

Особливості розподілу сейсмічних швидкостей у земній корі Кіровоградського рудного району Інгульського мегаблока Українського щита

© О. А. Трипільський, О. В. Тополук, В. О. Трипільська, 2012

Інститут геофізики НАН України, Київ, Україна

Надійшла 2 серпня 2011 р.

Представлено членом редколегії О. Б. Гінтовим

В результате изучения особенностей распределения скоростей распространения сейсмических волн в земной коре Кировоградского рудного района и слагающих его структур выявлены некоторые закономерности скоростных характеристик изучаемых структур. В последующем результаты исследований могут быть использованы при построении комплексной трехмерной геолого-геофизической модели земной коры данного района.

In consequence of studying of the peculiarities of the seismic waves velocities in the Kirovograd ore district and its structures Earth's crust some regularities of the velocity characteristic of the structures under studying were revealed. In following in construction of the complex 3D geology-geophysical model of the Kirovograd ore district Earth's crust these results may be used.

На території Інгульського мегаблока Українського щита (УЩ) виконано великий обсяг профільних і площинних сейсмічних досліджень методом ГСЗ (глибинне сейсмічне зондування) — КМЗХ (кореляційний метод заломлених хвиль). Дослідження здійснено переважно за системою із трьох широтних та двох субмеридіональних профілів, що взаємно перетинаються [Соллогуб и др., 1978; Ильченко, Крюченко, 1981; Чекунов и др., 1986; Крюченко и др., 1981; Ильченко, 1983; 1984; Литосфера..., 1988; Соллогуб, 1986; Трипольский и др., 1988; Чекунов и др., 1993; Трипольский, Трипольская, 2003; Трипольский, Шаров, 2004; Grad, Tripolsky, 1994; Grad, Tripolsky, 1995; Tripolsky, 1997] (рис. 1).

Широтні профілі: 1) центральна частина міжнародного геотраверсу IV — відпрацьовано протягом 1968—1971 рр.; 2) профіль XXV Бабанка—Северинка—П'ятихатки — відпрацьовано у 1978 р.; 3) профіль XXX Маньківка—Болтишка—Павлиш — відпрацьовано у 1979 р.

Субмеридіональні профілі: 1) профіль XXIV Миколаїв—Канів — відпрацьовано у 1977 р.; 2) профіль XXXIV Черкаси — Новий Буг — відпрацьовано у 1980 р.

Спостереження виконували за методикою неперервного профілювання, якою було передбачено реєстрацію зустрічних та наганяючих годографів основних хвиль, узгоджених у вза-

ємних точках. Відстань між пунктами вибуху становила 20—35 км, довжина неперервних годографів — до 250—350 км, відстань між суміжними реєстраторами — 100 м. За частот реєстрації переважно 7—20 Гц і за швидкостями поширення сейсмічних хвиль (скорочено — швидкості) у межах 5,7—8,3 км/с довжини хвиль змінювались у інтервалі 280—1200 м (здебільшого 400—700 м). Таким чином, відстань між суміжними сейсмоприймачами була суттєво менша, ніж половина довжини хвилі, що забезпечувало надійну кореляцію усіх хвиль, зареєстрованих у процесі польових спостережень.

Уздовж усіх профілів складено сейсмічні розрізи земної кори, причому висока детальність робіт дала змогу побудувати структурні схеми поверхні K_2 , що залягає у верхній частині земної кори, та межі поділу Мохоровичича (М) [Соллогуб, 1986]. Один із значних результатів досліджень — виявлення у межах відносно невеликої території складного та контрастного рельєфу поділу М. За відстані між профілями усього 21—44 км (унікальна детальність систем спостережень ГСЗ у світовій практиці) відзначається, що глибина й елементи залягання поверхні поділу М суттєво змінюються від профілю до профілю.

Аналіз та узагальнення результатів регіональних досліджень ГСЗ—КМЗХ свідчить,



Рис. 1. Розташування Кіровоградського рудного району у тектонічних структурах центральної частини Українського щита: 1 — інгуло-інгулецька серія; 2 — гранітоїди; 3 — рапаківі, анортозити; зони розломів (цифри у кружечках): 4 — міжблокові (1 — Криворізько-Кременчуцька, 2 — Тальнівська); 5 — внутрішньоблокові (3 — Західноінгульська, 4 — Кіровоградська, 5 — Суботсько-Мошоринська, 6 — Звенигородсько-Братська, 7 — Первомайська); 6 — контур Українського щита; 7 — трансрегіональний тектонічний шов Херсон—Смоленський; 8 — контур Кіровоградського рудного району (КРР); 9 — профілі ГСЗ; мегаблоки: Інг — Інгульський, Рос — Росинсько-Тікицький, СПД — Середньопридніпровський; шовні зони: Гл — Голованівська, І-Кр — Інгулецько-Криворізька; КНП — Корсунь-Новомиргородський плутон, НУМ — Новоукраїнський масив.

що деякі геолого-геофізичні характеристики Інгульського мегаблока помітно відрізняються від їх осереднених значень для УЩ у цілому. Так, середня товщина земної кори блока (41,1 км) на 3,5 км є меншою, ніж в УЩ (44,6 км)

[Трипольський, Шаров, 2004], що становить 7,8 % товщини кори щита. Сейсмічні швидкості у земній корі Інгульського мегаблока на 0,04—0,07 км/с (або на 0,8—1,20 %) нижчі, ніж на УЩ.

Розподіл товщини земної кори Інгульського мегаблока по площі має такі характерні особливості.

1. У зв'язку з тим що дослідження здійснювали за системою трьох широтних і двох субмеридіональних профілів, що взаємно перетинаються, стало можливим вивчити особливості змін осередненої товщини земної кори вздовж окремих з цих профілів. Отримані результати було поділено на дві групи — відповідно за широтними та субмеридіональними профілями. Результати виявилися дещо несподіваними.

Широтні профілі: 1) середня товщина земної кори — 44,8 км; 2) 41,0 км; 3) 42,7 км. Середня товщина земної кори вздовж цих профілів 43,3 км.

Субмеридіональні профілі: 1) 40,0 км; 2) 38,0 км. Середня товщина земної кори вздовж цих профілів 39,3 км.

2. За середньою товщиною земної кори помітно відрізняються західна (43,4 км) і східна (40,0 км) частини мегаблока. Товщина земної кори у межах трансрегіонального тектонічного шва Херсон—Смоленськ, що їх розділяє, становить 40,0 км.

Слід зазначити, що обидві частини мегаблока розрізняються за особливостями залягання поділу М. Незважаючи на те що східна частина має тоншу кору, в її межах перепади товщини кори перевищують 10 км (від 34,5 до 45 км), тоді як у західній частині рельєф поділу М менш контрастний за перепадів товщини кори усього лише від 40 до 45 км.

Таким чином, товщина земної кори Інгульського мегаблока у західному напрямку поступово зростає. У цьому ж напрямку рельєф поділу М стає менш контрастним. Швидкості сейсмічних хвиль у земній корі також зростають у західному напрямку [Трипольский и др., 1988].

Відомо, що швидкість є одним з найінформативніших геофізичних параметрів, що характеризують гірські породи земної кори [Christensen, Mooney, 1995]. У цьому зв'язку доречно навести вислів відомого російського геолога [Пушаровский, 1997]: «Латеральные геологические неоднородности разных масштабов обнаруживаются в любых геофизических полях: гравитационных, магнитных, геотермических, но особенно наглядно они выражены в характере распределения скоростей сейсмических волн».

Виходячи з вищезазначеного, завданням статті є вивчення особливостей просторового розподілу сейсмічних швидкостей у земній корі Інгульського мегаблока, Кіровоградсько-

го рудного району (КРР) загалом і деяких їх структурних підрозділів зокрема.

Вивчення має цілеспрямований характер, зумовлений особливостями геологічної будови та закономірностями просторового розташування родовищ корисних копалин.

Інгульський мегаблок у сучасній структурі УЩ займає центральне положення та обмежується на заході Тальнівською, а на сході Криворізько-Кременчуцькою зонами розломів. Центральну частину Інгульського мегаблока складає КРР, представлений меридіональним ланцюгом гранітоїдних масивів: на півночі — Корсунь-Новомиргородським плутоном, на півдні — Новоукраїнським масивом. Ці масиви розміщуються на осі тектонічного шва Херсон—Смоленськ і обмежені на заході Звенигородсько-Братською, на сході — Кіровоградською зонами розломів [Гинтов, Мычак, 2011]. Корсунь-Новомиргородський плутон (КНП) і Новоукраїнський масив (НУМ) відокремлені один від одного Суботсько-Мошоринською зоною розломів широтного простягання [Гинтов, Мычак, 2011]. Під час вивчення швидкісних характеристик земної кори мегаблока згаданим структурам було надано особливу увагу.

До останнього часу вивчення швидкісних характеристик за даними досліджень методом КМЗХ-ГСЗ зводилося переважно до побудови розрізів земної кори у вигляді ізоліній швидкостей. За такими розрізами дуже складно або навіть неможливо визначити особливості швидкісних характеристик окремих геологічних структур вищих порядків відносно великих мегаблоків. Це такі структури, як плутони, масиви, глибинні розломи та ін.

З огляду на обмежені можливості такого зображення результатів сейсмічних досліджень пропонуємо новий підхід до вирішення цього питання. Кожну структуру охарактеризовано графіком $\Delta V=f(H)$, який визначає величину відхилення швидкостей у земній корі цієї структури від нормальних швидкостей. За такі приймали осереднений розподіл швидкостей з глибиною $V=f(H)$ у земній корі Інгульського мегаблока, КРР або УЩ. Величина ΔV визначає міру швидкісної аномалії та особливості її зміни з глибиною ($\Delta V=f(H)$) для кожної із досліджуваних структур. Це дало можливість зіставляти величини ΔV між різними структурами, що у подальшому може бути використано у геологічній інтерпретації сейсмічних даних.

Вихідним матеріалом для побудови графіків $\Delta V=f(H)$ були швидкісні розрізи земної

кори вздовж профілів ГСЗ. З інтервалом по горизонталі у 20 км ці розрізи були перетнуті вертикальними лініями на усю товщу земної кори, вздовж яких знімали значення V . Надалі ці значення використовували для побудови вертикальних графіків $V=f(H)$, віднесених до фіксованих точок на лінії розрізу.

Для геологічних структур, що підлягали вивченню, залежно від їх розмірів побудована певна кількість графіків $V=f(H)$, після подальшого осереднення яких отримано єдиний графік $V=f(H)$ для кожної з цих структур.

Аналіз показав, що точність визначення швидкостей переважно становила $\pm 0,03$ — $0,05$ км/с або $\pm 0,5$ — $0,7$ %. В умовах низької швидкісної диференціації кристалічних порід УЩ, Інгульського мегаблока та КРР частина відхилень від нормальних значень не перевищувала точності або навіть була нижча за неї. У таких випадках брали до уваги ті відхилення, які мали систематичний характер, тобто графіки, що фіксували такі відхилення, здебільшого являли собою плавні та неперервні лінії.

Нижче наведено результати вивчення швидкісних параметрів земної кори центральної частини Інгульського мегаблока (ЦІБ), до якої належить КРР.

Одним із геофізичних параметрів, що характеризують земну кору, є швидкісний градієнт G . Він визначає міру зміни швидкості за збільшення глибини виміру на 1 км. Наприклад, $G=0,028$ с⁻¹ означає, що на інтервалі у 1 км швидкість змінилася на 0,028 км/с. Причому якщо з глибиною швидкість зростає, перед значенням градієнта ставимо знак «плюс», якщо зменшується — «мінус».

Швидкісний градієнт у земній корі КРР має виключно додатні значення, тобто з глибиною швидкість неперервно і постійно зростає (рис. 2). Це пояснюється зміною складу порід, різним ступенем метаморфізму, закриттям пор і тріщин, зміною напруженого стану порід.

Спочатку (0—2 км) швидкість з глибиною зростає за дуже високого значення швидкісного градієнта ($+0,0845$ с⁻¹). Це майже втричі більше за середній градієнт в усій товщі земної кори КРР ($+0,0292$ с⁻¹; інтервал глибин 0—40 км). Такий високий градієнт може бути пояснений насамперед закриттям пор і тріщин у приповерхневій частині розрізу.

Глибше (2—4 км) градієнт зменшується більше ніж удвічі ($+0,0390$ с⁻¹), далі (4—6 км) спадає майже до нульових значень ($+0,0105$ с⁻¹). В інтервалах 6—10 та 10—17 км градієнт швидко зростає до значень $+0,0213$ та $+0,0323$ с⁻¹ відпо-

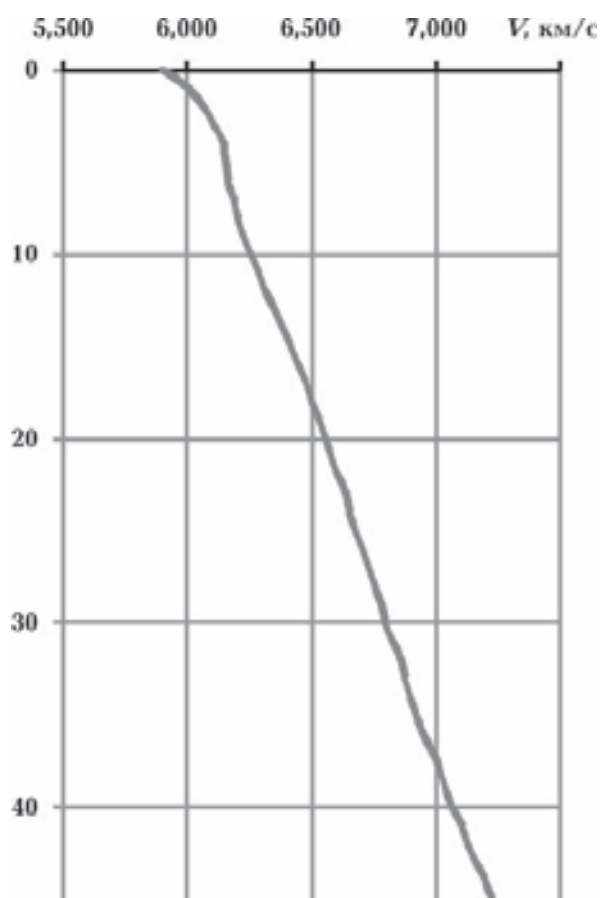


Рис. 2. Осереднений графік $V=f(H)$ земної кори Кіровоградського рудного району Інгульського мегаблока.

відно. Зменшений градієнт в інтервалі 4—10 км зумовлений існуванням на деяких ділянках розрізів ГСЗ шару зі зниженою швидкістю (хвилевід). Ще глибше (17—40 км) швидкість продовжує зростати з постійним градієнтом, що дорівнює $+0,0256$ с⁻¹.

Якщо припустити, що у земній корі в інтервалі 10—35 км існують протяжні і витримані сейсмічні межі, то у цьому разі величина градієнта не могла б залишатися сталою. Однак у розглянутому випадку постійний градієнт однозначно свідчить про відсутність у земній корі КРР таких меж.

Майже в усій товщі земної кори швидкості у ЦІБ нижчі порівняно із швидкостями для УЩ. Це впливає з графіка $\Delta V = V_{\text{ЦІБ}} - V_{\text{УЩ}}$ (рис. 3). Максимальні відхилення ΔV спостерігаються у верхах ($-0,070$ км/с, або 1,20 %) і низах кори ($-0,040$ км/с, або 0,60 %). У середній корі відхилення близькі до нуля. Взавши до уваги, що такі структури, як КНП і НУМ, характеризуються підвищеними швидкостями, особливо у верхній частині кори (0—20 км), зазначимо,

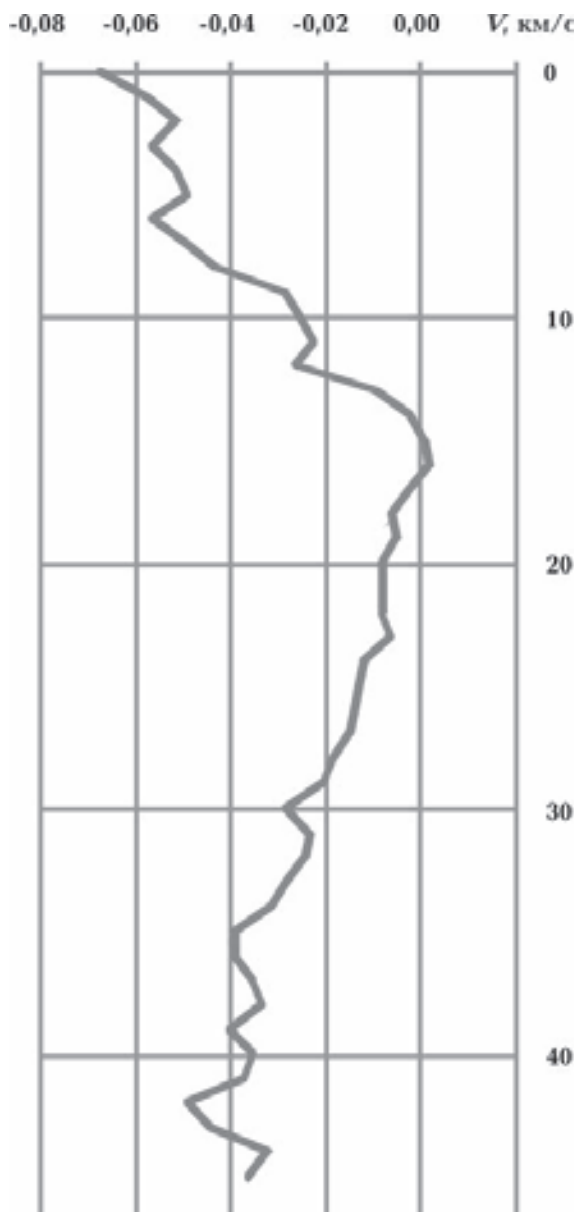


Рис. 3. Різниця $\Delta V = V_{\text{ЦІБ}} - V_{\text{УЩ}}$ між осередненими сейсмічними швидкостями у земній корі центральної частини Інгільського мегаблока ($V_{\text{ЦІБ}}$) та Українського щита ($V_{\text{УЩ}}$).

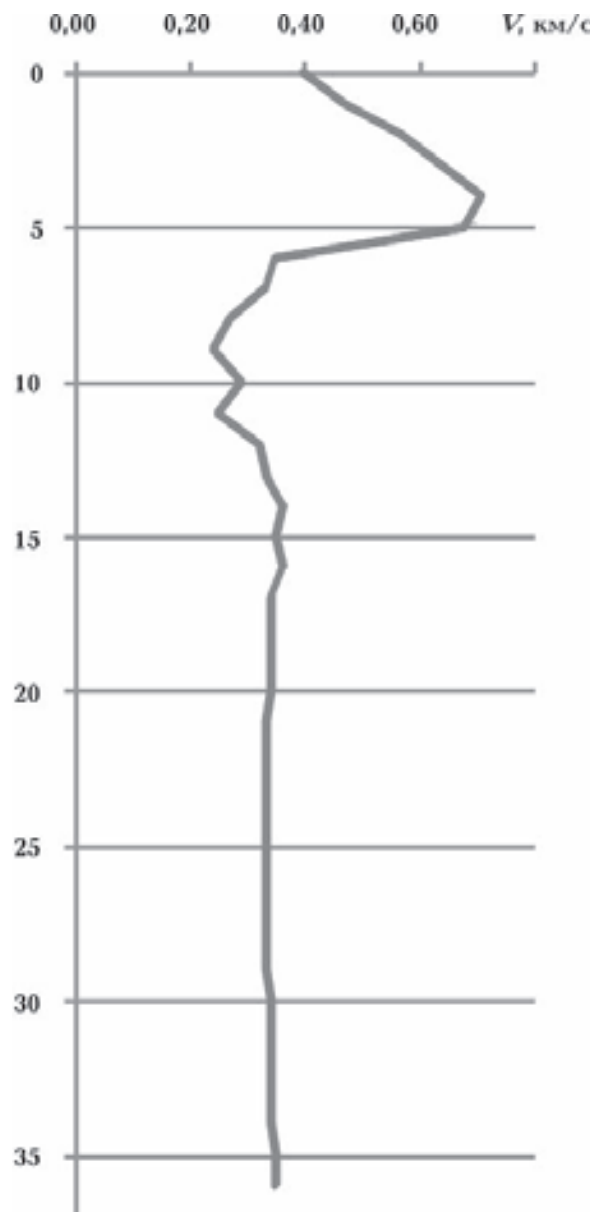


Рис. 4. Різниця $\Delta V = V_{\text{max}} - V_{\text{min}}$, що характеризує міру найбільшого розосередження швидкостей на певній фіксованій глибині.

що решта структур ЦІБ в указаному інтервалі глибин характеризується ще більшим відхиленням у бік знижених швидкостей, ніж це показано на рис 3.

Особливості графіка $\Delta V = V_{\text{ЦІБ}} - V_{\text{УЩ}}$ можна пояснити так: 1) верхня кора ЦІБ (або КРР) порушена численними розломами різного рангу та глибини закладення, що може спричинити пониження швидкостей; 2) породи верхньої кори мають кисліший склад порівняно з породами УЩ у цілому. Обидва ці фактори можуть спостерігатися як одночасно, так і окремо.

Однак швидкості можуть змінюватися не лише з глибиною. Аналіз сейсмічних даних показав, що на фіксованій глибині швидкості також змінюються у певних межах. Для вивчення цього явища ми ввели параметр $\Delta V = V_{\text{max}} - V_{\text{min}}$, який характеризує міру найбільшого розосередження швидкостей на певній глибині, від поверхні до низів земної кори (рис. 4).

Як і очікувалося, максимальні значення ΔV спостерігаються у верхній корі (глибини 2—5 км), що просторово відповідає заляганням порід основного складу КНП. Глибше, особли-

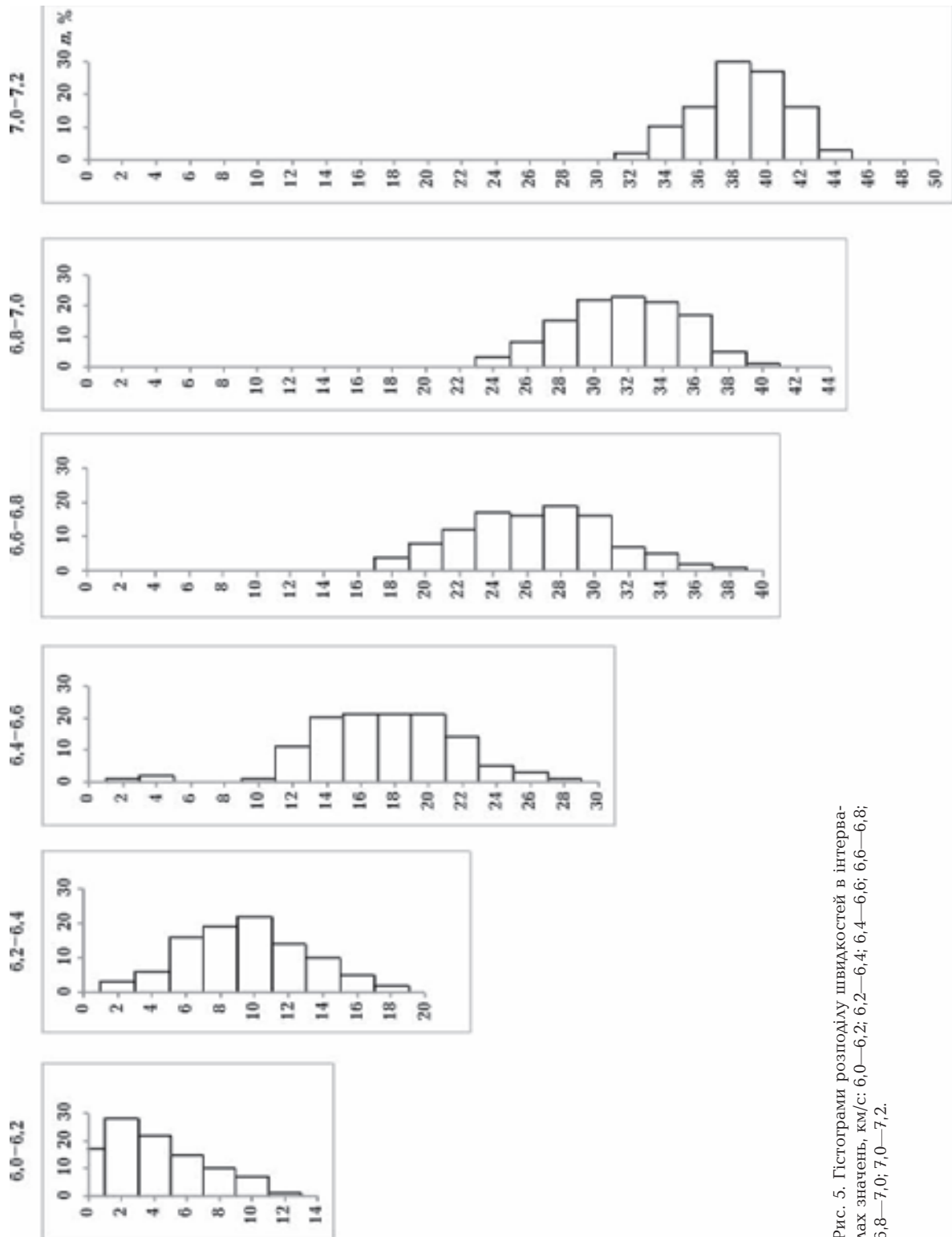


Рис. 5. Гістограми розподілу швидкостей в інтервалах значень, км/с: 6,0—6,2; 6,2—6,4; 6,4—6,6; 6,6—6,8; 6,8—7,0; 7,0—7,2.

во в інтервалі 14—36 км, ΔV набуває практично сталих значень. Це означає, що навіть за різних швидкостей на певних глибинах вертикальний швидкісний градієнт залишається сталим, тобто швидкості у різних частинах КРР зростають з глибиною за одним і тим самим законом. Не виключено, що це пояснюється близькими термодинамічними умовами в глибинах земної кори цього району.

Різні швидкості (швидкісні неоднорідності) на фіксованих глибинах відбивають, напевно, невеликі зміни хімічного складу, густини, зміни фацій метаморфізму чи стану гірських порід (ступінь тріщинуватості, обводненості, пористості тощо).

У земній корі КРР вивчено також розподіл швидкостей з глибиною (рис. 5). Характер графіків (поступова зміна розподілу швидкостей з глибиною) вказує на те, що у земній корі КРР (інтервал 2—44 км) відсутні стрибкоподібні зміни швидкостей, що звичайно спостерігають поблизу сейсмічних меж. Це засвідчує, що у земній корі немає контрастних та витриманих речовинних і швидкісних меж. Слід зауважити, що поділ земної кори КРР на «гранітний», «діоритовий» та «базальтовий» шари не можна вважати достатньо обґрунтованим через те, що витримані сейсмічні межі, які розділяють ці шари, у корі блока не простежуються.

Розглянемо швидкісні характеристики земної кори КНП, НУМ, Кіровоградської, Звенигородсько-Братської і Суботсько-Мошоринської зон розломів. Вище наведено порівняння швидкостей ЦІБ зі швидкостями УЩ, причому значення $V_{УЩ}$ прийнято за нормальні (еталонні). Тепер за еталонні, за окремими винятками, приймемо значення $V_{ЦІБ}$. Нагадаємо, що $V_{ЦІБ}$ — це осереднений графік $V=f(H)$ центральної частини Інгульського мегаблока. Отже, аналіз швидкісних характеристик зводиться переважно до розгляду графіків ΔV , які являють собою різницю між графіками $V=f(H)$ окремих структур та $V=f(H)$ ЦІБ (або КРР).

З рис. 6 випливає, що відносно КРР КНП та НУМ є більш швидкісними структурами. Додатна швидкісна аномалія, яка простежена у КНП в інтервалі глибин 1—5 км, викликана наявністю більш швидкісних порід основного складу.

Середня швидкість (\bar{V}) в інтервалі глибин 0—40 км у КРР дорівнює 6,55 км/с, КНП — 6,59 і НУМ — 6,57 км/с. Для порівняння зазначимо, що для УЩ $\bar{V} = 6,566$ км/с [Трипольский, Шаров, 2004].

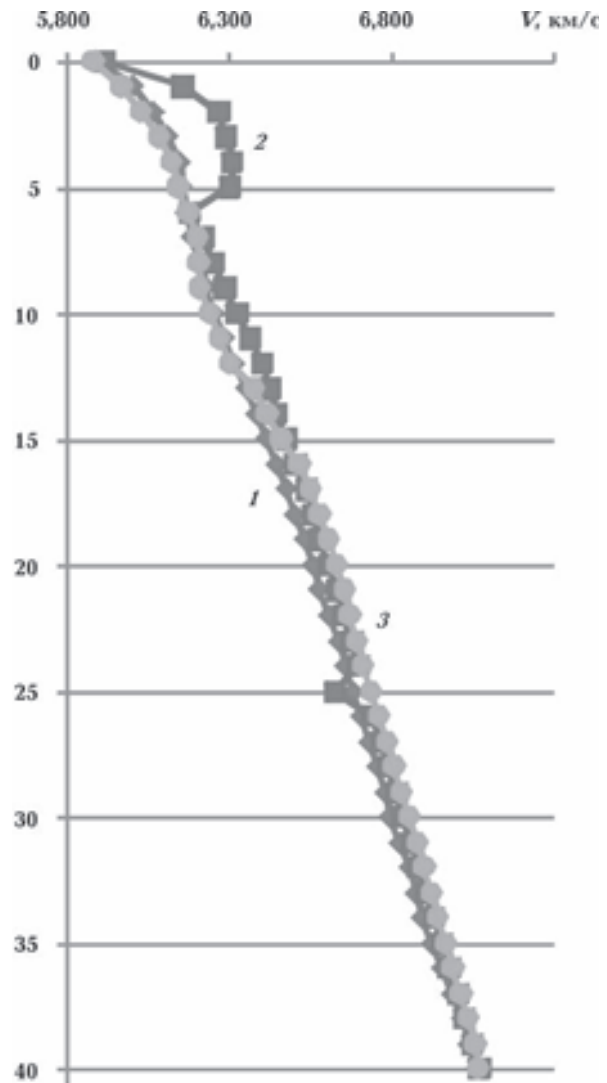


Рис. 6. Осереднені графіки $\Delta V=f(H)$: 1 — Кіровоградського рудного району (КРР); 2 — Корсунь-Новомиргородського плутону (КНП); 3 — Новоукраїнського масиву (НУМ).

Порівняння різницевого графіків (рис. 7) виявило цікаві особливості їх співвідношення. Так, у верхній частині земної кори графіки 1 та 2 відносно один одного мають деякою мірою дзеркальний характер: якщо в інтервалі 1—5 км графік 1 має максимум, то у цьому ж інтервалі на графіку 2 спостерігається мінімум. Щось подібне повторюється в інтервалі 8—14 км, але з меншою амплітудою ΔV . У верхах кори швидкості КНП значно перевищують нормальні значення швидкостей КРР, причому в інтервалі 1—3 км ця різниця досягає значення +0,200 км/с (+3,2%). На противагу цьому, кора НУМ у тому самому інтервалі глибин характеризується зниженими швидкостями (–0,040 км/с, або –0,7%). Як уже зазначено, в

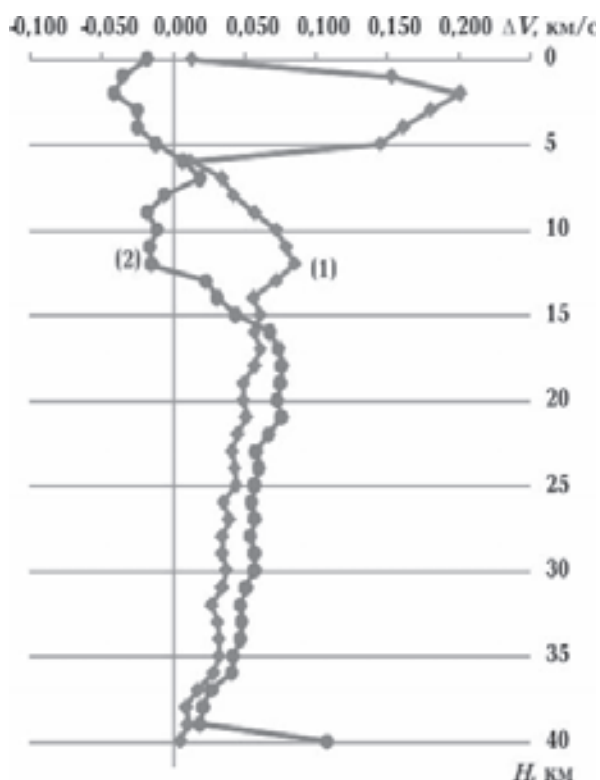


Рис. 7. Порівняння різницевих графіків $\Delta V_1 = V_{\text{КНП}} - V_{\text{КРР}}$ (1) та $\Delta V_2 = V_{\text{НУМ}} - V_{\text{КРР}}$ (2).

інтервалі 8—14 км зберігається те саме співвідношення між графіками, але амплітуда відхилень від нормальних значень швидкостей зменшена тут у 2—2,5 раза.

Глибше 15 км спостерігається інверсія графіків — значення швидкостей у корі НУМ (рис. 7, графік 2) стабільно вищі порівняно з корою КНП (рис. 7, графік 1) на 0,016—0,024 км/с (0,25—0,32 %) до самих низів кори.

Дзеркальний характер графіків 1 та 2 в інтервалі 0—14 км свідчить, напевно, що НУМ і КНП мають не лише спільні риси, а й значні відмінності. Втім чому ці відмінності фіксуються в одних і тих самих же інтервалах глибин (рис. 7), поки що важко аргументовано відповісти. Фантастичним можна вважати таке припущення: у розглядуваних інтервалах високошвидкісні породи НУМ якимось чином перемістились у горизонтальному напрямку у межі КНП, що спричинило підвищення швидкостей у корі цієї структури та відповідно їх зниження у корі НУМ. Таке припущення задовільно пояснює дзеркальний характер графіків швидкісних неоднорідностей (рис. 7) КНП (графік 1) та Новоукраїнського масиву (графік 2).

Проаналізуємо швидкісні характеристики земної кори Кіровоградської, Звенигородсько-

Братської та Суботсько-Мошоринської зон розломів. Перші дві зони характеризуються субмеридіональним простяганням і облямовують КНП і НУМ зі сходу і заходу відповідно. Оскільки східна і західна частини КРР помітно відрізняються одна від одної за швидкостями, різницеві графіки ΔV Кіровоградської і Звенигородсько-Братської зон розломів будували за різних умов. Для Кіровоградської зони за норму було прийнято графік $V=f(H)$ східної

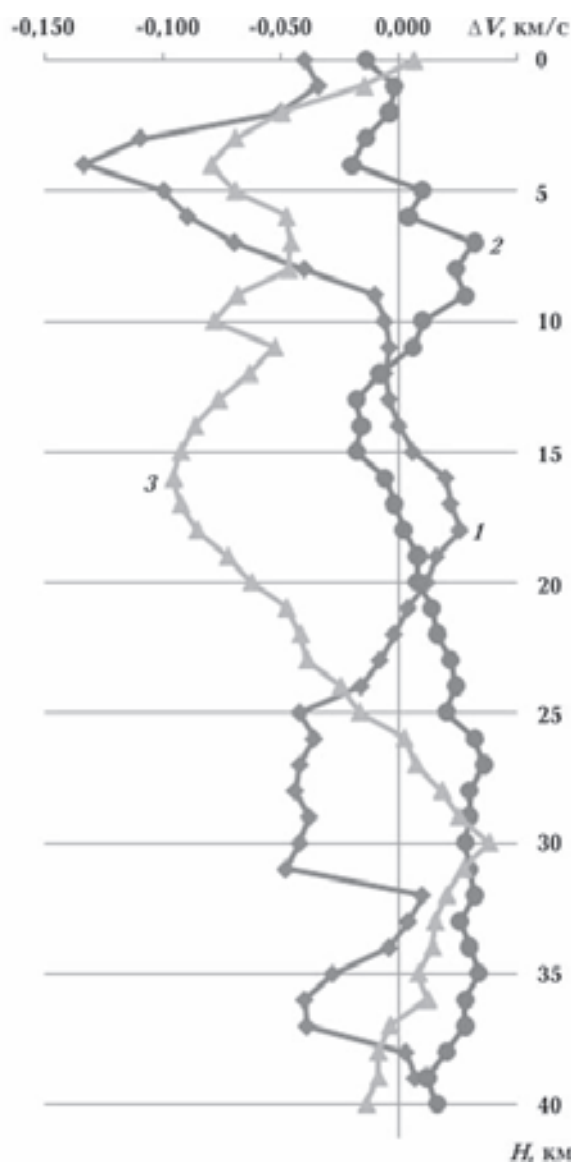


Рис. 8. Різницеві графіки ΔV у зонах глибинних розломів: 1 — Кіровоградська зона розломів: $\Delta V_1 = V_{\text{КЗР}} - V_{\text{СЧКРР}}$; 2 — Звенигородсько-Братська зона розломів: $\Delta V_2 = V_{\text{ЗБЗР}} - V_{\text{ЗЧКРР}}$; 3 — Суботсько-Мошоринська зона розломів: $\Delta V_3 = V_{\text{СМЗР}} - V_{\text{КРР}}$; за норму прийнято графік $V=f(H)$ КРР у цілому.

частини КРР, для Звенигородсько-Братської — графік $V=f(H)$ західної частини КРР (рис. 8).

Головною особливістю графіків 1 і 2 є, за аналогією з КНП та НУМ, їх дзеркальний характер. Як випливає з рис. 8, з одного боку умовного дзеркала (шкала глибин, H , км) графік 1 характеризує Кіровоградську зону розломів, з другого боку графік 2 — Звенигородсько-Братську зону розломів. Згадаємо, що Кіровоградська зона розломів субмеридіонального простягання облямовує великі структури Інгульського мегаблока — КНП і НУМ зі сходу, а Звенигородсько-Братська зона розломів такого ж простягання — із заходу. Виходячи з цього можна припустити, що земна кора згаданих розломних структур має відмінні геологічні характеристики (хімічний склад, метаморфізм, особливості тріщинуватості), що накладає свій відбиток на особливості графіків 1 та 2.

Графік 3 у верхній частині земної кори (0—6 км) приблизно повторює графік 1, глибше (10—32 км) — майже дзеркально йому протилежний. Причина цього, напевне, та сама, що для графіків 1 і 2 (рис. 8).

Швидкісні характеристики земної кори НУМ та КНП вивчали, як відомо, уздовж взаємно перпендикулярних субмеридіональних і широтних сейсмічних профілів. Це створило сприятливі умови для вивчення анізотропії швидкостей, тобто залежності швидкості від напрямку поширення сейсмічної хвилі.

Основними причинами анізотропії об'єктів земної кори та верхньої мантії є: наявність переважної орієнтації мінеральних зерен у породах, тонка шаруватість мінеральних і породних утворень, негідростатичне напруження та анізотропний розподіл тріщин у породах, які виникають під дією тектонічних сил [Гольдин, 2008].

Ці причини можуть спостерігатися у різних співвідношеннях — або одна з них, або одночасно декілька, або усі разом. У цьому випадку важко визначити перевагу однієї з названих причин та оцінити величину їх внеску в сумарне явище анізотропії.

В умовах УЩ, а, отже, і КРР можуть спостерігатися усі із зазначених причин у різних комбінаціях.

Коефіцієнт анізотропії ϵ розрохували за формулою $\epsilon = \frac{V^\uparrow - \vec{V}}{\vec{V}}$, де V^\uparrow — швидкості у субмеридіональному напрямку, \vec{V} — у широтному. Якщо $V^\uparrow < \vec{V}$, до уваги приймали абсолютну величину коефіцієнта анізотропії ϵ . Зі збільшенням глибини коефіцієнт анізотропії, за деякими винятками, поступово зменшується.

Анізотропію вивчали як на окремих інтервалах глибин, так і у земній корі в цілому. Розміри інтервалів визначали за характером графіків $V=f(H)$, отриманих для КНП і НУМ. У межах цих структур проведено великий обсяг досліджень методом ГСЗ-КМЗХ уздовж субмеридіонального профілю XXIV та широтних: профілю XXX й геотраверсу IV. Особливості розподілу швидкостей з глибиною відображені на графіках $V=f(H)$. Виконано аналітичне порівняння цих графіків, побудованих для взаємно перпендикулярних напрямків (див. таблицю).

Аналізуючи результати, можна дійти деяких попередніх висновків.

1. Максимальне значення ϵ спостерігається в інтервалах глибин 0—4 (КНП) та 12—20 км (НУМ). В обох випадках зареєстровано максимальні значення швидкісного градієнта: $G=0,0990$ (КНП) та $0,0410 \text{ с}^{-1}$ (НУМ). Водночас підвищені значення швидкостей отримані виключно в субмеридіональному напрямку. Анізотропія, крім зазначених раніше причин, може бути зумовлена ще й тим, що зона поширення гірських порід з підвищеними швидкостями у плані має форму, видовжену у субмеридіональному напрямку.

2. За винятком інтервалів 0—4 та 12—20 км, у інтервалах 4—12, 20—30 та 30—40 км під час порівняння анізотропії у земній корі КНП і НУМ простежується така закономірність: підвищеним швидкостям у субмеридіональному напрямку для НУМ відповідають переважно понижені швидкості для КНП у тому самому напрямку і навпаки — у широтному напрямку підвищені швидкості відзначаються вже для КНП і понижені — для НУМ.

3. В інтервалі 0—4 км у КНП підвищені швидкості спостерігаються у субмеридіональному напрямку, у НУМ — характерні вже для широтного напрямку.

4. Нижче інтервалу 0—4 км субмеридіональний напрямок підвищених швидкостей у земній корі КНП повністю змінюється на широтний, а широтний напрямок підвищених швидкостей у земній корі НУМ також повністю змінюється на субмеридіональний.

Анізотропію земної кори розглядуваних структур можна пояснити так. Аналіз сейсмічного хвильового поля, зареєстрованого у межах цих структур, показав, що ступінь насиченості земної кори НУМ короткими відбивальними елементами удвічі-втричі вищий, ніж у КНП. За своєю природою відбивальні елементи пов'язані переважно з тріщину-

Результати вивчення анізотропії

ΔH , км	Корсунь-Новомиргородський плутон				Новоукраїнський масив				Інг мегаблок
	V^{\uparrow}	\vec{V}	Коефіцієнт анізотропії, ε , %	Швидкісний градієнт G , c^{-1}	V^{\uparrow}	\vec{V}	Коефіцієнт анізотропії, ε , %	Швидкісний градієнт G , c^{-1}	Швидкісний градієнт G , c^{-1}
0—4	6,259	6,153	1,70	0,0990	6,000	6,038	0,63	0,0600	0,0392
4—12	6,277	6,287	0,16	0,0118	6,225	6,216	0,14	0,0255	0,0214
12—20	6,519	6,520	0,00	0,0256	6,570	6,479	1,40	0,0410	0,0301
20—30	6,725	6,741	0,24	0,0229	6,784	6,744	0,60	0,0225	0,0241
30—40	6,957	6,974	0,24	0,0236	6,989	6,980	0,14	0,0215	0,0268
0—40	6,594	6,594	0,00	0,0290	6,577	6,561	0,24	0,0298	0,0292

ватістю та шаруватістю порід кристалічного фундаменту [Трипольский и др., 1984]. Отже, за просторовим розподілом тріщинуватість і шаруватість земної кори НУМ та КНП значно відрізняються одна від одної. Це, можливо, приводить до відмінності у характері анізотропії земної кори між цими структурами. Підвищені коефіцієнти анізотропії ε на глибинах 0—4 км (КНП) та 12—20 км (НУМ) можуть бути спричинені неоднорідністю просторового роз-

поділу тріщинуватості та шаруватості гірських порід на цих глибинах.

Отже, у результаті вивчення особливостей розподілу швидкостей у земній корі Кіровоградського рудного району та окремих структур, що його складають, виявлено деякі закономірності швидкісних характеристик досліджуваних геологічних об'єктів, що у подальшому може бути використано для побудови комплексної геолого-геофізичної моделі земної кори цього району.

Список літератури

- Гольдин С. В. Сейсмические волны в анизотропных средах. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. — 375 с.
- Ильченко Т. В. Результаты обработки материалов метода ГСЗ по профилю Черкаassy — Новый Буг (Украинский щит) и их точность // Геофиз. журн. — 1983. — 5, № 4. — С. 51—57.
- Ильченко Т. В., Крюченко В. А. Результаты комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных по профилю ГСЗ XXV Бабанка — Пятихатки // Геофиз. журн. — 1981. — 3, № 1. — С. 94—104.
- Ильченко Т. В. Скоростная модель земной коры по профилю ГСЗ Винница — Маневичи (Украинский щит) // Геофиз. журн. — 1984. — 6, № 4. — С. 78—83.
- Крюченко В. А., Половинкин Б. В., Трипольский А. А. Глубинное строение земной коры центральной части Украинского щита по профилю ГСЗ Николаев — Канев // Геофиз. журн. — 1981. — 3, № 2. — С. 82—88.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы IV, VI, VIII / Под ред. Т. В. Ильченко, Н. В. Сологуб, А. А. Трипольского. — Киев: Наук. думка, 1988. — 172 с.
- Пуцаровский Ю. М. Новые веяния в тектонике // Геотектоника. — 1997. — № 4. — С. 62—68.
- Сологуб В. Б. Литосфера Украины. — Киев: Наук. думка, 1986. — 184 с.
- Сологуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А., Бабинец В. А. Результаты исследования глубинного строения Украинского щита // Строение коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. — Киев: Наук. думка, 1978. — С. 136—147.

- Трипольский А. А., Гейко В. С., Ливанова Л. П., Трипольская В. А., Цветкова Т. А. Сейсмическая модель земной коры // Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы IV, VI, VIII. — Киев: Наук. думка, 1988. — С. 13—25.
- Трипольский А. А., Квачук Л. А., Трипольская В. А. Особенности сейсмической расслоенности земной коры Кировоградского блока // Геофиз. журн. — 1984. — **6**, № 3. — С. 88—94.
- Трипольский А. А., Трипольская В. А. Скоростные характеристики блоков земной коры Украинского щита по данным ГСЗ // Доп. НАН України. — 2003. — № 2. — С. 131—136.
- Трипольский А. А., Шаров Н. В. Литосфера докембрийских щитов Северного полушария Земли по сейсмическим данным. — Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2004. — 159 с.
- Чекунов А. В., Трипольский А. А., Гейко В. С., Ливанова Л. П., Трипольская В. А., Цветкова Т. А. Сейсмическая модель верхней литосферы Украинского щита // Докл. АН СССР. — 1986. — **291**, № 2. — С. 440—443.
- Чекунов А. В., Трипольский А. А., Калюжная Л. Т. Литосфера докембрийских щитов Северного полушария Земли по сейсмическим данным // Геофиз. журн. — 1993. — **15**, № 1. — С. 3—23.
- Christensen N. J., Mooney W. D. Seismic velocity structure and composition of continental crust: a global view // J. Geophys. Res. — 1995. — **100**, № B7. — P. 9761—9788.
- Grad M., Tripolsky A. A. Crustal structure from P and S seismic waves and petrological models of the Ukrainian shield // Tectonophysics. — 1995. — **250**. — P. 89—112.
- Grad M., Tripolsky A. A. Structure of the Ukrainian shield. P. 3: Seismic and petrological models of the Ukrainian shield // Acta Geophysica Polonica. — 1994. — **42**, № 1. — P. 23—44.
- Tripolsky A. A. P-wave seismic crustal models of Precambrian shields based on regional seismic data // Acta Geophysica Polonica. — 1997. — **45**, № 4. — P. 303—332.