

<https://doi.org/10.15407/knit2020.05.048>

УДК 551.24 (4/5)

**В. В. ПОКАЛЮК**<sup>1</sup>, пров. наук. співроб., д-р геол. наук

E-mail: [pyskan@ukr.net](mailto:pyskan@ukr.net)

**І. Е. ЛОМАКІН**<sup>2</sup>, зав. відділу тектоніки і морської геоекології, д-р геол. наук

**В. Г. ВЕРХОВЦЕВ**<sup>1</sup>, зав. відділу спеціальної металогенії, д-р геол. наук

<sup>1</sup> Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища Національної академії наук України»

Пр-т Академіка Палладіна 34а, Київ-142, 03142

<sup>2</sup> Державна установа «Центр проблем морської геології, геоекології і осадового рудоутворення Національної академії наук України»

вул. Олеса Гончара 55б, Київ-601, Україна, 01601

## БАЛТІЙСЬКО-ІРАНСЬКИЙ СУПЕРЛІНЕАМЕНТ — ДОВГОЖИВУЧИЙ ТРАНСЄВРАЗІЙСЬКИЙ ПОЯС ДИСЛОКАЦІЙ І ПЛАНЕТАРНОЇ МЕГАТРИЩИНУВАТОСТІ

*На основі аналізу літературних геолого-геофізичних, картографічних, космографічних матеріалів, включаючи результати тектонолінеamentного дешифрування космозображень земної поверхні, узагальнено відомості щодо розломної тектоніки і глибинної будови глобального трансєвразійського поясу дислокацій та планетарної мегатрищинуватості — Балтійсько-Іранського суперлінеamentу; уточнено особливості його поширення і сегментації. Суперлінеament є найбільшою трансєвразійською структурою планетарного рангу — невід'ємною складовою частиною закономірно просторово орієнтованого стародавнього регматичного розломного каркасу Євразії, утвореного на ранніх етапах формування жорсткої земної кори під впливом глобальних напружень, пов'язаних з фактором ротації Землі. Довгоживучий характер поясу (верхній протерозой — кайнозой) і його квазістаціонарне положення протягом всієї історії формування, а також відсутність масштабних в кілька сотень кілометрів зсувних переміщень уздовж нього і у вузлах перетину з поперечними тектонолінеamentними поясами близького рангу, вказують на малоімовірність мобілістської моделі сходження Афро-Аравії і Євразії. Більш вірогідною є модель деструкції колись єдиного Афро-Євразійського континенту у потенційно зсувному полі відносно малоамплітудних (в планетарному масштабі) дислокацій. Геодинамічний режим формування і розвитку поясу в цілому не можна описати будь-яким одним типом — рифтогенним чи колізійним. У ньому періодично чергуються регіональні і надрегіональні зони розтягування (рифтогенні) та стиснення (колізійні). В цьому проявляється глобальність поясу, об'єднання/сполучення в ньому різних геодинамічних режимів, а також хвилювий характер та ієрархічність тектонічного процесу.*

**Ключові слова:** космічне дешифрування, тектоніка, геодинаміка, лінеament, Балтійсько-Іранський тектонолінеamentний пояс, зона Тейсейра — Торнквіста, регматична розломна мережа, планетарна мегатрищинуватість.

### ВСТУП

У публікації розглядається Балтійсько-Іранський (БІ) суперлінеament/тектонолінеamentний пояс, який в цілому відповідає лінеamentу, виділеному під цією назвою Л. М. Расцветаєвим

[25, 26], а раніше під схожою назвою — Г. Штілле [45]. Відомі й інші найменування поясу — Ельбсько-Загроський лінеament за В. А. Бушем [4—6] і Північноморсько-Аравійська система розломів за А. В. Горячевим [10]. Такі розломні зони

Цитування: Покалюк В. В., Ломакін І. Е., Верховцев В. Г. Балтійсько-Іранський суперлінеament — довгоживучий трансєвразійський пояс дислокацій і планетарної мегатрищинуватості. *Космічна наука і технологія*. 2020. **26**, № 5 (126). С. 48—72. <https://doi.org/10.15407/knit2020.05.048>

трансконтинентального рангу привертають особливий інтерес в аспекті формування планетарної мережі лінеаментів, зобов'язаною своїм походженням глобальним чинникам, передусім особливостям ротаційного режиму земних оболонок. Ці зони значною мірою контролюють формування і розміщення родовищ більшості корисних копалин, в тому числі вуглеводнів.

**Мета публікації** — показати єдність і взаємозв'язок загальної структури тектонолінеаментного БІ-поясу у просторі та часі для визначення геодинамічних особливостей його формування протягом тривалої історії розвитку. При цьому вирішувалося завдання більш повного позначення просторового поширення поясу і його головних елементів на основі аналізу геолого-геофізичних картографічних матеріалів та тектонолінеаментного дешифрування наявних у вільному доступі даних космічних радарних SRTM-зображень земної поверхні. Широкі можливості генералізації космічних оглядових цифрових зображень та удосконалення методів їхньої обробки дає можливість на новому рівні провадити морфоструктурний і тектонолінеаментний аналіз величезних територій.

У зв'язку з тим що даний пояс включає в себе окремі складові елементи Середземноморського рухомого поясу (області Неотетису) і займає кососічне положення відносно останнього, виходячи далеко за його межі, питання формування БІ-поясу тісно пов'язане з проблемою розвитку всього Середземномор'я (і його платформного оточення) та різними концептуальними геотектонічними підходами в її вирішенні.

Мобілістська модель передбачає сходження Афро-Аравії та Євразії з колізійним закриттям Мезо-Неотетису. При цьому загальні закономірності будови, просторового розташування і кінематики рухів різних гілок БІ-суперлінеаменту, які спостерігаються по різні боки Середземномор'я, стають наслідком випадкового поєднання різнорідних і незалежних один від одного геоблоків літосфери. Натомість встановлена космічним дешифруванням сувора узгодженість і впорядкованість глибинного тектонічного каркасу Європи і Землі в цілому [1, 15, 51] може бути забезпечена тільки глобальними чинниками

загальнопланетарного характеру, пов'язаними тією чи іншою мірою з впливом ротаційного режиму земних оболонок на розподіл напружень в літосфері. Все це визначає **актуальність** даних досліджень для вироблення сучасної мультидисциплінарної концептуальної геотектонічної парадигми, необхідність якої підкреслено В. Є. Хайніним [34].

**Теоретичною основою роботи** є уявлення про розломно-блокову будову земної кори і тектонічну подільність тектоносфери, традиційні для української геологічної школи В. Г. Бондарчука та І. І. Чебаненка; а також основні положення концепції планетарної мережі лінеаментів, що активно розвивається з початку минулого століття У. Хоббсом, Р. Зондером, Д. Умброве, Г. Штілле, Д. Муді, М. Хілом, І. І. Чебаненком, Е. М. Пермьковим, Г. М. Каттерфельдом, Г. В. Чарушиним, А. В. Доліцьким, П. С. Вороньовим, С. С. Шульцем, К. Ф. Тяпкіним, А. М. Ласточкіним, В. А. Бушем, Я. Г. Кацем, А. І. Полетаєвим, В. І. Макаровим, Л. М. Расцветаєвим, В. М. Анохіним і багатьма іншими дослідниками. В аспекті даної публікації є сенс привести в короткому цитуванні деякі основні положення цієї концепції, що стосуються проблеми об'єднання різнорідних геотектонічних структур у складі великих лінеаментів планетарного і трансконтинентального рангу, наведені В. А. Бушем [4, С. 27—29]:

• *«Крупнейшие тектонические структуры, отраженные на космических снимках в виде линейных элементов первого ранга, образующие зоны протяженностью во многие тысячи километров и шириной от первых десятков до 200—300 км, — реально существующие геологические образования, подтверждаемые на многих отрезках своего протяжения данными геологического картирования и геофизических зондирований.*

• *Правомерность объединения однонаправленных, хотя иногда и разобщенных фрагментов линейных структур в единые протяженные зоны подтверждается единством динамики тектонических движений на всем протяжении таких зон, определенным временем заложения и развития и соответствующими постумными движениями. <...> Некоторые линейные элементы сохраняют одно-*

бразные геодинамические условия на всем своем протяжении. <...> Однако большинство линеаментов меняет геодинамические условия формирования и во времени, и в пространстве.

• Четко прослеживается активизация движений по линеаментам в соответствии с возрастом рассекаемых ими складчатых поясов. <...> Этим часто определяется и изменение динамики движений вдоль простирания линеаментов. <...> При перпендикулярном или диагональном пересечении ими складчатых систем секущие линеаменты часто теряются, прерываются, что вызвано переработкой их более молодыми поверхностными структурами.

• Секущие линеаменты пересекают насквозь основные блоковые структуры земной коры и выходят за их пределы. <...> Линеаменты первого ранга (глобальные) пересекают целиком Евразийскую плиту, ограничивающую ее систему зон субдукции и коллизии и лежащую южнее и восточнее рифтовую систему зон спрединга (Срединно-Индийскую и Тихоокеанскую). Таким образом, они являются секущими по отношению к литосфере в целом. Трансконтинентальные линеаменты (второго ранга) рассекают почти целиком весь Евразийский континентальный мегаблок и выходят за его пределы в межконтинентальный Средиземноморский пояс и на континентальные мегаблоки плит Гондванского ряда (Африкано-Аравийскую и Индостанскую). Они являются секущими по отношению к земной коре.

• Секущие линеаменты жестко связаны с фигурой Земли и положением оси ее вращения. <...> Линеаменты представляются фиксированными в основном объеме мантии и не изменяющими своего положения относительно оси вращения планеты. <...> Предполагается внутримантийное заложение трансконтинентальных линеаментов».

**Терміни та визначення.** Згідно з визначенням [28] *лінеамент* — це різноранговий лінійний елемент геолого-геофізичного середовища, який знаходить своє відображення у лінійному рельєфно-ландшафтному рисунку. *Мегалінеамент* — лінеамент надрегіонального рангу протяжністю від декількох сотень до 1...2 тис. км. *Суперлінеамент* — лінеамент континентального і трансконтинентального рангу протяжністю

в декілька тисяч кілометрів. Мега- і суперлінеаменти представляють собою досить широкі зони/пояси шириною від декількох десятків до декількох сотень кілометрів, що концентрують системи субпаралельних і кулісних лінеаментів/розломів менших рангів. *Планетарна мегатріщинуватість* відповідає планетарній тріщинуватості за С. С. Шульцем [47], з акцентом на мережу розломів регіонального (і вище) масштабу.

**Історичні передумови.** Окремі структурні ланки, що складають суперлінеамент/тектонолінеаментний БІ-пояс, описано у величезній кількості наукових праць, особливо в зв'язку з проблемою південно-західної межі Східно-Європейської платформи (СЄП). Однак загальним питанням цієї глобальної структури, як найбільшого лінеаментного поясу планетарного рангу, що об'єднує різноманітні і різновікові тектонічні елементи, присвячено вкрай мало публікацій, серед яких необхідно назвати роботи В. А. Буша [4—6], Л. М. Расцветаева [25, 26], А. В. Горячева [10].

Пріоритет виділення лінеаменту як трансєвразійської структури належить Г. Штілле [45], який визначив його у своїх головних відрізках ще на початку ХХ ст. (рис. 1), виділивши як суттєвіший для формування тектоніки Європи «...Балтійсько-Подольський линеамент, который ... мог определять юго-западный край Фенноскандинавии; вместе с юго-западным краем Паскандика он образует «Гренландско-Черноморский линеамент». На продовженні лінії простягання Гренландсько-Чорноморського лінеаменту, з перервою через Чорне море і Туреччину, Г. Штілле виділив «Іранський лінеамент».

Слід зауважити, що об'єднуючи балто-подільську і праскандинавську частини в єдиний протяжний лінеамент (Гренландсько-Чорноморський), Г. Штілле іранську частину розглядав як окремий лінеамент, оскільки на той час ще не вистачало даних щодо тектоніки Чорноморського басейну.

У близькому розумінні до Г. Штілле, але таким, який має більше поширення у межі Азійського континенту, лінеамент виділено В. А. Бушем на основі дешифрування дрібномасштабних космічних знімків під назвою Ельбсько-Загрось-

кого [4—6]. Ельбсько-Загроський лінеамент за В. А. Бушем — найбільший тектонолінеаментний пояс планетарного рангу протяжністю близько 10 000 км — від південно-східного краю Ісландії через Атлантику і Північне море до узбережжя Європи в напрямку Ютландського п-ова. Далі лінеамент проявляється напрямком долин Ельби і Одри, січе Карпати і виходить до Чорного моря у пониззі Дунаю. У Малій Азії лінеамент дешифрується в східній половині Понтійських гір, вздовж хребта Загрос досягає Аравійського моря і простягається паралельно всьому західному берегу півострова Індостан. Лінеамент віднесено В. А. Бушем до структур Рз-Kz-віку з різномірним характером геодинамічних рухів: «*Эльбско-Загросский линеамент сопровождается кайнозойскими вертикальными перемещениями на Фарерском пороге; структурами растяжения, затем сжатия в раннем палеозое и вертикальными перемещениями в среднем-позднем палеозое и мезозое в Европе (линия Торнквиста); альпийской зоной субдукции в Восточных Карпатах; альпийскими правосторонними сдвигами на Понтийско-Загросском отрезке, где линеамент образует сутуру современных плит и микроплит, и вертикальными перемещениями на эскарпе Индостана*» [4, С. 29].

Л. М. Расцветаев [25, 26] показує цей лінеамент як найбільшу трансконтинентальну правозсувну зону деформацій і розломів (Балтійсько-Іранську) (рис. 2), одну з «великих діагоналей Євразії», «глобальну зону сколювання», що розсікає весь Альпійський пояс і йде далеко у межі суміжних материкових платформ. «*Балтийско-Иранская зона правосдвиговых деформаций протягивается на 7.5 тыс. км от полуострова Ютландия до полуострова Оман через линии Торнквиста и Варты, Свентокишские горы, Предкарпатье и Северную Добруджу и далее через центральную часть Черноморской впадины на северную ветвь Северо-Анатолийского разлома и Загросскую взбросо-сдвиговую зону*» [25, С. 193]. При всій схематичності геодинамічної моделі, що показана на рис. 2, вона у принципі правильно, на наш погляд, відображає основні просторові і кінематичні характеристики зони тектонолінеаментного БІ-поясу та його співвідношень з навколишніми структурами. Перш за все це стосується

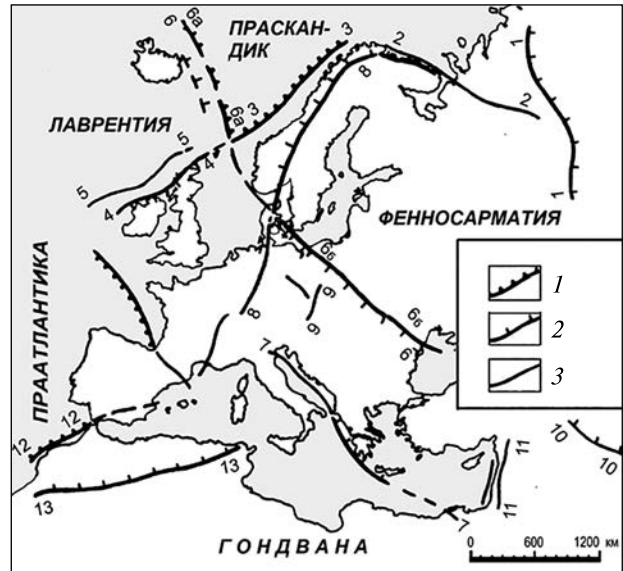
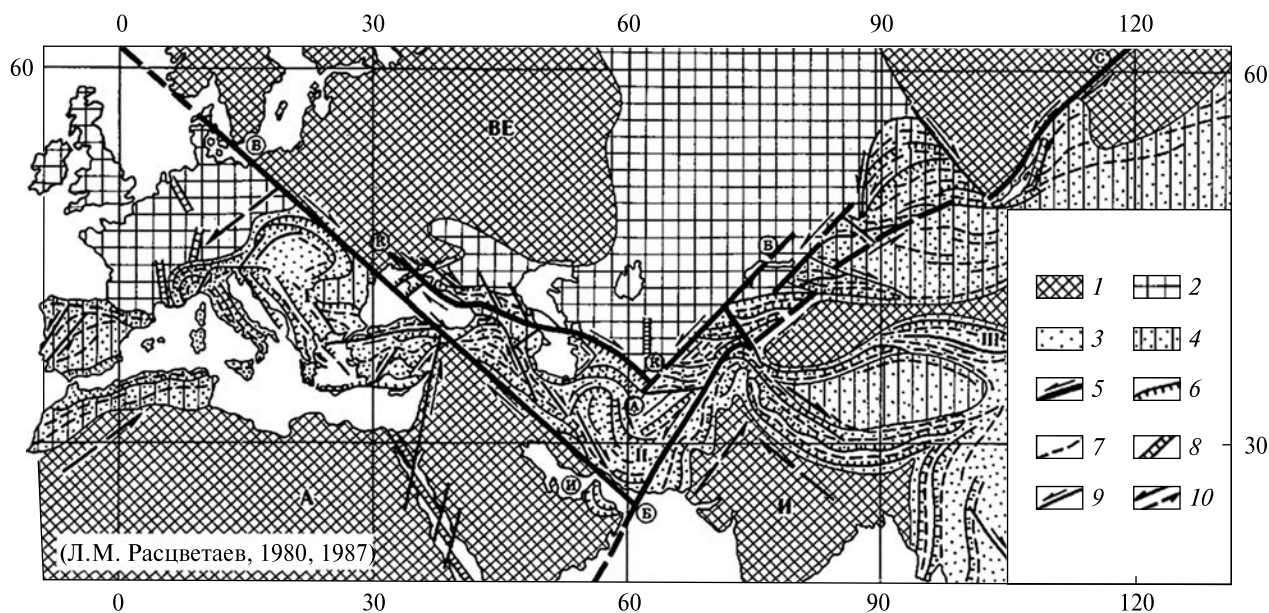


Рис. 1. Кардинальні лінеаменти Європи (за Г. Штілле [45]), що проявилися: 1 — перед альгонцькою революцією; 2 — одночасно з альгонцькою революцією; 3 — після альгонцької революції. Цифри на схемі арабські — лінеаменти: 1-1 — Уральський, 2-2 — Нордкап-Тіманський, 3-3 — південно-східного Скандика, 4-4 — Гебридський, 5-5 — Порк'юпайн, 6-6 — Гренландсько-Чорноморський, 6а-6а — південно-західного Скандика, 6б-6б — Балтійсько-Подільський, 7-7 — Адріатичний, 8-8 — Середземноморсько-Лапландський, або Середземноморсько-М'єський, 9-9 — Мораво-Сілезький, 10-10 — Іранський, 11-11 — Сирійський, 12-12 — о-вів Зеленого мису, 13-13 — Малоафриканський

однотипних в цілому правозсувних рухів уздовж лінеаменту, його прямолінійного січного характеру по відношенню до Середземноморського рухомого поясу і симетрії крупних тектонічних елементів оточення щодо його центральної частини. У цих загальних особливостях проявляється єдність розглянутого суперлінеаменту на всій його довжині, незважаючи на об'єднання в його складі і/або перетин абсолютно різних типів тектонічних структур.

За А. В. Горячевим [10, С. 33] «*Североморско-Аравийская система разломов пересекает Евразийский континент с северо-запада на юго-восток и прослеживается примерно на 5000 км от датского побережья Северного моря до ирано-западно-пакистанского (Макранского) побережья Аравийского моря, где срезается субмеридиональным*





**Рис. 2.** Альпійський орогенний пояс у структурі Південно-Західної Євразії (за Л. М. Расцветаевим [25, 26]): 1 — древні платформи (А — Африкано-Аравійська, ВЕ — Східно-Європейська, І — Індійська, С — Сибірська); 2 — молоді платформи, 3, 4 — області активного прояву пізньоальпійських орогенних деформацій епігеосинклинального (3) або епіплатформного (4) типів (І, ІІ, ІІІ — західна, центральна і східна ланки Альпійського орогенного поясу Євразії); 5 — найкрупніші зони розломів Південно-Західної Євразії, що розсікають Альпійський пояс і суміжні структури. Трансконтинентальні зсувні зони («великі діагоналі» Євразії): Б-І — Балтійсько-Іранська, Б-С — Белуджистан-Сибірська; міжрегіональні зсувні зони, що обрамляють Руський контрфорс Лавразії: К-К — Кримсько-Копетдазька, А-Б — Афгано-Балхаська (стрілки уздовж зон вказують на характер зсувного переміщення крил); 6, 7 — пізньоальпійські зони стиснення всередині орогенного поясу; 6 — регіональні підкидо-насувні зони, 7 — інші зони стиснення; 8 — зони розтягування новітнього часу (грабени, скидні зони, системи розсівів); 9 — найкрупніші зсуви і зони зсувних деформацій новітнього часу, що розсікають орогенні структури Альпійського поясу або суміжних плит; 10 — передбачуваний напрямок відносного горизонтального переміщення крупних літосферних блоків уздовж границі з Альпійським поясом

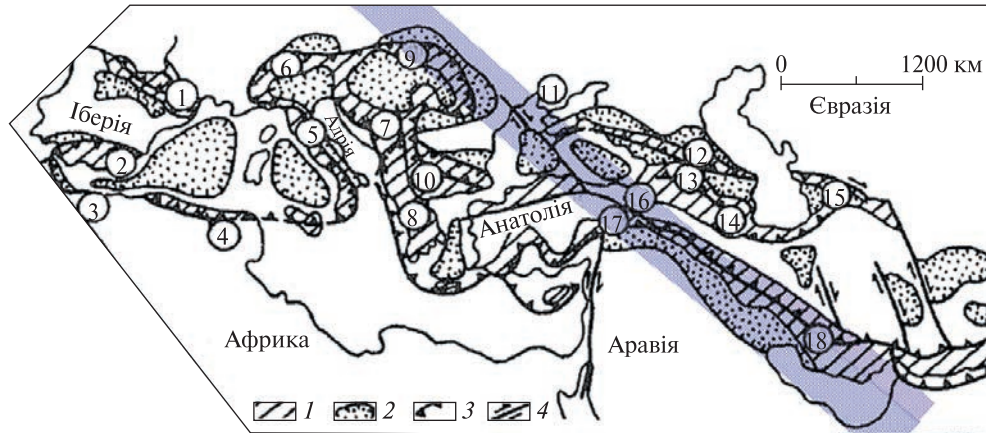
*Мокуро-Чаманским разломом. По ряду косвенных признаков система прослеживается к северо-западу в направлении Исландии и Гренландии, где на ее продолжении поднимаются Исландско-Фарерский и Исландско-Гренландский подводные пороги. Система состоит из ряда частных протяженных (порядка 500...1000 км), кулисообразно подставляющих друг друга звеньев, которые объединяют множество параллельных или сложноветвящихся сбросов, взбросов, надвигов и сдвигов, занимая полосу шириной до сотни километров». Серед таких ланок позначено: 1 — зона розломів Торнквіста — Тейсейра, 2 — Східно-Передкарпатська ланка, 3 — ланка розломів Інеболу-Варто в Туреччині, 4 — ланка системи розломів Загрос в Ірані, 5 — Макранська ланка розломів. А. В. Го-*

рячев звернув увагу на протилежну вергентність альпійських орогенів Карпат і Загросу; цю особливість ми розглядаємо як прояв ознак симетрії в загальній структурі БІ-поясу.

Незважаючи на розбіжності між згаданими дослідниками в оцінці протяжності лінеamentу та розташування його основних зон глибинних розломів, немає сумнівів у тому, що ці дослідники розглядали одну і ту ж глобальну структуру планетарного рангу.

#### ПОЗДОВЖНЯ І ПОПЕРЕЧНА СЕГМЕНТАЦІЯ ТА ЗОНАЛЬНІСТЬ

Аналіз геолого-геофізичної інформації і космозображень показує, що ширина БІ-поясу (зона його динамічного впливу), що концентрує сис-



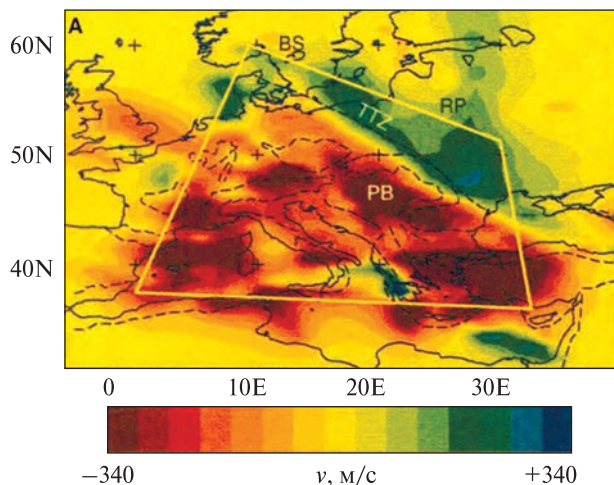
**Рис. 3.** Загальна схема структури західної частини Альпійсько-Гімалайського рухомого поясу (за В. Є. Хаїним [37]) і кососічне до нього розташування Балтійсько-Іранського тектонолінеаментного поясу (синє штрихування): 1 — складчасто-покровні споруди: цифри в кружках: 1 — Піреней, 2 — Бетська Кордильєра, 3 — Ер-Риф, 4 — Тель-Атлас, 5 — Аппеніни, 6 — Альпи, 7 — Дінариди, 8 — Еллініди, 9 — Карпати, 10 — Балканіди, 11 — Гірський Крим, 12 — Великий Кавказ, 13 — Малий Кавказ, 14 — Ельбурс, 15 — Копетдаг, 16 — Східні Понтиди, 17 — Тавриди, 18 — Загрос; 2 — передові прогини і міжгірські западини; 3 — насувні фронти; 4 — зсуви

тему взаємопов'язаних близькопаралельних та кулісних глибинних розломів ПнЗ-ПдС-на-прямків, становить значно більшу величину, ніж це раніше вважалося.

У поздовжньому своєму поширенні тектонолінеаментний БІ-пояс складається з ряду ланок, структур меншого рангу, які можна умовно об'єднати в чотири поздовжніх сегменти: 1 — сегмент ТТЗ — трансєвропейська зона Тейсейра — Торнквіста, що включає Віяло Торнквіста і Датсько-Польський трог на північному заході з прилеглими субпаралельними структурами та розломними зонами Центральної і Північної Європи (лінії Ельби і Одри та ін.), Східні Карпати з суміжним Передкарпатським прогином, структури Центральної, Північної Добруджі і Переддобрудзького прогину; 2 — сегмент Чорного моря, що включає вал Андрусова-Архангельського з прилеглими лінійними трогами і глибоководними улоговинами; 3 — анатолійський сегмент — східна гілка Північно-Анатолійської розломної зони (E-NAFZ); 4 — іранський сегмент — складчастий Загрос з суміжним Месопотамським прогином. У такому розгляді тектонолінеаментний БІ-пояс є смугою шириною до 300 км, місцями (Загрос-Месопотамія) — до 500 км (рис. 3).

**Зона Тейсейра — Торнквіста (ТТЗ)** є основною складовою частиною тектонолінеаментного БІ-поясу — його північно-західним крилом — одним з ключових мегалінеаментів Європи, що простягається безперервно приблизно на 2000 км від південно-західного краю Скандинавії і Балтійського моря на північному заході до Чорного моря на південному сході при ширині близько 150 км. Вперше на лінеамент звернув увагу польський дослідник В. Тейсейр у 1893 році, припустивши наявність похованої тектонічної лінійної структури поблизу Карпат, від Галичини до Південно-Східної Польщі (лінія Бердо-Нароль). Пізніше у 1908 році німецький геолог А. Торнквіст на основі геомагнітних даних наніс на карту продовження цієї лінії від Польщі до Сканії у Швеції. На сьогодні назва лінеаменту/зони Тейсейра — Торнквіста (ТТЛ або ТТЗ) на честь цих двох вчених особливо закріпилася в літературі, хоча його зміст був неоднозначним, а в різні роки пропонувалося і використовується досі безліч близьких синонімів та інших найменувань для зони в цілому і для її фрагментів: Гренландсько-Чорноморський і/або Балтійсько-Подільський, Балтійсько-Чорноморський лінеаменти, ранньопалеозойський Рюгенсько-Поморський прогин, Поморсько-Свентокшиська



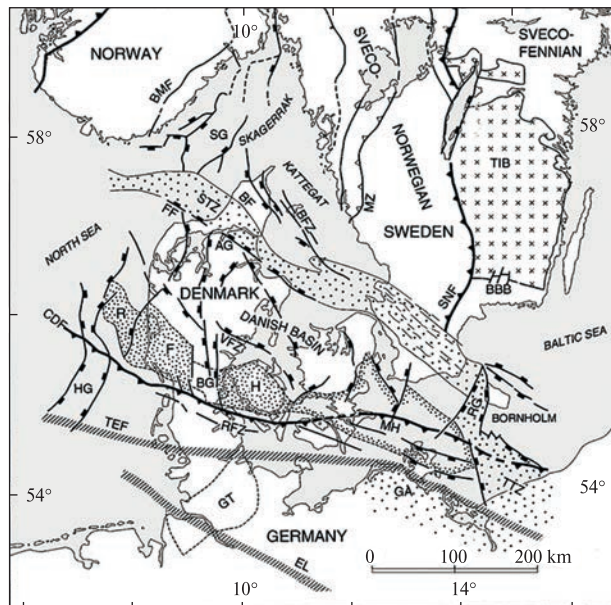


**Рис. 4.** Швидкісна модель поперечних сейсмічних хвиль у межах західної Європи і прилеглих територій, розрахована для глибини 80 км (за даними [72]). Різкий градієнт швидкостей збігається з древньою шовною зоною Тейсейра — Торнквіста (TTZ) між докембрійською і фанерозойською Європою. Пунктирні лінії — основні структурно-тектонічні елементи. Полігон обмежує область з доброю просторовою роздільною здатністю

зона каледонід, Датсько-Польський (лінеament/трог/прогин/борозна), Середньопольський (авлакоген), Польський трог, Добрудзько-Північноморський лінеament, Свентокшисько-Добруджинська тектонічна смуга, Ростоцько-Ізмайльський лінеament та ін.

Характеристиці TTZ і її окремих елементів присвячено величезну кількість публікацій у зв'язку з проблемою південно-західної межі СЄП. Ґрунтовний огляд досліджень з цієї проблеми до 1987 року проведено В. І. Хоменком [38]. Головним чином він охоплює роботи вітчизняних і західноєвропейських вчених, що стоять на традиційних фіксистських позиціях. З останніх оглядів, які враховують також дослідження на основі мобілістського підходу, можна вказати роботу [64].

У відповідності з поглядами фіксистського напрямку TTZ є палеорифтогенною структурою байкальського закладення в тілі докембрійської платформи, подібною древнім авлакогенам, таким як Дніпровсько-Донецький і Пачелмський, згодом багаторазово активізовану, в тому числі і в новітній час. Різноманітні блокові рухи про-



**Рис. 5.** Геолого-тектонічна карта регіону Віяло Торнквіста [71]: BBB — Blekinge Bornholm Block, BF — Borglum Fault, BG — Brande Graben, CDF — Caledonian Deformation Front, EL — Elbe Lineament, FBZ — Fennoscandian Border Zone, FF — Fjerritslev Fault, GA — Grimmen Axis, GT — Gluckstadt Trough, HG — Horn Graben, MH — Mon High, MNS — Mid North Sea High, MZ — Mylonite Zone, RFH — Ringkobing-Fyn High, RFZ — Romo Fault Zone, RG — Ronne Graben, SG — Skagerrak Graben, SNF — Sveconorwegian Front, STZ — Sorgenfrei-Tornquist Zone, TEF — Trans-European Fault, TIB — Trans-Scandinavian Igneous Belt, TTZ — Teisseyre-Tornquist Zone, VFZ — Vinding Fault Zone

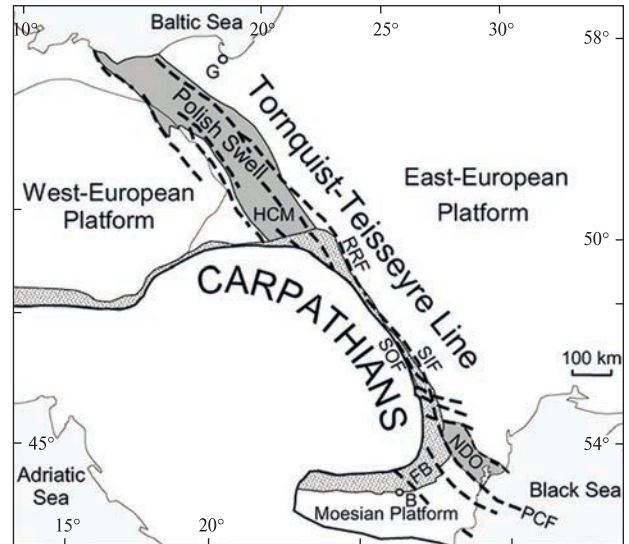
тягом його тривалої історії привели до формування сучасної структури типу шовної зони, що відокремлює добайкальський кратон Фенносарматії або СЄП від фанерозойських платформ західної Європи і альпійського орогену Карпат.

У фізичних полях зоні TTZ відповідають гравітаційні уступи і різка зміна характеру магнітного поля. З мегалінеamentом TTZ пов'язана межа між «товстою» корою СЄП і відносно «тонкою» — Середньоевропейської платформи. СЄП характеризується відносно високими швидкостями поперечних хвиль. Різкий перехід до більш низьких сейсмічних швидкостей фанерозойської Європи збігається з крайовою (шовною) зоною Тейсейра — Торнквіста і фіксується до глибин не менше 140 км [72]. Зазна-



**Рис. 6.** Зона Тейсейра — Торнквіста на тектонічній схемі Центральної Європи [59]: рожевий — Східно-Європейський кратон/платформа (East European Craton (EEC)); блідо-рожевий — ймовірне розширення EEC під потужним осадовим чохлам; помаранчевий — Варисциди; коричневий — Альпи та Карпати; змішане помаранчеве і блідо-рожеве штрихування — окраїна Балтики, покрита поясом Варисцидів, його передовим басейном; A-CDF — Alpine-Carpathian Deformation Front (Альпійсько-Карпатський деформаційний фронт); CDF — Caledonian Deformation Front (Каледонський деформаційний фронт); GF — Grójec Fault (розлом Грютца); KLF — Kraków-Lubliniec Fault (Краків-Люблинецький розлом); STZ — Sorgenfrei-Tornquist Zone (зона Зоргенфрей — Торнквіста); TTZ — Teisseyre-Tornquist Zone (зона Тейсейра — Торнквіста); VDF — Variscan Deformation Front (Варисканський деформаційний фронт)

чений перехід пов'язаний з різними величинами теплового потоку. На докембрійській СЄП значення поверхневого теплового потоку в цілому не перевищують 40 мВт/м<sup>2</sup>. Навпаки, у фанерозойських регіонах Середньої Європи тепловий потік перевищує 60 мВт/м<sup>2</sup>. Особливо важливим в аспекті цієї публікації і проблеми продовження шовної зони ТТЗ у південно-східному напрямку є поширення зони високого градієнта швидкостей поперечних сейсмічних хвиль через Чорноморський басейн у межі Туреччини (рис. 4). Це свідчить про те, що ТТЗ, як глибинна структура літосфери, не закінчується в регіоні Добруджі, а продовжується на південний схід через акваторію Чорного моря.



**Рис. 7.** Схема центральної частини Європи з розташуванням лінеаменту Тейсейра — Торнквіста [58]: B — Bucharest (Бухарест); FB — Carpathian Foreland Basin (Карпатський форландовий басейн — Передкарпатський передовий прогин); G — Gdansk (Гданськ); HCM — Holy Cross Mts (Свентокшиські гори); NDO — North Dobrogean Orogen (Північно-Добрудзький ороген); PCF — Peceneaga-Camena Fault (розлом Печеняга-Камена); RRF — Rava-Ruska Fault (Рава-Руський розлом); SIF — Siret Fault (розлом Сирет); SOF — Solca Fault (розлом Солька)

Зона ТТЗ складається з серії зближених дуже протяжних субпаралельних і кулісоподібних лінійних структур та розломних зон. У поздовжньому напрямку зону ТТЗ зазвичай поділяють на ряд ланок [58, 59, 61, 71 та ін.] (рис. 5—7), з північного заходу на південний схід: 1 — Віяло Торнквіста; 2 — Датсько-Польський прогин; 3 — Східні Карпати разом з Передкарпатським прогином; 4 — Добруджа. Необхідно відзначити, що поділ на поздовжні сегменти і ланки багато в чому є умовним, оскільки між ними немає чітких меж, а окремі тектонічні елементи часто переходять з одних сегментів/ланок в інші за простяганням.

Північна частина ТТЗ розщиплюється на дві гілки, утворюючи т.зв. Віяло Торнквіста [71], що включає область між Фенноскандинавською граничною зоною (FBZ — Fennoscandian Border Zone), зоною Зоргенфрей-Торнквіста (STZ — Sorgenfrei-Tornquist Zone) і каледонським деформаційним фронтом (CDF — Caledonian De-



formation Front) (рис. 5). За своєю структурою Віяло Торнквіста подібне розщепленим північно-західним закінченням Дніпровсько-Донецького і Пачелмського авлакогенів (рифтогенів). Зі структурами розщеплення північно-західної частини TTZ на північ від Варшави пов'язане неоднозначне трактування різними дослідниками границі СЄП [3].

Південніше фронту каледонід і в цілому паралельно TTZ проходить ще один крупний лінеament/розломна зона — лінія Ельби — Одри. З цим лінеamentом пов'язаний західний край каледонської складчастої зони. Ми розглядаємо лінеament Ельби — Одри як західний умовний край БІ-поєсу. Слід зауважити, що В. А. Буш вважав лінію Ельби — Одри одним з головних елементів Ельбсько-Загроського лінеamentу.

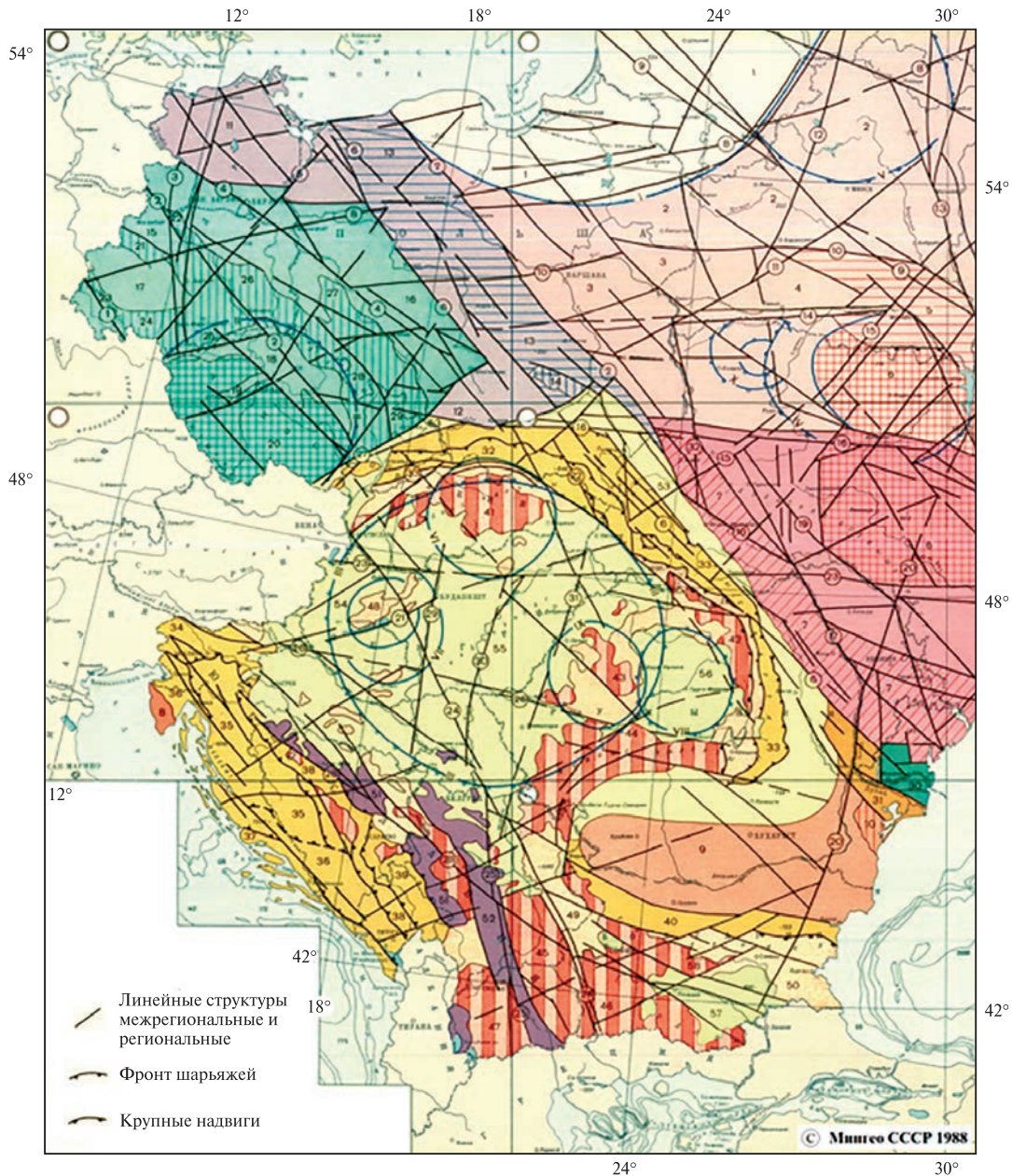
**Датсько-Польський прогин/трог** виділено В. Пожариським (т. зв. Датсько-Польська борозна або Середньопольський авлакоген) [65] як структура типу внутрішньоконтинентальної мезозойської геосинклиналі або авлакогену. Прогин простежується під утвореннями кайнозою від Північного моря через півострів Ютландія, о-в Рюген, північно-західну і центральну частини Польщі, Свентокшиські гори та Передкарпатський прогин до Північної Добруджі [13]. Прогин являє собою асиметричний грабен з відносно пологим західним і крутим східним крилом, виповнений породами тріасу, юри і крейди. В осьовій частині прогину домезозойські відкладення занурені до глибини 12 км. Прогин збігається з областю, де фундамент не має точно встановленого віку; можливо, він консолідований у добайкальський або байкальський час, а потім піддався регенерації в каледонську епоху. Прогину відповідає зона аномально великих глибин залягання поверхні Мохо (до 47...52.5 км, а у південній частині — до 60 км) шириною 65...100 км, виділена А. Гутерхом [11]. Обмеження Датсько-Польської борозни/трогу збігаються з чітко вираженими гравітаційними градієнтами. З віссю структури збігається ряд витягнутих в цьому ж напрямку аномалій теплового потоку.

Розвиток прогину розпочався, ймовірно, ще у байкальську тектонічну епоху [8, 42]. За даними Е. Зноско, В. С. Петренко, М. В. Чирвін-

ської [13] у венді та палеозої, до раннього девону включно, прогин був рухливою жолобоподібною структурою типу інтракратонної зони, близької до авлакогенів, яка зазнала інтенсивних складчастих і розривних деформацій у період з кінця силуру до початку девону. Власне авлакогенна (грабенова) стадія розпочалася у пермі і тривала до нижньої крейди. У цей період авлакоген відрізнявся сильним зануренням (3—10 км), а також відсутністю метаморфізму, вулканізму і значною роллю континентальних осадів. З верхньої крейди територія переживала стадію синеклизи і часткової інверсії. В результаті інверсії у крейдианий час в центральній частині Датсько-Польського прогину утворився Середньопольський (Поморсько-Куявський) вал. В. С. Петренко, В. Пожариський [22] підкреслюють успадкованість мезозойського прогину від більш ранніх етапів розвитку авлакогену у палеозої і, можливо, у рифеї.

Багато дослідників відзначають, що авлакоген при наближенні до Карпат не зникає, а продовжується далі у південно-східному напрямку під флішевим покровом Польських і Українських Карпат і Передкарпатського прогину. На півдні Польщі розломи цього лінеamentу представлені розломами Сірет та Солька [70], похованими під карпатськими насувами і відкладами передового прогину. Матеріали дешифрування космічних знімків [17, 29] (рис. 8) чітко свідчать, що у межах самих Карпат простежуються чіткі лінії ПнЗ-ПдС орієнтування, що є продовженням структур Датсько-Польської борозни. Створюється враження, що Карпатські покриви, які були насунені і частково запечатані у міоцені більш глибинну структуру наявного тут прогину, були потім порушені субвертикальними розривами за оновленими давніми напрямками глибинних розломів зони TTZ.

За даними дешифрування космолінеamentів [17, 29] західним обмеженням Датсько-Польської борозни/трогу є Поморсько-Добруджинська зона розломів, яка обмежує зі сходу Західно-Європейську платформу, січе тектонічні покриви флішевих Карпат і зчленовується з лінеamentами Північної Добруджі; східним кордоном служить Балто-Подільський лінеament



**Рис. 8.** Схема космогенетичного районування центральної частини Європи (Космогенетична карта європейських країн — членів СЕВ і СФРЮ, гол. ред. М.В. Межеловський [17]): 1 — Франконська зона розломів, 2 — лінія Ельби, 3 — зона лінеаментів Плауен-Гера-Галле, 4 — лінія Одри, 5 — Одра-Кальмарсундський лінеамент, 6 — Поморсько-Добруджинська зона розломів, 7 — лінія Тейсейра — Торнквіста, 8 — Бидгош-Полоцький лінеамент, 9 — Шауляй-Світлогорська зона розломів, 10 — Свіслоч-Варшавська зона розломів, 11 — Клецко-Веліжська зона розломів, 12 — Кореліцька зона розломів, 13 — Чернігівсько-Полоцька зона лінеаментів, 14 — Прип'ятська зона розломів, 15 — Стрийсько-Пержанська зона розломів, 16 — лінія Карпінського, 17 — Прутський лінеамент, 18 — Дністровська зона розломів, 19 — Подільська зона розломів, 20 — Східно-Фракійсько-Гайсинський лінеамент, 21 — лінія Балатону, 22 — Закарпатський розлом, 23 — Дунайсько-Чернівецький лінеамент, 24 — Морі-Струмська зона розломів, 25 — Вардарська зона розломів, 26 — Драва-Муреська зона розломів, 27 — Західно-Моравська зона розломів, 28 — Загреб-Іваницька зона розломів, 29 — Будапештський лінеамент, 30 — Нижньотисенський лінеамент, 31 — Орадянський лінеамент, 32 — Радехівський розлом, 33 — П'єнінська шовна зона



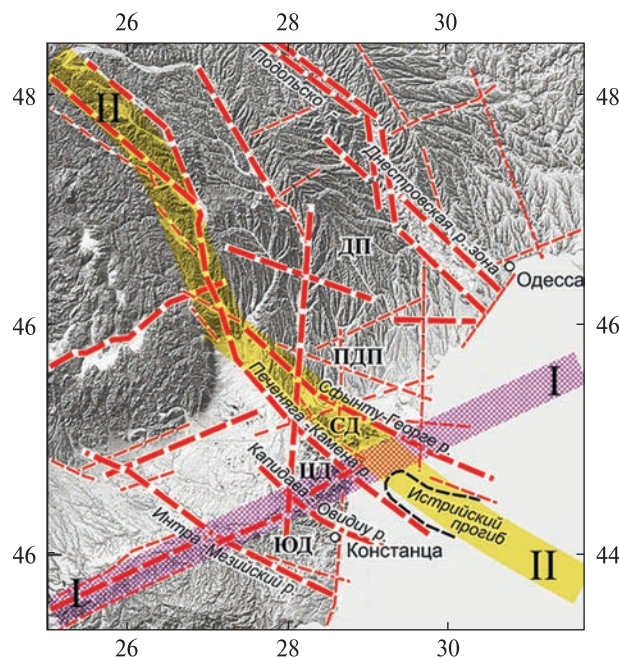


Рис. 9. Схема основних розломів і лінеamentів Добруджі і прилеглих територій (з використанням даних [7, 17, 18, 20, 23, 53, 54, 56, 58, 62]): ЮД = Південно-Добрудзький блок, ЦД = Центрально-Добрудзький блок, СД = Північно-Добрудзький блок, ПДП = Переддобрудзький прогин, ДП = Дністровський перикратон. І — осьова зона Азово-Адріатичного мегалінеаменту, за [18], ІІ — шовна зона Балтійсько-Іранського суперлінеаменту

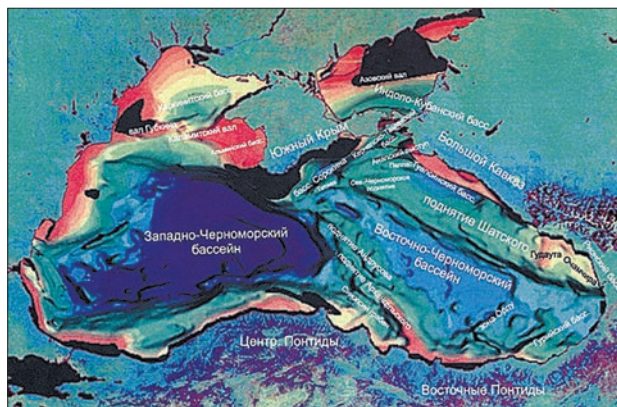


Рис. 10. Схема рельєфу поверхні, близької до домезозойського фундаменту Чорноморського басейну з назвами основних структур (з [2], основане на карті А. Робінсона [67])

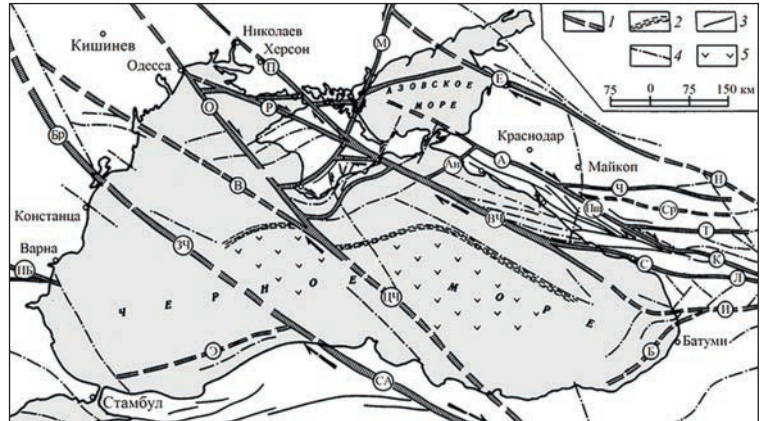
(за Г. Штілле) або власне лінія Тейсейра — Торнквіста, яка обмежує із заходу СЄП [17, 35].

У зону динамічного впливу ТТЗ в загальній БІ-смузі слід зараховувати, за нашими уявленнями, ряд близькопаралельних розломних зон та інших структурних елементів по обидва боки Датсько-Польського прогину і його південно-східного продовження, пов'язаних серією уступів у фундаменті та флексур у породах чохла. Чітко видно субпаралельність північно-західних напрямків ТТЗ і основних протяжних геологічних границь та розломних структур всередині каледонід і герцинід західної Європи (лінеamenti Ельби і Одри, розломи Судет та Передсудетської монокліналі (Дольський розлом) та ін.), а також у межах Придністровського перикратонного прогину (Подільський і Котовсько-Одеський [7] глибинні розломи і ін.). Необхідно звернути увагу на наскрізний характер розломів, що простежуються від Судет через Карпати, Закарпатський прогин до Добруджі.

У межах **Карпатської ланки**, що включає (крім альпійського складчастого орогену) суміжні прогини (Закарпатський та Передкарпатський), а також прилеглу зі сходу зону перикратонних опускань південно-західного схилу УЩ, представлені різновікові (від кембрію до неогену) і різноманітні лінійні тектонічні структури (прогини, підняття, складчасті зони, розломи), що складно чергуються, розгалужуються, кулісно підставляють одне одного за простяганням, але в цілому підлеглі одному напрямку зони ТТЗ і сконцентровані у смузі шириною 200...300 км. Серед них: Закарпатський прогин з активним неогеновим вулканізмом; власне альпійський ороген Карпат з системою лускатих насувів і вергентністю у північно-східному напрямку; Львівський (Львівсько-Люблінський) палеозойський прогин, виповнений потужними товщами девону і карбону (прогину відповідає зона максимального занурення фундаменту уздовж лінії Тейсейра — Торнквіста); Львівсько-Люблінська крейдова западина, що залягає над палеозойським прогином, вісь якої в загальних рисах збігається з зоною ТТЗ; Стрийський юрський прогин; Передкарпатський передовий міоценовий прогин з чітко вираженими зонами гли-



**Рис. 11.** Принципова схема зсувних переміщень по розломах Чорного моря і суміжних областей (за Л. М. Расцветаєвим, 1980 [25]): 1 — найкрупніші системи розломів і шовні зони: ПБ — Передбалканська, ЗЧ — Західно-Чорноморська, СА — Північно-Анатолійська, Бр — Браїлівська, Е — Ереглінська, ЦЧ — Центрально-Чорноморська, В — Вилківська, О — Одеська, ВЧ — Східно-Чорноморська, Р — Раздольнейська, П — Перекопська, С — Сухумська, Л — Лечхумська, І — Імеретинська, Б — Батумська, К — Казбецька, Т — Тирнаузька, Пш — Пшекіська, А — Охтирська, Ан — Анапська, Ср — Середина, Ч — Черкеська, Н — Невинномиська, Е — Єйська, М — Молочанська; 2 — межа різкого виклинювання «гранітного» шару; 3, 4 — розломи, що встановлюються за геологічними (3) і геофізичними (4) даними; 5 — область стоншення «безгранітної» кори в центральній частині Чорноморської западини



бинних розломів північно-західного напрямку (Рава-Руський розлом, Ростоцько-Ізмаїльський глибинний шов і ін.); Придністровський перикратонний прогин. Під Передкарпатським прогином і Скибовими Карпатами бурінням встановлено поховану смугу дислокованих кембро-силурійських порід, витягнуту від Свентокшиських гір до Північної Добруджі.

**Добрудзька ланка** включає область складної мозаїки блоків у вузлі зчленування Мізійської плити, південно-східного орокліну Карпат і південно-західного краю СЄП; домінантним структурним фоном тут є розломи північно-західного орієнтування, субзгідні із загальним напрямком БІ/ТТЗ: Інтра-Мізійський, Капідава-Овідіу, Печеняга-Камена, Сфанту Георге (Георгіївський), Чадир-Лунгський, Подільсько-Дністровський, Одеський (Котовсько-Одеський) (рис. 9). Ці розломи розмежовують структурні зони/блоки Південної, Центральної, Північної Добруджі, Переддобрудзького прогину, Молдавської плити/Дністровського перикратону.

Основним шовним елементом зони БІ/ТТЗ тут є розлом Печеняга-Камена, що розмежовує Мізійську і Скіфську платформи, блоки Центральної і Північної Добруджі з різною потужністю кори і контролює південно-західну границю СЄП [20, 53, 58, 62, 69]. Не менш важливою розломною структурою, з якою також пов'язують межу СЄП, виступає розлом Сфанту

Георге, що обмежує Добрудзький ороген зі сходу і входить в систему Ростоцько-Ізмаїльського глибинного шва. Можна вважати, що вся область Добруджі разом з прилеглими ділянками Мізійської плити, Переддобрудзького прогину і Молдавської плити контролюється глибинними розломами зони БІ. Важливу роль тут відіграють також порушення схід-північно-східного напрямку — Перикарпатська розломна зона, Азово-Адріатичний мегалінеамент [18, 23], а також субмеридіональні розломи (рис. 9). Власне, положення Добрудзької ланки у вузлі перетину БІ-поясу і поперечних розломних зон у південно-західному куті СЄП визначає його складно-блокову будову і високу сейсмічну активність.

**Чорноморський сегмент** займає серединну позицію в загальній конфігурації поясу між його північно-західним крилом (зоною ТТЗ) і південно-східним крилом (Східні Понтіди — Загрос). Глибинна будова Чорноморського басейну стала відомою після розшифровки її геофізичними методами [32, 67] (рис. 10). Основними структурами першого порядку тут є: північно-західний шельф, Західно-Чорноморська та Східно-Чорноморська западини, лінійно витягнуті підняття Андрусова-Архангельського і Шатського. Підняття Андрусова-Архангельського виступає у вигляді своєрідної осьової зони/валу/перемички, по обидва боки якої розташовуються субсиметрично глибоководні западини. В загально-

му структурному плані басейну чітко виражені тектонічні зони північно-західного простягання, що продовжують напрямок розломних зон Добруджі і Переддобрудзького прогину, і що є за Л.М. Расцветаєвим [25] зонами концентрації правозсувних деформацій (рис. 11).

Під час трасування наскрізних трансчорноморських північно-західних швів на оглядових схемах і дрібномасштабних картах зазвичай виділяють дві основні лінії, що сходяться у південному напрямку на території Туреччини в зоні Північно-Анатолійського зсуву: 1 — Печеняга-Камена — Інеболу [6, 25, 36, 37]; 2 — т. зв. Одесько-Синопська розломна зона [36, 41]. Перша лінія має, за нашими уявленнями, превалююче значення — з нею пов'язана згадувана вище смуга різкого градієнта швидкостей поперечних сейсмічних хвиль (див. рис. 4), що розділяє літосферні блоки з різним тепловим потоком, а також зона високої сейсмічної активності, яка простежується від зони Вранча і Добруджі до східної гілки Північно-Анатолійської розломної зони (E-NAFZ). Розлом Печеняга-Камена впевнено трасується у південно-східному напрямку на з'єднання з E-NAFZ через шельф Чорного моря (Істріський прогин) і континентальний схил вздовж палеодолини і підводного каньйону Дунаю [14, 19, 56]. У центральній частині Західно-Чорноморської западини його можна помітити за південно-західною границею найбільш прогнutoї частини западини в рельєфі похованої покрівлі мезозою.

Намічається візуальний просторовий зв'язок Одеського (Котовсько-Одеського) [7] і Західно-Кримського розломів, які у свою чергу можуть бути пов'язані зі східним обмеженням Західно-Чорноморської западини і входити в єдину систему т. зв. передбачуваної Одесько-Синопської розломної зони. Остання, на думку ряду дослідників [36, 41], є головним трансчорноморським тектонічним елементом, що визначав історію розвитку регіону у мезо-кайнозой і розділяє дві відносно самостійні глибоководні чорноморські западини — Західну і Східну. Однак, як впливає з аналізу структурних карт акваторії [32, 39] за основними сейсмостратиграфічними реперними поверхнями мезо-кайнозою, Котовсько-

Одеський розлом безпосередньо не пов'язаний з Західно-Кримським. Останній простежується градієнтними уступами північного обмеження Західно-Чорноморської западини і виходить на континент значно південніше Котовсько-Одеської зони — в напрямку лиманів Шагани-Алібей. При цьому загальне простягання Західно-Кримсько-Алібейської зони паралельне напрямку розломних зон Печеняга-Камена-Інеболу і Алушта-Батумі, що передбачає їхній тісний динамічний зв'язок. Головні ж лінементи валу Архангельського і Синопського трого орієнтовані відносно останніх під кутом 20...25° і є спряженими структурами меншого рангу. Таким чином, Одесько-Синопська «лінія» складається з декількох різноорієнтованих фрагментів, динамічна єдність яких, ймовірно, є опосередкованою.

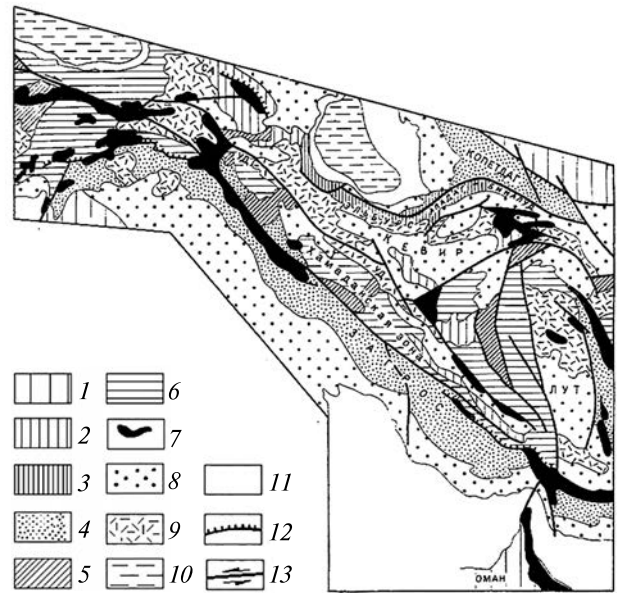
Смуга між лініями Добруджа — E-NAFZ і Одеса — Синоп розділяє Чорноморський басейн на дві частини, різні за рисунком магнітного поля: західну з переважно схід-північно-східним і східну з північно-західним простяганням магнітних аномалій [10].

**Південно-східна частина/крило БІ-поясу** (Східний Понт — Загрос, 2500 км) трасується від північного узбережжя Туреччини в районі Інеболу на південний схід уздовж східної гілки Північно-Анатолійської розломної зони (E-NAFZ), потім вздовж Загроської гірськоскладчастої області. На всьому протязі тут встановлено правозсувні парагенезиси структур [21, 49]. На нашу думку, до цього поясу слід зараховувати також Месопотамський пізньокайнозойський прогин з його зонами крайових розломів (Євфрат-Катарський і Північно-Перський лінементи, за В. Д. Скарятиним і С. В. Анатасяном [27]) на підставі того, що Месопотамський прогин тісно пов'язаний зі складчастим Загросом і витягнутий уздовж єдиного напрямку з зоною ТТЗ.

У межах **Анатолійського сегменту** суперлінеament БІ проявляється у вигляді вузької прямолінійної правозсувної зони E-NAFZ, яка чітко простежується від чорноморського узбережжя в районі Інеболу до оз. Ван (довжина 890 км, ширина 10...20 км). У північній частині E-NAFZ розділяє Західні і Східні Понтиди, у південній частині з нею пов'язана смуга юрсько-крей-

дяних офіолітів. На решті території Анатолії суперлінеамент БІ інтенсивно перероблений кіммерійськими і альпійськими дислокаціями північно-східного орієнтування, на домінантному тлі яких місцями проглядаються рідкі розосереджені елементи північно-західної системи мегатріщинуватості. Кількість таких елементів зростає на південь, в зоні переходу Е-NAFZ до гірсько-складчастої області Загрос. Безпосередній перехід має кулісний характер через гірську систему Бітліс, що підставляє з півдня Е-NAFZ і зчленовується на південному сході з Загросом. Анатолійська і Загроська ланки БІ-поясу відокремлюються одна від одної поперечною міжмегаблоковою границею північно-східного напрямку — Східно-Анатолійською розломною зоною. На приналежність зазначених ланок до різних літосферних блоків (мегаблоків) вказує і різний стиль неотектонічних рухів уздовж їхніх осьових зон: правозсувний в Анатолійській ланці і правозсувно-підкидний — у Загроській.

**Загроський сегмент** (довжина 1300 км, ширина 500 км) складається рядом смугоподібних структурно-формаційних зон, орієнтованих субпаралельно і підлеглих єдиному напрямку БІ-поясу (рис. 12): 1 — Месопотамський передовий прогин (Передзагроський), що включає зовнішнє (західне) і внутрішнє (східне) крила і осьову частину; 2 — власне складчаста система Загросу, що складається з зовнішньої широкої (200 км) і внутрішньої вузької (менш ніж 100 км) зон, розділених Головним підкидом, за яким внутрішня зона підкинута на зовнішню; 3 — Хамаданська зона складної і до кінця ще не розшифрованої будови [36]; 4 — крайовий вулканоплутонічний пояс Урмія-Дохтар. Такий склад (крім Месопотамського прогину) відповідає широкому розумінню Загроської складчастої системи (Загросідам, Загрідам) за В. Є. Хаїним [36]. Із заходу сегмент межує з Аравійською плитою, зі сходу — з Іранським серединним масивом. На відміну від Анатолійського Загроський сегмент характеризується переважною домінантою північно-західних орієнтувань тектонічних структур, успадкованих від домезозойського структурного плану і регенерованих на альпійському етапі. Основна фаза формування Головного підкиду Загросу оціню-



**Рис. 12.** Схема тектоніки Східно-Анатолійсько-Малокавказько-Іранської області (з [36], за Тектонічною картою Світу масштабу 1: 15 000 000): 1 — стародавні континентальні платформи (у межах суші); 2-3 — чохол серединних масивів: 2 — слабо деформований, 3 — сильно деформований (Ельбурс, Аладаг-Біналуд); 4 — зовнішні зони альпійського поясу — вапнякові, флішові; 5 — внутрішні зони альпійського поясу з переважанням древніх метаморфітів; 6 — те ж, мезозойських і палеогенових осадових та вулканічних утворень; 7 — офіоліти (конттури перебільшені); 8 — моласи передових і міжгірських западин; 9 — неогеново-четвертинні вулканіти; 10 — ділянки морських басейнів з корою океанського або субокеанського типу; 11 — шельфи і мілководдя; 12 — насуви; 13 — зсуви; СА — Севано-Акеринська зона, УД — вулканічний пояс Урмія-Дохтар

ється пізньою крейдою, хоча його закладення проявилось ще у венді [46]. Паралельно Головному підкиду проходить трохи більш крутий і більш молодий правий зсуво-підкид, який, імовірно, може становити південно-східне продовження Північно-Анатолійського розлому [36].

**Макранська ланка** продовжує на південний схід основні структурно-формаційні та розломні зони Загроського сегменту БІ-поясу, плавно дугоподібно змінюючи їхнє простягання з північно-західного на субширотне. Ланка є перехідною областю у вузлі перетину двох глобальних діагональних тектонолінеаментних поясів —



Балтійсько-Іранського і Белуджистан-Сибірського (див. рис. 2). Дугоподібне зчленування структур викликано взаємовпливом зазначених поясів, накладенням/інтерференцією їхніх полів напружень.

Необхідно зауважити, що хоча формально БІ-пояс у своєму найбільш яскравому і безперервному вираженні складається вищеописаними сегментами, за непрямыми ознаками з певними перервами його можна простежити значно далі в обидва боки від своїх крайніх ланок: на півночі — аж до Ісландії і Гренландії [4—6, 10, 45], на півдні — до південно-західного краю Індостану і Малайзії [4—6, 25].

#### **ВІК ФОРМУВАННЯ, УСПАДКОВАНІСТЬ РОЗВИТКУ, МІГРАЦІЯ ТЕКТОГЕНЕЗУ**

БІ-суперлінеамент є довготривалим як наскрізна структура трансконтинентального рангу. Окремі елементи цього поясу дислокацій мають безумовно добайкальське закладення і є давніми ослабленими зонами Євразійського материка [25]. Зона ТТЗ оформилася, мабуть, ще у верхньому протерозої (рифей) [8, 42]. У ранньому палеозої уздовж неї вже був прогин з накопиченням мілководно-басейнових формацій, який був інвертований і зазнав складчастих деформацій в кінці силуру і початку девону [13]. У мезозої тут розвинувся рифтогенний трог/грабен, що зазнав основне прогинання з пермі до нижньої крейди, а з верхньої крейди — стадію синеклізи і локальних інверсій. Рава-Руський перикратонний розлом закладався, ймовірно, ще на початку рифею; в результаті каледонської складчастості уздовж розлому виникла вузька (4...10 км) смуга складчастих силурійських утворень; у міоцені зона розлому служила північно-східною межею Зовнішньої зони моласового прогину з амплітудами занурень до 3000 м [33]. Літо-фаціальна межа вздовж граничних скидів орогену Північної Добруджі зафіксована з пізнього тріасу, визначаючи кордон суші, піднятих і опущених блоків [56]. Розлом Інеболу-Варто існував починаючи як мінімум з раннього палеозою, коли він контролював розподіл потужностей ордовік-нижньокарбонового, а потім кimmerійського комплексів відкладів на межі Західних і Східних

Понтид [10]. Складчаста система Загросу являє собою міogeосинклинальний прогин тривалого розвитку (венд-палеоген), котрий зазнав складчастість і орогенез у пізній крейді й у міоцені. Глибинні розломи осьової зони Загросу контролювали накопичення соленосних відкладів венду — нижнього кембрію, таким чином, вік лінеаменту — довендський. Основні підкиди Загросу були сформовані у крейді, а сучасна складчаста структура зовнішньої і внутрішньої зон — у пізньому неогені і кварталі [10].

Таким чином, фіксується певна стаціонарність просторового розташування БІ-поясу і успадкованість розвитку його окремих частин протягом усього фанерозою. Цікавою особливістю поясу є міграція тектогенезу в часі з північного заходу на південний схід як для всього поясу в цілому, так і для його окремих частин у періоди основних фаз тектонічної активності. Так, у північно-західному крилі поясу найбільш інтенсивні тектонічні рухи відбувалися в каледонську, герцинську і кimmerійську епохи, тоді як у південно-східному крилі — у кimmerійську і альпійську. При цьому змінювався загальний динамічний режим територій — від рифтогенного на північному заході до колізійно-зсувно-орогенного на південному сході. Є показовим також омолодження віку складчастості за простяганням палеорифтогена ТТЗ — від каледонської на північному заході до кimmerійської на південному сході (зона Тулча) [8].

Суперлінеамент проявляє деяку симетричність у структурі своїх північно-західного і південно-східного крил і у розташуванні зовнішнього до альпід платформного оточення по відношенню до центральної ланки поясу на відріжку Чорного моря, що ми розглядаємо як прояв єдності його загальної структури, історії та динаміки розвитку. Так, північно-західне крило на своєму значному протязі відокремлює докембрійську СЄП через систему перикратонних і передових прогинів від альпійського складчастого орогену Карпат. Точно такий перехід, але у зворотному порядку фіксується для південно-східної (іранської) частини лінеаменту: від альпійського складчастого орогену Загросу через Месопотамський прогин до докембрійської Аравійської платформи. Звертає на себе увагу

симетричність напрямків вергентності альпійської складчастості Карпат і Загросу. Явна симетрія спостерігається і у центральній ланці поясу (у структурі Чорного моря) — в розташуванні Західної і Східної улоговин відносно валу Андрусова-Архангельського, який збігається з осовою частиною БІ-поясу. У межах Анатолійського блоку суперлінеament частково завуальований і перероблений домінантними поперечними  $ZxPdZx-SxPnSx$ -дислокаціями альпійського часу, однак і тут він «проглядає» у вигляді вузької зони молодого Північно-Анатолійського зсуву і окремих невеликих розсіяних фрагментів тектонічних структур і зон планетарної мегатріщинуватості північно-західного орієнтування.

### **КІНЕМАТИКА І МАЛОАМПЛІТУДНІСТЬ**

З огляду на кососічне положення БІ-поясу відносно Середземноморського альпійського поясу принципово важливо з'ясувати амплітуду або хоча б ранг тектонічних дислокацій, пов'язаних з їхнім розвитком і взаємовпливом, насамперед масштаб поздовжніх переміщень уздовж осі БІ-поясу. У літературі є багато коментарів на цей рахунок, зокрема альтернативних, лише деякі з них мають під собою серйозну аргументацію, але частіше засновані на гіпотетичних моделях. В. А. Буш [6] допускає значні (в кілька сотень км) правосторонні зсувні переміщення уздовж осі БІ-поясу, припускаючи, що останній виступав разом з іншими розломними зонами  $PnZx$ -простягання у вигляді своєрідних паралельних «колій» або трансформ, за якими зсувалися окремі геоблоки/плити. Л. М. Расцветаев [25] також допускає значні правозсувні переміщення уздовж БІ, при яких західна частина Середземноморського поясу зміщувалась на північний захід, а східна — на південний схід. Мобілістські реконструкції припускають правозсувні переміщення близько 300 км уздовж сутури Мезо-Тетису, що приблизно збігається з сучасною зоною E-NAFZ [30]. Тут необхідно зазначити встановлені за даними сучасних землетрусів і GPS-спостережень правозсувні рухи вздовж лінії E-NAFZ і Загросу зі швидкістю до 26 мм на рік [49]. Описано численні приклади пізньочетвертинних правих зсувів річкових і яружних до-

лин та інших молодих форм рельєфу на десятки і сотні метрів уздовж E-NAFZ; при цьому вертикальна складова переміщень істотно поступається зсувній, а місцями її немає [31].

Аналіз літератури по зоні TTZ показує, що в різні періоди, ймовірно, вона мала різну кінематику. Так, передбачається, що під час каледонського орогенезу вона мала лівозсувний тип [66], у пізньокам'яновугільний і ранньопермський час — була повторно активізована з імовірним правостороннім рухом [52, 66], при цьому мобілістські інтерпретації [63] допускають переміщення, відповідно, більше 500 км і 300...350 км. У період пермо-тріасу і пізньої юри формування Датсько-Польського трогу вказує на регіональний режим розтягування; під час пізньої крейди — раннього палеоцену і приблизно одночасно з початком альпійського стиснення у південно-східній Європі зона TTZ була омолоджена тектонічною інверсією з утворенням Польського підняття в умовах правого зсуву зі стисненням [63, 66]. Деякі дані вказують на правозсувні герцинсько-альпійські переміщення блоків фундаменту амплітудою 30 км уздовж горсту Ромелесе в Скандії [66]. За даними, що підтверджені бурінням, внутрішня зона Передкарпатського прогину насунута на зовнішню з амплітудою до 20 км; у свою чергу флішева зона у Східних і Західних Карпатах тектонічно перекриває внутрішній край Передкарпатського прогину з амплітудою перекриття до 20...28 км [36].

Альтернативні судження мають місце відносно кінематики розлому Печеняга-Камена: правозсувної, згідно з [58]; лівозсувної з пізнього тріасу до середини крейди, з правозсувною інверсією в середній-пізній юрі [48, 57], лівозсувної [60]. Нерідко у одних і тих же дослідників розлом отримує різну характеристику (ліво- або правозсувну) [54, 55]. Також є альтернативними уявлення про рухи  $PnZx-PdSx$ -напрямків у межах Чорноморського сегмента БІ-поясу: істотно правозсувні за [25, 26, 36]; лівозсувні уздовж Одесько-Синопської «лінії» і західного обмеження валу Андрусова [55, 68], там же — правозсувні [60]. Прихильники різних поглядів наводять свої аргументи, які швидше засновані на ймовірних геодинамічних модельних побудовах, ніж на конкретних

фактах переміщень, підтверджених реальними структурними маркерами.

Проте про відсутність масштабних у кілька сотень кілометрів сумарних зсувних переміщень уздовж ТТЗ свідчить поперечний Паннонсько-Волинський прогин стародавнього закладення, описаний в роботах [9, 12, 40], шириною до 200 км, що простягається з південного заходу на північний схід поперек складчастої споруди Східних Карпат (під Карпатами), зчленовуючись на сході з Волино-Оршанським рифейським прогином СЄП. Порівняно стійке положення Паннонсько-Волинського прогину у просторі протягом осяжної геологічної історії може служити одним з доказів неспроможності мобілістської моделі розвитку Паннонсько-Карпатського регіону та масштабних сумарних переміщень уздовж зони ТТЗ [10]. У свою чергу, палеогеографічні карти поширення верхньорифейських відкладень [16] і реконструкції розташування рифейських авлакогенів СЄП [50] свідчать про збереження в загальних рисах верхньорифейського структурного каркасу до теперішнього часу, особливо північно-західних обмежень УЩ і Воронежського кристалічного масиву. Є показовою також відсутність масштабних зсувів у вузлі перетину Бі-суперлінеаменту з трансрегіональним Азово-Адріатичним мегалінеаментом мезокайнозойського віку [18].

Підсумовуючи, можна зробити висновок про відсутність масштабних сумарних зсувних переміщень в кілька сотень кілометрів уздовж осі Бі-поясу, хоча на регіональному рівні у різні періоди часу мали місце зміщення порядку декількох десятків, а можливо і до 100...150 км, значною мірою компенсовані у періоди інверсій. Відносно протяжності всього поясу, яка оцінюється значеннями як мінімум 5000 км і як максимум 11000 км, сумарні зсувні дислокації становлять зазвичай 1–2 % і можуть бути охарактеризовані у планетарному масштабі як відносно малоамплітудні, співмірні з потужністю літосфери.

Особливо важливо підкреслити, що геодинамічний режим формування і розвитку поясу в цілому не можна описати будь-яким одним типом — рифтогенним, чи колізійним, чи ще іншим. У ньому періодично чергуються, як у

поздовжньому напрямку, так і у поперечному, регіональні і надрегіональні зони розтягування (рифтогенні) і стиснення (колізійні). В цьому проявляється глобальність поясу, об'єднання/сполучення в ньому різних геодинамічних режимів, а також хвилювий характер тектонічного процесу, його гомологічність і самоподібність на різних ієрархічних рівнях.

### ЗІСТАВЛЕННЯ З ТЕКТОНОЛІНЕАМЕНТНИМ ПОЯСОМ КАРПІНСЬКОГО

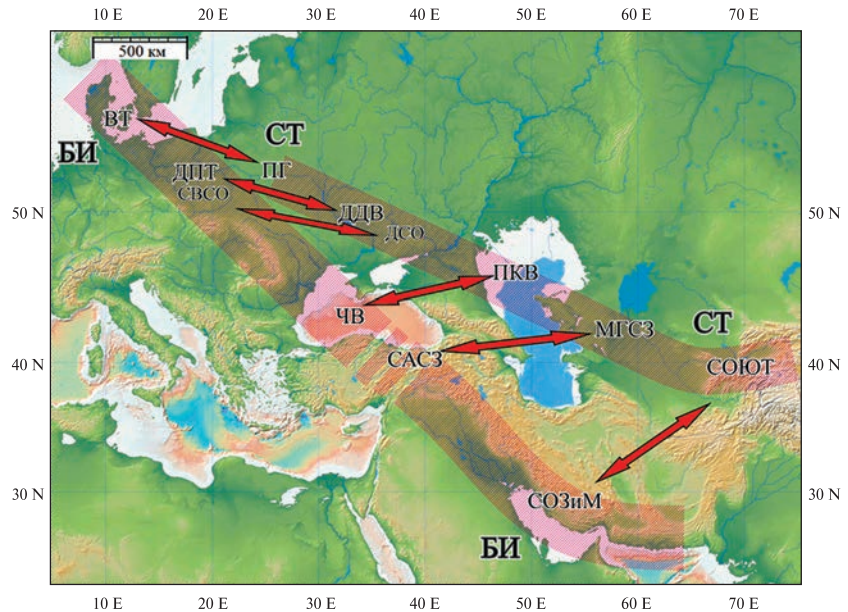
Багато дослідників раніше звертали увагу на велику схожість Бі- і Карпінського (Сарматсько-Туранського) суперлінеаментів, підкреслюючи їхнє першорядне значення для пояснення багатьох основних питань теоретичної і регіональної тектоніки на південному заході Євразії [8, 43, 44]: *«Для обоих линеаментов характерны относительно автономность и чрезвычайно высокая мобильность их палеодинамического состояния, выражающаяся в несравненно большей тектонической активности в их пределах по сравнению с соседними территориями на протяжении всего фанерозоя. Оба линеамента выделяются повышенными значениями тепловых потоков»* [8, С. 130]. Порівняльний тектонічний аналіз показує різочу подібність не тільки в найзагальніших морфогенетичних особливостях будови, історії формування, поздовжньої сегментації, динамічного режиму і міграції тектогенеза цих структур в цілому, але і виявляє таку ж схожість між їхніми окремими ланками і сегментами та послідовністю їхнього розташування.

У найзагальніших аспектах обидва лінеаменти однаково поділяються у поздовжньому напрямку на частини («крила») найбільшого рангу, різні за домінантним динамічним режимом формування — переважно палеорифтогенні північно-західні і колізійно-зсувно-орогенні південно-східні. При цьому однаково змінюється вік головних фаз тектогенезу за простяганням лінеаментів: палеозой-мезозойський для північно-західних «крил» і мезо-кайнозойський — для південно-східних. Таким чином, обидва лінеаменти мають дивовижну схожість щодо міграції тектогенезу.

Зовсім різочою є подібність поясів, проявлена у їхній однаковій поздовжній сегментації/



**Рис. 13.** Схема, що ілюструє парні тектонотипові аналогії між різними структурними ланками Балтійсько-Іранського (БІ) і Карпінського (СТ) тектонолінеаментних поясів: ВТ — Віяло Торнквіста; ПГ — Прип'ятський грабен (розщеплений); ДПТ — Датсько-Польський трог; ДДЗ — Дніпровсько-Донецька западина; СВСО — Свентокшиська складчаста область; ДСО — Донецька складчаста область; ЧВ — Чорноморська западина; ПКВ — Прикаспійська западина; САСЗ — Північно-Анатолійська зсувна зона; МГСЗ — Мангішлак-Гіссарська зсувна зона; СО-ЗіМ — складчастий ороген Загросу і Макрана; СОЮТ — складчастий ороген Південного Тянь-Шаню



зональності, послідовності чергування окремих структурних ланок, що знаходять парні тектонотипові аналогії (рис. 13). Перш за все, звертає на себе увагу подібність структур дистальних закінчень поясів — це двопроменеве рифтогенне розщеплення на північному заході (Віяло Торнквіста ~ Прип'ятський розщеплений прогин) і дугоподібне колізійно-орогенне зчленування з поперечною діагональною тектонолінеаментною системою на південному сході (Макранська ланка БІ-поясу ~ Південно-Тяньшаньська ланка лінеаменту Карпінського). Показовою також є однотипна структурна позиція центральних ланок, представлених в обох випадках молодими морськими басейнами з субокеанічною корою — Чорноморським і Каспійським, які поділяють істотно палеорифтогенні і колізійно-зсувно-орогенні «крила» обох поясів. Виявляють близькі аналогії і самі «крила»: Датсько-Польський трог/авлакоген подібний авлакогену Великого Донбасу, при цьому Свентокшиська складчаста споруда відповідає складчатому Донбасу [43, 44]; зона Північно-Анатолійського зсуву — близький гомолог зони Донбас-Зеравшанського трансрегіонального постколізійного зсуву (Мангішлак-Гіссарської системи розломів).

Таким чином, всі ці структурні аналогії абсолютно чітко вказують на загальний механізм і

загальну історію формування обох поясів, тісно пов'язаних з глобальним полем напружень земної кори. Природу цього глобального поля напружень дослідники пов'язують з ротаційним режимом Землі і земних оболонок: «...наблюдаемый сегодня и сформировавшийся в позднеальпийскую эпоху (за последние 45 млн лет) структурный рисунок линейных дислокаций земной коры свидетельствует о том, что во внешней оболочке геоида важную роль играет общая тектодинамическая обстановка тангенциального меридионального сжатия и широтного растяжения (глобальное поле напряжений земной коры) ...» [24].

## ВИСНОВКИ

1. Балтійсько-Іранський суперлінеамент/тектонолінеаментний пояс є найбільшою трансєвразійською структурою планетарного рангу — невід'ємною складовою частиною закономірно просторово орієнтованого стародавнього регматичного розломного каркаса Євразії, утвореного на ранніх етапах формування жорсткої земної кори під впливом глобальних напружень, пов'язаних з фактором ротації Землі і земних оболонок. Найбільш явно і безперервно лінеаментний пояс проявляється від Північного моря і південно-західної частини Скандинавії до затоки Оман і Макранських гір (5100 км). Разом з

Макранською ланкою протяжність поясу становить 5800 км. Ширина поясу оцінюється нами в 250...300 км, місцями (Загрос-Месопотамія) — до 500 км.

2. Балтійсько-Іранський пояс вкрай різноманітний на різних своїх відрізках, складається з різних морфо-тектонічних геоструктурних елементів, субпаралельних, які кулісно підставляють одне одного за простяганням — розломних зон, лінійних грабенів, валоподібних піднятих і горстів, складчастих прогинів і орогенів, шовних зон та ін. Він розсікає або роз'єднує (є граничним) дуже різні за своїм характером та рангом блоки земної кори (древні і молоді платформи, щити, зони мезо-кайнозойської епіплатформної орогенії, складчасті колізійні зони), будучи при цьому єдиною трансконтинентальною наскрізною структурою тривалого успадкованого розвитку на тлі численних інверсій і міграцій тектогенезу. Спряження та об'єднання всіх цих різноманітних елементів у складі одного поясу концентрації глибинних розломів контролюється довготривалою квазістаціонарною впорядкованою планетарною регматичною мережею, її північно-західною діагональною системою.

3. Балтійсько-Іранський пояс поділяється у поздовжньому напрямку на дві частини найбільшого рангу — переважно палеорифтогенну (Сканія — Добруджа) і колізійно-зсувно-орогенну (Східний Понт — Макран), які розрізняються між собою за віком головних фаз тектогенезу, структурним малюнком розломів і переважним динамічним режимом формування. Перша розвивалася в умовах домінантної транстенсії (зсуву з розтягуванням), особливо на каледонському і герцинському етапах розвитку з венду і до початку крейди, для другої більш характерними є умови транспресії (зсуву зі стисненням) в Mz-Kz-епоху розвитку.

4. Кінематика обох крил суперлінеаменту за мезо-кайнозойський (можливо і більш давній) період розвитку характеризувалася істотно правозсувною складовою деформацій і малоамплітудних дислокацій, хоча на регіональному рівні вторинних і оперяючих структур у різні періоди часу мали місце інші типи рухів. Порівняно із протяжністю всього поясу, що оцінюється зна-

ченнями від 5000 до 11000 км, сумарні зсувні дислокації зазвичай не перевищують 1–2 % і можуть бути охарактеризованими у планетарному масштабі як відносно малоамплітудні.

Геодинамічний режим формування і розвитку поясу в цілому не можна описати будь-яким одним типом — рифтогенним, або колізійним. У ньому періодично чергуються, як у поздовжньому напрямку, так і у поперечному, регіональні і надрегіональні зони розтягування (рифтогенні) і стиснення (колізійні). В цьому проявляється глобальність поясу, об'єднання/сполучення в ньому різних геодинамічних режимів, а також хвилювий характер тектонічного процесу, його гомологічність на різних ієрархічних рівнях.

5. Балтійсько-Іранський тектонолінеаментний пояс виявляє різку подібність у багатьох аспектах аж до деталей з поясом Карпінського (Сарматсько-Туранським суперлінеаментом). Для обох відзначаються однакові закономірності будови і розвитку, що передбачає їхній тісний генетичний та динамічний зв'язок. Спостерігається абсолютно аналогічне розділення лінеаментних поясів на істотно рифтогенні Pz-Mz-частини у своїх північно-західних крилах і істотно колізійно-зсувно-орогенні Mz-Kz-частини у південно-східних крилах.

6. Балтійсько-Іранський суперлінеамент є наскрізною структурою косоного спряження по відношенню до Середземноморського рухомого поясу альпійської складчастості. Під кутом 20...30° він розсікає цей субширотний 3хПн3х-СхПдСх-пояс і виходить за його межі в області більш давньої консолідації. З огляду на довготривалий (верхній протерозой — кайнозой) характер БІ-поясу і його квазістаціонарне положення протягом всієї історії формування, а також відсутність масштабних в кілька сотень кілометрів зсувних переміщень уздовж нього та у вузлах перетину з поперечними тектонолінеаментними поясами близького рангу, є мало ймовірною мобілістська модель сходження Афро-Аравії і Євразії. Більш вірогідною є модель деструкції (дроблення) колись єдиного Афро-Євразійського континенту у потенційно зсувному полі відносно малоамплітудних (у планетарному масштабі) деформацій.

## ЛІТЕРАТУРА

1. Анохин В. М. *Глобальная дизъюнктивная сеть Земли: строение, происхождение и геологическое значение*. СПб.: Недра, 2006. 161 с.
2. Афанасенков А. П., Никишин А. М., Обухов А. Н. *Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона*. Москва: Науч. мир, 2007. 172 с.
3. Богданов А. А. *Восточно-Европейская платформа / Тектоника Европы*: Объясн. зап. к Междунар. тектон. карте Европы. 1:2500000. Москва: Наука, 1964. 50 с.
4. Буш В. А. Системы трансконтинентальных линейментов Евразии. *Геотектоника*. 1983. № 3. С. 15—31.
5. Буш В. А. Системы трансконтинентальных линейментов Евразии. Космическая информация в геологии. Отв. ред.: В. Г. Трифонов, В. И. Макаров, Ю. Л. Сафонов, П. В. Флоренский. Москва: Наука, 1983. С. 287—298.
6. Буш В. А. Трансконтинентальные линейменты и проблемы мобилизма. *Геотектоника*. 1983. № 4. С. 14—25.
7. Верховцев В. Г. Новейшая тектоника Западного (Преддобружского) сегмента Скифской плиты и прилегающих территорий. *Геофиз. журн.* 2010. **32**, № 3. С. 29—42.
8. Гарецкий Р. Г., Тешке Г. Ю. Добруджско-Североморский и Сарматско-Туранский линеймент. *Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР*. Москва: Наука, 1977. С. 120—131.
9. Глушко В. В. *Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов*. Москва: Недра, 1968. 264 с.
10. Горячев А. В. Глубинные разломы и структурные неоднородности земной коры. *Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры*. Москва: Недра, 1986. С. 32—48.
11. Гутерх А., Матежок Р., Пайхель Я., Перхуц Э. Строение земной коры вдоль VII Международного профиля ГСЗ на территории Польши / *Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований*. Киев: Наук. думка, 1977. С. 148—158.
12. Заика-Новацкий В. С., Чекунов А. В. Основные особенности сочленения Восточно-Европейской платформы с Галицкой складчатой областью байкалитид. *Сов. геология*. 1970. № 12. С. 3—15.
13. Зноско Е., Петренко В. С., Чирвинская М. В. Основные черты тектонического строения западной окраины Русской плиты и ее обрамления. *Вестник Моск. ун-та. Сер. Геология*. 1977. № 3. С. 21—30.
14. *Карта рельефа дна Черного и Азовского морей м-ба 1:1250000*. Н. В. Багров, Е. Ф. Шнюков, Н. А. Маслаков, Е. Е. Шнюкова, А. А. Пасынков, И. В. Глушенко, С. А. Карпенко, Б. А. Вахрушев; ГНУ «Отделение морской геологии и осадочного рудообразования» НАН Украины, Таврический национальный университет МОН Украины, НИЦ «Технологии устойчивого развития» ТНУ. Симферополь, 2012.
15. Каттерфельд Г. Н., Чарушин Г. В. Глобальная трещиноватость Земли и других планет. *Геотектоника*. 1970. № 6. С. 3—12.
16. Крашенинникова О. В. Рифейские отложения УССР и условия их образования. Международный геологический конгресс, XXI сессия. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия (Доклады советских геологов). М.: АН СССР, 1960. С. 25—36.
17. *Космотектоническая карта европейских стран — членов СЭВ и СФРЮ*. М-б 1: 1 000 000. Гл. ред. Н. В. Межеловский. СЭВ, 1987.
18. Ломакин И. Э., Покалюк В. В., Кочелаб В. В., Шураев И. Н. Азово-Адриатический мегалинеамент — трансрегиональная зона сопряженных глубинных разломов юга Европы. *Геологія і корисні копалини Світового океану*. 2018. № 2. С. 29—47.
19. *Международная тектоническая карта Европы*. М-б 1: 5 000 000. Третье издание. Гл. ред. Хаин В. Е., Леонов Ю. Г. ЮНЕСКО, РАН, 1996.
20. Мокряк І. М. До питання про положення західної границі Східноєвропейської платформи. *Мінеральні ресурси України*. 2014. № 2. С. 15—19.
21. Неотектоника, современная геодинамика и сейсмическая опасность Сирии. *Тр. Геолог. ин-та*. Вып. 598. Трифонов В. Г., Додонов А. Е., Бачманов Д. М., Иванова Т. П., Караханян А. С. и др.; Отв. ред. В. Г. Трифонов, О. Аммар. М.: ГЕОС, 2012. 216 с.
22. Петренко В. С., Пожариский В. Проблема тектонического строения юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. *Изв. вузов. Сер. Геология и разведка*. 1972. № 4. С. 17—24.
23. Покалюк В. В., Ломакин И. Э., Шураев И. Н. Тектонолинеamentные зоны восток-северо-восточного простирания как составной элемент регматогенного разломного каркаса Балкано-Черноморского региона. *Укр. журн. дистанційного зондування Землі*. 2018. № 18. С. 40—52.
24. Расцветаев Л. М., Тверитинова Т. Ю. Вращение Земли и планетарные зоны скалывания, сжатия и растяжения. Материалы Четвертой Тектонофизической конференции. Разд. 5. Общие теоретические вопросы тектонофизики и проблемы геодинамики. Москва: ИФЗ РАН, 2016. Т. 2. С. 545—552.



25. Расцветаев Л. М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация. *Проблемы глобальной корреляции геологических явлений*. Москва: Наука, 1980. С. 145—216.
26. Расцветаев Л. М. Выявление парагенетических семейств тектонических дизъюнктивов как метод палеогеомеханического анализа полей напряжений и деформаций земной коры. *Поля напряжений и деформаций в земной коре*. Москва: Наука, 1987. С. 171—181.
27. Скарятин В. Д., Атанасян С. В. Линейные и кольцевые структуры некоторых районов Евразии. *Изв. высших уч. заведений. Геология и разведка*. 1976. № 11. С. 135—148.
28. Тверитинова Т. Ю. Линеаменты как отражение структурного каркаса литосферы (Линеаменты — разломы или фантомы?). *Альманах Пространство и Время*. 2013. 4, вып. 1. Спец. вып. СИСТЕМА «ПЛАНЕТА ЗЕМЛЯ.
29. *Тектонические структуры центральной и юго-восточной Европы по материалам космических съемок. Объяснительная записка к Космотектонической карте европейских стран-членов СЭВ и СФРЮ масштаба 1:1 000 000* / Коллектив авторов / Главный редактор Н. В. Межеловский. — Секретариат СЭВ, 1987. — 63 с
30. Трифонов В. Г. *Неотектоника Евразии*. Москва: Науч. мир, 1999. 138 с.
31. Трифонов В. Г., Соболева О. В., Трифонов Р. В., Востриков Г. А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. *Тр. ГИН РАН*. 2002. Вып. 541. 225 с.
32. Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б. и др. *Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины*. Москва: Недра, 1985. 215 с.
33. Утробін В. М., Вітрик С. П. Роль глибинних розломів у формуванні Передкарпатського крайового прогину. *Геол. журн.* 1968. № 6. С. 39—45.
34. Хаин В. Е. О главных направлениях в современных науках о Земле. *Вестн. Рос. акад. наук*. 2009. 79, № 1. С. 50—56.
35. Хаин В. Е. *Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия*. Москва: Недра, 1977. 359 с.
36. Хаин В. Е. *Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс*. Москва: Недра, 1984. Том 1. 334 с.
37. Хаин В. Е. *Тектоника континентов и океанов*. Москва: Науч. мир, 2001. 606 с.
38. Хоменко В. И. *Глубинная структура юго-западного края Восточно-Европейской платформы*. Киев: Наук. думка, 1987. 140 с.
39. Хортов А. В., Шлезингер А. Е. Глубинное строение и особенности образования Черноморской топодепрессии в связи с перспективами нефтегазоносности. *Вести газовой науки*. 2015. № 2. С. 64—69.
40. Чекунов А. В. *Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР*. Киев: Наук.думка, 1972. 176 с.
41. Чекунов А. В. Проблемы Черноморской впадины. *Геофиз. журн.* 1987. 9, № 4. С. 3—25.
42. Чебаненко И. И., Довгаль Ю. И., Знаменская Т. А. и др. *Тектоника Северного Причерноморья*. Отв. ред. И. И. Чебаненко. Киев: Наук. думка, 1988. 164 с.
43. Шатский Н. С. *О прогибах Донецкого типа. Избранные труды*. М.: Наука, 1964. Том 2. С. 544—553.
44. Шатский Н. С., Богданов А. А. О Международной тектонической карте Европы, масштаб 1: 2 500 000. *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1961. № 4. С. 3—25.
45. Штилле Г. Древнейшие направления в тектонике Европы. Избр. труды. Москва: Мир, 1964. С. 602—625.
46. Штёклин Дж. Тектоника Ирана. *Геотектоника*. 1966. № 1. С. 3—21.
47. Шульц С.С. Планетарная трещиноватость (основные положения). Планетарная трещиноватость. Л.: ЛГУ, 1973. С. 5—37.
48. Banks C. J., Robinson A. Mesozoic strike-slip back-arc basins of the western Black Sea region. Robinson A. G. (Ed.). *Regional and Petroleum geology of the Black Sea and Surrounding Region. AAPG Memoir*. 1997. 68. P. 53—62.
49. Barka A., Reilinger R. Active tectonics of the Eastern Mediterranean region deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali Di Geofisica*. 1997. 40. P. 587—610.
50. Bogdanova S. V., Gorbatshev R., Garetsky R.G. Europe. East European Craton. *Encyclopedia of Geology. Elsevier*. 2005. 2. P. 34—49.
51. Chebanenko I. I., Klocho V. P., Tokovenko V. S. The net of global fracturing of the Carpathian-Balkan-Dinaric orogenic system. *Геол. журн.* 1998. No. 1—2. P. 9—13.
52. Dadlez R. Strike-slip movements in the Polish Lowlands. *Geol. Quart.* 1994. 38, No. 2. P. 307—318.
53. Diaconescu M., Craiu A., Toma-Danila D., Craiu G.M., Ghita C. Main active faults from the eastern part of Romania (Dobrogea and Black Sea). Part 1: Longitudinal fault system. *Romanian Repts. in Physics*. 2019. 71, No.702. 18 p.
54. Dinu C., Wong H. K., T'ambrea D. Stratigraphic and tectonic syntheses of the Romanian Black Sea shelf and correlation with major land structures. *Bucharest Geosci. Forum*. 2002. Special Vol. 2. P. 101—117.
55. Dinu C., Wong H. K., Tambrea D., Matenco L. Stratigraphic and structural characteristics of the Romanian Black Sea shelf. *Tectonophys.* 2005. 410. P. 417—435.
56. Georgiev G. Geology and Hydrocarbon Systems in the Western Black Sea. *Turkish J. Earth Sci.* 2012. 21. P. 723—754.

57. Gradinaru E. Jurassic sedimentary rocks and bimodal volcanics of the Cielari-Camena outcrop belt: evidence for a transtensive regime of the Peceneaga-Camena Fault. *St. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr. (Geol.)*. 1988. **33**. P. 97—121.
58. Hippolyte J.-C. Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist-Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics*. 2002. **357**. P. 33—53.
59. Mazur S., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Aleksandrowski P., Mikołajczak M. On the nature of the Teisseyre-Tornquist Zone. *Geol., Geophys. and Environment*. 2018. **44** (1). P. 17—30.
60. Munteanu I., Matenco L., Dinu C., Cloetingh S. Kinematics of back-arc inversion of the Western Black Sea Basin. *Tectonics*. 2011. **30**. 21 p.
61. Narkiewicz M., Maksym A., Malinowski M., et al. Transcurrent nature of the Teisseyre—Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*. 2014. **104** (3). P. 775—796.
62. Oaie G., Seghedi A., Radulescu V. Natural marine hazards in the Black Sea and the system of their monitoring and real-time warning. *Geo-Eco-Marina [e-journal]*. 2016. **22**. P. 5—28.
63. Pegrum R. M. The extension of the Tornquist Zone in the Norwegian North Sea. *Norsk Geologisk Tidsskrift*. 1984. **64**. P. 39—68.
64. Pharaoh T. C., Winchester J. A., Verniers J., Lassen A., Seghedi A. The Western Accretionary Margin of the East European Craton: an overview. *Geol. Soc., London, Memoirs*. 2006. **32**. P. 291—311.
65. Pożaryski W. Południowo-zachodnia krawędź Fennosarmacji. *Kwart. geol.* 1957. **1/2**, N 3/4. S. 383—424.
66. Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., Tomczyk H. O heterochronicznosci linii Teisseyre’a-Tornquista. *Prz. Geol.* 1982. **30** (11). P. 569—574.
67. Regional and Petroleum geology of the Black Sea and Surrounding Regions (A. G. Robinson). *AAPG Memoir*. **68**. 1997. 385 p.
68. Robinson A. G., Rudat J. H., Banks C. J., Wyles R. L. F. Petroleum geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geol.* 1996. **13**. P. 195—223.
69. Săndulescu M. *Geotectonics of Romania*. Bucharest: Technical Publishing House, 1984. 450 p. (in Romanian).
70. Sandulescu M., Visarion M. La structure des plate-formes situees dans l’avant-pays et au dessous des nappes du flysch des Carpathes orientale. *Stud. Teh. Econ. Geofiz.* 1988. **15**. P. 61—70.
71. Thybo H. Crustal structure and tectonic evolution of the Tornquist Fan region as revealed by geophysical methods. *Bull. Geol. Soc. of Denmark*. 2000. **46**. P. 145—160.
72. Zielhuis A., Nolet G. Deep Seismic Expression of an Ancient Plate Boundary in Europe. *Science. New Series*. 1994. **265**, No. 5168. P. 79—81.

Стаття надійшла до редакції 12.12.2019

## REFERENCES

1. Anokhin V. M. (2006). Global Disjunctive Network of the Earth: *Structure, Origin, and Geological Implications*. St. Petersburg: Nedra [in Russian].
2. Afanasenkov A. P., Nikishin A. M., Obukhov A. N. (2007). *Eastern Black Sea Basin: Geological Structure and Hydrocarbon Potential*. Moscow: Nauchnyy Mir [in Russian].
3. Bogdanov A. A. (1964). *East European Platform / Tectonics of Europe: Explained. app. to the Intern. tecton. map of Europe*. 1:2500000. Moscow: Nauka [in Russian].
4. Bush V. A. (1983). Systems of transcontinental lineaments of Eurasia. *Geotectonics*, **3**, 15—31 [in Russian].
5. Bush V. A. (1983). Eurasia Transcontinental Lineament Systems. *Space Information in Geol.* V. G. Trifonov, V. I. Makarov, Yu. L. Safonov, P. V. Florensky (Ed). Moscow: Nauka [in Russian].
6. Bush V. A. (1983). Transcontinental lineaments and problems of mobilism. *Geotectonics*, **4**, 14—25 [in Russian].
7. Verkhovtsev V. G. (2010). The latest tectonics of the Western (Pre-Dobrudja) segment of the Scythian Plate and adjacent territories. *Geophys. J.*, **32** (3), 29—42 [in Russian].
8. Garetsky R. G., Teshke G. Yu. (1977). Dobrudja-Northern Sea and Sarmatian-Turan lineaments. *Orogenic stage of variscid development in Central Europe and the USSR*. Moscow: Nauka [in Russian].
9. Glushko V. V. (1968). *Tectonics and oil and gas potential of the Carpathians and adjacent troughs*. Moscow: Nedra [in Russian].
10. Goryachev A. V. (1986). Deep faults and structural heterogeneities of the Earth’s crust. *Heterogeneity of the tectonosphere and development of the Earth’s crust*. Moscow: Nedra [in Russian].
11. Guterh A., Matezhok R., Payhel J., Perchut E. (1977). The structure of the earth’s crust along the VII International Profile of the NHS in Poland. *The structure of the earth’s crust and upper mantle according to seismic data*. Kiev: Naukova Dumka [in Russian].
12. Zaika-Novatsky V. S., Chekunov A. V. (1970). The main features of the junction of the East European platform with the Galician folded region of Baikalides. *Soviet Geol.*, **12**, 3—15 [in Russian].

13. Znosko E., Petrenko V. S., Chirvinskaya M. V. (1977). The main features of the tectonic structure of the western edge of the Russian plate and its surroundings. *Moscow Univer. Bull. Ser. Geol.*, **3**, 21—30 [in Russian].
14. Bagrov N. V., Shnyukov E. F., Maslakov N. A., Shnyukova E. E., Pasyukov A. A., Glushchenko I. V., et al. (2012). *Map of the bottom topography of the Black and Azov Seas 1: 1250000*. Simferopol : Department of Marine Geol. and Sedimentary Ore Formation of the National Academy of Sciences of Ukraine, Tauride National University of the Ministry of Education and Science of Ukraine, SIC “Technologies for Sustainable Development” TNU
15. Catterfeld G. N., Charushin G. V. (1970). Global Fracturing of the Earth and Other Planets. *Geotectonics*, **6**, 3—12 [in Russian].
16. Krashenninnikova O. V. (1960). Riphean deposits of the Ukrainian SSR and the conditions for their formation. *International Geological Congress, XXI session. Late Precambrian and Cambrian stratigraphy (Repts. of Soviet geologists)*. Moscow: Academy of Sciences of the USSR [in Russian].
17. Mezhelovsky N. V. (1987). (Eds). *Cosmotectonic map of the European countries — members of the CMEA and the SFRY. 1: 1 000 000*. CMEA
18. Lomakin I. E., Pokalyuk V. V., Kochelab V. V., Shuraev I. N. (2018). The Azov-Adriatic megalineament — a trans-regional zone of conjugated deep faults in the south of Europe. *Geol. and minerals of the oceans*, **2**, 29—47 [in Russian].
19. Hain V. E., Leonov Yu. G (Eds). (1996). *International tectonic map of Europe. 1: 5 000 000. Third edition*. UNESCO, RAS
20. Mokryak I. M. (2014). On the question of the position of the western border of the Eastern European Platform. *Mineral resources of Ukraine*, **2**, 15—19 [in Ukrainian].
21. Trifonov V. G., Dodonov A. E., Bachmanov D. M., Ivanova T. P., Karakhanyan A. S., et al. (2012). *Neotectonics, modern geodynamics and seismic hazard of Syria*. Proc. Geol. Institute. Vol. 598. Moscow: GEOS [in Russian].
22. Petrenko V. S., Pozharisky V. (1972). The problem of the tectonic structure of the southwestern margin of the East European platform. *News of higher educational institutions. Ser. Geol. and exploration*, **4**, 17—24 [in Russian].
23. Pokalyuk V. V., Lomakin I. E., Shuraev I. N. (2018). Tectonic-lineament zones of East-north-east trending as constituent element of a rhegmatogenic fault network of the Balkan-Black Sea region. *Ukr. J. Remote Sensing of the Earth*, **18**, 40—52 [in Russian].
24. Rasvetsaev L. M., Tveritinova T. Yu. (2016). Earth rotation and planetary zones of cleavage, compression, and tension. *Fourth Tectonophysical Conference. Section 5. General theoretical issues of tectonophysics and problems of geodynamics*. Moscow: IPE RAS. V. 2. P. 545—552 [in Russian].
25. Rasvetsaev L. M. (1980). Regular structural drawing of the earth's surface and its dynamic interpretation. *Problems of global correlation of geological phenomena*. Moscow: Nauka, 145—216 [in Russian].
26. Rasvetsaev L. M. (1987). Identification of paragenetic families of tectonic disjunctives as a method of paleogeomechanical analysis of stress fields and deformations of the earth's crust. *Fields of stresses and deformations in the earth's crust*. Moscow : Nauka, 171—181 [in Russian].
27. Skaryatin V. D., Atanasyan S. V. (1976). Linear and ring structures of some regions of Eurasia. *News of higher educational institutions. Geol. and exploration*, **11**, 135—148 [in Russian].
28. Tveritinova T. Yu. (2013). Lineaments as a reflection of the structural framework of the lithosphere (Lineaments — faults or phantoms?). *Electronic scientific publication Almanac Space and Time*. Vol. 4, 1, Special issue System «Planet Earth». [in Russian].
29. Mezhelovsky N. V. (Ch. Ed.) (1987). *Tectonic structures of central and south-eastern Europe based on satellite imagery. Explanatory note to the Cosmotectonic map of the European CMEA and SFRY member countries at a scale of 1: 1 000 000*. CMEA Secretariat. [in Russian].
30. Trifonov V. G. (1999). *Neotectonics of Eurasia*. Moscow: Nauchnyy mir [in Russian].
31. Trifonov V. G., Soboleva O. V., Trifonov R. V., Vostrikov G. A. (2002). *Modern geodynamics of the Alpine-Himalayan collision belt*. Moscow : GEOS. (Works GIN RAS; issue 541) [in Russian].
32. Tugolev D. A., Gorshkov A. S., Meissner L. B., et al. (1985). *Tectonics of Meso-Cenozoic sediments of the Black Sea basin*. Moscow: Nedra [in Russian].
33. Utrobin V. M., Vitryk S. P. (1968). The role of deep faults in the formation of the Precarpathian marginal deflection. *Geol. J.*, **6**, 39—45 [in Ukrainian].
34. Hain V. E. (2009). On the main directions in modern Earth sciences. *Bull. Russian Acad. of Sci.*, **79** (1), 50—56 [in Russian].
35. Hain V. E. (1977). *Regional geotectonics. Extra-Alpine Europe and West Asia*. Moscow: Nedra [in Russian].
36. Hain V. E. (1984). *Regional geotectonics. Alpine Mediterranean belt*. Moscow: Nedra. Vol. 1 [in Russian].
37. Hain V. E. (2001). *Tectonics of continents and oceans*. Moscow: Nauchnyy mir [in Russian].
38. Khomenko V. I. (1987). *The deep structure of the southwestern edge of the East European platform*. Kiev: Naukova Dumka [in Russian].



39. Khortov A. V., Schlesinger A. E. (2015). The deep structure and features of the formation of the Black Sea topodepression in connection with the prospects of oil and gas. *News of gas science*, **2**, 64—69 [in Russian].
40. Chekunov A. V. (1972). *The structure of the earth's crust and tectonics of the south of the European part of the USSR*. Kiev: Naukova Dumka [in Russian].
41. Chekunov A. V. (1987). Problems of the Black Sea Depression. *Geofiz. J.*, **9** (4), 3—25 [in Russian].
42. Chebanenko I. I., Dovgal Yu. I., Znamenskaya T. A., et al. (1988). *Tectonics of the Northern Black Sea region*. Kiev: Naukova Dumka [in Russian].
43. Shatsky N. S. (1964). *On the deflections of the Donetsk type. Selected Works*. Moscow: Nauka. Vol. 2, 544—553 [in Russian].
44. Shatsky N.S., Bogdanov A. A. (1961). On the International Tectonic Map of Europe, scale 1:2 500 000. *Proceedings of the USSR Academy of Sciences, Ser. Geol.*, **4**, 3—25 [in Russian].
45. Stille G. (1964). *Favorites Proceedings*. Moscow: Mir, 602—625 [in Russian].
46. Shtoklin J. (1966). Tectonics of Iran. *Geotectonics*, **1**, 3—21 [in Russian].
47. Schultz S. S. (1973). Planetary Fracturing (Fundamentals). *Planetary Fracturing*. Leningrad: Leningrad State University, 5—37 [in Russian].
48. Banks C. J., Robinson A. G. (1997). Mesozoic strike-slip back-arc basins of the western Black Sea region. Robinson A. G. (Ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*. AAPG Mem. **68**, 53—62.
49. Barka A., Reilinger R. (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: Deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Ann. Geofis.*, **40**, 587—610.
50. Bogdanova S. V., Gorbatshev R., Garetsky R. G. (2005). Europe. East European Craton. *Encyclopedia of Geol. Elsevier*. **2**, 34—49.
51. Chebanenko I. I., Klochko V. P., Tokovenko V. S. (1998). The net of global fracturing of the Carpathian-Balkan-Dinaric orogenic system. *Geol. J.*, No. 1-2, 9—13.
52. Dadlez R. (1994). Strike-slip movements in the Polish Lowlands. *Geol. Quart.*, **38** (2), 307—318.
53. Diaconescu M., Craiu A., Toma-Danila D., Craiu G. M., Ghita C. (2019). Main active faults from the eastern part of Romania (Dobrogea and Black Sea). Part I: Longitudinal fault system. *Romanian Repts. in Phys.*, **71** (702), 18 p.
54. Dinu C., Wong H. K., Tambrea D. (2002). Stratigraphic and tectonic syntheses of the Romanian Black Sea shelf and correlation with major land structures. *Bucharest Geosci. Forum. Spec.*, **2**, 101—117.
55. Dinu C., Wong H. K., Tambrea D., Matenco L. (2005). Stratigraphic and structural characteristics of the Romanian Black Sea shelf. *Tectonophysics*, **410**, 417—435.
56. Georgiev G. (2012). Geology and Hydrocarbon Systems in the Western Black Sea. *Turkish J. Earth Sci.*, **21**, 723—754.
57. Grădinaru E. (1988). Jurassic sedimentary rocks and bimodal volcanics of the Cielari-Camena outcrop belt: evidence for a transtensive regime of the Peceneaga-Camena Fault. *St. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr. (Geol.)*, **33**, 97—121.
58. 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.
59. Mazur S., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Aleksandrowski P., Mikołajczak M. (2018). On the nature of the Teisseyre-Tornquist Zone. *Geol., Geophys. and Environment*, **44** (1), 17—30.
60. Munteanu I., Matenco L., Dinu C., Cloetingh S. (2011). Kinematics of back-arc inversion of the Western Black Sea Basin. *Tectonics*, **30**, 21 p.
61. Narkiewicz M., Maksym A., Malinowski M., et al. (2014). Transcurrent nature of the Teisseyre—Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, **104** (3), 775—796.
62. Oaie G., Seghedi A., Radulescu V. (2016). Natural marine hazards in the Black Sea and the system of their monitoring and real-time warning. *Geo-Eco-Marina [e-journal]*, **22**, 5—28.
63. Pegrum R. M. (1984). The extension of the Tornquist Zone in the Norwegian North Sea. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **64**, 39—68.
64. Pharaoh T. C., Winchester J. A., Verniers J., Lassen A., Seghedi A. (2006). The Western Accretionary Margin of the East European Craton: an overview. *Geol. Soc., London, Memoirs*, **32**, 291—311.
65. Pożaryski W. (1957). Południowo-zachodnia krawędź Fennosarmacji. *Kwart. Geol.*, **1/2**, No. 3/4, 383—424 [in Polish].
66. Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., Tomczyk H. (1982). O heterochroniczności linii Teisseyre'a-Tornquista. *Prz. Geol.*, **30** (11), 569—574 [in Polish].
67. Robinson A. G. (Ed). (1997). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Regions. *AAPG Memoir*, **68**, 385 p.
68. Robinson A. G., Rudat J. H., Banks C. J., Wyles R. L. F. (1996). Petroleum Geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geol.*, **13**, 195—223.
69. Săndulescu M. (1984). *Geotectonics of Romania*. Bucharest: Technical Publishing House [in Romanian].

70. Sandulescu M., Visarion M. (1988). La structure des plate-formes situees dans l'avant-pays et au dessous des nappes du flysch des Carpathes orientales. *Stud. Teh. Econ. Geofiz.*, **15**, 61—70 [in Romanian].
71. Thybo H. (2000). Crustal structure and tectonic evolution of the Tornquist Fan region as revealed by geophysical methods. *Bull. of the Geol. Soc. of Denmark*, **46**, 145—160.
72. Zielhui A., Nolet G. (1994). Deep Seismic Expression of an Ancient Plate Boundary in Europe. *Science, New Series*, **265** (5168), 79—81.

*Received 12.12.2019*

V. V. Pokalyuk<sup>1</sup>, Leading Researcher, Dr. Sci. in Geology

E-mail: pvskan@ukr.net

I. E. Lomakin<sup>2</sup>, Head of the Department of Tectonics and Marine Geoecology, Dr. Sci. in Geology

V. G. Verkhovtsev<sup>1</sup>, Head of the Department of Special Metallogeny, Dr. Sci. in Geology

<sup>1</sup> State Institution “The Institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine”

34a Akademika Palladina Ave., Kyiv-142, 03142 Ukraine

<sup>2</sup> State Scientific Institution “Center for Problems of Marine *Geology*,

geoecology and sedimentary ore formation National Academy of Sciences of Ukraine”

55b Gonchara st., Kyiv-601, 01601 Ukraine

#### BALTIC-IRANIAN SUPER LINEAMENT — LONG-LIVED TRANS-EURASIAN BELT OF DISLOCATIONS AND PLANETARY MEGAFRACTURES

Information on fault tectonics and the deep structure of the global trans-Eurasian belt of dislocations and planetary megafractures (Baltic-Iranian Super Lineament) is generalized based on the analysis of literary, geological and geophysical, cartographic, cosmographic materials, including the results of tectonic lineaments interpretation of cosmo-images of the Earth's surface. The features of its distribution and segmentation are clarified. This Super Lineament is the trans-Eurasian structure of a planetary rank — an integral part of the regularly spatially oriented ancient reghmatic fault net of Eurasia, formed at the early stages of the formation of the rigid earth crust under the influence of global stresses associated with the factor of rotation of the Earth. The long-lived nature of the belt (the Upper Proterozoic — Cenozoic) and its quasi-stationary position throughout its formation history, as well as the absence of large-scale, hundreds of kilometers, of shear displacements along it and at intersections with transverse tectolineament belts of a similar rank indicate the low probability of the plate-tectonic convergence model of Afro-Arabia and Eurasia. The destruction model of the once united Afro-Eurasian continent in a potentially shear field of relatively low amplitude (on a planetary scale) dislocations is preferable. The geodynamic mode of formation and development of the belt as a whole cannot be described by any one type — riftogenic, or collisional ones. Regional and supra-regional zones of extension (riftogenic zones) and compression (collision) alternate in it periodically. It shows the global nature of the belt, the union of different geodynamic regimes in it, as well as the wave character and hierarchy of the tectonic process.

**Keywords:** decryption of cosmo-images, tectonics, geodynamics, lineament, Baltic-Iranian tectolineament belt, Teisseyre-Tornquist Zone, reghmatic fault net, planetary mega-fractures.