

Внутрішня будова і кінематика Звіздаль-Заліської та Брусилівської зон розломів Українського щита за результатами тектонофізичних і магнітометричних досліджень

С. В. Мичак, М. І. Бакаржієва, Л. В. Фарфуляк, А. В. Марченко, 2022

Інститут геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України, Київ, Україна
Надійшла 1 грудня 2021 р.

З метою з'ясування внутрішньої будови та кінематики Звіздаль-Заліської і Брусилівської зон розломів Українського щита у 2021 р. проведено польові магнітометричні дослідження Звіздаль-Заліської дайки й тектонофізичні заміри тріщинуватості і структурно-текстурних елементів гірських порід поблизу населених пунктів Малин, Радомишль, Погребище, Буки, Кашперівка. Проаналізовано дані глибинного сейсмічного зондування вздовж геотраверсів II і VI, в межах Звіздаль-Заліської та Брусилівської розломних зон.

За тектонофізичними даними встановлено, що для гірських порід досліджуваної території характерними є зсувні деформаційні процеси з чергуванням режимів субширотного та субмеридіонального стиснення, які співвідносяться з наймолодшим в межах Українського щита суботсько-мошоринським етапом розломоутворення (1,80—1,77 млрд років тому), з субгоризонтальними осями стиснення (σ_1 — 315°) та розтягу (σ_3 — 45°). У досліджуваному районі широко розвинені тріщини та полоси гнейсів похилого падіння, за якими встановлено скидовий деформаційний режим (σ_1 — $100^\circ/85^\circ$, σ_3 — $280^\circ/05^\circ$, σ_2 — $10^\circ/02^\circ$). З цим режимом автори пов'язують утворення Звіздаль-Заліської дайки основних порід. У вузлі перетину Звіздаль-Заліської зони розломів з Немирівською виявлені деформації немирівського етапу розломоутворення (1,99 млрд років тому), у перетині з Брусилівською зоною зафіксовано поле напружень σ_1 — 301° , σ_3 — 31° , яке повторює основне поле деформацій Новоград-Волинського та Уманського масивів і належить до їх деформацій ~2,05 млрд років тому.

За даними глибинного сейсмічного зондування вздовж геотраверсів II та VI встановлено, що Звіздаль-Заліська зона розломів проходить у мантію за всім своїм простяганням — і на півночі, і на півдні. Структура земної кори в районі досліджень по II геотраверсу має верхню двошарову кору ($V_p=5,9$ — $6,4$ км/с), з чергуванням низько- ($5,8$ — $6,2$ км/с) та високошвидкісного ($6,3$ — $6,9$ км/с) горизонтів, середню ($6,4$ — $6,9$ км/с) та нижню кору ($6,9$ — $7,0$ км/с), яка має хвилясту куполоподібну форму з високою диференційованою картиною швидкостей, різну по обидва боки від Центральної зони розломів. Бузький мегаблок має структуру куполоподібного підняття за геотраверсом VI й ділиться Звіздаль-Заліською зоною розломів навпіл на межі Мохо згідно з даними моделі томографічної інверсії за структурою зміни градієнта швидкості.

За магнітометричними даними Звіздаль-Заліська зона розломів майже повністю знаходиться в зоні регіонального мінімуму магнітного поля (ΔB)_{а,рег'}, який об'єднує між собою ділянки земної кори з мінімальними значеннями намагніченості. Звіздаль-Заліська дайка формувалась у часовому відрізку становлення Коростенського плутону та під час активізації глибинної Звіздаль-Заліської зони розломів. Невелика глибина підтверджує її корове походження, різний крутий нахил частин дайки засвідчує її загальне субвертикальне падіння, що відповідає вертикальному положенню Звіздаль-Заліської зони розломів.

Дані щодо хіміко-мінерального складу родовищ корисних копалин та їх розміщення вказують, що найголовнішими регіональними структурами, які вплинули на

металогенічну спеціалізацію району досліджень, є Звіздаль-Заліська, Брусилівська, Немирівська, Хмільницька, Центральна, Сарненсько-Варварівська зони розломів.

Ключові слова: Український щит, Звіздаль-Заліська зона розломів, Брусилівська зона розломів, Звіздаль-Заліська дайка, тріщинуватість гірських порід, структурно-текстурні елементи гірських порід, поля напружень, корисні копалини.

Вступ. У статті викладені результати польових тектонофізичних, магнітометричних досліджень 2021 року та аналіз глибинної будови за даними профілів глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ) Звіздаль-Заліської та Брусилівської зон розломів Українського щита (УЩ). Роботи були виконані в рамках Цільової програми наукових досліджень НАН України «Критичні та стратегічні мінеральні ресурси України за умов глобалізації та змін клімату». Метою таких геофізичних досліджень є оцінювання перспектив північно-західного рудного району УЩ на чорні, кольорові, благородні і рідкісні метали.

За даними публікацій [Гинтов, 2005; Єнтін, 2005; Щербаков, 2005; Анциферов, 2009; Ремезова, 2011, Мичак 2019], Звіздаль-Заліська зона розломів належить до найдовших розломних зон у межах УЩ, та простягається у меридіональному напрямку на 350 км за максимальної ширини у 8 км. На півночі щита віздаль-Заліська зона розломів починається потужною однойменною дайкою основних порід протяжністю 40 км за ширини близько 2 км, яка прориває граніти коростенського комплексу та незгідно перекрита відкладами Овруцької западини. Далі на південь від Коростенського плутону Звіздаль-Заліська зона розломів є частково міжмегаблоковою, відокремлює Росинський ме-

габлок від Волинського і Подільського, виходить на півдні за межі УЩ (рис. 1).

Меншу протяжність має Брусилівська зона розломів, яка прослідковується паралельно на відстані 5 км, за довжини 160 км, ширини 15 км; за тектонофізичними характеристиками, ця зона є аналогом Звіздаль-Заліської зони розломів.

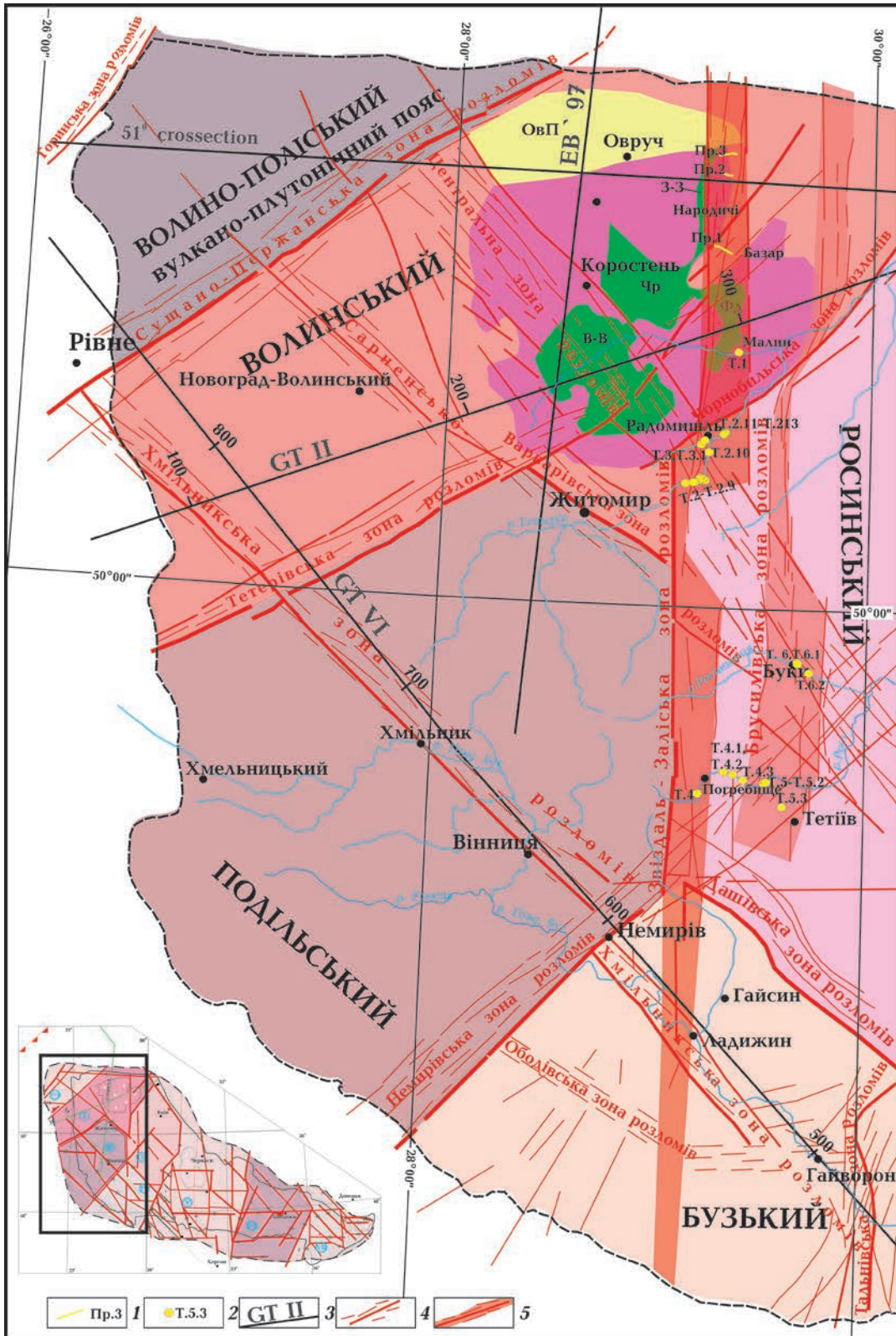
Для тектонічного районування використано Схему розломно-блокової структури УЩ яка є частиною геофізичної основи Тектонічної карти України масштабу 1:1 000 000 [Єнтін та ін., 2002] (рис. 1, вклейка). Структура УЩ на схемі — семимегаблокова у зв'язку з виділенням самостійного Бузького мегаблока, про що йдеться у роботі [Гинтов та ін., 2018].

Структура кори за даними глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ). Глибинну структуру земної кори в межах району досліджень представлено згідно з даними профілів ГСЗ (рис. 1, 2).

На півночі Звіздаль-Заліську та Брусилівську зони розломів перетинає профіль геотраверсу II [Ильченко, Бухарев 2001; Соллогуб и др., 1988; Bogdanova et al, 2004], глибинний розріз уздовж паралелі 51° пн.ш. [Гинтов, Пашкевич 2010]. На півдні Звіздаль-Заліську зону перетинає профіль геотраверсу VI у Бузькому мегаблоці [Соллогуб, Ильченко, 1988; Lysynchuk et. al., 2019] (рис. 1, 2). Глибинна структу-

Рис. 1. Тектонічна схема основних структурних одиниць кристалічного фундаменту західної частини Українського щита (модифікована згідно з [Карта..., 1988, Старостенко и др., 2018]) (а). Врізка: Схема мегаблоків і зон розломів Українського щита та його схилів [Єнтін та ін., 2002; Гинтов, 2004, 2005, 2014; Гинтов, Пашкевич, 2010; Гинтов та ін., 2018; Старостенко и др., 2011]. Умовні позначення: 1 — польові магнітометричні дослідження; 2 — польові тектонофізичні дослідження; 3 — профілі глибинного сейсмічного зондування; 4 — зони розломів; 5 — Звіздаль-Заліська та Брусилівська зони розломів. Буквами позначені мафічні інтрузії Коростенського плутону: 3-3 — Звіздаль-Заліська, Фд — Федорівська, Чр — Череповецька, В-В — Володимир-Волинська; ОВП — Овруцький прогин.

Fig. 1. Tectonic scheme of the main structural units of the western part of the Ukrainian Shield (modified according to [Map..., 1988, Starostenko et al., 2018]) (a). Insert: Scheme of megablocks and fault zones of the Ukrainian Shield and its slopes [Entin et al., 2002; Gintov, 2004, 2005, 2014; Gintov, Pashkevich, 2010; Gintov



et al., 2018; Starostenko et al., 2011]. Symbols: 1 — field magnetometric studies, 2 — points of the field tectono-physical studies, 3 — deep seismic sounding profiles. 4 — tectonic faulting zones, 5 — Zvidal-Zalisk and Brusyliv fault zones. Letters denote mafic intrusions of the Korosten pluton: Z-Z — Zvidal-Zalisk dyke, FD — Fedoriv, Cher — Cherepovtsi, V-V — Volodymyr-Volynsk; OvD — Ovruch depression.

ра земної кори в районі Коростенського плутону також досліджена профілем EUROBRIDGE'97 (ЕВ'97) [Thybo et al., 2003], що перетинає його західну частину.

Під Коростенським плутоном границя (межа) Мохо піднімається на глибину 38—39 км. Це контрастує з глибинами її

залягання від 42 до 52 км у навколишніх районах Волинського та Росинського мегаблоків УЩ. Аналогічно всі інші сейсмічні границі у корі плутону також підняті [Ильченко, Бухарев 2001; Thybo et al., 2003].

Профіль ЕВ'97 дає чітке сейсмічне відбиття слідів субдукційних структур, що

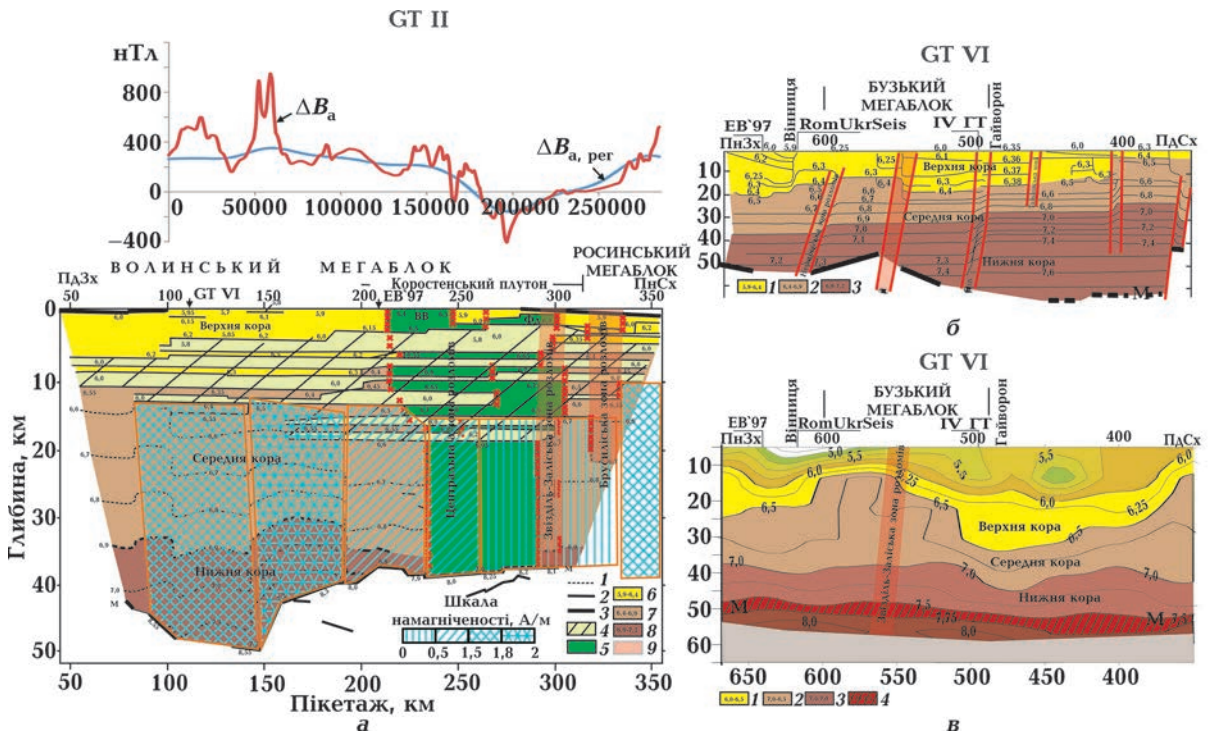


Рис. 2. Глибинна структура земної кори в межах Звездаль-Заліської та Брусилівської зон розломів за даними глибинного сейсмічного зондування: а — P -швидкісна модель земної кори вздовж лінії профілю геотраверсу II за даними [Ильченко, Бухарев, 2001; Bogdanova et al., 2006]. Умовні позначення: 1 — ізолінії швидкостей; 2 — сейсмічні границі; 3 — сильні сейсмічні границі; 4 — зона знижених швидкостей—чергування високошвидкісних ($V_p=6,3\text{—}6,9$ км/с) та низькошвидкісних шарів $V_p=5,8\text{—}6,0$ км/с; 5 — мафічна інтрузія Коростенського плутону; б — верхня кора ($V_p=5,9\text{—}6,4$ км/с); 7 — середня кора ($V_p=6,4\text{—}6,9$ км/с); 8 — нижня кора ($V_p=6,9\text{—}7,2$ км/с); в — P -швидкісна модель земної кори вздовж лінії профілю геотраверсу VI, за даними [Соллогуба, Ильченко та ін., 1988]. Умовні позначення: 1 — верхня кора ($V_p=5,9\text{—}6,4$ км/с); 2 — середня кора ($V_p=6,4\text{—}6,9$ км/с); 3 — нижня кора ($V_p=6,9\text{—}7,7$ км/с); в — швидкісна модель, отримана в результаті томографічної інверсії перших вступів сейсмічних хвиль вздовж лінії профілю геотраверсу VI, за [Lysynchuk et al., 2020]. Умовні позначення: 1 — верхня кора ($V_p=6,0\text{—}6,5$ км/с); 2 — середня кора ($V_p=6,5\text{—}7,0$ км/с); 3 — нижня кора ($V_p=7,0\text{—}7,5$ км/с). Ізолінії швидкості 5,75–6,0 км/с приблизно відображають границю фундаменту; 4 — Границя Мохо в межах ізоліній 7,5–7,75 км/с.

Fig. 2. Deep structure of the earth's crust within the Zvezdal-Zalisk and Brusyliv fault zones: а — P -velocity model of the earth's crust along the II Geotraverse profile according to [Ilchenko, Bukharev, 2001; Bogdanova et al., 2006]. Symbols: 1 — velocity isolines; 2 — seismic boundaries; 3 — strong seismic boundaries; 4 — low velocity zone — alternation of high — $V_p=6,3\text{—}6,9$ km/s and low-velocity layers $V_p=5,8\text{—}6,2$ km/s; 5 — mafic intrusion of Korosten pluton; б — upper crust ($V_p=5,9\text{—}6,4$ km/s); 7 — middle crust ($V_p=6,4\text{—}6,9$ km/s); 8 — lower crust ($V_p=6,9\text{—}7,2$ km/s); в — P -velocity model of the earth's crust along the VI Geotraverse profile according to [Solloguba, Ilchenko et al., 1988]. Symbols: 1 — upper crust ($V_p=5,9\text{—}6,4$ km/s); 2 — middle crust ($V_p=6,4\text{—}6,9$ km/s); 3 — lower crust ($V_p=6,9\text{—}7,7$ km/s); в — Velocity model is obtained as a result of tomographic inversion of the first wave arrivals along the VI Geotraverse profile according to [Lysynchuk et al., 2020]. Symbols: 1 — upper crust ($V_p=6,0\text{—}6,5$ km/s); 2 — middle crust ($V_p=6,5\text{—}7,0$ km/s); 3 — lower crust ($V_p=7,0\text{—}7,5$ km/s). Isolines of the velocities 5,75–6,0 km/s are considered approximately location of the sediment-basement boundary; 4 — Moho boundary within the isolines of velocities 7,5–7,75.

простежуються під границею Мохо. Це обґрунтовано в роботах [Ильченко, 2002; Thybo et al., 2003], де була виконана двовимірною інверсія часу проходження сейсмічних хвиль. У роботі [Bogdanova et al., 2006] ці дані доповнені матеріалами густинного моделювання з використанням залежностей густини від швидкостей поширення поздовжніх і поперечних хвиль, а також даними петрології та порівняльної геології. Інакше кажучи, на профілі ЕВ'97 виявлено відбивач на глибинах 45—80 км від північного краю Прип'ятської западини до середини Коростенського плутону [Ильченко, 2002; Thybo et al., 2003], який, імовірно, і є зоною зчленування мікроплит Фенноскандії та Сарматії. Дані сейсмо-мографії, глибинний розріз уздовж паралелі

лі 51° пн.ш. вказують на похиле заглиблення відносно високошвидкісної літосфери південно-західного краю Східноєвропейської платформи під відносно низькошвидкісну літосферу суміжних плит [Гинтов, Пашкевич, 2010].

За даними геотраверсу ІІ, верхня кора ($V_p=5,9-6,4$ км/с) і верх середньої кори Волинського та Росинського мегаблоків мають двошарову структуру, з чергуванням низько- ($V_p=5,8-6,2$ км/с) та високошвидкісного ($V_p=6,3-6,9$ км/с) горизонтів (рис. 2, а). Прошарки з пониженими швидкостями 5,8—6,0 км/с за лінією геотраверсу ІІ добре корелюють з шаром зони знижених швидкостей ($V_p=6,07$ км/с), виділеного за профілем ЕВ'97, імовірно, метаседи-ментаційного складу, який виклинується

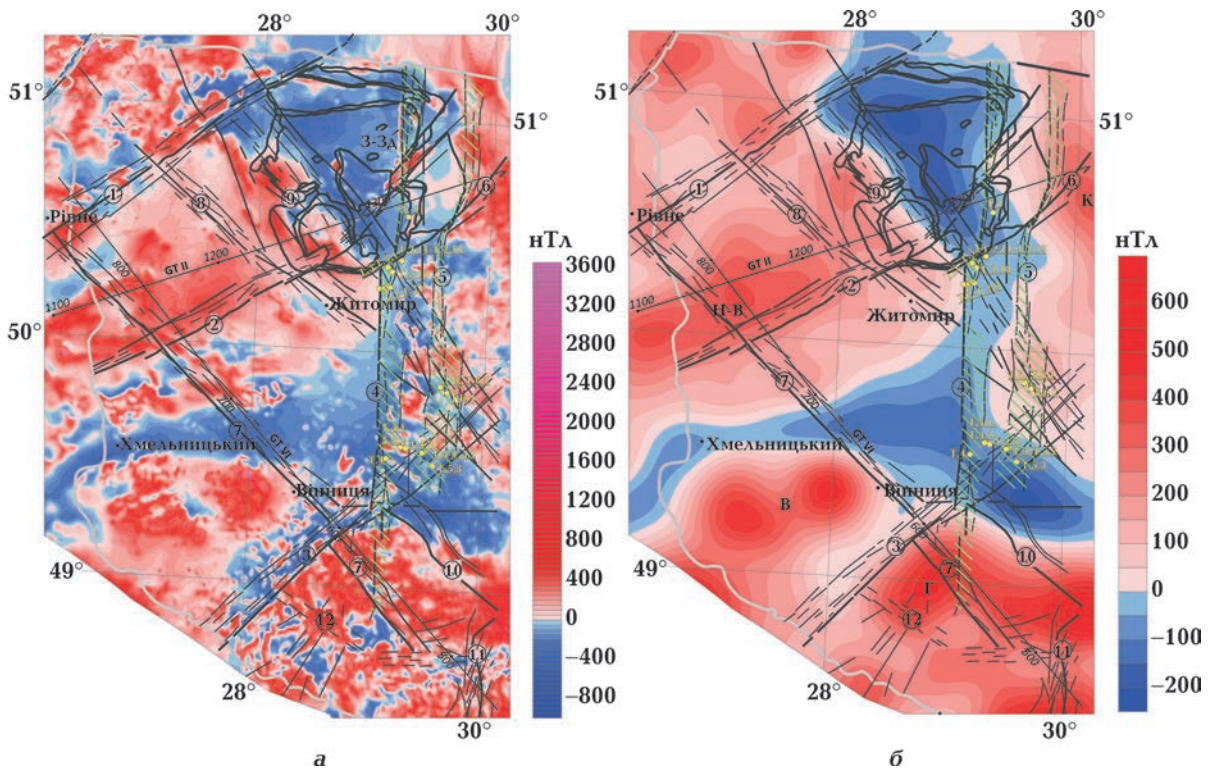


Рис. 3 Карта аномального магнітного поля $(\Delta B)_a$ (а) і карта регіонального магнітного поля $(\Delta B)_{a, \text{reg}}$ [Нечаєв та ін., 2002; Орлюк, 2015 та ін.] (б). Зони розломів (цифри в колах): 1 — Суцхано-Пержанська, 2 — Тетерівська, 3 — Немирівська, 4 — Звіздаль-Заліська, 5 — Брусилівська, 6 — Чорнобильська, 7 — Хмельницька, 8 — Сарненсько-Варварівська, 9 — Центральна, 10 — Дашівська, 11 — Тальнівська, 12 — Ободнівська. Регіональні магнітні аномалії: Н-В — Новоград-Волинська, В — Вінницька, Г — Гайсинська, К — Київська, З-Зд — Звіздаль-Заліська дайка.

Fig. 3 The anomalous magnetic field map $(\Delta B)_a$ (a) and the regional magnetic field map $(\Delta B)_{a, \text{reg}}$ [Nechaev et al., 2002; Orlyuk 2015] (b). Numeric in the circle is fault zone: 1 — Sushchany-Perga, 2 — Teteriv, 3 — Nemyriv, 4 — Zvizdal-Zalisk, 5 — Brusyliv, 6 — Chornobyl, 7 — Khmilnytsk, 8 — Sarnensko-Varvariv, 9 — Central, 10 — Dashiv, 11 — Talne, 12 — Obodniv. Regional magnetic anomalies: NV — Novograd-Volynsk, V — Vynnytsia, G — Gaysyn, K — Kyiv, Z-Z — Zvizdal-Zalisk dayka.

з півдня на північ під північним краєм Коростенського плутону на глибині 7—12 км. Цей шар також відповідає двом лінзам з пониженими швидкостями у верхній корі за профілем РАНСКАКЕ на глибинах 12—18 та 15—18 км із швидкістю $V_p=6,1$ км/с [Starostenko et al., 2013]. Середня кора ($V_p=6,4$ — $6,9$ км/с) за лінією геотраверсу II займає діапазон глибин від 10 до 30—35 км у структурі Волинського мегаблоку до Центральної зони розломів Володарсько-Волинської інтрузії і з глибини 5 км від Звіздаль-Заліської зони розломів Федорівської інтрузії Коростенського плутону до глибини 37 км (по ізолінії швидкостей 6,9 км/с згідно із статтею [Vogdanova et al., 2006]). Нижня кора має хвилясту куполоподібну форму і характеризується високою диференційованою картиною швидкостей, яка дещо відрізняється з двох боків від Центральної зони розломів [Ильченко, Бухарев 2001; Vogdanova et al., 2004] (рис. 2, а). На північний схід від Центральної зони розломів аномальний блок плутону має високу швидкість V_p 6,95 км/с на глибині 18 км і 7,0 км/с на глибині границі Мохо. На 18-кілометровому рівні це на 0,3 км/с вище, ніж швидкість у сусідній корі. За межами аномального блока плутону V_p змінюється поступово з глибиною.

Росинський мегаблок піднятий відносно Коростенського плутону по Звіздаль-Заліській та Брусилівській зонах розломів. Тут подошва верхньої кори ($V_p=5,9$ — $6,35$ км/с) залягає на глибині 5 км, а ізолінія швидкості 6,4 км/с маркує покрівлю середньої кори з чергуванням низькошвидкісних шарів V_p 6,0 км/с.

Звіздаль-Заліська зона розломів виділяється за даними ГСЗ на геотраверсі VI як за P -швидкісною моделлю земної кори згідно з публікацією [Соллогуб, Ильченко,

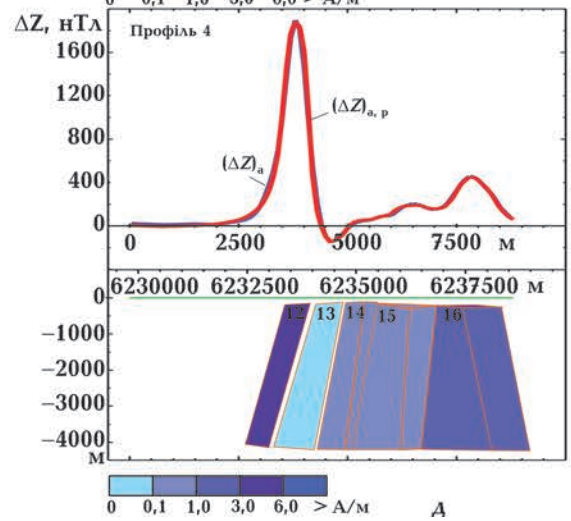
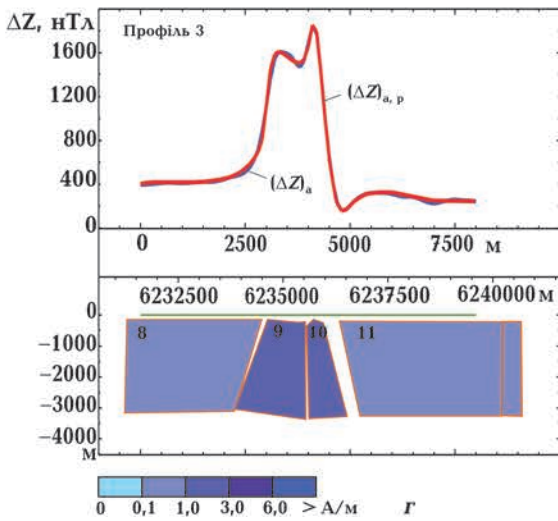
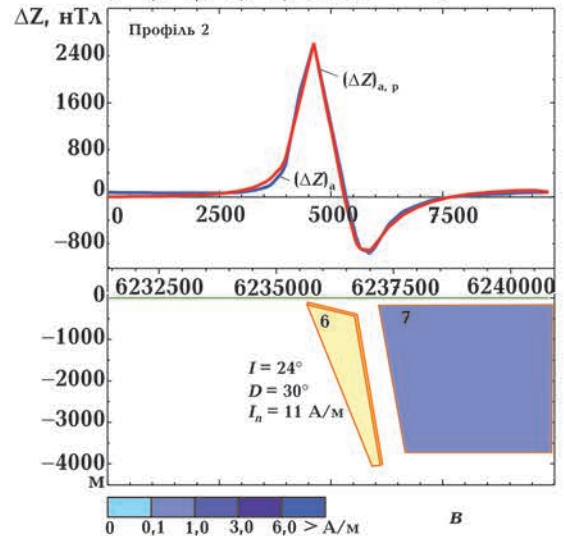
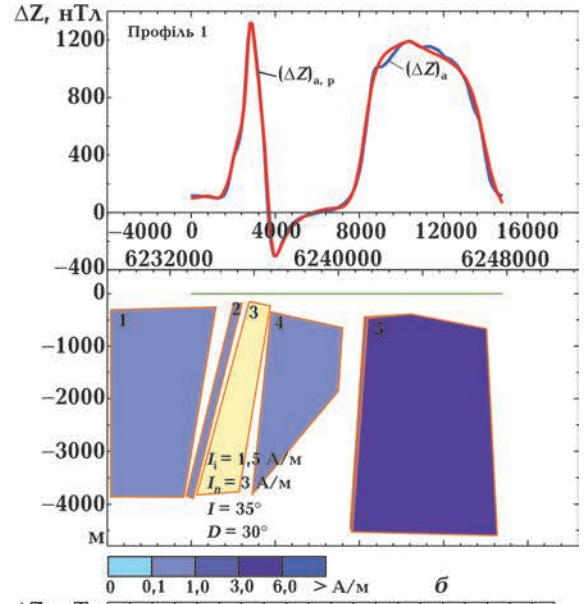
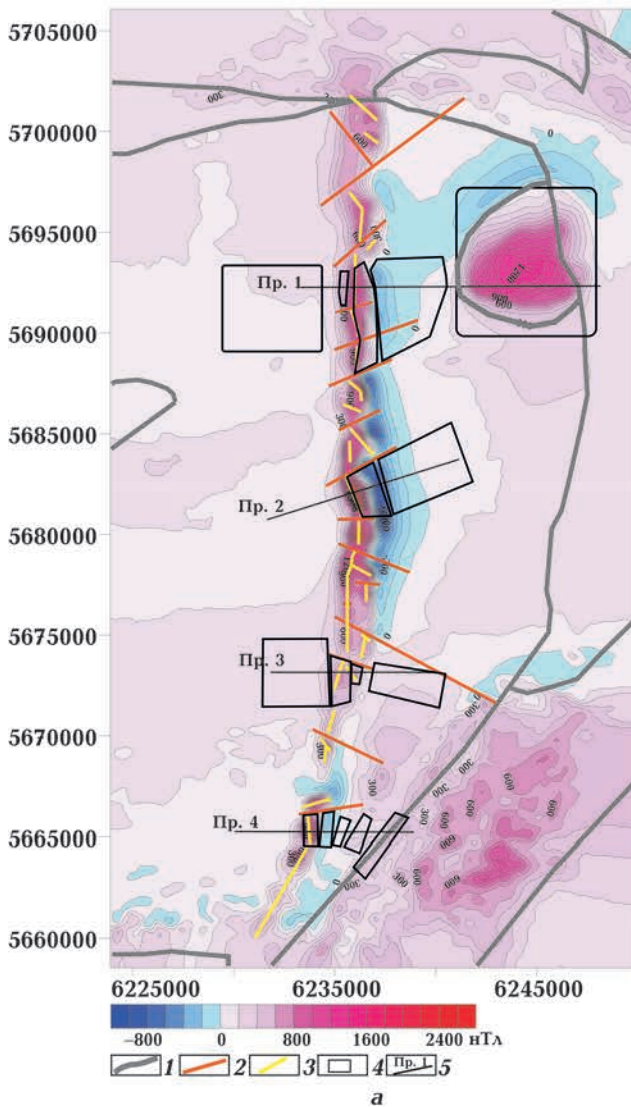
1988], так і згідно із сейсмічним розрізом уздовж геотраверсу VI, який було отримано в результаті томографічної інверсії перших вступів сейсмічних хвиль [Lysynchuk et al., 2020] (рис. 2, б, в).

При томографічній інверсії сейсмічних даних геотраверсу VI було використано тільки рефраговані хвилі, а відбиті хвилі від геологічних границь не розглядали, що робить усі границі в моделі зонами зміни градієнта швидкості. Незважаючи на це, модель, яку знайдено за методом сейсмічної томографії, забезпечує хорошу збіжність функції нев'язок до глобального мінімуму [Lysynchuk et al., 2020]. Інтерпретація сейсмічного розрізу вздовж VI геотраверсу показала, що Бузький мегаблок має структуру куполоподібного підняття та ділиться Звіздаль-Заліською зоною розломів навпіл на границі Мохо, у верхній мантії та у самому піднятті середньої кори. Верхня кора Бузького мегаблока (рис. 2, в) залягає на глибинах 7—21 км ($V_p=6,0$ — $6,5$ км/с), середня кора — на глибинах 20—35 км ($V_p=6,5$ — $7,0$ км/с), а поверхня Мохо — на глибині 45—50 км у межах градієнта швидкості 7,5—7,75 км/с.

Магнітометричні спостереження. Аномальне магнітне поле $(\Delta B)_a$ західної частини УЩ (рис. 3, а) було отримано у цифровому вигляді за матеріалами магнітного знімання [Нечаєва та ін., 2002] та доповнено цифровими даними [Орлюк та ін., 2015]. Майже на всій території дослідження магнітне поле має мозаїчний характер. Отримана карта магнітного поля була використана для розділення аномального поля на складові. Шляхом осереднення вихідного поля $(\Delta B)_a$ (рис. 3 а) вікном 40×40 км було виділено його регіональну компоненту $(\Delta B)_{a,reg}$ (рис. 3, б). У межах території дослідження вона представлена Новоград-Волинською

Рис. 4. Карта аномального магнітного поля $(\Delta Z)_a$ [Ентин, 2011] (а) і магнітна модель земної кори Звіздаль-Заліської дайки вздовж профілів 1—4 (б—г). Вихідне магнітне поле $(\Delta Z)_a$ (лінія синього кольору) та розраховане $(\Delta Z)_{a,p}$ (лінія червоного кольору). Умовні позначення: 1 — межа УЩ; 2 — тектонічні порушення, виділені за магнітними даними; 3 — осі магнітних аномалій; 4 — проекція на земну поверхню контурів магнітних джерел; 5 — розташування профілів розрізів 1—4, за якими виконано 2,5-вимірне магнітне моделювання.

Fig. 4. The anomalous magnetic field map $(\Delta Z)_a$ [Entin, 2011] (a) and Magnetic model of the Zvizdal-Zalisk dyke earth's crust along 1—4 profiles. Output magnetic field $(\Delta Z)_a$ (blue line) and calculated $(\Delta Z)_{a,p}$ (red line).



Symbols: 1 — Ukrainian Shield boundary; 2 — tectonic faults, isolated by magnetic data; 3 — axes of magnetic anomalies; 4 — projection on the day surface of the contours of magnetic sources; 5 — location of sections of 1—4 profiles, which were performed 2,5-dimensional magnetic modeling.

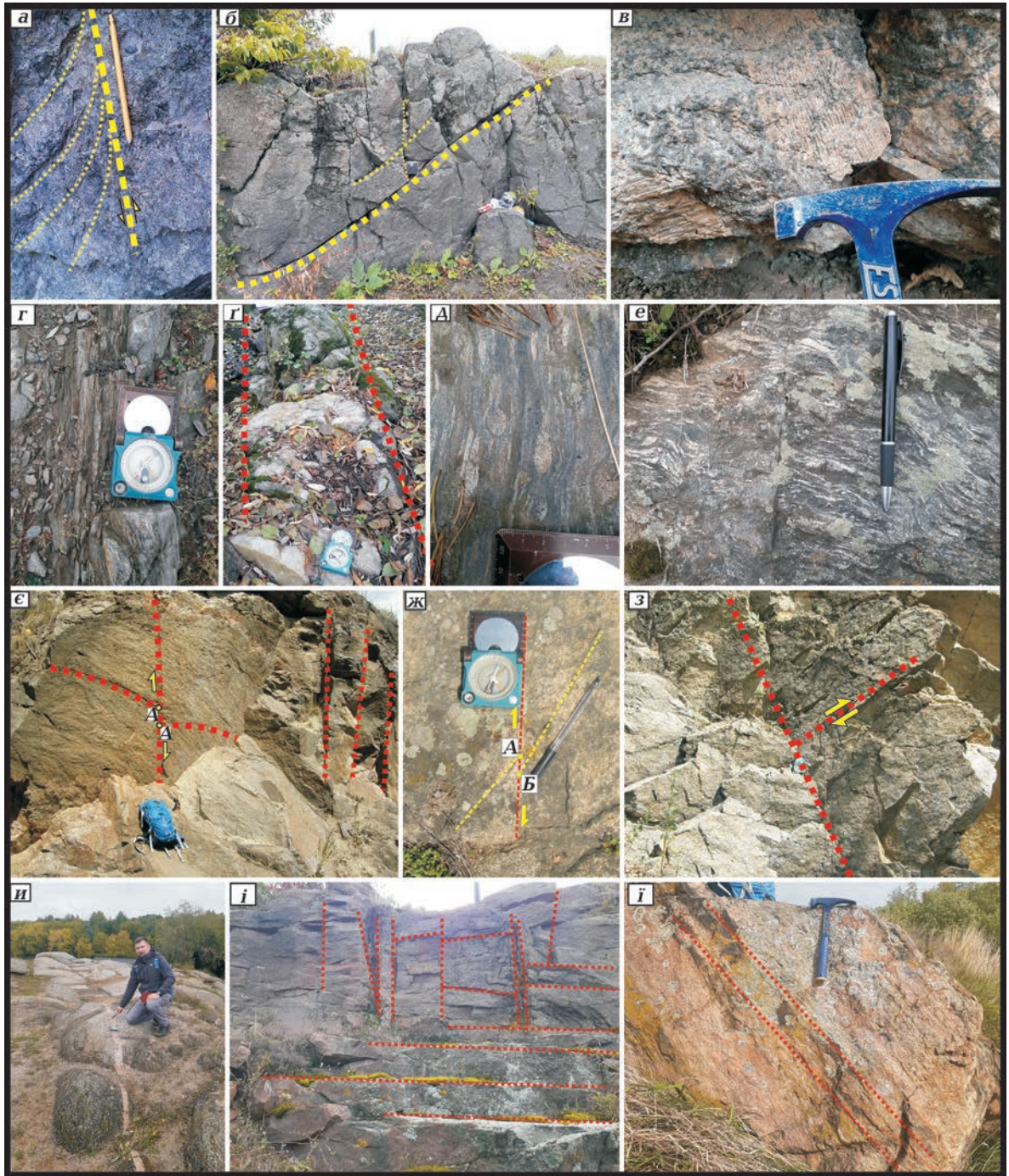


Рис. 5. Деформаційні структури в породах Звездаль-Заліської та Брусилівської зон розломів: *а* — приклад взаємодіяння тріщин і кристалічної структури рапаківподібних гранітів у кар'єрі 6 (м. Малин). Тонкими жовтими штриховими лініями показано переорієнтацію кристалів плагіоклазу, які утворюють структури підвертання за лівозсувної деформації вздовж тріщини; *б* — насуп з пологим нахилом зміщувача (40—50°) р. Тетерів, с. Козіївка (Т. 2); *в* — мінеральна лінійність у пегматитових гранітах р. Тетерів, с. Високий Камінь (Т. 2.3); *г* — тріщинуватість та СТЕ з азимутом простягання 340°, р. Тетерів, с. Городське (Т. 2.4); *г* — жила кварцу завтовшки до 8 м за ширини 1 м з азимутом простягання 356° у гнейсах р. Мика, с. Кичкирі (Т. 3.1); *г* — мінеральні фрагменти у метаморфічній породі (порфірокласт), оточені ґрунтовою масою тонкозернистих кристалів, р. Тетерів, с. Мар'янівка (Т. 2.10); *е* — мігматит, р. Тетерів, с. Мар'янівка (Т. 2.10); *е* — вертикальний скид та тріщинуватість, р. Рось, с. Круподеринці (Т. 4.1); *ж* — правий зсув, р. Рось, с. Педоси (Т. 4); *з* — насуп р. Рось, с. Круподеринці (Т. 4.1); *и* — пегматитова жила завтовшки до 20 м, р. Роставиця, с. Буки (Т. 6); *і* — вертикальна та похила тріщинуватість, р. Роставиця, с. Буки; *і* — жильна смугастість у гранітогнейсі, р. Роставиця. Фотографії зробив С.В. Мичак.

(інтенсивність 370 нТл) і Вінницькою (інтенсивність 500 нТл) регіональними магнітними аномаліями (РМА) північно-східного простягання, Гайсинською РМА (інтенсивність 500 нТл) — широтного та Київською (інтенсивність 330 нТл) — субмеридіо-нально-північно-західного напрямку. Між Новоград-Волинською РМА, з одного боку, та Вінницькою і Гайсинською — з іншого розташований регіональний мінімум магнітного поля, який має складну структуру і поєднує мінімуми широтного та північно-східного простягань. На півночі він з'єднується з інтенсивним мінімумом північно-західного простягання, що зафіксовано над північно-східною частиною Коростенського плутону. Зазначені мінімуми мають однакову інтенсивність поля, яка становить мінус 220 нТл.

Згідно з результатами магнітного моделювання [Крутиховская и др., 1982; Пашкевич и др., 1990; Петромагнитная..., 1994; Орлюк, 2000; Bogdanova et al., 2004; Пашкевич и др., 2006 та ін.], ці мінімуми є сумою мінімумів, пов'язаних з позитивними регіональними магнітними аномаліями цієї території. Ділянки поширення мінімумів магнітного поля засвідчують наявність практично немагнітної нижньої земної кори. Джерела максимумів аномалій пов'язані з намагніченістю різного ступеня в середній та нижній корі УЩ [Крутиховская и др., 1982].

За лінією геотраверсу II було виконано 2,5-вимірне магнітне моделювання для уточнення глибинної будови, морфології Звіздаль-Заліської зони розломів і приро-

ди мінімуму регіонально магнітного поля (див. рис. 2, а). Магнітна модель, узгоджена із швидкісним розрізом та гравітаційним полем, побудована з використанням алгоритмів та демоверсії програмного забезпечення GSS Potent [https://www.geoss.com.au/index.html].

За гравімагнітними та сейсмічними даними Коростенський плутон має асиметричну будову щодо Центрального розлому [Bogdanova et al., 2004]. Максимуми значень регіонального магнітного поля вздовж профілю спостереження мають інтенсивність 280—350 нТл для Новоград-Волинської та 300 нТл — Київської РМА. Розрахована магнітна модель налічує 6 тіл в інтервалі глибин залягання від 11,5—15 до 50 км (див. рис. 2, а). Отримані за результатами 2,5-вимірного моделювання магнітні джерела мають намагніченість 1,5—1,8 А/м для Новоград-Волинської та 1,5 А/м — Київської РМА. В західній частині поле інтенсивністю 110—210 нТл відповідає магнітним джерелам з намагніченістю 1,25—1,3 А/м. Мінімальні значення регіонального магнітного поля інтенсивністю мінус 160 нТл відповідають східній частині плутону та мають у нижній частині розрізу слабоманітне джерело поля (0,1 А/м).

У межах геотраверсу II підвищеною намагніченістю характеризуються магнітні джерела, пов'язані зі збільшенням товщини земної кори. Для щитів характерна пряма кореляція намагніченості кори та її товщини [Пашкевич и др., 1990]. Максимумам регіональних аномалій (Новоград-Волинської та Київської) відповідає збіль-

← Fig. 5. Deformation structures in the rocks of the Zvizdal-Zalisk and Brusyliv fault zones: *a* — an example of the relationship between cracks and the crystal structure of rapakivi granites in the 6 open-pits (Malyn town). Thin yellow dashed lines show the reorientation of plagioclase crystals, forming the structures of exposure during left-handed deformation along the crack; *б* — thrust with a gentle slope of the fault plane (40—50°) along Teteriv River, Koziivka village (point 2); *в* — the mineral linearity in pegmatite granites of Teteriv River, High Stone village (point 2.3); *г* — the caking of rocks and structural/textural elements with the 340° extension azimuth, Teteriv River, Gorodske village (point 2.4); *д* — the quartz reef is up to 8 m thick with a width of 1 m with an azimuth of 356° in the gneisses of the Myka River, Kychkyri village (point 3.1); *е* — mineral fragments in metamorphic rock (porphyroclast), surrounded by soil mass of fine-grained crystals of the Teteriv River, Maryanivka village (point 2.10); *ж* — migmatite, the Teteriv River, Maryanivka village (point 2.10); *з* — vertical downthrow and cracking, the Ros River, Krupoderyntsi village (point 4.1); *и* — right shift, the Ros River, Pedosy village (point 4); *к* — thrust, Ros River, Krupoderyntsi village (point 4.1); *л* — pegmatite reef up to 20 m, Rostavytsia River, Buky village (point 6); *м* — vertical and inclined cracking, Rostavytsia River, Buky village; *н* — reef zoning in granitogneisses, Rostavytsia River. Photos taken by S.V. Mychak.

шення товщини земної кори до 55 км (див. рис. 2) за рахунок потовщення «базальтового» шару, який відповідає нижній корі. Для мінімуму $(\Delta B)_{a, \text{рег}}$ товщина кори збільшується за рахунок «гранітного» шару (верхня кора) і зменшення «базальтового» шару (нижня кора) до майже повної його відсутності.

Отримані за результатами моделювання значення намагніченості джерел магнітного поля дещо нижчі порівняно з раніше отриманими результатами [Крутиховская и др., 1982; Пашкевич и др., 1990; Петромагнитная..., 1994; Орлюк, 2000; Bogdanova et al., 2004; Пашкевич и др., 2006 та інші]. Це насамперед залежить від точності виділення регіональної компоненти аномального магнітного поля. Зауважимо, що магнітна 2,5-вимірна модель будувалась в межах геотраверсу II.

Тривимірна магнітна модель земної кори Звізгаль-Заліської гайки. Ця дайка, за [Щербаков, 2005; Шумлянський и др., 2018], має круте падіння, зональну будову і ускладнена тектонічними порушеннями, що досить добре виявляється у геомагнітному полі (рис. 4, а). У середній її частині поширені середньозернисті габро-долерити, ближче до контакту — порфірові долерити, в ендоконтакті — слаборозкристалізована скловмісна порода. В ендоконтакті дайка вміщує ксеноліти гранітів [Щербаков, 2005; Шумлянський и др., 2018]. Контакти дайки ускладнені тектонічними порушеннями.

Найбільш яскраво положення дайки, її внутрішня структура та співвідношення із вмісними породами виявляються в геомагнітному полі (рис. 4, а).

Магнітне поле детального вивчення дайки представлене $(\Delta Z)_a$ -компонентою аномального магнітного поля (знімання масштабу 1:50 000) [Ентин, 2011] та доповнене $(\Delta B)_a$ -компонентою аномального магнітного поля, отриманою на підставі польового магнітного знімання, проведеного у 2021 р. Згідно з результатами наземного знімання рівень вихідної карти аномального магнітного поля $(\Delta Z)_a$ було піднято на 200 нТл.

Дайка характеризується субмеридіональним простяганням з «відворотом» на

південний захід, на півдні в магнітному полі вона виявляється складною смуговою аномалією, що складається з окремих сегментів різної інтенсивності та поздовжніх розмірів від 100 м до 2 км (рис. 4, а). У напрямку з півночі на південь спостерігається поступове зміщення аномалій на південний схід (лівосторонній ешелонований зсув) [Гинтов, Пашкевич 2010]. Позитивна аномалія інтенсивністю до 2500 нТл супроводжується пов'язаним з нею мінімумом, що дає змогу оцінити глибину залягання нижнього обмеження дайки. Наявність зон «пережимів» може вказувати на деформаційні й тектонічні порушення після її формування.

За результатами попередніх інтерпретацій [Пашкевич, 1971; Орлюк, 2000; Bogdanova et al., 2004] дайка має західне падіння з глибиною нижнього обмеження 3—4 км. Для з'ясування морфології магнітних джерел і величин їх намагніченості з метою дослідження будови верхньої частини розрізу земної кори дайки побудовано магнітні моделі за чотирма профілями (рис. 4, б, в, г, д), які проходять вхрест (або майже вхрест) простягання витягнутих аномалій. Всього в моделі задіяні 16 джерел з глибинами залягання у верхній частині 100—300 м з їх нижнім обмеженням 4—4,5 км. Для оцінювання величини намагніченості (I) вмісних порід магнітну модель побудовано з урахуванням фонового джерела з $I_f=0,2$ А/м.

За результатами моделювання в межах профілю 1 (рис. 4, б) широтного простягання виділено 5 джерел. У магнітному полі простягання лінійної аномалії майже меридіональне, інтенсивність — 1300 нТл, на правому фланзі вона супроводжується мінімумом (–300 нТл). Це може засвідчувати, що ця аномалія пов'язана з магнітними джерелами 2 і 3, які круто падають на захід. Намагніченість джерела 3 становить: I_i (індуктивна)=1,5 А/м, I_n (природна залишкова)=3 А/м, I (нахилення)=35°, D (схилення)=30°. У східній частині профілю в полі вирізняється аномалія ізометричної форми (7×7 км), з інтенсивністю 1300 нТл, пов'язана з джерелом 5, яке має в розрізі

форму трапеції з полого падаючими гранями. Намагніченість джерела — 3 А/м. Тіла 1 і 4 мають намагніченість 0,35 і 0,65 А/м відповідно.

Профіль 2 північно-східного простягання (рис. 4, в) представлений джерелами 6 і 7. У магнітному полі виділяється лінійно витягнута аномалія північно-західного простягання інтенсивністю 2500 нТл, праворуч вона супроводжується глибоким мінімумом до -1000 нТл. За результатами моделювання джерело 6 має круте падіння у північно-східному напрямку, його намагніченість дорівнює: I_i (індуктивна) = 0,05 А/м, I_n (природна залишкова) = 11 А/м; I (нахилена) = 24° , D (схилена) = 30° . Намагніченість джерела 7 становить 0,5 А/м і в розрізі відображається виступом — крутим падінням нижньої межі у північно-східному напрямку.

На третьому профілі широтного простягання (рис. 4, г) в магнітній моделі виділяються чотири джерела (8—11). У магнітному полі в центральній частині наявні дві аномалії майже ізометричної форми з інтенсивністю 615 нТл і 670 нТл відповідно. Осі аномалій (рис. 4, а) мають різні напрямки. Намагніченість джерел 9 та 10 дорівнює 1,7 та 2,3 А/м, тіла 8 і 10 відповідають джерелам з однаковою намагніченістю — 0,51 А/м.

Четвертий профіль має широтне простягання і знаходиться у південній частині Звіздаль-Заліської дайки. Магнітне поле в східному напрямку стає більш диференційованим. У магнітній моделі задіяні 5 джерел (12—16). Дайці відповідає магнітна аномалія витягнутої форми у субмеридіональному напрямку інтенсивністю 1730 нТл, праворуч від неї розміщується малоінтенсивний мінімум (-155 нТл). Самій дайці відповідає джерело 12 західного падіння, його намагніченість дорівнює 5,65 А/м. Джерела 13—16 мають намагніченість 0,05; 0,45; 0,75; 1,5 А/м відповідно.

Процес побудови магнітної моделі Звіздаль-Заліської дайки ускладнений тим, що вона складається з окремих сегментів. Виділені осі магнітних аномалій підкреслюють складну морфологію структури

поля. Магнітні властивості джерел на різних ділянках дайки різняться, I_i за профілями 3, 4 (рис. 4, г, г) варіює від 1,7 до 5,65 А/м. На профілях 1 та 2 природна залишкова намагніченість I_n значно перевищує індуктивну. В межах Коростенського плутону габро-діабази дайкового комплексу широко поширені, але на жаль, рідко мають природні виходи для відбору зразків [Михайлова, Глевасская, 1965]. Порооди, що вміщують дайку, слабомагнітні і відповідають гранітам рапаківі, намагніченість яких дорівнює 0,05—0,65 А/м.

Проте деякі висновки з результатів моделювання можна зробити. По-перше, складна будова і нерівномірна намагніченість дайки вказують на неоднорідність її проникнення у Коростенський плутон. Такий процес міг відбуватися за загальної магматичної активності навколишнього простору, і вік дайки не має сильно відрізнитись від віку плутону, тобто не молодший за 1,76—1,74 млрд років тому. По-друге, глибина нижнього обмеження дайки близько 4 км вказує на її корове походження, а точніше, коростенське, хоча Звіздаль-Заліська зона розломів є глибинною і має мантієне коріння. Це може означати, що згадана зона активізувалась під час формування Коростенського плутону і його речовина проникла в неї у вигляді дайки. По-третє, різний крутий нахил частин дайки то на захід, то на схід, засвідчує її загальне субвертикальне падіння, що відповідає вертикальному положенню досліджуваної зони розломів.

Результати тектонофізичних досліджень. У 2002 р. О.Б. Гінтов у кар'єрах і відслоненнях вздовж річок Тетерів і Міка в районі населених пунктів Радомишль—Кичкирі—Мар'янівка досліджував структурні парагенезиси, за якими було визначено напружено-деформований стан ділянки Звіздаль-Заліської зони розломів на відносно пізніх етапах тектогенезу [Гинтов, 2005].

Один із авторів статті крім замірів трищинуватості гірських порід уже на новій методичній основі під час тектонофізичного вивчення Звіздаль-Заліської та Бру-

силівської зон розломів згідно з термінологією, прийнятою в роботах із структурного аналізу гірських порід [Шевчук та ін., 2002, 2013; Fossen, 2010], виконав заміри елементів вторинних структурно-текстурних елементів (СТЕ) — смугастості, сланцюватості, кліважу (рис. 5) та крихкої тріщинуватості.

Обробку та інтерпретацію польових замірів ПТ і СТЕ, тріщинуватості гірських порід було здійснено структурно-парагенетичним методом тектонофізики для III—IV рівнів глибинності [Стоянов, 1977; Гинтов, 2005] із застосуванням програми Stereonet [Allmendinger et al., 2012; Cardozo, Allmendinger, 2013].

Звільдаль-Заліську зону розломів досліджено вздовж р. Ірша на ділянці Малин—Гранітне (Т. 1); вздовж р. Тетерів у межах населених пунктів Козіївка (Т. 2—2.3), Городське (Т. 2.4—2.9), Мар'янівка (2.10), Лутівка (Т. 2.11—2.13); вздовж р. Мика у населених пунктах Радомишль (Т. 3) та Кичкирі (Т. 3.1); вздовж р. Рось за профілем Педоси (Т. 4), Круподеринці (Т. 4.1; Т. 4.2), Сараджинці (Т. 4.3). Брусилівську зону розломів досліджено вздовж р. Раствавця в селах Буки (Т. 6—6.1), Таборів (Т. 6.2) вздовж р. Рось, с. Борщагівка (Т. 5—5.2) та вздовж лівої притоки р. Роська, с.с. Бурківці та Кашперівка (Т. 5.3).

Звільдаль-Заліська зона розломів. Ділянка Малин—Гранітне (Т. 1). Тектонофізичні дослідження в габро-анортозитах і гранітах рапаківі коростенського комплексу виконано в кар'єрах і відслоненнях по р. Ірша в районі м. Малин у 2014 та 2021 рр. Досліджувана зона розломів виявляється головним чином у вигляді тріщинуватості та жил пегматитових гранітів субмеридіонального простягання в породах бердичівського комплексу. Заміри тріщинуватості проводили в основному у породах другої фази формування коростенського комплексу.

Встановлено, що системи субвертикальних тріщин утворюють кінематичні парагенезиси типу сколів Ріделя (R і R'), L - та L' -сколів, рідше трапляються P -сколи, що формувалися в умовах стресу, хоча зсувні

зміщення по тріщинах не завжди можна помітити. Здебільшого тріщини не перетинають крупні кристали та овоїди, але є прямолінійними, причому кристалічна структура порід разом із тріщинуватістю підпорядкована прямолінійності (рис. 5, а).

Ділянка Козіївка—Лутівка (Т. 2—Т. 2.13) і Радомишль—Кичкирі (Т. 3—Т. 3.1) знаходиться в межах Кочерівської структури — лінзоподібного тіла розміром до 70 км, і представлена біотитовими гнейсами, кристалосланцями та карбонатними породами тетерівської серії. На південній околиці с. Мар'янівка зафіксовані виходи порід, які, за [Шумлянський, 2012], визначено як плагіогнейси тетерівської серії (азимут простягання 330—340°), що насичені еліпсоподібними тілами різних розмірів з кварцовими «хвостами» (рис. 5, г) [Привалов та ін., 2020]. Особливістю цієї ділянки є те, що вона знаходиться у вузлі перетину Звільдаль-Заліської зони розломів з Чорнобильською та виділеною за геофізичними даними Центральною зоною розломів [Єнтін, 2005]. Остання на північному заході разом із Суццано-Пержанською зоною розломів утворює Пержанський тектонічний вузол [Mychak, Farfuliak, 2021], далі на схід перетинає Коростенський плутон і Кочерівську ділянку, за [Металиди, Нечаев, 1983] (див. рис. 1, а), і простежується далі на південний схід через Росинський мегаблок, з'єднуючись з Лелеківською зоною розломів Інгульського мегаблока, за [Мичак, 2015].

Ознаки зони розломів досить добре спостерігаються у гнейсах та кристалосланцях, які зазнали сильного кліважування у субмеридіональному напрямку (рис. 5, г), здебільшого з крутим падінням (65—90°), підвертаючись за правим і лівим типами від 336° до 28° під площини кліважу і жили меридіонального напрямку, що засвідчує горизонтальні рухи. Тому площини окремі, які ділять гнейси на тонкі пластини, є правими та лівими R -сколами в зоні простягання.

Для цієї ділянки встановлено інверсійне поле напружень, тобто реверсний деформацийний режим (рис. 6):

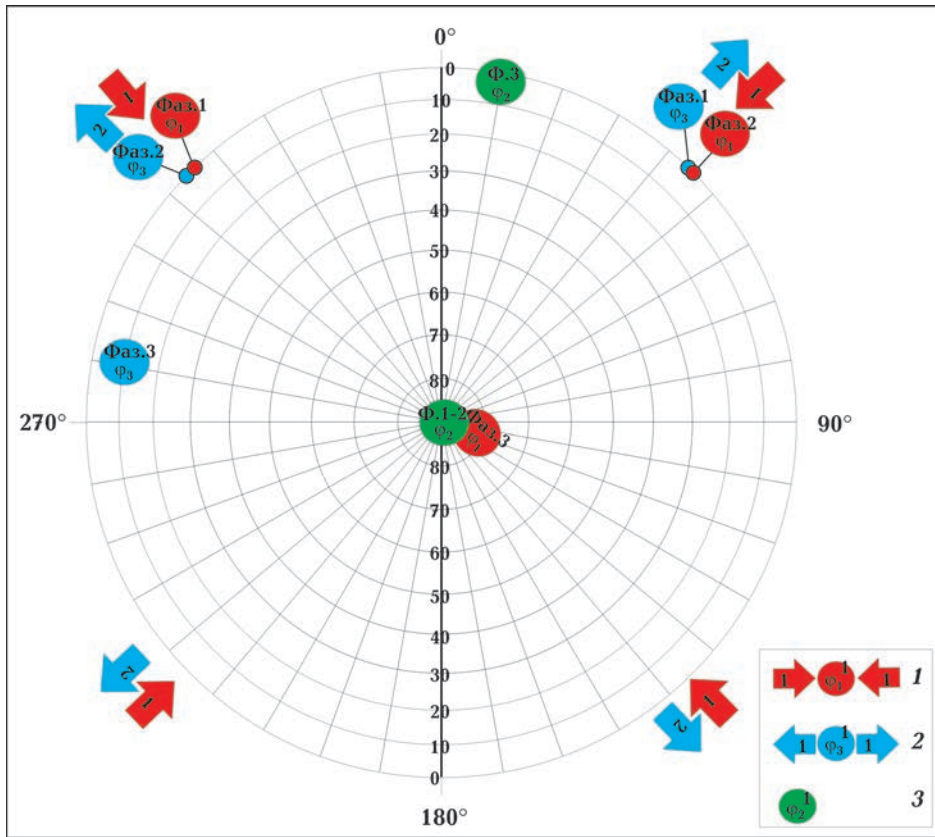


Рис. 6. Результати розв'язання оберненої кінематичної задачі для Звіздаль-Заліської зони розломів за матеріалами [Гинтов, 2005]: 1 — вісь стиснення (σ_1); 2 — вісь розтягу (σ_3); 3 — проміжне значення (σ_2).

Fig. 6. Results of solving of the inverse kinematic problem for the Zvizdal-Zalisk fault zone based on materials [Gintov, 2005]: 1 — Compression axis (σ_1); 2 — tensile axis (σ_3); 3 — intermediate value (σ_2).

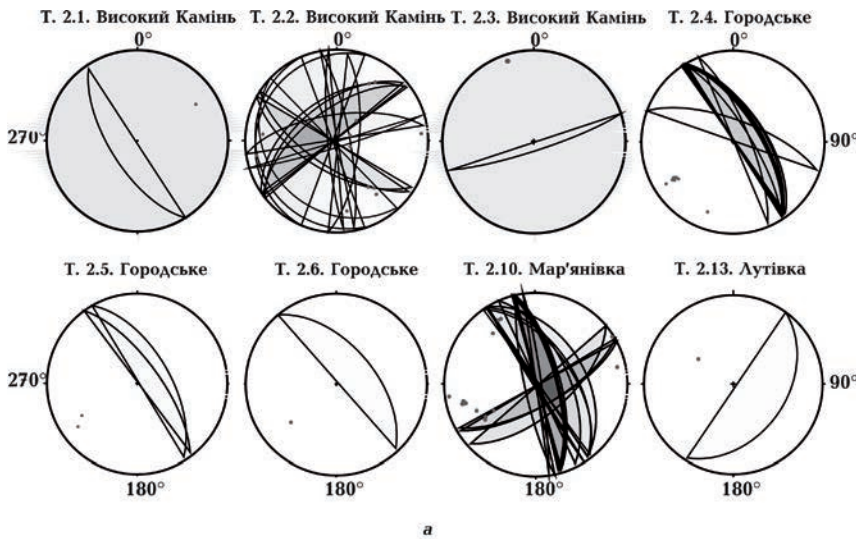
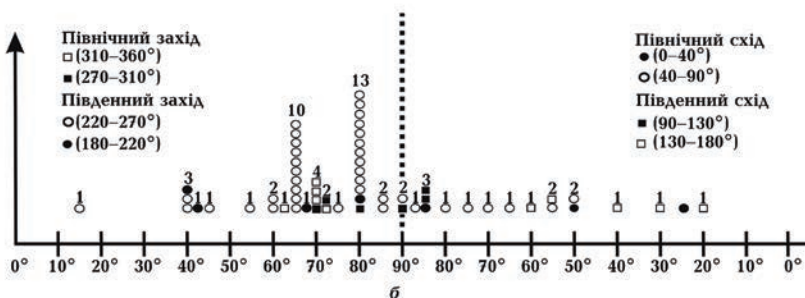


Рис. 7. Елементи залягання площин (а) та гістограма азимутів і кутів падінь (б) структурно-текстурних елементів гірських порід у межах Т. 2—Т. 2.13 та 3 та 3.1 (див. рис. 1).

Fig. 7. Elements of planes (a) and histogram of azimuths and dip angles (b) of structural and textural elements of rocks within point 2—point 2.13 and 3 and 3.1 (see Fig. 1).



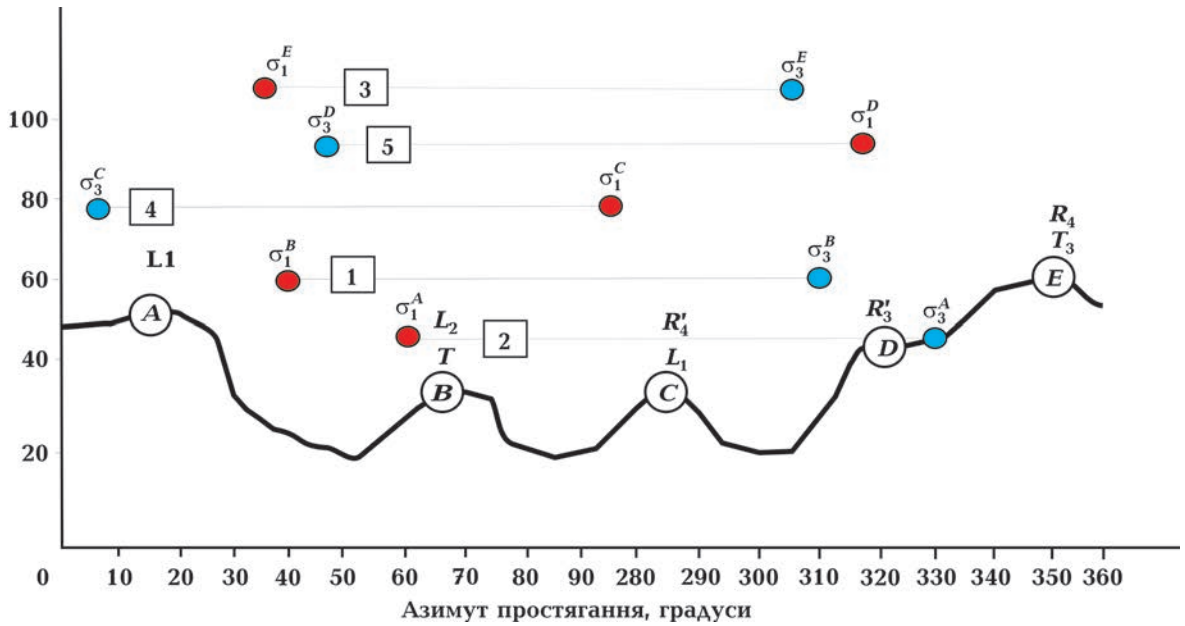
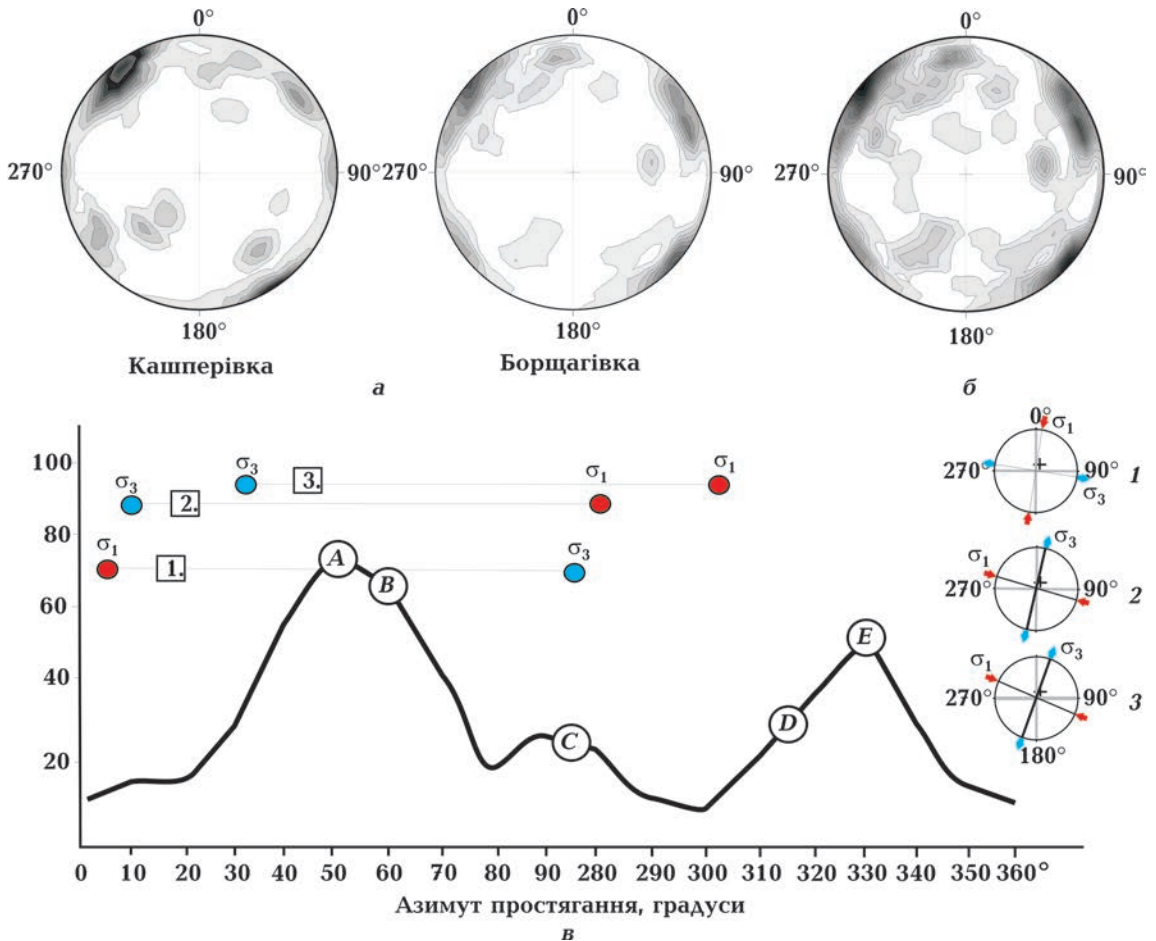


Рис. 8. Сумарний графік азимутів простягань крутопадаючих тріщин за результатами тектонофізичних досліджень у районі верхньої течії р. Рось на ділянці Педоси—Сараджинці.

Fig. 8. Total graph of azimuths of steeply falling cracks according to the tectonophysical data in the upper reaches of the Ros River (section Pedosy—Saradzhyntsi).



- 1) вісь σ_1 — 315° , вісь σ_3 — 45° , вісь σ_2 — вертикальна (лівий зсув);
- 2) вісь σ_1 — 45° , вісь σ_3 — 315° , вісь σ_2 — вертикальна (правий зсув).

Простягання ешелонованих та елементарних сколів може вказувати на їх відносно молодий вік та приналежність до суботсько-мошоринського етапу розломоутворення, після якого в межах УЩ практично не відбувалося потужних деформаційних процесів.

Крім субвертикальної смугастості й тріщин у біотитових гнейсах досить добре розвинені СТЕ похилого падіння в протилежних напрямках із середніми елементами залягання 100/50 та 295/50.

Відповідно для них поле напружень таке: σ_1 — 100/85, σ_3 — 280/05, σ_2 — 10/02 (скид).

Саме з цим деформаційним режимом,

який відбувся за субширотного розтягу, пов'язують формування Звіздаль-Заліської дайки основних порід. (рис. 6).

Результати замірів азимутів простягання та кутів падіння сланцюватості, мігматитової та гранітогнейсової смугастості (рис. 7, а, б) вказують на субвертикальне (60 — 90°) падіння СТЕ гірських порід у 43 замірах, з яких 35 замірів мають падіння у південно-західних румбах. Похиле падіння (15 — 65°) спостерігається у 19 випадках, з яких 9 замірів зроблено також у південно-західних румбах.

Ділянка Педосу—Сараджинці (Т. 4.1—Т. 4.3) представлена гранітоїдами та мігматитами неoarхейського тетіївського комплексу [Щербак и др., 2008]. До тетіївського комплексу належать і біотитові граніти з відслонень по р. Рось у селах Круподеринці та Сараджинці [Мычак и др., 2016]. На

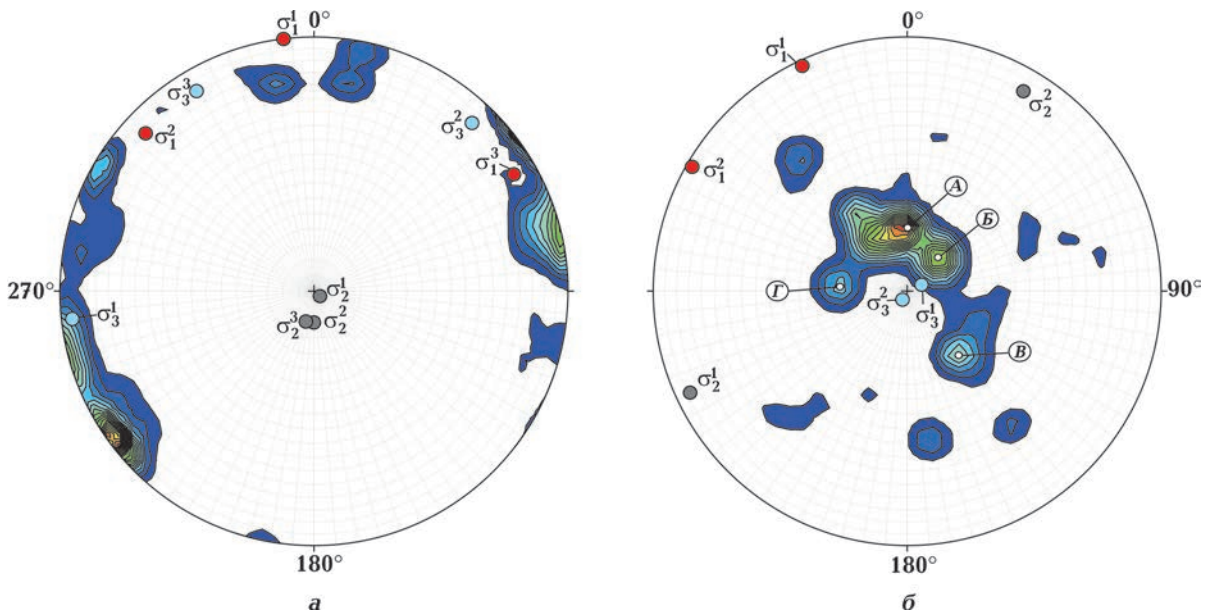


Рис. 10. Результати тектонофізичних досліджень у районі верхньої течії р. Роставиця на ділянці Буки—Таборів: а — стереограма азимутів падінь вертикальних тріщин; б — стереограма азимутів падінь похилих тріщин.

Fig. 10. Results of tectonophysical researches in the area of the upper course of the Rostavytsia River in the section Bukey—Taboriv: a — stereogram of azimuths of falls of vertical cracks; б — stereogram of azimuths of falls of inclined cracks.

← Рис. 9. Результати тектонофізичних досліджень у районі верхньої течії р. Рось на ділянці Кашперівка—Борщагівка: а — стереограми азимутів падінь тріщин; б — сумарна стереограма азимутів падінь тріщин; в — сумарний графік азимутів простягань крутопадаючих ($>70^\circ$) тріщин.

Fig. 9. The results of tectonophysical studies in the upper reaches of the Ros River in the section Kashperivka—Borshchahivka: a — stereograms of azimuths of falling cracks; б — total stereogram of azimuths of falling cracks; в — total graph of azimuths of stretches ($>70^\circ$) deeply falling cracks.

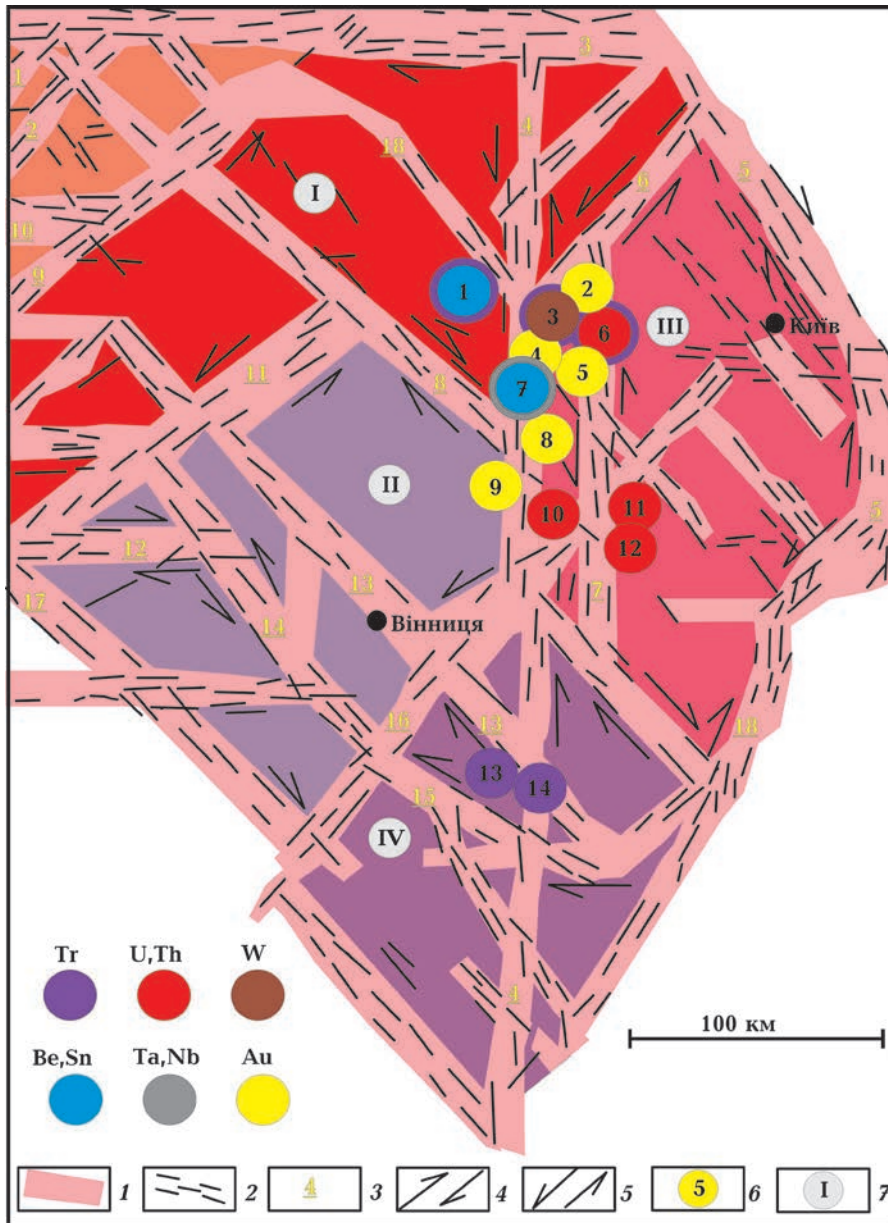


Рис. 11. Спрощена схема зіставлення рідкісноземельної—рідкіснометалевої і золоторудної мінералізації з розломно-блоковою тектонікою західної частини Українського щита [Нечаєв и др, 2019а]: 1 — зони розломів; 2 — ешелоновані відколи і зони сколення; 3 — зони розломів (1 — Горинська, 2 — Луцька, 3 — Поліська, 4 — Звиздаль-Заліська, 5 — Ядлів-Трахтемирівська, 6 — Чорнобильська, 7 — Брусилівська, 8 — Сарненсько-Варварівська, 9 — Сущано-Пержанська, 10 — Володимир-Волинська, 11 — Тетерівська, 12 — Хмельницька, 13 — Хмільникська, 14 — Летичівська, 15 — Ободівська, 16 — Немирівська, 17 — Подільська, 18 — Центральна); 4 — правий зсув; 5 — лівий зсув; 6 — номери родовищ і рудопроявів (назви — в тексті); колір всередині кружка — провідна рудна спеціалізація щодо запропонованих груп; супутня мінералізація показана зовнішнім кольоровим контуром; 7 — мегаблоки УЩ (I — Волинський, II — Подільський, III — Росинський, IV — Бузький).

Fig. 11. Simplified scheme of comparison of rare earth — rare metal and gold ore mineralization with tectonics of the western part of the Ukrainian Shield [Nechaev et al., 2019a]: 1 — fault zones; 2 — echeloned shears and shearing zones; 3 — numbers of fault zones (1 — Gorynsk, 2 — Lutsk, 3 — Polissia, 4 — Zvizdal-Zalisk, 5 — Yadliv-Traktemyriv, 6 — Chornobyl, 7 — Brusyliv, 8 — Sarnensko-Varvarivska, 9 — Sushchany-Perga, 10 — Volodymyr-Volyn, 11 — Teteriv, 12 — Khmelnytsk, 13 — Khmilnytsk, 14 — Letychiv, 15 — Obodiv, 16 — Nemyriv, 17 — Podilsk, 18 — Central); 4 — right shif; 5 — left shif; 6 — numbers of deposits and ore occurrences (names — in the text). The color inside the mug is the leading ore specialization in relation to the proposed groups; concomitant mineralization is shown by the outer colored contour; 7 — Megablocks of the Ukranian Shield (I — Volyn, II — Podil, III — Ros, IV — Bug).

цій ділянці Звіздаль-Заліська зона розломів перетинає міжмегаблокову Немирівську зону розломів [Гинтов, 2005; Мичак, 2019].

На графіку азимутів простягання тріщинуватості виділяються максимуми A (15°), B (65°), C (285°), D (320°) і E (350°) (рис. 8). Оскільки точну ідентифікацію типів сколів зробити важко, було виконано перебір усіх можливих поєднань максимумів концентрації азимутів простягання і отримано такі варіанти інтерпретації:

варіант 1: $A-B-R$, R' -сколи; вісь σ_1 — 40° , вісь σ_3 — 310° , σ_2 — вертикальна;
 варіант 2: $A-C-L$, L' -сколи; вісь σ_1 — 60° , вісь σ_3 — 330° , σ_2 — вертикальна;
 варіант 3: $E-B-R$, L' -сколи; вісь σ_1 — 35° , вісь σ_3 — 305° , σ_2 — вертикальна;
 варіант 4: $B-C-D$, R' , $T-L$ -сколи; вісь σ_1 — 275° , вісь σ_3 — 05° , σ_2 — вертикальна;
 варіант 5: $C-D-E-R$, T , R' -сколи; вісь σ_1 — 318° , вісь σ_3 — 48° , σ_2 — вертикальна;

Варіанти 1—3 близькі за значеннями, тому після осереднення отримуємо загальне поле напружень: вісь σ_1 — 45° , вісь σ_3 — 315° , вісь σ_2 — вертикальна. Отримане поле відображає вже згаданий суботсько-мошоринський етап розломоутворення, інверсійним щодо нього є поле, отримане у варіанті 5. Крім того, вивчення тріщинуватості в межах блока дає змогу уточнити характер цього етапу, пов'язавши з ним реверсні рухи та інверсію поля напружень.

Поле 4 субширотного стиснення — субмеридіонального розтягу σ_1 — $275/00$, σ_3 — $05/00$, σ_2 — вертикальна встановлено для західної і центральної частин УЩ (немирівський і лелеківський етапи) [Гинтов, Мичак, 2011а,б]. В роботі [Гинтов, 2005, табл. 3.15] показано, що це поле активізації Немирівської зони розломів, яка відбулась у полі субширотного стиснення — субмеридіонального розтягу, тоді як закладання зони сталося за субмеридіонального стиснення — субширотного розтягу близько 1,99 млрд років тому.

Звичайно, можна було б очікувати, що найдавніші поля напружень будуть зафіксовані при вивченні неоархейських гранітоїдів тетіївського комплексу. Втім на

ділянці Педоси—Сараджинці вплив немирівського (лелеківського) та суботсько-мошоринського етапів розломоутворення виявився настільки сильним, що давніші етапи не збереглися.

Брусилівська зона розломів. За геофізичними даними [Єнтін, 2005], зона характеризується великими значеннями модуля горизонтального градієнта сили тяжіння і смугою кулісоподібних південного простягання аномалій $(\Delta T)_a$ підвищеної інтенсивності на фоні загального відносно зниженого рівня напруженості магнітного поля в межах мозаїчної структури Росинського мегаблока.

Слід також зазначити, що в роботі [Анциферов, 2009] об'єднують Брусилівську та Немирівську зони у єдину шовну зону під назвою Немирівсько-Кочерівська, тому що її північна частина представлена Кочерівською структурою, що обмежується зі сходу Вільшанським та Брусилівським, а з заходу Віленським та Кочерівським розломами. Проте у роботі [Гинтов, 2004] увагу звернено на прямолінійність зон розломів ортогональної системи (Звіздаль-Заліської, Брусилівської, Суботсько-Мошоринської та ін.). Прямолінійність зон розломів засвідчує їх молодий вік і приналежність до суботсько-мошоринського етапу, після якого в межах УЩ не відбувалося потужних деформаційних процесів.

Ділянка Кашперівка—Борщагівка (Т. 5—Т. 5.3). Асоціація порід цієї ділянки в межах Брусилівської зони розломів розкрита кар'єром, розташованим на правому березі р. Роська на південний схід від с. Кашперівка. Породи представлені біотитовими мігматитами, які переходять у масивні біотитові граніти, часто мусковітизовані. Смугастість гранітоїдів орієнтована на північний захід з падінням на південний захід під кутом від 60° до 80° . За текстурно-структурними особливостями і мінеральним складом породи подібні до утворень звенигородського комплексу [Мичак і др., 2016]. Для цієї ділянки за ізотопним датуванням розмірних фракцій монациту встановлено вік $2041,6 \pm 0,8$ млн років [Зюльцде, 2016].

На графіку азимутів простягання тріщинуватості (рис. 9) виділяються два чіткі головні максимуми A (50°) і E (327°), які відповідають комбінації L -, R' -сколів. Крім того, асиметрія головних максимумів та наявність невеликого максимуму між ними дають змогу припускати наявність максимумів B (65°), C (275°) та D (315°).

Інтерпретація графіка дає такі результати:

варіант 1: A — E - L - і R' -сколи; вісь σ_1 — 08° , вісь σ_3 — 278° , σ_2 — вертикальна;

варіант 2: B — C — D — R' — T і R' -сколи; вісь σ_1 — 280° , вісь σ_3 — 10° , σ_2 — вертикальна;

варіант 3: C — E — R - і R' -сколи; вісь σ_1 — 301° , вісь σ_3 — 31° , σ_2 — вертикальна.

Для напружено-деформованого стану гірських порід басейну верхньої течії р. Рось у межах Брусилівської зони розломів характерний реверсний зсувний деформаційний процес субширотного стиснення (розтягу) — субмеридіонального розтягу (стиснення) з горизонтальною площиною σ_1 , σ_3 , що фіксується на ділянці досліджень (варіанти 1 та 2).

Поле напружень (σ_1 — 301° , σ_3 — 31° , σ_2 — вертикальна) повторює основне поле деформації Новоград-Волинського та Уманського масивів [Мычак, 2015] і належить до їх деформацій $\sim 2,05$ млрд років тому. Це дає змогу зробити висновок, що досліджуване поле напружень древніше за варіанти 1 і 2.

Ділянка Буки—Таборів (Т. 6—Т. 6.3) представлена гранітоїдами уманського комплексу, які січуться жилами пегматиту північно-західного простягання від 340 до 356° (див. рис. 5, *у*) завтовшки від 1 до 30 м.

На цій ділянці Брусилівська зона розломів перетинає міжмегаблокову Немирівську зону розломів, яка далі простягається у північно-східному напрямку до р. Ступна в Росинському мегаблоці вже як внутрішньоблокова [Мичак, 2019].

За результатами інтерпретації замірів субвертикальних тріщин виділено три поля напружень (рис. 10, *а*).

Інтерпретація стереограми за вертикальними тріщинами дає такі результати:

варіант 1: σ_1 — $354/00$; σ_3 — $264/05$; σ_2 — $129/88$;

варіант 2: σ_1 — $314/10$; σ_3 — $44/10$; σ_2 — $180/80$;

варіант 3: σ_1 — $60/10$; σ_3 — $330/10$; σ_2 — $195/80$.

Варіант 1 субмеридіонального стиснення — субширотного розтягу за своїм значенням близький до етапу закладання Немирівської зони розломів, у варіанті 2 друге поле відображає суботсько-мошоринський етап розломоутворення, третє поле відповідає варіанту 2 ділянки Педоси—Сараджинці в межах З-ЗЗР (див. рис. 8).

Поля напружень за похилими тріщинами. Вимірювання тріщинуватості на досліджуваній ділянці показало, що при зафіксованому по субвертикальних тріщинах напрямку стиснення (в межах похибки вимірювання та інтерпретації) зміна положення площини $\sigma_1\sigma_3$ з субгоризонтального на субвертикальне призвела до формування системи похилої тріщинуватості, за якою визначені наступні поля (рис. 10, *б*):

варіант 1: для максимумів A і B вісь σ_1 — $335/02$; вісь σ_3 — $86/83$; вісь σ_2 — $245/06$;

варіант 2: для максимумів B і Γ вісь σ_1 — $300/03$; вісь σ_3 — $194/79$; вісь σ_2 — $30/10$.

Зміна положення осі розтягу на субвертикальне можна пояснити наближенням процесу деформування у Брусилівській зоні розломів до денної поверхні, про що свідчить поява субгоризонтальної системи тріщин (максимум B).

Корисні копалин району досліджень.

Умови формування і локалізації руд у докембрії УЩ великою мірою залежать від специфіки тектонічних явищ — масштабів вияву причин і механізмів деформаційних перетворень кристалічного фундаменту, кількості їх етапів, кінематики та ін. [Привалов та ін., 2020]. Найголовнішими регіональними структурами, що вплинули на металогенічну спеціалізацію району досліджень, є Звездаль-Заліська, Брусилівська, Немирівська, Хмільницька, Центральна, Сарненсько-Варварівська зони розломів. З їх розвитком і активізацією пов'язане виявлення метасоматичної і гідротермальної діяльності як у межах самих зон, так і в розривних структурах, що їх оперяють [Зюльцде, 2003]. Це пов'язано з тим, що

перелічені зони розломів слугують каналами надходження у верхні горизонти платформного чохла воднево-газових флюїдів та ексталяції хімічних елементів у формі вільних атомів та іонів.

Грунтуючись на матеріалах Прогнозно-металогенічної карти рідкіснометалевого зруденіння УЩ масштабу 1:500 000 [Нечаєв та ін., 2005, Нечаєв и др., 2019а,б], більшість об'єктів, що становлять інтерес, можна розділити на такі основні групи (рис. 11):

1. *Рідкісноземельні елементи (лантаноїди ітрієвої та церієвої груп — TR)*. У Волинському мегаблоці прояви TR трапляються в лізниківських гранітах (№ 1) Коростенського плутону спільно з берилієвою мінералізацією. На межі Волинського та Росинського мегаблоків, у вузлі перетину лівозсувної Брусилівської і правозсувної Центральної зон розломів, виявлено Безіменний (№ 9) радіоактивно-рідкісноземельний рудопрояв (U, Th, TR).

У вузлі перетину Хмільникської зони розломів із Звіздаль-Заліською розміщуються Клебанський (№ 13) і Губницький (№ 14) прояви ортитової мінералізації.

2. *Радіоактивні елементи уран (U) і торій (Th)*. На відміну від попередньої групи, поширені в основному в Подільському мегаблоці. Наведені дані вказують на те, що переважна більшість родовищ радіоактивних елементів (U+Th) УЩ, у тому числі уранове зруденіння гідротермального жильно-штокверкового типу [Анисимов, 2004], розміщуються в зонах розломів. Хмільникське родовище радонових вод, яке, можливо, пов'язане з корінним урановим зруденінням, знаходиться безпосередньо у правозсувній Хмільникській зоні розломів, орієнтованій за азимутом 318°.

На межі Волинського та Росинського мегаблоків у Безіменному (№ 6) рудопрояві (вузол перетину Брусилівської і Центральної зон розломів) крім згаданого TR зруденіння відомий також прояв U і Th, а у 8 км на південь від нього на межі з лівозсувною Немирівською зоною розломів розміщується Новофастівський рудопрояв урану (№ 10). Аналогічний Північноберезнянський (№ 11) рудопрояв виявлено

поблизу вузла перетину Немирівської і Брусилівської зон розломів.

3. *Рідкісні метали вольфрам (W) і молібден (Mo)*. У Волинському мегаблоці шеєлітові скарни трапляються також у Центральній зоні розломів (Коростенський рудопрояв, с. Бежи) і на її перетині із Звіздаль-Заліською зоною розломів (Кочерівський рудопрояв № 6) з накладеною рідкіснометалево-флюоритовою, в тому числі молібденовою, мінералізацією. У східній частині Росинського мегаблока відомий прояв молібденітової мінералізації в пегматитах у районі с. Буки (№ 15) на перетині Смілянської широтної зони розломів і безіменної зони сколювання північно-західного простягання.

4. *Рідкісні метали берилій (Be) і олово (Sn)* також виділені в окрему групу, спільні прояви відомі в небагатьох місцях, причому виключно на ділянках протерозойської активізації. У Росинському мегаблоці рідкометалеві прояви Be і Sn пов'язані із Звіздаль-Заліською і Центральною зонами розломів — Радомишльське (№ 10) і Кочерівське (№ 6).

5. *Інші рідкісні метали — тантал (Ta), ніобій (Nb), літій (Li), рубідій (Rb), цезій (Cs), бісмут (Bi)* поширені в зонах розломів і рудопроявах Волинського і Росинського мегаблоків, утворюють комплексні прояви спільно з розглянутими вище, за винятком тих місць, де шеєліт і молібденіт трапляються як самостійні рудопрояви (на це вказано ще в роботі [Семенен, 1975]). Поширені в Радомишльському пегматитовому полі (№ 10).

6. *Рудопрояви циркону (Zr) і монациту* розвинені виключно в архейських Подільському та Бузькому мегаблоках і пов'язані в основному з Хмільникською і Подільською зонами розломів. У Подільському мегаблоці відомі Ровське (№ 2) і Лядовське (№ 3) прояви Zr, а на межі з Бузьким мегаблоком у Немирівській зоні розломів — Мурафське (№ 4).

7. *Золоторудна мінералізація (Au)* становить особливий інтерес, вивчена дослідниками особливо ретельно, аж до пошуково-розвідувальних робіт [Нечаєв и др., 2005].

Свідомство такого пріоритету — складання карти золотоносності України масштабу 1:1 500 000 на рубежі ХХ і ХХІ ст. [Бочай та ін., 1998]. Перевагу віддавали структурам, складеним мафітами і ультрамафітами [Бойко и др., 1988], хоча прояви Au гідротермально-метасоматичної природи доволі часто спостерігались у комплексі з рідкісноземельними—рідкіснометалевими проявами.

У складному вузлі перетину Центральної, Звездаль-Заліської, Брусилівської і Чорнобильської зон розломів відомі Межиріччянський (№ 5), Поташнянський (№ 7), Білківський (№ 8), Безіменний (№ 9) прояви золота.

На межі Подільського і Росинського мегаблоків у Звездаль-Заліській зоні розломів відомий Білилівський прояв Au в брекчії габро спірного походження (трубка вибуху або астроблема).

8. *Рудопрояви флюориту (F)* виділені в окрему групу через своє рідкісне поширення. В межах мегаблока відомий Кочерівський (№ 6) рідкіснометалевий рудопрояв з флюоритом.

Висновки.

1) Формування Звездаль-Заліської зони розломів тривало протягом щонайменше трьох етапів (трьох фаз), що супроводжувалось утворенням різноорієнтованих зон сколювання, відносний вік яких встановлюється за характером підвертань L- та R-сколів.

2) Вік перших двох фаз близький до формування порід коростенського комплексу, так як багато жил діагональної системи в районі м. Радомишль і південніше від нього представлені коростенськими рапаківіподібними.

3) Третя фаза деформації також не молодше протерозою: тіла біотитових гнейсів зазнали в цю фазу пластичних деформацій.

4) За даними тектонофізичних досліджень Брусилівська зона розломів також формувалася впродовж трьох фаз деформацій, які відповідають новоградволинському, немирівському та суботськомошоринському етапам розломоутворення віком від 2,05 до 1,77 млрд років.

5) За геомагнітними даними З-ЗЗР майже повністю знаходиться в зоні регіонального мінімуму магнітного поля $(\Delta B)_{a,per'}$ який об'єднує між собою в одну зону ділянки земної кори з мінімальними величинами намагніченості, збільшенням потужності кори за рахунок «гранітного» шару з майже відсутнім «базальтовим».

6) За даними магнітного моделювання З-Зд має складну будову і нерівномірну намагніченість, що може свідчити про кілька фаз її втілення в Коростенський плутон. Найвність зон пережимів засвідчують деформаційні й тектонічні порушення після її формування. Невелика глибина залягання (4 км) підтверджує корове походження дайки, різний крутий нахил частин дайки засвідчує її загальне субвертикальне падіння, що відповідає вертикальному положенню Звездаль-Заліської зони розломів.

7) За даними глибинного сейсмічного зондування вздовж Геотраверсів II та VI встановлено, що Звездаль-Заліська зона розломів проходить у мантию по всьому своєму простягання — і на півночі, і на півдні. Структура земної кори в районі досліджень має *верхню двочарову кору* ($V_p=5,9—6,4$ км/с), з чергуванням низької ($V_p=5,8—6,2$ км/с) та високошвидкісного ($V_p=6,3—6,9$ км/с) горизонтів, *середню кору* з $V_p=6,4—6,9$ км/с та *нижню кору* з $V_p=6,9—(7,0—7,2)$ км/с, яка має хвилясту куполоподібну форму з високою диференційованою картиною швидкостей, різну по обидва боки від Центральної зони розломів. Згідно даних моделі томографічної інверсії на ділянці профілю Геотраверсу VI за структурою зміни градієнта швидкості Бузький мегаблок має структуру куполоподібного підняття та ділиться Звездаль-Заліською зоною розломів навпіл на границі Мохо.

8) Наступним кроком у вивченні З-ЗЗР та БЗР має стати детальне геолого-геофізичне дослідження інших ділянок цих зон, а також Кочерівської ділянки Українського щита з метою вирішення питання щодо віднесення її до категорії шовних зон.

Подяка. Тектонофізичні дослідження були виконані за підтримки іменної стипендії Верховної Ради України для молодих учених — докторів наук у 2021 рік.

Список літератури

- Анисимов В.А. Закономерности локализации, прогнозные критерии и поисковые признаки уранового оруденения гидротермального жильно-штоковеркового типа в породах фундамента Украинского щита. В кн: Геология і генезис рудних родовищ України. Київ; Вид. УкрДГРІ, 2004. С. 72—74.
- Анциферов А.В. (Ред.) Геолого-геофизическая модель Немировско-Кочеровской шовной зоны Украинского щита. Донецк: Вебер, 2009. 253 с.
- Бойко В.Л., Монахов В.С., Стульчиков В.А. Золотоносные проявления зеленокаменных поясов Украинского щита. В кн.: Критерии поисков и перспективы золотоносности Украины. Киев: Изд. АН Украины, 1988. С.155—162.
- Бочай Л.С., Галецкий Л.С., Кулиш Е.А., Нечаев С.В. Карта золотоносности Украины. Масштаб 1:1 500 000. Объяснительная записка. Киев: Изд. Госкомгеологии Украины, 1998.
- Гинтов О.Б. Зоны разломов Украинского щита. Влияние процессов разломообразования на формирование структуры земной коры. *Геофиз. журн.* 2004. Т. 26. № 3. С. 3—24.
- Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применения при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.
- Гинтов О.Б. Схема периодизации этапов разломобразования в земной коре Украинского щита — новые данные и следствия. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 3—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116145>.
- Гинтов О.Б., Мычак С.В. Геодинамическое развитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого-геофизическим и тектонофизическим данным. I. *Геофиз. журн.* 2011а. Т. 33. № 3. С. 102—118. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i3.2011.116932>.
- Гинтов О.Б., Мычак С.В. Геодинамическое развитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого-геофизическим и тектонофизическим данным. II. *Геофиз. журн.* 2011б. Т. 33. № 4. С. 89—99. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i4.2011.116898>.
- Гинтов О.Б., Орлюк М.І., Єнтін В.А., Пашкевич І.К., Мичак С.В., Бакаржієва М.І., Шимків Л.М., Марченко А.В. Структура західної і центральної частин Українського щита. Спірні питання. *Геофиз. журн.* 2018. Т. 40. № 6. С. 3—29. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i6.2018.151000>.
- Гинтов О.Б., Пашкевич И.К. Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 2. С. 3—27. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i2.2010.117553>.
- Єнтін В.А. Геофізична основа Тектонічної карти України масштабу 1:1000 000. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 1. С. 74 — 88.
- Єнтін В.А. Природные геофизические феномены Украины. Киев, 2011. 78 с.
- Єнтін В.А., Шимків Л.М., Нечаєва Т.С., Дзюба Б.М., Гинтов О.Б., Пашкевич І.К., Красовський С.С. Підготовка геофізичної основи тектонічної карти України масштабу 1:1000 000. Геоінформ України, 2002. 55 с.
- Зюльде В. Звіт про геологічне довивчення масштабу 1:200 000 території аркуша М-35-XXIV (Сквира) за 1998—2003 рр. Геологічна будова та корисні копалини басейну верхів'я р. Рось. ПДРГП «Північгеологія».
- Зюльде О.В., Степанюк В.В., Зюльде В.В., Довбуш Т.І., Курило С.І. Радіогеохронологія порід зони зчленування Дністровсько-Бузького та Росинсько-Тікицького мегаблоків. Стаття 1. Геохронологія породних комплексів Росинсько-Тікицького мега блоку. *Мінерал. журн.* 2016. Т. 38. № 1. С. 84—93.
- Карта разрывных нарушений и основных зон линейментов юго-запада СССР (с использованием материалов космической съемки). Масштаб 1:1000 000. Под. ред. И.А. Крылова. Москва: ГУГК, 1988. 4 л.
- Костенко М.М. Металогенічні особливості та перспективи рудоносності базитових дайкових комплексів Волинського мегаблока Українського щита. *Збірник наукових праць УкрДГРІ.* 2019. № 3—4. С. 3—23.
- Металиди С.В., Нечаев С.В. Суццано-Пержанская зона (геология, минералогия, рудоносность). Киев: Наук. думка, 1983. 136 с.

- Михайлова Н.П., Глевасская А.М. Намагниченность основных и ультраосновных пород украинского щита и ее использование в геологии. Киев: Наук. думка, 1965. 150 с.
- Михайлова Н.П., Кравченко С.Н., Глевасская А.М. Палеомагнетизм анортозитов. Киев: Наук. думка, 1994. 211 с.
- Мичак С.В. Структурні особливості і кінематичний розвиток земної кори західної частини Українського щита: дис. ... д-ра геол. наук. Київ, 2019. 364 с.
- Мычак С.В. Кинематика формирования западной и центральной частей Украинского щита в период 2,05—2,02 млрд лет назад. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 1. С. 83—99. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111327>.
- Мычак С.В., Курило С.И., Бельский В.Н., Муровская А.В. Напряженно-деформированное состояние Росинского мегаблока Украинского щита на участке верхнего течения р. Рось (Фурсы—Борщаговка). *Геодинаміка.* 2016. № 2(21). С. 123—133. <https://doi.org/10.23939/jgd2016.02.123>.
- Нечаев С.В., Гинтов О.Б., Мычак С.В. О связи редкоземельной, редкометалльной и золоторудной минерализации с разломно-блоковой тектоникой Украинского щита. 1. *Геофиз. журн.* 2019а. Т. 41. № 1. С. 3—32. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158861>.
- Нечаев С.В., Гинтов О.Б., Мычак С.В. О связи редкоземельной, редкометалльной и золоторудной минерализации с разломно-блоковой тектоникой Украинского щита. 2. *Геофиз. журн.* 2019б. Т. 41. № 2. С. 58—83. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i2.2019.164450>.
- Нечаев С.В., Есипчук К.Е., Шумлянский В.А., Лебедь Н.И., Третьяков Ю.И. Благородные металлы. Золото. В кн.: Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Т. 1. Металлические полезные ископаемые. Киев-Львов: Центр Европы, 2005. С. 484—541.
- Нечаева Т.С., Шимків Л.М., Горкавко В.М. Карта аномального магнитного поля (ΔT)_a України м-бу 1:1 000 000. Київ, 2002. 1 л.
- Орлюк М.И. Пространственные и пространственно-временные магнитные модели разноранговых структур литосферы континентального типа. *Геофиз. журн.* 2000. Т. 22. № 6. С. 148—165.
- Орлюк М.И., Роменец А.А., Марченко А.В., Орлюк И.М., Иващенко И.Н. Магнитное склонение на территории Украины: результаты наблюдений и вычислений. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 2. С. 73—85. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i2.2015.111307>.
- Пашкевич И.К. Геомагнитное поле Украинской ССР и некоторые вопросы связи его с тектоническим и глубинным строением земной коры: дис. ... канд. геол.-мин. наук. Киев, 1971. 136 с.
- Пашкевич И.К., Марковский В.С., Орлюк М.И., Елисеева С.В., Мозговая О.П., Таращан С.А. Магнитная модель литосферы Европы. Киев: Наук. думка, 1990. 168 с.
- Пашкевич И.К., Орлюк М.И., Елисеева С.В., Бакаржиева М.И., Лебедь Т.В., Роменец А.А. 3D магнитная модель земной коры Украинского щита и его петролого-тектоническая интерпретация. *Геофиз. журн.* 2006. Т. 28. № 5. С. 7—18.
- Привалов В.О., Осьмачко Л.С., Пономаренко О.М. Геодинамічні умови формування структурно-речовинних комплексів докембрію Українського щита. Київ: Наук. думка, 2020. 175 с.
- Ремезова О. Структурно-тектонічні фактори утворення титаноносних масивів габро Коростенського плутону. *Вісник Київ. нац. ун-ту імені Тараса Шевченка. Геологія.* 2011. Вип. 55. С. 8—14.
- Семененко Н.П. (Ред.). Критерии прогнозирования месторождения Украинского щита и его обрамления. Киев: Наук. думка, 1975. 560 с.
- Соллогуб В.Б., Калужная Л.Т., Чекунов А.В. Глубинное строение земной коры в районе Коростенского плутона по данным глубинных сейсмических зондирований. *Геофиз. сб. ИГАН УССР.* 1968. Вып. 25. С. 31—47.
- Старостенко В.И., Гинтов О.Б., Кутас Р.И. Геодинамическое развитие литосферы Украины и его роль в формировании и размещении месторождений полезных ископаемых. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 3. С. 3—22. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i3.2011.116919>.

- Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. Москва: Недра, 1977. 144 с.
- Чекунов А.В. (Ред.). Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы IV, VI, VIII. Киев: Наук. думка, 1988. 172 с.
- Шевчук В.В., Кузь І.С., Юрчишин А.С. Тектонофізичні основи структурного аналізу. Львів: Вид. ЛНУ ім. Івана Франка, 2002. 124 с.
- Шевчук В.В., Лавренюк М.В., Кравченко Д.В. Основи структурного аналізу. Київ: ВПЦ «Київський університет», 2013. 287 с.
- Шумлянський Л.В., Митрохин А.В., Дюшен Ж.К., Богданова С.В., Биллстрем Ш., Омельченко А.Н., Багински Б. Петрологія даек субщелочных долеритов Коростенского комплекса, Северо-Западный район Украинского щита. *Мінерал. журн.* 2018. Т. 40. № 1. С. 32—51. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.40.01.032>.
- Шумлянський Л.В. Петрологія та геохронологія породних комплексів Північно-Західного району Українського щита та його західного схилу: дис. ... д-ра геол. наук. Київ, 2012. 510 с.
- Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянський Л.В. Геохронологія раннього докембрія Українського щита. Протерозой. Киев: Наук. думка, 2008. 239 с.
- Щербак І.Б. Петрологія Українського щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 366 с.
- Allmendinger, R.W., Cardozo, N., & Fisher, D. (2012). *Structural geology algorithms: vectors and tensors*. Cambridge University Press, 304 p.
- Bogdanova, S., Gorbatshev, R., Grad, M., Guterch, A., Janik, T., Kozlovskaya, E., Motuza, G., Skridlaite, G., Starostenko, V., & Taran, L. (2006). EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (pp. 599—628). Geol. Soc., London, Memoirs, 32. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.36>.
- Bogdanova, S.V., Pashkevich, I.K., Buryanov, V.B., Makarenko, I.B., Orlyuk, M.I., Skobelev, V.M., Starostenko, V.I., & Legostaeva, O.V. (2004). The 1.80—1.74 Ga gabbro-anorthosite-rapakivi Korosten Pluton in the NW Ukrainian Shield: a 3-D geophysical reconstruction of deep structure. *Tectonophysics*, 381, 5—27. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.10.023>.
- Bogdanova, S.V., Pashkevich, I.K., Gorbatshev, R., & Orlyuk, M.I. (1996). Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics. *Tectonophysics*, 268, 1—21. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158870>.
- Cardozo, N., & Allmendinger, R.W. (2013). Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences*, 51, 193—205. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.07.021>.
- Fossen, H. (2010). *Structural geology*. Cambridge Univer. Pres., 463 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511777806>.
- Geophysical Software Solutions. Potent v.4.17.01. (2017). Retrieved from <https://www.geoss.com.au/index.html>.
- Lysynchuk, D., Farfuliak, L., Kolomiyets, K. (2019). Reconstruction of seismic DSS crosssection of the VI geotravers and detailing of velocity characteristics of the earth crust in the gravity Bandura structure. *18th International Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects», May 2019, Kyiv, Ukraine* (pp. 1—5). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201902114>.
- Lysynchuk, D., Farfuliak, L., Kolomiyets, K., & Kolomiyets, O. (2020). Seismic tomographic model along the geotraverse VI profile. *XIXth International Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects» 11/414 May 2020 Kyiv, Ukraine* (pp. 1—6). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2020geo019>.
- Mychak, S.V., & Farfuliak, L.V. (2021). Inner structure and kinematics of the Sushchany-Perga fault zone of the Ukrainian Shield according to the tectonophysical study. *Геофиз. журн.*, 43(1), 142—159. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v43i1.2021.225496>.
- Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Sroda, P., Lysynchuk, D., Grad, M., Kovacs, I., Stephenson, R., Thybo, H., Artemieva, I.M., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedus, E., Komminaho, K., Legostaeva O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across

the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>.

Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Lysynchuk, D., Aizberg, R., Garetzky, R., Karataev, G., Gribik, Y., Farfuliak, L., Kolomiyets, K., Omelchenko, V., Komminaho, K., Tiira, T., Gryn, D., Guterch, A., Legostaeva, O., Thybo, H., & Tolkunov, A. (2018). Lithospheric structure along wide-angle seismic profile GEORIFT 2013 in Pripyat-Dnieper-Donets Basin (Belarus and Ukraine). *Geophys-*

cal Journal International, 212(3), 1932—1962. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx509>.

Thybo, H., Janik, T., Omelchenko, V.D., Grad, M., Garetzky, R.G., Belinsky, A.A., Karataev, G.I., Zlotski, G., Knudsen, U.E., Sand, R., Yliniemi, J., Tiira, T., Luosto, U., Komminaho, K., Giese, R., Guterch, A., Lund, C.-E., Kharitonov, O.M., Ilchenko, T., Lysynchuk, D.V., Skobelev, V.M., & Doody, J.J. (2003). Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE '97 profile. *Tectonophysics*, 371, 41—79. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00200-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00200-2).

The inner structure and kinematics of the Zvizdal-Zalisk and Brusyliv fault zones of the Ukrainian shield by the results of tectonophysical, magnetometrical data

S.V. Mychak, M.I. Bakarzhyeva, L.V. Farfuliak, A.V. Marchenko, 2022

S. I. Subbotin Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, Ukraine

In 2021, the tectonophysical measurements of cracking, structural-textural elements of rocks near Malyn, Radomyshl, Pohrebyshche, Buky, Kashperivka and magnetometric field studies of Zvizdal-Zalisk dyke were carried out. And also the deep seismic sounding data along II and VI geotraverses were analyzed in order to purpose to finding out of the internal structure and kinematics of Zvizdal-Zalisk and Brusyliv fault zones of the Ukrainian Shield.

According to our tectonophysical data, the studied rocks were formed under landslide deformation processes with alternating sublatitudinal and submeridional compression regimes, which correspond to the youngest Subbottsi-Moshoryn stage of faulting formation within the Ukrainian Shield (1.80—1.77 Ga), with subhorizontal axes of compression σ_1 — 315° and tensile σ_3 — 45°. Cracks and bands of gneisses of moderate dip are also widely developed in the study area. Established, that it has deformation throw regime with σ_1 — 100/85°, σ_3 — 280/05°, σ_2 — 10/02°. Authors of article associate this deformation with formation of the main breeds Zvizdal-Zalisk dikes. Deformations of the Nemyriv faulting stage (1.99 Ga) were fixed at the intersection node of the Zvizdal-Zalisk faulting zone with Nemyriv fault zone (1.99 Ga). Stress field is σ_1 — 301°, σ_3 — 31° at the intersection node the Brusyliv fault zone with Nemyriv fault zone and it repeat main deformation strains of the Novograd-Volyn and Uman massifs (~2.05 Ga).

By the data of the deep seismic sounding along II and VI Geotraverses, the Zvizdal-Zalisk fault zone enters the mantle all along, in the north and in the south. The crust structure in the study area has two layers of upper crust ($V_p=5,9-6,4$ km/s), with intermittent low- (5,8—6,2 km/s) and high-velocity (6,3—6,9 km/s) horizons, the middle crust (6,4—6,9 km/s), and lower crust (6,9—7,0 km/s) that has a wavy dome-like shape with high differentiated velocity picture differing on both sides of the Central faulting area. The Bug megablock has a dome-like structure along all VI Geotraverse and is divided in half by the Zvizdal-Zalisk fault zone at the Moho discontinuity according to the data of the tomographic inversion along the velocity change gradient.

By the magnetometric data, the Zvizdal-Zalisk fault zone lies almost fully within the regional minimum of the magnetic field (ΔB)_{a,reg}, which encompasses areas of the crust with minimum values of magnetization. The dyke was formed at the same time of the Korosten pluton formation and at activation of the Zvizdal-Zalisk fault zone. Its small depth confirms its crust origin; the variable sharp incline of the dyke's parts is evidence of its subvertical falling which corresponds to the vertical position of the Zvizdal-Zalisk fault zone.

The data on the chemical-mineralogical composition and position of mineral deposits suggest that the main regional structures which have influenced the metallogenic specialization of the region are the Zvizdal-Zaliska, Brusyliv, Nemyriv, Khmelniksk, Central, and Sarnensko-Varvarivka fault zones.

Key words: Ukrainian shield, Zvizdal-Zalisk faulting zone, Brusyliv faulting zone, Zvizdal-Zalisk dyke, cracking of rocks, structural-textural elements of rocks, stress fields.

References

- Anisimov, V.A. (2005). Patterns of localization, predictive criteria and prospecting signs of uranium mineralization of hydrothermal vein-stockwork type in the basement rocks of the Ukrainian shield. In the book: *Geology and genesis of ore deposits in Ukraine*. Kyiv; UkrDHRI, pp. 72—74. (in Russian).
- Antsiferov, A.V. (Ed.) (2009). *Geological and geophysical model of the Nemirovsko-Kocherovskaya suture zone of the Ukrainian shield*. Donetsk: Weber, 253 p. (in Russian).
- Boyko, V.L., Monakhov, V.S., & Stulchikov, V.A. (1988). Gold-bearing manifestations of greenstone belts of the Ukrainian shield. In *Criteria for Prospecting and Prospects for Gold Potential in Ukraine* (pp. 155—162). Kiev: Edition of the Academy of Sciences of Ukraine (in Russian).
- Bochay, L.S., Galetskiy, L.S., Kulish, E.A., & Nechaev, S.V. (1998). *Map of gold potential in Ukraine. Scale 1: 1,500,000. Explanatory note*. Kiev: Publication of the State Committee for Geology of Ukraine (in Russian).
- Gintov, O.B. (2004.). Fault zones of the Ukrainian Shield. The impact of the processes of fault formation on the earth's crust structure. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 26(3), 3—24 (in Russian).
- Gintov, O.B. (2005). *Field tectonophysics and its applications for the studies of deformations of the earth's crust of Ukraine*. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gintov, O.B. (2014). Scheme of periodization of faulting stages in the Earth's crust of the Ukrainian shield — new data. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 36(1), 3—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116145> (in Russian).
- Gintov, O.B., & Mychak, S.V. (2011a). Geodynamic development of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield for geological-geophysical and tectonophysical data. I. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 33(3), 102—118. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i3.2011.116932> (in Russian).
- Gintov, O.B., & Mychak, S.V. (2011). Geodynamic development of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield for geological-geophysical and tectonophysical data. II. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 33(4), 89—99. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i4.2011.116898> (in Russian).
- Gintov, O.B., Orlyuk, M.I., Entin, V.A., Pashkevich, I.K., Mychak, S.V., Bakarzhieva, M.I., Shimkiv, L.M., & Marchenko, A.V. (2018). The structure of the Western and Central parts of the Ukrainian shield. Controversial issues. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 40(6), 3—29. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i6.2018.151000> (in Ukrainian).
- Gintov, O.B., & Pashkevich, I.K. (2010). Tectonophysical analysis and geodynamic interpretation of the three-dimensional geophysical model of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 32(2), 3—27. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i2.2010.117553> (in Russian).
- Entin, V.A. (2005). Geophysical basis of the Tectonic Map of Ukraine at a scale of 1:1000 000. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 27(1), 74—88 (in Ukrainian).
- Entin, V.A. (2011). Natural geophysical phenomena of Ukraine. Kiev, 75 p. (in Russian).
- Entin, V.A., Shymkiv, L.M., Nechaeva, T.S., Dzyuba, B.M., Hintov, O.B., Pashkevich, I.K., Krasovskiy, S.S. (2002). *Preparation of the geophysical basis of the tectonic map of Ukraine at a scale of 1:1000 000*. Geoinform of Ukraine, 55 p. (in Ukrainian).

- Ziultsle, V. (2003). *Report on geological additional study on a scale of 1:200,000 of the territory of sheet M-35-XXIV (Skvira) for 1998—2003. Geological structure and minerals of the basin of the upper reaches of the Ros River*. PDRGP «Northern Geology» (in Ukrainian).
- Ziultsle, O.V., Stepanyuk, V.V., Ziultsle, V.V., Dovbush, T.I., & Kurylo, S.I. (2016). Radiogeochronology of suture zone of Dniester-Bug and Ros'-Tikych megablocks. Article 1. Geochronology of rock complexes of Ros'-Tikych megablock. *Mineralohichnyy Zhurnal*, 38(1), 84—93 (in Ukrainian).
- Krylov, I.A. (Ed.). (1988). *Map of discontinuities and main zones of lineaments in the southwest of the USSR (using satellite imagery). Scale 1:1000 000*. Moscow: Edition of the Main Directorate of Geodesy and Cartography, 4 p. (in Russian).
- Kostenko, M.M. (2019). Metallogenic features and ore-bearing evaluation of basite dike formations of Volyn blok of the Ukrainian Shield. *Zbirnyk naukovykh prats UkrDHRI*, (3-4), 3—23 (in Ukrainian).
- Metalidi, S.V., & Nechaev, S.V. (1983). *Sushchano-Perzhanskaya zone (geology, mineralogy, ore content)*. Kiev: Naukova Dumka, 136 p. (in Russian).
- Mikhaylova, N.P., & Glevasskaya, A.M. (1965). *Magnetization of basic and ultrabasic rocks of the Ukrainian shield and its use in geologists*. Kiev: Naukova Dumka, 150 p. (in Russian).
- Mikhaylova, N.P., Kravchenko, S.N., & Glevasskaya, A.M. (1994). *Paleomagnetism of anorthosites*. Kiev: Naukova Dumka, 211 p. (in Russian).
- Mychak, S.V. (2019). Structural features and kinematic development of the earth's crust of the western part of the Ukrainian shield. *Doctor's thesis*. Kyiv, 2019. 364 p. (in Ukrainian).
- Mychak, S.V. (2015). Kinematics of formation of the western and central parts of the Ukrainian shield between 2,02—2,05 Ga ago. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 37(1), 83—99. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111327> (in Russian).
- Mychak, S.V., Kurylo, S.I., Belskyi, V.N., & Murovskaya, A.V. (2016). Stress-Strain state of Rosynsk block of the shield for upstream of the Ros' River (Fursy—Borschahivka). *Geodynamika*, (2), 123—133. <https://doi.org/10.23939/jgd2016.02.123> (in Russian).
- Nechaev, S.V., Gintov, O.B., & Mychak, S.V. (2019). On the relation between the rare-earth — rare-metal and gold ore mineralization and fault-block tectonics of the Ukrainian Shield. 1. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 41(1), 3—32. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158861> (in Russian).
- Nechaev, S.V., Gintov, O.B., & Mychak, S.V. (2019). On a link of rare earth-rare metal and gold-ore mineralization with fault-block tectonics of the Ukrainian shield. 2. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 41(2), 58—83. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i2.2019.164450> (in Russian).
- Nechaev, S.V., Esypchuk, K.E., Shumlyanskiy, V.A., Lebed, N.I., & Tretyakov, Yu.I. (2005). Noble metals. Gold. In *Metallic and non-metallic minerals of Ukraine. T. 1. Metallic minerals* (pp. 484—541). Kiev-Lvov: Tsentr Evropy (in Russian).
- Nechaeva, T.S., Shymkiv, L.M., & Horkavko, V.M. (2002). *Map of the anomalous magnetic field (ΔT_a) of Ukraine scale 1:1 000 000*. Kyiv, 1 p. (in Ukrainian).
- Orlyuk, M.I. (2000). Spatial and spatio-temporal magnetic models of different-rank structures of the continental type lithosphere. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 22(6), 148—165 (in Russian).
- Orlyuk, M.I., Romenets, A.A., Marchenko, A.V., Orlyuk, I.M., & Ivashchenko, I.N. (2015). Magnetic declination of the territory of Ukraine: the results of observations and calculations. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 37(2), 73—85. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i2.2015.111307> (in Russian).
- Pashkevich, I.K. (1971). Geomagnetic field of the Ukrainian SSR and some questions of its connection with the tectonic and deep structure of the earth's crust. *Candidate's thesis*. Kiev, 136 p. (in Russian).
- Pashkevich, I.K., Markovskiy, V.S., Orlyuk, M.I., Eliseeva, S.V., Mozgovaya, O.P., & Tarashchan, S.A. (1990). *Magnetic model of the lithosphere of Europe*. Kiev: Naukova Dumka, 168 p. (in Russian).

- Pashkevich, I.K., Orlyuk, M.I., Eliseeva, S.V., Bakarzhieva, M.I., Lebed, T.V., & Romenets, A.A. (2006). 3D magnetic model of the earth's crust of the Ukrainian Shield and its petrological and tectonic interpretation. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 28(5), 7—18 (in Russian).
- Privalov, V.O., Osmachko, L.S., & Ponomarenko, O.M. (2020). *Geodynamic conditions for the formation of structural-material complexes of the Precambrian of the Ukrainian shield*. Kiev: Naukova Dumka, 175 p. (in Ukrainian).
- Remezova, O. (2011). Structural-tectonic factors of formation of Korosten pluton's Ti-bearing gabbros. *Visnyk Kyivskoho natsional'noho universytetu imeni Tarasa Shevchenka. Heolohiya*, (55), 8—14 (in Ukrainian).
- Semenenko, N.P. (Ed.). (1975). *Criteria for predicting the deposit of the Ukrainian shield and its framing*. Kiev: Naukova Dumka, 560 p. (in Russian).
- Sollogub, V.B., Kalyuzhnaya, L.T., & Chekunov, A.V. (1968). Deep structure of the earth's crust in the region of the Korosten pluton according to the data of deep seismic soundings. *Geofizicheskiy sbornik IG AN USSR*, (25), C. 31—47 (in Russian).
- Starostenko, V.I., Gintov, O.B., & Kutas, R.I. (2011). Geodynamic development of the lithosphere of Ukraine and its role in the formation and location of mineral deposits. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 33(3), 3—22. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i3.2011.116919> (in Russian).
- Stoyanov, S.S. (1977). *Mechanism of formation of discontinuous zones*. Moscow: Nedra, 144 p. (in Russian).
- Chekunov, A.V. (Ed.). (1988). *Lithosphere of Central and Eastern Europe: Geotraverses IV, VI, VIII*. Kiev: Naukova Dumka, 172 p. (in Russian).
- Shevchuk, V.V., Kuz, I.S., & Yurchishin, A.S. (2002). *Tectonophysical foundations of structural analysis*. Lviv: Edition of the Ivan Franko National University of Lviv, 124 p. (in Ukrainian).
- Shevchuk, V.V., Lavrenyuk, M.V., & Kravchenko, D.V. (2013). Fundamentals of structural analysis. Kyiv: VPTS «Kyivskyy universytet», 287 p. (in Ukrainian).
- Shumlyansky, L., Mytrokhyn, O., Duchesne, J., Bogdanova, S., Billström, K., Omelchenko, A., & Bagiński, B. (2018). Petrology of Subalkaline Dolerite Dykes of the Korosten Complex, North-Western Region of the Ukrainian Shield. *Mineralohichnyy Zhurnal*, 40(1), 32—51. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.40.01.032> (in Russian).
- Shumlyansky, L.V. (2012). Petrology and geochronology of rock complexes of the North-Western region of the Ukrainian shield and its western slope. *Doctor's thesis*. Kiev, 510 p. (in Ukrainian).
- Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Lesnaya, I.M., Ponomarenko, A.N., & Shumlyansky, L.V. (2008). *Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield. Proterozoic*. Kiev: Naukova Dumka, 239 p. (in Russian).
- Shcherbakov, I.B. (2005). *Petrology of the Ukrainian shield*. Lvov: ZUKTs, 366 p. (in Russian).
- Allmendinger, R.W., Cardozo, N., & Fisher, D. (2012). *Structural geology algorithms: vectors and tensors*. Cambridge University Press, 304 p.
- Bogdanova, S., Gorbatshev, R., Grad, M., Guterch, A., Janik, T., Kozlovskaya, E., Motuza, G., Skridlaite, G., Starostenko, V., & Taran, L. (2006). EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (pp. 599—628). Geol. Soc., London, Memoirs, 32. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.36>.
- Bogdanova, S.V., Pashkevich, I.K., Buryanov, V.B., Makarenko, I.B., Orlyuk, M.I., Skobelev, V.M., Starostenko, V.I., & Legostaeva, O.V. (2004). The 1.80—1.74 Ga gabbro-anorthosite-rapakivi Korosten Pluton in the NW Ukrainian Shield: a 3-D geophysical reconstruction of deep structure. *Tectonophysics*, 381, 5—27. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.10.023>.
- Bogdanova, S.V., Pashkevich, I.K., Gorbatshev, R., & Orlyuk, M.I. (1996). Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics. *Tectonophysics*, 268, 1—21. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158870>.
- Cardozo, N., & Allmendinger, R.W. (2013). Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences*, 51, 193—205. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.07.021>.

- Fossen, H. (2010). *Structural geology*. Cambridge Univer. Pres., 463 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511777806>.
- Geophysical Software Solutions. Potent v.4.17.01. (2017). Retrieved from <https://www.geoss.com.au/index.html>.
- Lysynchuk, D., Farfuliak, L., Kolomiyets, K. (2019). Reconstruction of seismic DSS crosssection of the VI geotraversers and detailing of velocity characteristics of the earth crust in the gravity Bandura structure. *18th International Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects», May 2019, Kyiv, Ukraine* (pp. 1—5). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201902114>.
- Lysynchuk, D., Farfuliak, L., Kolomiyets, K., & Kolomiyets, O. (2020). Seismic tomographic model along the geotraverse VI profile. *XIXth International Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects» 11³/414 May 2020 Kyiv, Ukraine* (pp. 1—6). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2020geo019>.
- Mychak, S.V., & Farfuliak, L.V. (2021). Inner structure and kinematics of the Sushchany-Perga fault zone of the Ukrainian Shield according to the tectonophysical study. *Геофіз. журн.*, 43(1), 142—159. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v43i1.2021.225496>.
- Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Sroda, P., Lysynchuk, D., Grad, M., Kovacs, I., Stephenson, R., Thybo, H., Artemieva, I.M., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedus, E., Komminaho, K., Legostaeva O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>.
- Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Czuba, W., Sroda, P., Lysynchuk, D., Aizberg, R., Garetsky, R., Karataev, G., Gribik, Y., Farfuliak, L., Kolomiyets, K., Omelchenko, V., Komminaho, K., Tiira, T., Gryn, D., Guterch, A., Legostaeva, O., Thybo, H., & Tolkunov, A. (2018). Lithospheric structure along wide-angle seismic profile GEORIFT 2013 in Pripyat-Dnieper-Donets Basin (Belarus and Ukraine). *Geophysical Journal International*, 212(3), 1932—1962. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx509>.
- Thybo, H., Janik, T., Omelchenko, V.D., Grad, M., Garetsky, R.G., Belinsky, A.A., Karataev, G.I., Zlotski, G., Knudsen, U.E., Sand, R., Yliniemi, J., Tiira, T., Luosto, U., Komminaho, K., Giese, R., Guterch, A., Lund, C.-E., Kharitonov, O.M., Ilchenko, T., Lysynchuk, D.V., Skobelev, V.M., & Doody, J.J. (2003). Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE '97 profile. *Tectonophysics*, 371, 41—79. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00200-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00200-2).