувних типів за представленим масивом даних є характерним для широкої субмеридіональної смуги, яка на півдні співпадає з Оашським

глибинним розломом, що поділяє Чоп-Мукачівську і Солотвинську западини (рис. 5.21).

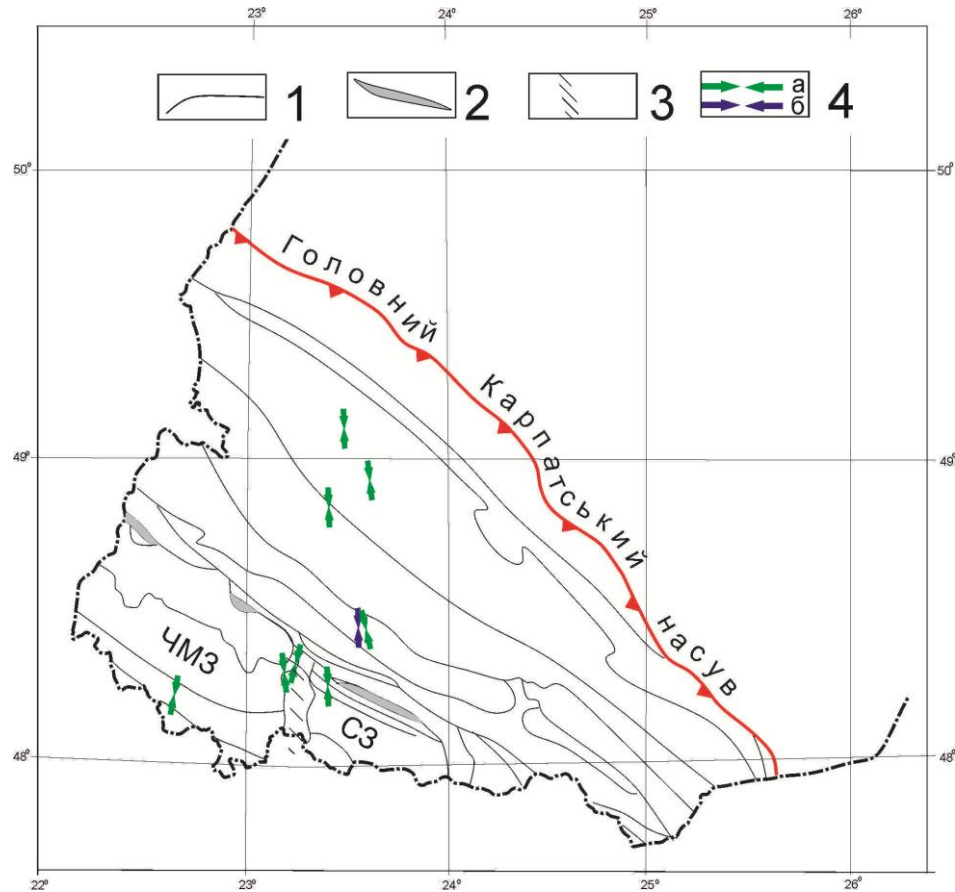


Рис. 5.21. Поле напруження з субмеридіональною віссю стиснення: 1 – границі тектонічних одиниць, 2 – зона П'єнінських скель, 3 – Оашський розлом, 4 – вісі стиснення та деформаційні режими (а – зсувний, б – підкидовий). ЧМЗ – Чоп-Мукачівська западина, СЗ – Солотвинська западина.

Можливо, активізація субмеридіонального Оашського розлому та впровадження вулканітів Вигорлат-Гутинського хребта пов'язані з полем напруженнями, де вісь стиснення орієнтована субмеридіонально, а ось розтягу орієнтована, відповідно, субширотно, що підтверджується результатами досліджень [Шевчук, Василенко, 2015]. Результатами попередніх тектонофізичних досліджень [Аронский и др., 1995; Гінтов и др.;

2002; Гінтов, 2005] також було отримано субмеридіональний стиск, який найяскравіше проявлений в Пн-З і центральних перетинах УК. Можливо такі відмінності в напружено-деформованому стані західної та східної частин УК пов'язані з наявністю в їх межах зони зчленування Західних і Східних Карпат, яка за [Гнилко, 2011а, 2017] маркується субмеридіональним Стрийсько-Латорицьким розломом.

5.5. Еволюція полів напружень та деформаційних режимів в процесі розвитку Карпатської покривно-насувної споруди

Узагальнення представлених в дисертаційній роботі та попередніх результатів тектонофізичних досліджень, які охопили всю територію Українських Карпат [Аронский и др., 1995; Гинтов и др.; 2002; Гинтов, 2005] дозволяє виявити генералізовані етапи еволюції Карпатської покривно-насувної споруди. На (рис. 5.22) на контурних діаграмах показані ізолінії концентрації полюсів тектонічних дзеркал, окремо для дзеркал з субгоризонтальним орієнтуванням борозен ковзання по простяганню (рис. 5.22, а), та окремо для дзеркал з крутим орієнтуванням борозен ковзання по падінню (рис. 5.22, б, в)

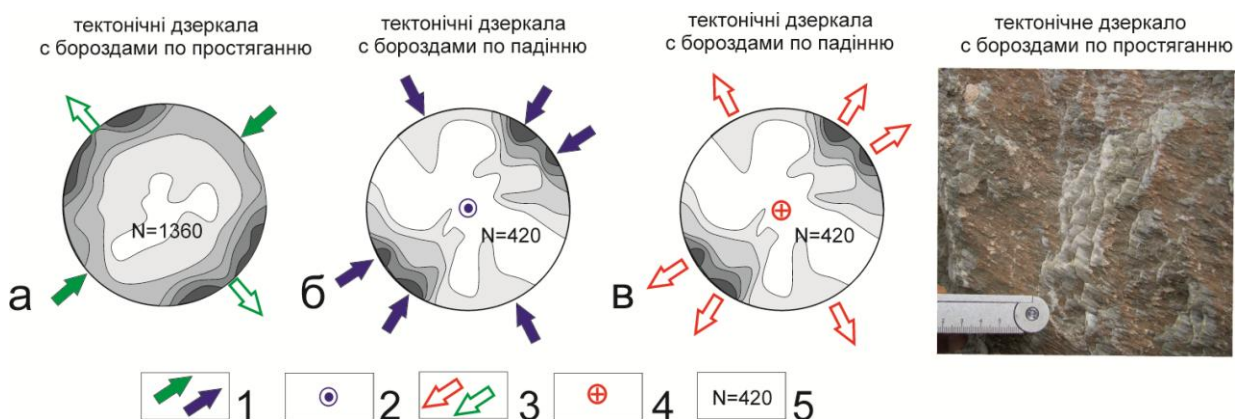


Рис. 5.22. Реконструкція полів напружень за орієнтуванням тектонічних дзеркал. Контурні діаграми полюсів тектонічних дзеркал показані на верхній півсфері сітки Вульфа: а – дзеркала ковзання з бороздами

по простяганню; б–в – дзеркала з борознами по падінню. 1–4 – напрямки осей тензора напружень (1 – горизонтального стиснення, 2 – вертикального розтягу, 3 – горизонтального розтягу, 4 – вертикального стиснення); 5 – кількість тектонічних дзеркал.

Переважає більшість (1340 або 77 %) вивчених тектонічних дзеркал мають горизонтальні борозни ковзання, що свідчить про суттєве переважання зсувних деформаційних режимів. Інтерпретація двох спряжених максимумів дозволяє відновити основне регіональне поле зсувного типу з Пн-С 40° напрямком осі стиснення (рис. 5.22, а).

Тектонічні дзеркала з борознами за падінням (420 або 23 %) відповідають двом типам полів напружень – підкидовому (рис. 5.22, б) та скидовому (рис. 5.22, в). Полюса тріщин на (рис. 5.22, б) та (рис. 5.22, в) є тими самими. В силу того, що напрямки переміщення на тектонічному дзеркалі не завжди точно можна визначити, надана інтерпретація одних тих самих дзеркал для двох потенційних можливостей: (1) борозни вказують на підкидове переміщення (рис. 5.22, б), (2) борозни вказують на скидове переміщення (рис. 5.22, в). За напрямком осі стиску досить однозначно виділяються два поля підкидового типу: Пн-С 40° та Пн-С 60° стиску (рис. 5.22, б). За напрямком осі стиску розтягу відновлено і два поля скидового типу: Пн-С 40° та Пн-С 60° (рис. 5.22, в).

По 361 заміру поверхонь нашарування побудована контурна діаграма полюсів поверхонь нашарування (рис. 5.23), яка дає можливість проаналізувати характер складчастості УК. Аналіз положення поверхні нашарування в 361 пункті УК свідчить про переважну більшість простягання нашарування в напрямку Пн-З 310° , який відповідає простяганню УК. Падіння поверхонь нашарування показують два протилежні напрямки: на Пд-З і Пн-С (рис. 5.23, а).

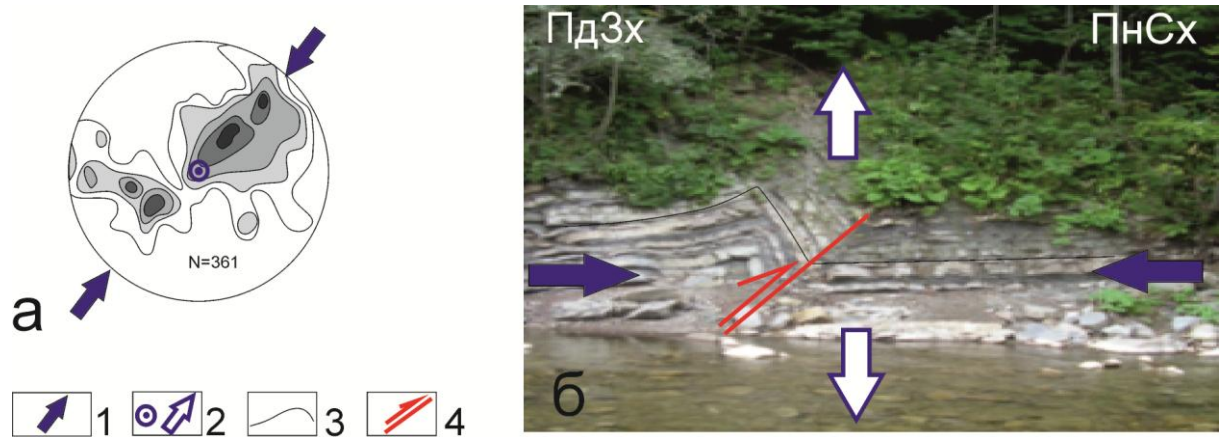


Рис. 5.23. Аналіз складчастості в межах УК: а – контурна діаграма полюсів площин нашарування та реконструйований напрямок стиснення; б – приклад насуву та принасувної складки в умовах підкидового деформаційного режиму; 1 – орієнтування горизонтальної осі стиснення; 2 – орієнтування вертикальної осі розтягу; 3 – поверхня нашарування; 4 – площина насуву.

Природною моделлю Карпатської насувної споруди може бути принасувна складка з падінням крил в двох протилежних напрямках (рис. 5.23, б). Формування насувів та принасувних складок відбувається при тангенціальному стисненні в умовах підкидового деформаційного режиму, що позначено стрілками синього кольору.

В роботі [Гинтов и др., 2014] за участю дисертанта виконані та представлені результати польових тектонофізичних спостережень поблизу профілю PANCAKE і в межах Скибового та Бориславсько-Покутського покривів, де було отримано два масиви тектонофізичних даних: тріщин без видимих слідів переміщення та тектонічних дзеркал з борознами ковзання. Серед 142 визначень орієнтації головних осей нормальних напружень суттєво переважають поля напружень зсувного типу і складають 107 визначень, 19 полів визначені як підкидові, а 16 віднесені до скидового типу. У групі зсувних полів 28 визначені як чисті зсуви, з віссю стиснення

орієнтованою субперпендикулярно простяганню УК. У групі підкидових та скидових полів 25 визначень мають осі стиснення і/або розтягу орієнтовані субперпендикулярно УК. Підкидові деформаційні режими відображають процес становлення Карпатського орогену, а група скидових полів відображає два типи процесів: скиди і обвали фронтальних частин рухомих на північний схід скиб і розвал орогену на його завершальній стадії розвитку [Гинтов и др., 2014].

Крім поля стиснення в межах зони П'єнінських скель зафіксовано розломоутворення скидового типу та відповідне поле розтягу [Муровская и др., 2016; Малицький та ін., 2017]. Як приклад тектонічного розриву скидового типу, можна привести велике дзеркало ковзання з простяганням Пн-З 320° та падінням на Пн-С під кутом 50° – 60° , яке було простежено вздовж південного борту Приборжавського кар'єра (рис. 5.24).

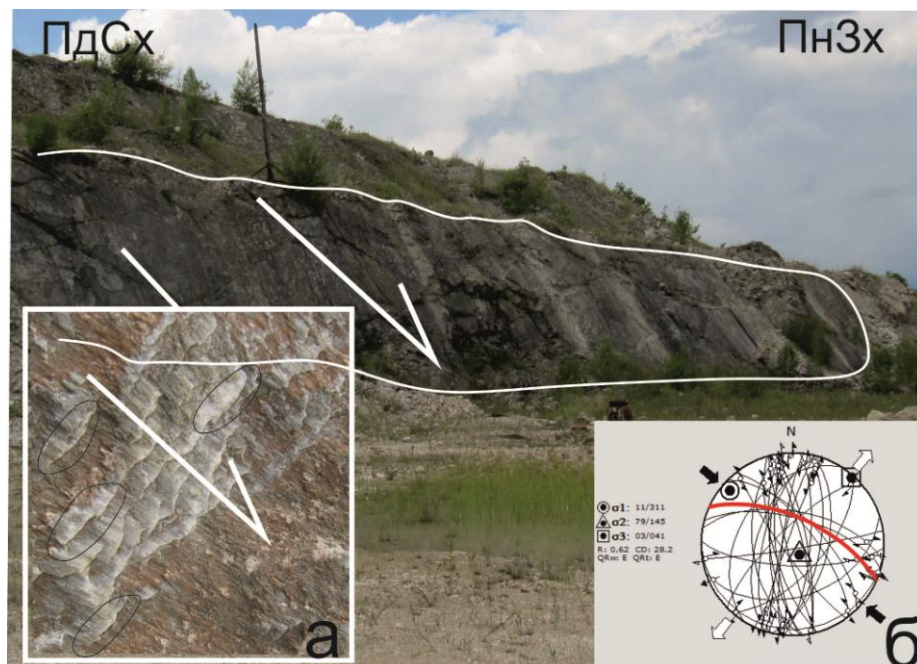


Рис. 5.24. Скидо-зсувне тектонічне дзеркало у Приборжавському кар'єрі, напрямок переміщення по якому змінюється за простяганням дзеркала від скидо-зсуву до зсуву: а – тектонічні борозни та поріжки відриву на поверхні дзеркала дозволяють визначити напрямок і тип переміщення

відсутнього крила розриву (біла стрілка); б – кінематична стереограма дзеркал ковзання в новому Приборжавському кар'єрі [Муровская и др., 2016], червоною дугою показано дане тектонічне дзеркало.

Площини з борознами, виміряні в межах дзеркала, серед інших задокументованих в кар'єрі, входять в стереограму (рис. 5.24). Для них відновлено поле зсувного типу з Пд-З віссю розтягу, яка може вважатися діючою, з огляду на її орієнтування в хрест зони П'єнінських скель. Спостережені скидо-зсуви, очевидно, відображають деформаційний режим транстенсії (поєднання зсуву та розтягу), який пов'язаний з формуванням Закарпатського прогину.

Дані тектонофізичних досліджень, палінспастичної реконструкції та низькотемпературної термохронології (фішен-трек аналізу зерен апатиту) за двома профілями через УК [Nakapeliukh et al., 2017, 2018] дозволяють виділити дві стадії розвитку Карпатської споруди: ранньоорогенну та пізньоорогенну. У ранньоорогенну стадію гороутворення йде в основному за рахунок горизонтального скорочення, викликаного тангенціальним стисненням, а складчасто-насувні деформації досягають свого максимуму в умовах підкидового деформаційного режиму. Гірський рельєф першої стадії ще помірний, тому уламковий матеріал, що надходить з гір в результаті їх ерозії в передовий прогин відносно мілкоуламковий. За рахунок цього матеріалу відкладається спочатку в морських, а потім в лагунних умовах т.зв. нижня моласа [Глушко, 1971; Круглов, Цыпко, 1988; Глушко, Круглов, 1986; Круглов та ін., 2007].

Здіймання Карпатської покривно-насувної споруди різко прискорюється на пізньоорогенній стадії внаслідок ізостації [Nakapeliukh et al., 2017], оскільки до початку цієї стадії кора набуває різко підвищеної потужності за рахунок шарів легких осадових відкладів. В сучасний період загальна обстановка тангенціального стиснення в Карпатах зберігається, про

що свідчать поля стиснення за сейсмологічними і тектонофізичними [Малицький та ін., 2017, 2018; Муровська та ін., 2019] даними, але в поверхневій частині орогену накладається розтяг під дією гравітаційних сил.

На пізньоорогенній стадії Карпатська споруда розчленовується зсувами різних напрямків: діагональними (наприклад, Стрийсько-Латорицький розлом [Гнилко, 2011, 2017], поперечними (наприклад, Тячево-Надвірнянський розлом) і поздовжніми [Заяц, 2013]. За даними [Верховцев, 2006] в останні 3 млн років в межах УК активувались розломи ортогональної та діагональної систем. Сучасні складчасто-насувні деформації стиснення тривають на периферії Карпатського орогену і в прилеглих прогинах, про що свідчить розподіл сучасної сейсмічності та механізми вогнищ в Закарпатті та Прикарпатті [Пронишин, Кузнецова, 2011; Третьак та ін., 2015; Малицький та ін., 2017, 2018; Муровская и др., 2018].

5.6. Еволюція Українських Карпат в контексті геодинаміки Карпато-Паннонського регіону

5.6.1. Основні етапи кайнозойської еволюції Карпато-Паннонського регіону

Карпато-Паннонський регіон складається з великого Паннонського басейну, оточеного Карпатським гірським поясом. ПБ сформувався в міоцені в умовах розтягу в той час, коли в Зовнішніх Карпатах тривало насувоутворення в умовах стиснення [Huisman et al., 2001; Horváth et al., 2006; Fodor et al., 2011]. ПБ характеризується високим тепловим потоком (до 110 мВт/м^2) і тонкою літосферою, в той час як Карпатський насувний пояс має більш низький тепловий потік ($30\text{--}70 \text{ мВт/м}^2$) і потовщену літосферу [Dérerová et al., 2006; Horváth, 2006; Pospíšil et al., 2006; Кутас, 2014]. Контраст рельєфу, товщини літосфери і теплового потоку між ПБ та

Карпатами особливо помітний в їх українському сегменті, де зміна цих параметрів кори і літосфери можна спостерігати в смузі шириною <50 км [Starostenko et al., 2013]. Основні події в УК на основі синтезу геолого-геофізичної інформації за літературними джерелами, які необхідно враховувати при геодинамічних побудовах, представлені в таблиці (рис. 5.25).

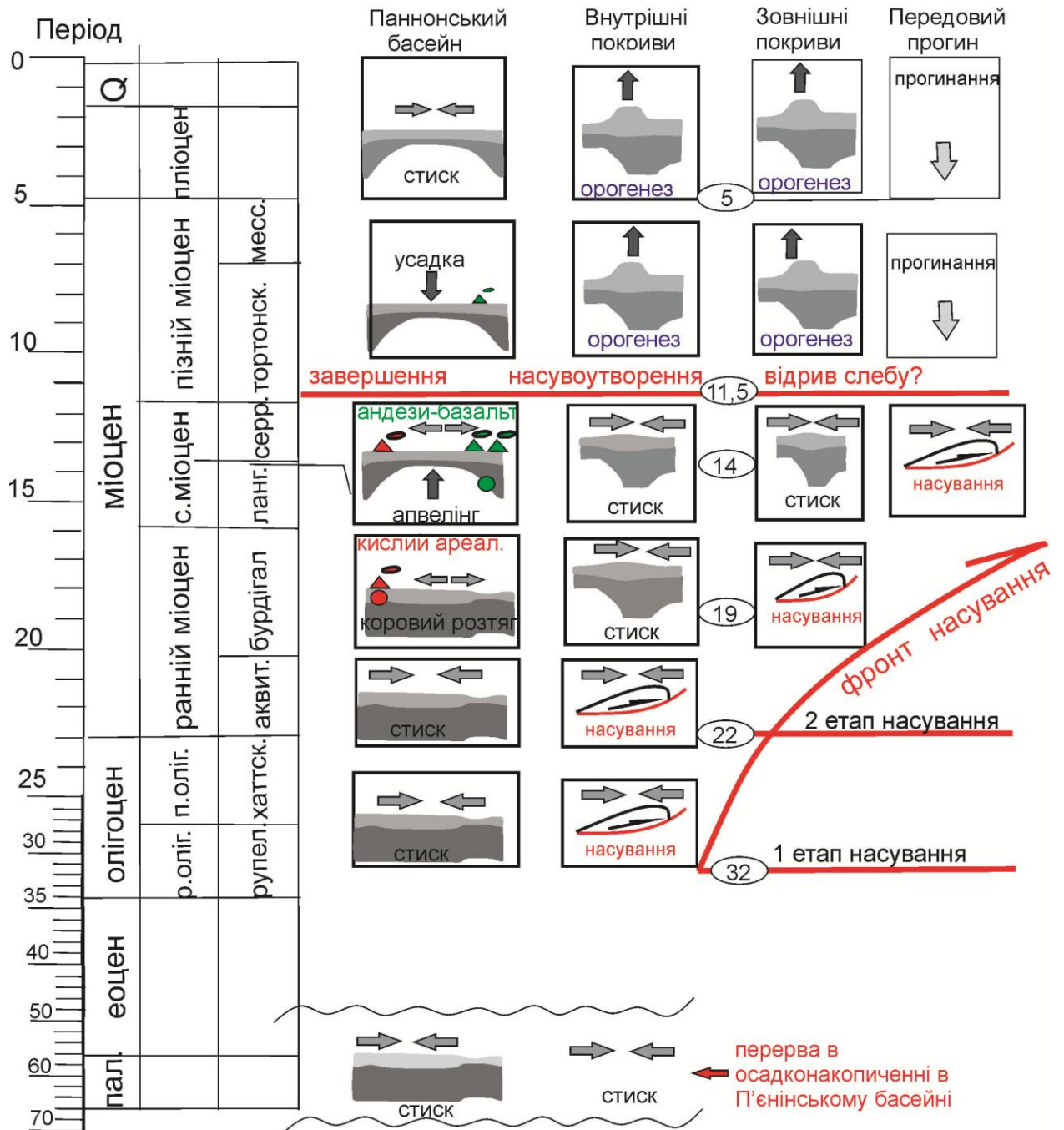


Рис. 5.25. Основні етапи кайнозойської еволюції Паннонського басейну [Huismans et al., 2001; Fodor et al., 2011] і Українських Карпат [Nemčok et al., 2006; Круглов, Цыпко, 1988; Круглов та ін., 2007]. Дані фишен-трек аналізу за [Andreucci et al., 2014; Nakapelukh et al., 2017, 2018].

За плейтектонічними уявленнями Карпатська покривно-насувна споруда сформувалась між крейдовим і неогеновим періодом в результаті субдукції та континентальної колізії Адріатичної мікроплити і Європейської плити [Csontos et al., 1992; Csontos, Voros, 2004; Kovac et al., 1990; Sperner et al., 2001; Schmit et al., 2008; Horváth et al., 2006]. До міоцену існувала Карпатська затока океану Тетіс, куди в результаті субдукційних процесів перемістились дві композитні мікроплити: Алькапа (скорочена назва від Альпи–Карпати–Паннонія) та Тісія-Дакія. Покривно-насувна споруда Зовнішніх Карпат, складена глибоководними турбідитами та, частково, моласами утворилась в результаті зближення мікроплит з Євразійською плитою та закриття залишкового флішового басейну між нерівними краями плит [Csontos, Voros, 2004; Schmid et al., 2008; Horváth et al., 2006].

На останніх стадіях насувоутворення (19–11 млн років) [Fodor et al., 2011] літосфера задугової області (майбутнього Паннонського басейну) зазнала тривалу стадію потоншення і розтягу, яка супроводжувалась розігрівом та вулканізмом уздовж його окраїн [Konečný et al., 2002; Pécskay et al., 2006]. В роботах [Huismans et al., 2001; Fodor et al., 2011] запропоновано двостадійну модель формування Паннонського басейну, що відображено на (рис. 5.26). На першій стадії (19–16 млн років) відбувається горизонтальний розтяг та пасивний рифтинг кори басейну, а на другій стадії (16–11,5 млн років) основна роль у формуванні ПБ належить активному апвелінгу. Завершується формування басейну усадкою в період 11,5–5 млн років [Huismans et al., 2001; Fodor et al., 2011].

Петрохімічний склад та просторовий розподіл магматичних порід Карпато-Паннонського регіону не дозволяє однозначно прив'язати прояви магматизму до субдукції океанічної літосфери [Медведев, Варичев, 2004; Ляшкевич, 2011, 2014], проте у флішових і вапнякових відкладах юри–неокому УК зустрічаються численні тектонічні лінзи базальтоїдів (рис. 5.27), які, на думку багатьох дослідників (огляд в [Гнилко, 2011, 2012; Третьак та ін., 2015]) є фрагментами (суб)океанічної кори. Дослідження ранньокрейдових базальтоїдів із зони П'єнінських скель в УК (кар'єр Великий Камінець) показали їх геохімічну та структурну єдність з базальтоїдами зони П'єнінських скель в Західних Карпатах і дозволили авторам [Oszczypko et al., 2012] віднести їх впровадження до етапу ранньокрейдового розтягу та розкриття океану Магура.

Неогенові та четвертинні вулканіти Карпато-Паннонського регіону в [Koncsu et al., 2002] поділяються на два типи: ареального та дугового. Кислі і андезитові вулканіти ареального типу є наслідком апвелінгу астеносфери в Паннонському регіоні, який, на думку авторів, спричиняється відкатом субдукції у задуговому просторі. Андезито-базальти Вигорлат-Гутинського та Келіман-Харгітського хребта порівнюються з надсубдукційними острівно-дуговими вулканітами.

Результати петрохімічних, геохімічних і мінералогічних досліджень показали, що мезозойські магматичні утворення Українських Карпат мають основний склад, проте відносяться до різних за походженням комплексів, кожний з яких утворився на корі різного типу: континентальній, субконтинентальній або океанічній [Медведев, Варичев, 2000; Ляшкевич, 2011, 2014; Павлюк та ін., 2013]. Наприклад, базальтоїди тростянецького комплексу (рис. 5.27) належать до калій-натрієвої серії базальт-трахітової формації, та фіксують собою існування у ранній крейді енциалічного Рахівсько-Северинського трогу, що розташовувався на північний схід від Мармароської кордільєри. Цей трог мав потоншену континентального типу

кору місцями з енсиматичними вікнами і простягався далеко на південний схід у Південні Карпати [Павлюк та ін., 2013]. Реконструкція геодинамічної обстановки на початку мезозою привела авторів до висновку про існування умов розтягу і деструкції континентальної кори Пра-Карпатського регіону в ранньому мезозої. Також зроблено висновок, що в кінці пізньої крейди в Карпатському регіоні не існувало океанічної кори, здатної до субдукції [Медведев, Варичев, 2000; Ляшкевич, 2011, 2014; Павлюк та ін., 2013].

Четвертинні лужні базальтові вулканіти ареального типу пов'язуються із завершальними етапами розвитку задугового Паннонського басейну [Koncsu et al., 2002], а на погляд [Ляшкевич, 2011, 2014] вони мають плюм-тектонічний генезис.



Рис. 5.26. Базальтоїди тростянецької світи верхньої юри–нижньої крейди, складеної пелагічними червоними карбонатами та базальтоїдами [Гнилко, 2011]: а – відслонення базальтів у фронтальній частині Буркутського покриву (потік Тростянець, правий приток р. Чорна Тиса); б – одне з численних тектонічних дзеркал в базальтах; в – базальтова подушкова лава; г – базальтова брила у складі буркутських пісковиків. Фото автора.

Загально прийнятним в рамках плейтектонічної моделі вважається, що формування сучасної насувної структури Зовнішніх Флішових Карпат відбувається в міоцені [Csontos, Voros, 2004; Schmid et al., 2008]. Проте седиментологічні аргументи свідчать про те, що процес насувоутворення в Українських флішових Карпатах міг початися раніше, наприклад, в крейді [Крупський, 2011; Гнилко, 2011, 2012], палеоцені [Oszczypko, 2006], олігоцені [Круглов, Цыпко, 1988; Круглов та ін., 2007].

Польовими спостереження за участю здобувача було задокументовано в олігоценових відкладах Скибового покриву Українських Карпат численні кластичні дайки [Alokhin et al., 2018] (рис. 5.27), що можуть бути слідами давніх землетрусів і аргументом на користь олігоценової тектонічної активізації в УК.

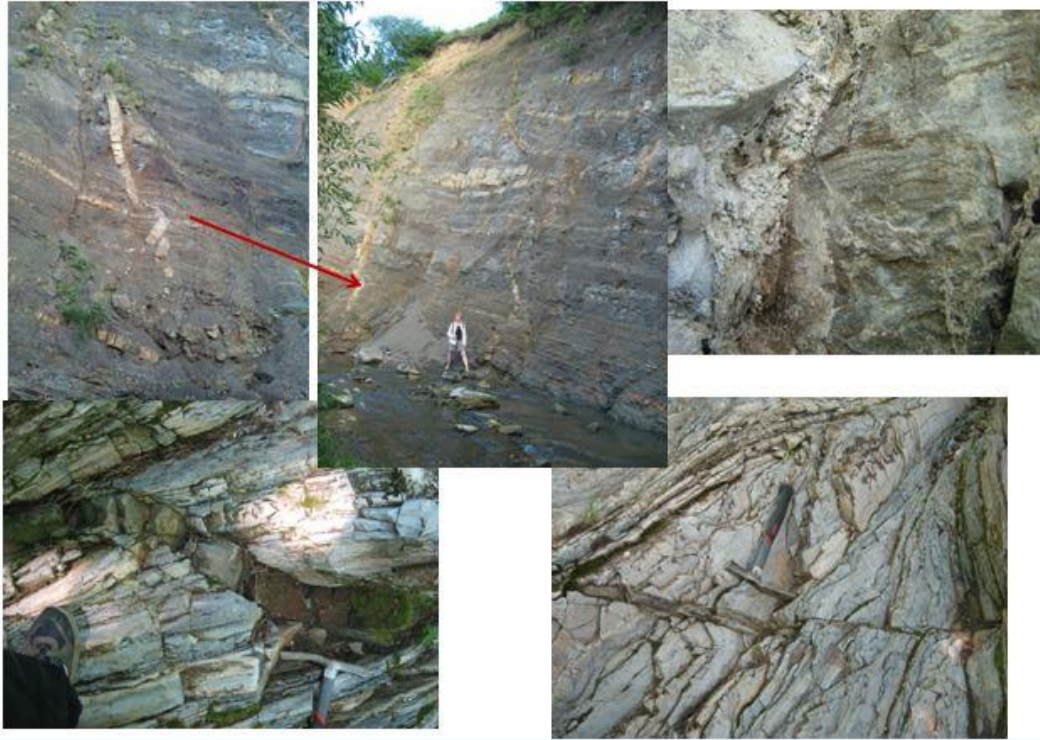


Рис. 5.27. Численні кластичні дайки в олігоценових відкладах Скибового покриву УК (сmt. Східниця, м. Борислав) можуть бути аргументом на користь олігоценової тектонічної активізації. Фото автора.

Останні результати фішен-трек аналізу в УК [Nakapelukh et al., 2018] виявили етап ексгумації 32 млн років на початку олігоцену (рис. 5.25), який може відповідати початку (активізації) тектонічної стадії насувоутворення.

В середньому міоцені (14 млн років) розтяг в ЗП, як частині ПБ, можливо, торкнувся і вже сформованих внутрішніх покривів УФК, в той час як в залишковому Карпатському басейні продовжується насувоутворення в умовах стиснення, яке завершується на початку пізнього міоцену (11,5 млн років) [Fodor et al., 2011] формуванням зовнішніх покривів та їх насуванням на моласи Передкарпатського прогину [Круглов та ін., 2007; Шлапінський, 2012; Nakapelukh et al., 2017, 2018].

5.6.2. Геодинамічні моделі формування Карпато-Паннонського регіону

Карпато-Паннонський регіон традиційно інтерпретується як своєрідний континентальний приклад системи акреційна призма–задуговий басейн, хоча в останні роки були сформульовані альтернативні моделі для пояснення його формування [Knapp et al., 2005; Gemmer, Houseman, 2007; Koulakov et al., 2010] (рис. 5.28).

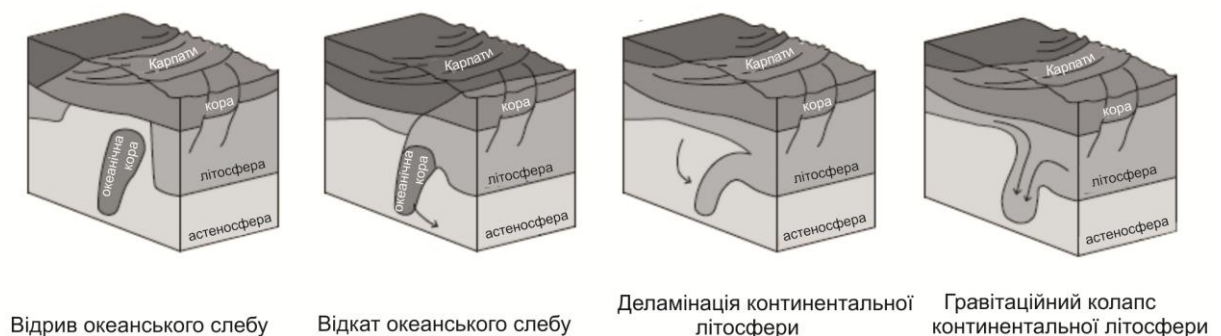


Рис. 5.28. Геодинамічні моделі розвитку Панкардії за [Knapp et al., 2005; Houseman and Gemmer, 2007; Andreucci et al., 2014].

Для пояснення геодинаміки Карпатсько-Паннонського регіону в останні десятиліття були запропоновані наступні процеси: субдукція типу В і А, відкат субдукції та відрив слєбу, мантійний апвелінг, деламінація континентальної літосфери, гравітаційний колапс літосфери.

З позицій плитної тектоніки насувна дугоподібна споруда Зовнішніх Карпат була сформована в кайнозої в результаті міоценового переміщення мікроліт (терейнів) Алькапа і Тісія-Дакія, субдукції та закриття залишкового океану Магура між ними і СЕК [Fodor et al., 1999; Csontos, Vörös, 2004; Horvath et al., 2006, 2015; Schmid et al., 2008].

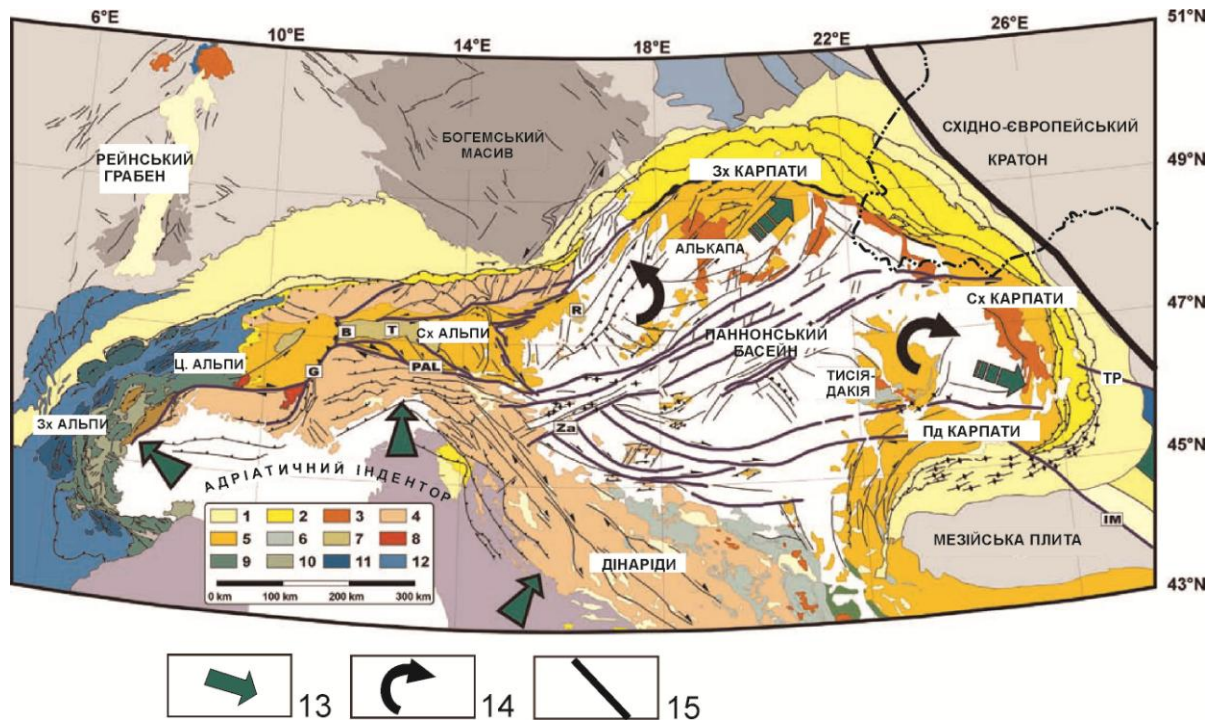


Рис. 5.29. Пізньокайнозойська геодинаміка тектонічної системи Альпи–Карпати–Паннонія–Дінаріди, модифіковано за [Horvath et al., 2006]; 1 – передові прогини, 2 – флішові покриви, 3 – неогенові вулканіти, 4 – Південні Альпи, Вапнякові Альпи та Дінаріди, 5 – докайнозойські комплекси, 6 – герцинський фундамент Європейської плити, 7 – П’єнінський пояс, 13 – напрямок переміщення мікроплит, 14 – ротація мікроплит, 15 – напрямок різкої зміни товщини кори. Розломи: PAL – Періадріатичний, ІМ – Інтро-Мезійський, ТР – Тротус.

В кайнозої в Карпато-Паннонському регіоні виділяються дві основні деформаційні стадії: (1) У палеогені відбувається амальгамація терейнів Алькапа та Тісія-Дакія. В кінці олігоцену – на початку міоцену правозсувне переміщення вздовж Середньо-Угорської зони змінюється поворотом терейнів в протилежні сторони (рис. 5.29). Алькапа повертається проти годинникової стрілки, а Тісія-Дакія – за годинниковою стрілкою. Внаслідок цієї ротації деформація концентрується уздовж вузьких зсувних зон, таких як Періадріатичний лініямент, П’єнінський пояс, Середньо-Угорська зона або

реалізується в насувоутворенні в межах Зовнішніх Карпат та Середньоугорської зони [Fodor et al., 1999; Ratschbacher et al., 1993; Csontos, Voros, 2004]. (2) У середньому-пізньому міоцені 19–11,5 млн в Паннонському басейні реалізується задуговий розтяг і субдукційно пов'язаний *calc-alkaline* вулканізм [Konecny et al., 2002], після чого (11,5–5 млн) басейн зазнав незначного розтягу та істотної усадки [Fodor et al., 1999]. З пліоцену розпочався новий етап розвитку ПБ – поступова інверсія басейну, яка триває і зараз. Неотектонічні деформації (пліоцен-четвертинний період) характеризується стисненням і інверсією скидових порушень в зсувні та підкидові [Fodor et al., 1999; Bada et al., 2007; Fodor et al., 2005]. Сучасне стиснення в ПБ є наслідком конвергенції композитних мікроплит Алькапа та Тісія-Дакія з Карпатською орогенною спорудою. Плити витискаються з Альпійського сегмента внаслідок просування Адріатичного індентора (виступу) Африканської плити в північному напрямку [Horvath et al., 2006; Bada et al., 2007] (рис. 5.29).

Для пояснення подій в системі Карпати–Паннонський басейн запропонована модель відкату слєбу океанської кори в напрямку форланду Карпат і подальшого його відриву [Royden, 1993; Linzer, 1996; Sperner et al., 2001; Wenzel et al., 2002; Horváth et al., 2006]. Відрив океанічної плити відбувається у Пд-С напрямку, а відірваний слєб перемістився вже на 80–100 км в Пд-С напрямку [Wenzel et al., 2002]. Відкат слєбу викликає розтяг та підйом астеносфери в задуговому ПБ, закладеному на плиті, що просувається, скорочення плити, що субдукує та нарощення знизу акреційної призми. В Українських Карпатах субдукція океанічної кори закінчилась ~11,5 млн років, відповідно до віку завершення фази андезитового магматизму [Konecny et al., 2002]. Подальший відрив слєбу призводить до того, що апвелінг та розтяг в ПБ закінчується, а в Карпатах починається ізостатичне здійснення.

Вважається, що режим відкату субдукції є характерним для залишкових басейнів з океанічною корою в усьому Середземноморському регіоні. Залишкові басейни формуються між виступаючими нерівними краями плит, що зіткнулись і не можуть просуватись далі. По мірі остигання океанічна кора залишкових басейнів стає важкою, починає занурюватись в астеносферу та відступати під своєю вагою. Такий процес відступу спостерігаються в зоні сучасної Апенінсько-Калабрійської субдукції, в тилу якої в західній частині Середземного моря (на захід від островів Корсика та Сардинія) в умовах розтягу сформувався глибоководний басейн з океанічною корою [Carminati, 2005]. На північ зона розтягу продовжується Рейнським грабеном. В тилу Егейсько-Кіпрської зони також існує широка полоса потоншеної континентальної літосфери [Grad et al., 2008].

Альтернативною класичним теоріям, пов'язаним з субдукцією океанічної плити є модель розшарування та деламінації літосфери (рис. 5.30, в), яка вважається активною на сьогоднішній день в зоні Вранча [Knapp et al., 2005; Koulikov et al., 2010]. Модель деламінації передбачає, що потовщення кори в результаті континентальної колізії викликає перетворення матеріалу мафічної нижньої кори в більш щільний еклогіт. Цей матеріал накопичується до тих пір, поки не досягне критичної маси, після чого він утворює велику краплю, яка починає занурюватись в астеносферу, відривається та падає. Високошвидкісна аномалія в зоні Вранча за даними сейсмічної томографії може являти собою еклогітовий матеріал нижньої кори, що занурюється в астеносферу [Koulikov et al., 2010].

Модель гравітаційного колапсу [Gemmer, Houseman, 2007] також дає задовільне пояснення розтягу в ПБ з одночасним скороченням Зовнішніх Карпат і розвитком гравітаційного відриву під Карпатами. Модель гравітаційного колапсу включає в себе першу фазу розтягу перед тим потовщеної кори в області ПБ, яка викликає мантийний апвелінг, потоншення літосфери під ПБ і потовщення літосфери під Карпатською спорудою.

Літосферний потік з-під ПБ в Карпати пояснює розтяг, мантийний апвелінг в ПБ і одночасне насувоутворення в Зовнішніх Карпатах. Припинення активного потоку літосфери з-під ПБ в бік Карпат і подальший розвиток гравітаційного відриву відбувся 12–11 млн років. Це призвело до припинення насування і спричинило значний підйом УК. Літосфера під ПБ не зазнавала подальшого потоншення та розтягу після 11–12 млн років, а зменшення астеносферного купола не відбулося. Глибокі літосферні корені під УК, скорочення та низхідний літосферний потік в Румунських Карпатах, що триває, є причиною збереження потоншеної літосфери ПБ. Різке потовщення літосфери починається під Карпатами та продовжується в бік ССК. Товста літосфера ССК, ймовірно, стала перешкодою для просування колізії в Пн-С напрямку в УК, що призвело до міграції тектонічної активності в інтервалі 11–9 млн років на південний схід [Nemčok et al., 2006].

Для виявлення особливостей структури літосфери під УК дисертантом було співставлено будову земної кори по профілю PANCAKE за [Verpakhovska et al., 2018] з рельєфом покривлі астеносфери за двома незалежними моделями: [Déregerová et al., 2006] та [Horváth et al., 1993] (рис. 5.30). Для обох моделей мінімальна товщина літосфери спостерігається під Паннонським басейном (55–60 км), а максимальна – під Карпатами (до 220 км). Потоншення літосфери під Паннонським басейном є суттєво більшим, ніж потоншення кори, що свідчить про вирішальну роль мантийного апвелінгу в його формуванні. Відповідно до першої моделі (рис. 5.31, зліва) потужний літосферний корінь під Карпатами дещо повторює форму гравітаційного мінімуму, та, очевидно, зобов'язаний своїй появі урахуванню гравітаційного поля авторами [Déregerová et al., 2006]. Таке потовщення літосфери під Карпатами може бути наслідком континентальної А-субдукції, яка відбулась після повного поглинання океанічної літосфери та відриву ймовірного слєбу. Модель гравітаційного колапсу також задовільно пояснює існування літосферного кореню [Gemmer, Houseman, 2007].

Можливим є й інший сценарій сучасного колізійного процесу в регіоні. Якщо літосфера не має потужного кореня під УК, як на (рис. 5.30, праворуч), можна припустити модель розклинювання літосфери мікроплити Алькапи та насунання її верхньої кори на СЄК і підсув літосферної мантиї Алькапи під СЄК [Murovska et al., 2019]. Така модель вимагає наявності горизонтального детачменту, по якому відбувається насув верхньої кори Алькапи та Карпат на СЄК. Дане дослідження представило наступні аргументи на користь існування такого детачменту та процесу насунання: (1) Земна кора Паннонського басейну, відповідно до сейсмічних зображень за методом міграції, змінює свої фізичні властивості на глибині 15 км. (2) Така сама глибина відповідає найглибшим землетрусам ЗП. (3) Сучасне поле напружень в ЗП вказує на умови стиснення на границі ЗП та УК. Аналогічна модель т.зв. «крокодилової» тектоніки пропонується також в роботах [Środa, 2010; Ступка, 2010; Медведев, Варичев, 2000].

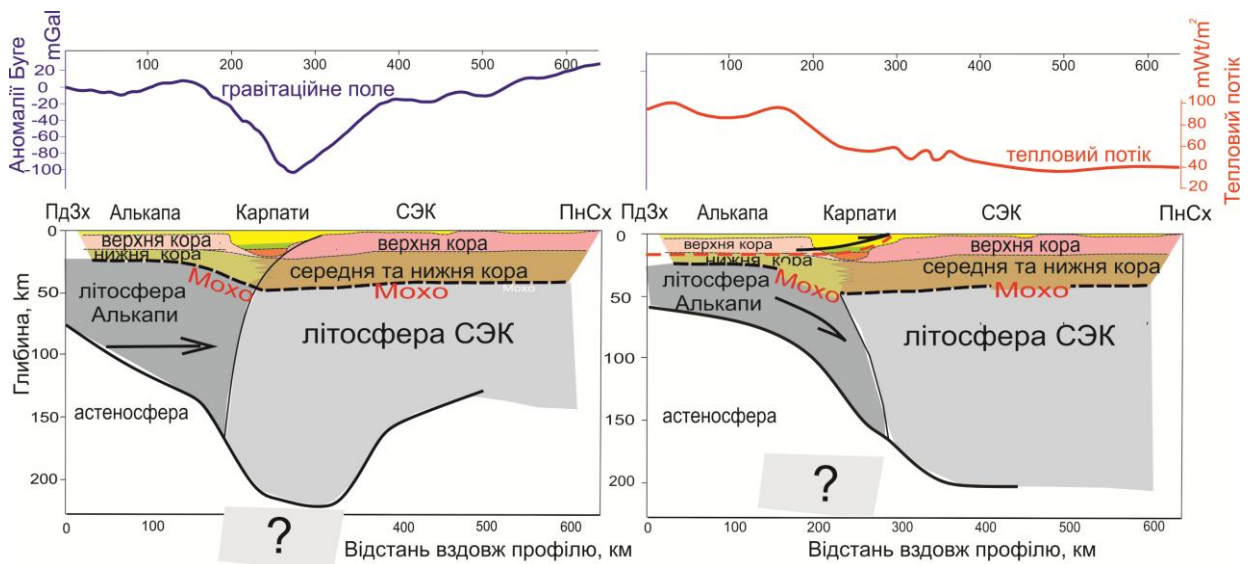


Рис. 5.30. Структура літосфери вздовж профілю PANCAKE та можливі сценарії сучасної геодинаміки. Перший сценарій (ліворуч) передбачає наявність потужного літосферного кореня під Карпатами, як в [Dégerová et al., 2006], що може бути наслідком континентальної А-субдукції. Другий

сценарій (праворуч) передбачає відсутність літосферного кореня, як в роботі [Horváth et al., 1993, 2006], що може бути наслідком «крокодилової» тектоніки. Структура земної кори прийнята за [Verpakhovska et al., 2018]. Склала Г. Муровська.

Узагальнюючи вищесказане, можна просумувати, що події в системі Карпати–Паннонський басейн добре пояснюються як відкатом слебу субдукуючої плити і подальшим його відривом, а також пов'язаним з відкатом мантийним апвелінгом під ПБ [Royden, 1993; Horváth et al., 2006; 2015; Sperner et al., 2002], так і теорією гравітаційного колапсу [Houseman, Gemmer, 2007]. Інформація стосовно наявності відірваного слебу під Карпатами є досить неоднозначною, тому ймовірний відірваний сліб на (рис. 5.30) позначений знаком питання. Такий сліб за [Konecny et al., 2002; Linzer, 1996] ідентифікується сейсмічною томографією і термальним моделюванням під Західними Карпатами на глибинах 300–400 км, а також у зоні Вранча. Навпроти, автори [Ren et al., 2012] вважають, що ніяких явних свідчень сліба, що занурюється під Карпатами до глибин 400 км немає.

Малюнок сучасного поля стиснення в ПБ (білі лінії), доповнений малюнком для ЗП, одержаним авторкою (чорні лінії) (рис. 5.31) може бути додатковою інформацією для геодинамічних побудов.

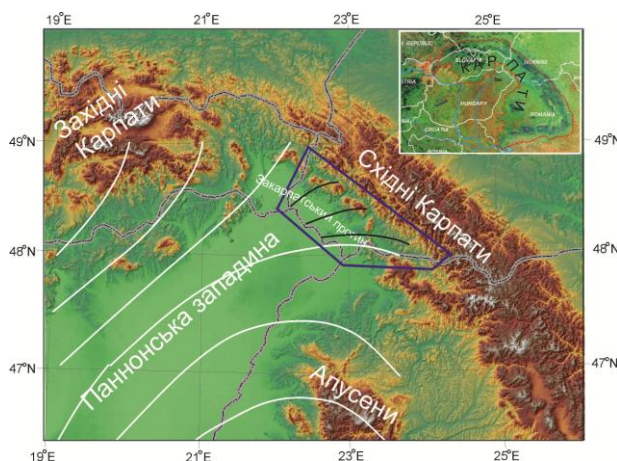


Рис. 5.31. Траєкторії сучасного стиснення в межах Паннонської западини (білі лінії) [Bada et al., 2007] та Закарпатського прогину (чорні лінії) за даним дослідженням. Склала Г. Муровська.

Траєкторії стиснення формують віялоподібний малюнок: в Західних Карпатах вони вивертають з Пн-С до північного напрямку, а в Східних Карпатах поступово змінюють простягання на схід і далі (в Трансильванській западині та Апусенах) – на Пд-С. Сучасний розподіл напружень в ПБ та ЗП знаходиться у тісному зв'язку з рельєфом – траєкторії стиснення перпендикулярні до простягання Західних, Східних та Південних Карпат. У зв'язку з розподілом траєкторій стиснення перпендикулярно рельєфу доречно пригадати, що для системи Альпи–Карпати–Дінаріди характерна дивергентна структура, тобто основні елементи тектонічної будови – насуви і покриви – орієнтовані від центру ПЗ до периферії [Хаин, 1984; Шевченко и др., 2014]. Ці факти, на думку авторів [Шевченко и др., 2014] свідчать про те, що зараз і в недавньому геологічному минулому Паннонський регіон розширюється від центру до периферії, що вимагає для свого пояснення додаткового, крім впливу Адріатичного індентора, механізму.

Структура верхньої мантії по профілю PANCAKE. З метою «зазирнути глибше» в надра мантії, щоб пов'язати корову та мантійну структуру було використано розріз верхньої мантії по профілю PANCAKE, побудований І. Бугаєнко за сейсмотомографічними даними [Цветкова, Бугаєнко, 2012] і вперше представлений в роботі [Гинтов и др., 2014a]. Вертикальний переріз подано у значеннях нев'язок δ (км/с), $\delta = V_p - V_{ref}$, де V_p – спостережена швидкість Р-хвиль, V_{ref} – швидкість Р-хвиль за референтною швидкісною моделлю мантії Євразії. Ізолінії нев'язок дають уявлення про градієнтне швидкісне середовище та, при постійному зростанні V_p з глибиною, рельєфно відображають варіації швидкостей і структурні особливості мантії. Найбільший інтерес представляє ізолінія $\delta = 0$, яка з точністю $\pm 0,015$ км/с відображає перехід від неоднорідностей мантії підвищеної швидкості до неоднорідностей зниженої швидкості.

На (рис. 5.32) модель земної кори вздовж геотраверсу PANKAKE за методом міграції [Verpakhkvska et al., 2018] поєднана з Р-швидкісною моделлю мантиї до глибини 500 км. На вертикальному перетині видно, що мантия досліджуваного регіону в швидкісному відношенні є неоднорідною. На глибинах 50–300 км виділяється обмежений нульовою ізолінією нев'язок неоднорідний шар товщиною до 200 км, який похило занурюється з боку ПЗ під СЄК. Шар понижених швидкостей (з нев'язкою до $-0,15$ км/с) товщиною близько 150 км починається на глибині 50 км під ПБ і, занурюючись на північний схід, далі на глибинах 100–250 км продовжується ще майже 400 км під СЄП, трохи не доходячи до границь Українського щита. Верхня границя цього мантийного шару приблизно співпадає з покрівлею термальної астеносфери за [Horváth, 1993] (рис. 5.32).

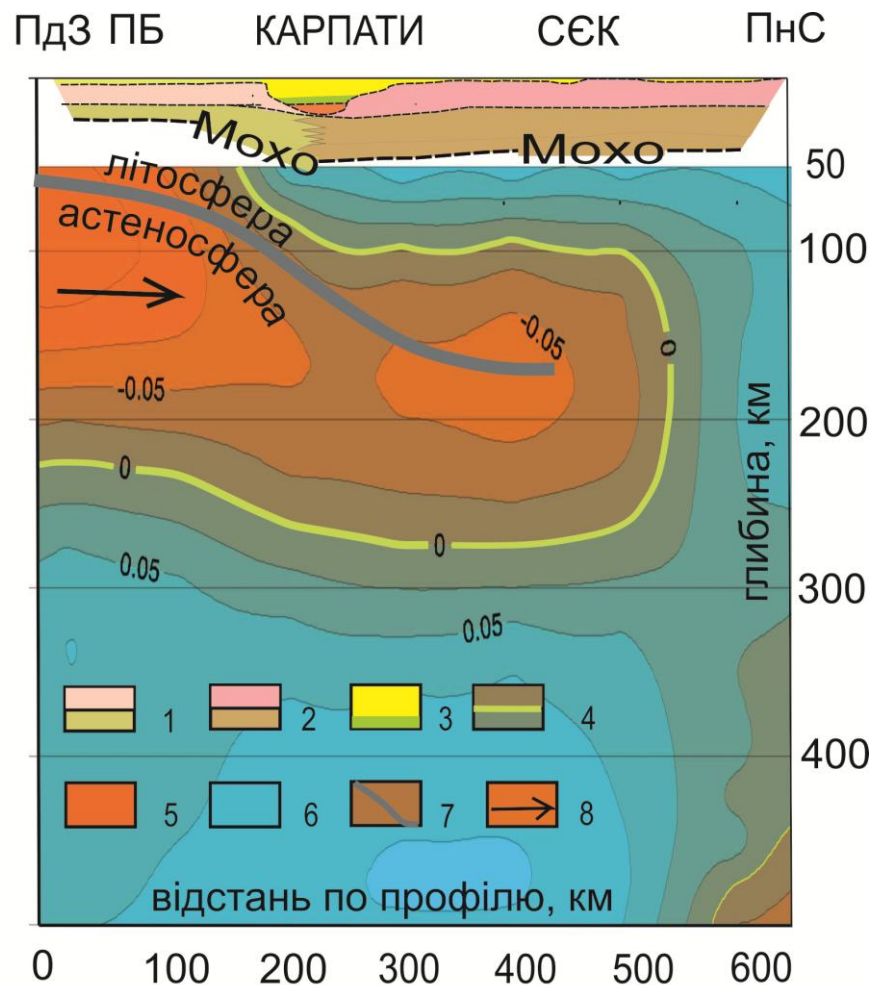


Рис. 5.32. Порівняння будови земної кори за даними ГСЗ та верхньої мантії за даними регіональної сейсмотомографії по профілю PANCAKE: 1 – верхня та нижня кора ПБ, 2 – верхня та середня-нижня кора СЄК, 3 – підкарпатський «трог», 4 – ізолінія нульових нев’язок тривимірної Р-швидкісної моделі, 5 – область знижених швидкостей Р-хвиль відносно референтної моделі (негативних нев’язок), 6 – область підвищених швидкостей Р-хвиль (позитивних нев’язок), 7 – покрівля астеносфери, 8 – ймовірний напрямок переміщення мантійної речовини. Склала Г. Муровська за [Цветкова, Бугаенко, 2012; Гинтов и др., 2014б; Horváth, 1993; Verpakhovska et al., 2018].

Структура верхньої мантії демонструє екструзію розігрітої мантійної речовини з Паннонського басейну під СЄК. Подібний за напрямком потік розігрітої мантійної речовини, що переміщається на схід з Паннонського басейну під Карпати і далі (в цілому більше 300 км), передбачався ще А.В. Чекуновим. В роботі [Чекунов, 1994] за геотермічними та геоелектричними даними було виділено субгоризонтальне тіло потужністю до 80 км на глибинах 50–130 км. Відповідно до геодинамічної моделі А.В. Чекунова, розігріта мантійна речовина переміщається на схід та «тягне на собі» верхні шари земної кори, формуючи Карпатські насуви і шарьяжі. Але масштаби цього шару – протяжність, потужність і глибина – не повністю відповідають наведеній вище сейсмотомографічній моделі.

На представленій сейсмотомографічній моделі не виявлено аномалії, яка би могла відповідати слебу з падінням на Пд-З. Одним з пояснень відсутності слебу, який передбачається плейтектонічною моделлю Пд-З направленої субдукції океану Магура під мікроплити Алькапа та Тісія-Дакія [Csontos, Voros, 2004; Schmid et al., 2008], є потік розігрітої мантійної речовини, який «стер» океанічний сліб – свідомство імовірної субдукції на Пд-З. Проте рядом авторів запропоновані альтернативні механізми для

пояснення геодинаміки Карпато-Паннонського регіону без залучення ідеї Пд-З субдукції (див. огляд в роботі [Andreucci et al., 2014]). В роботі [Faccenna et al., 2003] запропонована ідея, що латеральний мантийний потік, який індукується субдукційними процесами в Середземноморському регіоні, може призводити в дію весь Карпато-Паннонський регіон. В роботі [Kovacs, Szabo 2008] запропоновано походження мантийного потоку в наслідок бокової екструзії у східному напрямку мікроплит в основі ПБ.

Дане дослідження – реконструкція полів напружень, аналіз механізмів вогнищ землетрусів, модель земної кори і верхньої мантиї за профілем RANCAKE внесли додаткову інформацію в розуміння еволюції української частини Карпато-Паннонського регіону. Не зважаючи на неоднозначності в поясненні природи мантийної низькошвидкісної аномалії під ПБ та УК, дослідження ілюструє незаперечну роль мантийних процесів (апвелінгу або/та латерального мантийного потоку) в геодинаміці регіону. Наявність мантийного апвелінгу може бути додатковим (крім тиску Адріатичного індентора) механізмом сучасної геодинаміки регіону, перспективною видається також модель розклинювання літосфери (так звана «крокодилова» тектоніка).

Висновки до розділу 5

Аналіз просторового розподілу гіпоцентрів 21 найбільш сильних землетрусів Закарпаття показав їх просторовий зв'язок з різного роду неоднородностями в верхній частині земної кори до глибин 16 км. Аналіз орієнтації нодальних площин механізмів землетрусів свідчить, що найбільш задіяними в сучасному сеймотектонічному процесі є розриви карпатського простягання, характер домінуючих переміщень по яких – праві та ліві підкидо-зсуви. Завдяки підкидовим компонентам переміщення відбувається горизонтальне скорочення Закарпатського прогину в Пн-С напрямку. Суттєві

зсувні компоненти переміщення свідчать про повороти блоків Внутрішніх Карпат відносно Зовнішніх Карпат та ССК.

Результати тектонофізичних досліджень в Українських Карпатах свідчать про визначальну роль в формуванні та розвитку Українських Карпат Пн-С 40° тектонічних сил стиснення. В Пд-С частині зони П'єнінських скель та в межах Рахівського масиву орієнтування осей стиснення регіонального поля напружень змінюється на субширотне, що підтверджується визначенням сучасного поля напружень за механізмами землетрусів і розподілом швидкостей сучасних вертикальних рухів. Сучасний напружений стан Закарпатського прогину характеризується режимом стиснення (Пн-З та центральна частини УК) і транспресії (Пд-С частина УК). В центральній частині ЗП виявлено поле напруження з субмеридіональною віссю стиснення та субширотною віссю розтягу, яке, можливо, пов'язано з активізацією субмеридіонального Оашського розлому і впровадженням вулканітів Вигорлат-Гутинського хребта в наслідок локального розтягу, який спричиняється ротацією мікроплит Алькапа та Тісія-Дакія в протилежних напрямках. Друге поле напруження з орієнтуванням осі стиснення в Пд-С напрямку та осі розтягу в Пд-З пов'язується зі скидовими розломами фундаменту, що активувались під вагою Карпатського алохтону в міоцені.

Дані тектонофізичних досліджень, палінспастичної реконструкції та низькотемпературної термохронології (фішен-трек аналізу) дозволяють виділити дві стадії розвитку Карпатського орогену: ранньоорогенну і пізньоорогенну. У ранньоорогенну стадію (32–11,5 млн років) гороутворення відбувалось за рахунок горизонтального скорочення, а складчасто-насувні деформації досягли свого максимуму в умовах підкидового деформаційного режиму. На пізньоорогенній стадії розвитку Карпатського орогену (11,5–0 млн років) активувались крихкі розломи (переважно зсуви) різних напрямків, а здіймання Карпатської споруди прискорилося внаслідок ізостації. Розподіл сучасних напруг стиснення в Закарпатському прогині, доповнений

розподілом напруг в Паннонській западині, формує віялоподібний малюнок і підтримує висновок стосовно сучасної інверсії в ЗП.

Аналіз структури літосфери на різних глибинних рівнях дозволяє зробити ряд висновків стосовно геодинамічної ситуації в Карпато-Паннонському регіоні: (1) Пн-С вергентність насувів Карпатської акреційної призми, складеної глибоководними турбідитами, свідчить на користь Пд-З субдукції, проте слідів сутури (свідчення відмерлої зони субдукції) з падінням на Пд-З в корі та верхній мантиї на представленій моделі по профілю ГСЗ PANCAKE не виявлено. Мінімальна товщина літосфери спостерігається під Паннонським басейном (55–60 км), а максимальна – під Карпатами (до 220 км). Потоншення літосфери під Паннонським басейном є суттєво більшим, ніж потоншення кори, що свідчить про вирішальну роль мантийного апвелінгу в його формуванні. В Українських Карпатах субдукція океанічної кори закінчилась ~ 11,5 млн років, після чого відбувається континентальна колізія, що призводить до підсуву літосферної мантиї Паннонії під СЄК. Верхня частина кори Паннонського басейну та Закарпатського прогину по горизонтальному детачменту на глибині 15–16 км насувається в бік Карпат. Сценарії розвитку УК за літературними даними, доповнені результатами даного дослідження задовільно описуються як моделлю плитної тектоніки, яка включає відступ та наступний відрив субдукуючої океанічної літосфери (слебу), так і моделлю розклинювання літосфери і «крокодилової тектоніки» та ротацією мікроплит Алькапа і Тісія-Дакія по відношенню до СЄК на етапі колізійної взаємодії.

Список використаних джерел до розділу 5

1. Аронский, А.А., Беличенко, П.В., Гинтов, О.Б., Муровская, А.В. (1995). Кинематические параметры деформирования верхних горизонтов

земной коры Украинских Карпат в миоцен–плейстоценовую эпоху (по тектонофизическим данным). *Геофизический журнал*, 17(6), 43–57.

2. Бойко, Г.Ю., Лозиняк, П. Ю., Заяць, Х. Б. Анікеєв, С.Г., Петрашкевич, М.Й., Колодій, В.В., Гайванович, О.П. (2003). Глибинна геологічна будова Карпатського регіону. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2, 52–62.

3. Бубняк, И.Н., Вихоть, Ю.М., Накапелюх, М.В. (2013). Напряженно–деформированное состояние юго–восточной части Скибового и Бориславско–Покутского покровов Украинских Карпат. *Geodynamics & Tectonophysics*, 4(3), 313–326.

4. Бубняк, І. Накапелюх, М. (2013). Збалансований розріз відслонення «Тартак» (Сибовий покрив Українських Карпат). *Геофизический журнал*, 35(3), 105–114.

5. Буров, В. С., Вишняков, И. Б., Глушко, В. В. и др. (1986). Тектоника Украинских Карпат (объяснительная записка к тектонической карте Украинских Карпат масштаба 1:200 000). Киев: Наук. Думка.

6. Верховцев, В. (2006). Новітні вертикальні рухи земної кори території України, їх взаємовідношення з лінійними та кільцевими структурами. В кн: *Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково практичне використання* (сс. 129–137). Київ: КНУ.

7. Віхоть, Ю.М. Бубняк, І.М., Накапелюх, М.В. (2011). Результати тектонофізичних досліджень флішової товщі Скибового покриву Українських Карпат у долині р. Бистриця Надвірнянська. *Геологічний журнал*, (2), 72–80.

8. Гайдук, Т.В. (2009). Поля напружень порід фронтальної частини Поркулецького покриву Українських Карпат у басейні ріки Чорна Тиса. *Геодинаміка*, 8(1), 59–62.

9. Генералова, Л.В. (2010). Структурні особливості Орівської та Сколівської скиб Скибової структурно-фаціальної зони в середній частині

басейну р. Прут (Українські Карпати). *Вісник Львівського університету: серія геологічна*, 24, 102–108.

10. Гинтов, О.Б., Корчемагин, В.А., Сим, Л.А. (2002). Украинские Карпаты и Горный Крым – сходство и различие кинематических характеристик тектонических движений. *Геофизический журнал*, 24(6), 75–92.

11. Гинтов, О.Б. (2005). Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс.

12. Гинтов, О.Б., Бубняк, И.Н., Вихоть, Ю.М., Муровская, А.В., Накапелюх, М.В. (2011). Эволюция напряженно-деформированного состояния и динамика Скибового покрова Украинских Карпат. *Геофизический журнал*, 33(5), 17–34.

13. Гинтов, О.Б., Бубняк, И.Н., Муровская, А.В., Вихоть, Ю.М., Накапелюх, М.В., Шлапинский, В.Е. (2014). Тектонофизический и палинспастический разрезы Украинских Карпат вдоль геотраверса DOBRE-3 (PANCAKE). *Геофизический журнал*, 36(3), 3–34. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i3.2014.116050>.

14. Гинтов, О.Б., Егорова, Т.П., Цветкова, Т.А., Бугаенко, И.В., Муровская, А.В. (2014). Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофизический журнал*, 36(5), 26–63. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111568>

15. Глушко, В.В. (Ред.). (1979). Геологические карты западных областей Украины на срезах -3000, -5000, -7000. М-б: 1:5000 000. Киев: Мингео УССР.

16. Глушко, В.В., Круглов, С.С. (Ред.). (1971). Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. *Труды УкрНИГРИ*, XXV. Москва: Недра.

17. Глушко, В.В., Круглов, С. С. (Ред). (1986). Тектоническая карта Украинских Карпат масштаба 1:200 000. Киев: Мингео УССР.
18. Глушко, В.В. (1968). Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. Москва: Недра.
19. Гнилко, О. (2011а). Про зсувну зону в західній частині Українських Карпат. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 156–157(3–4), 68–80.
20. Гнилко, О.М. (2011б). Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 1. Основні елементи Карпатської споруди. *Геодинаміка*, 10(1), 47–57.
21. Гнилко, О.М. (2012). Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акреційна призма. *Геодинаміка*, 12(1), 67–78.
22. Гнилко, О.М. (2017). Структури латерального витискання в Карпатах. *Геодинаміка*, 22(1), 16–26.
23. Гордиенко, В.В., Гордиенко, И.В., Завгородняя, О.В., Ковачикова, С., Логвинов, И.М., Тарасов, В.Н., Усенко О.В. (2011). Украинские Карпаты (геофизика, глубинные процессы). Киев: Логос.
24. Гордиенко, В.В., Гордиенко, И.В., Завгородняя, О.В., Логвинов, И.М., Тарасов, В.Н. (2012). Эволюция тектоносферы Украинских Карпат. *Геофизический журнал*, 34(6), 160–178
25. Гутерман В.Г. (1980). О роли гравитационной тектоники в создании складчатой структуры Карпат и Днепровско-Донецкой впадины. В: Тектоносфера Украины и других регионов СССР (С. 89–97). Киев: Наук. думка.
26. Заяц, Х.Б. (2013). Глибинна будова надр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту і газ. Львів: Центр Європи.

27. Копыстянский, Р.С. (1961). Вопросы методики исследований и классификации трещин в нефтяной геологии. *Труды Всесоюз. совещ. по трещин. коллекторам нефти и газа* (СС. 243–246). Л.
28. Круглов, С.С., Цыпко, А.К. (Ред.). (1988). Тектоника Украины. Москва: Недра.
29. Круглов С.С., Гурський Д. С. (Ред.). (2007). Тектонічна карта України. Масштаб 1:1 000000. (2007). Київ: УкрДГРІ.
30. Круглов, С.С., Арсірій, Ю. О., Веліканов, В. Я. (Ред.). (2007). Тектонічна карта України. Пояснювальна записка. Частина 1. Київ: УкрДГРІ.
31. Кутас, Р.І. (2011). Відображення тектоніки Східних Карпат в тепловому полі. *Геодинаміка*, 11(3), 147–149.
32. Кутас Р.І. (2014). Тепловой поток и геотермические модели коры Украинских Карпат. *Геофизический журнал*, 36(6), 3–27.
33. Ляшкевич, З. (2014). Еволюція та генезис кайнозойського вулканізму в Панкардії. Вісник Київського національного університету. *Геологія*, 66(3), 21–26.
34. Ляшкевич, З. (2011). Связь альпийского магматизма со структурно – разломной тектоникой Карпат. *Геофизический журнал*, 33(3), 144–150.
35. Лозыняк, П., Мисюра, Я. (2010). Особенности геологического строения донеогенового фундамента Закарпатского прогиба. *Геология и геохимия горючих ископаемых*, (3-4), 73–83.
36. Малицький, Д.В., Грицай, О.Д., Муйл, О.О. (2014). Визначення механізмів вогнищ землетрусів Карпатського регіону. *Геофизический журнал*, 36(4), 118–135.
37. Малицький, Д.В., Муровська, А.В., Обідіна, О.О., Гінтов, О.Б., Гнип, А.Р., Пугач, А.В. (2017). Поле напружень для Закарпаття за фокальними механізмами. *16th International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects, 15—17 May 2017, Kiev, Ukraine*. Conference Paper. DOI: 10.3997/2214-4609.201701862.

38. Малицький, Д.В., Муровська, А.В., Обідіна, О.О, Гнип, А.Р., Грицай, О.Д., Павлова А.Ю., Пугач А.В. (2017). Визначення полів напружень у земній корі за механізмами вогнищ місцевих землетрусів у Закарпатті. *Вісник КНУ. Геологія*, (3), 36—45. <http://doi.org/10.17721/1728-2713.78.05>.
39. Малицький, Д., Гнип, А., Грицай, О., Муровська, А., Кравець, С., Козловський, Е. (2018). Механізм вогнища і тектонічний контекст землетрусу 29.09.2017 р. поблизу м. Стебник. *Геодинаміка*, (1), 100—107. <https://doi.org/10.23939/jgd2018.01.100>.
40. Медведев, А.П., Варичев, В.С. (2000). Пра-Карпаты (конструкция и деструкция). Львов.
41. Муровская, А., Накапелюх, М., Вихоть, Ю., Шлапинский, Е., Бубняк, И. (2016). Кинематическая эволюция Зоны Пеннинских утесов в кайнозойе (Украинские Карпаты). *Геофизический журнал*, 38(5), 119—136. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107826>.
42. Муровская, А. В., Малицкий, Д. В., Гнип, А. Р. , Махницкий, Н. Р., Мычак, С. В., Поляченко, Е. Б. (2018). Активная тектоника и современное поле напряжений Закарпатского прогиба по механизмам очагов землетрясений. *17th International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects, 14—17 May 2018, Kiev, Ukraine*. Conference Paper. doi: 10.3997/2214-4609.201801852
43. Накапелюх, М.В., Вихоть, Ю.М., Бубняк, И.Н. (2011). Сбалансированный разрез Скибового покрова Украинских Карпат, долина реки Сукиль. *Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы Второй молодежной тектонофизической школы–семинара, 17–21 октября 2011* (сс. 187–190). Москва: ИФЗ.
44. Назаревич, Л. Є. (2005). Характеристики сейсмічності і сейсмотектонічного процесу в зонах Карпатського регіону: Дис ... канд. геол. наук. Київ.

45. Назаревич, А. В., Назаревич, Л. Є. (2013). Геодинаміка, тектоніка та сейсмічність Карпатського регіону України. *Геодинаміка*, 15(2), 247–249.
46. Назаревич, А. В., Назаревич, Л. Е., Шлапінський, В.Є. (2016). Сейсмічність, геологія, сеймотектоніка і геодинаміка району Терезької ГЕС (Українське Закарпаття). *Геодинаміка*, 20(1), 170–192.
47. Павлюк, М.І., Ляшкевич, З.М., Медведєв, А.П. (2013). Українські Карпати в структурі Панкардії. *Геодинаміка*, 14(1), 45–60.
48. Пронішин, Р.С., Кузнєцова, В.Г. (2011). Зв'язок просторового розподілу сейсмічності з тектонічною будовою Закарпатського прогину. *Геодинаміка*, 11(2), 254–256.
49. Пустовитенко, А.А., Пронішин, Р.С. (2011). Механізм очага Береговського землетрясіння 23 листопада 2006 г. *Геодинаміка*, 11(2), 260–262.
50. Смехов, Е.М., Дорофєєва, Т.В. (1987). Вторичная пористость горных пород коллекторов нефти и газа. Ленинград: Недра.
51. Соллогуб, В.Б. (1986). Литосфера Украины. Киев: Наук. думка.
52. Старостенко, В.И. (Ред.). (2005). Исследования современной геодинамики Украинских Карпат. Киев: Наук. Думка.
53. Ступка, О. С. (2010). Формування флішу Карпат в еволюції Тетису – новий погляд на проблему. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*, 20(2), 51–62.
54. Третяк, К.Р., Максимчук, В.Ю., Кутас, Р.І. (Ред.). (2015). Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпат і суміжних територій. Львів: Львів. Політехніка.
55. Хаин, В.Е. (1984). Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. Москва: Недра.
56. Хом'як, Л.М., Хом'як, М.М. (2003). Комп'ютерне моделювання початкових етапів утворення насувних структур. В кн.: (Ред.) Гожик, П.Ф. *Сучасні проблеми геологічної науки* (сс. 64-67). Київ: Інститут геол. наук.

57. Чекунов, А.В., Ливанова, Л.П., Гейко, В.С. (1969). Глубинное строение земной коры и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба. *Советская геология*, 10, 57–68.
58. Чекунов А.В. (Ред.). (1994). Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и Альпийский складчатый пояс. Киев: Наук. думка.
59. Цветкова, Т.А., Бугаенко, И.В. (2012). Сейсмотомография мантии под Восточно-Европейской платформой: мантийные скоростные границы. *Геофизический журнал*, 34(5), 161–172.
60. Шевченко, В. И., Лукк, А. А., Прилепин, М. Т., Рейлинджер, Р. Е. (2014). Современная геодинамика Средиземноморской-Малокавказской части Альпийско-Индонезийского подвижного пояса. *Физика земли*, (1), 40–58.
61. Шевчук, В.В., Василенко, А.Ю. (2015). Тектонофизические условия поздних стадий развития среднего звена Закарпатского глубинного разлома. *Геофизический журнал*, 37(5), 121–128.
62. Шлапінський, В.Є. (2012). Деякі питання тектоніки Українських Карпат. *Праці наукового товариства імені Шевченка*, XXX, 48–67.
63. Alokhin V. I., Tikhliyets, S. V., Murovska, A. V., & Puhach, A. V. (2018). Mineralogical features of the clastic dykes of the Eastern Carpathians Skybova zone. *Journal of Geology, Geography and Geoecology*, 27(1), 3–11. doi: 10.15421/111824.
64. Andreucci, B., Castelluccio, A., Corrado, S., Jankowski, L., Mazzoli, S., & Zattin, M. (2014). Interplay between the thermal evolution of an orogenic wedge and its retro-wedge basin: An example from the Ukrainian Carpathians. *Geological Society of American Bulletin*, B31067.1. doi: 10.1130/B31067.1
65. Bada, G., Horváth, F., Dövényi, P., Szafián, P., Windhoffer, G., & Cloetingh, S. (2007). Present-day stress field and tectonic inversion in the

Pannonian basin. *Globaland Planetary Change*, 58, 165–180. doi: 10 .1016 /j.gloplacha .2007 .01 .007 .

66. Carminati, E. (2005). Mediterranean Tectonics. In: E. Carminati & C. Doglioni (Eds.) *Encyclopedia Geology*, 1, 135–147.

67. Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F., & Kovác, M. (1992). Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: A model. *Tectonophysics*, 208(1-3), 221–241. doi.org/10.1016/0040-1951(92)90346-8

68. Csontos, L., & Vörös, A. (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210(1), 1–56.

69. Dérerová, J., Zeyen, H., Bielik, M., & Salman, K. (2006). Application of integrated geophysical modeling for determination of the continental lithospheric thermal structure in the eastern Carpathians. *Tectonics*, 25, TC3009. doi: 10 .1029 /2005TC001883 .

70. Faccenna, C., Jolivet, L., Piromallo, C., Morelli, A. (2003). Subduction and the depth of convection in the Mediterranean mantle. *Journal of Geophysical Research*, 108, 20-99.

71. Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Györfi, I., & Benkovics, A. (1999). Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: B. Durand et al. (Eds), *The Mediteranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen* (pp.295–334). *Geological Society London. Spec. Publ.*, 156.

72. Fodor, L., Bada, G., Csillag, G., Horváth, E., Ruszkiczay-Rüdiger, Zs., Horváth, F., Cloetingh, S., Palotás, K., Síkhegyi, F., & Timár, G. (2005). An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian basin. *Tectonophysics*, 410, 15–41.

73. Fodor, L., Horvath, F., Ustaszewski, K., & Dombradi, E. (2011). Constraints for the extrusion tectonics and back arc extension in the Pannonian

basin: A state of the art. *Geophysical Research Abstracts. European Geosciences Union General Assembly 2011, Vienna*, v. 13, EGU2011-8317-2.

74. Gaĝala, Ł., Vergés, J., Saura, E., Malata, T., Ringenbach, J.-C., Werner, Ph., & Krzywiec, P. (2012). Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. *Tectonophysics*, 532-535, 223–241.

75. Gemmer, L., & Hauseman, G.A. (2007). Convergence and extension driven by lithospheric gravitational instability: evolution of the Alpine-Carpathian-Pannonian system. *Geophys. J. Int.*, 168, 1276–1290. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03327.x

76. Gerner, P., Bada, G., Dövényi, P. et al. (1999). Recent tectonic stress and crustal deformation in and around the Pannonian Basin: data and models. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth et al. (Eds.). *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen* (pp. 269–294). *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 156

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

78. Heidbach, O., Custodio, S., Kingdon, A., Mariucci, M.T., Montone, P., Müller, B., Pierdominici, S., Rajabi, M., Reinecker, J., Reiter, K., Tingay, M., Williams, J., Ziegler, M. (2016). Stress Map of the Mediterranean and Central Europe 2016, GFZ Data Service. doi:10.5880/WSM.Europe 2016.

79. Horváth, F. (1993). Towards a kinematic model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 226, 333–357.

80. Horváth, F., Bada, G., Szafián, P., Tari, G., Ádám, A., Cloetingh, S. (2006). Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. In: Gee D. and Stephenson R. (Eds.). *European Lithosphere Dynamics* (pp. 191–206). Geological Society Memoir, 32.

81. Horváth, F., Musitz, B., Balázs, A., Véghd, A., Uhrine, A., Nádor, A., Koroknaia, B., Papd, N., Tótha, T., Wórum, G. (2015). Evolution of the

Pannonian basin and its geothermal resources. *Geothermics*, 53, 328–352. doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009

82. Huisman, R.S., Podladchikov, Y.Y., & Cloetingh, S. (2001). Dynamic modelling of the transition from passive to active rifting, application to the Pannonian Basin. *Tectonics*, 20, 1021–1039. doi: 10.1029/2001TC900010.

83. Jerzykiewicz, T., Mierzejewski, M., Żelaźniewicz, A. (1974). Joint and fracture patterns in basement and sedimentary rocks in the Sudetes Mountains. In: R.A. Hodgson, S. Jr. Parker, J.Y. Benjamins (Eds.). Proceedings of the First International Conference on The New Basement Tectonics. *Salt Lake City, Utah, June 3–7, 1974; Utah Geological Association Publication*, 5, 295–306.

84. 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 lithospheric delamination. *Tectonophysics*, 410, 311–323. doi:10.1016/j.tecto.2005.02.020

85. Kovács, I., & Szabó, C. (2008). Middle Miocene volcanism in the vicinity of the Middle Hungarian Zone: Evidence for an inherited enriched mantle source. *Journal of Geodynamics*, 45, 1–17. doi: 10.1016/j.jog.2007.06.002

86. Kováčiková, S., Logvinov, I., Nazarevych, A., Nazarevych, L., Pek, J., Tarasov, V., & Kalenda, P. (2016). Seismic activity and deep conductivity structure of the Eastern Carpathians. *Stud. Geophys. Geod.*, 60, 280–296. DOI: 10.1007/s11200-014-0942-y

87. Kovac, M., Marko, F., & Nemcok, M. (1990). Neogene history of intramontane basins in the western part of the Carpathians. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 96, 381–404.

88. Konečný, V., Kovač, M., Lexa, J., and Šefara, J. (2002). Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: An interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. *European Geosciences Union Stephan Mueller Special Publication*, 1, 105–123. doi: 10.5194/smsps-1-105-2002.

89. Koulakov, I., Zaharia, B., Enescu, B., Radulian, M., Popa, M., Parolai, S., & Zschau, J. (2010). Delamination or slab detachment beneath Vrancea: New arguments from local earthquake tomography. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11(3), Q03002. doi: 10.1029/g///c002811.
90. Linzer H. G. (1996). Kinematics of retreating subduction along the Carpathian arc, Romania. *Geology*, 24, 167–170.
91. Mastella, L., Konon, A. (2002). Jointing in the Silesian nappe (Outer Carpathians, Poland) – palaeostress reconstruction. *Geologica Carpathica*, 53, 315–325.
92. Matenco, L., & Bertotti, G. (2000). Tertiary tectonic evolution of the external East Carpathians (Romania). *Tectonophysics*, 316, 255–286.
93. Matenco, L., Bertotti, G., Leever, K., Cloetingh, S., Schmid, S., Tărăpoancă, M. & 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.
94. Murovskaya, A., Amashukeli, T., Yegorova, T., Bezuhlyi, R., Verpakhovska, A., Nakapelukh, M. (2019). The main features of the lithosphere structure along the PANCAKE profile in the context of geodynamics of the Carpathian-Pannonian region. *Geoinformatics 2019, 13–19 May, Kiev*. DOI: 10.3997/2214-4609.201902092
95. Nakapelyukh, M., Bubniak, I., Yegorova, T., Murovskaya, A., Gintov, O., Shlapinskyi, V., & Vikhot, Yu. (2017). Balanced geological cross-section of the outer Ukrainian Carpathians along the PANCAKE profile. *Journal of Geodynamics*, 108, 13—25. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.05.005>.
96. Nakapelyukh, M., Bubniak, I., Bubniak, A., Jonckheere, R., Ratschbacher, L. (2018). Cenozoic structural evolution, thermal history, and erosion of the Ukrainian Carpathians fold-and-thrust belt. *Tectonophysics*, 722, 197–209.

97. Nemčok, M. (1993). Transition from convergence to escape: field evidence from the West Carpathians. *Tectonophysics*, 217, 117–142.
98. Nemčok, M., Krzywiec, P., Wojtaszek, M., Ludhová, L., Klecker, R.A., Sercombe, W.J., & Coward, M.P. (2006). Tertiary development of the Polish and eastern Slovak parts of the Carpathian accretionary wedge: insights from balanced cross sections. *Geologica Carpathica*, 57, 355–370.
99. Oszczytko, N., Salata, & D., Krobicki, M. (2012). Early Cretaceous intra-plate volcanism in the Pieniny Klippen Belt— a case study of the Velykyi Kamenets'/Vilkhivchik (Ukraine) and the Biała Woda (Poland) sections. *Geological Quarterly*, 56(4), 629–648. doi.org/10.7306/gq.1045
100. Oszczytko N. (2006). Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, 50(1), 169-194.
101. Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Seghedi, I., Balogh, K., Konečný, V., Zelenka, T., Kovacs, M., Poka, T., Fulop, A., Márton, E., Panaiotu, C., and Cvetkovic, V. (2006). Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. *Geologica Carpathica*, 57, 511–530.
102. Pollard, D.D., Aydin, A. (1988). Progress in understanding jointing over the past century. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100, 1181–1204.
103. Pospíšil, L., Adam, A., Bimka, J., Bodlak, P., Bodoky, T., Dovenyi, P., Granser, H., Hegedus, E., Joo, I., Kendzera, A., Lenkey, L., Nemčok, M., Posgay, K., Pylypyshyn, B., Sedlak, J., Stanley, W.D., Starodub, G., Szalaiova, V., Šály, B., Šutora, A., Varga, G., and Zsiros, D. (2006). Crustal and lithospheric structure of the Carpathian–Pannonian region—A geophysical perspective: Regional geophysical data on the Carpathian–Pannonian lithosphere. In: Golonka, J., and Picha, F.J. (Eds.). *The Carpathians and their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources. AAPG Memoir*, 84, 651–697.
104. Ramsay, J.G., Huber, M.I. (1983). The techniques of modern structural geology. Vol. 1. Strain analysis. London: The Academic Press.

105. Ramsay, J.G., Huber, M.I. (1987). The techniques of modern structural geology. Vol. 2. Folds and Fractures. London: The Academic Press.
106. Ratschbacher, L., Linzer, H. G., Moser, F., Strusievcz, R. O., Bedeleian, H., Har, & N., Mogos P. A. (1993). Cretaceous to Miocene thrusting and wrenching along the central South Carpathians due to a corner effect during collision and orocline formation. *Tectonics*, 12, 855–873.
107. Ren, Y., Stuart, G.W., Houseman, G.A., Dando, B., Ionescu, C., Hegedus, E., Radovanovic, S., & Shen, Y. (2012). Upper mantle structures beneath the Carpathian-Pannonian region: Implications for the geodynamics of continental collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 349-350, 139–152. doi: 10 .1016 /j .epsl .2012.06 .037.
108. Roure, F., Roca, E., Sassi, W. (1993). The Neogene evolution of the Outer Carpathian flysch units (Poland, Ukraine and Romania): kinematics of a foreland/fold-and-thrust belt system. *Sedimentary Geology*, 86(1-2), 177–201.
109. Royden, L.H. (1993). The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. *Tectonics*, 12, 303–325.
110. Schmid, S. M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., Ustaszewski, K. (2008). The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss J. Geosci.*, 101, 139–183
111. Sperner, B., Lorentz, F., Bonjer, K.P., Hettel, S., Muller, B., and Wenzel, F. (2001). Slab break-off—Abrupt cut or gradual detachment? New insights from the Vrancea region (SE Carpathians, Romania). *Terra Nova*, 13, 172–179. doi: 10.1046 /j.1365-3121.2001.00335.x .
112. Środa, P. (2010). The bright spot in the West Carpathian upper mantle: a trace of the Tertiary plate collision - and a caveat for a seismologist. *Geophys. J. Int.* 182, 1–10. doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04595.x.
113. Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Sroda, P., Lysynchuk, D., Grad, M., Kovács, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H.,

Artemieva, I.M., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedűs, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T. & Tolkunov, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049–1072.

114. Verpakhovska, A., Pylypenko, V., Yegorova, T., Murovskaya, A. (2018). Seismic image of the crust on the PANCAKE profile across the Ukrainian Carpathians from the migration method. *Journal of Geodynamics*, 121, 76–87.

115. Wenzel, F., Sperner, B., Lorenz, F., Mocanu, V. (2002). Geodynamics, tomographic images and seismicity of the Vrancea region (SE-Carpathians, Romania). EGU Stephan Mueller Special Publication Series, 3, 95–104.

116. Zobak, M.L. (1989). State of stress and modern deformation of the Northern Basins and Rang Province. *J. Geophys. Res.*, 94, B6, 7105–7128.

117. Zuchiewicz, W. (1998). Cenozoic stress field and jointing in the Outer West Carpathians, Poland. *Journal of Geodynamics*, 26, 57–68.

РОЗДІЛ 6. ГЛИБИННА БУДОВА КРИМСЬКО-ЧОРНОМОРСЬКОГО РЕГІОНУ

6.1. Основні риси глибинної будови Чорноморської западини

Геологічне вивчення Чорноморської западини почалось у першій половині XX ст. Н.І. Андрусовим, А.Д. Архангельським, Н.М. Страховим, М.В. Муратовим та базувалось на геологічному картуванні суходолу. В 60–80 роках XX ст. западина була покрита мережею профілів ГСЗ (21 профіль) [Чекунов, 1972, 1989; Соллогуб, 1986]. Одержані сейсмічні розрізи стали структурною основою для подальших геолого-геофізичних побудов. За результатами геологічної інтерпретації сейсмічних профілів МСГТ «Южморгеология» (1978–1982) вийшла робота [Туголесов и др., 1985], де представлено тектонічну схему ЧМ, в якій виділяються Східно- та Західно-Чорноморська западини; прогини: Каркінітський, Сорокіна, Керченсько-Таманський та Альмінська западина; вали: Губкіна, Каламітський, Андрусова, Шатського; підняття: Кілійське, Голіцина; Крайовий уступ. Детальна характеристика геології, глибинної будови та нафтогазоносні Чорноморського регіону України була висвітлена у серії монографій ІГН АН УССР (1984–1987) [Геология., 1984, 1985, 1986, 1987]. Серед них слід зазначити узагальнюючу роботу А.В. Чекунова «Проблеми Чорноморської западини» (1989), у якій запропоновано нове геологічне трактування тектонічної природи, історії і механізму формування Чорного моря. Ідеї А.В. Чекунова про мантийні джерела походження Чорноморської западини були взяті за основу та обґрунтовані новим масивом геофізичних даних в роботах В.П. Коболева [Коболев, 2016]. Класичні роботи [Finetti et al., 1988; Göğür, 1988] базуються на матеріалах західних сейсмічних досліджень МСГТ та пропонують ідею про різний час утворення ЗЧЗ та СЧЗ.

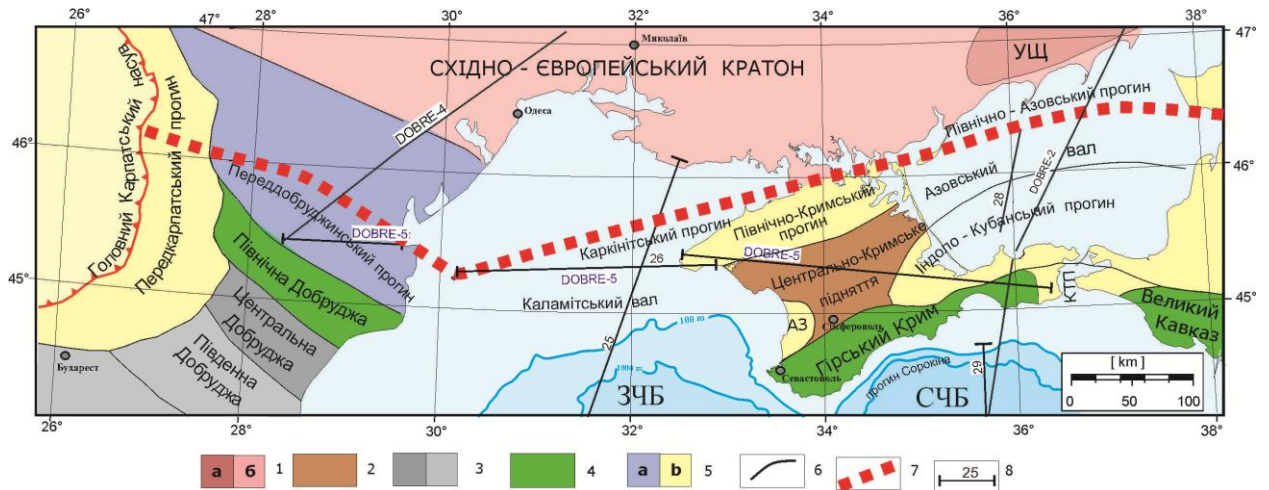


Рис. 6.1. Тектонічна схема північної окраїни Чорного моря та положення сучасних профілів ГСЗ, спрощено за [Starostenko et al., 2015: 1 – архей-нижньопротерозойський СЕК (а – УЩ, б – південний схил), 2 – палеозой-мезозойський фундамент Скіфської плити, 3 – палеозойська Мезійська плита, 4 – альпійський складчастий пояс, 5 – накладені прогини (а – палеозой-мезозойські, б – кайнозойські), 6 – границі тектонічних елементів, 7 – границя Скіфської плити, 8 – профілі ГСЗ.

Переінтерпретація матеріалів ГСЗ по 25, 26 та 28–29 профілям методами хвильового комп'ютерного моделювання дозволила одержати швидкісні розрізи зони переходу між Скіфською плитою та Чорноморською мікроплитою [Баранова и др., 2008, 2011; Yegorova et al., 2010]. Геолого-геофізичне вивчення Кримсько-Чорноморського регіону з метою з'ясування глибинної будови та геологічної історії залишається актуальним і до цього часу [Герасимов и др., 2008].

В 2007–2011 роках Інститутом геофізики разом з іноземними фахівцями було виконано сучасні сейсмічні дослідження методами ГСЗ/WARR в межах Кримського півострова, Азовського і Чорного морів за профілями DOBRE-2 та DOBRE-5 [Starostenko et al., 2015, 2016] (рис. 6.1). У

СЧЗ були виконані сейсмічні дослідження ГСЗ за трьома профілями [Shillington et al., 2009].

Сейсмічні роботи МСГТ в рамках міжнародного проекту «Геологія без границь» дозволили побудувати карту фундаменту найглибшого сейсмічного горизонту та тектонічну карту Чорного моря [Nikishin et al., 2015a, b].

Сучасні геолого-геофізичні дослідження Кримсько-Чорноморського регіону висвітлено в роботах М.Є. Герасимова, В.В. Юдіна, В.П. Коболева, І.В. Попадюка, А.П. Афанасєнкова, С.М. Стовби та О.І. Хрящевської, Т.П. Єгорової, Є.П. Баранової та В.С. Гобаренко, Ю.М. Вольфмана, А.М. Нікішина, Р.І. Кутаса, О.Б. Гінтова та колег, М. Соссона та Є. Шеремет, Н. Камаксі, О.М. Русакова, І.К. Пашкевич, В.І. Старостенка та колег і багатьох ін.

Чорноморська западина складається з двох западин – Західно-Чорноморської (ЗЧЗ) і Східно-Чорноморської (СЧЗ) з (суб)океанічною корою. Западини розділені Центрально-Чорноморським підняттям – лінійною структурою Пн-З простягання з підйомом фундаменту до 6 км, в складі якого виділяються вали Андрусова та Архангельського. Вал Шатського є паралельним СЧЗ та обмежує її з Пн-С [Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988; Starostenko et al., 2004; Shillington et al., 2009; Scott et al., 2009].

Будова осадового чохла ЧМЗ вивчена мережею профілів МСГТ [Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988; Khriachevskaya et al., 2009, 2010; Nikishin et al., 2015a, b]. Найбільш давні крейдові відклади ЧЗ потужністю до 4 км зафіксовані на валах Шатського та Андрусова. Потужні (до 2 км) палеоцен-еоценові відклади розвинені в Каркінітському та Індоло-Кубанському прогинах на північних окраїнах Чорного моря. На валах Андрусова та Шатського відклади палеоцен-еоцену відсутні [Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988; Афанасєнков и др., 2007]. Потужні майкопські (олігоцен-нижньоміоценові) осади заповнюють прогини на півночі СЧЗ:

Сорокіна, Керченсько-Таманський, Туапсинський та Індоло-Кубанський. Осадки середнього-верхнього міоцену перекривають всі елементи доміоценового рельєфу, наслідком чого є об'єднання ЗЧЗ і СЧВ. Потужність міоцену в СЧЗ в 1,5–2 рази більше, ніж в ЗЧЗ. Просторовий розподіл пліоценових відкладів свідчить про об'єднання валів Андрусова та Шатського, прогинів Сорокіна і Туапсе в загальну западину, а також про інверсію в межах Великого Кавказу, Керченсько-Таманського прогину, Під частини Індоло-Кубанського прогину та Гірського Криму. Максимальні потужності пліоцену (1,8 км) спостерігаються в Індоло-Кубанському прогині. У кварталі ЧМЗ придбала всі риси сучасної єдиної структури. Велика потужність (3–3,5 км) антропогенової товщі в ЗЧЗ сформована відкладами авандельти Дунаю, а в СЧЗ виділяється потужна авандельта Дона–Кубані.

Глибинна будова ЗЧЗ ілюструється 25 профілем ГСЗ, що перетинає Одеський шельф і глибоководну ЗЧЗ в субмеридіональному напрямку [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010]. Швидкісний розріз висвітлює будову зони переходу від товстої (39 км) континентальної кори Скіфської плити до тонкої (20 км) високошвидкісної (6,6–7,0 км/с) субокеанічної кори ЗЧЗ, який відбувається стрибкоподібно по зоні континентального схилу. Швидкісна модель за профілем 28/29 характеризує будову континентальної кори Скіфської плити під Азовським морем (з потужністю 40 км) та Кримсько-Кавказьким складчастим поясом (з потужністю 47 км), а також тонкої кори СЧЗ (20 км) [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010]. Глибинна будова СЧЗ, Центрально-Чорноморського підняття та валу Шатського висвітлюється трьома профілями [Shillington et al., 2009]. Вони показали, що СЧЗ вистелено тонкою корою, тип якої може бути континентальний ($V_p = 5,5\text{--}7,2$ км/с), або океанічний ($V_p = 6,8\text{--}7,2$ км/с). Розділ Мохо СЧЗ має хвилясту форму та залягає на рівні близько 20–25 км.

Потужність земної кори Чорноморського району розрахована на основі сейсмічних та гравіметричних даних [Starostenko et al., 2004; Grad et al., 2009,

Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010; Shillington et al., 2009; Kostyuchenko et al., 2004; Краснопевцева, 1996]. Розділ Мохо утворює підйоми до 20 км під ЗЧЗ і СЧЗ, а по периметру заглиблюється до 40–44 км. Максимальні глибини розділу Мохо (45–50 км) встановлені під альпійськими орогенами Гірського Криму, північної частини Великого Кавказу та Східних Понтид.

Швидкісна будова літосфери вивчалась локальною сейсмічною томографією за даними мережі постійних сейсмічних станцій Чорноморського регіону [Гобаренко, Егорова, 2008; Гобаренко, Яновская, 2011; Гобаренко и др., 2014; Yegorova, Gobarenko, 2010; Yegorova et al., 2013; Егорова и др., 2012]. Згідно з цими дослідженнями ЗЧЗ має холодну, потовщену (>100 км) літосферу, а СЧЗ вистелено більш тонкою і, можливо, більш розігрітою літосферою.

Для Чорноморської западини побудована сейсмотомографічна модель мантиї до глибин 2500 км за даними світової сейсмологічної мережі [Бугаенко и др., 2008] та виконана її геодинамічна інтерпретація. Показано існування під ЧМ субвертикальної швидкісної структури, що перетинає практично всю мантию та інтерпретується як плюм [Гинтов и др., 2016].

Теплове поле Чорноморської западини характеризується відносно низькими значеннями спостереженого на поверхні теплового потоку – 30–40 мВт/м², що пов'язується з великою потужністю неоген-четвертинних відкладів та зміною водного балансу в пізньочетвертинний час [Кутас, 2010]. В центральній частині западини вздовж західного схилу валу Андрусова фіксується видовжена аномалія підвищеного теплового потоку (до 70 мВт/м²) [Гордиенко и др., 2002; Кутас, 2010]. На півночі та північному заході ЧМ виділяється субширотна смуга підвищених потоків (50–60 мВт/м²). Підвищені значення (60–70 мВт/м²) є характерними для Скіфської плити і Кримської аномальної зони. Геотермічне моделювання еволюції осадового

басейну ЗЧЗ [Кутас, 2010] показало, що активний процес розтягу западини тривав близько 30–40 млн років і закінчився до кінця раннього еоцену.

Механізм утворення Чорноморської западини також є темою дискусії. Точки зору варіюють досить широко: від прийняття Чорноморської та Південно-Каспійської западин в якості залишків мезозойського океану з океанічною корою, наприклад, [Dewey et al., 1973], до ідеї перетворення континентальної кори на місті майбутньої ЧМЗ в субокеанічну кору в результаті: 1) рифтингу, 2) базифікації під впливом мантійного діпіру чи плюму [Чекунов, 1989; Коболев, 2016] або еклогітизації, наприклад, [Артюшков, 1979].

Велика група гіпотез розглядає формування ЧМЗ в рамках різних варіантів плитної тектоніки, як то (1) останець океанічної плити Тетісу, наприклад [Хаин, 1984] або (2) фрагмент крейдово-палеогенового задугового басейну на півночі від вулканічних дуг Середньогір'я, Понтід та Малого Кавказу [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Dercourt et al., 1993; Okay et al., 1994; Robinson, Spadini, 1995]. В роботі [Юдин, 2008] ЧМЗ визначається як ансамбль наступних тектонічних елементів: колізійних швів палеомікроконтинентів Дзерулія і Мезія, Західно- і Східно-Чорноморських рифтогенних прогинів, залишкових рифтогенних склепінь, центриклінальних закінчень рифтів, крайових прогинів Сорокіна і Туапсе та реліктів ранньомезозойської пасивної окраїни Лавразії.

Найбільш популярною моделлю формування Чорноморської западини вважається задуговий розтяг у тилу північнонаправленої субдукції океану Неотетіс під Понтійську магматичну дугу, що була акретована до Євразійської плити [Dercourt et al., 1993; Okay et al., 1994; Robinson et al., 1995, 1996; Nikishin et al., 2003, 2015a, b; Паталаха и др., 2003]. У рамках задугової моделі також існують розбіжності та невирішені питання, які будуть більш детально розглянуті в розділі 8. Треба зазначити, що в рамках задугової моделі походження Чорноморської западини застосовуються

механізми впровадження мантийних плюмів, термального, седиментаційного та тектонічного заглиблення ЗЧБ і СЧБ, наприклад [Паталаха и др., 2003; Гончар, 2009, 2011].

6.2. Структура осадового заповнення прогину Сорокіна

Прогин Сорокіна розташовується між Гірським Кримом і Східно-Чорноморською западиною [Туголесов и др., 1985; Афанасенков и др., 2007; Nikishin et al., 2015a] та являє собою флексуру на контакті двох різних за геометрією і реологією плит: Скіфської плити з кімерійсько-альпійською Гірсько-Кримською спорудою на своїй південній окраїні і Східно-Чорноморської мікроплити. Північний схил фундаменту прогину Сорокіна занурюється в бік СЧЗ, а південний схил зливається з дном глибоководної СЧЗ [Паталаха и др., 2003, 2004]. Межа між Скіфської плитою (СП) с древньою континентальною корою та Чорноморською мікроплитою з мезозойською (суб)океанічною корою проходить по континентальному схилу Чорного моря. Полоса зчленування товстої (до 48–50 км) кори СП та тонкої кори ЧМЗ маркується сейсмогенною зоною вздовж Кримсько-Кавказького узбережжя [Егорова и др., 2012; Гобаренко и др., 2016; Муровская и др., 2018]. Речовинний склад, вік і структура осадового заповнення прогину Сорокіна віддзеркалює геодинамічний процес на границі двох зазначених плит та в Чорноморському регіоні в цілому.

На даний момент існує великий обсяг літератури, яка презентує сейсмічні розрізи через СЧБ та прогин Сорокіна [Finetti et al., 1988, Туголесов и др., 1985; Nikishin et al., 2015a; Афанасенков и др., 2007; Khriachevskaiia et al., 2009, 2010; Nikishin et al., 2015a, b]. В класичній роботі [Finetti et al., 1988] один з перших розрізів через СЧЗ та прогин Сорокіна демонструє в осадках прогину серію лускуватих насувів, насунутих в свою чергу на мезозойський фундамент СЧЗ, розбитий системою скидів. Точний

вік насувоутворення стало можливим визначити у 2005 р. з появою на південному керченському шельфі свердловини Субботіна-403, що досягла на глибині 4000 км підосви нижнього еоцену. Завдяки свердловині стала можливою стратиграфічна прив'язка сейсмічних горизонтів розрізів. Інтерпретація деформаційних структур прогину представлена в [Khriachtchevskaiia et al., 2010], де початок деформації стиснення відноситься до пізнього еоцену. В роботі [Nikishin et al., 2015 а, в] прогин Сорокіна інтерпретується як передгірський, заповнений переважно майкопськими синтектонічними відкладами.

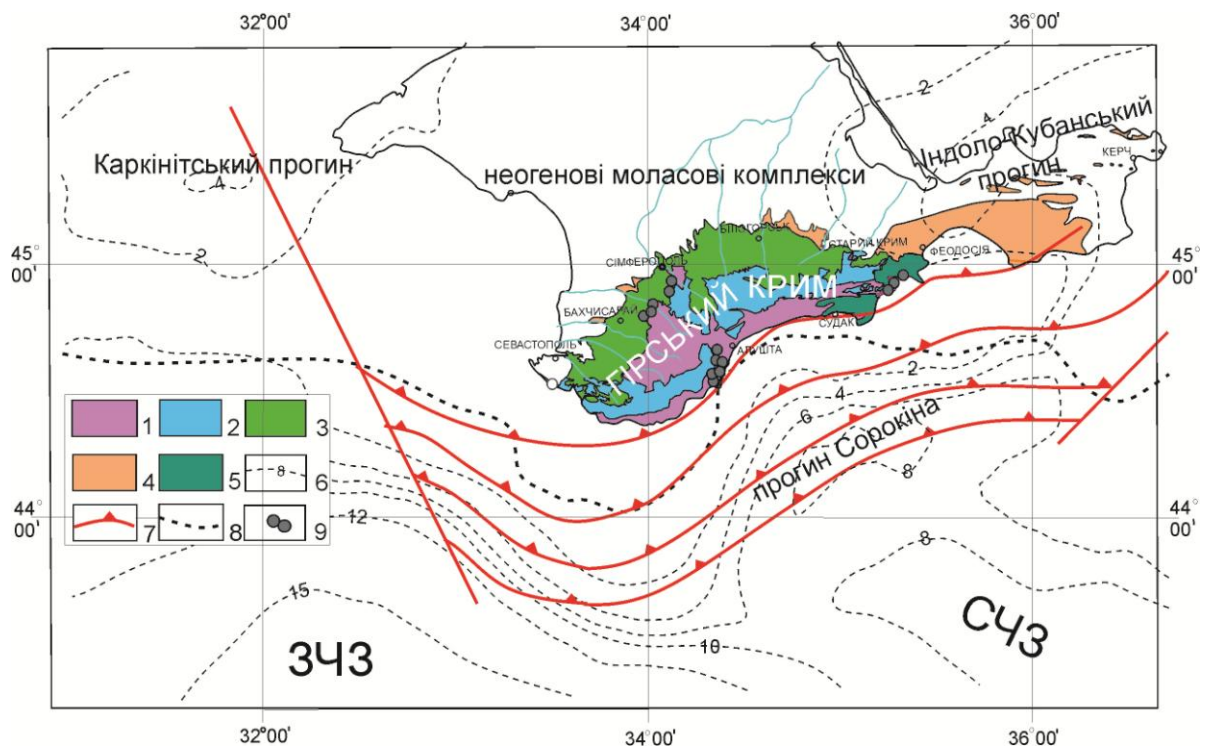


Рис. 6.2. Тектонічна схема Гірського Криму і прилеглої країни Чорного моря: 1–5 – геологічні комплекси в межах ГК (1 – флішові і вулканогенно-осадові комплекси верхнього тріасу–середньої юри, 2 – шельфові вапняки і конгломерати верхньої юри–беріасу, 3 – теригенні і карбонатні відклади нижньої крейди–еоцену, 4 – відклади моласового басейну олігоцену–нижнього міоцену, 5 – теригенні і карбонатні відклади

середньої юри–нижньої крейди в межах Судакського інвертованого трогу, 6 – глибина залягання покрівлі крейдових відкладів, 7 – Південно-Кримський насувний фронт, 8 – підосва континентального схилу, 9 – виходи магматичних порід середньої юри–беріасу. КТП – Керченсько-Таманський прогин. Склала Г. Муровська з урахуванням [Муратов, 1969; Finetti et al., 1988; Nikishin et al., 2017; Туголесов и др., 1985].

Схематично будову зони переходу між ГК та СЧЗ показано на (рис. 6.2). Підніжжя континентального схилу позначено пунктирною лінією, що обмежує з півдня шельфову зону ЧМ. Шельфова зона західної частини ГК продовжується в акваторію на 20–40 км, в той час як в центральній частині південного берегу Криму континентальний схил впритул наближається до берегової лінії. Між центральною найбільш прогнутою частиною Південного берегу Криму і СЧЗ знаходиться прогин Сорокіна, східна частина якого накладена на край підняття Шатського. Прогин має асиметричну форму та знаходиться в межах Кримського насувного фронту, що складається з серії паралельних насувів. Із заходу і сходу фронт обмежений розломами зсувного типу [Finetti et al., 1988].

Прогин заповнений потужною товщею осадків серед яких виділяються три основних комплекси: (1) Келовей-еоценовий, представлений переважно карбонатами шельфової зони; (2) Потужний майкопський флішово-моласовий комплекс; (3) Середньоміоценовий-четвертинний – являє собою осадовий чохол Східно-Чорноморського басейну, єдиний з чохлам підняття Шатського [Туголесов и др., 1985; Афанасенков и др., 2007; Nikishin et al., 2015a]. Основне занурення і заповнення осадками прогину – понад 5 км – відбувалось в майкопський час (олігоцен-нижній міоцен) протягом 18 млн років. Склад потужних синтектонічних майкопських відкладів є переважно глинистим, а структура характеризується пологими складками, які чітко виділяються на тлі горизонтального залягання палеоцен-еоценових відкладів.

Прогин Сорокіна сформований уздовж ГК та Керченського півострова у майкопський час, для якого були характерними диференційні вертикальні рухи фундаменту ЧМЗ. Формування передового прогину Сорокіна – ортогонального до північного вузького краю СЧЗ з (суб)океанічною корою та Пд-С вергентність насувів його осадового заповнення є аргументом на користь підсуву літосфери СЧБ під Скіфську плиту. Глибинну будову ЧМЗ та прогину Сорокіна продемонстровано одним з профілів, виконаним в рамках міжнародного сейсмічного проекту «Геологія без границь» [Nikishin et al., 2015a]. На (рис. 6.3) представлено один з профілів цього проекту, що перетинає центральну частину ЧМЗ.

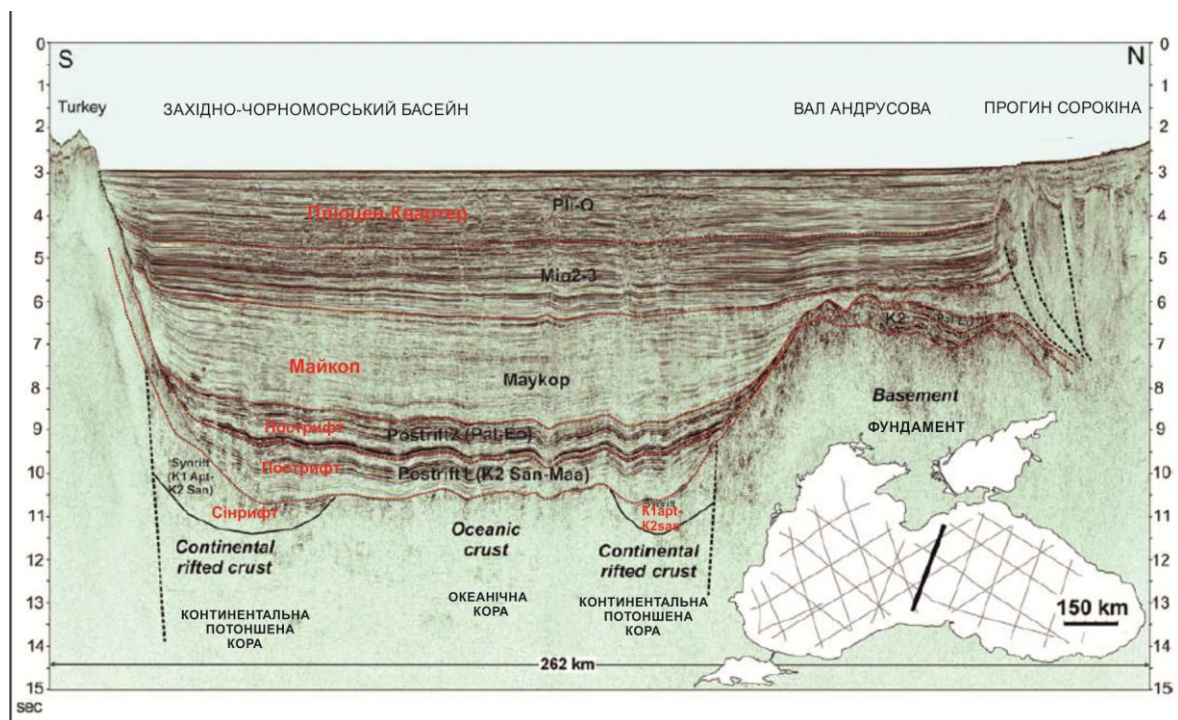


Рис. 6.3. Сейсмічний профіль, що перетинає Чорне море та ілюструє будову прогину Сорокіна, за [Nikishin et al., 2015a].

Найглибша частина ЗЧЗ підстелена тонкою океанічною корою, яка відрізняється своєю сейсмічною прозорістю. На північному сході ЗЧЗ обмежена хребтом Андрусова з континентальною корою, на який по підшві

майкопських глин насунуті відклади прогину Сорокіна. Основним відкритим питанням у вивченні прогину Сорокіна залишається його структурний та геодинамічний зв'язок з ГК.

В 2014 році в рамках IRG проекту на основі інтерпретації 7 сейсмічних профілів МСГТ в північно-східній частині СЧБ (лінії профілів на (рис. 6.4)) та структурно-геологічного аналізу в межах ГК за участю дисертанта побудовано два геологічних розрізи, що перетинають основні структури східної частини Гірського Криму і північно-східної частини СЧБ [Sheremet et al., 2016 b]. Головним результатом перетинів є поєднання геологічного розрізу наземної частини Криму та частини акваторії Чорного моря. Один з розрізів, який перетинає ГК поблизу м. Судак, проілюстровано на (рис. 6.4). На розрізах представлено складчасто-насувний пояс, що складається з двох частин: (1) орогену ГК та (2) акреційної призми прогину Сорокіна, розмежованих Головним кримським насувом, який трасується континентальним схилом Чорного моря. Перша частина поясу характеризується товсто-шаруватою структурою, де у насувоутворенні беруть участь доальпійські структурно-фаціальні комплекси, а друга – тонкошаруватою структурою, де одночасно із седіментогенезом деформуються тільки синорогенні палеоцен-ранньоеоценовий та середньоеоценово-голоценовий структурні поверхи.

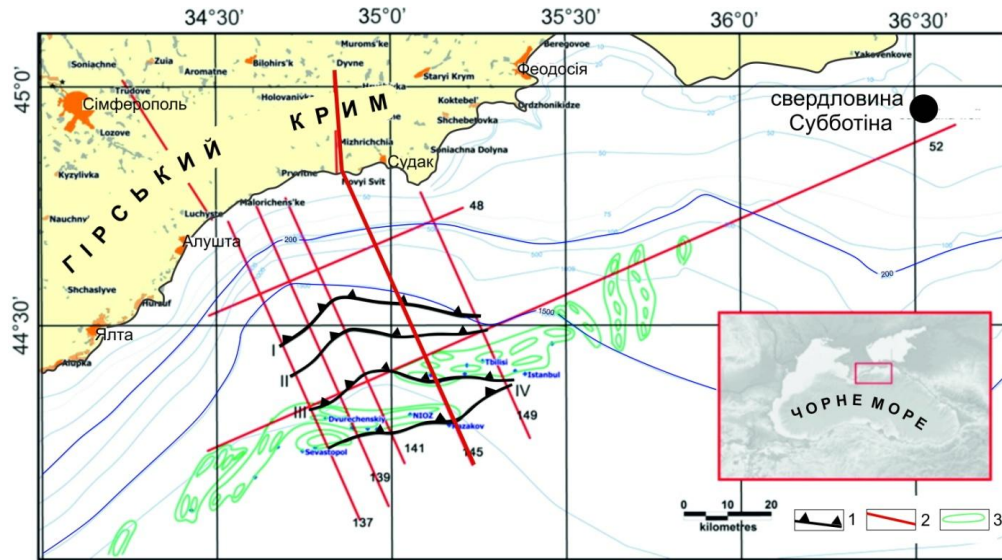


Рис. 6.4. Схема розташування сейсмічних профілів за [Sheremet et al., 2016, b]: 1 – насуви, 2 – лінія розрізу, 3 – складки діапірового генезису за [Krastel et al., 2003].

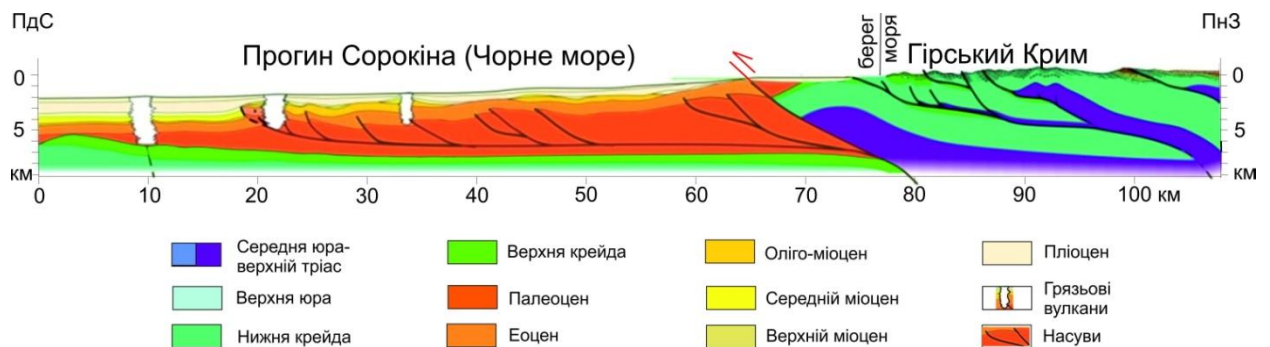


Рис. 6.5. Геологічний профіль через східну частину Кримських гір та прилеглу частину Чорного моря, побудовані за даними польових досліджень і інтерпретації сейсмічних профілів, за [Sheremet et al., 2016 b].

Покривно-насувна споруда ГК та прогину Сорокіна з Пд-С вергентністю насувів віддзеркалює умови Пн-З стиску і скорочення ложа осадового басейну прогину Сорокіна, де відкладались синорогенні осади. Скорочення ложа ПС інтерпретується як наслідок підсуву Східно-Чорноморської мікроплити під Скіфську плиту.

В межах ГК механізм деформацій стиску забезпечуються наявністю «шару ковзання» або детачменту, що виникає у шаруватих породах таврійської серії ГК, поступово просувається у південному напрямку та переходить у нижньокрейдові відклади. В межах СЧЗ детачмент виникає у породах палеоцену, що відкладались у флексурному басейні ПС в наслідок здійснення та ерозії Кримських гір. Згідно результатів структурно-геологічного аналізу східної частини ГК та інтерпретації 7 профілів в хрест ПС деформації кайнозойського стиснення починаються на границі між палеоценом і еоценом. Наступний етап компресії, пов'язаний із орогенезом Великого Кавказу, розпочинається у олігоцені-ранньому міоцені.

Грунтуючись на розрізах, представлених в роботі [Sheremet et al., 2016в], в роботі [Nakapelukh et al., 2018] вперше побудовані збалансовані геологічні розрізи і вирішена пряма кінематична модель для Кримського складчасто-насувного поясу та акреційної призми прогину Сорокіна. Загальне скорочення Кримського складчасто-насувного поясу, починаючи з пізнього еоцену (41 млн років) складає 24 км. Акреційна призма прогину скоротилась на 12 км внаслідок сумарного переміщення по десяти окремим скибам. Відповідно до кінематичної моделі середня швидкість скорочення кори між Скіфською плитою та СЧЗ складає 0,6 мм/рік до месинського часу та прискорюється до 0,9–1 мм/рік після месинського часу (5,3 млн років).

Розріз через східну частину Гірського Криму і прогин Сорокіна показав єдину геодинамічну природу цих структур, пов'язаних із підсувом у північно-західному напрямі Східно-Чорноморської мікроплити під Скіфську плиту.

6.3. Загальні риси геологічної будови Гірського Криму

Гірський Крим формує західне завершення Кримсько-Кавказького орогенного поясу та відноситься до інвертованої в кайнозої пасивної

окраїни Чорного моря [Афанасенков и др., 2007; Nikishin et al., 2017]. В його речовинно-структурних комплексах віддзеркалюється еволюція ЧМ, Пн-З Кавказу та всього Чорноморського регіону. Орогени ГК і Великого Кавказу характеризуються схожою будовою і розвитком (рис. 6.5). Передовий хребет Великого Кавказу є герцинською спорудою, залученою в новітній орогенез. Підняття ГК, яке зазнало кімерійського тектогенезу, також повторно залучено в новітній орогенез [Хаин, 1984; Sosson et al., 2016; Nikishin et al., 2017].

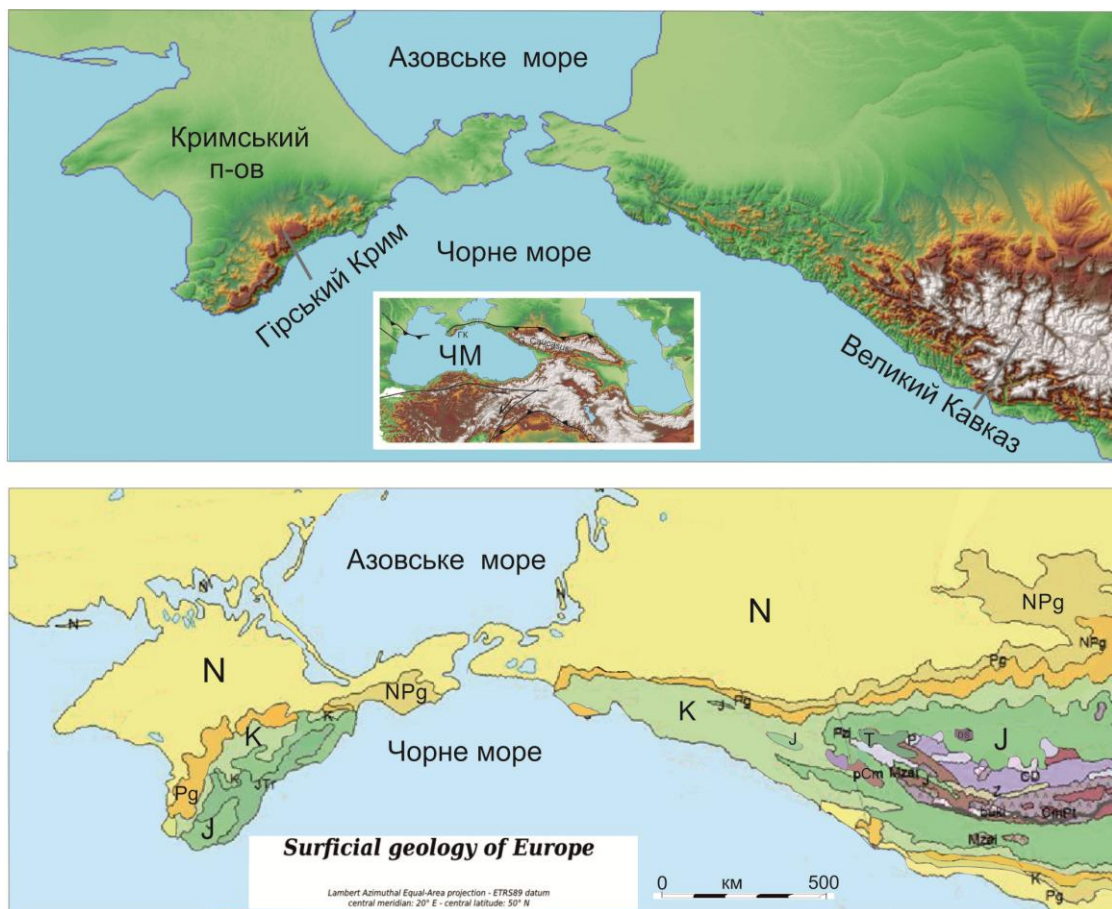


Рис. 6.6. Рельєф (зверху) і геологічна будова за en.wikipedia.org/wiki/Geology_of_Europe (знизу) Кримсько-Кавказького орогенного поясу. Склала Г. Муровська.

ГК та північно-західний Кавказ формують моноклінальні структури, що в цілому занурюються в північному напрямку. В

південних крутих бортах обох орогенів відслонюються більш давні (Т–J) породи, а в північних пологих бортах поступово на північ відслонюються все більш молоді відклади (К–N) (рис. 6.6). Монокліналь ГК, що падає на Пн-З 5° , сформувалась в результаті постеоценового нахилу [Meijers et al., 2010 b].

Загальні риси геологічної будови ГК, як частини Кримського півострова, продемонстровані на класичній карті Муратова [Муратов, 1969] (рис. 6.7). Найдавніші породи, що відслонюються в ГК, належать до таврійської серії, яка датується верхнім тріасом–нижньою юрою [Муратов, Сидоренко 1969; Nikishin et al., 2017; Oszczypko et al., 2017] та представлена глибоководними уламковими флішовими відкладами, які інтерпретуються як турбідіти акреційної призми [Хаин, 1984; Nikishin et al., 2017; Oszczypko et al., 2017].

В східній частині ГК відклади, традиційно відомі як таврійська серія [Муратов, 1969] (або їх частина), були віднесені до ранньої крейди на основі вивчення викопної мікрофауни [Popadyuk et al., 2013; Sheremet et al., 2016a; Oszczypko et al., 2017]. В роботі [Popadyuk et al., 2013] вся таврійська серія переведена у ранню крейду (апт–альб), проте більшість дослідників вважає, що вік таврійської світи залишається темою дискусії [Nikishin et al., 2017; Oszczypko et al., 2017].

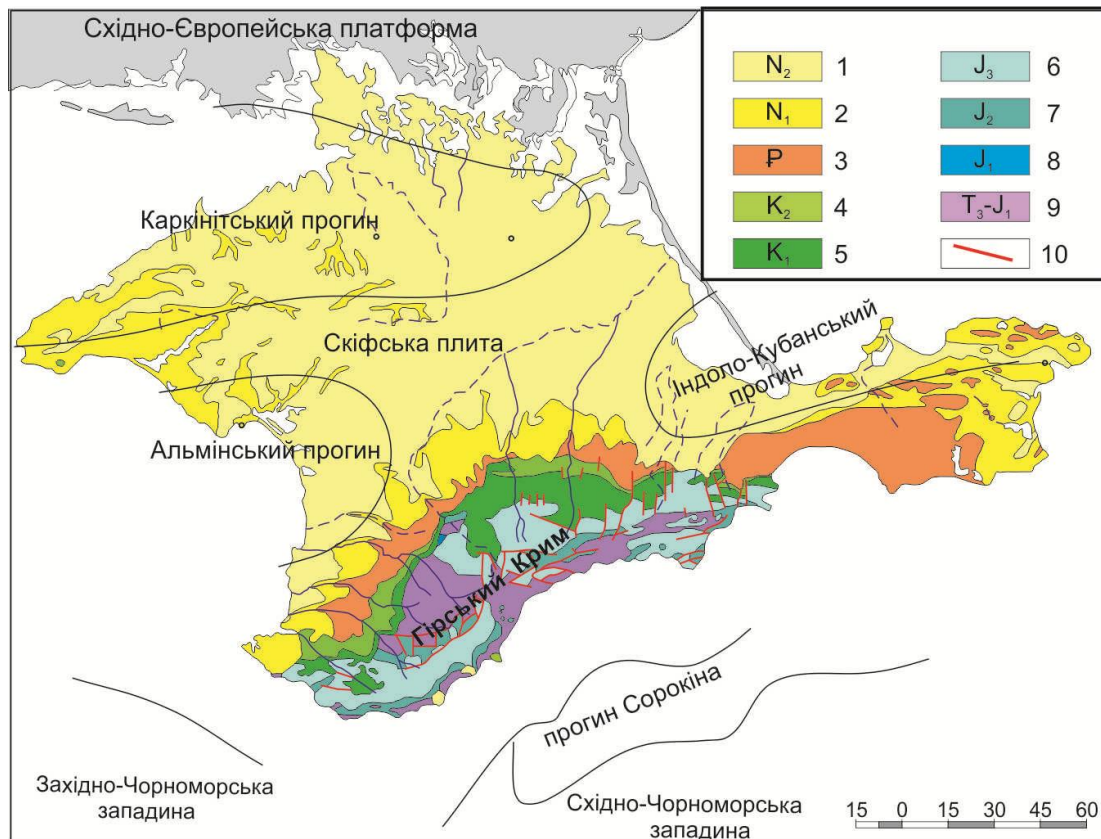


Рис. 6.7. Геологічна карта Криму, м-б 1: 1 000 000, модифіковано за [Муратов, 1969]: 1 – пліоцен, 2 – міоцен, 3 – палеоген, 4 – верхня крейда, 5 – нижня крейда, 6 – верхня юра, 7 – середня юра, 8 – нижня юра, 9 – верхній тріас–нижня юра (таврійська серія), 10 – розломи. Найдавніші породи, що відслонюються в ГК, належать до таврійської серії, яка датується верхнім тріасом–нижньою юрою.

В західній частині ГК тріасовий вік таврійської серії підтверджується знахідками монотісів, які є керівною формою для цього періоду [Муратов, 1969; Oszczurko et al., 2017]. Вкорінення середньоярських інтрузивних тіл у флішеві відклади таврійської серії підтверджується наявністю потужних гарячих енто- та екзоконтактів на їх границях та заперечує крейдовий вік серії.

В районі Головної гряди Кримських гір таврійська серія перекривається флішоїдною товщею середньої юри, в якій домінує піщана

складова. Теригенні породи таврійської серії та середньої юри включають ізотопно датовані байоські магматичні утворення [Meijers et al., 2010b], які відносяться до вулканічної дуги, яка формувалась одночасно з рифтингом в басейні Великого Кавказу [Vincent et al., 2016]. У східній частині ГК тітон-беріаські вулканічні породи пов'язані з юрською північно спрямованою субдукцією під Євразійську країну [Meijers et al., 2010a].

Верхньоюрські відклади характеризуються змінами фаціального складу за латераллю і представлені вапняками, конгломератами та мергелями [Муратов, 1969; Nikishin et al., 2017]. В західній частині ГК в пізній юрі відкладаються потужні карбонатні та конгломератові серії, які незгідно залягають на більш древніх флішоїдних породах. Зараз ці кімерійсько-нижньоберіасові комплекси формують головний кліф вздовж Пд-С узбережжя Криму. У східній частині Гірського Криму спостерігається інший характер взаємовідносин між відкладами середньої та верхньої юри. У Східному Криму описано суцільні розрізи від келовею до тітону, де глинистий фліш середньої юри згідно перекривається кімеридж-тітонськими вапняками та конгломератами [Nikishin et al., 2017].

Починаючи з пізнього беріасу чи валанжину в ГК суттєво змінюється характер седиментації з карбонатної на теригенну [Муратов, 1969; Nikishin et al., 2017]. Нижньокрейдові відклади включають валанжин-готерівські глини, мергелі та пісковики, верхньоготерівські-нижньобаремські вапняки і пісковики, верхньобаремські-аптські глини з сідеритовими конкреціями, середньо- та верхньоальбські пісковики та вулканічний туф [Nikishin et al., 2017]. Для розрізу нижньої крейди є характерною присутність конгломератів, включаючи валунні, і олістостром з блоками верхньоюрських вапняків.

Верхньокрейдові комплекси є досить одноманітними за складом і включають сеноман-коньякські вапняки та сантон-маастріхтські мергелі. Сеноман-кампанські породи мають в своєму складі вулканічний попіл [Nikishin et al., 2017]. Для палеоцену та еоцену характерними є вапнякові комплекси перекриті мергелями, які формують два ряди куест вздовж північного схилу ГК. Відклади палеоцену представлені мшанковими вапняками і досягають своєї максимальної потужності в західній частині Гірського Криму. На схід вони поступово виклинюються і в районі м. Сімферополь вже не виходять на денну поверхню. Середньоеоценові масивні нумулітові вапняки незгідно залягають на породах від палеоцену до нижньої крейди та маркують початок нової фази альпійського тектогенезу.

Коричневі глини майкопської серії (верхнього олігоцену-нижнього міоцену) утворюють незначні виходи в межах кримських передгір'їв в західній частині ГК і утворюють грязьові вулкани на Керченському півострові. Уламкові вапняки та пісковики середнього і верхнього міоцену незгідно залягають на відкладах від середньої юри до олігоцену, що найефектніше відслонюється на Тарханкутському півострові. Породи меотісу завершують розріз морських відкладів передгірського Криму, після чого, починаючи з середнього пліоцену в передгір'ях Криму формуються континентальні уламкові відклади [Муратов, 1969; Nikishin et al., 2017].

На даний момент існує ряд геологічних карт ГК [Муратов, 1969; Юдин, 2009; Popadyuk et al., 2013; Белецкий, 1990; <http://geoinf.kiev.ua/wp/kartograma.htm>; <http://webmapget.vsegei.ru/index.html>] аналіз яких показує, що серед дослідників існує консенсус стосовно картування платформного пізньокрейдowego–неогенового комплексу, який формує полого падаючу на Пн-З монокліналь ГК. Стосовно більш давніх відкладів існують досить суттєві розбіжності, які стосуються їх віку та просторового розподілу. Муратов побудував перші геологічні карти

масштабу 1:200 000 на основі ґрунтовних біостратиграфічних досліджень та детального картування, які і досі вважаються одними з найточніших [Poradyuk et al., 2013]. Геологічна карта [Юдин, 2009] є однією з перших карт, яка всебічно представляє мобілістичну концепцію розвитку ГК (рис. 6.8), відповідно до якої структурний вигляд регіону є сформованим рядом сутурних зон різного віку і просторового положення.

На карті представлено ряд сутур, які визначають будову та еволюцію ГК. Наприклад, палеозойська сутура північної вергентності між Скіфією та СЄК є наслідком закриття океану Палеотетис в карбоні–середньому тріасі. Мезозойська сутура сформувалась при колізії Скіфії і Криму в період кімерійського орогенезу. Карта [Юдин, 2009] досить точно відображає положення границь стратиграфічних комплексів і добре узгоджується з рельєфом, що є наслідком застосування сучасної інформації та технологій при її складанні, в тому числі аерофотознімків.

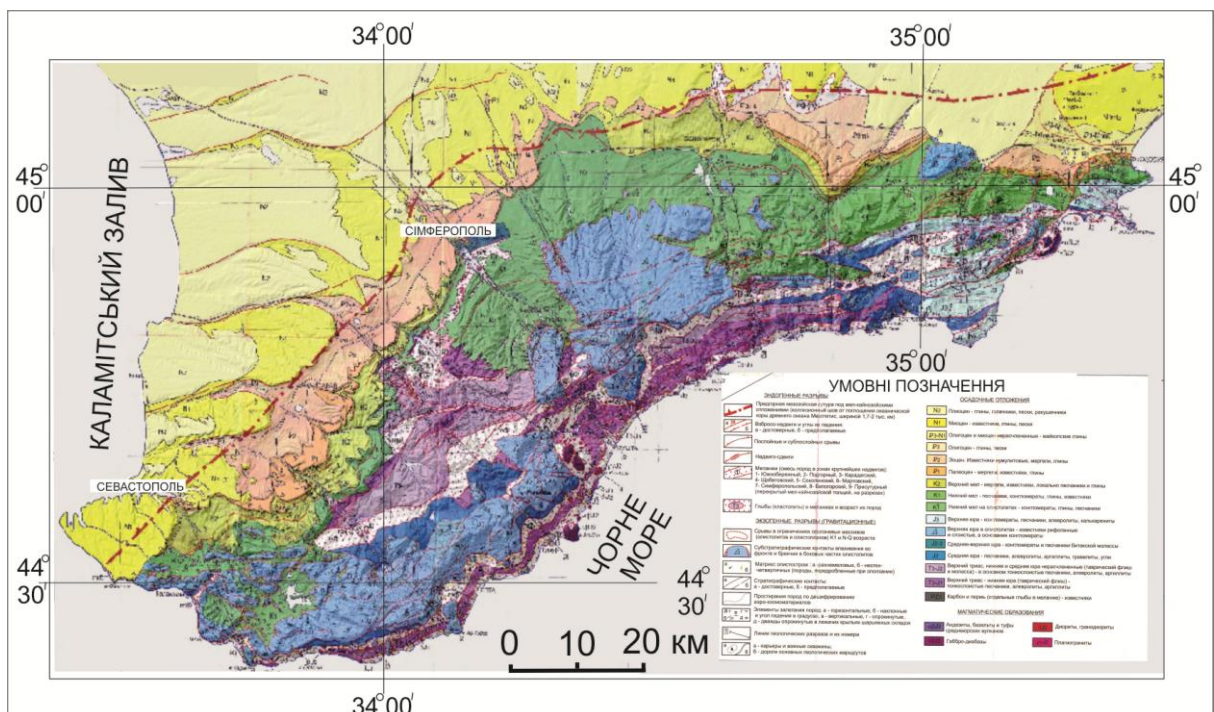


Рис. 6.8. Геологічна карта ГК за [Юдин, 2009] на тлі 3D рельєфу, як приклад мобілістичної концепції при інтерпретації тектонічної будови ГК. На

карті представлено ряд сутур, які визначають будову та еволюцію ГК. Карта добре узгоджується з рельєфом, що є наслідком застосування сучасних технологій при її складанні.

При проведенні тектонофізичних досліджень в ГК в рамках українсько-французького DARIUS та JRG проектів за участю авторки була складена структурна карта Гірського Криму (рис. 6.9) з урахуванням шести стратиграфічних неузгоджень: (1) між нижньою та середньою юрою маркує перехід від рифтогенезу до субдукції; (2) між беріасом та валанжином відповідає початку рифтингу і формування ЧМБ; (3) між нижньою і верхньою крейдою відповідає початку усадки ЧМБ; (4) між палеоценом і еоценом відповідає ерозійній поверхні внаслідок орогенної активності; (5) між еоценом і олігоценом картується тільки у східній частині ГК, де відслонюються глини майкопу; (6) між нижнім та середнім міоценом відповідає ерозійній поверхні внаслідок орогенної активності.

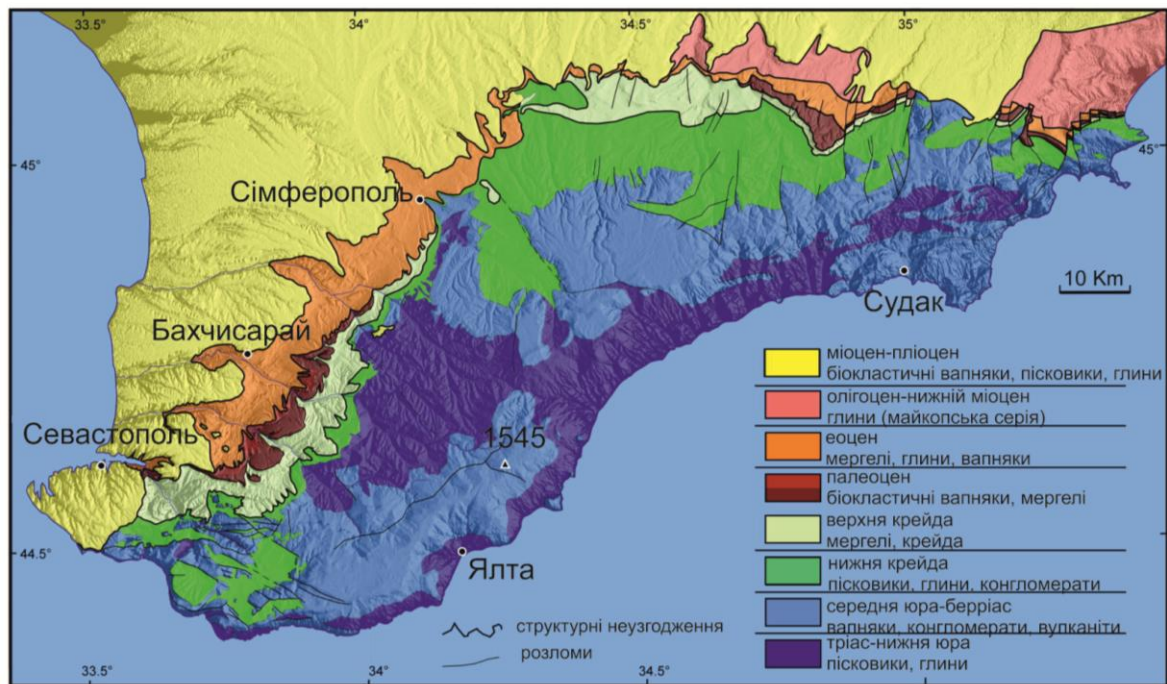


Рис. 6.9. Геологічна карта Гірського Криму. Контури стратиграфічних комплексів та розломи модифіковані за [Муратов, 1969, Юдін 2009] з урахуванням космознімків і польових спостережень авторів [Hippolyte et al., 2018]. Показано шість основних стратиграфічних неузгоджень, які відповідають тектонічним подіям в Кримсько-Чорноморському регіоні.

Аналіз попередніх досліджень та геологічних карт ГК в комплексі з новими геолого-структурними і тектонофізичними дослідженнями авторки дозволили побудувати структурну карту ГК, що віддзеркалює основні стратиграфічні неузгодження, які є свідченням тектонічних подій в Кримсько-Чорноморському регіоні.

6.4. Глибинна будова земної кори Південного Криму

6.4.1. Будова земної кори по профілю ГСЗ Севастополь–Керч

Гірський Крим і Великий Кавказ утворюють насувний пояс вздовж північної окраїни Чорного моря, сформований в результаті кайнозойської колізії між Євразійською та Афро-Арабською плитами. Особливе місце в регіоні займає ГК – гірська споруда, сформована в мезо-кайнозойський час у фронтальній частині Скіфської плити під час кімерійського та альпійського етапів тектогенезу, розвиток якої триває і на даний час. В 1974–1975 роках Інститутом геофізики АН УРСР в ГК були проведені дослідження ГСЗ за профілем Севастополь–Керч [Соллогуб, Сологуб, 1977, 1978] та одержано розріз, що характеризує будову осадового чохла, земної кори і верхів мантії. Проте, відомості про швидкісну характеристику розрізу в ньому були відсутні, що відповідало рівню методичних можливостей того часу. У роботі [Егорова и др., 2018] були переінтерпретовані вихідні матеріали за профілем ГСЗ Севастополь–Керч на базі сучасної методики повнохвильового

променевого моделювання та за участю дисертанта виконана геологічна інтерпретація швидкісного розрізу.

Сейсмічні дослідження методом ГСЗ за профілем Севастополь–Керч проводились за методикою безперервного профілювання з отриманням прямих і зворотних годографів [Соллогуб, Соллогуб, 1977, 1978]. Система спостережень на профілі довжиною 220 км була нерівномірною і включала 7 пунктів вибуху, відстань між якими становила 25–50 км (рис. 6.10). Через складності гірської місцевості безперервне профілювання вдалося виконати лише в східній частині профілю (ПК 160–270 км), а західна частина була відпрацьована по системі дискретних спостережень з розривами і зсувами інтервалів спостережень та пунктів вибуху щодо лінії профілю.

Методика моделювання. Сейсмічні матеріали, на базі яких виконувалося моделювання, були представлені у вигляді годографів основних хвиль, побудованих виконавцями робіт [Соллогуб, Сологуб, 1978]. Швидкісна модель за профілем Севастополь–Керч побудована за методикою чисельного моделювання шляхом багаторазового рішення прямої кінематичної задачі з використанням програми К. Зельда [Zelt, Smith, 1992].

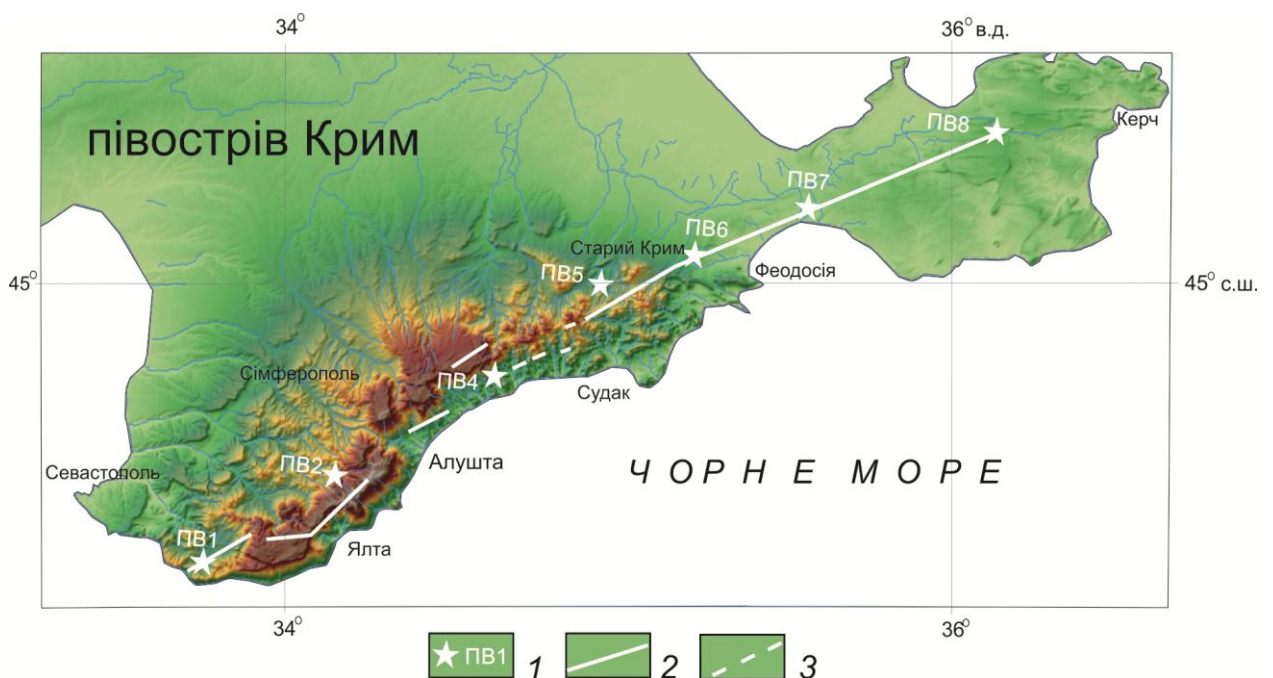


Рис. 6.10. Положення профілю ГСЗ Севастополь–Керч на карті 3D рельєфу: 1 – пункти вибуху та їх номери, 2 – суцільна лінія профілю, 3 – переривчаста лінія профілю.

Швидкісна модель була змодельована для верхньої та середньої кори по заломленим і відбитим (в закритичній області) хвилям до глибин 30–35 км. Глибше, на рівні 40–60 км були отримані відбиваючі майданчики, що ототожнюються з поверхнею Мохо. У швидкісному розрізі (рис. 6.11) виділяються наступні шари: (1) осадова товща зі швидкістю 2,0–4,5 км/с; (2) складчастий фундамент з $V_p = 5,6\text{--}6,0$ км/с; (3) верхня консолідована кора з $V_p = 6,0\text{--}6,4$ км/с, яка в своїй верхній частині включає шар з інверсією швидкості 6,2–5,8 км/с; (4) нижня кора з покрівлею, що ототожнюється зі швидкісною границею з $V_p = 6,8$ км/с; (5) численні відбиття на глибині 40–56 км відповідають зоні переходу від кори до верхньої мантії.

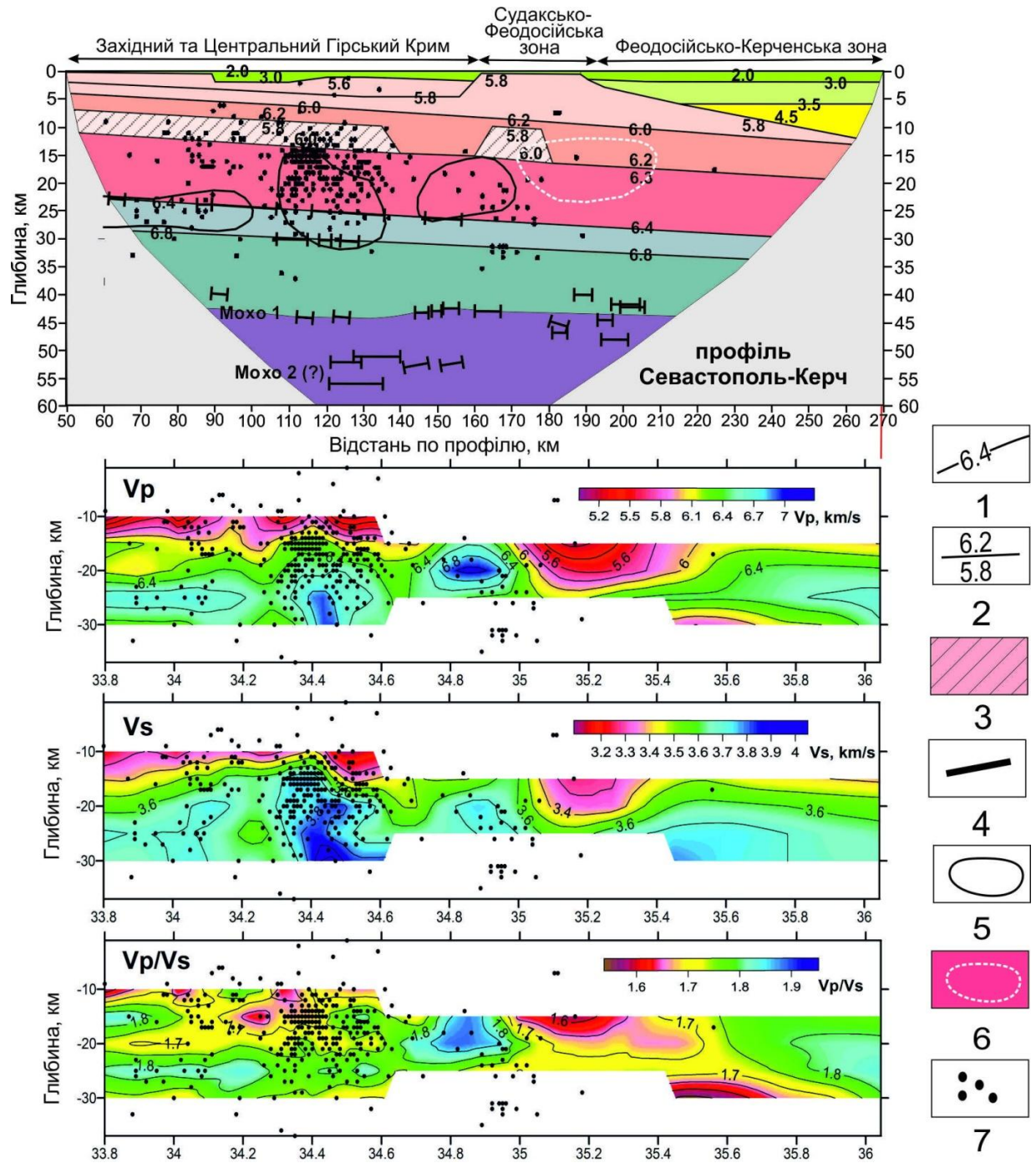


Рис. 6.11. Швидкісна модель в перерізі Севастополь–Керч за результатами нової інтерпретації матеріалів ГСЗ і локальної сейсмотомографії [Yegorova et al., 2018]: 1 – ізолінії V_p в км/с, 2 – сейсмічні границі зі стрибком швидкостей в км/с, 3 – зони знижених швидкостей Р-хвиль, 4 – відбиваючі майданчики, 5 – зони підвищених швидкостей Р- і S-хвиль, 6 – Судаксько-Феодосійська зона низьких швидкостей за сейсмотомографічною моделлю, 7 –

гіпоцентри слабких землетрусів, спроектовані на лінію профілю в смузі шириною 20 км.

За будовою верхньої частини розрізу (осадки та фундамент) на профілі виділяється західна і східна частини. У західній частині (до ПК 165 км), що відноситься до ГК, осадки з $V_p = 2,0\text{--}3,0$ км/с мають невелику потужність або зовсім відсутні. У східній частині (ПК 190–270 км), що відноситься до західного замикання Індоло-Кубанського прогину, спостерігається поступове збільшення потужності осадової товщі до 13 км, представленої трьома шарами ($V_p = 2,0\text{--}3,0$, $3,0\text{--}3,5$ і $3,5\text{--}4,5$ км/с). Між західною і східною частинами розташована область з підйомом ізолінії швидкості 5,8 км/с майже до денної поверхні (ПК 165–190, ~ПВ 5–6), яка на поверхні відповідає Старокримському підняттю. Швидкісний горизонт з $V_p = 5,6\text{--}5,8$ км/с відповідає неоднорідному складчастому фундаменту в Криму, представленому таврійським флішовим комплексом в ГК та фундаментом Скіфської плити на Старокримському піднятті і в східній частині профілю.

За особливостями будови кристалічної кори і розділу Мохо також виділяються два основні сегменти кори з областю розділу в районі м. Судак (ПВ 5, ~ПК 170). Кора західної ділянки, яка відповідає ГК, в цілому більш високошвидкісна, що проявилось підйомом всіх швидкісних границь в західному напрямку. Амплітуда підйому ізоліній $V_p = 6,0$, $6,2/6,3$, $6,4$, $6,8$ км/с становить ~9–10 км. У верхній корі ГК виявлено інверсійні зони зниженої швидкості невеликої потужності (4–5 км), відсутні в корі Індоло-Кубанського прогину. В зоні переходу між різними типами кори (~ПВ 5) присутня локальна інверсійна зона потужністю 4–5 км. На глибині 23–33 км в західному сегменті профілю виділені відбиваючі майданчики, відповідні швидкісним рівням 6,4 і 6,8 км/с, тоді як в східній частині таких відображень не виявлено.

Відмінності двох сегментів кори (західного та східного) проявилися і в структурі Мохо в інтервалі глибин 40–56 км. У західному сегменті відбиваючі майданчики групуються на двох рівнях – 43 і 52–56 км, фіксуючи два Мохо – верхнє (M1) і нижнє (M2). У східному блоці такої закономірності не виявлено, а відбиваючі майданчики, відповідні розділу Мохо, розташовані в інтервалі глибин 40–48 км.

Швидкісна модель земної кори Південного Криму за даними локальної сейсмічної томографії. Метод локальної сейсмічної томографії застосовувався для одержання швидкісної моделі кори південної частини Кримського півострова і прилеглої частини Чорного моря. Для цього були використані дані про слабкі землетруси за період 1970–2013 рр., зафіксовані 9 сейсмічними станціями Кримського півострова та однією станцією (Анапа) на Кавказькому узбережжі Чорного моря. Положення гіпоцентрів було уточнено шляхом мінімізації функціонала нев'язок часів пробігу Р- і S-хвиль відносно початкової референтної моделі, побудованої за результатами сейсмічних досліджень (активних і пасивних) в регіоні [Гобаренко и др., 2016; Gobarenko et al., 2017]. Для томографічного моделювання використовувалися дані перших вступів Р- і S-хвиль. Кількість пар джерело-приймач становила 2430 для Р-хвиль і 3050 – для S-хвиль. Величини нев'язок дорівнювали -2 , $+2$ с для Р-хвиль і -3 , $+3$ с – для S-хвиль. Була виконана томографічна інверсія, яка базувалась на методі Бейкуса–Гільберта для тривимірного випадку. Більш детально методика локальної сейсмотомографії і оцінка точності отриманої швидкісної моделі району досліджень представлена в роботах [Гобаренко и др., 2016; Gobarenko et al., 2017]. Результати сейсмотомографічного моделювання свідчать про значні неоднорідності швидкостей Р- і S-хвиль в інтервалі глибин 10–30 км. Стійкі рішення отримані для глибин 15, 20 і 25 км. На рис. 6.12 показано розподіл Р-швидкостей в горизонтальній площині на глибині 25 км. Характерною особливістю моделі є субмеридіональна зональність в будові земної кори ГК.

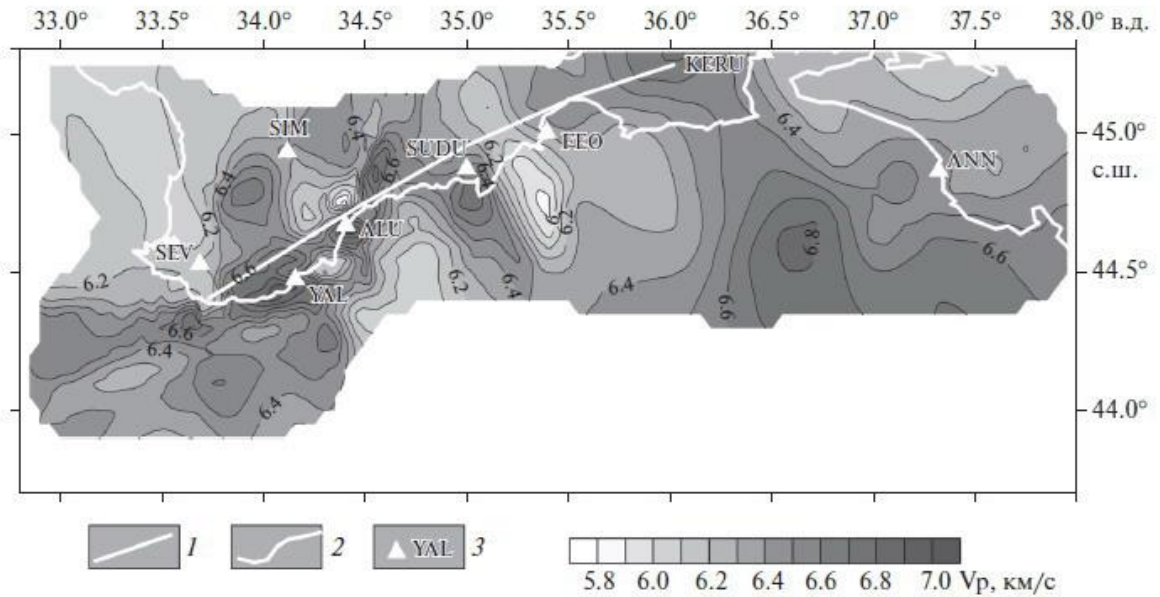


Рис. 6.12. Р-швидкісна сейсмотомографічна модель Південного Криму та північної частини Чорного моря на рівні 25 км: 1 – положення сейсмічного профілю ГСЗ Севастополь–Керч, 2 – берегова лінія, 3 – сейсмічні станції.

Високошвидкісні зони, які розташовані між Севастополем і Ялтою та Алуштою і Сімферополем простежуються на акваторію приблизно до широти 44°. Зони мають складну конфігурацію і складаються з декількох аномалій з підвищеними швидкостями 6,7–6,8 км/с. Високошвидкісна область ГК межує на сході з субмеридіональною зоною низької швидкості, розташованою між Судаком і Феодосією. Остання інтерпретується як ослаблена зона в корі, пов'язана з Корсаксько-Феодосійським розломом. На схід від низькошвидкісної розташована Керченсько-Таманська зона з досить високими швидкостями.

Сейсмотомографічні аномалії було винесено на швидкісний розріз по профілю Севастополь–Керч (рис. 6.11). Судаксько-Феодосійська зона (між ПВ 5 і ПВ 6) характеризується аномальною потужністю і підйомом палеозойського (?) фундаменту (5,8–6,0 км/с) та великою низькошвидкісною аномалією з підшовою на глибині 15–20 км. Вона розділяє західний (під ГК) та східний (Феодосійсько-Керченський) сегменти розрізу. Кора ГК (до м.

Судак та меридіану 35°) має більш складну будову, а в інтервалі глибин 10–30 км тут виділені тіла з підвищеними швидкостями, що утворюють смугу, яка на західному закінченні профілю розташована на глибині 25–30 км і поступово піднімається в східному напрямку до 15–25 км. У смузі локалізуються три тіла з підвищеними швидкостями ($V_p = 6,6\text{--}6,8$ км/с, $V_s = 3,7\text{--}3,8$ км/с, $V_p/V_s = 1,8\text{--}1,85$). Максимальними швидкостями і розмірами характеризується центральне тіло в районі Гурзуфа–Алушти в інтервалі глибин 12–30 км. Східний сегмент (Феодосія–Керч) характеризується більш однорідною будовою верхньої кори. Швидкості у верхній корі східного сегменту за даними локальної сейсмотомографії знаходяться в інтервалі 6,0–6,5 км/с, що цілком відповідає даним ГСЗ.

6.4.2. Еволюція земної кори Південного Криму

Будова земної кори Південного Криму в перерізі Севастополь–Керч, отримана при переінтерпретації профілю ГСЗ і методом локальної сейсмічної томографії зіставлена з просторовим розподілом слабкої сейсмічності. Для цього на лінію профілю спроектовані гіпоцентри слабких землетрусів в смузі шириною 20 км (рис. 6.13). Область високої сейсмічності сконцентрована в інтервалі глибин 10–30 км, зверху вона обмежена хвилеводом на глибині 8–15 км, а знизу – покрівлею нижньою кори зі швидкостями $V_p > 6,8$ км/с.

Розподіл вогнищ в перерізі Севастополь–Керч показує наявність двох блоків з різним характером сейсмічності: високосейсмічний західний блок до меридіану м. Судак і слабосейсмічний східний блок. Таким чином, підтверджується розподіл кори, аналогічний такому в описаній вище швидкісній моделі. У корі ГК вогнища землетрусів локалізуються в декількох областях та формують скупчення з різною щільністю – в районі Судака (ПВ 5) і Південнобережній (або Ялтинсько-Алуштинській) сейсмогенних областях (~ПВ 2 – ПВ 4). В межах останньої максимальною щільністю

вогнищ відзначається область в районі Алушти (ПВ 4), де найбільше скупчення землетрусів відповідає аномалії швидкості на глибинах 12–30 км.

Швидкісна будова кори Південного Криму в перерізі Севастополь–Керч, доповнена розподілом гіпоцентрів землетрусів, дозволяє відновити в загальних рисах тектонічну еволюцію регіону. Зріла континентальна кора ГК товщиною близько 43–45 км, обмежена верхньою границею Мохо M1, сформувалася в докембрії на південній окраїні суперконтиненту Балтика. Сейсмічні дослідження по широтному профілю DOBRE-5 [Starostenko et al., 2015] і меридіональним морським профілям 25 і 28 [Баранова и др., 2008] показали, що кора Скіфської плити за своєю будовою схожа на потовщену (більше 40 км) тришарову кору Східно-Європейського кратону.

Верхня і середня кора західного блоку (під ГК) характеризується підвищеними швидкостями по відношенню до східного блоку (Феодосія–Керч). Томографічний розріз показав, що кора на глибинах 10–30 км насичена високошвидкісними неоднорідностями, які, очевидно, відповідають інтрузивним масивам основного складу. Найбільше тіло з покрівлею на глибині ~ 12 км, розташоване в районі Гурзуфа–Алушти, де виходять на поверхню ряд інтрузивних масивів середньоярського віку (рис. 6.13).

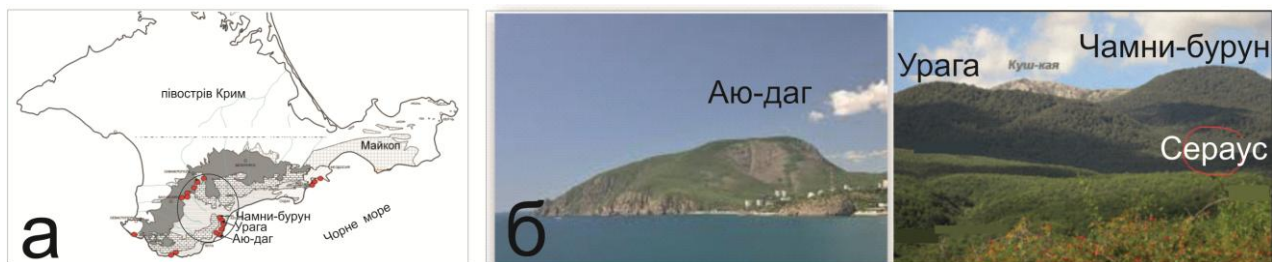


Рис. 6.13. Геологічна інтерпретація високошвидкісної аномалії (обведено овалом на (рис. 6.13, а): а – тектонічна схема як на рис. 6.2, червоні круги відповідають виходам на денну поверхню магматичних утворень середньої юри–беріасу; б – найбільші інтрузивні тіла, переважно габро-діабазового складу, в зоні високошвидкісної аномалії.

Найбільшими з них є Аюдаг, складений габро-діабазами, і Кастель, представлений плагіогранітами [Спиридонов и др., 1990 а, б; Шнюкова, 2016; Ентин и др., 2010]. Існує певний зв'язок високошвидкісних тіл з аномаліями геофізичних полів. У ГК виявлена регіональна магнітна аномалія амплітудою до 200 нТл, яка є північним закінченням Алуштинсько-Батумської магнітної аномалії, що просторово відповідає валу Шатського та Туапсинському прогину. Відносно її природи не існує єдиної точки зору [Шрейдер и др., 1997; Гончар, 2019]. Аномалія за своєю формою дуже схожа на смугову магнітну аномалію магматичної дуги, утворену при субдукції океанічної літосфери під континентальну окраїну. Подібна геодинамічна обстановка вздовж сучасного Кримсько-Кавказького узбережжя могла існувати в пізньому тріасі при субдукції та закритті океану Tetic [Saintot et al., 2006; Meijers et al., 2010в; Nikishin et al., 2017; Okay, Nikishin, 2015], яка завершилась кімерійською складчастістю. В ГК з середньоюрським періодом пов'язано впровадження численних інтрузивів [Милеев и др., 2006], що за складом відповідають утворенням островодужної формації [Спиридонов и др., 1990а, б; Шнюков и др., 1997; Юдин, 2011; Шнюкова, 2016]. До них відноситься переважна частина інтрузивів Південного берегу Криму (Аюдаг, Чамни-Бурун та ін.), які формують Первомайсько-Аюдагський долерит-габро-діоритовий комплекс і розташовані в межах меридіональної смуги Гурзуф–Сімферополь [Спиридонов и др., 1990 а, б]. Плато ГК утворилося на місці давньої зони магматизму і є продуктом її сучасної інверсії. У зоні давнього магматизму відбулося потовщення кори в результаті накопичення в ній магматичних тіл, які не змогли досягти поверхні, і тим самим збільшили потужність кори.

Певний вплив на будову кори Південного Криму мали процеси, пов'язані з формуванням задугових басейнів Чорного моря в крейді–початок палеогену. З рифтогенезом і розкриттям Чорноморської западини в

обстановці розтягу пов'язано формування лістричних скидів і активізація зон знижених швидкостей в якості детачментів. Це стосується активізації субгоризонтальної інверсійної зони на глибині 8–15 км, яка могла бути верхньою поверхнею зриву (детачментом) та відділяла складчастий фундамент Скіфської платформи від докембрійського кристалічного фундаменту, тоді як нижній детачмент розташовувався на рівні підосви кори (поверхні Мохо). Подібна система у вигляді пари детачментів у верхній і нижній корі утворюється при рифтогенезі на пасивних континентальних околицях і визначається різною реологією шарів кори та присутністю високошвидкісної нижньої кори основного складу, яка в умовах сильного розтягу піддається серпентинізації [Péron-Pinvidic, Manatschal, 2009].

На сучасному етапі тектогенезу, який є продовженням пізньоальпійського, крихка деформація відбувається у верхній корі, де зазначається максимальна кількість землетрусів. Сейсмогенеруючий шар є неоднорідним і включає високошвидкісні тіла, які є концентраторами напружень та деформацій.

В швидкісної моделі під верхнім розділом Мохо на глибині ~43 км (M1) з'являється другий розділ Мохо (M2) у вигляді серії впорядкованих відображень на глибині 52–55 км. Верхнє Мохо відповідає такому на південному краю Східно-Європейської платформи (Скіфської плити) і є древнім, успадкованим розділом. Формування нижнього Мохо (M2) можна віднести до етапу новітніх колізійних процесів та потовщення кори Південного Криму.

В геологічній будові основних сегментів Південного Криму: ГК, Судаксько-Феодосійського і Керченського сегментів, також існують відмінності, відмічені більшістю дослідників [Муратов, 1969; Юдин, 2009, 2011; Nikishin et al., 2017]. На схід від лінії Судак–Старий Крим розташований Судакський синклінорій, який входить до складу Судакського трогоу і простягається в Пн-С напрямку до м. Феодосія [Муратов, 1969;

Nikishin et al., 2017]. Починаючи із середньої юри в Судакському трозі відзначаються більш глибоководні фації, ніж в західній частині ГК, а осадконакопичення в ньому відбувається безперервно до еоцену [Муратов, 1969; Nikishin et al., 2017]. В результаті тут відклалась потужна товща шаруватих пластичних утворень, які були деформовані, виведені на денну поверхню і еродовані на етапі кайнозойського стиснення. В районі м. Старий Крим титон-беріаські відклади мають нетиповий склад і представлені конгломератами з гальками порід фундаменту, що може свідчити про пізньоюрську активізацію розломної зони, яка, можливо, і розділяє різні блоки. Це підтверджується швидкісною моделлю за профілем Севастополь–Керч, де спостерігається істотний підйом фундаменту в західній частині Судаксько-Феодосійської ділянки, яка за геологічними даними відповідає Старокримському підняттю. Ще однією особливістю Старокримського підняття є відсутність відкладів верхньої крейди і палеоцену. Схоже, що підняття знаходиться в досить рухомій зоні і має успадкований характер, розвиваючись, як мінімум, з пізньої юри, а також в пізній крейді-кайнозої.

Східна частина швидкісної моделі просторово відповідає Керченському півострову (ПВ 7 і ПВ 8). Керченський півострів розділений Парпачським гребенем на північну і південну поздовжні зони. Північна частина півострова відноситься до південного борту Індоло-Кубанського прогину, а південна – до ГК. У південній зоні на поверхню виходять майкопські глини олігоцену-нижнього міоцену інвертованої частини Індоло-Кубанського прогину, виведені на ерозійну поверхню в результаті пізньоміоценового–пліоценового підняття ГК і Великого Кавказу. Відповідно до меридіонального сейсмічного профілю СГТ, який перетинає Керченський півострів [Sydorenko et al., 2017], інверсія в південній частині півострова і на Керченському шельфі пов'язана з формуванням антиклінальної складки, в ядрі якої присутні відклади до нижньої крейди включно.

Зіставлення розподілу гіпоцентрів землетрусів зі швидкісною моделлю кори за профілем Севастополь–Керч свідчить про існування речовинно-структурно-кінематичних особливостей та неоднорідностей в зоні колізійної взаємодії [Гобаренко и др., 2016], а також підтверджує реактивацію давніх субвертикальних і субгоризонтальних ослаблених зон в земній корі під впливом сучасних полів напружень. Судаксько-Феодосійська ділянка в цілому характеризується більш низьким рівнем сейсмічності в порівнянні з Ялтинсько-Алуштинською, що свідчить про менший обсяг накопичуваної тут пружної енергії у зв'язку з реологічними особливостями кори та наявністю механізму кріпу (асейсмічного ковзання). Керченський півострів характеризується відносно низьким рівнем сейсмічності. Тут в потужному осадовому шарі Індоло-Кубанського прогину пластичні майкопські глини можуть забезпечувати механізм квазіпластичної деформації.

В результаті переінтерпретації сейсмічних матеріалів за профілем ГСЗ Севастополь–Керч та сейсмотомографічного моделювання вперше на сучасному рівні вивчено будову земної кори Гірського Криму. Товста кора Гірського Криму (43 км) належить до континентального типу і характеризується успадкованою меридіональною зональністю. Поперечний Корсаксько-Феодосійський розлом поділяє кору на сегменти з різною потужністю, будовою, історією розвитку та сейсмічністю. Верхня і середня кора західного блоку (під ГК) характеризується підвищеними швидкостями по відношенню до східного блоку (Феодосія–Керч). Кора ГК на глибинах 10–30 км насичена високошвидкісними неоднорідностями, які, очевидно, відповідають інтрузивним масивам основного складу. Новітній Гірсько-Кримський ороген сформувався на корі, насиченій магматичними утвореннями середньої юри, які зараз піддаються потужній деформації стиснення.

Висновки до розділу 6

Гірський Крим формує західне завершення Кримсько-Кавказького орогенного поясу, який межує з флексурними передовими прогинами: Сорокіна та Туапсе на півдні і Індоло-Кубанським на півночі. Завдяки кайнозойській інверсії Гірського Криму на його поверхні відслонюються гірські породи починаючи з тріасу, що дає можливість вивчати будову та еволюцію Кримсько-Чорноморського регіону.

Аналіз попередніх досліджень та геологічних карт ГК в комплексі з авторськими геолого-структурними дослідженнями дозволили побудувати структурну карту ГК, яка відбиває основні етапи розвитку Кримсько-Чорноморського регіону з урахуванням шести стратиграфічних неузгоджень: (1) між нижньою та середньою юрою маркує перехід від рифтогенезу до субдукції; (2) між беріасом та валанжином відповідає початку рифтингу і формуванню Чорноморського басейну (ЧМБ); (3) між нижньою і верхньою крейдою відповідає початку усадки ЧМБ; (4) між палеоценом і еоценом відповідає першому етапу орогенної активності; (5) між еоценом і олігоценом відповідає формуванню прогинів, оточуючих ГК: Сорокіна та Індоло-Кубанського; (6) між нижнім і середнім міоценом відповідає другому етапу орогенної активності.

Геодинаміку в зоні переходу між Скіфською плитою та Чорноморською мікроплитою характеризує будова осадового заповнення прогину Сорокіна. Геологічний розріз через східну частину ГК і прогин Сорокіна демонструє геодинамічну єдність їх складчасто-насувної будови. В межах ГК в насувоутворенні беруть участь доальпійські структурно-фаціальні комплекси, а в прогині Сорокіна в насуванні задіяні палеоцен-голоценові синорогенні відклади. Насувоутворення просувається з півночі – з району ГК на південь – в сторону Чорноморської западини вздовж горизонтального детачменту починаючи з палеоцену і до теперішнього

моменту та складається в окремих фаз. Формування передового прогину Сорокіна на північному вузькому краю Східно-Чорноморської западини з (суб)океанічною корою є аргументом на користь підсуву літосфери Східно-Чорноморської западини під Скіфську плиту. Орієнтування структурних елементів зони переходу між Скіфською плитою та Східно-Чорноморською мікроплитою і, зокрема, насувної споруди осадової товщі прогину Сорокіна відображають умови Пн-З стиснення.

В результаті переінтерпретації сейсмічних матеріалів за профілем ГСЗ Севастополь–Керч і сейсмотомографічного моделювання в Південному Криму за даними слабких землетрусів вперше на сучасному рівні вивчено будову земної кори Гірського Криму. Сучасна кора Гірського Криму характеризується потужністю до 43–50 км і належить до зрілої континентальної кори Скіфської плити, подібної до такої Східно-Європейського кратону. Інтерпретація отриманої швидкісної моделі за профілем з урахуванням результатів локальної сейсмотомографії та розподілу сейсмічності свідчить про складну структуру давньої континентальної кори Південного Криму внаслідок її багаторазової перебудови.

Кора Гірського Криму характеризується успадкованою субмеридіональною зональністю, одним з найяскравіших проявів якої є поперечний Корсаксько-Феодосійський розлом. Субмеридіональна досить широка розломна зона пониженої швидкості поділяє кору Південного Криму на сегменти з різною потужністю, будовою, історією розвитку та сейсмічністю. Кора західної ділянки, що належить до ГК є більш високошвидкісною та неоднорідною, ніж кора східної ділянки, що відноситься до західного замикання Індоло-Кубанського прогину. У верхній корі ГК на глибинах 6–15 км виявлені інверсійні зони зниженої швидкості, а на глибинах 23–33 км зафіксовані відбиваючі площини, що інтерпретуються, як детачменти. Високошвидкісні об'єкти у корі ГК на глибинах 12–30 км

інтерпретуються як магматичні тіла, імовірно, середньоюрського віку, які утворюють північне завершення відомої Алуштинсько-Батумської магнітної аномалії. Поперечні відмінності двох сегментів кори чітко проявилися і в структурі розділу Мохо: якщо під ГК відбиваючі майданчики групуються на двох рівнях – 43 і 52–56 км, то під західним завершенням Індоло-Кубанського прогину відбиваючі майданчики розташовані в інтервалі глибин 40–48 км.

Особливості будови древньої континентальної кори Південного Криму віддзеркалюють багатоетапну еволюцію Кримсько-Чорноморського регіону та складають передумову її альпійського розвитку. На пізньоальпійському етапі вся зона Кримсько-Кавказького орогенезу розвивається в умовах колізії Східно-Чорноморської мікроплити та Скіфської плити і має подібну повздовжню структуру, проте існують і досить характерні поперечні неоднорідності в її будові, які можуть бути пов'язаними з успадкованими неоднорідностями древньої континентальної кори в їх основі. Наприклад, підняття ГК сформувалось на континентальній та неоднорідній корі Скіфської плити, насиченій магматичними тілами середньоюрського віку. А з зоною пониженої швидкості поперечного Корсаксько-Феодосійського розлому, успадкованого від попередніх етапів розвитку, пов'язані Судаксько-Феодосійський юрсько-еоценовий трог та західне обмеження Індоло-Кубанського прогину.

Сучасний сеймотектонічний процес в колізійній зоні є чутливим до успадкованих неоднорідностей кори і відбувається під ГК на глибинах 7–33 км в середній частині кори та концентрується в межах високошвидкісних магматичних тіл. Магматичні тіла, в свою чергу, вкорінювались в зоні меридіонального розлому в середній юрі. Навпаки, більш однорідна кора Індоло-Кубанського прогину відносно слабо сейсмічна, очевидно, в наслідок значної складової асейсмічного ковзання в загальному деформаційному процесі.

Список використаних джерел до розділу 6.

1. Афанасенков, А. П., Никишин, А. М., Обухов, А. Н. (2007). Геологическое строение и углеводный потенциал Восточно-Черноморского региона. Москва: Научный мир.
2. Баранова, Е. П., Егорова, Т. П., Омельченко, В. Д. (2008). Переинтерпретация сейсмических материалов ГСЗ и гравитационное моделирование по профилям 25, 28 и 29 в Черном и Азовском морях. *Геофизический журнал*, 30(5), 1–20.
3. Баранова, Е. П., Егорова, Т. П., Омельченко, В. Д. (2011). Обнаружение волновода в фундаменте северо-западного шельфа Черного моря по результатам переинтерпретации материалов ГСЗ профилей 26 и 25. *Геофизический журнал*, 33(6), 15–29.
4. Белецкий, С. В. (1990). 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.). Симферополь: Геолфонд КП «Південекогеоцентр».
5. Богаец, А. Т., Бондарчук, Г. К., Леськив, И. В. и др. (1986). Геология шельфа УССР. Нефтегазоносность. Киев: Наукова думка.
6. Бугаенко, И.В., Шумлянская, Л.А, Заец, Л.Н., Цветкова, Т.А. (2008). Трехмерная Р-скоростная модель мантии Черного моря и прилегающей территории. *Геофизический журнал*, (5), 145–160.
7. Геология шельфа УССР (шельф и побережье Черного моря). Стратиграфия (1984). Киев: Наукова думка.
8. Геология шельфа УССР. Литология (1985). Киев: Наукова думка.
9. Герасимов, М. Е., Бондарчук, Г. К., Юдин, В. В., Белецкий, С. В. Геодинамика и тектоническое районирование Азово-Черноморского региона. (2008). В: В.Е. Хаин. (Ред.) Геодинамика, тектоника и флюидодинамика

нефтегазоносных регионов Украины. *М-лы VII Международной конференции «Крым-2007»* (с с .115-151) Симферополь: Форма.

10. Гинтов, О.Б., Цветкова, Т.А., Бугаенко, И.В., Муровская, А.В. (2016). Некоторые особенности строения мантии Восточного Средиземноморья и их геодинамическая интерпретация. *Геофизический журнал*, 38(1), 17—29. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i1.2016.107719>.

11. Гобаренко, В. С., Егорова, Т. П. (2008). Трехмерная Р-скоростная модель литосферы Черного моря по данным локальной сейсмической томографии. *Геофизический журнал*, 30(5), 161–177.

12. Гобаренко, В. С., Яновская, Т. Б. (2011). Скоростная структура верхних этажей мантии бассейна Черного моря. *Геофизический журнал*, 33(3), 62–74.

13. Гобаренко, В., Егорова, Т., Стифенсон, Р. (2014). Строение коры Керченского полуострова и северо-восточной части Черного моря по результатам локальной сейсмической томографии. *Геофизический журнал*, 36(2), 18–34.

14. Гончар, В.В. (2011). Погружение субокеанических впадин. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (3), 4–14.

15. Гончар, В.В. (2009). Пострифтовое погружение и возраст субокеанической впадины. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*, (2), 38–53.

16. Гончар, В.В. (2019). Восточно-Черноморская микроплита как индентор и её орогеническое обрамление. *Геофизический журнал*, 41(1), 108–136.

17. Гордиенко, В.В., Гордиенко, И.В., Завгородняя, О.В., Усенко, О.В. (2002). Тепловое поле территории Украины. Киев: Знание.

18. Егорова, Т. П., Гобаренко, В. С., Яновская, Т. Б., Баранова, Е. П. (2012). Строение литосферы Черного моря по результатам 3 D

гравитационного анализа и сейсмической томографии. *Геофизический журнал*, 34(5), 38–59.

19. Ентин, В.А., Гинтов, О.Б., Гуськов, С.И. (2010). Еще раз о природе Крымской гравитационной аномалии. *Геофизический журнал*, 32(6), 119–134.

20. Коболев, В.П. (2016). Плюм-тектонический аспект рифтогенеза и эволюции мегавпадины Черного моря. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*, (2), 16–36.

21. Краснопевцева, Г.В. (1996). Глубинное строение Кавказского региона. В: Вольвовский, Б.С., Старостенко, В.И. (Ред.) (с. 151–178). Киев: Наук. думка.

22. Кутас, Р.И. (2010). Геотермические условия бассейна Черного моря и его обрамления. *Геофизический журнал*, 32(6), 135–158.

23. Милеев, В. С., Барабошкин, Е. Ю., Розанов, С. Б., Рогов, М. А. (2006). Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма. *Бюллетень Московского общества испытателей природы*, 81(3), 22–33.

24. Муратов, М.В., Сидоренко, А.В. (Ред) (1969). Геология СССР. Т.8. Крым. Ч.1. Геологическое описание. Москва: Госгеолиздат.

25. Муровская, А., Ипполит, Ж-К., Шеремет, Е., Егорова, Т. (2018). Современные и палеонапряжения в пределах Северной окраины Черного моря и Горного Крыма в мезо-кайнозой—квартере (по механизмам очагов землетрясений и полевым тектонофизическим данным). *Геофизический журнал*, 40(1), 42—55. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i1.2018.124013>.

26. Паталаха, Е., Трофименко, Г., Евдошук, Н. (2004). Краевые прогибы как продукт континентальной субдукции (идентификация крупномасштабных и малых краевых прогибов). *Геолог України*, (2), 25–32.

27. Паталаха, Е.И., Гончар, В.В., Сенченков, И.К., Червинко, О. П. (2003). Инденторный механизм в геодинамике Крымско- Черноморского региона. Прогноз УВ и сейсмоопасности. Киев: ПП "Екмо".
28. Соллогуб, В.Б., Соллогуб, Н.В. (1977). Строение земной коры Крымского полуострова. *Советская геология*, (3), 85–93.
29. Соллогуб, В.Б. и др. (1983). Структура литосферы Карпатско-Крымского сегмента Средиземноморского складчатого пояса. *Геофизический журнал*, (5), 1–13.
30. Соллогуб, В.Б., Соллогуб, Н.В. (Строение земной коры Крымских гор).(1978). В: В.Б. Соллогуб, А. Гутерх, П. Драгутин (Ред.). Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы (сс. 184–190). Киев: Наукова думка.
31. Спиридонов, Э.М., Федоров, Т.О., Ряховский, В.М. (1990а). Магматические образования Горного Крыма. Статья 1. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, 65(4), 119–133.
32. Спиридонов, Э.М., Федоров, Т.О., Ряховский, В.М.(1990б). Магматические образования Горного Крыма. *Статья 2. Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, 6(6), 102–112.
33. Туголесов, Д. А., и др. (1985). Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. Москва: Недра.
34. Хаин, В.Е. (1984). Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. Москва: Недра.
35. Чекунов, А. В. (1972). Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наукова думка.
36. Чекунов, А. В. Проблемы геологии Черноморской впадины. (1989). В кн: (Ред.) Белоусов, В. В., Вольвовский, Б. С. Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря (сс. 145–160). Москва: Наука.
37. Шнюков, Е.Ф. (Ред.). (1987). Геология шельфа УССР. Тектоника. Киев: Наукова думка.

38. Шнюков, Е. Ф., Щербаков, И. Б., Шнюкова, Е. Е. (1997). Палеоостровная дуга севера Черного моря. Київ: Чорнобильінтерінформ.
39. Шнюкова, Е. Е. (2016). Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты. Киев: Наукова Думка.
40. Шрейдер, А. А., Казьмин, В. Г., Лыгин, В. С. (1997). Магнитные аномалии и проблема возраста котловины Черного моря. *Геотектоника*, 1, 59–70.
41. Юдин, В.В. (2008). Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев: УкрГГРИ.
42. Юдин, В.В. (2011). Геодинамика Крыма. Симферополь: Диайпи.
43. Юдин, В.В. (2009). Геологическая Карта и Разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1:200000. Симферополь: Союзкарта.
44. Яновская, Т.Б., Гобаренко, В.С., Егорова, Т.П. (2016). Строение подкоровой литосферы Черноморского бассейна по сейсмологическим данным. *Физика Земли*, (1), 15–30.
45. Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrielynck, B. (Eds.). (1993). Atlas Tethys, Paleoenvironmental Maps. Gauthier-Villars, Paris 14 maps, 1 plate.
46. Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M., Xuan, Z. (1988). Geophysical study of the Black Sea. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 117–118, 197–324.
47. Gobarenko, V.S., Murovskaya, A.V., Yegorova, T.P., & Sheremet, E.E. (2016). Collisional processes at the northern coast of the Black Sea. *Geotectonics*, 50(4), 407–424. doi: 10.1134/S0016852116040026.
48. Gobarenko, V., Yegorova, T., Stephenson, R. (2017). Local tomography model of the northeast Black Sea: intraplate crustal underthrusting. In: M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia (Eds.). Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. *Geol. Soc. of London. Spec. Publ.*, 428, 221–239. [doi/10.1144/SP428.2](https://doi.org/10.1144/SP428.2)

49. Görür, N. (1988). Timing of opening of the Black Sea basin. *Tectonophysics*, 147, 247–262.
50. Grad, M., Tira, T., and ESC Working Group. (2008). The Moho depth map of the European Plate. *Geophys. J. Int.*, 176, 279–292.
51. Hippolyte, J-C., Murovskaya, A., Volfman, Yu., Yegorova, T., Gintov, O., Kaymakci, N., & Sangu, E. (2018). Age and geodynamic evolution of the Black Sea Basin: Tectonic evidences of rifting in Crimea. *Marine and Petroleum Geology*, 93, 298–314. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.03.009>
52. Khriachevskaya, O., Stovba, S., Popadyuk, I. (2009). Hydrocarbon prospects in the Western Black Sea of Ukraine. *The Leading Edge*, 28, 1024–1029. DOI: 10.1144/SP340.4.
53. Khriachtchevskaya, 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: 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 Special Publications*, 340, 137–157.
54. 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.
55. Krastel, S., Spiess, V., Ivanov, M., Weinrebe, W., Bohrmann, G., Shashkin, P., Heidensdorf, F. (2003). Acoustic investigations of mud volcanoes in the Sorokin Trough, Black Sea. *Geo-Mar Lett.*, 23, 230–238. DOI 10.1007/s00367-003-0143-0.
56. Meijers, M.J.M., Kaymakci, N., Van Hinsbergen, D.J.J., Langereis, C.G., Stephenson, R.A., Hippolyte, J.-C. (2010a). Late Cretaceous to Paleocene oroclinal bending in the central Pontides (Turkey). *Tectonics*, 29, TC4016. doi.org/10.1029/2009TC002620.

57. Meijers, M.J.M., Vrouwe, B., van Hinsbergen, D.J.J., Kuiper, K.F., Wijbrans, J., Davies, G.R., Stephenson, R.A., Kaymakci, N., Matenco, L., Saintot, A. (2010b). Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region. *Lithos*, 119, 412–426. doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.017.
58. Nakapelyukh, M., Belskyi, V., Ratschbacher, L. (2018). Geometry and Cenozoic evolution of the Crimean fold-thrust belt from cross-section balancing and kinematic forward modeling. *Геофиз., журн.*, 40(2), 12–29. DOI: 10.24028/gzh.0203-3100.v40i2.2018.128877
59. Nikishin, A.M., Korotaev, M.V., Ershov, A.V., Brunet, M.F. (2003). The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modelling. *Sediment. Geol.*, 156, 149–168.
60. Nikishin, A.M., Okay, A., Tüysüz, O., Demirer, A., Amelin, N., Petrov, E. (2015a). The Black Sea Basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: basin structure and fill. *Mar. Petrol. Geol.*, 59, 638–655.
61. Nikishin, A.M., Okay, A., Tüysüz, O., Demirer, A., Wannier, M., Amelin, N., Petrov, E. (2015b). The Black Sea Basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: tectonic history and paleogeography. *Mar. Petrol. Geol.*, 59, 656–670.
62. Nikishin, A.M., Wannier, M., Alekseev, A.S., Almendiger, O.A., Fokin, P.A., Gabdullin, R.R., Khudoley, A.K., Kopaevich, L.F., Mityukov, A.V., Petrov, E.I., Rubtsova, E.V. (2017). Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. In: In: Sosson, M., Stephenson, R.A., Adamia, S.A. (Eds.). Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. *Geological Society London Special Publications*, 428. doi.org/10.1144/SP428.1.

63. Okay, A.I., Nikishin, A.M. (2015). Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *Int. Geol. Rev.* doi.org/10.1080/00206814.2015. 1010609.
64. Okay, A.I., Şengör, A.M.C., Görür, N. (1994). Kinematic history of the opening of the BlackSea and its effect on the surrounding regions. *Geology*, 22, 267–270.
65. Oszcypko, N., Oelyczka, A., Bubniak, I., Olszewska, B., Garecka, M. (2017). The position and age of flysch deposits in the Crimea Mountains (Southern Ukraine). *Geol. Q.*, 61(X). doi.org/10.7306/gq.1359.
66. Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G. (2009). The final rifting at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. *Intermt. J. Sci.*, 98, 1581–1597.
67. Popadyuk, I.V., Stovba, S.M., Khriachtchevskaia, O.I. (2013). The new geological map of the Crimea mountains by SPK – Geoservice as a new approach to understanding the Black Sea region. *Abstracts of Darius Programme, Eastern Black Sea – Caucasus Workshop, 24–25 June, 2013* (pp. 48–50). Tbilisi, Georgia.
68. Robinson, A., Rudat, J.H., Banks, C.J., Wiles, R.L.F. (1996). Petroleum geology of the Black Sea. *Mar. Petrol. Geol.*, 13, 195–223.
69. Robinson, A., Spadini, G., Cloeting, S., Rudat, J. (1995). Stratigraphic evolution of the Black Sea inferences from basin modeling. *Mar. Petrol. Geol.*, 12(8), 821–835.
70. Saintot, A., Stephenson, R.A., Stovba, S., Brunet, M.F., Yegorova, T., Starostenko, V. (2006). 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: In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.). *European Lithosphere Dynamic. Geological Society London, Memoirs*, 32 (pp. 481–505).

71. 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.

72. 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 Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the Crimean Peninsula. *Geophys. J. Int.*, 201, 406–428. doi:10.1093/gji/ggv018.

73. Starostenko V., T. Janik, R. Stephenson, D. Gryn, O. Rusakov, W. Czuba, P. S'Roda, M. Grad, A. Guterch, E. Fluh, H. Thybo, I. Artemieva, A. Tolkunov, G. Sydorenko, D. Lysynchuk, V. Omelchenko, K. Kolomiyets, O. Legostaeva, A. Dannowski & A. Shulgin DOBRE-2 WARR profile: the Earth's upper crust across Crimea between the Azov Massif and the northeastern Black Sea (2016). In: Sosson, M., Stephenson, R.A. & Adamia, S. A. (Eds). Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. *Geological Society, London, Special Publications*, 428, doi.org/10.1144/SP428.11

74. 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. <http://dx.doi.org/10.1130/G25302A.1>.

75. Sheremet, Y., Sosson, M., Muller, C., Gintov, O., Murovskaya, A., Yegorova, T. (2016a). Key problems of stratigraphy in the Eastern Crimea Peninsula: some insights from new dating and structural data. In: In: Sosson, M., Stephenson, R.A., Adamia, S.A. (Eds.). Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. *Geological Society London Special Publications*, 428. doi.org/10.1144/SP428.14.

76. Sheremet, Y., Sosson, M., Ratzov, G., Sydorenko, G., Voitsitskiy, Z., Yegorova, T., Gintov, O., Murovskaya, A. (2016b). An offshore-onland transect across the north-eastern Black Sea basin (Crimean margin): evidence of Paleocene to Pliocene two-stage compression. *Tectonophysics*, 688, 84–100.

77. Sosson, M., Stephenson, R., Sheremet, Y., Rolland, Y., Adamia, S., Melkonian, R., Kangarli, T., Yegorova, T., Avagyan, A., Galoyan, G., Danelian, T., Hässig, M., Meijers, M., Müller, C., Sahakyan, L., Sadradze, N., Alania, V., Enukidze, O., Mosar, J. (2016). The Eastern Black Sea-Caucasus region during the Cretaceous: new evidence to constrain its tectonic evolution. *Compt. Rendus Geosci.*, 348, 23–32.

78. Surficial geology of Europe.
en.wikipedia.org/wiki/Geology_of_Europe.

79. Sydorenko, G., Stephenson, R., Yegorova, T., Starostenko, V., Tolkunovi, A., Janik, T., Majdanski, M., Voitsitskiy, Z., Rusakov, O., Olmelchenko, V. (2017). Geological structure of the northern part of the Eastern Black Sea from regional seismic reflection data including the DOBRE-2 CDP profile. In: Sosson, M., Stephenson, R.A., Adamia, S.A. (Eds.). Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. *Geological Society London Special Publications*, 428 (pp. 307–321). doi.org/10.1144/SP428.15.

80. 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, 181–211.

81. Zelt, C.A., Smith, R.B. (1992). Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophys. J. International*, 108, 16–34.

82. Vincent, S.J., Braham, W., Lavrishchev, V.A., Maynard, J.R., Harland, M. (2016). The formation and inversion of the western greater Caucasus Basin and the uplift of the western greater Caucasus: implications for the wider black sea region. *Tectonics*, 35(12), 2948–2962.
<http://dx.doi.org/10.1002/2016TC004204>.

83. Yegorova, T., Gobarenko, V., Yanovskaya, T. (2013). Lithosphere structure of the Black Sea from 3-D gravity analysis and seismic tomography. *Geophys. J. International*, 193, 287–303. doi 10.1093/gji/ggs098.
84. Yegorova, T., Baranova, E., Omelchenko, V. (2010). The crustal structure of the Black Sea from the reinterpretation of deep seismic sounding data acquired in the 1960s. Stephenson, R.A. (Ed.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. J. Geol. Soc. Lond. Special Publications*, 340, 43–56. <http://dx.doi.org/10.1144/SP340.4>.
85. Yegorova, T., Gobarenko, V. (2010). Structure of the Earth's crust and upper mantle of the West and East-Black Sea Basins revealed from geophysical data and its tectonic implications. Stephenson, R.A. (Ed.). *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. J. Geol. Soc. Lond. Special Publications*, 340, 23–42. <http://dx.doi.org/10.1144/SP340.3>.
86. Yegorova, T. P., Baranova, E. P., Gobarenko, V. S., & Murovskaya A. V. (2018). Crustal Structure of the Crimean Mountains along the Sevastopol—Kerch Profile from the Results of DSS and Local Seismic Tomography. *Geotectonics*, 52(4), 468—484. doi: 10.1134/S0016852118040027.

РОЗДІЛ 7. ПОЛЯ НАПРУЖЕНЬ ТА ГЕОДИНАМІКА КРИМСЬКО-ЧОРНОМОРСЬКОГО РЕГІОНУ

7.1. Розподіл слабкої сейсмічності Кримської сейсмогенної зони

Великий Кавказ і Гірський Крим складають єдиний складчастий пояс, сформований в кайнозої на південній окраїні Скіфської плити в результаті колізії між Євразійською та Афро-Арабською плитами. Область колізії маркується Кримською сейсмогенною зоною (КСЗ) вздовж Кримсько-Кавказького узбережжя, що знаходиться в області переходу від товстої (46–50 км) кори Кримських гір до тонкої (24–30 км) кори Чорноморської западини, структурні взаємини між якими вивчено недостатньо.

Просторовий розподіл слабкої сейсмічності виявляє особливості внутрішньої структури КСЗ як віддзеркалення сучасного геодинамічного процесу. Сейсмічність КСЗ вивчалась за даними слабких ($M \leq 3$) землетрусів, зареєстрованих в період 1970–2013 рр. дев'ятьма станціями сейсмологічної мережі Криму та станцією Анапа на Кавказькому узбережжі. Координати та глибини гіпоцентрів за період 1970–2014 рр. [Сейсмологический бюллетень 1970–1990; Сейсмологический бюллетень Украины, 1991–2013] були уточнені за алгоритмом релокації [Гобаренко и др., 2016].

За характерними особливостями сейсмічності, такими як щільність вогнищ, що утворюють скупчення і видовжені зони, глибина джерела та ін., в межах КСЗ зі сходу на захід виділяються 4 основні підзони – Керченсько-Таманська, Судакська, Південнобережна (Ялтинсько-Алуштинська) та Севастопольська (рис. 7.1).

Керченсько-Таманська підзона розташована на континентальному схилі на південь від Керченського і Таманського півостровів. У цій підзоні генеруються досить сильні землетруси з магнітудою $M = 4–6$, глибини яких знаходяться в нижній корі та верхній мантії [Yegorova, Gobarenko, 2010b].

Вогнища занурюються в північному напрямку приблизно під кутом 30° , тому найбільш глибокі (70–90 км) епіцентри розташовані на самій півночі Керченського та Таманського півостровів (рис. 7. 1).

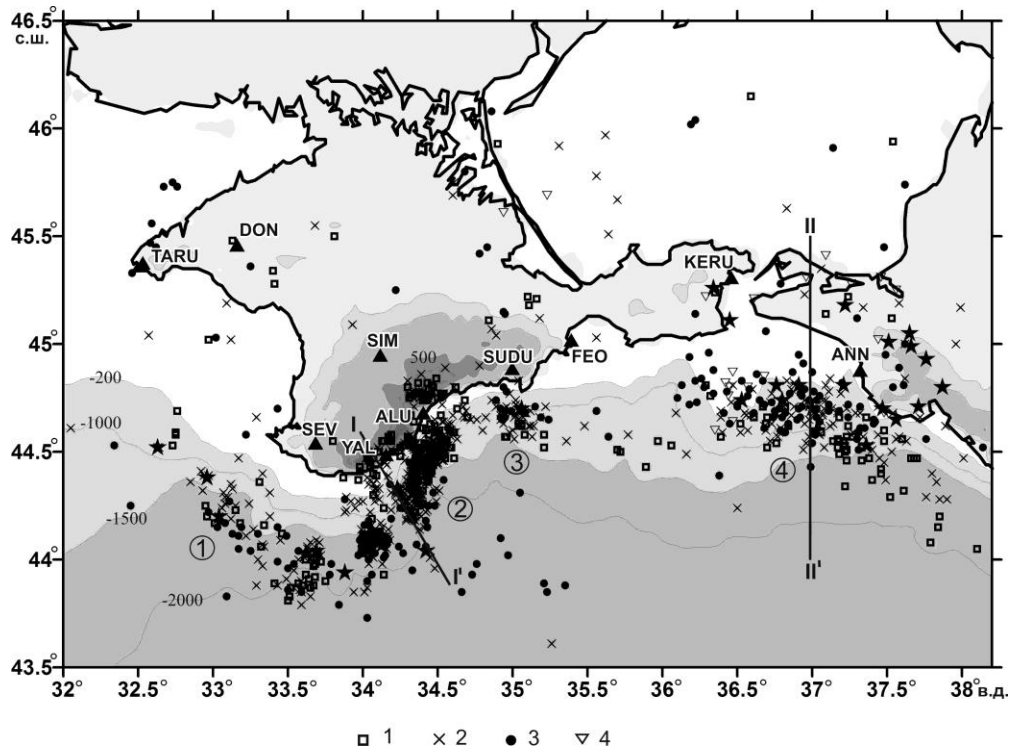


Рис. 7.1. Розподіл епіцентрів слабких землетрусів ($M \leq 3$) Кримської сейсмогенної зони на фоні батиметрії та рельєфу денної поверхні за [Гобаренко и др., 2016]. Глибини вогнищ: 1 – 0–15 км, 2 – 15–30 км, 3 – 30–50 км, 4 – більше 50 км. Зірочками показано сильні землетруси ($M > 3$), трикутниками – сейсмічні станції. Цифри в кружках відповідають підзонам КСЗ: 1 – Севастопольська, 2 – Ялтинсько-Алуштинська, 3 – Судакська, 4 – Керченсько-Таманська. I-I' – Ялтинсько-Алуштинський, II-II' – Керченсько-Таманський вертикальні перетини (див. також рис. 7.2.).

Судакська підзона, що представлена невеликим скупченням землетрусів на континентальному схилі до глибин 35 км, має тенденцію занурення на північ подібно до Керченсько-Таманської. Між Керченсько-Таманською та Судакською зонами в смузі $\lambda \approx 35,2^\circ$ – 36° спостерігається

різке ослаблення сейсмічності. Це може бути пов'язаним із сильною негативною аномалією швидкості, що виявлена за даними локальної сейсмотомографії [Гобаренко и др., 2014; Егорова и др., 2018] та інтерпретується як ослаблена зона, нездатна накопичувати пружну енергію.

Ялтинсько-Алуштинська підзона включає переважну більшість землетрусів КСЗ і характеризується їх максимальною щільністю. Тут вогнища розташовані в межах смуги, що простягається вздовж континентального схилу Чорного моря ($\lambda = 34^\circ\text{--}34,7^\circ$) та частково захоплює шельф і прилеглу частину ГК (рис. 7.1). Найглибші гіпоцентри ($h = 35\text{--}50$ км) відзначаються приблизно в 50 км на південь від станції Ялта. В північному напрямку між Ялтою та Алуштою глибина землетрусів зменшується до 25 км. Таким чином, вздовж Південнобережної зони спостерігається тенденція здійснення вогнищ в Пн-З напрямку. У перпендикулярному береговій смузі перетині зони відзначається загальна тенденція здійснення вогнищ в напрямку Південного берегу Криму під кутом $17^\circ\text{--}18^\circ$ (рис. 7.2).

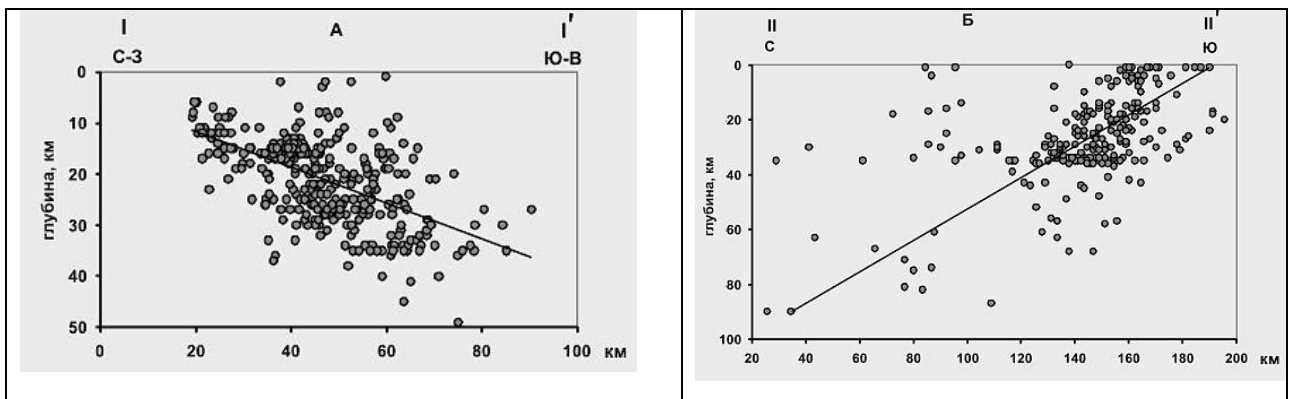


Рис. 7.2. Розподіл з глибиною вогнищ слабких землетрусів в Ялтинсько-Алуштинській (перетин I–I' на рис. 7.1) і Керченсько-Таманській зонах (перетин II–II'') КСЗ, за [Gobarenko et al., 2016].

Вогнища Севастопольської підзони, що має Пн-З простягання та розташована ортогонально до Південнобережної підзони, сконцентровані у вузькій смузі шириною 35–40 км, що простягається біля підніжжя

континентального схилу (рис. 7.1). Характерним для цієї зони є розміщення вогнищ в інтервалі глибин 0–40 км приблизно рівномірно.

Розташування землетрусів в межах континентального схилу до глибин 90 км може вказувати на їхній зв'язок з глибинними неоднорідностями в літосфері та колізійними процесами на контакті плит. На карті гравітаційних аномалій у вільному повітрі (рис. 7.3) вогнища Севастопольської, Ялтинсько-Алуштинської та Судакської областей розташовані в зоні градієнта при переході від Кримського гравітаційного максимуму до мінімуму Чорноморської западини.

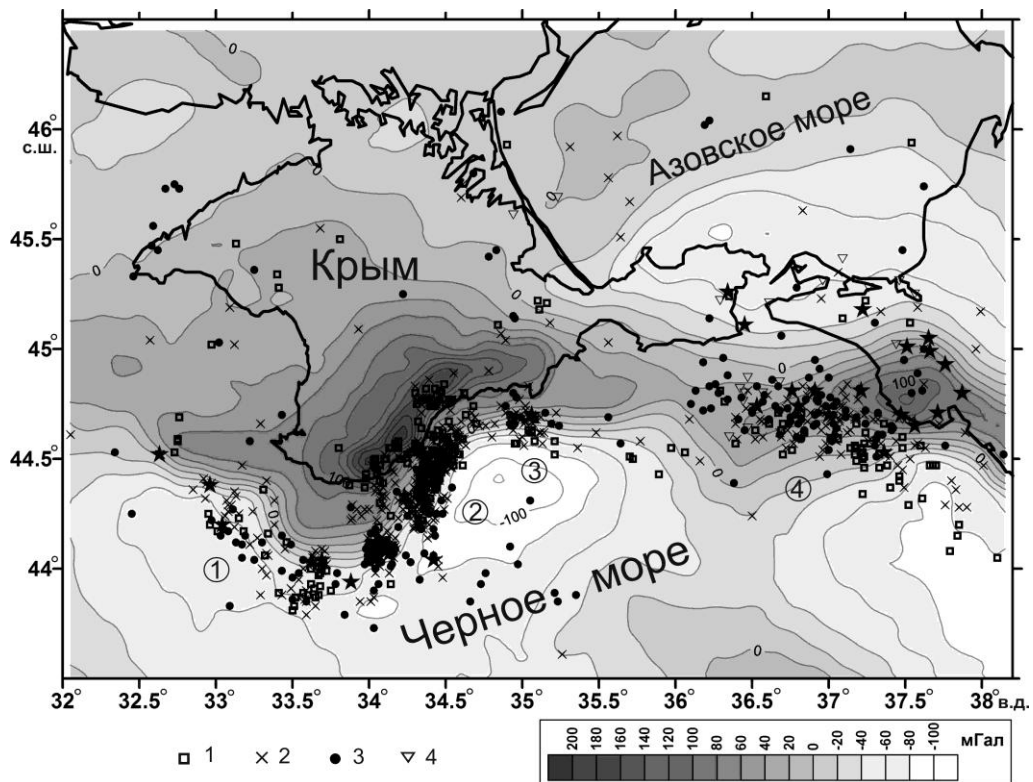


Рис. 7.3. Розподіл епіцентрів слабких землетрусів ($M \leq 3$) Кримської сейсмогенної зони [Gobarenko et al., 2016] на фоні гравітаційних аномалій у вільному повітрі референтної моделі EGM2008 за [Pavlis et al., 2012]. Умовні позначення див на рис. 7.1.

Основна частина землетрусів Керченсько-Таманської підзони розташована в межах позитивної гравітаційної аномалії вздовж шельфової зони, що зв'язує Кримський максимум з позитивною аномалією Північного Кавказу (рис. 7.3).

Зона максимального градієнта гравітаційного поля, де концентруються землетруси, вказує на присутність двох плит з різними щільнісними та реологічними властивостями – континентальної Скіфської плити з Кримським орогеном на півдні і Чорноморської мікроплити з тонкою корою субокеанічного типу, границя між якими маркується сейсмічністю.

Більшість наземних землетрусів КСЗ знаходяться в діапазоні глибин 0–30 км і приурочена до західної та центральної частин ГК, меридіональної зони Аюдаг – Чатирдаг і району гірського масиву Демерджи (рис. 7.4).

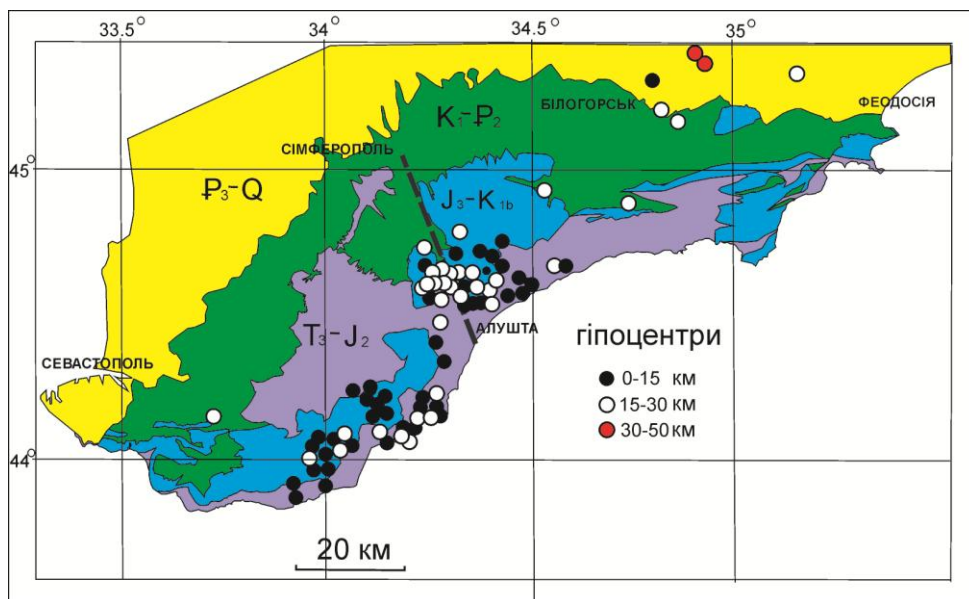


Рис. 7.4. Епіцентри слабких землетрусів ($M \leq 3$) в межах ГК. Пунктирною лінією показано розлом Сімферополь–Алушта. Склала Г. Муровська з урахуванням [Юдин, 2009].

Зв'язок землетрусів КСЗ і активованих в четвертинний час діагональних розломів в ГК обговорювався в роботі [Борисенко, 1990;

Борисенко и др., 1992]. Одними з найбільш активних названі Південнобережний розлом, розташований уздовж континентального схилу, та паралельний йому Демерджинський розлом в межах ГК, а також січні розломи Пн-С простягань. До них відноситься сегмент Західно-Кримського розлому Пн-З простягання, що обмежує з південного заходу Севастопольську зону землетрусів і паралельні йому в межах ГК розломи з зсувною кінематикою.

Якщо розглядати наземні епіцентри ГК в контексті структури всієї КСЗ, слід зазначити, що переважна більшість вогнищ в межах ГК відносяться до Ялтинсько-Алуштинської підзони. В межах суходолу гіпоцентри в основному локалізуються в шарі на глибині 0–30 км. В межах західної частини ГК розподіл землетрусів збігається з максимальними значеннями кримської гравітаційної аномалії, яка, очевидно, відповідає скупченню магматичних тіл та гіпсометрично найбільш високому сегменту ГК. Меридіональна зона вогнищ Чатирдаг–Аюдаг є продовженням на суходолі смуги епіцентрів в акваторії, яка співвідноситься з областю максимальних градієнтів гравітаційної аномалії (рис. 7.3). На поверхні вздовж смуги також спостерігаються виходи великих магматичних тіл середньоюрського віку [Спиридонов, 1990а,б; Meijers et al., 2010].

7.2. Сучасне поле напружень за механізмами вогнищ землетрусів Кримської сейсмогенної зони

Механізми вогнищ 32 землетрусів з $M \geq 4$ за період 1927–2016 років [Пустовитенко, 2002; Габсатарова и др., 2013; Пустовитенко и др., 2012, 2014; Пустовитенко, Ереджепов, 2017] (таблиця 7.1, рис. 7.4) залежно від орієнтування кінематичних осей були віднесені до підкидового, зсувного, скидового та покривного типів.

Таблиця.7.1

**Параметри механізмів сильних землетрусів північної окраїни
Чорного моря**

№	Дата	Широта (пн.ш.)	Довгота (з.д.)	Глибина, км	Азимут/ кут Р-осі стиснення	Азимут/ кут проміжної N-осі	Азимут/ кут Т-осі розтягу	Деформа- ційний режим	Структурна приуроченість
1	11.09.1927	44,3	34,3	15	263/62	28/17	125/22	Підкид	Континен- тальний схил Пд Крим
2	12.07.1966	44,7	37,3	55	325/5	233/19	69/70	Підкид	Прогин Туапсе
3	22.07.1972	44,8	37,2	19	325/8	68/57	230/32	Зсув	Керч.-Таман. прогин
4	06.08.1972	44,6	32,7	15	90/28	265/62	359/2	Зсув	Континен- тальний схил З Крим
5	20.02.1973	45,03	36,52	25	50/50	298/18	195/35	Покрив	Керч.-Таман. прогин
6	1955-1975	44,2	34,2	15	134/54	29/11	292/34	Покрив	Континен- тальний схил Пд Крим
7	1955-1975	44,5	34,3	5	301/29	204/13	92/58	Підкид	Континен- тальний схил Пд Крим
8	1955-1975	44,7	34,8	20	134/54	29/11	292/34	Покрив	Континен- тальний схил Пд-С Крим
9	17.04.1975	43,83	32,44	46	147/27	57/1	325/63	Підкид	ЗЧЗ
10	03.09.1978	44,4	38	20	236/23	139/18	14/60	Підкид	Прогин Туапсе
11	13.11.1981	45,27	29,01	11	254/1	159/78	244/12	Зсув	Пн Добруджа
12	03.03.1986	43,52	31,69	18	188/30	81/26	318/48	Покрив	ЗЧЗ
13	02.04.1988	44,98	32,01	13	188/10	94/22	301/66	Підкид	Каламітський вал
14	02.07.1990	44,78	34,53	14	160/8	254/28	55/61	Підкид	Гірський Крим
15	16.08.1990	44,7	35,06	28	81/67	317/14	223/19	Скид	Континен- тальний схил Пд-С Крим
16	25.07.1991	43,3	31,7	30	215/55	118/5	24/35	Покрив	ЗЧЗ
17	27.08.1992	44,72	37,44	24	14/17	277/23	136/61	Підкид	Великий Кавказ
18	29.03.1992	45,3	31	33	35/48	302/2	210/42	Покрив	Каркінітський прогин

19	22.11.1996	44,51	34,16	10	61/16	173/52	320/34	Зсув	Гірський Крим
20	09.06.1997	43,03	35,73	33	192/3	283/15	91/74	Підкид	Вал Андрусова
21	18.10.1998	44,05	33,68	22	304/29	53/32	181/45	Підкид	Континен- тальний схил Пд Крим
22	08.08.1999	44,71	37,71	37	27/77	268/7	176/12	Скид	Великий Кавказ
23	04.03.2001	43,6	35,37	20	74/9	342/17	192/71	Підкид	Вал Андрусова
24	09.11.2002	44,82	37,7	29	113/10	14/41	213/48	Підкид	Великий Кавказ
25	13.03.2005	44,72	37,14	4	240/59	78/29	344/8	Скид	Керч.- Таманськ. прогин
26	07.05.2008	45,34	30,95	5	172/0	82/1	172/90	Підкид	Каркінітський прогин
27	12.04.2009	44,16	34,23	20	82/2	352/13	181/76	Підкид	Континен- тальний схил Пд Крим
28	05.10.2007	44,56	37,08	18	205/9	297/12	78/75	Підкид	Прогин Туапсе
29	17.03.2011	43,39	36,13	31	20/18	289/7	183/71	Підкид	Вал Андрусова
30	10.12.2012	44,83	37,54	24	232/30	117/36	350/39	Покрив	Індоло- Кубанський прогин
31	15.10.2013	44,55	34,35	7	16/27	108/6	209/62	Підкид	Гірський Крим

Співставлення механізмів з глибинами кристалічного фундаменту показує деякі закономірності в їх просторовому розподілі. Виділяється два основних скупчення вогнищ сильних землетрусів: Керченсько-Таманське та Південнобережне, які розділені асейсмічною областю. В Керченсько-Таманському скупченні п'ять механізмів (вогнища 2, 10, 17, 24, 28 на рис. 7.5 та в табл. 7.1) утворюють компакту групу і приурочені до крайових частин западини Туапсе та прилеглої області Великого Кавказу. В механізмах домінують підкидові компоненти переміщення. Чотири механізми на північний захід від кластера вогнищ з підвидовими типами відносяться до зсувного, скидового і покривного типів та свідчать про зміну напружено-деформованого стану. Вони локалізуються в крайових зонах Керченсько-

Таманського прогину (3, 25, 5) і на зчленуванні Індоло-Кубанського та Керченсько-Таманського прогинів (30) прогинів.

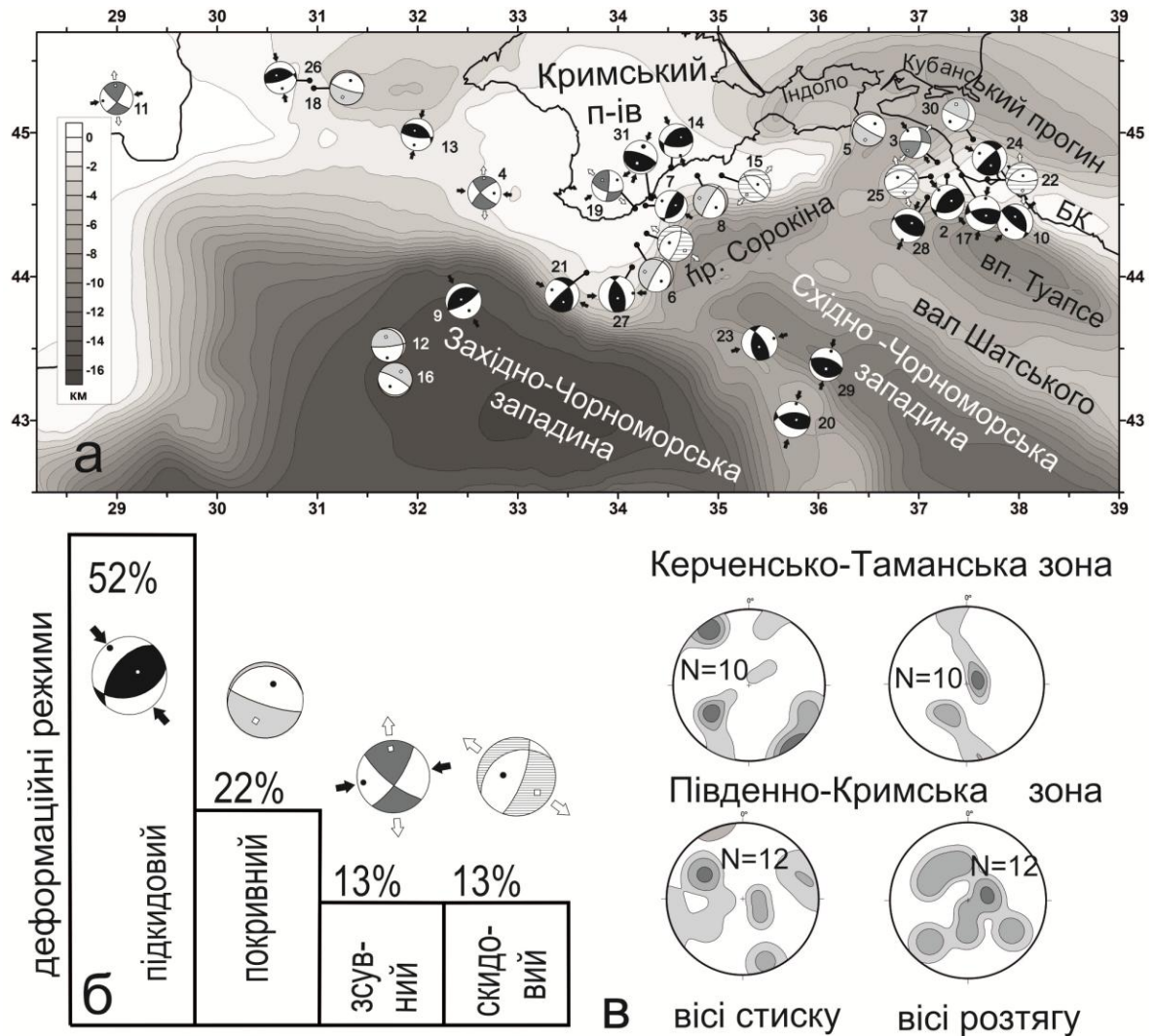


Рис. 7.5. Просторовий розподіл і типізація механізмів вогнищ 32 сильних землетрусів КСЗ: а – епіцентри землетрусів і відповідні їм механізми на тлі глибин кристалічного фундаменту, за [Туголесов и др., 1985], б – кількісне співвідношення механізмів різних типів, в – узагальнення орієнтувань осей стиску та розтягу в різних частинах сейсмогенної зони. Номер вогнища землетрусу відповідає номеру в табл. 7.1. БК – Великий Кавказ.

У центральній частині Південнобережної підзони в місці максимального вигину берегової лінії та найбільш вузького шельфу Східно-Чорноморської западини локалізовано три підкидових (7, 14, 31 на рис. 7.5, а та в табл. 7.1), а на південь і схід від них – два скидових (1, 15) та два покривних (6, 8) механізми. У межах Пн-З та північного шельфу Західно-Чорноморської западини локалізовані механізми підкидового і зсувного типів (27, 21, 4, 13, 26). Вал Андрусова характеризується деформаційними режимами стиснення, визначеними для вогнищ 20, 23 і 29. У межах глибоководної частини ЗЧЗ локалізовані два вогнища з механізмами покривного (12, 16) та одне (9) – підкидового типу.

Аналіз орієнтувань кінематичних осей у вогнищах показує, що більша частина механізмів (16 подій або 52 %) відноситься до підкидового типу з переважанням у вогнищах горизонтальної осі стиснення (рис. 7.5, б). Покривний деформаційний режим, що є другим по кількості, характеризується 7 механізмами (22 % від загальної кількості) вогнищ з гіпоцентрами в інтервалі глибин 15–33 км. У рівних частках (по 4 механізми) представлені деформаційні режими скидового і зсувного типів (13 та 13 % відповідно).

Аналіз просторового розподілу тринадцяти вогнищ сильних землетрусів вздовж Південного Криму (рис. 7.6) призводить до висновку, що максимально сейсмічно активними є структури Південно-Кримського насувного фронту, який проходить уздовж континентального схилу на відрізок від м. Севастополь на заході і до м. Судак на сході, а також січна до нього трансформна зона по меридіану Алушти. В його межах локалізовані вогнища 7 сильних землетрусів з переважанням механізмів підкидового та зсувного типів. Розлом був активним як найменше з середньої юри, що підтверджується ланцюгом магматичних тіл, які відслонюються на суходолі в Гірського Криму в його межах. Переміщення по зоні розлому, формування

(або активізація) якого відбувалось в середній юрі, на сучасному етапі відбувається в умовах лівою транспресії.

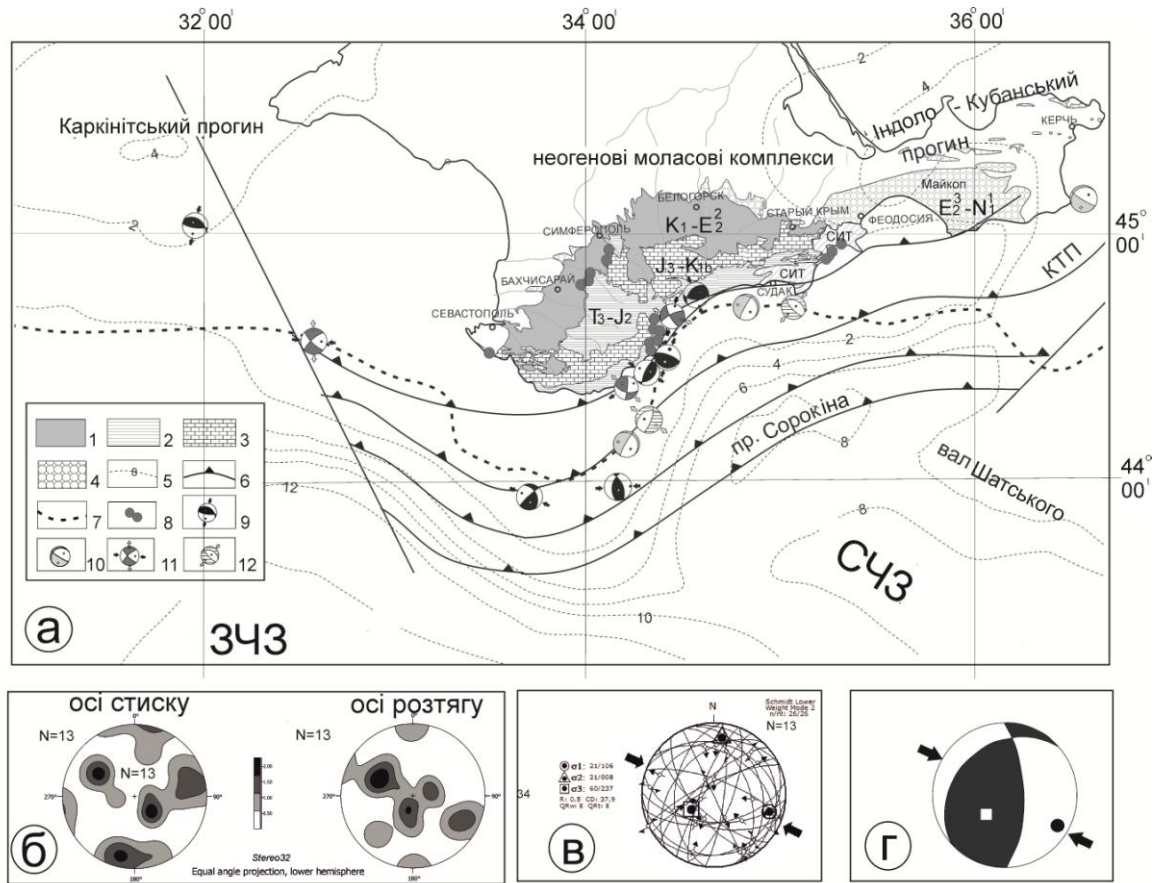


Рис. 7.6. Положення 13 механізмів вогнищ землетрусів вздовж південного узбережжя Криму та їх аналіз: а – тектонічна схема ГК та прилеглої країни ЧМ, б – орієнтування осей стиснення та розтягу для сукупності 13 механізмів, в – регіональне поле напруження за 13 механізмами, г – середній механізм для регіонального поля напружень. Умовні позначення 1–8 див. на рис. 6.2, 9–12 – механізми вогнищ землетрусів ($M \geq 4$) (9 – підкидового типу, 10 – покривного типу, 11 – зсувного типу, 12 – скидового типу). СИТ – Судакський інвертований трог, КТП – Керченсько-Таманський прогин.

Для 13 механізмів, розташованих вздовж Південного узбережжя Криму в межах Південно-Кримського насувного фронту був виконаний статистичний аналіз орієнтувань Р- і Т-осей, розраховане регіональне поле напруг і відповідний йому середній механізм (рис. 7.6, б, в, г). Максимуми орієнтувань Р-Т-осей свідчать про переважання похилих осей стиску та розтягу Пн-З і Пд-С простягань, що характерно для переміщення по поверхні горизонтального детачменту [Паталаха и др., 2003; Ребецкий и др., 2017; Муровская и др., 2018]. Регіональне поле напруг, в якому могли здійснитися зміщення по всім нодальним площинам 13 фокальних механізмів, відображає деформаційний режим горизонтального стиснення в Пн-З напрямку. Розрахований середній механізм відноситься до підкидового типу, а його нодальні площини орієнтовані в Пн-С напрямку і є субпаралельними до простягання КСЗ. Всі наведені результати відображають генералізований процес стиснення та скорочення в Пн-З напрямку в Південнокримській гілці КСЗ, при тому, що переміщення в окремим вогнищах реалізуються в різних напрямках, а самі вогнища, очевидно, концентруються в зонах різного роду однорідностей.

7.3. Поля напружень в межах Гірського Криму за польовими тектонофізичними даними

Уявлення про етапи деформації Гірського Криму за попередніми дослідженнями. Роль, характер, масштаби та час деформацій стиснення в формуванні орогену Гірського Криму є темою півторасторічної дискусії. В класичних роботах Муратова ГК визначається як мегантиклінорій, південне крило якого занурилось в Чорноморську западину, та не передбачається суттєвих горизонтальних переміщень [Муратов, 1960, 1969]. Протилежні уявлення про покривну будову верхньоюрських–нижньоберіаських відкладів Головного хребта ГК поділяє ряд дослідників, наприклад [Казанцев, 1982;

Милеев и др., 2006; Юдин, 2009, 2011; Popadyuk et al., 2013 та посилання в них]. Відповідно до нових датувань таврійського флішу як нижньокрейдового [Popadyuk et al., 2013; Sheremet et al., 2016a; Oszczypko et al., 2017] була переглянута і структурна будова ГК. Формування насувних структур на схід від гірського масиву Карабі-яйла були віднесені авторами [Sheremet et al., 2016a] до кайнозойського етапу деформації. Це відповідає уявленням авторів [Nikishin et al., 2017] про кайнозойську інверсію в межах Судакського глибоководного трогу, де головна фаза складчастості відбувалась в олігоцені-ранньому міоцені, а основний етап здіймання ГК здійснився в післясарматський період. В численних роботах В.В. Юдіна, наприклад [Юдин, 2009, 2011] Підгірний та Південнобережний меланжі в основі обривів Головної гряди ГК та вздовж південного берегу Чорного моря аргументовано відносяться до активних структур неоген-четвертинного віку.

Систематичні тектонофізичні дослідження в ГК було розпочато в 1989 році під керівництвом О.Б. Гінтова за участю дисертанта. В результаті тектонофізичного вивчення 1989–2001 років було відновлено 24 етапи деформації в межах ГК на протязі мезо-кайнозою [Гинтов, 2005]. В роботі [Saintot et al., 1998] поля напружень ГК поставлено у відповідність до кінематики регіональних розломів та відновлено шість етапів деформації стиснення в мезо-кайнозої. В роботах [Вольфман, 2008, 2015] було обґрунтовано циклічність зміни орієнтувань полів напружень за тектонофізичними даними відповідно до періодів трансгресій–регресій в межах Криму та Північного Причорномор'я. В.В. Гончар проводив багаторічні тектонофізичні дослідження в ГК, які проінтерпретував у комплексі з геофізичними даними та обґрунтував колізійну модель формування ГК [Гончар, 2013] і механізм латеральної екструзії речовини літосфери при формуванні структури ГК [Гончар, 2015].

У вищезгаданих роботах зроблені досить різні висновки, в першу чергу, стосовно кількості та послідовності етапів деформації, що свідчить

про неоднозначність питання. Найбільшою проблемою при роботі з полями напруження є їх прив'язка за часом та тектонічна інтерпретація. Достатньо гостро це питання стоїть для ГК, де більшість дзеркал ковзання було виявлено у відносно давніх породах (від пізнього тріасу до ранньої крейди), що без залучення додаткової геологічної інформації дозволяє інтерпретувати вікові рамки деформації досить широко: від пізнього тріасу до сучасності.

На великій кількості фактичного матеріалу за механізмами вогнищ землетрусів сейсмогенних зон Альпійського поясу в роботах [Гинтов и др., 2014; Вольфман, 2015; Муровская и др., 2014, 2018] та в попередньому підрозділі було показано, що осі напружень і деформаційні режими в одній сейсмогенній зоні демонструють весь набір типів та напрямків. Численні експерименти по аналоговому моделюванню також показують наявність полів напружень різних порядків та типів, які змінюються в ході єдиного модельного експерименту без зміни умов експерименту, наприклад, моделювання на оптичних матеріалах [Осокина, Фридман, 1987]. Це робить не зовсім коректним виділення окремих етапів деформації тільки за орієнтуваннями та типами полів напружень. З урахуванням вищенаведених аргументів авторка виконала часову прив'язку полів напружень та їх інтерпретацію в тісному зв'язку зі своїми геолого-структурними спостереженнями та літературними даними, а також прив'язала їх до регіонального тектонічного контексту в межах двох генералізованих етапів: розтягу в ранній крейді та стиснення в кайнозої–квартері.

Дані та результати. В роботі узагальнено всі наявні тектонофізичні дані по ГК, зібрані автором за останні 20 років. Результати визначення полів напруження та деформаційних режимів представлені в таблицях 7.2 та 7.3 (додатки 2, 3) для 105 пунктів спостереження. Для зручності ГК був поділений на західну та східну частини по лінії Сімферополь–Алушта, і для кожної частини була використана окрема нумерація відслонень.

На основі дешифрування космознімків та польових спостережень за участю автора була складена схема розломів ГК на фоні 3D рельєфу, на яку винесено орієнтування осей стиснення для підкидових, покривних та зсувних деформаційних режимів і осей розтягу для скидових режимів. На рис 7.7, а показані орієнтування осей стиснення у відповідних пунктах спостереження для полів напружень підкидового та покривного типів. Паралельно до орієнтування осей стиснення в пунктах спостережень були проведені траєкторії, які екстраполюють напрямок стиснення та відповідного йому скорочення на всю вивчену територію.

Як видно з рис. 7.7, а, траєкторії стиснення для полів підкидового типу розрізняються за напрямком на різних ділянках вивченої території та, в цілому, формують віялоподібний малюнок в центральній найбільш прогнутій частині ГК від мису Аюдаг до мису Меганом. Аналогічним чином були винесені осі стиснення для зсувних деформаційних режимів та проведено паралельні їм траєкторії. Розподіл ліній стиснення для зсувних полів є подібним такому для полів підкидового типу, що дозволило віднести їх до одного генералізованого етапу деформації

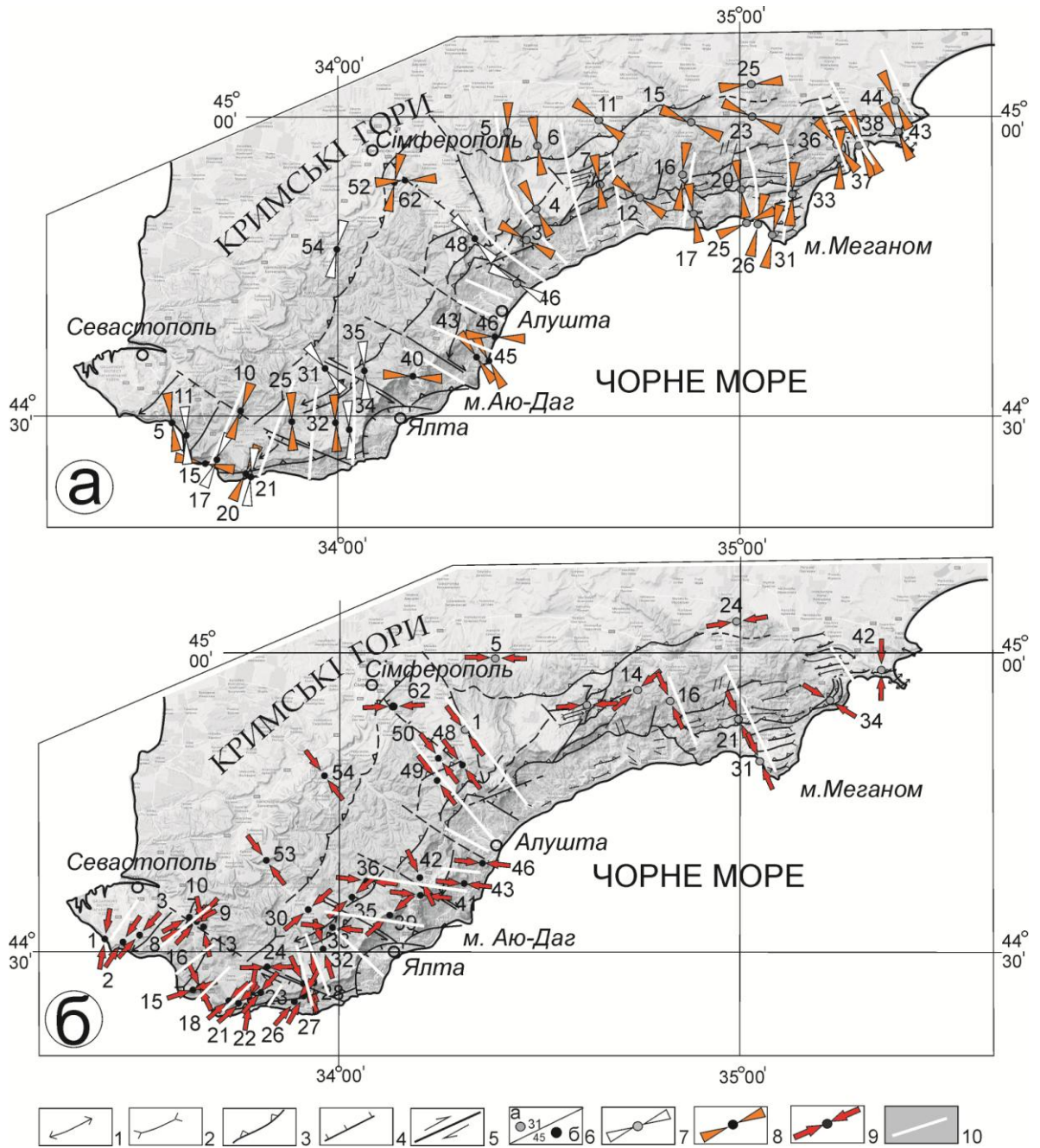


Рис. 7.7. Орієнтування осей і траєкторій стиснення для полів: а – підкидового і покривного типів; б – зсувного типу, 1, 2 – осі складок (1 – антиклінальних, 2 – синклінальних), 3 – насуви, 4 – скиди, 5 – зсуви, 6 – пункти спостережень та їх номери для Східного ГК (а) і Західного ГК (б), 7–9 – орієнтування осі стиснення для полів напружень різних типів (7 – покривного, 8 – підкидового, 9 – зсувного), 10 – траєкторії стиснення.

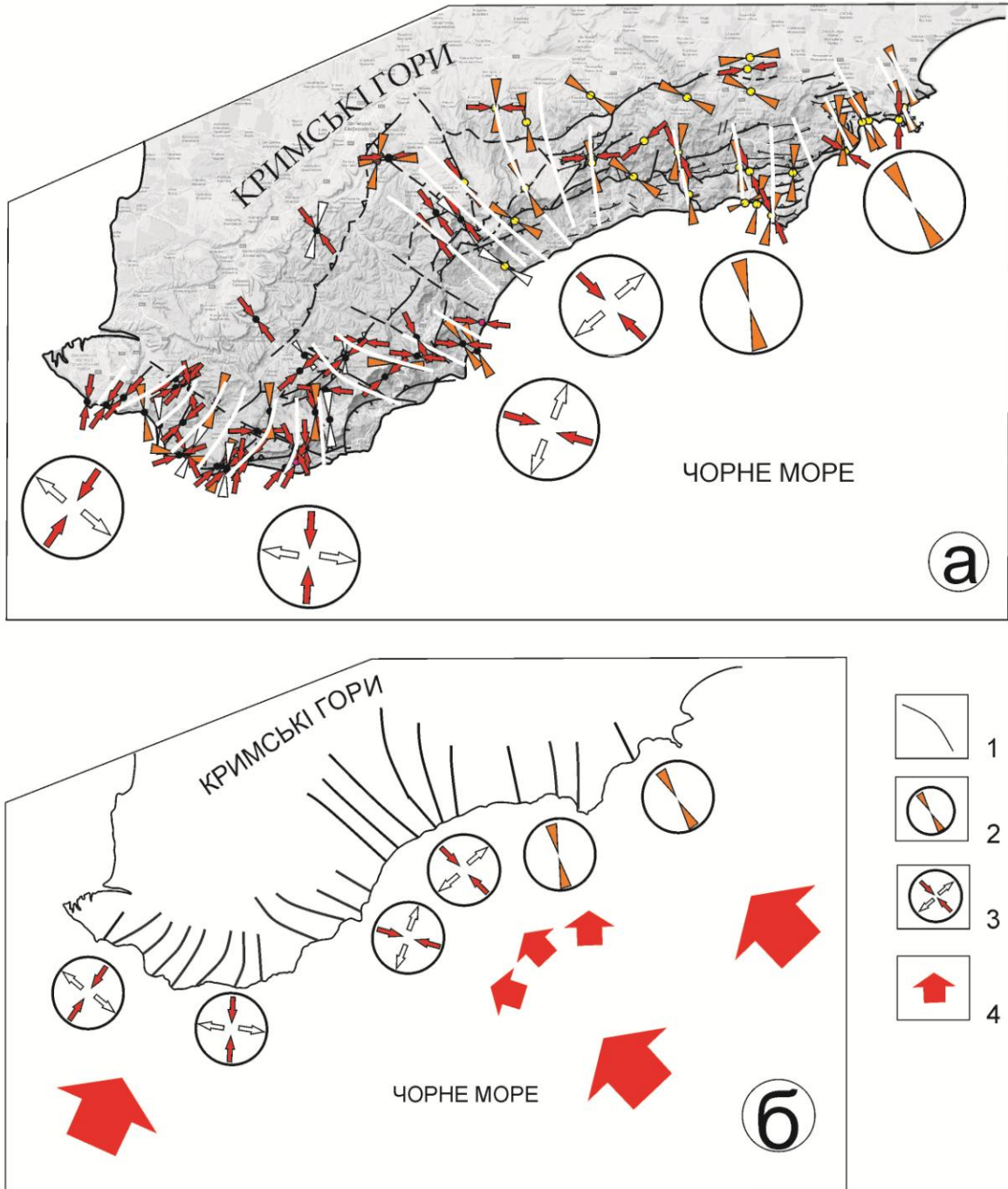


Рис. 7.8. Сумарний етап кайнозойського стиснення: а – орієнтування осей і траєкторій стиснення для суми полів підкидового, покривного і зсувного типів, б – траєкторії стиснення кайнозойського етапу. 1 – траєкторії стиснення, 2, 3 – осереднені поля напружень (2 – підкидового, 3 – зсувного типів), 4 – ймовірні напрямки дії зовнішньої сили.

Етап кайнозойського стиснення. Авторка пов'язує поля напружень підкидового, покривного та зсувного типів з етапом кайнозойського стиснення і поєднує їх на одному малюнку (рис. 7.8). Траєкторії стиснення в поняттях деформації віддзеркалюють напрямок кайнозойського скорочення в межах ГК. В центральній частині ГК домінує Пд-С напрямок стиснення, далі на схід його тренд стає Пн-С та формує віялоподібний малюнок, який повторює дугоподібну форму насувного фронту.

Пд-З частина ГК характеризується Пн-С трендом скорочення. Для ділянок з однорідними орієнтуваннями осей стиснення побудовані осереднені поля напружень. В самій східній частині ГК (Судаксько-Феодосійській зоні) осереднені поля напружень відносяться до підкидового типу, а в центральній та західній частинах ГК вони представлені зсувними типами (рис. 7.8, в, г).

Геолого-структурні дослідження в ГК в рамках DARIUS та IRG проектів (2012–2017) дозволили описати та картувати численні структури скорочення, які були відображені на структурній схемі та розрізах в хрест східної частини ГК [Sheremet et al., 2016a, б] та зв'язані з деформаційними режимами стиску. Це – асиметричні антиклінальні принасувні складки, шевронні складки, зони насувів, тектонічні дзеркала насувного типу, які є найбільш типовими для Судаксько-Феодосійської зони (рис. 7.9, а).

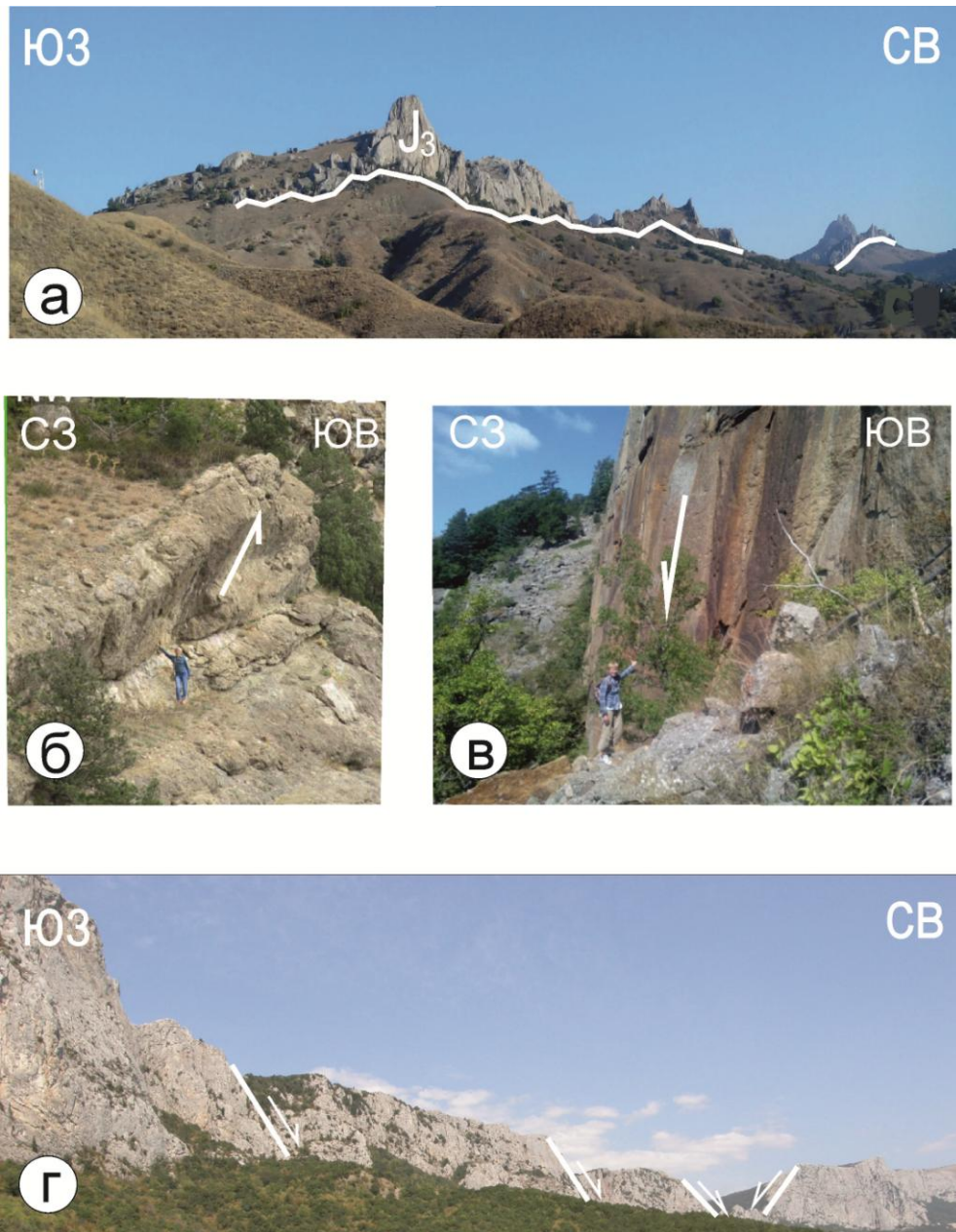


Рис. 7.9. Приклади структур стиснення і розтягу: а – смуга виходів крутопадаючих верхньоюрських вапняків простягається в широтному напрямку і маркує фронт насуву на Пн-З околиці смт. Курортне; б – Балаклавський насув на східній околиці смт. Балаклава активувався по стратиграфічному контакту на етапі кайнозойського стиснення; в – скидовий розлом на західному схилі г. Південна Демерджи обмежує із заходу ранньокрейдову Салгірську депресію; г – верхньоюрська карбонатна платформа порушена скидовими розривами (розриви активувалися на етапі

пліоценового здійснення ГК). Стрілки показують напрямок переміщення висячого крила. Фото автора.

В центральній і західній частинах Головної гряди ГК домінують розривні порушення зсувного типу по крутопадаючим тектонічним дзеркалам, парагенетично пов'язані з майже горизонтальними тектонічними розривами, закладеними по поверхням нашарувань та контактів різних порід. Насувні розриви зафіксовані також вздовж південного узбережжя Криму на контактах різних за реологією породних комплексів, один з яких – Балаклавський насув – показаний на рис. 7.9, б. Підкидові дзеркала ковзання зафіксовані також вздовж т.зв. Крайового підкиду, що обмежує вапнякові масиви Головного хребта з півночі (наприклад, в Узунджинському каньйоні, в долині р. Бельбек біля с. Плотинне, в діабазових кар'єрах поблизу с. Счасливе і т.д. (табл. 7.2, додаток 2)).

У центральній частині ГК (район Чатирдага, Демерджи-яйли, Карабі-яйли) превалюють поля напружень зсувного та покривного типів з Пд-С віссю стиснення, що погоджується з результатами геолого-структурних спостережень [Милеев и др., 1998]. Просторовий розподіл полів напружень свідчить про існування відмінностей Судаксько-Феодосійської зони від західної та центральної частин ГК. В зоні превалюють поля напружень підкидового типу з субмеридіональною віссю стиснення, що корелюють з субширотним простяганням насувних розломів [Sheremet et al., 2016a]. На захід від Алушти (район г. Кастель, Бабуган-яйли, південного схилу Качинського підняття) і до м. Аюдаг тренд стиснення стає субширотним. Це відповідає розвороту Пн-С структур західної частини ГК в меридіональному напрямку, що є характерним для Салгирської депресії та Чатирдагу.

Два напрямки кайнозойського стиснення. Дослідження кінематики окремих розломів в межах західної частини ГК дозволило виявити два

напрямки кайнозойського стиснення, відновити їх послідовність та орієнтування осей стиснення [Hippolyte et al., 2018] (рис. 7.10).

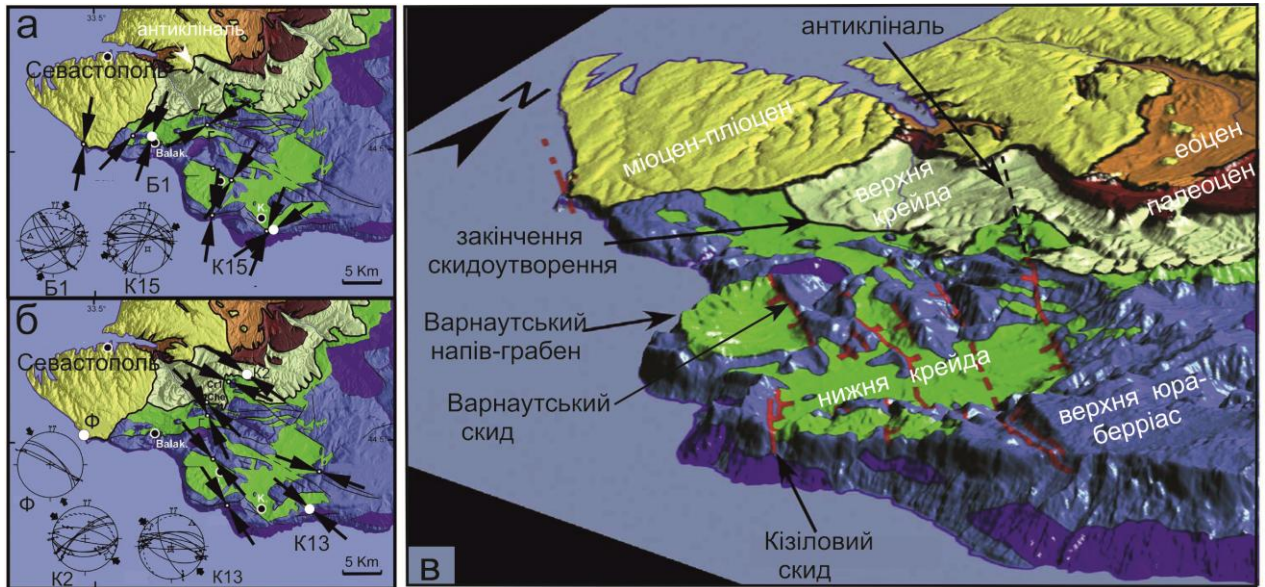


Рис. 7.10. Визначення двох етапів кайнозойського стиснення в південно-західній частині Гірського Криму за польовими тектонофізичними даними: а – напрямок ранньеоценового стиснення; б – напрямок олігоцен-сучасного стиснення; чорні стрілки демонструють напрямок стиснення на окремих відслоненнях; внизу показано дві кінематичні стереограми (для пунктів спостереження Б1 та К15) з визначенням напрямку стиснення; в – 3D модель демонструє систему крейдових напівграбенів та скидів, які їх обмежують (червоні лінії), за [Hippolyte et al., 2018]

Перший з них характеризувався Пд-З напрямком стиснення. Аналогічний напрямок компресії відновлено і в роботі [Saintot et al., 1998] та пов'язано його з етапом складчастості в пізньому еоцені в східному ГК. В західному ГК в структурному плані на 3D рельєфі виділяється похила антикліналь Пн-З простягання (рис. 7.10, с), яка сформувалась в полі Пд-З стиснення. В силу того, що відклади палеоцену задіяні в цю пологу складчастість, а зверху незгідно перекриті недеформованими породами

еоцену, є можливість датувати перший етап стиснення границею палеоцену – еоцену. Під час ранньоеоценового Пд-З стиснення в Криму відбулась інверсія давніх скидових розломів в якості підкидів. Перший етап стиснення в ГК пов'язується за часом з колізією вздовж Пд окраїни Євразії, яка розпочалася на початку еоцену 55 млн років [Hippolyte et al., 2010; Espurt et al., 2014]. Такий Пд-З напрямок стиснення відобразився і в структурах, вивчених на акваторії: насуви Пд-З вергентності та субдукція в ЗЧБ [Каумаксі et al., 2014].

Другий етап Пд-С стиснення розпочався в олігоцені та є активним і зараз [Saintot et al., 1998; 2006; Гобаренко и др., 2016; Муровская и др., 2018]. В період останнього стиснення були реактивовані старі скиди в якості правозсувних розломів (рис. 7.10, в). Сарматські морські відклади зустрічаються на висоті більше ніж 1000 м на плато Чатирдаг в межах Головного хребта ГК [Муратов, 1960; Nikishin et al., 2017], яке сформовано ортогональним до простягання Гірськокримських хребтів стисненням Пд-С напрямку. В межах східної частини Гірського Криму в шаруватих породах таврійської серії виникає субгоризонтальний детачмент, від якого відходить на земну поверхню серія насувів. Насувоутворення поступово просувається у південному напрямку та переходить в синорогенні осади прогину Сорокіна з складчасто-насувною будовою. Поля напружень та геометрія насувів у Гірському Криму та прогині Сорокіна відображають умови південно-східного стиснення.

Етап крейдового розтягу. В результаті польових досліджень було отримано значну кількість полів напружень скидового типу, які представлено на рис. 7.11. Деякі з них на основі геолого-структурних спостережень визначені як конседиментаційні в ранньокрейдовий час [Hippolyte et al., 2014, 2018, Муровская и др., 2014б, 2018]. Система паралельних скидів Пн-З 290–300° орієнтування пересікає верхньоюрські-беріаські вапняки Айпетринської яйли в ЗГК та чітко вимальовується з боку південного крутого схилу ГК (рис. 7.9, з).

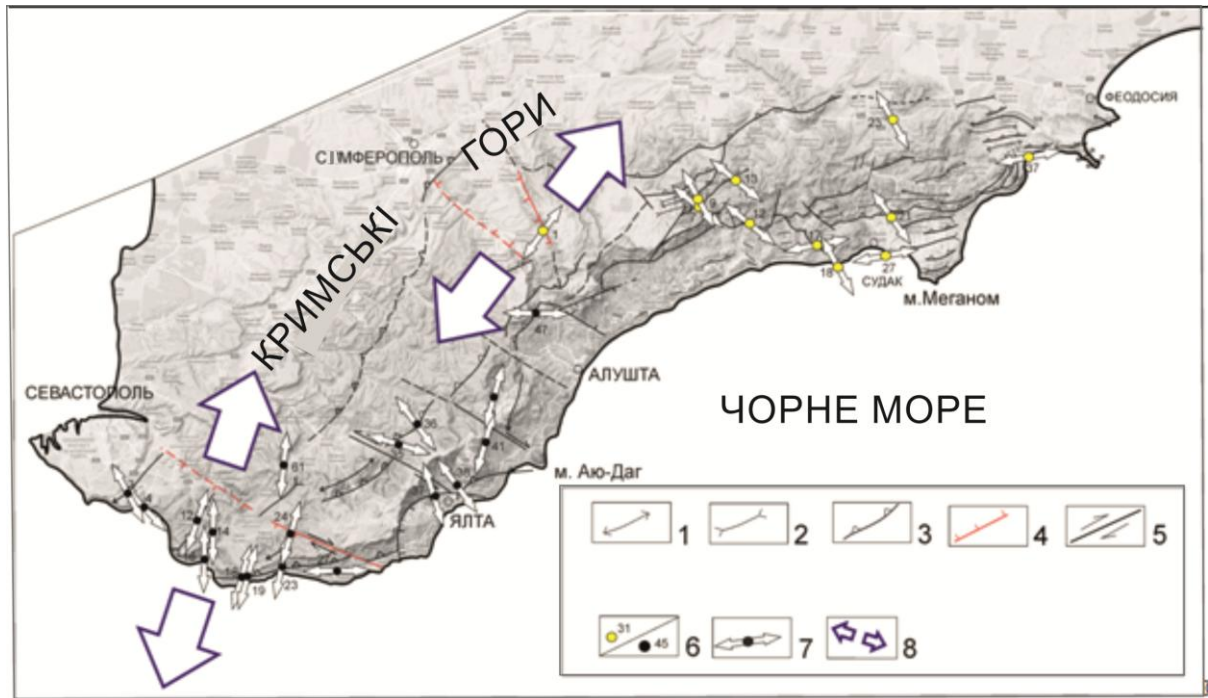


Рис. 7.11. Орієнтування осей розтягу для полів напружень скидового типу: 1, 2 – осі складок (1 – антиклінальних, 2 – синклінальних), 3 – насуви, 4 – скиди, 5 – зсуви, 6 – пункти спостережень та їх номери для Східного ГК (а) і Західного ГК (б), 7 – орієнтування осі розтягу для полів скидового типу, 8 – орієнтування ранньокрейдового розтягу для груп конседиментаційних скидів.

В центральній частині ГК були виявлені крупні тектонічні дзеркала скидового типу, що обмежують Салгирську ерозійно-тектонічну депресію зі сходу та стали доступними для спостереження в результаті великого обвалу в районі с. Лучисте у західного підніжжя г. Південна Демерджи (рис. 7.9, б). Для двох вищезгаданих ділянок було відновлено два тренди ранньокрейдового розтягу Пд–Пд-З у ЗГК та Пд-З в центральній частині ГК. Вивчення цих крейдових скидів стало можливим в наслідок кайнозойської інверсії ГК та сучасної активізації давніх крейдових структур.

Аналіз полів напружень та структурних елементів в ГК дозволив виділити етап ранньокрейдового розтягу і два етапи кайнозойського стиснення, що мали місце у всьому Чорноморському регіоні.

7.4. Альпійська геодинаміка Кримсько-Чорноморського регіону

7.4.1. Етап крейдового розтягу

Події на південній окраїні Скіфської плити, відкриття та еволюція Чорноморського басейну, подальша інверсія його окраїн і формування оточуючих гірських споруд тісно пов'язані з геологічною еволюцією Гірського Криму. Геолого-структурні та тектонофізичні дослідження в ГК, поставлені в контекст регіонального розвитку всього Чорноморського регіону, дозволили виділити генералізовані етапи розвитку ГК: ранньокрейдний розтяг та кайнозойське стиснення (рис. 7.12).

Валанжин-альбський розтяг в ГК підтверджується конседиментаційним скидоутворенням, формуванням олістостромових та дебритних комплексів та пов'язується з континентальним рифтогенезом на початку формування ЧМБ. Початок рифтингу в ГК відзначався руйнуванням юрської карбонатної платформи. За результатами тектонофізичних досліджень відновлено Пд-З напрямок розтягу, що є ортогональним до конседиментаційних скидів Пн-З простягань. Ранньокрейдний розтяг фіксується також в шельфовій зоні на північній, західній та Пн-З окраїнах ЧМ, де підтверджується формуванням скидів та грабенів [Баранова и др., 2008; Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988; Dinu et al., 2005; Афанасенков и др., 2007; Khriachtchevskaia et al., 2009; Munteanu et al., 2011; Espurt et al., 2014; Nikishin et al., 2015a, b; Starostenko et al., 2017].

Синрифтові відклади апту–сантону (кінець нижньої крейди–початок верхньої крейди) в СЧЗ заповнюють окремі грабени в крайових зонах западини на контакті ділянок континентальної та океанічної кори (розріз на рис. 6.3 в розділі 6) і свідчать про умови розтягу та рифтогенезу в цей період. В роботі [Паталаха и др., 2003] пропонується механізм нерівномірно-розсіяного рифтингу континентальної кори при формуванні ЧМЗ.

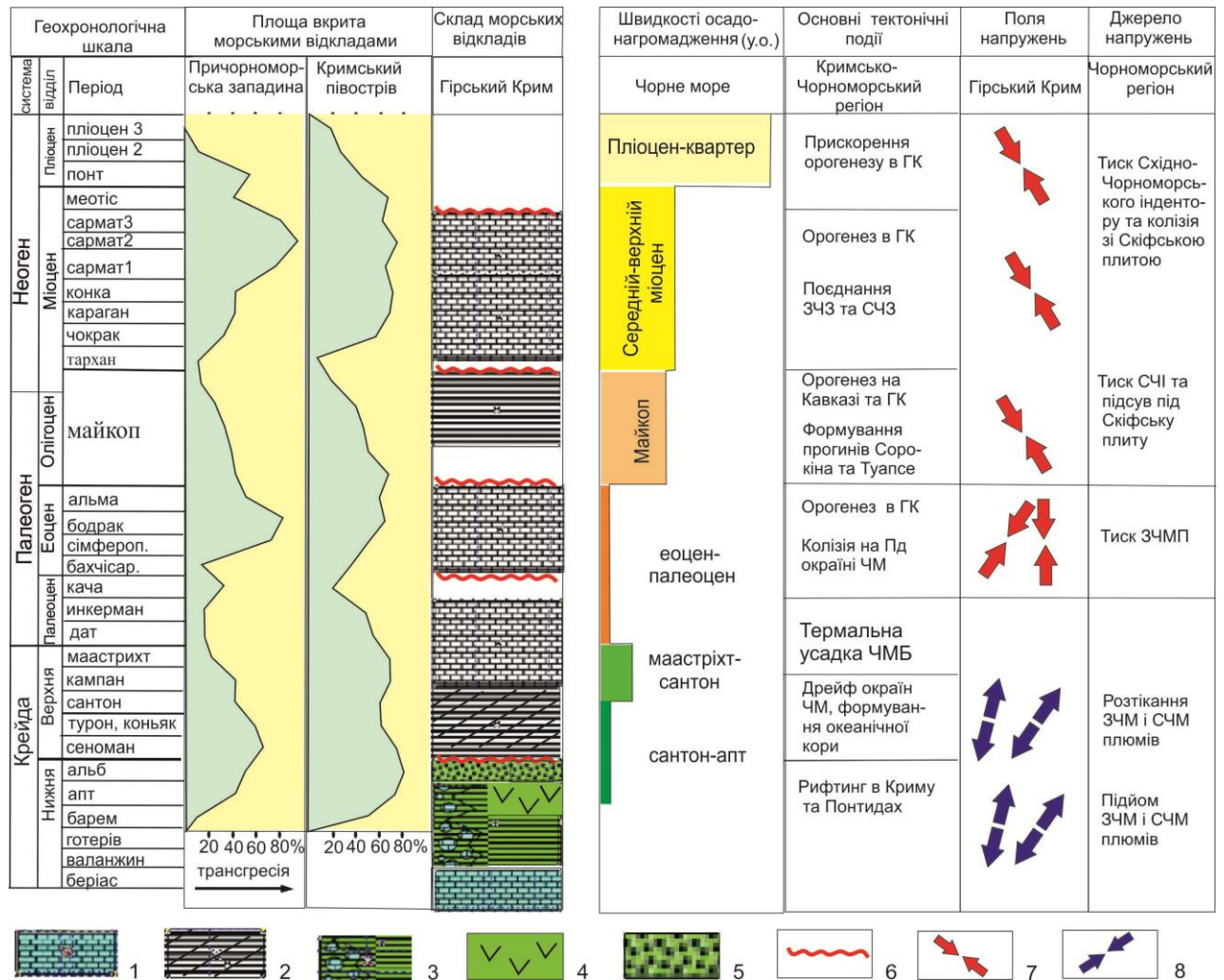


Рис. 7.12. Основні етапи альпійської еволюції Кримсько-Чорноморського регіону: 1–5 – породні комплекси (1 – вапняки, 2 – мергелі, 3 – глини з олістолітами вапняків, 4 – вулканіти, 5 – пісковики), 6 – стратиграфічні неузгодження, 7, 8 – орієнтування діючих осей напружень за тектонофізичними даними (7 – стиснення, 8 – розтяг). СЧІ – Східно-Чорноморський індентор, СЧМП – Західно-Чорноморська мікроплита, ЗЧМ – Західно-Чорноморський, СЧМ – Східно-Чорноморський. Склала Г. Муровська з урахуванням [Паталаха и др., 2003; Вольфман, 2008; Nikishin et al., 2015a; Hippolyte et al., 2014; Гончар, 2011].

Такий механізм може бути підтвердженим дослідженнями за трьома профілями в СЧЗ, які виявили диференційний характер розділу Мохо за розподілом

граничних швидкостей та його хвилеподібну форму [Shillington et al., 2009]. В якості механізму розсіяного рифтингу пропонуються відкат зони субдукції на Пд та задуговий мантийний апвелінг (так званий діапір-астеноліт Каріга), існування якого припустив А.В. Чекунов та його послідовники. Аргументом на користь мантийного апвелінгу можуть бути інтенсивні гравітаційні аномалії на периферії ЧМ [Бурьянов и др., 1996; Ентин и др., 2010], які є наслідком впровадження імовірних базит-гіпербазитових інтрузій. В праці [Гончар, 2011] в якості фізичного механізму формування ЗЧЗ та СЧЗ пропонуються два мантийних апвелінги (плюми), розділом для яких слугували літосферні корені під валом Андрусова. Авторка також вважає, що у формуванні (суб)океанічної кори ЗЧЗ і СЧЗ суттєвий вплив спричинили мантийні апвелінги (рис. 7.12), які були наслідком північного відкату Понтійсько-Малокавказької зони субдукції та розтягу задугового простору.

На початку пізньої крейди в ГК [Nikishin et al., 2017; Hippolyte et al., 2018] та Понтидах [Görür et al., 1997] відбулась суттєва зміна в характері седиментації, причиною якої могли бути пострифтова усадка, трансгресія і закінчення ерозії. Після рифтингу з сеноману до кампану відбулось формування більшості океанічної кори ЧМБ. Час завершення дрейфу блоків Пд окраїни ЧМБ визначається як ранній кампан (80 млн років) на основі часу затухання вулканічної активності в Понтидах [Rolland et al., 2012].

Період термальної усадки слідує після завершення магматичної активності та формування (суб)океанічної кори ЧМЗ (рис. 7.12) і включає дві генералізовані стадії: на першій стадії охолодження та усадка проходять найбільш інтенсивно [Гончар, 2011], що, очевидно, відповідає більшим швидкостям осадонагромадження в сантоні–маастріхті, а на другій стадії в палеоцені–еоцені (?) охолодження, усадка і, відповідно, осадонагромадження уповільнюються. Відповідно до термальної моделі [Кутас, 2010] охолодження закінчується 40 млн років тому в пізньому еоцені.

Більш детально структури крейдового розтягу та їх геодинамічна інтерпретація описані в наступному розділі, який висвітлює зв'язок ранньокрейдowego рифтингу з відкриттям ЧМБ.

7.4.2. Етап кайнозойського стиску

Етап кайнозойського стиску та відповідного скорочення в ГК починається в палеоцені і, в цілому, пов'язаний з тиском літосфери Чорноморської западини на південну окраїну Скіфської плити. Етап скорочення складається з окремих фаз, яким відповідають кутові та стратиграфічні неузгодження в осадових комплексах ГК: між палеоценом та середнім еоценом та олігоценом, перед середнім міоценом, після сармату [Hippolyte et al., 2014, 2018]. Ці етапи корелюються з тектонічними подіями у всьому Кримсько-Чорноморському регіоні. На представленому рис. 7.12 стратиграфічні неузгодження корелюють з площами трансгресій (вкритих морськими відкладами) Кримського півострова та Причорноморської западини за [Вольфман, 2008] і швидкостями осадонагромадження в ЧМБ, розрахованими дисертанткою за сейсмічним розрізам через ЗЧЗ [Nikishin, 2015a].

За тектонофізичними даними виділяється дві стадії кайнозойського етапу. Критерієм виділення стадій є зміна орієнтувань напружень стиснення та загальної геодинамічної ситуації. Перша стадія починається на границі еоцену-палеоцену та характеризується Пд-З напрямком стиснення, а в регіональному контексті пов'язана з колізією кількох континентальних мікроплит – Кіршехірської, Тавро-Анатолійської, Південно-Вірменської, Арабської – з Пд окраїною Євразії [Zonenshain, Le Pichon 1986; Finetti et al., 1988; Robinson et al., 1995; Sosson et al., 2016; Okay, Nikishin, 2015].

Другий етап стиснення починається з олігоцену, а його напрямок змінюється на Пд-С. На окраїнах ЧМ олігоцен-нижньоміоценовий етап

кайнозойського стиснення проявився в формуванні передових прогинів Сорокіна і Туапсе зі складчасто-насувною будовою та інверсійних деформаціях крейдових грабенів [Баранова и др., 2008; Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988, Dinu et al., 2005; Афанасенков и др., 2007, Khriachtchevskaiia et al., 2009; Stovba et al., 2013, Munteanu et al., 2011; Espurt et al., 2014 Nikishin et al., 2015a, b Starostenko et al., 2017]. Орієнтування структурних елементів насувної споруди осадової товщі прогину Сорокіна відображають умови північного (меридіонального) і Пн-З стиснення починаючи з олігоцену і до теперішнього часу. Початок етапу стиснення в ГК відноситься до границі палеоцену-еоцену і підтверджується стратиграфічним неузгодженням перед середнім еоценом, який віддзеркалює етап орогенезу в ранньому еоцені, полями напружень зсувного та підкидового типів, антиклінальною складкою в західній частині ГК, в яку задіяні палеоценові відклади.

На етапі стиснення в межах майбутнього ГК інвертуються давні тектонічні порушення та реологічні неоднорідності, сформовані на попередніх етапах. Зокрема це корова меридіональна розломна зона, насичена в середній та верхній корі середньоюрськими магматичними тілами [Yegorova et al., 2018] і скидові розломи, сформовані на етапі крейдового розтягу [Hippolyte et al., 2014, 2018; Муровская и др., 2014; 2018]. В межах східної частини ГК у шаруватих породах таврійської серії виникає субгоризонтальний детачмент, який поступово просувається у південному напрямку та переходить у нижньокрейдіві відклади.

Наступний, основний, етап стиснення починається в олігоцені [Finetti et al., 1988; Паталаха и др., 2003; Nikishin et al., 2017]. В зоні контакту двох різних за реологією мікроплит – Скіфської та Східно-Чорноморської – формується флексурний прогин Сорокіна, виповнений потужною товщею переважно майкопських відкладів зі складчасто-насувною внутрішньою структурою [Finetti et al., 1988, Nikishin et al., 2015a, b]. Формування

передового прогину Сорокіна ортогонального до північного вузького краю СЧЗ з (суб)океанічною корою та Пд-З вергентність насувів осадового заповнення прогину Сорокіна є аргументом на користь підсуву (континентальної субдукції) літосфери СЧБ під Скіфську плиту. Для майкопського часу є характерними диференційні вертикальні рухи фундаменту ЧМЗ, які закінчуються наприкінці періоду, про що свідчить поєднання ЗЧЗ та СЧЗ в єдину западину в кінці олігоцену (рис. 6.3, 7.12).

В середньому–пізньому міоцені процес колізійної взаємодії Чорноморської мікроплити зі Скіфською плитою продовжується, як і здійснення оточуючих ЧМ орогенів, що виливається у суттєвій швидкості осадонагромадження в глибоководних западинах (рис. 7.12), а в прогині Сорокіна відбувається просування насувної споруди в південному напрямку. Для пліоцену–квартеру характерним є надзвичайне прискорення осадонагромадження в ЧМЗ (рис. 7.12) та високі швидкості здійснення ГК (+700 м за четвертинний період) [Верховцев, 2006].

Структури кайнозойського стиснення в ГК. Етап кайнозойського стиснення в ГК, який складається з двох фаз, в даній роботі характеризується траєкторіями, що ілюструють сумарний результат деформації стиску за цей період та, в цілому, орієнтовані субортогонально до берегової лінії південного Криму. Просторовий розподіл полів напружень та стиль деформації свідчить про існування відмінностей східної (Судаксько-Феодосійської) зони від західної і центральної частин ГК. В східній частині ГК превалюють поля напружень підкидового типу з субмеридіональною віссю стиснення, в центральному ГК траєкторії стиснення мають Пн-З напрямок, на захід від Алушти і до мису Аюдаг тренд стиснення стає субширотним. Аналогічний віялоподібний розподіл напружень в центральному дугоподібному секторі південного Криму був одержаний в роботах [Паталаха и др., 2003; Гончар, 2015] при математичному моделюванні методом кінцевих елементів, який пояснюється інденторним

впливом корової частини Східно-Чорноморської мікроплити. Ідея випереджального руху фундаменту СЧЗ навпроти ГК була запропонована ще А.В. Чекуновим [Чекунов, 1989].

Стиль поверхневих деформації відрізняється для східної та західної частин ГК. Східна частина характеризується інтенсивними деформаціями, аж до утворення насувів і покривів в Керченській та Судаксько-Феодосійській зонах, а у центральній і західній частинах ГК насувні дислокації виявлено у відносно вузькій смузі Південного берегу Криму, на північ від якого розташоване загальне склепіння, яке починаючи з середнього еоцену піднялось щонайменше на 4 км за новими даними низькотемпературної термохронології (фішен-трек аналізу) [Panek et al., 2007]. Істотну роль в будові склепіння відіграють поперечні зсуви та скиди [Борисенко и др., 1990]. Кримське підняття, в еродованому склепінні якого нині виступають найдавніші породи таврійської серії, насунуте на прилеглий з півдня прогин Сорокіна [Sheremet et al., 2016b]. Західна частина ГК характеризується зсувними деформаційними режимами та Пн-С трендом стиснення в результаті реактивації давніх скидів Пн-З простягання на першому (еоценовому) етапі.

7.4.3. Етап сучасного стиску

Післясарматський етап стиску, що триває і зараз, характеризується найбільшими швидкостями підйому ГК за геоморфологічними даними [Муратов, 1960; 1969; Верховцев, 2006; Nikishin et al., 2017], осадонагромадження в ЧМ (рис. 7.12) та поєднання ЗЧЗ, СЧЗ, прогинів Сорокіна і Туапсе в єдину западину.

Сучасні тектонічні процеси, індикатором яких є сейсмічність в межах Кримської сейсмогенної зони (КСЗ) продовжують етап кайнозойського стиснення. Землетруси КСЗ розташовані в межах континентального схилу,

що відповідає контакту між Скіфською і Чорноморською плитами різної потужності та щільності в зоні різкого градієнту гравітаційного поля від Кримського максимуму до негативного поля СЧЗ. У зв'язку з цим доречно згадати роботу [Довбнич, Демянець, 2008], в якій зв'язок сейсмічності КСЗ з особливостями гравітаційного поля пояснюється напруженим станом в тектоносфері регіону, обумовленим порушенням ізостатичної рівноваги в наслідок сучасних тектонічних процесів. Очевидно, що напруження стиснення призводять до деформування та переміщення магматичних тіл підвищеної щільності як в горизонтальному, так і в вертикальному напрямках в менш щільні шари земної кори.

Вогнища землетрусів КСЗ розташовані уздовж Кримсько-Кавказької дуги з двома генералізованими гілками з різним характером сейсмічності – Південнокримської і Керченсько-Таманської, які розділені слабо сейсмічною областю. Представлений на рис. 7.13 меридіональний перетин всієї КСЗ ілюструє відмінності в розподілі сейсмічності двох підзон: Ялтинсько-Алуштинської з гіпоцентрами до 50 км та падінням на південь і Керченсько-Таманською з вогнищами до 90 км з переважним падінням на північ.

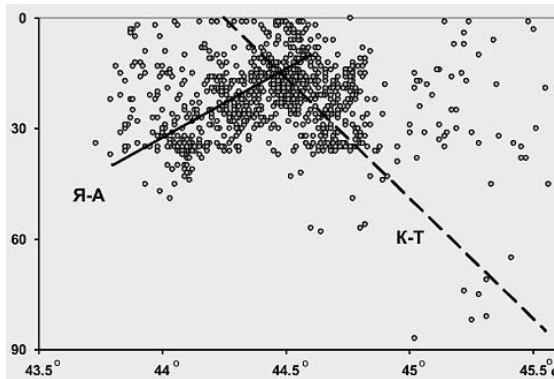


Рис. 7.13. Проекція вогнищ КСЗ на меридіональний перетин. Похила Ялтинсько-Алуштинська гілка (Я-А) падає на Пд-С, а Керченсько-Таманська (К-Т) більш круто падає на північ, за [Gobarenko et al., 2016].

Порівняння розподілу сейсмічності КСЗ з рельєфом Мохо та орієнтуванням напружень за тектонофізичними даними і сукупністю механізмів землетрусів дозволяє виконати геодинамічний аналіз окремих гілок КСЗ (рис. 7.14).

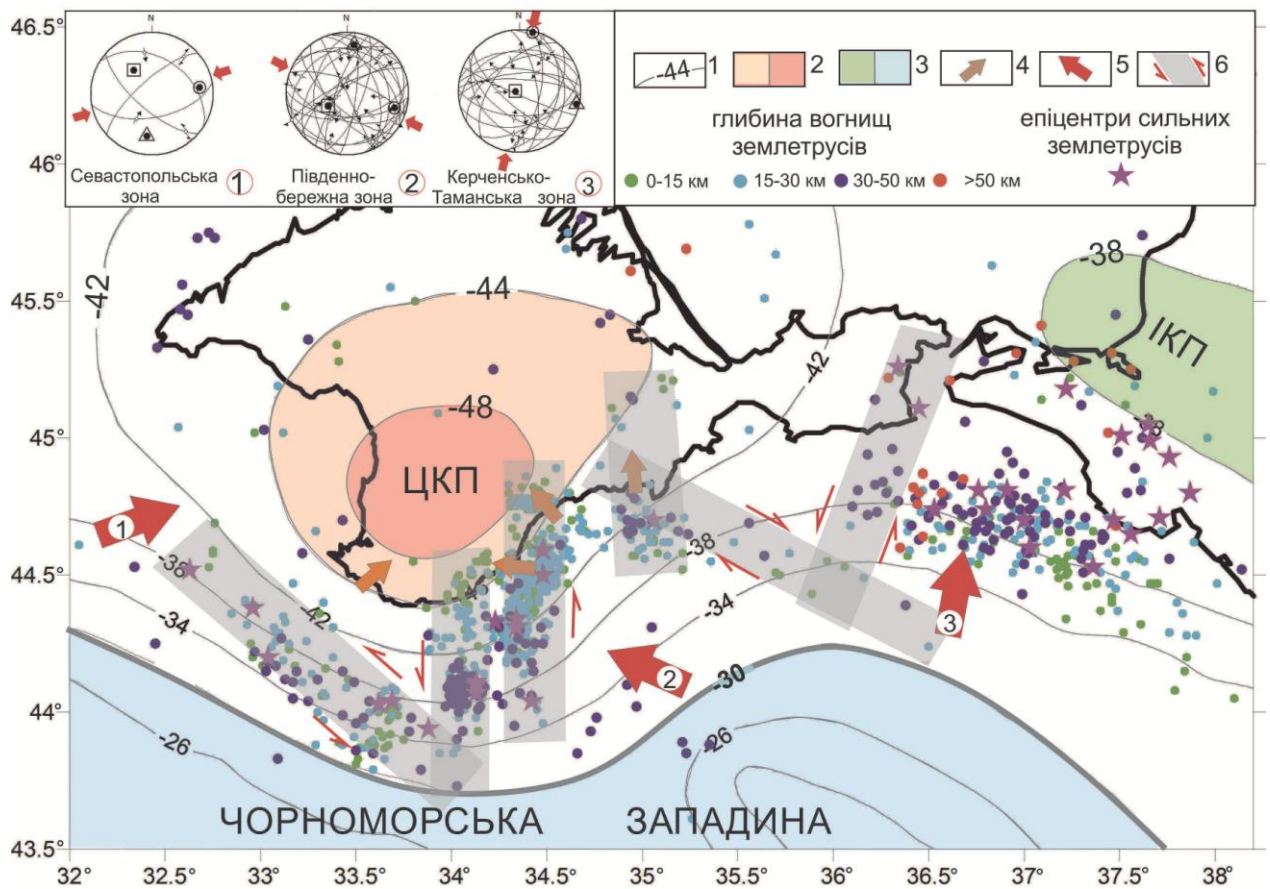


Рис. 7.14. Тектонічна схема демонструє зв'язок напружено-деформованого стану КСЗ з потужністю земної кори. Зверху ліворуч поля напружень розраховані для сукупності механізмів землетрусів по окремим підзонам КСЗ: 1 – ізолінії глибин Мохо, 2 – потовщена кора, 3 – потоншена кора, 4, 5 – орієнтування напружень стиску (4 – за тектонофізичними даними, 5 – за механізмами землетрусів), 6 – зони розломів за розподілом землетрусів та ймовірний напрямок переміщень по ним. ЦКП – Центральньо-Кримське підняття, ІКП – Індоло-Кубанський прогин. Склала Г. Муровська.

Керченсько-Таманська гілка занурюється приблизно під кутом 30° в північному напрямку до глибини 90 км. Механізми землетрусів в цій зоні свідчать про переважання деформацій стиснення. Осі стиску (Р-осі) механізмів окремих землетрусів мають Пн-З і Пн-С напрямки, а регіональне

напруження стиску за сукупністю механізмів характеризується Пд-С орієнтуванням. В структурному відношенні в сеймотектонічний процес задіяні прогин Туапсе та ороген Пн-З Кавказу. Процеси стиснення починаються на Пн-З Кавказі в еоцені та просуваються в напрямку СЧБ, в наслідок чого формується покривно-насувна споруда прогину Туапсе. В насувоутворення на суходолі втягнуті мезозойські відклади Пн-З Кавказу, а на акваторії – олігоценіві-четвертинні синорогенні осади прогину Туапсе [Finetti et al., 1988; Nikishin et al., 2015a]. Сейсмічність та механізми землетрусів в межах Керченсько-Таманської підзони свідчать на користь деформації стиснення і транспресії [Казьмин и др., 2004; Муровская и др., 2018]. Вважається, що землетруси Пн-З Кавказу виникають в наслідок косої конвергенції Чорного моря та Кавказу по відношенню до Головного Кавказького насуву [Казьмин и др., 2004].

Сучасні процеси підсуву Східно-Чорноморської мікроплити під Скіфську плиту на Керченському півострові та Північному Кавказі висвітлюються локальною сейсмотомографією і переінтерпретованими профілями ГСЗ 28-29 [Gobarenko et al., 2017; Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010]. Геодинамічний процес в Керченсько-Таманській підзоні можна назвати «підсувом», оскільки літосфера СЧЗ, яка занурюється під Скіфську плиту, за щільністю та потужністю відноситься до континентального типу [Yegorova et al., 2013, Яновска и др., 2016]. Керченсько-Таманська гілка, в якій відбувається підсув Східно-Чорноморської мікроплити в північно-східному напрямку, обмежена з Пн-З лівим зсувом, на захід від якого спостерігається відносно асейсмічна зона.

В Південно-Кримській гілці КСЗ за характером сейсмічності розрізняються Севастопольська, Ялтинсько-Алуштинська і Судакська підзони, а колізійний процес між Скіфською і Східно-Чорноморською мікроплитами, який тут відбувається, характеризується більш складним характером, ніж в Керченсько-Таманській гілці КСЗ [Гобаренко и др., 2016;

Егорова и др., 2018]. Ялтинсько-Алуштинське скупчення землетрусів з гіпоцентрами до 50 км і падінням на південь обмежується зі сходу розломом Пн-3 простягання, який розділяє СЧЗ та вал Шатського і підходить до узбережжя Криму в районі Судака, а з заходу обмежується Ялтинським меридіональним розломом. В роботі [Гончар, 2019] згадується розлом Пн-3 простягання вздовж Пд-3 схилу валу Шатського, який пов'язується з рифтогенним закладенням СЧЗ та активується на неотектонічному етапі. Його положення співпадає з правозсувним розломом, виділеним даним дослідженням за гіпоцентрами слабких землетрусів (рис. 7.14).

Поле напружень підзони за сукупністю механізмів землетрусів свідчить про Пн-3 напрямком стиску та дозволяє відновити сучасну кінематику розломів, що його обмежують: Судакський розлом працює як трансформний правий зсув, а субмеридіональний Алуштинський розлом функціонує у якості лівого зсуво-насуву. Слід зазначити, що сейсмоактивними є тільки інтервали розломів в межах КСЗ, яка є структурою першого порядку і контролює розподіл вогнищ у цілому. В структурному відношенні сейсмоактивними є прогин Сорокіна, закладений на корі СЧЗ, та шельфова частина ГК.

У розподілі землетрусів *Південнобережної підзони* на континентальному схилі виділяються дві меридіональні січні смуги локалізації джерел на довготі Ялти і Алушти (рис. 7.14.). Алуштинська смуга є зоною найбільш щільного розташування вогнищ з гіпоцентрами на глибинах до 45 км, яка збігається з градієнтом гравітаційного поля. На суші Алуштинська меридіональна зона простежується смугою землетрусів Аюдаг–Чатирдаг. За даними локальної сейсмічної томографії земна кора ГК також характеризується меридіональною зональністю в полосі Ялта–Алушта [Yegorova et al., 2018]. Включення високошвидкісних магматичних тіл, в межах яких концентруються землетруси, вибудовуються в ланцюг в цілому субмеридіонального напрямку. Очевидно, ланцюг магматичних тіл

відповідає зоні корового розлому, закладеному ще в середній юрі, враховуючи вік магматичних утворень, які відслонюються на поверхні в межах зони.

Таким чином, фронт сучасної колізії Скіфської плити і Чорноморської мікроплити є нерівним, а корові неоднорідності ГК є причиною концентрації напружень в меридіональних полосах Ялта, Алушта і, частково, Судак. Враховуючи Пд-С напрямок поля напружень для Алуштинсько-Ялтинської підзони за механізмами землетрусів, можна зробити висновок, що Алуштинський розлом працює в умовах лівої транспресії.

Горизонтальне розшарування земної кори ГК. Вертикальний розподіл землетрусів, швидкісні розрізи ГСЗ та результати регіональної сейсмічної томографії беззаперечно свідчать про наявність горизонтального розшарування земної кори регіону. Аргументом на користь цього може бути хвилевід у верхній-середній корі Криму, північно-західного шельфу Чорного моря і Кавказу, виявлений на профілях глибинного сейсмозондування [Соллогуб, Сологуб, 1977; Баранова и др., 2011; Yegorova et al., 2018]. За даними сейсмогравітаційного моделювання потужність кори під ГК досягає 50 км [Yegorova et al., 2013], а переважна більшість гіпоцентрів землетрусів локалізована до глибин 35 км, при чому, певна кількість механізмів землетрусів «покривного» типу, де одна з нодальних площин розташована субгоризонтально локалізується на глибинах 18–30 км. Очевидно, що глибше рівня 35 км кора деформується в інших умовах, а ці глибини відповідають горизонтальному детачменту, на який виходять корові розломи. Зокрема, Алуштинський розлом, який має крім зсувної, значну насувну компоненту переміщення, має виходити на горизонтальний детачмент щоб забезпечити закон збереження об'єму під час деформації.

Горизонтальне розшарування кори ГК та ЧМ робить можливим застосування ідеї корового індентора (окремого шару), який має в певній мірі самостійну кінематику. Ідея корового індентора субокеанічної кори Східно-

Чорноморської мікроплити, відповідного за формування орогенної дуги Гірського Криму–Північного Кавказу представлена ще в роботі А.В. Чекунова [Чекунов, 1989]. В. Гончар вводить поняття корового Алуштинсько-Батумського індентора, випереджальне латеральне переміщення якого є відповідальним за формування локальної орогенної підкови ГК [Гончар, 2019]. В роботі [Гобаренко и др., 2016] запропоновано ідею вклинювання субокеанічної кори Східно-Чорноморської мікроплити з сейсмічними швидкостями 6,8–7,0 км/с і густиною 2,9 г/см³ в континентальну кору Криму зі зниженими значеннями швидкості та щільності. Втиснення фронтальної частини кори Східно-Чорноморської мікроплити в кору Скіфської плити в районі Криму пояснює характерне для Південнобережної підзони здійснення вогнищ у північному напрямку в бік Криму з глибини 30–40 км на півдні до ~5–20 км на півночі. Якщо кора Східно-Чорноморської мікроплити розклинює кору Скіфської плити в Криму, то літосферна мантия мікроплити повинна підсуватись під Скіфську плиту. Аналогічний геодинамічний процес запропоновано для пояснення формування відомого тіла Івреа в Пд-З Альпах, де тектонічна ситуація схожа з такою в ГК. Формування тіла Івреа розглядається як результат колізійного процесу вклинювання (wedging) нижньої кори або верхньої мантиї Адріатичної мікроплити в континентальну кору Європейської плити з утворенням аномального тіла високої густини/швидкості на глибині 10–25 км, яке зафіксовано глибинними сейсмічними дослідженнями, локальною сейсмічною томографією, сильною гравітаційною аномалією і відбивається в рельєфі поверхні Мохо [Гобаренко и др., 2016 та посилання].

Таким чином, колізійний процес в Ялтинсько-Алуштинській підзоні спричиняється коровим Східно-Чорноморським індентором та ускладнюється наявністю в корі ГК потужних магматичних тіл. Нерівномірне вклинювання індентора в неоднорідну, насичену щільними магматичними тілами та розшаровану кору ГК і Центрально-Кримського підняття

призводить до її скупчення та суттєвого потовщення (>48 км) (рис. 7.14). Процес підсуву літосфери Східно-Чорноморського індентора під СП в районі південного Криму характеризується відсутністю вулканізму, проте підвищені теплові потоки в Рівнинному Криму можуть віддзеркалювати зародження зони Беньофа [Юдин, 2011].

Область зниженої сейсмічності в районі максимального вигину Східно-Чорноморської мікроплити розділяє Південнобережну та Керченсько-Таманську сеймотектонічні гілки, в яких напрямки сучасного стиску відрізняються на 60° , розходяться віялоподібно від виступаючого краю СЧМ з максимальною кривизною. За локальною сейсмотомографією та профілем ГСЗ Севастополь–Керч асейсмічній зоні відповідає корова аномалія знижених швидкостей, яка інтерпретується як зона древнього Корсаксько-Феодосійського (трансформного?) розлому, що поділяє відмінні за будовою корові блоки. Можливо також, що Керченсько-Таманський прогин формується в умовах локального розтягу перед фронтом індентора.

Севастопольська підзона розташована ортогонально до Південнобережної та, очевидно, відповідає активній гілці Західно-Кримського розлому, вагомі докази існування якого отримані по субширотному профілю ДОБРЕ-5 [Starostenko et al., 2015]. Прикримська частина Західно-Кримського розлому обмежує із заходу складчасто-насувні дислокації кайнозойського чохла в межах підводної частини Кримського орогену [Finetti et al., 1988]. За сейсмічними розрізами деформація осадових шарів в межах розлому свідчить про режим транспресії [Nikishin et al., 2015a], а аналіз механізмів землетрусів дозволяє визначити Пн-С напрямок стиску (рис. 7.14). В Севастопольській підзоні з розсіяним характером сейсмічності відбувається релаксація напруг у відповідь на фронтальну колізію в Південнобережній підзоні.

Аналіз розподілу вогнищ сильних землетрусів призводить до висновку, що на сучасному етапі тектогенезу максимально сейсмічно активними є

структури Південно-Кримсько-Кавказького насувного фронту, що проходить уздовж континентального схилу Кримського та Кавказького узбережжя ЧМ, а також січні до нього зони зсувних розломів. Типи фокальних механізмів КСЗ в цілому відповідають уявленням про геодинаміку конвергентних границь мікроплит, де відзначається весь набір фокальних механізмів від скидового до підкидового типів. Горизонтальна і вертикальна сейсмічна зональність КСЗ знаходить пояснення з точки зору неоднорідності та тектонічного розшарування древньої земної кори Скіфської плити в зоні континентальної колізії.

Висновки до розділу 7

Геолого-структурні та тектонофізичні дослідження в ГК, поставлені в контекст регіонального розвитку всього Чорноморського регіону, дозволили виділити генералізовані етапи розвитку ГК: ранньокрейдовий розтяг та два етапи кайнозойського стиснення. Валанжин-альбський розтяг Пд-З напрямку в ГК є ортогональним до конседиментаційних скидів Пн-З простягань, підтверджується формуванням олістостромових та дебритних комплексів і проявами альбського вулканізму. В умовах розтягу відбувається континентальний рифтинг, завершення якого маркується різкою зміною характеру осадонакопичення в ГК на границі нижньої та верхньої крейди.

Етап кайнозойського стиснення ГК починається в палеоцені і складається з окремих фаз, яким відповідають кутові та стратиграфічні неузгодження в осадових комплексах ГК: між палеоценом та середнім еоценом, еоценом і олігоценом, перед середнім міоценом, після сармату. За тектонофізичними даними виділяється дві стадії цього етапу. Критерієм виділення стадій є зміна орієнтувань напружень стиснення та регіональної геодинамічної ситуації. Перша стадія Пн-З стиснення в ГК відноситься до границі палеоцену-еоцену і підтверджується стратиграфічним

неузгодженням перед середнім еоценом та активізацією крейдових скидових розломів у якості лівих зсувів. В межах східної частини ГК у шаруватих породах таврійської серії виникає субгоризонтальний детачмент, який поступово просувається у південному напрямку та переходить у нижньокрейдіві відклади, а потім у синорогенні відклади прогину Сорокіна.

Другий етап стиснення починається з олігоцену, а його напрямок змінюється на Пн-З. На окраїнах ЧМ в олігоцені-ранньому міоцені етап кайнозойського стиснення проявився в формуванні передових прогинів Сорокіна та Туапсе зі складчасто-насувною будовою. Геометрія насувної споруди осадової товщі прогину Сорокіна відображає умови Пн-З стиснення починаючи з олігоцену і до теперішнього часу. Післясарматська фаза розвитку, що триває і зараз, характеризується успадкованим Пн-З напрямком стиснення, найбільшими швидкостями підйому ГК, осадонагромадження в ЧМЗ та поєднання ЗЧЗ, СЧЗ, прогинів Сорокіна і Туапсе в єдину западину.

Кайнозойський етап, який складається з двох вищезгаданих фаз, в ГК було охарактеризовано траєкторіями стиску, що ілюструють сумарний результат стиснення за цей період та формують віялоподібний малюнок. Просторовий розподіл полів напружень та стиль деформації свідчать про існування відмінностей східної (Судаксько-Феодосійської) зони від центральної та західної частин ГК. В східній частині ГК превалюють поля напружень підкидового типу з субмеридіональною віссю стиснення, в центральному ГК траєкторії стиснення поля напружень зсувного типу мають Пн-З напрямок, на захід від Алушти і до мису Аюдаг тренд стиснення поля напружень зсувного типу стає субширотним.

Сучасні тектонічні процеси, індикатором яких є сейсмічність в межах Кримської сейсмогенної зони, продовжують етап кайнозойського стиснення. Землетруси зони розташовані в межах континентального схилу, що відповідає контакту між Скіфською плитою та Чорноморською мікроплитою. Вогнища сейсмогенної зони локалізовані уздовж Кримсько-Кавказької дуги з

двома генералізованими гілками з різним характером сейсмічності – Південнокримської та Керченсько-Таманської, які розділені слабо сейсмічною областю.

Керченсько-Таманська гілка занурюється під кутом 30° в північному напрямку до глибини 90 км. Механізми землетрусів в цій зоні свідчать про переважання деформацій стиснення. Регіональне напруження стиску за сукупністю механізмів характеризується Пн-З орієнтуванням. В Керченсько-Таманській зоні відбувається підсув СЧМ під Скіфську плиту, а в передовому прогині Туапсе з еоцену формується акреційна призма.

Південно-Кримська гілка КСЗ з гіпоцентрами до 50 км має падіння на південь. Поле напружень підзони за сукупністю механізмів землетрусів свідчить про Пн-З напрямок стиску. Тут на континентальному схилі виділяються дві меридіональні смуги локалізації джерел на довготі Ялти і Алушти. Алуштинська смуга найбільш щільного розташування вогнищ збігається з градієнтом гравітаційного поля, а на суходолі простежується смугою землетрусів Аюдаг–Чатирдаг, яка відповідає на поверхні магматичним тілам середньої юри. Враховуючи Пн-З напрямок поля напружень для Алуштинсько-Ялтинської підзони за механізмами землетрусів, можна зробити висновок, що Алуштинський розлом працює в умовах лівої транспресії.

Вертикальний розподіл землетрусів, швидкісні розрізи ГСЗ та результати регіональної сейсмічної томографії беззаперечно свідчать про наявність горизонтального розшарування земної кори регіону на двох рівнях – 7–15 і 30–35 км. На рівні 35 км знаходиться горизонтальний детачмент, який робить можливим застосування ідеї корового індентора (окремого шару), який має в певній мірі самостійну кінематику. Втиснення фронтальної частини кори Східно-Чорноморської мікроплити в кору Скіфської плити в районі Гірського Криму пояснює характерне для Південнобережної зони здійснення вогнищ землетрусів у північному напрямку в бік Криму з глибини

30–40 км на півдні до ~5–20 км на півночі. Таким чином, колізійний процес в Ялтинсько-Алуштинській підзоні спричиняється коровим Східно-Чорноморським індентором та ускладнюється наявністю в корі ГК потужних магматичних тіл. Нерівномірне вклинювання індентора в неоднорідну, насичену щільними магматичними тілами та розшаровану кору ГК призводить до її скупчення і суттєвого потовщення.

Список використаних джерел до розділу 7.

1. Афанасенков, А.П., Никишин, А.М., Обухов, А.Н. (2007). Геологическое строение и углеводный потенциал Восточно–Черномоского региона. Москва: Научный мир.
2. Баранова, Е.П., Егорова, Т.П., Омельченко, В.Д. (2008). Переинтерпретация сейсмических материалов ГСЗ и гравитационное моделирование по профилям 25, 28 и 29 в Черном и Азовском морях. *Геофизический журнал*, 30(5), 1–20.
3. Баранова, Е.П., Егорова, Т.П., Омельченко, В.Д. (2011). Обнаружение волновода в фундаменте северо-западного шельфа Черного моря по результатам переинтерпретации материалов ГСЗ профилей 26 и 25. *Геофизический журнал*, 33(6), 15–29.
4. Борисенко, Л.С. (1990). Геолого-тектонические условия генерации землетрясений Азово-Черноморского региона. *Геофизический журнал*, 12(3), 39–48.
5. Борисенко, Л.С., Сафронов, О. Н., Пустовитенко, Б. Г. (1992). Сейсмогенные зоны платформенной части Украины и Азово-Черноморского региона. Геодинамика и сейсмопрогностические исследования на Украине. Киев, 31–41.

6. Бурьянов, В.Б., Макаренко, И.Б., Старостенко, В.И. (1996). Мощность и структура земной коры Черноморской впадины по гравиметрическим данным. *Геофизический журнал*, (5), 17–31.
7. Верховцев, В. (2006). Новітні вертикальні рухи земної кори території України, їх взаємовідношення з лінійними та кільцевими структурами. В: *Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково практичне використання* (сс. 129–137). Київ: КНУ.
8. Вольфман, Ю.М. (2008). О влиянии кинематических обстановок на цикличность геологических процессов в пределах Крыма и Северного Причерноморья в течение альпийского этапа. *Геофизический журнал*, 30(5), 101–114.
9. Вольфман, Ю.М. (2015). Деформационные режимы и кинематические обстановки новейшего тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма. *Геофизический журнал*, 37(1), 100–120.
10. Габсатарова, И.П., Малянова, Л.С., Селиванова, Е.А., Якушева, В.Н. (2013). Землетрясение 10 декабря 2012 года с $M_w=4.6$ вблизи г. Анапы. *Сейсмологический бюллетень за 2012 год* (сс. 35–45). Севастополь.
11. Гинтов, О.Б. (2005). Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс.
12. Вольфман, Ю.М., Гинтов, О.Б., Колесникова, Е.В., Муровская, А.В. (2014). Тектонофизическая интерпретация механизмов очагов землетрясений системы Загрос. *Геодинамика и тектонофизика*, 5(1), 305–319. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-1-0129>.
13. Гобаренко, В., Егорова, Т., Стифенсон, Р. (2014). Строение коры Керченского полуострова и северо-восточной части Черного моря по результатам локальной сейсмической томографии. *Геофизический журнал*, 36(2), 18–34.
14. Гончар, В.В. (2011). Погружение субокеанических впадин. *Изв. вузов. Геология и разведка*, 3, 4–14.

15. Гончар, В.В. (2013). Коллизионная природа Крымского орогена – опыт исследования методом конечных элементов. *Геофизический журнал*, 35(6), 148–164.
16. Гончар, В.В., (2015). К обоснованию механизма латеральной экструзии земной коры Горного Крыма. *Геофизический журнал*, 37(4), 146–150.
17. Гончар, В.В. (2019). Восточно–Черноморская микроплита как индентор и ее орогеническое обрамление. *Геофизический журнал*, 41(1), 108–136.
18. Державна геологічна карта України. М-б: 1:200 000. Геологічна карта і карта корисних копалин дочетвертинних утворень. Кримська серія. L-36-XXVIII (Євпаторія), L-36-XXXIV (Севастополь) (2006). ДГСУ.
19. Довбнич, М.М., Демянец, С.Н. (2008). Поля напряжений тектоносферы, обусловленные нарушением геоизостазии, и геодинамика Азово-Черноморского региона. *Геофизический журнал*, 30(2), 107–116.
20. Ентин, В.А., Гинтов, О.Б., Гуськов, С.И. (2010). Еще раз о природе Крымской гравитационной аномалии. *Геофизический журнал*, 32(6), 119–134.
21. Казанцев, Ю. В. (1982). Тектоника Крыма. Москва: Наука.
22. Казьмин, В. Г., Лобковский, Л. И., Пустовитенко, Б. Г. (2004). Современная кинематика микроплит в Черноморско-Южно-Каспийском регионе. *Океанология*, 44(4), 600–610.
23. Кутас, Р.И. (2010). Геотермические условия бассейна Черного моря и его обрамления. *Геофизический журнал*, 6(32), 135–158.
24. Милеев, В.С., Барабошкин, Е.Ю., Розанов, С. Б., Рогов, М. А. (2006). Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма. *Бюллетень Московского общества испытателей природы*, 81(3), 22–33.
25. Муратов, М.В., Сидоренко А.В. (Ред.). (1969). Геология СССР. Т.8. Крым. Ч.1. Геологическое описание. Москва: Госгеолиздат.

26. Муратов, М.В. (1960). Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Москва: Госнаучиздат.

27. Муровская, А., Шеремет, Е., Лазаренко, О. (2014). Деформации верхнемеловых — неогеновых отложений юго-западного Крыма по тектонофизическим данным. *Геофизический журнал*, 36(6), 79—92. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i6.2014.111027>

28. Муровская, А., Ипполит, Ж.-К., Шеремет, Е., Егорова, Т., Вольфман, Ю., Колесникова, К. (2014). Деформационные структуры и поля напряжений юго-западного Крыма в контексте эволюции Западно-Черноморского бассейна. *Геодинаміка*, (2), 53—68. <https://doi.org/10.23939/jgd2014.02.053>.

29. Муровская, А., Ипполит, Ж.-К., Шеремет, Е., Егорова, Т. (2018). Современные и палеонапряжения в пределах Северной окраины Черного моря и Горного Крыма в мезо-кайнозой—квартале (по механизмам очагов землетрясений и полевым тектонофизическим данным). *Геофизический журнал*, 40(1), 42—55. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i1.2018.124013>.

30. Осокина, Д.Н., Фридман, В.Н. (1987). Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами. В: Поля напряжений и деформаций в земной коре (с. 74—119). Москва: Наука.

31. Паталаха, Е.И., Гончар, В.В., Сенченков, И.К., Червинко, О. П. (2003). Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Прогноз УВ и сейсмоопасности. Киев: ПП "Екмо".

32. Пустовитенко, Б.Г. (2002). Механизм очагов ощутимых землетрясений Крымско-Черноморского региона последних 20 лет. *Сейсмологический бюллетень Украины за 2000 год* (с. 59—64). Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидро-физика».

33. Пустовитенко, Б.Г., Кульчицкий, В., Пустовитенко, А.А. (2012). Модель сейсмической опасности северо-западной части Черного моря. *Геофизический журнал*, 34(5), 87–101.
34. Пустовитенко, Б.Г., Мержей, Е.А., Пустовитенко, А.А., Калинин, И.В. (2014). Очаговые параметры землетрясений Крыма 2013 года. *Сейсмологический бюллетень Украины за 2013 год* (сс. 12-19). Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика».
35. Пустовитенко, Б.Г., Эреджепов, Э.Э. (2017). Очаговые параметры землетрясений Крымско-Черноморского региона за 2016 год. *Ученые записки Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского. География. Геология*, 69(3), 51–69.
36. Палиенко В.П. (1992). Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины. Киев: Наук. Думка.
37. Ребецкий, Ю.Л., Сим, Л.А., Маринин, А.В. (2017). От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. Москва: ГЕОС.
38. Сейсмологический бюллетень Западной территориальной зоны ЕССН (Крым–Карпаты) за 1970–1990 гг. (1980–1994). Киев: Наук. думка.
39. Сейсмологический бюллетень Украины за 1991–2013 гг. (1995–2014). Севастополь: НПЦ “ЭКОСИ-Гидрофизика”.
40. Соллогуб, В.Б., Соллогуб, Н.В. (1977). Строение земной коры Крымского полуострова. *Советская геология*, 3, 85–93.
41. Спиридонов, Э.М., Федоров, Т.О., Ряховский, В.М. (1990). Магматические образования Горного Крыма. Статья 1. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, 65(4) 65, 119–133.
42. Туголесов, Д.А., Горшков, А.С., Мейснер, Л.Б. и др. (1985). Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. Москва: Недра.

43. Чекунов, А. В. Проблемы геологии Черноморской впадины. (1989). В: (Ред.) Белоусов, В. В., Вольвовский, Б. С. Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря (сс. 145–160). Москва: Наука.
44. Юдин, В.В. (2009). Геологическая Карта и Разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1:200000. Симферополь: Союзкарта.
45. Юдин, В.В. (2011). Геодинамика Крыма. Симферополь: Диайпи.
46. Яновская, Т.Б., Гобаренко, В.С., Егорова, Т.П. (2016). Строение подкоровой литосферы Черноморского бассейна по сейсмологическим данным. *Физика Земли*, (1), 15–30.
47. Dinu, C., Wong, H.K., Tambrea, D., Matenco, L. (2005). Stratigraphic and structural characteristics of the Romanian Black Sea shelf. *Tectonophysics*, 410, 417–435.
48. Espurt, N., Hippolyte, J.C., Kaymakci, N., Sangu, E. (2014). Lithospheric structural control on inversion of the southern margin of the Black Sea basin, central Pontides, Turkey. *Lithosphere*, 6(1), 26–34. doi.org/10.1130/L316.1.
49. Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M., Xuan, Z. (1988). Geophysical study of the Black Sea. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 117–118, 197–324.
50. Gobarenko, V., Yegorova, T., Stephenson, R. (2017). Local tomography model of the northeast Black Sea: intraplate crustal underthrusting. In: M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia (Eds). *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Geol. Soc. of London. Spec. Publ.*, 428, 221–239. org/doi10.1144/SP428.210.1144/SP428.2
51. Gobarenko, V.S., Murovskaya, A.V., Yegorova, T.P., & Sheremet, E.E. (2016). Collisional processes at the northern coast of the Black Sea. *Geotectonics*, 50(4), 407–424. doi: 10.1134/S0016852116040026.
52. Görür, N. (1997). Cretaceous syn- to post-rift sedimentation on the southern continental margin of the Western Black Sea Basin. In: Robinson, A.G. (Ed.). *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. AAPG Memoir*, 68, 227–240.

53. Hippolyte, J.-C., Müller, C., Kaymakci, N., Sangu, E. (2010). Dating of the Black Sea basin: new nannoplankton ages from its inverted margin in the central Pontides (Turkey). In: Stephenson, R.A. (Ed.). *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Geological Society London Special Publications*, 340, 113–136. <http://doi.org/10.1144/SP340.7>.

54. Hippolyte, J.-C., Murovskaya, A., Muller, C., Volfman, Yu., Yegorova, T., Gintov, O., Sosson, M., & Sheremet, Ye. (2014). Preliminary study of Cretaceous normal faulting in Western Crimea. *Special Darius publication of final symposium December 8–9, 2014* (pp. 66–67). Paris, France.

55. Hippolyte, J.-C., Murovskaya, A., Volfman, Yu., Yegorova, T., Gintov, O., Kaymakci, N., & Sangu, E. (2018). Age and geodynamic evolution of the Black Sea Basin: Tectonic evidences of rifting in Crimea. *Marine and Petroleum Geology*, 93, 298–314. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.03.009>.

56. Kaymakci, N., Graham, R., Bellingham, P., Horn, B. (2014). Deep structure and tectonics of Black Sea Basin inferred from seismic data (BLACKSEA-SPAN). *Special Darius Publication of Final Symposium December 8-9* (pp. 70–71).

57. Khriachevskaya, O., Stovba, S., Popadyuk, I. (2009). Hydrocarbon prospects in the Western Black Sea of Ukraine. *The Leading Edge*, 28, 1024–1029. DOI: 10.1144/SP340.4.

58. Meijers, M.J.M., Vrouwe, B., van Hinsbergen, D.J.J., Kuiper, K.F., Wijbrans, J., Davies, G.R., Stephenson, R.A., Kaymakci, N., Matenco, L., Saintot, A. (2010). Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region. *Lithos*, 119, 412–426. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.017>.

59. 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.

60. Nikishin, A.M., Okay, A., Tüysüz, O., Demirer, A., Amelin, N., Petrov, E. (2015a). The Black Sea basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: basin structure and fill. *Mar. Petrol. Geol.*, 59, 638–655.
61. Nikishin, A.M., Okay, A., Tüysüz, O., Demirer, A., Wannier, M., Amelin, N., Petrov, E. (2015b). The Black Sea basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: tectonic history and paleogeography. *Mar. Petrol. Geol.*, 59, 656–670.
62. Nikishin, A.M., Wannier, M., Alekseev, A.S., Almendiger, O.A., Fokin, P.A., Gabdullin, R.R., Khudoley, A.K., Kopaevich, L.F., Mityukov, A.V., Petrov, E.I., Rubtsova, E.V. (2017). Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. In: In: Sosson, M., Stephenson, R.A., Adamia, S.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Geological Society London Special Publications*, 428. <http://doi.org/10.1144/SP428.1>.
63. Okay, A.I., Nikishin, A.M. (2015). Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *Int. Geol. Rev.* <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2015.1010609>.
64. Oszczypko, N., Oelyczka, A., Bubniak, I., Olszewska, B., Garecka, M. (2017). The position and age of flysch deposits in the Crimea Mountains (Southern Ukraine). *Geol. Q.* 61 (X). <https://doi.org/10.7306/gq.1359>.
65. Pánek, T., Danišík, M., Hradecký, J., Frisch, W. (2009). Morpho-tectonic evolution of the Crimean mountains (Ukraine) as constrained by apatite fission track data. *Terra. Nova*, 21, 271–278. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00881.x>.
66. Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., Factor, J.F. (2012). The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 117, B04406. doi 10.1029/2011JB008916

67. Popadyuk, I.V., Stovba, S.M., Khriachtchevskaia, O.I. (2013). The new geological map of the Crimea mountains by SPK – Geoservice as a new approach to understanding the Black Sea region. *Abstracts of Darius Programme, Eastern Black Sea – Caucasus Workshop, 24–25 June, 2013* (pp. 48–50). Tbilisi, Georgia.

68. Robinson, A., Spadini, G., Cloeting, S., Rudat, J. (1995). Stratigraphic evolution of the Black Sea inferences from basin modeling. *Mar. Petrol. Geol.*, 12(8), 821–835.

69. Rolland, Y., Perincekb, D., Kaymakci, N., Sosson, M., Barrier, E., Avagyane, A. (2012). Evidence for 80–75 Ma subduction jump during Anatolide–Tauride–Armenian block accretion and 48 Ma Arabia–Eurasia collision in Lesser Caucasus–East Anatolia. *J. Geodyn.*, 56–57, 76–85. <http://doi.org/10.1016/j.jog.2011.08.006>.

70. Saintot, A., Angelier, J., Ilyin, A., Goushtchenko, O. (1998). Reconstruction of paleostress fields in Crimea and the North West Caucasus, relationship with major structures. In: In: Crasquin-Soleau, S., Barrier, E. (Eds.). *Peri-tethys Memoir 3: Stratigraphy and Evolution of Peri-tethyan Platforms*. Mém. Mus. Natn. Hist. Nat. 177 (pp. 89–112). Paris ISBN: 2-85653-512-7.

71. Saintot, A., Stephenson, R.A., Stovba, S., Brunet, M.F., Yegorova, T., Starostenko, V. (2006). 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: In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.). *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London, Memoirs, 32 (pp. 481–505).

72. 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. <http://dx.doi.org/10.1130/G25302A.1>

73. Sheremet, Y., Sosson, M., Muller, C., Gintov, O., Murovskaya, A., Yegorova, T. (2016a). Key problems of stratigraphy in the Eastern Crimea

Peninsula: some insights from new dating and structural data. In: In: Sosson, M., Stephenson, R.A., Adamia, S.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Geological Society London Special Publications*, 428, 265–305. <http://doi.org/10.1144/SP428.14>.

74. Sheremet, Ye., Sosson, M., Ratzov, G., Sydorenko, G., Voitsitskiy, Z., Yegorova, T., Gintov, O., & Murovskaya, A. (2016). An offshore-onland transect across the north-eastern Black Sea basin (Crimea margin): Evidence of Paleocene to Pliocene two-stage compression. *Tectonophysics*, 688, 84–100. doi: 10.1016/j.tecto.2016.09.015.

75. Sosson, M., Stephenson, R., Sheremet, Y., Rolland, Y., Adamia, S., Melkonian, R., Kangarli, T., Yegorova, T., Avagyan, A., Galoyan, G., Danelian, T., Hässig, M., Meijers, M., Müller, C., Sahakyan, L., Sadradze, N., Alania, V., Enukidze, O., Mosar, J. (2016). The Eastern Black Sea-Caucasus region during the Cretaceous: new evidence to constrain its tectonic evolution. *Compt. Rendus Geosci.*, 348, 23–32.

76. 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 Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the Crimean Peninsula. *Geophys. J. Int.*, 201, 406–428. doi:10.1093/gji/ggv018.

77. Starostenko, V., Sosson, M., Farfulyak, L., Gintov, O., Yegorova, T., Murovskaya, A., Sheremet, Ye., & Legostaeva O. (2017). Deep crustal structure of the transition zone of the Scythian Plate and the East European Platform (DOBRE-5 profile): consequences of the Alpine Tectonic evolution: *Abstracts Volume. International Research Group Project “South Caucasus Geosciences” Final Workshop, October 25—27, 2017, Kiev. Геофизический журнал*, 30(4), 120–122.

78. Stovba, S.M., Khriachtchevskaia, O.I., Popadyuk, I.V. Crimea and Ukrainian Eastern Black Sea as an inverted Early Cretaceous rift system. *DARIUS programme, Eastern Black Sea- Caucasus Workshop. 24–25 June 2013*. Tbilisi, Georgia, 65–67.

79. 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, 181–211.

80. Yegorova, T., Gobarenko, V., Yanovskaya, T. (2013). Lithosphere structure of the Black Sea from 3-D gravity analysis and seismic tomography. *Geophys. J. International*, 193, 287–303. doi 10.1093/gji/ggs098.

81. Yegorova, T., Baranova, E., Omelchenko, V. (2010a). The crustal structure of the Black Sea from the reinterpretation of deep seismic sounding data acquired in the 1960s. In: Stephenson, R.A. (Ed.). *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. J. Geol. Soc. Lond. Special Publications*, 340, 43–56. <http://dx.doi.org/10.1144/SP340.4>.

82. Yegorova, T., Gobarenko, V. (2010b). Structure of the Earth's crust and upper mantle of the West and East-Black Sea Basins revealed from geophysical data and its tectonic implications. In: Stephenson, R.A. (Ed.). *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. J. Geol. Soc. Lond. Special Publications*, 340, 23–42. <http://dx.doi.org/10.1144/SP340.3>.

83. Yegorova, T. P., Baranova, E. P., Gobarenko, V. S., & Murovskaya A. V. (2018). Crustal Structure of the Crimean Mountains along the Sevastopol—Kerch Profile from the Results of DSS and Local Seismic Tomography. *Geotectonics*, 52(4), 468–484. doi: 10.1134/S0016852118040027

РОЗДІЛ 8. ЧАС ТА МЕХАНІЗМ ВІДКРИТТЯ ЧОРНОГО МОРЯ

8.1. Загальні уявлення про еволюцію Чорноморського басейну

Глибоководний Чорноморський басейном оточений альпійськими спорудами: Балканідами, Понтидами, Великим Кавказом, Гірським Кримом (рис. 8.1). Враховуючи його положення в тилу протяжної вулканічної дуги Середньогір'я–Понтиди–Аджаро-Тріалетія, ЧМБ інтерпретується як задуговий в тилу зони північної субдукції океанічної літосфери Неотетису під Євразійську континентальну плиту [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Finetti et al., 1988; Dercourt et al., 1993; Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996; Nikishin et al., 2003; Barrie, Vrielynck, 2008].

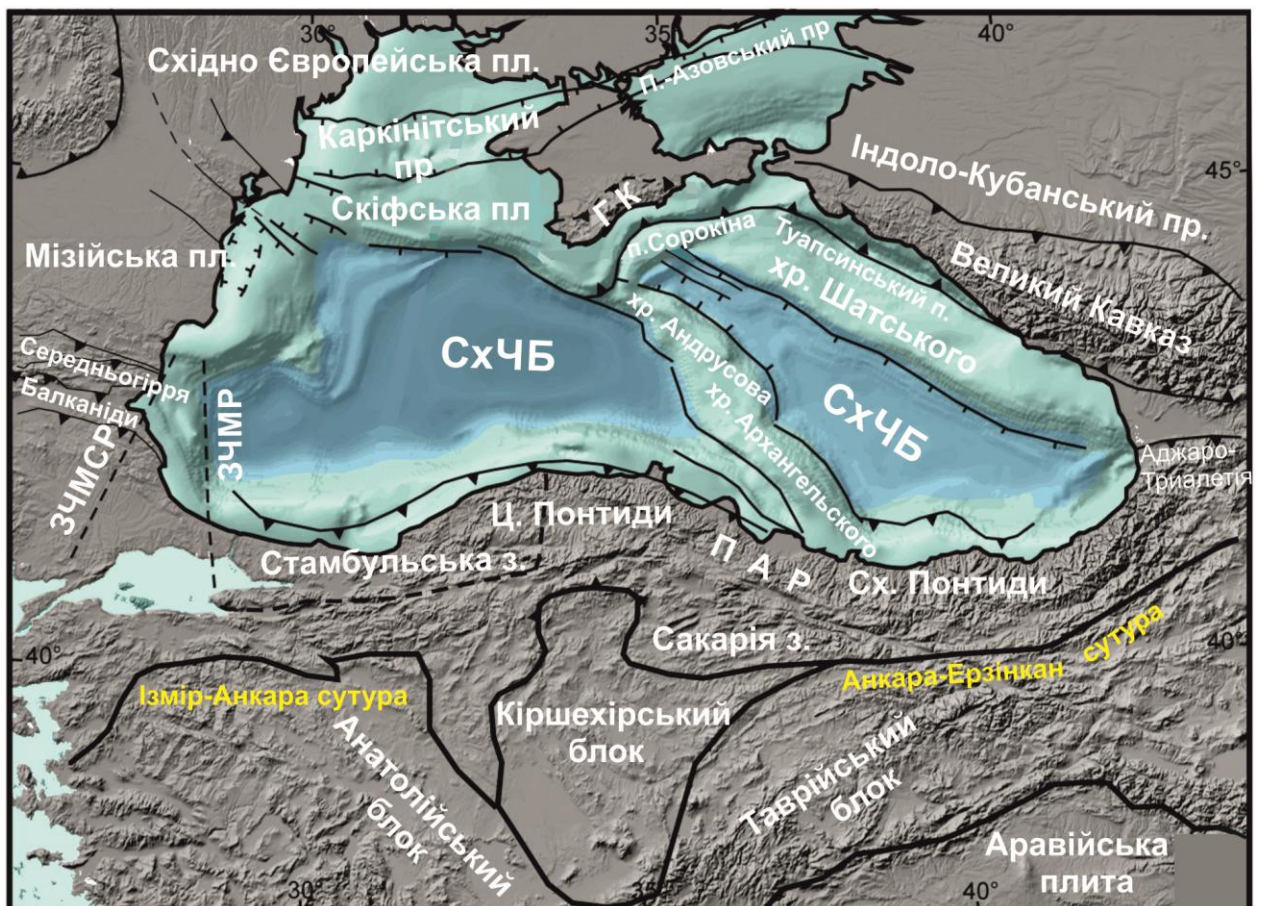


Рис. 8.1. Структурні елементи Чорноморського регіону за [Hippolyte et al., 2018]. ЗЧМР – Західно-Чорноморський розлом, ЗЧМСР – Західно-Чорноморсько-Сароський розлом, ПАР – Північно-Анатолійський розлом.

Чорне море та оточуючі його суходоли зафіксували складну еволюцію від субдукції до колізії під час закриття океану Неотетіс [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Dercourt et al., 1993; Finetti et al., 1988; Robinson et al., 1996; Nikishin et al., 2015a, в, 2017; Kaymakci et al., 2014; Barrier, Vrielynck, 2008]. Північна субдукція Неотетісу під Євразійську континентальну окраїну тривала 120 млн років – від норія (пізній триас) до кампану (пізня крейда) [Barrier, Vrielynck, 2008; Sosson et al., 2016]. В тилу зони субдукції в межах полоси, що простягається від Мезії до Малого Кавказу сформувались вулканічні дуги [Adamia et al., 1981; Robinson et al., 1996; Meijers et al., 2010b; Okay and Nikishin, 2015]. ЧМБ відкрився в крейді або кайнозії в тилу вулканічної дуги [Zonenshain, Le Pichon, 1986]. В кайнозої кілька континентальних теренів зіткнулися з південною окраїною Євразії (Кіршехірський блок, Тавро-Анатолійський – Південно-Вірменський блок, Арабська плита) [Kaymakci et al., 2009]. Відповідні деформації стиснення проявились в інверсії окраїн ЧМБ в еоцені та олігоцені [Kaymakci et al., 2009, Dinu et al., 2005; Saintot et al., 2006; Munteanu et al., 2011; Vincent et al., 2016, 2018; Hippolyte et al., 2010, 2016]. Сутурна зона Неотетісу Ізмір–Анкара–Севан маркується офіолітовим поясом та субдукційно-акреційним комплексом [Okay and Tüysüz, 1999].

Механізм та час відкриття ЧМБ. Для пояснення механізму і напрямку відкриття ЧМБ запропоновано ряд концептуальних моделей. За [Robinson et al., 1996; Shillington et al., 2009] Східно-Чорноморський басейн (СЧБ) відкрився внаслідок повороту за годинниковою стрілкою Центрально-Чорноморського підняття. За

[Okay et al., 1994] СЧБ сформувався внаслідок повороту проти годинникової стрілки Східно-Чорноморського блоку, який супроводжувався субдукцією під Великий Кавказ.

Ідея відкриття Західно-Чорноморського басейну внаслідок південного переміщення континентального Стамбульського блоку по трансформним розломам фігурує в багатьох моделях [Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996; Nikishin et al., 2015b; Rusakov, Pashkevich, 2017]. Правий зсув по Західно-Чорноморському розлому аргументується правим зміщенням Середньогірської магматичної дуги по відношенню до Західно-Понтійської [Nikishin et al., 2011]. Лівим трансформним зсувом, що зі сходу мав обмежувати Стамбульський блок, передбачається Західно-Кримський розлом, який знаходиться на захід від Криму [Okay et al., 1994] чи вздовж Пд-З краю Центрально-Чорноморського підняття [Robinson et al., 1995, 1996; Cloetingh et al., 2003; Yegorova and Gobarenko, 2010], або Одесько-Синопський розлом [Rusakov, Pashkevich, 2017]. За [Nikishin et al., 2003, 2011; Stephenson and Schellart, 2010] відкриття суббасейнів керувалось асиметричним задуговим розтягом та поворотом Понтид проти годинникової стрілки внаслідок асиметричного відступу субдукції.

Базуючись на вивченні стратиграфії в Центральних Понтидах, Румунії та ГК більшість авторів визначають час рифтингу в ЗЧБ як ранньо- чи середньокрейдовий [Finetti et al., 1988; Görür, 1997; Okay et al., 1994; Robinson et al., 1995, 1996; Nikishin et al., 2003, 2011, 2017; Dinu et al., 2005; Hippolyte et al., 2010; Munteanu et al., 2011]. Рифтинг в СЧБ відбувався в апті–альбі [Nikishin et al., 2003, 2011] або в палеоцені [Finetti et al., 1988; Robinson et al., 1995, 1996; Shillington et al., 2008]. На базі сейсмічних розрізів та перегляду стратиграфії в свердловинах в [Khriachtchevskaia et al., 2010] запропоновано апт-сеноманський вік для рифтогенних структур на північній окраїні ЧМ

та апт-альбський вік рифтингу в ЧМБ. Автори [Okay et al., 2013, Nikishin et al., 2015b, 2017; Tüyzüz, 2017] висунули ідею, що ранньокрейдовий безвулканічний рифтинг в Криму та пізньокрейдове відкриття ЧМБ є незалежними подіями. Основною підставою для датування головної фази є середньокрейдовий вік вулканічних проявів в Понтидах. Проте існують вулканічні прояви і в ранній крейді, які можуть бути співставлені з імовірним рифтингом в цей період. В Пд-З Криму [Nikishin et al., 2013] підтверджується пізньоальбський вік вулканогенних пісковиків біля Балаклави. Альбські вулканіти також відомі на Одеському шельфі, Рівнинному Криму та в Каркінітському прогині [Гожик и др., 2006; Афанасенков и др., 2007; Nikishin et al., 2015a].

Щоб перевірити, чи пов'язана розломна тектоніка в ГК та Понтидах з відкриттям ЧМБ дисертантом і французьким дослідником Ж-К. Іпполітом в рамках міжнародних DARIUS та IRG проектів були проведені цілеспрямовані тектонофізичні дослідження і виконано порівняння структурної еволюції південної та північної окраїн ЧМ.

8.2. Час та напрямок розтягу в Гірському Криму

Комплексне застосування геологічних карт, космознімків, 3D рельєфу та польових спостережень дозволили виконати геолого-структурний аналіз в ГК. За космознімками було виявлено скидові розломи в Пд-З частині ГК (рис.8.2), а під час польових робіт було вивчено кінематику цих розломів та виконано реконструкцію полів напружень вздовж них. Координати відслонень та параметри тензора напружень, розраховані по сукупності тектонічних дзеркал, параметр форми тензора напружень, а також похибка розрахунку представлені в таблиці 8.1.

Таблиця 8.1.

**Розрахунок полів палеонапружень за набором тектонічних дзеркал
(координати в системі UTM36)**

Від- слоне- ння	Довгота	Широта	Вік	Режим	N	σ_1 азимут/ кут	σ_2 азимут/ кут	σ_3 азимут/ кут	Φ	Кут
Bal1	544676	4929606	Юра	Зсув	6	45/ 16	224/74	315/0	0,23	7
Bal2	547182	4929581	Альб	Зсув	12	20/14	132/56	281/30	0,06	11
Bay	562152	4917102	Юра	Розтяг	10	275/83	136/5	45/4	0,4	11
Bay	562152	4917102	Юра	Зсув	15	22/9	195/81	292/1	0,18	10
Che	554302	4932773	Сено- ман	Зсув	8	136/6	281/83	45/4	0,25	12
Che2	569043	4923694	Юра	Розтяг	9	80/77	296/11	204/8	0,31	15
Che2	555141	4923694	Юра	Зсув	5	291/6	94/83	201/2	0,53	19
Cr1	557173	4935493	Альб	Стиск	12	115/4	207/24	16/65	0,44	14
Cr13	567842	4918780	Юра	Зсув	9	311/4	192/82	42/7	0,27	8
Cr15	563057	4917232	Юра	Розтяг	14	147 81	311/8	41/2	0,59	4
Cr15	563057	4917232	Юра	Зсув	13	248/10	137/ 63	343/25	0,11	9
Cr2	559415	4936561	Сено- ман	Зсув	9	126 12	50 225	22/37	0,25	16
Cr5	556965	4919247	Юра	Розтяг	19	72/70	292/15	199/12	0,36	9
Cr5	556965	4919247	Юра	Зсув	8	327/4	78/79	236/10	0,39	12
Cr7	555041	4919161	Юра	Стиск	10	9/13	276/10	150/73	0,54	18
Gas	554407	4931043	Апт	Розтяг	4	134/80	116/2	206/9	0,47	12
Gas	554407	4931043	Апт	Зсув	12	242/2	342/80	152/10	0,02	13
Gas	554407	4931043	Апт	Зсув	8	156/12	255/35	50/52	0,06	11
Geor	538238	4928518	Юра	Розтяг	7	310/76	156/12	65/6	0,29	11
Geor	538238	4928518	Юра	Зсув	10	191/11	63/73	284/13	0,59	10
Var1	557547	4923787	Валан- жин	Розтяг	27	176/76	274/2	5/14	0,34	12
Var1	557547	4923787	Валан- жин	Зсув	4	216/23	90/55	317/25	0,26	13
Var2	555141	4925340	Барем	Розтяг	5	49/74	291/7	199/14	0,41	10
Var2	555141	4925340	Барем	Зсув	4	140/8	32/65	233/23	0,3	12
Volc	549022	4931321	Альб	Розтяг	—	—	—	—	—	—

Примітка: N – кількість тектонічних дзеркал. σ_1 , σ_2 , σ_3 – максимальна, середня та мінімальна осі тензора напружень. $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. Кут між вимірним напрямком борозни ковзання та розрахованим напрямком дотичного напруження на площині дзеркала визначає точність кінематичного методу.

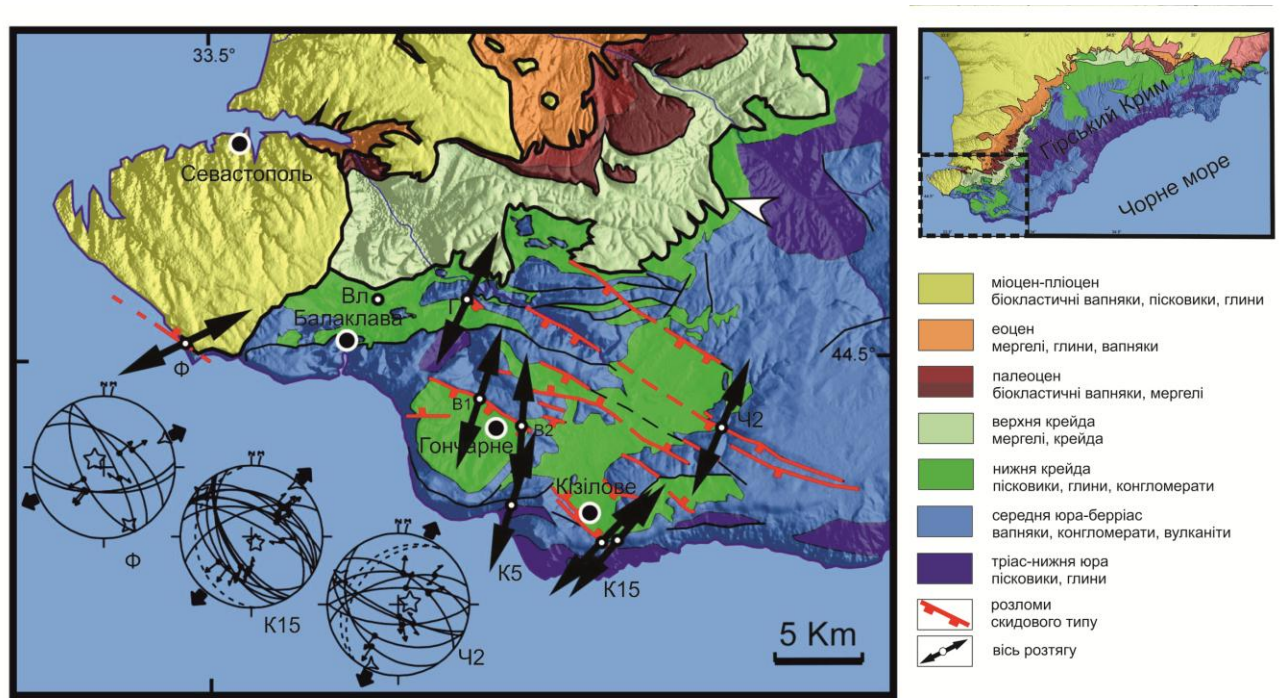


Рис. 8.2. Геологічна карта Пд-З частини ГК зі скидовими розломами за [Nippolyte et al., 2018]. На кінематичній стереограмі показані скидові дзеркала ковзання та відповідні осі розтягу (чорні стрілки). Пунктиром позначено поверхню нашарування.

Одночасно з тектонофізичними дослідженнями відбирались зразки порід з конседиментаційних прирозломних відкладів для подальшого визначення їх віку за викопним нанопланктоном.

Визначений за космознімками Варнаутський розлом Пн-З простягання, вивчався в двох пунктах на перетині з трасою Севастополь–Ялта (рис. 8.3). Розлом, що обмежує Варнаутську западину з Пн-С, вивчався [Муратов, 1960; Saintot et al., 1998; Гинтов, 2005; Юдин, 2009]. Відповідно до [Муратов, 1960, 1969] Варнаутська западина підстеляється зеленими глинами та пісковиками валанжина–готеріва і глинами з сидеритами пізнього барему–апту.

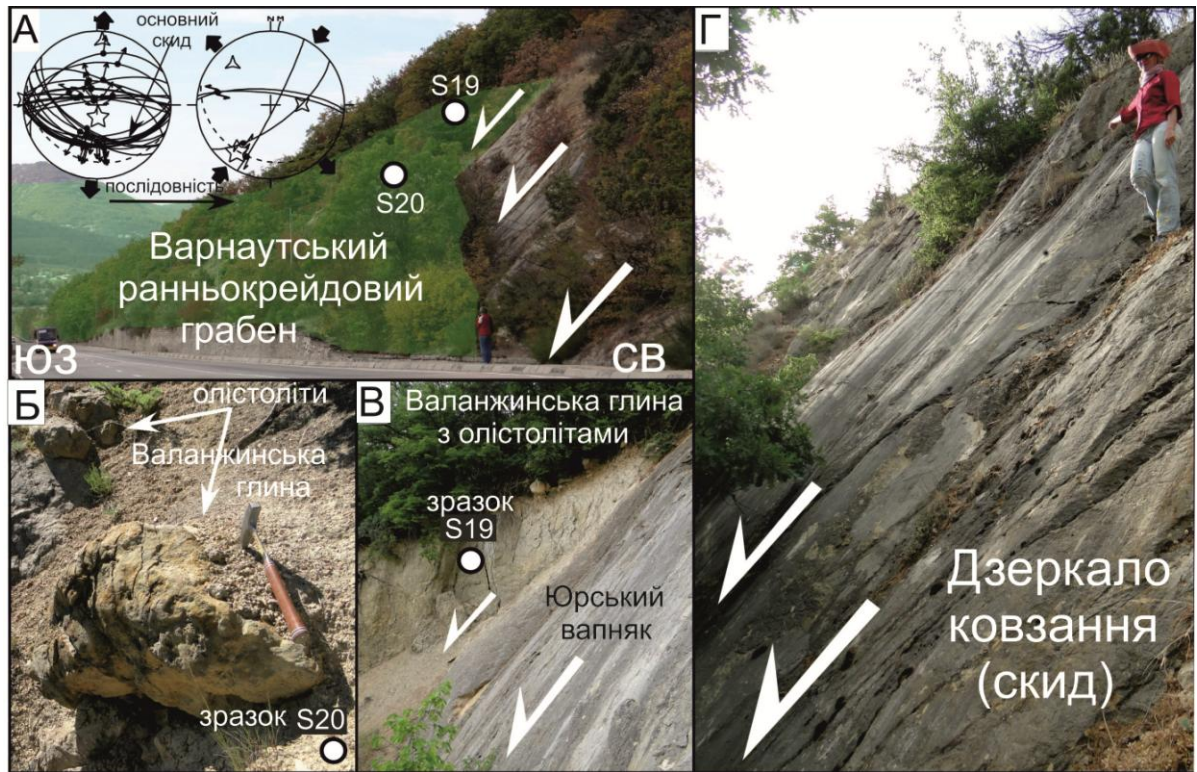


Рис. 8.3. Бортовий скид, що обмежує Варнаутський напівграбен, відслонення В2: А – тектонічне дзеркало скидового типу, зразки 19 та 20 вміщують викопний нанопланктон валанжинського віку, кінематичні стереограми відновлюють два послідовних етапи еволюції розлому: Пн-С розтяг та Пн-С стиснення; Б – олістоліти юрських вапняків в валанжинських глинах вздовж розлому; В – контакт між крейдовими глинами та юрськими вапняками; Г – борозни ковзання на поверхні тектонічного дзеркала.

В східному перетині розлому відслонюється велике дзеркало ковзання, що падає на Пн-З та відділяє пізньоярські вапняки в лежачому крилі розлому від крейдової зеленої глини у висячому крилі. Гігантські борозни ковзання вказують на скидову кінематику розлому.

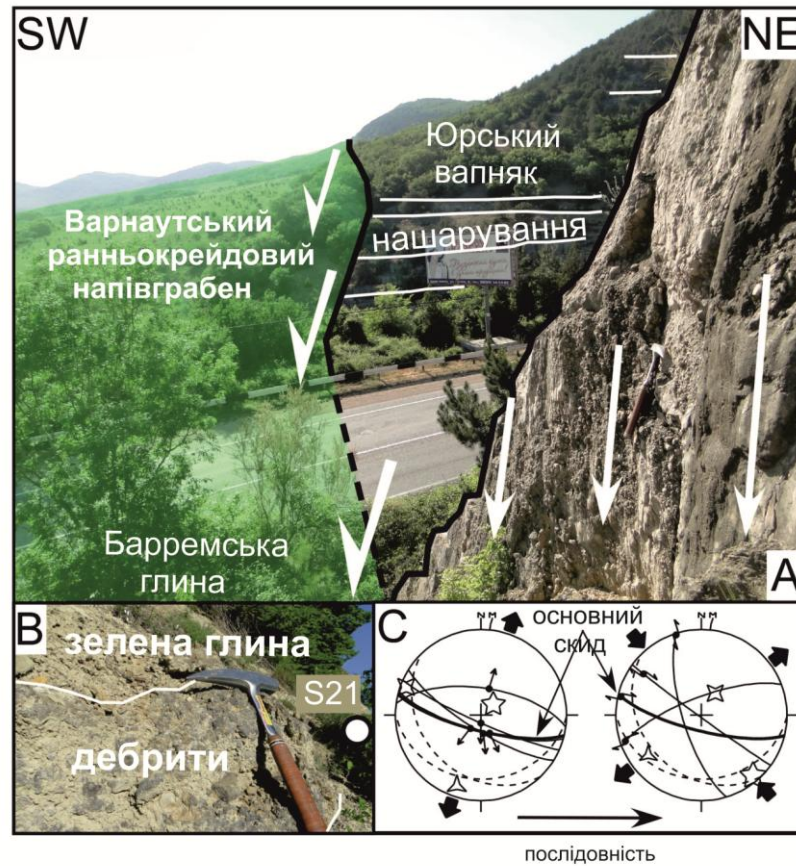


Рис. 8.4. Граничний скид Варнаутського напівграбена, відслонення В1: А – дзеркало скидового типу, що розділяє нижньокрейдові глини та юрські вапняки; В – уламки вапняків в крейдових глинах; зразок 21 вміщує нанопланктонні комплекси баремського віку; С – кінематична стереограма показує тектонічні дзеркала та два послідовних поля напруження: більш ранній Пн–Пн–С розтяг та наступне за ним Пд–С стиснення.

Нанопланктонні комплекси із зразка 21 дають ранньобаремський вік зелених глин (таблиця 8.2), що перешаровуються з кварцевими пісковиками.

Таблиця 8.2.

**Вік та нанопланктонні комплекси для 6 зразків
(координати в системі UTM36)**

Зразок	Довгота UTM36	Широта UTM36	Склад	Вік	Нанопланктонні комплекси
S19	557483	4923810	clay	Valanginian	Watznaueria barnesae, Parhabdolithus embergeri, Ellipsosphaera communis, Nannoconus colomii, Cruciellipsis cuvillieri, Cyclagelosphaera deflandrei, C. margerelii
S20	557511	4923794	clay	Valanginian	Watznaueria barnesae, Parhabdolithus embergeri, Ellipsosphaera communis, Nannoconus colomii, Cruciellipsis cuvillieri, Cyclagelosphaera deflandrei, C. margerelii
S21	555141	4925340	sand stone, clay	Early Barremian	Nannoconus colomii, N. kamptnerii, N. steinmannii, Micrantholithus obtusus, Watznaueria barnesae, Ellipsosphaera communis, Parhabdolithus embergeri, Cyclagelosphaera margerelii
S26	554407	4931043	clay	Late Aptian	Nannoconus circularis, Parhabdolithus angustus, Rucinolithus irregularis, Ellipsosphaera communis, Cruciellipsis chiastia
S34	562564	4919538	sandy clay	Upper Aptian	Watznaueria barnesae, Parhabdolithus asper, P. embergeri, Nannoconus circularis, Eprolithus floralis,

					Corronolithin achylosum, Ellipsosphaera communis, Rucinolithus irregularis
S35	562898	4917400	sandy clay	Valanginian- Hauterivian	Watznaueria barnesae, Parhabdolithus embergeri, Ellipsosphaera communis, Nannoconus colomii, Cruciellipsis cuvillieri, Cyclagelosphaera deflandrei, C. margerelii.

Вапнякові олістоліти в глині, які розкидані вздовж площини розлому є свідомством того, що глиби падали з вапнякового обриву в ранньокрейдовий басейн. На обох пунктах спостереження (B1 та B2) в нижньокрейдових глинах присутні прошарки погано сортованих відкладів дебритних потоків. Це свідчить про те, що в процесі скидоутворення піднятий блок розлому еродувався, а уламки зносились у Варнаутський басейн. Виходячи з віку нанопланктону в конседиментаційних глинах, розтяг здійснювався з валанжина до барему. Кінематичний аналіз на обох відслоненнях в межах Варнаутського розлому дозволив визначити Пн–Пн-С напрямом ранньокрейдового розтягу.

Кізіловий напівграбен. На південь від села Кізілового в Байдарській долині проходить розлом, який розділяє глини та пісковики, що заповнюють Байдарську долину, від юрських вапняків, які формують її Пд-З борт (рис. 8.4). Кізіловий розлом показаний на карті [Муратов, 1969], а відклади по обидві сторони від нього датуються тітонським віком. Крутий південний борт Кізілового грабена дозволив вивчити розломну зону в хрест її простягання. Розлом падає на Пн-С під кутом 60° і розділяє юрські вапняки та флішеподібні відклади (перешарування зеленуватих глин та пісковиків). Фороська церква побудована на вапняковій глибі висотою 400 м, що відноситься до скинутого крила розлому. На піднятому крилі покрівля

аналогічних флішових порід має висоту 657 м. Таким чином можна визначити, що мінімальне можливе вертикальне зміщення по розлому складає 257 м. Розломна зона в юрських вапняках включає в себе кілька великих площин розривів, паралельних до основної поверхні.

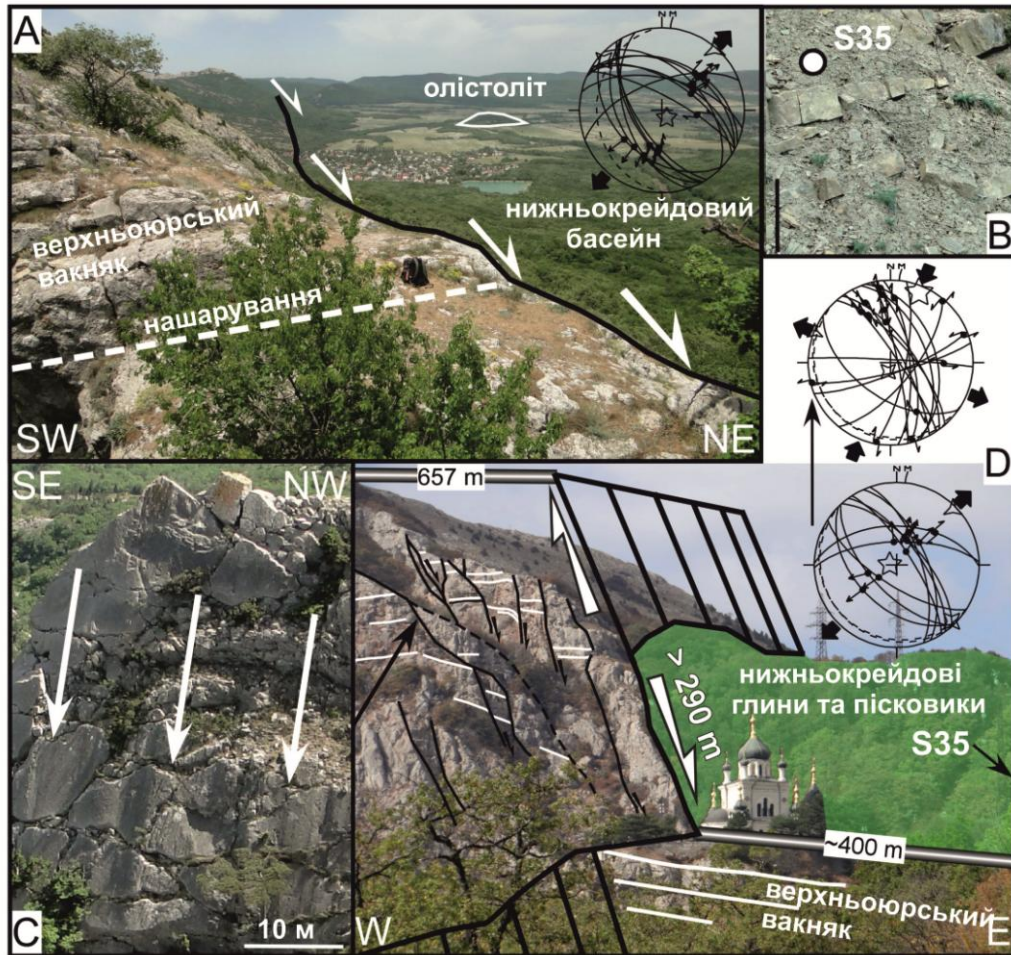


Рис. 8.5. Скидовий розлом, що обмежує Байдарську долину з півдня: А – Кізіловий скид розділяє юрські вапняки та нижньокрейдові глини, що заповнюють Кізіловий грабен; В – відклади Кізілового басейну: перешарування зеленуватих глин та пісковиків; С – вигляд зверху великого тектонічного дзеркала в зоні розлому; D – вигляд Кізілового скиду. Стереограми демонструють вікову послідовність (1) Пн-С розтягу та (2) Пн-Пн-С стиснення.

Спряжені розриви виявлені в зоні розлому, дозволили відновити Пн-С напрямок розтягу. Борозни іншого напрямку дозволили відновити

напрямок більш пізнього Пн–Пн-С стиснення, яке призвело до правозсувних переміщень по зоні розлому. Зразок 35 із флішових відкладів в опущеному крилі показав валанжин-готерівський вік по викопному планктону, а зразок 34 з глин верхньої частини комплексу вміщує види планктону, які існували в пізньому апті.

Кар'єр Гасфорта. В кар'єрі Гасфорта, який знаходиться на схід від Балаклави, описано «Балаклавський грабен», заповнений апт-альбськими глинами, що вміщують відклади дебритів (уламкових потоків) та олістостромові комплекси [Nikishin et al., 2011, 2013, 2015a]. В моделі [Муратов, 1960, 1969] формування ранньокрейдових западин пояснюється швидкою морською трансгресією в річкові долини, прорізані вздовж зон розломів. Прикладом моделі виступають верхньоберіаські-аптські глини поблизу Балаклави, що заповнювали такі палеодолини. В кар'єрі Гасфорта дисертантом було вивчено контакт прилягання між крейдовими глинами та юрськими вапняками. Вапняки падають на північ під кутом 40°, а глини прислонені до нахиленого на Пд-З палеоескарпу (рис. 8.6).

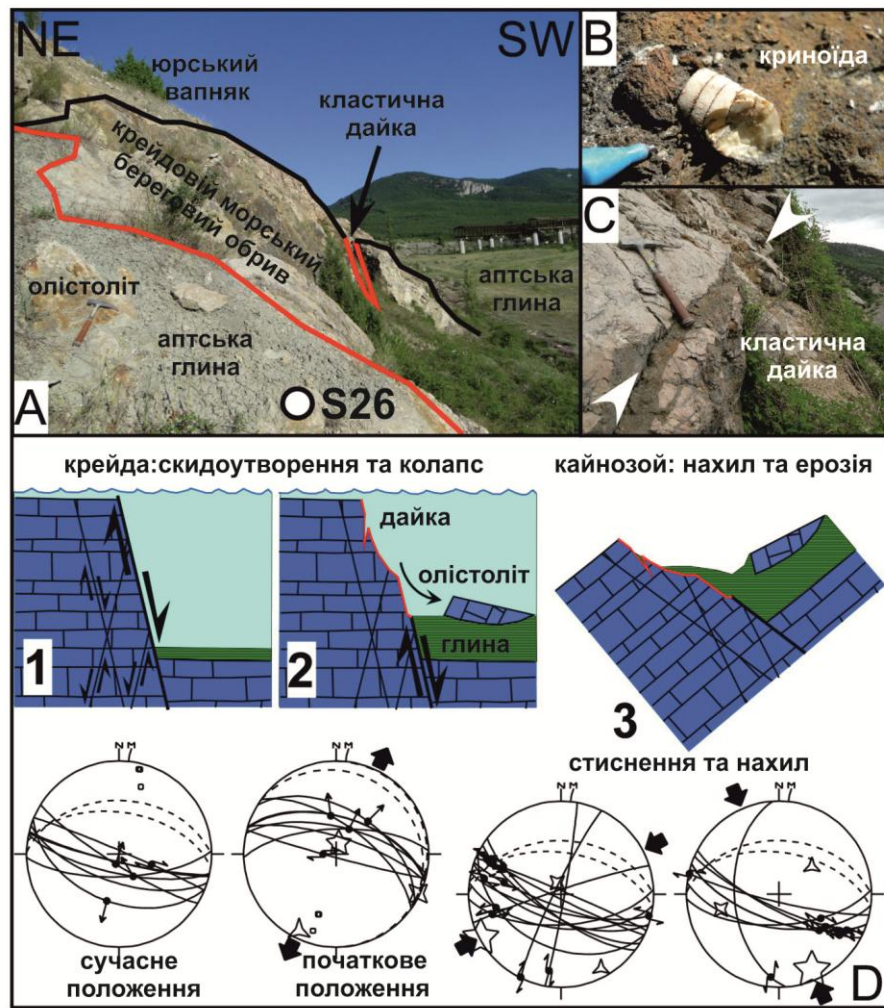


Рис. 8.6. Крейдовий підводний обрив в кар'єрі Гасфорта: А – ерозійний обрив в юрських вапняках з прилягаючими альбськими глинами (зразок 26), які також заповнюють осадові дайки. Поверхня обриву вкрита оксидами заліза із залишками викопних морських організмів. Хардграунд на поверхні ескарпу сформувався до відкладення аптських глин; В – окислена поверхня ескарпу із залишками стовбура криноїдеї; С – класична дайка, заповнена крейдовим піском; D – модель еволюції ескарпу. Кінематичні стереограми показують сучасне положення структур та поверхню нашарування (пунктир), ротовану до горизонтального положення; 1 – скидоутворення, 2 – формування олістолітів та класичних дайок, 3 – ротація скидів внаслідок кайнозойських компресійних деформацій та їх активація в якості зсувів.

Залізна корка, яка утворилась внаслідок окиснення продуктів життєдіяльності морської біоти, вкриває вапняковий палеоескарп. В тріщинах поблизу поверхні обриву присутні кілька генерацій борозен ковзання, що вказують як на розтяг, так і на стиснення. Кінематичний аналіз дозволив відновити два етапи деформації з осями стиснення, орієнтованими в Пн-С та Пн-З напрямках, подібними таким для попередніх відслонень. В результаті стиснення, відбувся північний нахил порід разом з більш ранніми скидами. Орієнтації тектонічних дзеркал по відношенню до площини нашарування показує, що вони утворились як скиди в умовах розтягу, а потім зазнали нахилу та реагувались як зсуви на етапі стиснення. На рис. 8.5 нашарування разом зі скидовими дзеркалами було повернуто до початкового горизонтального положення. Відновлена вісь розтягу орієнтована в Пд-З напрямку. В ранньокрейдових породах присутні кластичні (осадові) дайки, відклади дебритних потоків та олістоліти, які вказують на гравітаційні зсуви і обвали з підводного ескарпу під час ранньокрейдового скидоутворення.

В ранній крейді у Пд-З Криму формування підводного ескарпу відбувалось у закритому басейні в результаті значних швидкостей тектонічного опускання та скидоутворення. Швидка усадка внаслідок розтягу пояснює специфічні риси крейдової седиментації в ГК: стратиграфічне прилягання до еродованого ескарпу та присутність олістолітів і олістостром, а більш низьке гіпсометричне положення ранньокрейдових відкладів по відношенню до пізньоюрських вапняків є результатом тектонічного опускання.

Балаклавські вулканокластичні пісковики. Відслонення альбських вулканокластичних пісковиків знаходиться в 4 км на північ від Балаклави. В роботі [Nikishin et al., 2013] ці пісковики визначені як перевідкладені андезито-дацитові туфи з фрагментами осадових порід та вулканічного матеріалу до 1,5 см в діаметрі. Породи перевідкладались внаслідок підводного потоку, який починався від андезитової вулканічної споруди. Вік

вулканічних порід оцінено за детритовими цирконами як пізньоальбський 103 ± 1 млн років.

Виконаний автором структурний аналіз (рис. 8.7) виявив ряд фактів на користь умов розтягу при відкладанні пісковиків. (1) В полі розвитку вулканоміктових пісковиків виявлено скидовий розрив з амплітудою переміщення до 50 см. (2) Кілька осадових дайок пересікає пісковики. (3) Орієнтування кластичних дайок та скидових розривів погоджується з Пн-С напрямком розтягу, який було відновлено для попередніх відслонень. Відклади пізнього альбу є наймолодшими, в яких були виявлені скидові розриви та відповідні умови розтягу.

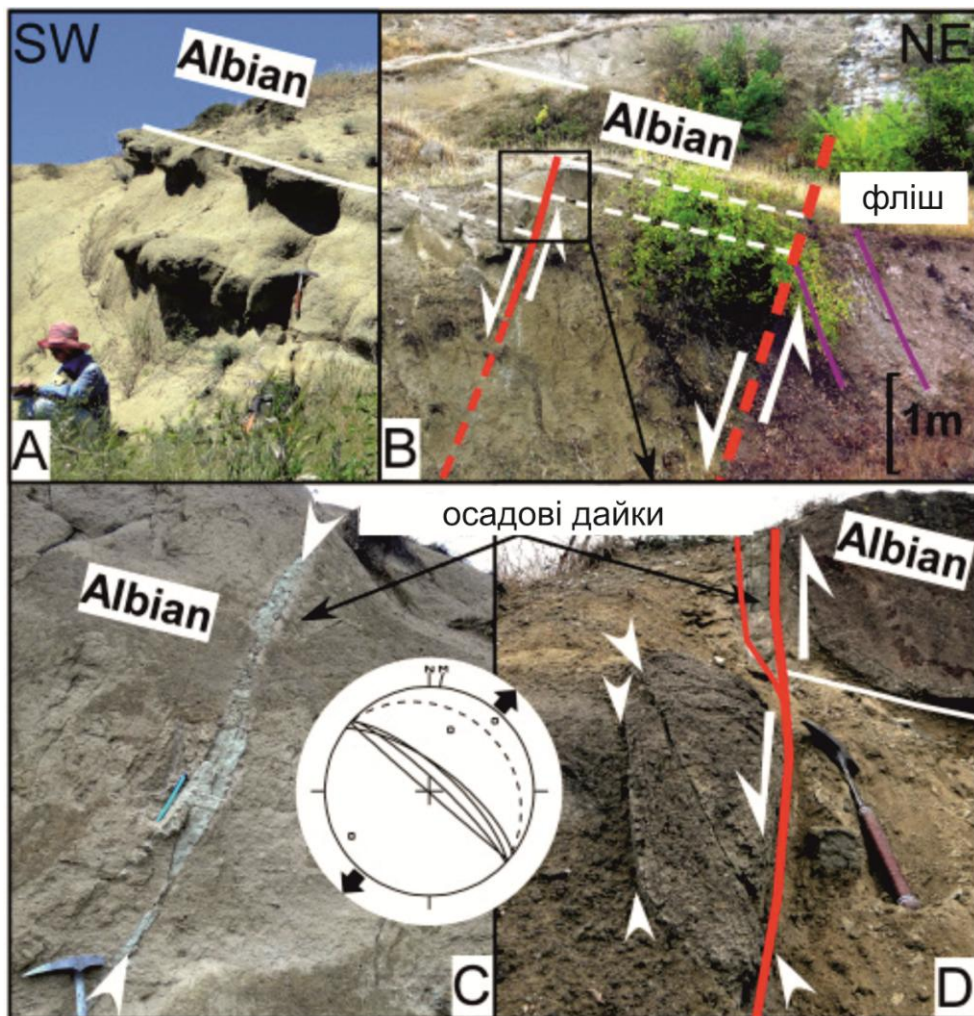


Рис. 8.7. Вулканокластичні пісковики Балаклави: А – відслонення альбських андезито-дацитів; В – Скидовий розрив на Пн-С краю відслонення; С, D – кластичні дайки. Кінематична стереограма демонструє орієнтування скидових розривів та кластичних дайок (пунктир), а також відновлений напрямок розтягу.

Система скидів Пн-З простягання. Були картовані десять субпаралельних скидових розломів в ГК, які мають простягання від Пн-З до З-Пн-З (рис. 8.2.). Розломи перерізають ранньокрейдові відклади та їх фундамент, у той час як більш молоді породні комплекси не задіяні в скидоутворенні. Між допізньокрейдовим фундаментом з блоковою структурою та сеноман-кайнозойським пострифтовим комплексом існує структурний контраст. Серія субпаралельних розломів з вертикальними переміщеннями на кілька сотень метрів перекрита верхньокрейдовими відкладами. Саме з таким стилем деформації пов'язані варіації потужностей ранньокрейдового заповнення депресій, що є типовим для синрифтових комплексів.

Кінематичний аналіз вздовж скидових розломів дозволив відновити напрямок крейдового розтягу Пн-Пн-С напрямку, що є ортогональним до системи скидів, в той час як коса компонента переміщення відсутня. Структурні та тектонофізичні дослідження дозволили віднести границю завершення рифтингу до кінця альбу, що відповідає регіональному альб-сеноманському неузгодженню [Muratov, 1969, Nikishin et al., 2017].

8.3. Механізм розкриття Чорного моря

Порівняння розломної структури кори північної та південної окраїн ЧМ. Виявлені великі скиди та грабени в ГК є паралельними до корових структур на Пн-З окраїні ЧМ, що дає нам можливість пов'язати їх з

рифтингом в ЧМ. Збалансований розріз через південну окраїну ЧМ показує, що під час рифтингу розтяг кори здійснився по пологому детачменту в середній корі, до якого приєднувались більш круті скиди [Espurt et al., 2014] (рис. 8.8). Аналогічний пологий детачмент було виявлено на північній окраїні ЧМ, для чого дисертантом була виконана додаткова геологічна інтерпретація швидкісного розрізу через ЗЧБ по профілю ГСЗ 25 [Баранова и др., 2011] (рис. 8.9).

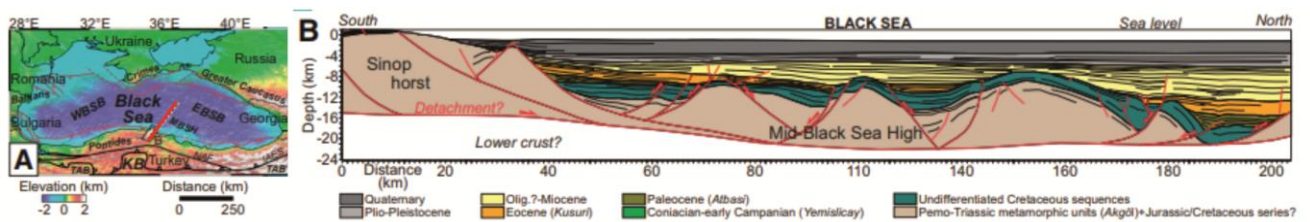


Рис. 8.8. Збалансований розріз через південну окраїну ЧМ, за [Espurt et al., 2014].

Сейсмічний розріз через ЗЧБ показує положення цього детачменту, який заглиблюється до 18 км вздовж північної континентальної окраїни. До нього приєднується високоамплітудний скид на краю континентального шельфу ЧМ, який інтерпретується як рифтова структура, пов'язана з відкриттям ЗЧБ [Yegorova et al., 2010; Муровская и др., 2016; Hippolyte et al., 2018].

Дві низькошвидкісні зони у верхній корі на глибинах 7–10 і 15 км були проінтерпретовані як ослаблені зони підвищеної тріщинуватості та пористості [Baranova et al., 2011]. Сейсмічний розріз за методом СГТ [Khriachtchevskaya et al., 2010] також демонструє аналогічний скид на одеському шельфі, ймовірно пов'язаний з крейдовим рифтингом та наступною усадкою ЗЧБ (рис. 8.9, b). Круті та субгоризонтальні розривні зони є елементами ramp-and-flat системи детачментів. Похилий детачмент

пов'язує круті скидові розриви (рис. 8.9, а) за принципом збереження об'єму. Граничний крутий розлом цього детачменту (break-away) маркує північну границю Чорноморського рифту та пов'язаний з більш глибоким детачментом по покрівлі нижньої кори, який трасується на розділ Мохо на глибинах 18–20 км. Формування пари спряжених скидів – один у верхній корі, а інший в нижній є типовим для рифтингу на континентальній корі [Lavie, Manatschal, 2006]. На початкових стадіях рифтингу деформуються верхня-середня кора та відбувається серпентинізація нижньої кори-верхньої мантиї, що сприяє формуванню горизонтального детачменту [Péron-Pinvidic, Manatschal, 2009].

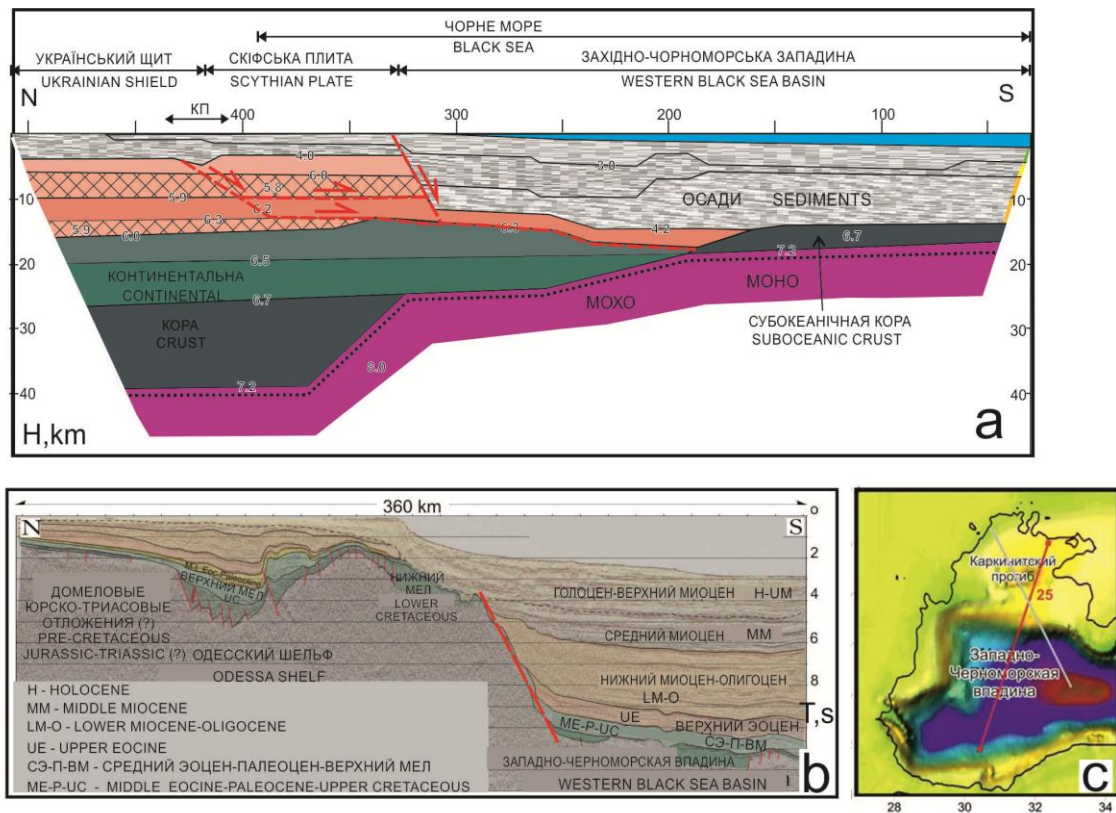


Рис. 8.9. Будова земної кори ЗЧБ: а – модель земної кори по глибинному профілю ГСЗ 25, за [Баранова и др., 2011,] з положенням імовірних детачментів за [Муровская и др., 2014; Hippolyte et al., 2018] та значеннями швидкостей в км/с. Червоні пунктирні лінії показують імовірні

похилі детачменти та кінематично пов'язані з ними круті скиди на північній окраїні ЗЧБ; b – сейсмічний розріз СГТ за [Khriachtchevskaya et al., 2010] ілюструє скид (червоний пунктир) на краю континентального шельфу ЧМ; c – положення профілів показано на тлі гіпсометрії фундаменту за [Туголесов и др., 1985].

Етапи розвитку Чорноморського басейну (ЧМБ). Виконаний кінематичний аналіз впроваджує нову інформацію стосовно геодинаміки ЧМБ. Пн-С напрямок розтягу є перпендикулярним до основних структур ЧМ. В Центральних Понтидах структурний аналіз виявив наявність подібних ранньокрейдових грабенів та аналогічний тренд розтягу [Hippolyte et al., 2016]. В Понтидах, як і в ГК, основний етап розтягу відбувався в ранній крейді з накопиченням уламкових порід з вапняковими олістолітами та дебритами. Початок рифтингу в Понтидах відзначався руйнуванням юрської карбонатної платформи [Görür, 1997], а ранньокрейдові відклади складаються з уламкових комплексів готеріву–пізнього альбу та вміщують олістоліти і дебрити [Hippolyte et al., 2010, 2016, 2018]. В ГК крейдові відклади також представлені уламковими породами валанжину–пізнього альбу та інтерпретуються як синрифтові комплекси, джерелами зносу яких можуть бути підняті фланги рифту.

На початку пізньої крейди в ГК та Понтидах відбулась суттєва зміна в характері седиментації [Nikishin et al., 2017; Görür et al., 1997], причиною якої могли бути пострифтова усадка, трансгресія та закінчення ерозії. Після рифтингу в пізній крейді відбулось формування океанічної кори та дрейф блоків південної окраїни ЧМБ, який закінчився в ранньому кампані (про що свідчить затухання вулканічної активності у Понтидах) і 80 млн років тому зона субдукції перескочила на південь від Тавро-Анатолійської – Південно-Вірменської мікроплити [Rolland et al., 2012]. Формування більшості океанічної кори ЧМБ з сеноману до кампану пояснює відсутність смугових

магнітних аномалій через аномально довгий крейдовий суперхрон нормальної полярності (С34).

Механізм відкриття ЧМ. За тектонофізичними даними стосовно напрямку розтягу в по скидових розломах ГК впливає, що рифтинг в ЗЧБ не мав косої складової переміщення відносно Центрально-Чорноморського підняття, а був перпендикулярним до нього. Це виключає з розгляду найпопулярніші моделі розкриття ЗЧБ з південним дрейфом континентального блоку, який потребує лівого переміщенням вздовж Центрально-Чорноморського підняття [Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996; Nikishin et al., 2015b; Rusakov, Pashkevich, 2017]. Тому автор вважає, що ЗЧБ відкривався внаслідок ротації проти годинникової стрілки при участі трансформних розломів на Пд-З окраїні ЧМБ. СЧБ розкривався в наслідок ротації за годинниковою стрілкою Центрально-Чорноморського підняття при участі Пд-С трансформних розломів, як запропоновано в роботах [Robinson et al., 1996; Shillington et al., 2009]. Представлена модель відкриття ЧМ враховує наступні елементи: (1) ротацію Центрально-Чорноморського підняття за годинниковою стрілкою та лівозсувне переміщення вздовж трансформного розлому на сході СЧМ [Robinson et al., 1996; Shillington et al., 2009]; (2) відсутність трансформних розломів в центральній частині ЗЧБ; (3) правий зсув вздовж трансформного розлому на заході ЗЧБ [Okay et al., 1994, Robinson et al., 1996, Nikishin et al., 2003, 2011]; (4) відсутність зсувних переміщень вздовж Центрально-Чорноморського підняття; (5) напрямок розтягу на північній та південній окраїнах ЧМ – в ГК та Понтидах за кінематичним аналізом; (6) протилежні напрямки ротації пізньокрейдових порід на Пд окраїні ЧМ за палеомагнітними даними, що призвели до ороклінного вигину в Центральних Понтидах [Meijers et al., 2010a].

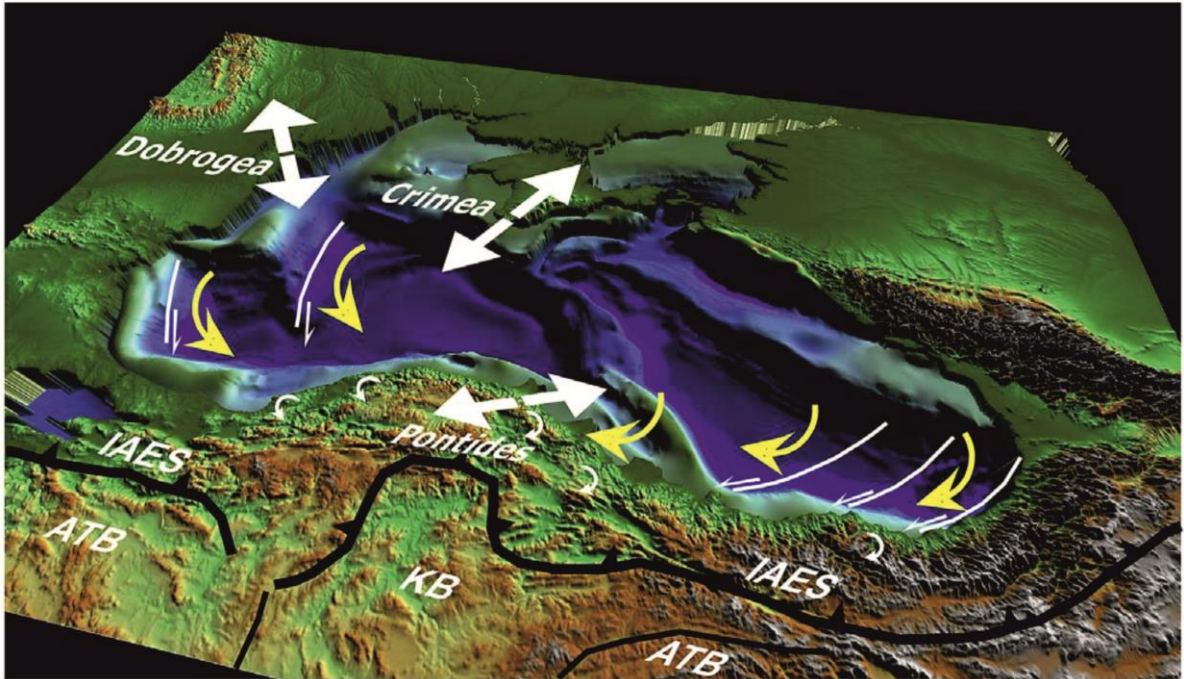


Рис. 8.10. Модель відкриття Чорноморського басейну за [Hippolyte et al., 2018]. Подвійні стрілки показують напрямки розтягу в ГК, Добруджі та Центральних Понтидах, а маленькі білі стрілки в Понтидах – напрямок ротації за [Meijers et al., 2010a,b]. Ліві зсуви в СЧБ за [Shillington et al., 2009], праві зсуви в ЗЧБ за [Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996]. Жовті стрілки показують напрямок відкриття ЧМБ. IAES – Ізмір–Анкара–Ерзінкан сутура [Okay and Tüysüz, 1999; Pourteau et al., 2010]. KB – Кіршехірський блок, АТВ – Анатолійсько-Таврійський блок.

Представлена кінематична модель пояснюється асиметричним відступом зони субдукції та формуванням задугових рифтових структур за [Schellart et al., 2002, Stephenson and Schellart, 2010]. Задугове відкриття ЧМБ було обумовлено двома асиметричними відкатами слобів океанічної літосфери Неотетису вздовж південної границі Євразії. Більш повільний відкат слобів відбувався в середній частині жолобу, куди переміщались терейни, які заблокували субдукцію. В якості таких терейнів були вулканічні дуги, які зчленувались в пізньому альбі з Центральними Понтидами [Okay et

al., 2006]. Клиноподібна форма ЗЧБ і СЧБ та увігнута форма сутури Неотетісу пов'язані із запропонованим механізмом задугового розтягу ЧМ.

Висновки до розділу 8

Гірський Крим включає частину окраїни Чорного моря, яка стала суходолом в кайнозої внаслідок інверсії, а структурно-речовинні комплекси ГК віддзеркалюють еволюцію Чорноморського басейну. В Пд-З Криму було закартовано систему субпаралельних розломів, які обмежують грабени та півграбени, виконано їх кінематичний аналіз та визначення віку конседиментаційних відкладів за викопним нанопланктоном. Кінематичним аналізом встановлено етап розтягу з орієнтування вісі розтягу в Пд–Пд-З напрямку та два етапи більш пізнього стиснення. На етапі розтягу в грабенах формувались синрифтові відклади, представлені комплексами теригенних порід з олістолітами вапняків та прошарками дебритів, які, відповідно до біостратиграфічних даних, мають валанжин-пізньоальбський вік. Валанжин-пізньоальбський вік скидоутворення дозволив пов'язати регіональну кутову незгідність між альбом і сеноманом, що розділяє синрифтові та пострифтові комплекси, із закінченням рифтингу в ЧМБ. Виявлені скидові розломи на суходолі були співвіднесено з паралельними коровими структурами в ЧМ, розташованими на їх продовженні, що стало аргументом на користь їх зв'язку з рифтингом. Відповідно до комплексу одержаних результатів зроблено висновок, що рифтинг в ЧМБ відбувався з валанжину по пізній альб та тривав 39 млн років, а тренд Пд-З розтягу був перпендикулярним до корових структур ЧМБ.

Для визначення механізму відкриття ЧМБ були задіяні нові геологічні та тектонофізичні дані, одержані авторкою в ГК і опубліковані матеріали по полям напружень на південній та західній окраїнах ЧМ – в Центральних Понтидах і Добруджі. В Понтидах було задокументоване аналогічне

Кримському готерів-альбське скидоутворення з Пд-З напрямком розтягу, яке також супроводжувалось формуванням олістолітів та дебритів. Враховуючи, що структури розтягу присутні на обох окраїнах ЧМ, а тренд розтягу є перпендикулярним до корових структур, зроблено висновок, що ранньокрейдовий розтяг віддзеркалює рифтову фазу розвитку ЧМБ. Цей висновок підтверджується розрізом по профілю ГСЗ 25 через Пн-З шельф ЧМ та палінспастичним розрізом через Центральні Понтиди і Пд окраїну ЧМ, які показують, що скиди на суходолі пов'язані з пологими коровими дета́чментами в акваторії.

Базуючись на розподілі напружень на північній, західній та південній окраїнах ЧМ запропоновано модель одночасного (або близького за часом) відкриття Західно-Чорноморської западини – проти годинникової стрілки і Східно-Чорноморської западини – за годинниковою стрілкою. Ця модель враховує наявні трансформні розломи на західній та східній окраїнах ЧМ та протилежні напрямки ротації пізньокрейдових порід на Пд окраїні ЧМ за палеомагнітними даними, що призвели до ороклінного вигину в Центральних Понтидах.

Представлений механізм, дотримуючись моделей асиметричного відступу субдукції та формування задугових рифтових структур, пропонує, що відкриття ЧМБ було обумовлено задуговим розтягом в наслідок асиметричних відкатів слейбів океанічної літосфери Неотетису, що субдукувала у північному напрямку під південну границю Євразії. В середній частині жолобу відбувався більш повільний відкат слейбу внаслідок переміщенням туди вулканічних дуг, які і заблокували субдукцію. Клиноподібна форма ЗЧБ і СЧБ та увігнута форма сутури Неотетису пов'язані із запропонованим механізмом асиметричного відступу субдукції. Відповідно до представленої моделі після закінчення рифтингу, в сеномані розпочинається південний дрейф блоків, які зараз формують південну окраїну ЧМ. Дрейф закінчився в ранньому кампані (80 млн років), про що

свідчить затухання вулканічної активності у Понтидах, і зона субдукції перескочила на південь від Тавро-Анатолійської–Південно-Вірменської мікроплити. Сеноман-кампанський інтервал формування більшість океанічної кори ЧМБ, відноситься до крейдового суперхрону нормальної полярності, що пояснює відсутність смугових магнітних аномалій.

Список використаних джерел до розділу 8.

1. Афанасенков, А.П., Никишин, А.М., Обухов, А.Н. (2007). Геологическое строение и углеводный потенциал Восточно-Черномоского региона. Москва: Научный мир.
2. Баранова, Е.П., Егорова, Т.П., Омельченко, В.Д. (2011). Обнаружение волновода в фундаменте северо-западного шельфа Черного моря по результатам переинтерпретации материалов ГСЗ профилей 26 и 25. *Геофизический журнал*, 33(6), 15–29.
3. Муратов, М.В., Сидоренко А.В. (Ред.). (1969). Геология СССР. Т.8. Крым. Ч.1. Геологическое описание. Москва: Госгеолиздат.
4. Муратов М.В. (1960). Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Москва: Госнаучиздат.
5. Муровская, А., Ипполит, Ж-К., Шеремет, Е., Егорова, Т. (2018). Современные и палеонапряжения в пределах Северной окраины Черного моря и Горного Крыма в мезо-кайнозое—квартере (по механизмам очагов землетрясений и полевым тектонофизическим данным). *Геофизический журнал*, 40(1), 42—55. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i1.2018.124013>.
6. Гожик, П.Ф., Семененко, В. М., Маслун, Н. В. та ін. (2013). Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України у двох томах. Т.1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України. Київ: Логос.

7. Туголесов, Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев Е.М. (1985). Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. Москва: Недра.
8. Гинтов, О.Б. (2005). Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс.
9. Юдин В.В. (2011). Геодинамика Крыма. Симферополь: Диайпи.
10. Юдин В.В. (2009). Геологическая Карта и Разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1:200000. Симферополь: Союзкарта.
11. Adamia, S.A., Chkhotua, T., Kekelia, M., Lordkipanidze, M., Shavishvili, I., Zakariadze, G. (1981). Tectonics of Caucasus and adjoining regions: implications for the evolution of the Tethys ocean. *J. Struct. Geol.*, 3, 437–447.
12. Barrier, E., Vrielynck, B. (2008). Palaeotectonic Map of the Middle East, Atlas of 14 Maps, Tectono-sedimentary-palinspastic Maps from Late Norian to Pliocene. Paris: Commission for the Geologic Map of the World (CCMW, CCGM).
13. Cloetingh, S., Spadini, G., Van Wees, J.D., Beekman, F. (2003). Thermo-mechanical modelling of the Black Sea Basin (de)formation. *Sediment. Geol.*, 156, 169–184.
14. Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrielynck, B. (Eds.). (1993). Atlas Tethys, Palaeoenvironmental Maps. 14 maps, 1 plate. Paris: Gauthier-Villars Paris.
15. Dinu, C., Wong, H.K., Tambrea, D., Matenco, L. (2005). Stratigraphic and structural characteristics of the Romanian Black Sea shelf. *Tectonophysics*, 410, 417–435.
16. Espurt, N., Hippolyte, J.C., Kaymakci, N., Sangu, E. (2014). Lithospheric structural control on inversion of the southern margin of the Black Sea Basin, central Pontides, Turkey. *Lithosphere*, 6(1), 26–34. doi.org/10.1130/L316.1.
17. Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M., Xuan, Z. (1988). Geophysical study of the Black Sea. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 117-118, 197–324.

18. Görür, N. (1997). Cretaceous syn- to post-rift sedimentation on the southern continental margin of the Western Black Sea Basin. In: Robinson, A.G. (Ed.). *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*. AAPG Memoir, 68, 227–240.
19. Hippolyte, J.-C., Espurt, N., Kaymakci, N., Sangu, E., Müller, C. (2016). Cross-sectional anatomy and geodynamic evolution of the Central Pontide orogenic belt (northern Turkey). *Int. J. Earth Sci.*, 105(1), 81–106. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-015-1170-6>.
20. Hippolyte, J.-C., Müller, C., Kaymakci, N., Sangu, E. (2010). Dating of the Black Sea Basin: new nannoplankton ages from its inverted margin in the central Pontides (Turkey). In: Stephenson, R.A. (Ed.). *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. *Geological Society London. Special Publications*, 340, 113–136. <http://doi.org/10.1144/SP340.7>.
21. Hippolyte, J-C, Murovskaya, A., Volfman, Yu., Yegorova, T., Gintov, O., Kaymakci, N., Sangu, E. (2018). Age and geodynamic evolution of the Black Sea Basin: Tectonic evidences of rifting in Crimea. *Marine and Petroleum Geology*, 93, 298 – 314.
22. Kaymakci, N., Graham, R., Bellingham, P., Horn, B. (2014). Deep structure and tectonics of Black Sea Basin inferred from seismic data (BLACKSEA-SPAN). *Special Darius Publication of Final Symposium December 8-9* (pp. 70–71).
23. Kaymakci, N., Özcelik, Y., White, S.H., Van Dijk, P.M. (2009). Tectono-stratigraphy of the Cankiri basin: Late Cretaceous to Early Miocene evolution of the Neotethyan suture zone in Turkey. In: Van Hinsbergen, D.J.J., Edwards, M.A., Govers, R. (Eds.), *Geodynamics of Collision and Collapse at the Africa-Arabia-Eurasia Subduction Zone* (Vol. 311, pp. 67–106). Geological Society of London London. Special Issue.

24. 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: Stephenson, R.A. (Ed.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Vol. 340, pp. 137–157). Geological Society London Special Publications. <http://dx.doi.org/10.1144/SP340.8>.

25. Lavier, L., Manatschal, G. (2006). A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. *Nature*, 440, 324–328. <http://dx.doi.org/10.1038/nature04608>.

26. Meijers, M.J.M., Kaymakci, N., Van Hinsbergen, D.J.J., Langereis, C.G., Stephenson, R.A., Hippolyte, J.-C. (2010a). Late Cretaceous to Paleocene oroclinal bending in the central Pontides (Turkey). *Tectonics*, 29, TC4016. [doi.org/10.1029/2009TC002620](http://dx.doi.org/10.1029/2009TC002620).

27. Meijers, M.J.M., Vrouwe, B., van Hinsbergen, D.J.J., Kuiper, K.F., Wijbrans, J., Davies, G.R., Stephenson, R.A., Kaymakci, N., Matenco, L., Saintot, A. (2010b). Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region. *Lithos*, 119, 412–426. [doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.017](http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.017).

28. Munteanu, I., Matenco, L., Dinu, C., Cloetingh, S. (2011). Kinematics of back-arc inversion of the Western Black Sea Basin. *Tectonics*, 30, TC5004. [doi.org/10.1029/2011TC002865](http://dx.doi.org/10.1029/2011TC002865) back-arc basins. *Tectonophysics*, 123, 181–211.

29. Nikishin, A.M., Korotaev, M.V., Ershov, A.V., Brunet, M.F. (2003). The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modelling. *Sediment. Geol.*, 156, 149–168.

30. Nikishin, A.M., Okay, A., Tüysüz, O., Demirer, A., Amelin, N., Petrov, E. (2015a). The Black Sea Basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: basin structure and fill. *Mar. Petrol. Geol.*, 59, 638–655.

31. Nikishin, A.M., Okay, A., Tüysüz, O., Demirer, A., Wannier, M., Amelin, N., Petrov, E. (2015b). The Black Sea Basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: tectonic history and paleogeography. *Mar. Petrol. Geol.*, 59, 656–670.
32. Nikishin, A.M., Wannier, M., Alekseev, A.S., Almendiger, O.A., Fokin, P.A., Gabdullin, R.R., Khudoley, A.K., Kopaevich, L.F., Mityukov, A.V., Petrov, E.I., Rubtsova, E.V. (2017). Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. In: Sosson, M., Stephenson, R.A., Adamia, S.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (Vol. 248). *Geological Society London Special Publications*. <http://doi.org/10.1144/SP428.1>.
33. Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Bolotov, S.N., Fokin, P.A. (2011). Late Palaeozoic to Cenozoic evolution of the Black Sea-Southern Eastern Europe region: a view from the Russian platform. *Turk. J. Earth Sci.*, 20, 571–634. <http://doi.org/10.3906/yer-1005-22>.
34. Okay, A.I., Nikishin, A.M. (2015). Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *Int. Geol. Rev.* doi.org/10.1080/00206814.2015.1010609.
35. 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.
36. Okay, A.I., Sunal, G., Sherlock, S., Altıner, D., Tüysüz, O., Kylander-Clark, A.R.C., Aygül, M. (2013). Early Cretaceous sedimentation and orogeny on the active margin of Eurasia: southern central Pontides, Turkey. *Tectonics*, 32, 1–25. doi.org/10.1002/tect.20077.
37. Okay, A.I., Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. In: In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Séranne, M. (Eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen* (Vol. 156, pp. 475–515).

Geological Society London Special Publications.
doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.22.

38. Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G. (2009). The final rifting at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. *Intermt. J. Sci.*, 98, 1581–1597.

39. Pourteau, A., Candan, O., Oberhänsli, R. (2010). High-pressure metasediments in central Turkey: constraints on the Neotethyan closure history. *Tectonics*, 29, TC5004. [http:// dx.doi.org/10.1029/2009TC002650](http://dx.doi.org/10.1029/2009TC002650).

40. Robinson, A., Spadini, G., Cloeting, S., Rudat, J. (1995). Stratigraphic evolution of the Black Sea inferences from basin modeling. *Mar. Petrol. Geol.*, 12(8), 821–835.

41. Robinson, A., Rudat, J.H., Banks, C.J., Wiles, R.L.F. (1996). Petroleum geology of the Black Sea. *Mar. Petrol. Geol.*, 13, 195–223.

42. Rolland, Y., Perincekb, D., Kaymakci, N., Sosson, M., Barrier, E., Avagyane, A. (2012). Evidence for 80–75 Ma subduction jump during Anatolide–Tauride–Armenian block accretion and 48 Ma Arabia–Eurasia collision in Lesser Caucasus–East Anatolia. *J. Geodyn.*, 56–57, 76–85. <http://doi.org/10.1016/j.jog.2011.08.006>.

43. Rusakov, O.M., Pashkevich, I.K. (2017). The decisive role of the crystalline crust fault in the Black Sea opening. *Геофизический журнал*, 39(1), 3–16. <http://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i1.2017.93998>.

44. Saintot, A., Angelier, J., Ilyin, A., Goushtchenko, O. (1998). Reconstruction of paleostress fields in Crimea and the North West Caucasus, relationship with major structures. In: In: Crasquin-Soleau, S., Barrier, E. (Eds.). *Peri-Tethys Memoir 3. Stratigraphy and Evolution of Peri-Tethyan Platforms. Mém. Mus. Natn. Hist. Nat. Paris*, 177 (pp. 89–112). Paris.

45. Saintot, A., Stephenson, R.A., Stovba, S., Brunet, M.F., Yegorova, T., Starostenko, V. (2006). 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: In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (pp. 481–505). Geological Society, London, Memoirs, 32.

46. Schellart, W.P., Lister, G.S., Jessell, M.W., (2002). Analogue modelling of asymmetrical back-arc extension. *J. Virtual Explor.*, 7, 25–42.

47. 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. <http://dx.doi.org/10.1130/G25302A.1>.

48. Sosson, M., Stephenson, R., Sheremet, Y., Rolland, Y., Adamia, S., Melkonian, R., Kangarli, T., Yegorova, T., Avagyan, A., Galoyan, G., Danelian, T., Hässig, M., Meijers, M., Müller, C., Sahakyan, L., Sadradze, N., Alania, V., Enukidze, O., Mosar, J. (2016). The Eastern Black Sea-Caucasus region during the Cretaceous: new evidence to constrain its tectonic evolution. *Compt. Rendus Geosci.*, 348, 23–32.

49. Stephenson, R., Schellart, W.P., (2010). The Black Sea back-arc basin: insights to its origin from geodynamic models of modern analogues. In: 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* (Vol. 340, pp. 11–21). Geological Society London Special Publication. <http://dx.doi.org/10.1144/SP340.2>.

50. Stovba, S.M., Khriachtchevskaya, O.I., Popadyuk, I.V. Crimea and Ukrainian Eastern Black Sea as an inverted Early Cretaceous rift system. *DARIUS programme, Eastern Black Sea-Caucasus Workshop. 24–25 June 2013*. Tbilisi, Georgia, 65–67.

51. Tüysüz, O. (2017). Cretaceous Geological Evolution of the Pontides. *Geological Society. London Special Publications*, 464, SP464.9. [doi.org/10.1144/SP464.9](http://dx.doi.org/10.1144/SP464.9).

52. Vincent, S.J., Braham, W., Lavrishchev, V.A., Maynard, J.R., Harland, M. (2016). The formation and inversion of the Western Greater Caucasus Basin and the uplift of the Western Greater Caucasus: implications for the wider Black Sea region. *Tectonics*, 35(12), 2948–2962. doi.org/10.1002/2016TC004204.

53. Vincent, S.J., Guo, L., Flecker, R., BouDagher-Fadel, M.K., Ellam, R.M., Kandemir, R. (2018). Age constraints on intra-formational unconformities in Upper Jurassic – LowerCretaceous carbonates in northeast Turkey; geodynamic and hydrocarbon implications. *Mar. Petrol. Geol.*, 91, 639–657. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.01.011>.

54. Yegorova, T., Baranova, E., Omelchenko, V. (2010). The crustal structure of the Black Sea from the reinterpretation of deep seismic sounding data acquired in the 1960s. In: Stephenson, R.A. (Ed.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Vol. 340, pp. 43–56). *J. Geol. Soc. Lond. Special Publications*. <http://dx.doi.org/10.1144/SP340.4>.

55. Yegorova, T., Gobarenko, V. (2010). Structure of the Earth's crust and upper mantle of the West and East-Black Sea Basins revealed from geophysical data and its tectonic implications. Stephenson, R.A. (Ed.). *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. *J. Geol. Soc. Lond. Special Publications*, 340, 23–42. <http://dx.doi.org/10.1144/SP340.3>.

56. 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, 181–211.

ВИСНОВКИ

В дисертаційній роботі представлено нові результати з глибинної будови літосфери Українських Карпат та Кримсько-Чорноморського регіону, які одержані при додатковій інтерпретації сейсмічних матеріалів по профілю ГСЗ PANCAKE методом міграції і переінтерпретації матеріалів по профілю ГСЗ Севастополь–Керч. За участю дисертанта виконано геологічну інтерпретацію швидкісних розрізів та надана авторська інтерпретація еволюції земної кори регіонів з урахуванням отриманої геолого-геофізичної інформації. В роботі представлено зібрані, оброблені і інтерпретовані дисертантом матеріали по напружено-деформованому стану регіонів за сейсмологічними та польовими тектонофізичними даними і надана їх геодинамічна інтерпретація.

1. Глибинна будова Українських Карпат представлена в роботі по профілю PANCAKE, який пересікає Східно–Європейський кратон (СЄК), українську частину Карпат, Закарпатський прогин та Паннонський басейн. Інтерпретація сейсмічних матеріалів по профілю методом міграції, який враховує динамічні особливості хвильового поля, дозволила суттєво доповнити уявлення про глибинну будову регіону, одержати тектонічну модель будови земної кори та верхньої мантії і зробити наступні висновки.

Доальпійський фундамент Карпатського алохтону досягає глибин ~14–15 км, що узгоджується з отриманим збалансованим геологічним розрізом. Під ним до глибини 21 км виділяється шар зниженої швидкості, який може бути представленим палеозой-мезозойським комплексом мікроплити Алькапа або розуцільненими породами зони Тейсера-Торнквіста.

Кристалічна кора вздовж профілю представлена двома основними доменами по обидві сторони Карпатської споруди: Паннонським басейном з тонкою континентальною корою (24–25 км) та СЄК з товстою континентальною корою (42–45 км). Кристалічна кора під Паннонським

басейном представлена двома шарами – верхнім до глибини 15 км більш розшарованим та нижнім більш гетерогенним. В межах СЄК горизонтальний детачмент виявлено на глибинах 18–19 км, який передає компресійні деформації від карпатського складчасто-насувного поясу в кору СЄК.

Перехід від нижньої кори до мантиї під Паннонським басейном представлений досить потужним шаром – 11 км підвищеної розшарованості, а під СЄК – шаром потужністю 6 км. Одержані нові особливості будови верхньої частини мантиї з сейсмічною границею, яка починається під Карпатським трогом з рівня Мохо та полого занурюється у східному напрямку під СЄК. Присутність нахиленої під СЄК границі в верхній мантиї є досить характерною рисою будови Західних Карпат та пов’язується із сучасним колізійним процесом і підсувом літосфери крайової частини мікропліти Алькапа під СЄК. Слеба іншого падіння, який міг би асоціюватися із субдукцією, не виявлено, що, можливо пов’язано з підйомом астеносфери на рівень 60 км та суттєвою переробкою верхньої мантиї.

2. Одержано нові знання стосовно геодинаміки Українських Карпат на основі синтезу представлених в роботі даних: (1) комплексної інтерпретації збалансованого геологічного розрізу по лінії Мукачево–Більче (в безпосередній близькості до профілю PANCAKE) та результатів низькотемпературної термохронології (фішен-трек аналізу); (2) визначення сучасних та палеонапружень за механізмами землетрусів і результатами польових тектонофізичних досліджень.

Українські Флішові Карпати та внутрішня частина Передкарпатського прогину представляють покривно-насувну споруду Пн-С вергентності, яка утворилась з відкладів крейдового осадового басейну шириною 460 км в наслідок скорочення ложа басейну до сучасної його ширини – 120 км.

Виділяються дві стадії розвитку Карпатської орогену. У ранньорогенну стадію (32–11,5 млн років) відбувались складчасто-насувні деформації за рахунок горизонтального скорочення в умовах підкидового деформаційного

режиму. На пізньорогенній стадії після закінчення насувоутворення (~11,5 млн років) відбувається ізостатичний підйом Карпатської споруди (до 7 км в центральній частині орогену), а деформування Карпатського орогену здійснюється переважно в умовах зсувних деформаційних режимів.

Результати тектонофізичних досліджень в Українських Карпатах свідчать про визначальну роль в їх формуванні Пн-С 40° тектонічних сил стиснення. Поле напруження з орієнтуванням осі розтягу у Пд-З напрямку пов'язується з розломами фундаменту СЄК, які активувались як зсуво-скиди в пізньому міоцені під вагою потужного Карпатського алохтону.

Поле напруження в центральній частині Закарпатського прогину з субширотною віссю розтягу пов'язано з активізацією субмеридіонального Оашського розлому і впровадженням вулканітів Вигорлат-Гутинського хребта в наслідок локального розтягу, який спричиняється ротацією композитних мікроплит Алькапа та Тісія-Дакія в протилежних напрямках.

Найактивніший сучасний сейсмотектонічний процес відбувається в Закарпатському прогині в верхній корі до глибин ~16 км в умовах Пн-С стиснення. Сейсмогенні рухи відбуваються переважно по розривам карпатського простягання та мають зсувні і підкидові компоненти переміщення. В Солотвинській западині орієнтування осей стиснення змінюється на субширотне, що співпадає з розподілом швидкостей сучасних вертикальних рухів.

3. Синтез нових даних по (1) структурі та еволюції земної кори Українських Карпат, (2) сучасним і палеонапруженням дозволяє зробити наступні висновки стосовно геодинамічної ситуації в Карпато-Паннонському регіоні.

Загальноприйнятим аргументом на користь утворення Карпатської покривно-насувної споруди за рахунок Пд-З субдукції є Пн-С вергентність насувів карпатської акреційної призми, складеної глибоководними турбідитами. Проте слідів сутури (свідчення відмерлої зони субдукції) з

падінням на Пд-З в корі та верхній мантиї на профілі ГСЗ PANCAKE не виявлено. Мінімальна товщина літосфери спостерігається під Паннонським басейном (55–60 км), яка суттєво збільшується в бік Карпат та досягає 200 км під крайовою частиною СЄК. Потоншення літосфери під Паннонським басейном є суттєво більшим, ніж потоншення кори, що свідчить про вирішальну роль мантийного апвелінгу в його формуванні.

В Українських Карпатах субдукція океанічної кори закінчилась ~11,5 млн років тому, після чого відбувається континентальна колізія та підсув літосферної мантиї Паннонії під СЄК. Верхня частина кори Паннонського басейну та Закарпатського прогину по горизонтальному детачменту на глибині 15–16 км (який підтверджується як нижньою границею сейсмічності, так і сейсмічними зображеннями) насувається в бік Карпат.

4. Другим районом України, де представлена альпійська тектоніка, є Кримсько-Чорноморський регіон. Глибинна будова південного Криму вперше висвітлена швидкісним розрізом земної кори по профілю ГСЗ Севастополь–Керч. В результаті переінтерпретації сейсмічних матеріалів за профілем та комплексної геолого-геофізичної інтерпретації швидкісного розрізу за участю дисертанта вперше на сучасному рівні вивчено будову земної кори Гірського Криму і зроблено наступні висновки.

Земна кора Південного Криму належить до континентального типу з успадкованою субмеридіональною зональністю, яскравим проявом якої є зона Корсаксько-Феодосійського розлому, що поділяє кору на два сегменти з різної потужністю, внутрішньою будовою та еволюцією. В більш високошвидкісній та товстій корі Гірського Криму виявлено дві границі Мохо, на рівнях 43 і 52–56 км, які пов'язані з етапами докембрійської і альпійської еволюції. Більш тонка кора західної частини Індоло-Кубанського прогину обмежена поверхнею Мохо на глибин 40–48 км і має потужний (понад 10 км) осадовий шар.

В корі Гірського Криму виявлені інверсійні зони на глибинах 6–15 км і відбиваючі майданчики – на 23–33 км, які відображають її горизонтальну розшарованість та розглядаються як детачменти. В неоднорідній корі ГК на глибинах 12–30 км виділяються численні високошвидкісні тіла, яким на поверхні відповідають магматичні утворення середньоюрського віку. Магматичні тіла піддаються зараз потужної деформації, про що свідчить концентрація гіпоцентрів землетрусів на їх границях та в їх межах.

5. Результати тектонофізичних досліджень в Гірському Криму, розглянуті в контексті розвитку Кримсько-Чорноморського регіону, дозволили виділити генералізовані етапи розвитку регіону: ранньокрейдовий розтяг та кайнозойське стиснення. Валанжин-альбський розтяг, ортогональний до системи конседиментаційних скидів північно-західних простягань, підтверджується формуванням олістостромових та дебритних комплексів і проявами альбського вулканізму.

6. Етап кайнозойського стиску в Кримсько-Чорноморському регіоні починається в палеоцені і складається з двох фаз. Перша фаза північно-східного стиснення відноситься до границі палеоцену–еоцену і підтверджується інверсією крейдових скидів в якості підкидів. Друга основна фаза північно-західного стиснення починається з олігоцену і триває до сьогодні. В умовах стиснення в східній частині Гірського Криму у шаруватих породах таврійської серії виникає субгоризонтальний детачмент, від якого відходить на денну поверхню серія насувів. Насувоутворення поступово просувається у південному напрямку та переходить у синорогенні відклади прогину Сорокіна. В цілому кайнозойський етап в Гірському Криму було охарактеризовано траєкторіями, що ілюструють сумарний результат двох фаз стиску. Траєкторії орієнтовані ортогонально до берегової лінії Південного Криму та до області аномального потовщення земної кори під південно-західною частиною Криму. Просторовий розподіл полів напружень та деформаційних режимів свідчить про існування відмінностей східної

(Судаксько-Феодосійської) зони від центральної і західної частин Південного Криму, що пов'язано з успадкованими особливостями будови земної кори цих сегментів.

7. Сучасні тектонічні процеси в межах Кримської сейсмогенної зони продовжують етап кайнозойського стиснення. Землетруси зони розташовані в межах континентального схилу, що відповідає контакту між Скіфською плитою та Чорноморською мікроплитою. Вогнища локалізовані уздовж Кримсько-Кавказької дуги з двома генералізованими гілками з різним характером сейсмічності. 1) Керченсько-Таманська гілка занурюється під кутом 30° у північному напрямку до глибини 90 км. Регіональне напруження стиску за сукупністю механізмів землетрусів характеризується північно-східним орієнтуванням. В Керченсько-Таманській зоні відбувається підсув Східно-Чорноморської мікроплити під Скіфську плиту. 2) Південно-Кримська гілка з гіпоцентрами до 50 км має падіння на південь. В її межах виділяється Алуштинська смуга найбільш щільного розташування вогнищ, яка на суходолі продовжується ланцюгом магматичних тіл середньої юри в зоні меридіонального розлому. Алуштинський розлом в умовах сучасного північно-західного 300° стиску працює як лівий підкидо-зсув. В Південнобережній гілці відбувається колізійний процес, який спричиняється коровим Східно-Чорноморським індентором та ускладнюється наявністю в корі Гірського Криму потужних магматичних тіл. Нерівномірне вклинювання індентора в неоднорідну та розшаровану континентальну кору Гірського Криму призводить до її скупчення і потовщення.

8. Порівняння еволюції північної (за дослідженнями автора) та південної (за літературними даними) окраїн Чорного моря (ЧМ) дозволили запропонувати механізм відкриття Чорноморської западини. В Пд-З Криму було закартовано систему скидів, сформованих в умовах Пд-З розтягу. В напівграбенах, обмежених скидами, відкладались

синрифтові відклади валанжин-пізньоальбського віку. На південній окраїні Чорного моря – в Понтидах – було задокументоване аналогічне Кримському готерив-альбське скидоутворення з Пд-З напрямком розтягу [Hippolyte et al., 2014] і зроблено висновок, що ранньокрейдовий розтяг віддзеркалює рифтову фазу розвитку ЧМ. Геологічна інтерпретація швидкісного розрізу по профілю ГСЗ 25 через Пн-З шельф ЧМ показує, що скиди на суходолі пов'язані з пологими коровими детачментами в акваторії. Базуючись на розподілі напружень на окраїнах ЧМ запропоновано модель близького за часом відкриття Західно-Чорноморської западини (проти годинникової стрілки) та Східно-Чорноморської западини (за годинниковою стрілкою). Відкриття Чорноморського басейну обумовлено задуговим розтягом в наслідок асиметричних відкатів слейбів океанічної літосфери Неотетису, що субдукувала під південну границю Євразії. Після закінчення рифтингу, в сеномані-ранньому кампані, відбувається формування океанічної кори та південний дрейф блоків південної окраїни ЧМ.

9. Проведені дослідження дозволяють порівняти геодинамічні процеси в Карпато-Паннонському та Кримсько-Чорноморському регіонах, які відносяться до зони континентальної колізії Євразійської і Афро-Арабської плит, проте приводяться в дію різними інденторами (Адріатичним та Арабським, відповідно). Загальною рисою регіонів є їх сучасна позиція на найбільшому видаленні від інденторів, які впливають на їх розвиток через систему проміжних блоків, внаслідок чого початковий імпульс інденторів послаблюється і видозмінюється.

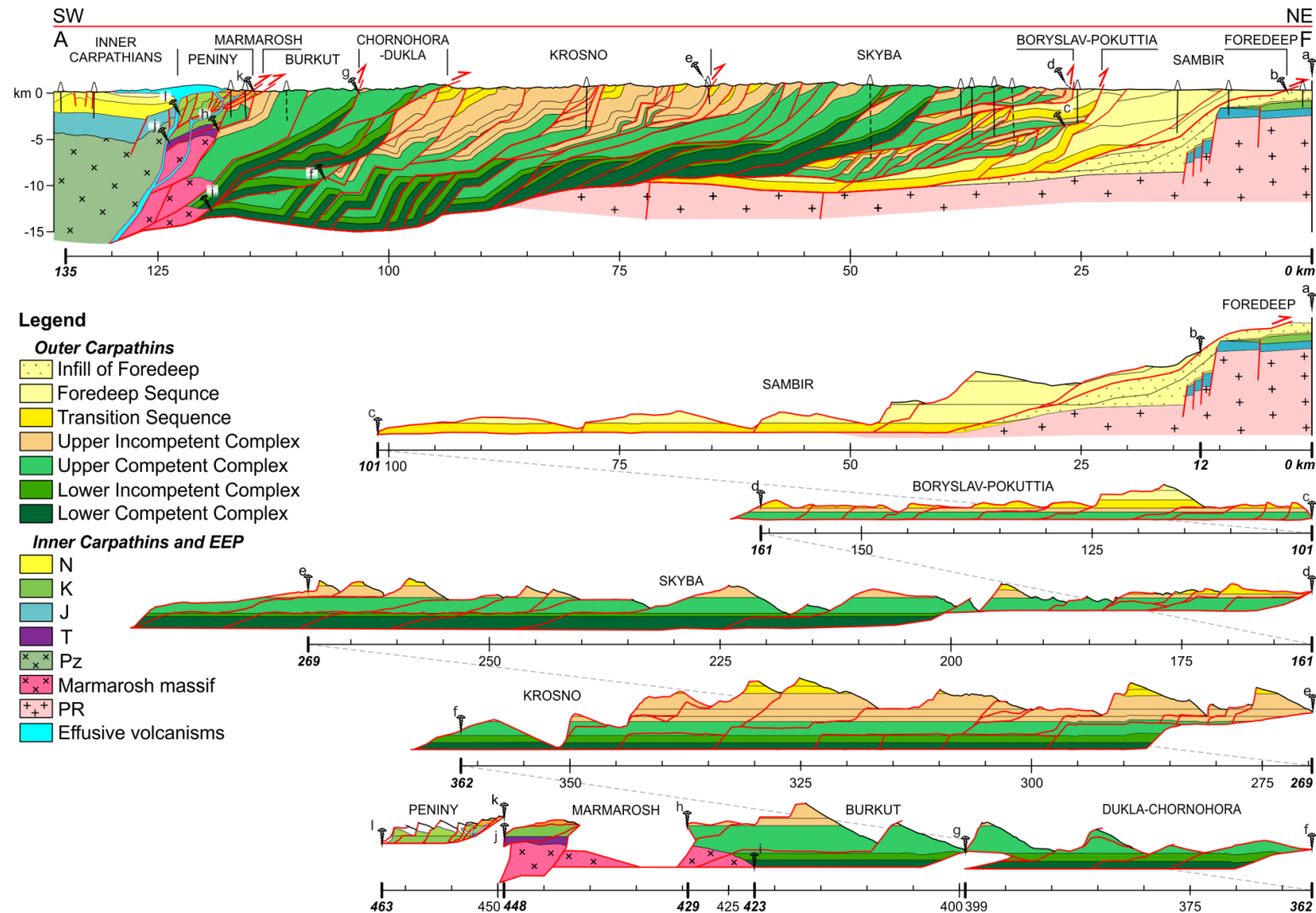
В розглянутих регіонах в процес колізії втягнута континентальна літосфера, яка характеризується реологічним розшаруванням як в розрізі, так і по літералі, в результаті чого різні її шари, розділені детачментами,

деформуються за різними механізмами, а внутрішньоплитні деформації зосереджуються в ослаблених зонах на місці давніх сутур, рифтів, трансформних розломів, вулканічних дуг. Скорочення континентальної літосфери, що має місце в зоні колізії, відбувається за рахунок субдукції континентальної літосфери, бокового виштовхування по зсувним розломам, скупчення і потовщення кори.

10. Паннонська та Чорноморська западина традиційно відносяться до задугових басейнів, проте між ними існують суттєві відмінності. Формування Паннонського басейну здійснилось досить недавно (23–12 млн років тому), проте він не досяг стадії океанічного басейну. Мантийний апвелінг під Паннонським басейном, очевидно, визначає основні риси розвитку Карпато-Паннонського регіону. В протилежність до Паннонського, Чорноморський басейн підстеляється тонкою (суб)океанічною корою та більш товстою континентальною літосферою. Рифтинг в Чорноморському басейні закінчився, відповідно до представленої в роботі моделі, 80 млн років, за пострифтовий період його літосфера суттєво остигла та реагує на сучасну деформацію як жорстка мікроплита. Загальною рисою розвитку Паннонського та Чорноморського задугових басейнів, як показано даним дослідженням, є умови стиснення на їх окраїнах (в Закарпатському прогині і прогині Сорокіна) внаслідок підсуву їх потоншеної літосфери від товсту літосферу Східно-Європейського кратону.

ДОДАТОК 1

Збалансований та реставрований розрізи по лінії Мукачево-Орява-Більче, за [Nakapelukh et al., 2018]



ДОДАТОК 2

Таблиця 7.2. Пункти тектонофізичних спостережень та результати визначень полів напружень для східної частини Гірського Криму

Номер і назва відслонення	Довгота	Широта	Літологія та вік порід	Тип поля напру- жень	Вісь стиску (кут/ ази- мут)	Вісь розтягу (кут/ азимут)
1 Червоні печери	34.34333°	44.87°	Пісковик, K ₁	Зсув	11/149	5/240
2 Демерджи	34°24' 8.70''	44°45' 16.00''	Конгломерат, J ₃	Скид	69/058	20/214
3 Джур-Джур	34°27' 32.70''	44°48' 25.56''	Конгломерат, J ₃	Підкид	02/200	63/03
4 Карабі 1	34.48333°	44.86015°	Вапняк, J ₃	Підкид	20/157	61/348
5 Міжгір'я	34.415°	44.991°	Вапняк, K ₁	Підкид Зсув	20/179 0/83	70/357 5/173
6 Карабі 2	34.486667°	44.966667°	Вапняк, K ₁	Підкид	04/170	63/071
7 Білогорськ- Привітне 1	34.6351°	44.901°	Конгломерат, K ₁ берріас	Скид Підкид Зсув	48/216 07/344 20/85	07/118 43/076 12/179
9 Білогорськ- Привітне 2	34.634°	44.911667°	Фліш, K ₁ берріас	Скид	75/340	14/149
11 Ул'янівка	34.634°	45.0101°	Вапняк, K ₁	Підкид	21/296	57/170
12 Зеленогір'я	34°43' 44.7''	44°52' 33.09''	Фліш, J ₁	Скид Підкид	37/020 24/293	14/120 52/168
13 Кокасан	34.7093°	44.9363°	Вапняк, K ₁	Скид	86/90	03/315

14 Краснока- менка	34.75737°	44.93475°	Фліш, К ₁	Зсув	17/47	9/314
15 Бор-Кая	34°51' 24.09''	45°0' 10.86''	Вапняк, Е ₁	Підкид	23/302	67/108
16 Ворон	34.835467°	44.9175°	Фліш, J ₁	Підкид Зсув	0/002 2/342	46/101 3/72
17 Веселе	34°51' 44.464''	4°50' 56.27''	Конгломерат, J ₂	Скид Підкид	72/193 10/175	07/082 39/77
18 Новий Світ	34.90055°	44.82065°	Вапняк, J ₃	Скид	59/057	09/162
20 Дачне 1	35.000633°	44.886433°	Конгломерат, J ₃	Підкид	7/345	38/244
21 Дачне 2	34°58' 52.94''	44°53' 33.88''	Вапняк, J ₃	Зсув	10/343	10/251
23 Грушівка	35.005383°	45.0162°	Вапняк, J ₃	Скид Підкид	72/104 4/100	08/348 85/315
24 Холодовка 1	35°0'1.76''	45°3'8.97''	Конгломерат, J ₃	Зсув	14/77	11/170
25 Холодовка 2	35.005983°	45.073017°	Конгломерат, J ₃	Підкид Зсув	2/77	62/171
26 Капсель	35°1'7.85''	44°49' 58.28''	Конгломерат, J ₂	Підкид	16/9	40/123
27 Алчак	34°59' 18.07''	44°50' 2.85''	Вапняк, J ₃	Скид підкид	36/158 6/231	09/355 42/130
31 Меганом	35°3'2.89''	44°48' 33.73''	Фліш, J ₁	Підкид зсув	12/26 4/345	20/285 2/75
33 Сонячне	35.09925°	44.889250°	Вапняк, J ₃	Підкид	14/6	52/258
34 Карадаг	35°13' 21.13''	44°55' 5.63''	Вулканит, К ₁	Зсув	29/108	22/21
35 Сюрю-Кая	35°13' 6.69''	44°56' 37.11''	Вапняк, J ₃	Підкид	1/179	89/359
36	35.211483°	44.968417°	Вапняк,	Підкид	5/318	81/197

Шебетовка			J ₃			
37 Коктебель	35.264533°	44.966500°	Фліш, J ₂	Скид Підкид	74/260 15/162	16/093 48/054
38 Хамелеон	35.278133°	44.969050°	Фліш, J ₂	Підкид	17/338	63/105
42 Орджоні- кідзе	35.349117°	44.969333°	Конгломерат, J ₂	Зсув	9/2	8/94
43 Феодосія	35.360517°	44.990917°	Фліш, J ₂	Підкид	13/328	54/76
44 Феодосія 2	35°21' 15.64''	45°2' 35.44''	Мергель, E ₂	Підкид	7/328	79/98
45 Керч	36°29' 32.79''	45°19' 2.22''	Вапняк, N ₁	Покрив	49/184	41/360
46 Топшан-Гя	34°26' 42.63''	44°44' 2.93''	Конгломерат, J ₃	Покрив	35/264	53/60

ДОДАТОК 3

Таблиця 7.3. Пункти тектонофізичних спостережень та результати визначення полів напружень для західної частини Гірського Криму

Номер і назва відслонення	Довгота	Широта	Склад та вік порід	Тип поля напру- жень	Вісь стиску (кут/ азимут)	Вісь розтягу (кут/ азимут)
1 Царський пляж	33° 28' 54''	44° 30' 31''	Вапняк, N ₁	Зсув	37/18	13/278
2 Мраморна	33° 31' 28''	44° 30' 11''	Вапняк, J ₃	Зсув	17/216	29/117
3 Кадиков- ський	44° 31' 11''	33° 33' 53''	Вапняк, J ₃	Скид Зсув	74/293 14/37	14/148 27/300
4 Балаклава 1	33° 35' 43''	44° 29' 48''	Вапняк, J ₃	Скид	58/216	08/318
5 Балаклава 2	33° 36' 42''	44° 29' 30''	Вапняк, J ₃	Підкид	9/170	71/275
7 Чорноріччя	33° 40' 54''	44° 32' 48''	Мергель, K ₂	Зсув	31/242	1/333
8 Гасфорта	33° 40' 58''	44° 31' 56''	Вапняк, J ₃	Зсув	0/252	21/342
9 р. Чорна 4	33° 42' 1''	44° 32' 21''	Вапняк, J ₃	Зсув	4/46	8/316
10 р. Чорна 5	33° 43' 00''	44° 31' 48''	Вапняк, K ₁	Зсув	5/343	4/73
10в р. Чорна 6	44° 30' 60''	33° 46' 10''	Вапняк, K ₁	Підкид	30/28	37/143
11 Інжир	33° 38' 50''	44° 28' 17''	Конгло- мерат, J ₃	Покрив	43/169	41/6
12 Резервне 1	33° 41' 36''	44° 28' 46''	Вапняк, J ₃	Скид	68/22	22/200
13 Резервне 2	33° 42' 0.00''	44° 28' 36''	Вапняк, J ₃	Зсув	2/43	11/313

14 Орлине	33° 41' 602''	44° 28' 757''	Вапняк, J ₃	Скид	78/170	11/005
15 Батиліман	33° 41' 34''	44° 25' 24''	Вапняк, J ₃	Підкид Зсув	0/283 1/81	85/16 27/350
16 Гарін-міх	33° 42' 28''	44° 25' 43''	Вапняк, J ₃	Скид Зсув	49/265 7/136	03/171 17/44
17 Ласпі	33° 43' 09''	44° 25' 49''	Вапняк, J ₃	Покрив	30/66	49/198
18 Байдари	33° 46' 48''	44° 24' 18''	Вапняк, J ₃	Скид Зсув	79/201 3/46	11/025 7/136
19 Фор. церква 1	33° 47' 14''	44° 24' 24''	Вапняк, J ₃	Скид	68/125	02/032
20 Фор. церква 2	33° 47' 39''	44° 24' 21''	Вапняк, J ₃	Підкид	7/32	77/272
21 Форос	33° 47' 53''	44° 24' 03''	Вулканіт, J ₂	Підкид Зсув	31/13 35/244	49/147 3/336
22 Меласький	33° 49' 39''	44° 24' 22''	Вулканіт, J ₂	Зсув	29/15	16/275
23 Кучукой	33° 51' 12''	44° 25' 09''	Вапняк, J ₃	Скид Зсув	60/095 0/61	09/201 7/151
24 Скельська	33° 52' 04''	44° 27' 47''	Вапняк, J ₃	Скид Зсув	77/070 21/276	08/196 13/181
25 Узунджа	33,895367	44,494067	Вапняк, J ₃	Підкид	0/180	89/91
26 Кікенеіз	33° 55' 57''	44° 24' 12''	Фліш, J ₂	Зсув	12/222	36/321
27 Ай-петрі 1	33° 57' 18''	44° 24' 48''	Вапняк, J ₃	Зсув	23/212	5/304
28 Спіради	33° 57' 15''	44° 26' 05''	Вапняк, J ₃	Зсув	1/323	11/54
29 Атбаш	33° 58' 41''	44° 26' 14''	Вапняк, J ₃	Зсув	20/179	6/271
30 Соколине	33° 57' 51''	44° 33' 34''	Діабаз, J ₂	Зсув	5/46	12/315
31	33° 58' 30''	44° 35' 06''	Фліш,	Покрив	43/142	42/332

Плотине			J ₂			
32 Ай-петрі 2	34° 00' 00''	44° 29' 36''	Вапняк, J ₃	Підкид Зсув	6/359 4/338	77/245 4/248
33 Каньйон	34° 01' 18''	44° 33' 34''	Вапняк, J ₃	Зсув	10/278	8/10
34 Ай-петрі 3	34° 01' 55''	44° 28' 56''	Вапняк, J ₃	Покрив	34/335	49/194
35 Щастливе	34° 04' 05''	44° 34' 51''	Діабаз, J ₂	Скид Покрив Зсув	86/076 36/159 11/213	03/289 46/19 22/308
36 Каспана	34° 06' 01''	44° 36' 30''	Фліш, T ₃ - J ₁	Скид Зсув	73/052 8/269	04/155 18/176
37 Юграф	34° 08' 12''	44° 30' 42''	Вапняк, J ₃ ,	Скид	83/278	03/165
38 Учан-су	34° 10' 37''	44° 31' 40''	Вапняк, J ₃	Скид	85/171	03/309
39 Ялтинська	34° 09' 26''	44° 33' 00''	Вапняк, J ₃	Зсув	7/39	1/309
40 Кемаль- егерек	34° 10' 58''	44° 34' 17''	Вапняк, J ₃	Підкид	27/286	56/148
41 Гурзуфське	34° 13' 44''	44° 35' 02''	Вапняк, J ₃	Скид Зсув	56/087 24/99	16/202 5/191
42 Бабуган	34° 13' 40''	44° 36' 49''	Вапняк, J ₃	Підкид Зсув	15/137 31/150	69/272 6/244
43 Шарха	34° 20' 05''	44° 36' 12''	Діорит, J ₂	Зсув	0/259	8/169
44 Чучельський	34° 14' 37''	44° 38' 35''	Вапняк, J ₃	Скид	41/100	05/194
45 Плака	34° 22' 02''	44° 35' 28''	Діабаз, J ₂	Підкид	27/337	63/158
46 Кастель	34° 22' 45''	44° 38' 14''	Діорит, J ₂	Підкид Зсув	7/92 15/98	40/355 23/2
47 Чатирдаг 9	34° 19' 57''	44° 45' 14''	Фліш, T ₃ - J ₁	Скид	65/333	10/085
48 Чатирдаг 2	34° 20' 09''	44° 48' 03''	Фліш, T ₃ - J ₁	Покрив	41/332	32/184

49 Чатирдаг 4	34° 16' 15''	44° 46' 50''	Вапняк, J ₃	Зсув	19/148	11/58
50 Мраморний	34° 16' 35''	44° 49' 08''	Вапняк, J ₃	Зсув	1/136	6/226
52 Петропав- лівськ	34° 08' 33''	44° 53' 53''	Діабаз, J ₂	Підкид	26/5	59/148
54 Тру долю- бовка	34° 00' 13''	44° 47' 8''	Андезит, J ₂	Покрив Зсув	42/18 19/312	47/180 3/43
57 Бахчисарай	33° 53' 46''	44° 44' 49''	Вапняк, E ₁	Зсув	12/304	6/35
61 Богате урочище	33° 51' 18''	44° 33' 12''	Пісковик, K ₁	Скид	47/100	03/007
62 Лозове	34.16935	44.909267	Діабаз, J ₂	Підкид	2/271	64/4

ДОДАТОК 4

до дисертації Муровської Г. В. на тему «Глибинна будова та альпійська геодинаміка Карпатського та Кримсько-Чорноморського регіонів України», представлену на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук за спеціальністю 04.00.22 – геофізика. – Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, 2019.

СПИСОК ОПУБЛІКОВАНИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Статті в наукових виданнях.

1. Гинтов, О.Б., **Муровская, А.В.**, Мычак, С.В. (2013). Полевая тектонофизика в решении проблем геодинамического развития территории Украины. *Геодинамика и тектонофизика*, 4(5), 281—299. <https://doi.org/10.5800/GT-2013-4-3-0101>.
2. Гинтов, О.Б., Бубняк, И.Н., **Муровская, А.В.**, Вихоть, Ю.М., Накапелюх, М.В., Шлапинский, В.Е. (2014). Тектонофизический и палинспастический разрезы Украинских Карпат вдоль геотраверса DOBRE-3 (PANCAKE). *Геофизический журнал*, 36(3), 3—34. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i3.2014.116050>.
3. Вольфман, Ю.М., Гинтов, О.Б., Колесникова, Е.В., **Муровская, А.В.** (2014). Тектонофизическая интерпретация механизмов очагов землетрясений системы Загрос. *Геодинамика и тектонофизика*, 5(1), 305—319. <http://doi.org/10.5800/GT-2014-5-1-0129>.
4. Гинтов, О.Б., Егорова, Т.П., Цветкова, Т.А., Бугаенко, И.В., **Муровская, А.В.** (2014). Геодинамические особенности зоны сочленения

Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофизический журнал*, 36(5), 26—63.
<https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111568>

5. Шеремет, Е., Соссон, М., Гинтов, О., Мюллер, К., Егорова, Т., **Муровская, А.** (2014). Ключевые проблемы стратиграфии восточной части Горного Крыма. Новые микропалеонтологические данные датирования флишевых пород. *Геофизический журнал*, 36(2), 35—51.
<https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i2.2014.116117>

6. **Муровская, А.**, Шеремет, Е., Лазаренко, О. (2014). Деформации верхнемеловых — неогеновых отложений юго-западного Крыма по тектонофизическим данным. *Геофизический журнал*, 36(6), 79—92.
<https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i6.2014.111027>

7. **Муровская, А.**, Ипполит, Ж.-К., Шеремет, Е., Егорова, Т., Вольфман, Ю., Колесникова, К. (2014). Деформационные структуры и поля напряжений юго-западного Крыма в контексте эволюции Западно-Черноморского бассейна. *Геодинаміка*, (2), 53—68.
<https://doi.org/10.23939/jgd2014.02.053>.

8. 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. (2015). Глубинная сейсмогенная зона Вранча как индикатор геодинамического процесса. *Геофизический журнал*, 37(3), 22—49.
<https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111101>.

9. **Муровская, А.**, Накапелюх, М., Вихоть, Ю., Шлапинский, Е., Бубняк, И. (2016). Кинематическая эволюция Зоны Пеннинских утесов в кайнозой (Украинские Карпаты). *Геофизический журнал*, 38(5), 119—136.
<https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107826>.

10. Гинтов, О.Б., Цветкова, Т.А., Бугаенко, И.В., **Муровская, А.В.** (2016). Некоторые особенности строения мантии Восточного Средиземноморья и их геодинамическая интерпретация. *Геофизический*

журнал, 38(1), 17—29. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i1.2016.107719>.

11. Gobarenko, V.S., **Murovskaya, A.V.**, Yegorova, T.P., & Sheremet, E.E. (2016). Collisional processes at the northern coast of the Black Sea. *Geotectonics*, 50(4), 407—424. <https://doi.org/10.1134/S0016852116040026>.

12. Sheremet, Ye., Sosson, M., Ratzov, G., Sydorenko, G., Voitsitskiy, Z., Yegorova, T., Gintov, O., & **Murovskaya, A.** (2016). An offshore-onland transect across the north-eastern Black Sea basin (Crimea margin): Evidence of Paleocene to Pliocene two-stage compression. *Tectonophysics*, 688, 84—100. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.09.015>.

13. Sheremet, Ye., Sosson, M., Muller, C., **Murovskaya, A.**, Gintov, O., & Yegorova, T. (2016). New datings (by Nannofossils assemblages) and structural data from flysch formations of the Crimea Peninsula (Ukraine): consequence on the tectonic evolution of the Eastern Black Sea. In M. Sosson, R. Stephenson (Eds.), *Tectonic evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*, 428, (pp. 265—305). Geological Society London Special publication. <http://doi.org/10.1144/SP428.14>.

14. Малицький, Д.В., **Муровська, А.В.**, Гінтов, О.Б., Гнип, А.Р., Обідіна, О.О., Мичак, С.В., Грицай, О.Д., Павлова, А.Ю. (2017). Механізми вогнищ землетрусів та поле напружень Солотвинської западини Закарпаття. *Вісник КНУ. Геологія*, (2), 43—51. <http://doi.org/10.17721/1728-2713.77.05>.

15. Малицький, Д.В., **Муровська, А.В.**, Обідіна, О.О., Гнип, А.Р., Грицай, О.Д., Павлова А.Ю., Пугач А.В. (2017). Визначення полів напружень у земній корі за механізмами вогнищ місцевих землетрусів у Закарпатті. *Вісник КНУ. Геологія*, (3), 36—45. <http://doi.org/10.17721/1728-2713.78.05>.

16. Nakapelyukh, M., Bubniak, I., Yegorova, T., **Murovskaya, A.**, Gintov, O., Shlapinskyi, V., & Vikhot, Yu. (2017). Balanced geological cross-section of the outer Ukrainian Carpathians along the PANCAKE profile. *Journal of Geodynamics*, 108, 13—25. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.05.005>.

17. Yegorova, T. P., Baranova, E. P., Gobarenko, V. S., & **Murovskaya A. V.** (2018). Crustal Structure of the Crimean Mountains along the Sevastopol—Kerch Profile from the Results of DSS and Local Seismic Tomography. *Geotectonics*, 52(4), 468—484. [https://doi.org/ 10.1134/S0016852118040027](https://doi.org/10.1134/S0016852118040027).
18. Alokhin V. I., Tikhlivets, S. V., **Murovska, A. V.**, & Puhach, A. V. (2018). Mineralogical features of the clastic dykes of the Eastern Carpathians Skybova zone. *Journal of Geology, Geography and Geoecology*, 27(1), 3—11. [https://doi.org/ 10.15421/111824](https://doi.org/10.15421/111824).
19. Hippolyte, J-C., **Murovskaya, A.**, Volfman, Yu., Yegorova, T., Gintov, O., Kaymakci, N., & Sangu, E. (2018). Age and geodynamic evolution of the Black Sea Basin: Tectonic evidences of rifting in Crimea. *Marine and Petroleum Geology*, 93, 298—314. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.03.009>.
20. **Муровская, А.**, Ипполит, Ж-К., Шеремет, Е., Егорова, Т. (2018). Современные и палеонапряжения в пределах Северной окраины Черного моря и Горного Крыма в мезо-кайнозой—квартере (по механизмам очагов землетрясений и полевым тектонофизическим данным). *Геофизический журнал*, 40(1), 42—55. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i1.2018.124013>.
21. Verpakhovska, A., Pylypenko, V., Yegorova, T., & **Murovskaya, A.** (2018). Seismic image of the crust on the PANCAKE profile across the Ukrainian Carpathians from the migration method. *Journal of Geodynamics*, 121, 76—87. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.07.006>.
22. Малицький, Д., Гнип, А., Грицай, О., **Муровська, А.**, Кравець, С., Козловський, Е. (2018). Механізм вогнища і тектонічний контекст землетрусу 29.09.2017 р. поблизу м. Стебник. *Геодинаміка*, (1), 100—107. <https://doi.org/10.23939/jgd2018.01.100>.
23. **Муровская, А.В.**, Егорова, Т.П., Фарфуляк, Л.В. (2018). Глубинное строение территории Украины по современным геофизическим данным.

Добруджа. В кн.: В.И. Старостенко, О.Б. Гинтов (Ред.), *Очерки геодинамики Украины* (сс. 102—109). Киев: ТОВ "ПІДПРІЄМСТВО "ВІ ЕН ЕЙ".

24. **Муровская, А.В.** (2018). Особенности геодинамического развития регионов Украины. Геодинамика Добруджи. В кн.: В.И. Старостенко, О.Б. Гинтов (Ред.), *Очерки геодинамики Украины* (сс. 202—210). Киев: ТОВ "ПІДПРІЄМСТВО "ВІ ЕН ЕЙ".

25. Амашукели, Т.В., **Муровская, А.В.**, Егорова, Т.П. (2019). Глубинное строение Добруджи и Преддобруджинского прогиба как отражение развития Транс-Европейской шовной зоны. *Геофизический журнал*, 42(1), 153—171. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158869>.

26. **Муровська, А.**, Амашукелі, Т., Альохін, В. (2019). Поля напружень та деформаційні режими в межах української частини Східних Карпат за тектонофізичними даними. *Геофизический журнал*, 42(2), 84—98. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i2.2019.164455>.

Тези доповідей і матеріали конференцій

1. Hippolite, J.-C., **Murovskaya, A.**, Muller, C., Volfman, Yu, Yegorova, T., Gintov, O., Sosson, M., & Sheremet, Ye. (2014). Preliminary study of Cretaceous normal faulting in Western Crimea. *Special Darius publication of final symposium December 8—9, 2014* (pp. 66—67). Paris, France.

2. Hippolyte, J.-C., Kaymakci, N., Sangu, E., Espurt, N., Müller, C., & **Murovskaya, A.** (2014). New structural paleostress and stratigraphic data in the Pontides, (Turkey): from the opening of the Black Sea to the collision of continental blocks. *Special Darius publication of final symposium December 8—9, 2014* (pp. 64—65). Paris, France.

3. Sheremet, Y., Sosson, M., Muller, C., **Murovskaya, A.**, Gintov, O., Yegorova, T., & Hippolite, J.-C. (2014). New stratigraphic and structural data from

the East Crimea mountains: consequence on the tectonic evolution of the Eastern Black Sea basin. *Special Darius publication of final symposium December 8—9, 2014* (pp. 136—137). Paris, France.

4. Егорова, Т.П., Гобаренко, В.С., **Муровская, А.В.** (2016). Структура и современные коллизионные процессы Крымско-Черноморского региона: *Материалы 4-й тектонофизической конференции «Тектоника и актуальные вопросы наук о земле». Том 1. Раздел. 1. Природное напряженно-деформированное состояние горных массивов и современная геодинамика* (сс. 60—66). Москва, Россия.

5. Sheremet, Y., Sosson, M., G. Ratzov, G., Sidorenko, G., Yegorova, T., Gintov, O., & **Murovskaya, A.** (2016). An offshore-onland transect across the northern inverted part of the Eastern Black Sea basin: new evidence of the earliest compressional stage in the Cenozoic. *AAPG, 19—20 May 2016. Bucharest, Romania.*

6. Sheremet, Y., Sosson, M., Ratzov, G., Sidorenko, G., Yegorova, T., Gintov, O., & **Murovskaya, A.** (2016). An offshore-onland transect across the NE Black Sea (Crimean margin): evidence of Paleocene to Pliocene two-stage compression. *Abstract EAGE_30680, 10—13 May 2016, Kiev.*

7. Yegorova, T., Gobarenko, V., **Murovskaya, A.**, & Sheremet, Ye. (2016). Crustal underthrusting in the Crimea-Northern Black Sea area. Vol. 18. *Geophysical Research Abstracts. EGU General Assembly. Vienna, 2016.*

8. **Муровська, А.В.**, Накапелюх, М.В., Віхоть, Ю.М., Шлапінський, В.Є., Бубняк, І.М. (2016). Кінематична еволюція зони Пенінських скель в кайнозої (Українські Карпати). *Third scientific conference Geophysical studies and modeling of physical fields of Earth. 13—15 October 2016, Lviv—Verkhnie Synievydne* (pp. 110—113).

9. Алёхин, В.И., Тихливец, С.В., **Муровская, А.В.**, Пугач, А. В. (2017). Условия залегания и состав кластических даек Сходницы и Рыбника (Скибовая зона Украинских Карпат). *Розвиток промисловості та*

суспільства. Секція 5. Геологія і прикладна мінералогія. Матеріали міжнародної науково-практичної конференції. Криворізький національний університет, 24—26 травня 2017 р. Кривий Ріг: Видавничий центр Криворізького нац. ун-ту.

10. Малицький, Д.В., **Муровська, А.В.**, Обідіна, О.О., Гінтов, О.Б., Гнип, А.Р., Пугач, А.В. (2017). Поле напружень для Закарпаття за фокальними механізмами. *16th International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects, 15—17 May 2017, Kiev, Ukraine*. Conference Paper. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201701862>.

11. Промыслова, М.Ю., Демина, Л.И., Бычков, А.Ю., **Муровская, А.В.**, Гущин, А.И., Царев, В.В. (2017). Брекчии офиолитовой ассоциации Юго-Западного Крыма . «Ломоносовские чтения» МГУ, 17—19 апреля 2017. Москва, Россия.

12. **Murovskaya, A.**, Sheremet, Ye., Sosson, M., Hippolyte, J-C., Gintov, O., & Yegorova, T. (2017). Paleo- and recent stress regimes of the Crimea Mountains based on micro- and macroscale tectonic analysis and earthquakes focal mechanisms: *Abstracts Volume. International Research Group Project “South Caucasus Geosciences” Final Workshop, October 25—27, 2017, Kiev*. *Геофизический журнал*, 30(4), 107—109.

13. Sheremet, Ye., Sosson, M., **Murovskaya, A.**, Gintov, O., & Yegorova, T. (2017). Tectonic evolution of the Crimean Mountains since the Triassic: Insight from the new dating and on-and-offshore structural data (macro- and microscale). In general tectonic context of the Greater Caucasus-Black Sea domain: *Abstracts Volume. International Research Group Project “South Caucasus Geosciences” Final Workshop, October 25—27, 2017, Kiev*. *Геофизический журнал*, 30(4), 115—117.

14. Starostenko, V., Sosson, M., Farfulyak, L., Gintov, O., Yegorova, T., **Murovskaya, A.**, Sheremet, Ye., & Legostaeva O. (2017). Deep crustal structure of the transition zone of the Scythian Plate and the East European Platform

(DOBRE-5 profile): consequences of the Alpine Tectonic evolution: *Abstracts Volume. International Research Group Project "South Caucasus Geosciences" Final Workshop, October 25—27, 2017, Kiev. Геофизический журнал, 30(4), 120—122.*

15. **Муровская, А. В.**, Малицкий, Д. В., Гнип, А. Р., Махницкий, Н. Р., Мычак, С. В., Поляченко, Е. Б. (2018). Активная тектоника и современное поле напряжений Закарпатского прогиба по механизмам очагов землетрясений. *17th International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects, 14—17 May 2018, Kiev, Ukraine. Conference Paper.* <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201801852>

16. Sheremet, Ye., Sosson, M., **Murovskaya, A.**, Gintov, O., & Yegorova, T. (2018). Tectonic evolution of the Crimean Mountains during the Meso-Cenozoic in the context of the Black Sea-Greater Caucasus domain. *EGU General Assembly 2018, 12 Apr 2018, 20* (pp. 89—97).

17. Nakapelyukh, M., Yakibyuk, Y., Kuts, I., & **Murovskaya, A.** (2018). The geological evolution of the south-west margin of East European platform: from Paleozoic fold-thrust belt to Miocene Foredeep: *17th Symposium of Tectonics, Structural Geology and Crystalline Geology, Jena 2018.*

18. **Murovskaya, A.**, Amashukeli, T., Yegorova, T., Bezuhlyi, R., Verpakhovska, A., Nakapelukh, M. (2019). The main features of the lithosphere structure along the PANCAKE profile in the context of geodynamics of the Carpathian-Pannonian region. *18th International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects, 13—19 May 2017, Kiev, Ukraine. Conference Paper.* <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201902092>

19. Starostenko, V., Janik, T., Mocanu, V., Stephenson, R., Yegorova, T., Amashukeli, T., Czuba, W., Środa, P., **Murovskaya, A.**, Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Okoń, J., Dragut, A., Omelchenko, V., Legostaeva, O., Gryn, D., Mechie J., & Tolkunov, A. (2017). Seismic model of the crust and upper mantle across the Eastern Carpathians – from the Apuseni Mountains to the Ukrainian

Shield. *Geophysical Research Abstracts Vol. 21, EGU2019-5419-2, 2019. The General Assembly 2019 of the European Geosciences Union (EGU), 7—12 April 2019. Vienna, Austria.*