

УДК 552.3 + 551.14 (55.477)

ПРОБЛЕМИ СПІВВІДНОШЕНЬ АЛОХТОННИХ МАГМАТИЧНИХ УТВОРЕНЬ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА З НЕОДНОРІДНОСТЯМИ ЗЕМНОЇ КОРИ ТА МАНТІЇ

Свєшніков К. І.

(Російський університет дружби народів, м. Москва, Росія)

Преобладающая часть магматических формаций Украинского щита связаны с несколькими долгоживущи мантийными структурами. Строение земной коры отражает особенности последнего по времени магматического процесса в разных частях щита

The main parts of magmatic associations of the Ukrainian shield are connected with several longliving mantle structures. The structure of Earth crust depends on the last magmatic processes in different parts of the shield

Формації з участю магматичних порід займають більше 50 % площі Українського щита (УЩ). Усі вони можуть бути поділені на дві групи – автохтонні (формації гранітоїдів, які виникли за рахунок регіональної гранітизації метаморфічних товщ – так звані плутонометаморфічні та деякі плутонічні) та алохтонні (магматичні формації різного складу, які виникли за рахунок вкорінення магматичних розплавів з глибини – вулканічні та переважна більшість плутонічних). Стратиграфічна Схема кореляції докембрійських утворень Українського щита в тій частині, яка стосується магматичних комплексів, побудована за принципом співставлення останніх за віком, тобто, на підставі процедури синхронізації. Другим можливим підходом є співставлення магматичних утворень за ознаками подібності складу (тобто, формаційної приналежності) та структурного положення у загальній

будові регіону (власне кореляція). Порівняння результатів синхронізації та власне кореляції показує, що різні за складом формації, які займають різне положення в будові щита, нерідко мають дуже близький радіологічний вік; це показує, що перекриття вікових інтервалів утворення різних магматичних формацій об'єктивно відображає співіснування в природі близько одночасних, проте різних магматичних процесів. Ці процеси тісно пов'язані з глибинними мантійними структурами і знаходять відображення в загальній будові земної кори. Тому синтез геолого-формаційних, радіологічних та геофізичних даних є однією з найбільш актуальних фундаментальних проблем як для УЩ, так і інших регіонів. Порівняно з іншими регіонами УЩ є одним з найбільш досконало вивчених в геолого-формаційному (узагальнення Є. М. Лазько, його співавторів та послідовників, роботи К. Ю. Єсипчука, І. Б. Щербакова та ін.), радіологічному (дослідження М. П. Щербака та його співпрацівників і послідовників) та геофізичному (праці О. В. Чекунова, В. Б. Сологуба, С. С. Красовського, Н. І. Павленкової, І. К. Пашкевич та ін.). Окремі питання синтезу геологічних та геофізичних даних були розглянуті Є. М. Шереметом із співавторами (розгляд так званих шовних зон УЩ), К. І. Свешніковим разом з співробітниками Інституту Геофізики НАНУ (розгляд магматогенних структур УЩ та ін.). Усе це робить УЩ одним із найперспективніших регіонів для вирішення проблем співвідношень особливостей при поверхневої геологічної будови з особливостями будови мантії та земної кори.

Особливості геологічної будови УЩ

Дослідження УЩ та інших регіонів розвитку раннього докембрію показало існування стійких асоціацій (парагенезисів) певних плутонічних і плутонометаморфічних формацій та стратифікованих комплексів – формаційних рядів, асоціацій, формаційних комплексів, структурно-формаційних комплексів (СФК), за термінологією різних дослідників. Дослідження таких сполучень дозволяє уточнити геологічне положення та вікові співвідношення більшості алохтонних плутонічних формацій (певна кількість алохтонних формацій – переважно лужних основних та ультраосновних не мають парагенетичних зв'язків з іншими геологічни-

ми утвореннями і не належать до тих чи інших СФК). Простеження окремих формацій та СФК в цілому «на всю довжину їхнього розповсюдження», вивчення латеральної мінливості однопотипних формацій у межах ареалу та відповідності таких ареалів глибинним неоднорідностям дають нову інформацію, яка в принципі не може бути отриманою при найдетальнішому вивченні окремо взятих масивів. Однак, подібні дослідження вимагають залучення даних не лише по території щита, але і по суміжних з ним регіонах. Необхідно також врахувати, що сучасні обмеження щита визначаються розповсюдженням фанерозойського платформного чохла і не відповідають тектонічним обмеженням структур раннього докембрію. Всі автори вважають, що територія, яка відповідає сучасному УЩ, є складовою частиною Воронежсько-Українського геоблока (сегменту) або Сарматії, який межував на заході з Білорусько-Прибалтійським, а на сході – з Волго-Камським геоблоками (рис. 1). У Воронежсько-Українському геоблоці в стратиграфічній послідовності знизу вгору можна виділити СФК ендербіт-гранулітового, плагіограніт-амфіболітового, тоналіт-зеленокам'яного, гранітоїдно-метатеригенного, вулканоплутонічного І-типу, плутонічного А-типу.

Структурне положення плутонічних формацій ендербіт-гранулітових СФК². Незалежно від радіоізотопних датувань, за геологічними даними найнижче стратиграфічне положення в розрізі щита займають грануліто-гнейсові товщі, які разом з асоціюючими з ними плутонометаморфічними та плутонічними формаціями утворюють стійкі сполучення. Присутність у тій чи іншій мірі діафторованих залишків цих сполучень у всіх без винятку мегаблоках Українського щита дозволяє вважати, що всі ці породи навлежать до одного ендербіт-гранулітового СФК, який початково мав суцільне площинне розповсюдження на всій території щита.

Найдавнішими магматичними утвореннями у складі останнього були вулканіти, перетворені внаслідок регіонального метаморфізму у гнейси та кристалічні сланці. Прояви найдавнішого

² В попередніх публікаціях ці СФК іменувалися чарнокіт-гранулітовими. Проведене узагальнення показало, що чарнокітові формації є більш пізніми і з грануліто-гнейсовими комплексами не пов'язані

вулканізму у всій південній частині майбутньої платформи мали приблизно однаковий характер, і розділення на геоблоки ще не існувало.

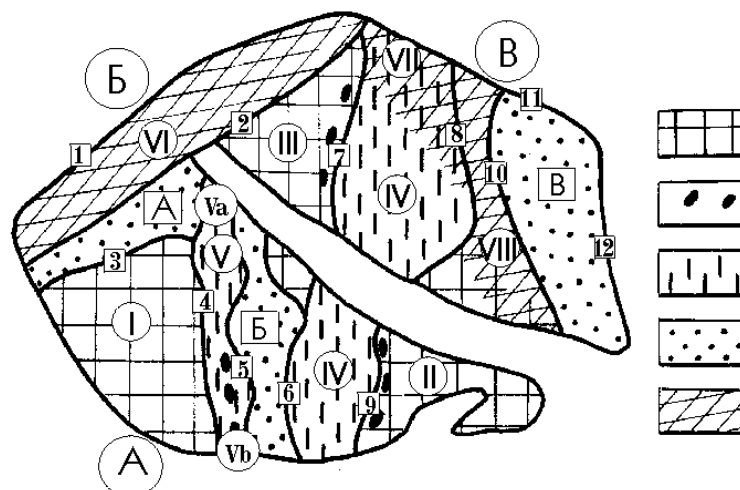


Рис. 1. Схема будови Воронезько-Українського геоблока

За складом ці вулканіти, імовірно, відповідали океанічним базальтам [23]. Наступним магматичним епізодом було вкорінення тіл метапіроксеніт-перидотитового формаційного типу новопавлівського, славгородського, сабарівського комплексів, переважна частина яких сконцентрована у двох субмеридіональних смугах, пов'язаних з Оріхово-Павлоградською та Першотравнево-Трактемирівською зонами регіональних розломів (див. рис. 1). У всіх випадках вони є давнішими за перші прояви регіональної гранітизації в умовах гранулітової фації метаморфізму (гнейсо-ендербітові формації новопавлівського, славгородського, гайворонського комплексів). Радіологічні датування, одержані для метаультрабазитів новопавлівського комплексу (3670 млн. років) та ендербітів гайворонського комплексу (3650-3400 млн. років), дозволяють припускати, що принаймні нижня частина розрізу грануліто-гнейсових товщ (від кінцигітової до лейкогранулітової формацій включно) разом із асоціюючими з ними метаультраосновними породами та ендербітами повинні датуватись еоархей-

ським віком. Магматичні утворення цього етапу порівняно з утвореннями інших етапів найменше відрізняються від вихідного складу мантійної речовини [10], тобто процеси диференціації останньої були слабо проявлені. В межах Першотравнево-Трактемирівської зони, окрім піроксеніт-перидотитових, описують плутонічні тіла дуніт-перидотитового та перидотит-піроксеніт-габроноритового складу (капітансько-деренюхинський комплекс). Подібні тіла перетинають не тільки грануліто-гнейсову, але й залягаючу стратиграфічно вище амфіболіто-гнейсову товщу росинсько-тікицької серії, що вказує на довго-жичуючий характер цієї зони [23]. У Стратиграфічній Схемі 2003 р. ці тіла віднесені до юрівського комплексу, вік якого визначений як 2695 млн. років, що відповідає неоархею [6].

Усе сказане дозволяє вважати, що вищезгадані субмеридіональні смуги розповсюдження таких тіл відповідають найдавнішим в історії Українського щита розломам. За геофізичними даними, цим смугам відповідає збільшення потужності земної кори до 50-60 км при потужності близько 40 км за межами цих зон. Розріз земної кори на всю потужність складений аномально щільними та аномально магнітними утвореннями, у цих зонах присутні еклогітоподібні та гранат-дістенові породи. Усі ці дані дозволяють вважати, що прояви метаморфізму та магматизму в цих зонах відбувалися в умовах підвищеного тиску. Смуга з подібними геофізичними характеристиками простежується також у субмеридіональному напрямі уздовж Криворізько-Кременчузького розлому. Тіл ультраосновного складу в межах УЩ не виявлено, але вони присутні в північній, воронезькій частині геоблока на продовженні згаданої зони розломів. Таким чином, на території геоблока в ранньому археї сформувалося щонайменше три зони субмеридіональних глибинних розломів, у межах яких в умовах стиснення відбувалося втискання тіл ультраосновного складу.

Структурне положення магматичних формацій плагіограніт-амфіболітових СФК. Стратиграфічно вище грануліто-гнейсових товщ залягають інтенсивно гранітизовані амфіболіто-гнейсові стратифіковані комплекси – аульська (Середньопридніпровський мегаблок) та росинсько-тікицька (Росинсько-Тікицький мегаблок) серії. У геологічній літературі неодноразово

підкреслювались вулканогенна природа цих утворень і відповідність метавулканітів аульської серії толеїтовим, а росинсько-тікицької – вапнистолужним вулканітам. Не виключено, що з вулканітами асоціювали плутонічні тіла, затушовані пізніше накладеними на них процесами регіональної гранітизації. Реліктами таких тіл в Середньому Придніпров'ї, імовірно, є залишки тіл метагабро і метаультрабазитів олександрівського комплексу та виходи тоналітів “магматичного генезису”, по [8], серед порід аульської серії, які підлягали плагіомігматизації. По аналогії з іншими регіонами, де розвинуті менш змінені тоналітові серії, можна припустити, що ці породи є реліктами габро-тоналітової (габро-плагіогранітової) плутонічної асоціації, яка звичайно супроводжує толеїтові вулканічні серії. Надійних визначень віку для цього СФК немає, але його верхня вікова межа відповідає віку плагіогранітоїдів сурського комплексу, які достеменно проривають гранітоїди дніпропетровського комплексу, і по яких отримані ренперні геохронологічні дані – 3171 млн. років [20]. Ця цифра вказує на те, що плагіограніт-амфіболітовий СФК Середнього Придніпров'я повинен датуватись палеоархейським віком.

В Росинсько-Тікицькому районі серед плутонометаморфічної асоціації збереглися залишки тіл гранодіоритів-плагіогранітів, кварцових діоритів та діоритів, габро (у Стратиграфічній Схемі вони включені до складу тетіївського комплексу) з гіпідіоморфнозернистими мікроструктурами та реліктами клінопіроксену (до 5 %) – мінералу, який практично відсутній в оточуючих метаморфічних породах [3]. Дослідження температур кристалізації їх дали цифри 680-700⁰С, в той час як для накладених на них ультраметаморфічних плагіогранітоїдів одержані цифри 620-640⁰С та 530-570⁰С (там же). Це дозволяє припустити належність вказаних утворень до плутонічної діорит-гранодіоритової формації. Формації такого типу є неодмінними супутниками вапнисто-лужних вулканічних серій. Згідно [6] для мігматитів мегаблоку (тобто порід молодших за згадану плутонічну асоціацію) отримані цифри 2615-2590 млн. р.

Виходячи з наведених даних, можна вважати, що поля розвитку аульської та росинсько-тікицької серій відповідають двом різним вулканічним поясам, тісно пов'язаним з субмеридіональ-

ними розломами попередньої стадії. Толейтові вулканіти, за загальною думкою, виникають в умовах розтягнення земної кори; відповідно, вулканіти аульської серії утворили широкий пояс у смузі між двома зонами стиснення – Оріхово-Павлоградською та Криворізько-Крупецькою. Вапнистолужні вулканіти виникають в умовах стиснення; відповідно, осьова лінія поля вулканітів рошинсько-тікицької серії співпала із Першотравнево-Трактемирівською зоною стиснення. Залишається відкритим питання приналежності обох СФК до одного чи різних вікових етапів.

Структурне положення тоналіт-зеленокам'яних комплексів.

Так званий зеленокам'яний комплекс утворює серію западин у східній частині УЩ і повністю відсутній у західній. З западинами асоціюють у просторовому та віковому відношенні дуніт-перидотитова, габродіабазова (верхівцевський, варварівський, гайчурський, сорокинський комплекси), гранітова (токовський, мокромосковський комплекси), тоналіт-плагіогранітова (сурський, саксаганський, добропільський комплекси), гранітитова (демуринський комплекс) та інші формації, що дозволяє об'єднати їх в один *тоналіт-зеленокам'яний СФК*. Серед вулканітів зеленокам'яних товщ кількісно переважають толейти, що вказує на те, що при формуванні їх переважали умови розтягнення. Тіла гранітової формації звичайно пов'язують з умовами розтягнення, а тоналіт-плагіогранітової – з умовами стиснення. Можна думати, що при утворенні тоналіт-зеленокам'яних комплексів в цілому відбувалося “комбінування” умов розтягнення та стиснення, що і зумовило різноманітність магматичних проявів. За даними О. Б. Гінтова на стадії формування зеленокам'яних структур переважали дислокації зсуву вздовж розломів, які слугували обмеженнями западин. Співвідношення конфігурації западин і розломів найближче відповідає механізму ромбохазма. Суть його полягає в тому, що повздовжні розломи, які обмежують западини, слугували «рельсами» уздовж яких відбувалися переміщення мінеральних мас. При цьому відбувався розрив та розсув земної кори по поперечних розломах. Виникаючі за рахунок цього «пусто-

ти» заповнювались вулканічним матеріалом (зеленокам'яним комплексом).

Структурне положення гранітоїдно-метатеригенних та вулcano-плутонічних комплексів I-типу. Наступними після тоналіт-зеленокам'яних утворювалися гранітоїдно-метатеригенні СФК. Головною їхньою складовою є метакарбонатно-теригенні товщі, які виповнюють два великих прогини – Тетерівський та Кіровоградський в західній та центральній, а також ряд відносно невеликих западин у східній частині щита. Перелік магматичних формацій, які асоціюють з цими товщами, в цілому подібний до переліку формацій тоналіт-зеленокам'яних СФК, але в кількісному відношенні серед них різко переважають формації нормально-гранітового складу (гранітові у Кіровоградському, двослюдяні гранітові у Тетерівському прогині, аляскіт-лейкогранітові у східній частині щита). У східній частині Воронезько-Українського геоблока відомий великий Липецько-Волгоградський прогин, складений воронцівською серією – аналогом тетерівської серії УЩ. У просторовій асоціації з прогином розвинуті двослюдяні граніти волгоградського комплексу, формаційно однотипні житомирським гранітам Тетерівського прогину. У інших частинах геоблока відомі лише поодинокі тіла цього формаційного типу (зокрема, вони відсутні у Кіровоградському прогині). Це дозволяє вважати, що тіла двослюдяних гранітів тяжіють до північних пограничних частин геоблока, а переважна частина масивів гранітової формації сконцентрована в південній частині геоблока. Характерною особливістю стратифікованих товщ, які належать до СФК гранітоїдно-метатеригенного типу, є напружена складчастість та прояви мігматизації у крайових частинах прогинів. Всі більш пізні товщі не підлягали мігматизації. Цікаво, що на УЩ плутонічні тіла гранітів набули широкого поширення, в той час як в Білорусько-Прибалтійському та Волго-Камському геоблоках вони практично відсутні. Останнє дозволяє припустити, що відносно більша кількість інтрузивних гранітів надала УЩ більшої “плавучісті” порівняно з суміжними геоструктурами і це, імовірно, є причиною його високого стояння (тобто того, що ця частина геоблока перетворилась власне на щит), в той час як регіони, де прояви такого магматизму відсутні (Білорусько-

Прибалтійський, Волго-Камський) або обмежені (Воронезький масив), перетворились на ділянки низького стояння (тобто, плитні структури).

Близько одночасно до закінчення формування гранитоїдно-метатеригенних СФК (2-1,9 млрд. р.) в північній та східній частинах Воронезько-Українського геоблока поблизу зон зчленування його з Білорусько-Прибалтійським та Волго-Камським геоблоками відбувалося утворення вулканоплутонічних СФК. На межі перших двох геоблоків виник Волино-Поліський або Осницько-Мікашевицький пояс, утворений клесівсько-осницькою вулканоплутонічною асоціацією (клесівська серія + осницький комплекс), який має ширину близько 100 км і простежується на відстань не менше 600 км уздовж тектонічної межі Воронезько-Українського та Білорусько-Прибалтійського геоблоків. Безпосередньо на схід від поясу у північній частині Воронезького кристалічного масиву розповсюджені масиви габро, габро-діоритів, діоритів, гранодіоритів стойло-миколаївського комплексу, які проривають усі відомі тут стратифіковані утворення і мають вік 2020 ± 50 млн. р. [12]. Ці масиви утворюють дугоподібний плутонічний пояс, який обмежує з півночі Курський мегаблок, і найбільших розмірів досягають в місці зчленування цього поясу з Волино-Поліським. З плутонічними тілами постійно асоціюють вулканіти середнього складу. Вивчення шліфів засвідчило, що стойло-миколаївський комплекс разом з цими вулканітами утворює комагматичну вулканоплутонічну асоціацію, дуже подібну до «догранітової» частини осницько-клесівської асоціації. Ця асоціація формує тут вулканоплутонічний пояс, який було запропоновано називати Брянсько-Курським. Останній у своїй східній частині зчленовується з Лосівсько-Лівенським поясом, який простягається в субмеридіональному напрямі вздовж східної межі Воронезького кристалічного масиву (див. рис. 1). Тут поширені виходи так званої лосівської товщі базальтів, андезито-базальтів, дацитів [5]. Потужність товщі становить не менше 1000 м, її часто корелюють з верхньою частиною розрізу пізньоархейського зеленокам'яного комплексу – лебединською світою, однак, за даними М. М. Чернишова та ін. [19], вік метаморфізму лосівської товщі відповідає 1850-2180 млн. р., тобто, вона, швидше, нале-

жить ранньому протерозою. За даними всіх дослідників, з лосівською товщею асоціюють плутонічні утворення усманського комплексу, до складу якого зачисляють тіла двох типів: тіла гнейсоподібних тоналітів, плагіогранітів і мігматитів та масиви середньозернистих, часто порфіровидних кварцових діоритів, тоналітів, плагіогранітів, адамелітів. За результатами нашого вивчення шліфів з колекції Н. Л. Владимирової в більшості відмін наявний калійовий польовий шпат, і такі породи, мабуть, відповідають гранодіоритам та монцонітам. Гранітоїди першої групи за всіма ознаками є ультраметагенними, а другої – інтрузивними (зокрема, для них дуже характерна прекрасно виражена зональність плагіоклазів). Ці гранітоїди проривають не тільки вулканіти лосівської товщі, а також метатеригенні відклади ранньопротерозойської воронцівської серії [19]. Радіологічний вік гранітоїдів – 2210-1840 млн. р. [там же]. Отже, у складі усманського комплексу, як видно, об'єднані, з одного боку, ультраметагенні (імовірно, архейські) гранітоїди, а з іншого – комагматичні вулканітам лосівської серії інтрузивні гранітоїди ранньопротерозойського віку. Це дає змогу розглядати їх як вулканоплутонічну асоціацію, яка утворює субмеридіональний пояс у межах так званої Лосівсько-Лівенської структурно-формаційної зони. Відповідно, було запропоновано назвати цей пояс Лосівсько-Лівенським. Подібні утворення описані в межах Ростовського тектонічного блока під назвою самбекського вулканоплутонічного комплексу (2100-1800 млн. р.), який дослідники співставляють з осницьким [11]. Усі перелічені пари вулканогенних серій та плутонічних комплексів комагматичні між собою. Всі ці пояси утворюють дугоподібну смугу, яка простежується уздовж північної межі Воронезько-Українського геоблока від південно-західної тектонічної границі фундаменту Східноєвропейської платформи (район м. Рави Руської) до південно-східної границі (район м. Ростова). Вулканоплутонічні асоціації, які складають пояси, мають близький радіологічний вік, подібний склад (трахіандезитові, базальт-андезитові вулканічні товщі з участю дацитів та ліпаритів, діорит-гранодіоритові плутонічні формації). Кожний з тих поясів має індивідуальні особливості (наприклад, лише у Волино-Поліському поясі широко розвинуті тіла гранітів), але всі вони можуть бути

об'єднані в одну структуру – Воронежсько-Волинський суперпояс довжиною близько 2000 км, який відокремлює Воронежсько-Український геоблок від Білорусько-Прибалтійського та Волго-Камського. Характерною рисою асоціацій, що складають суперпояс, є широкий розвиток порід середнього складу підвищеної лужності. Подібні утворення належать до асоціацій так званого *I*-типу або андійського типу, прояви яких, на думку практично всіх дослідників, характерні для умов латерального стиснення. Можна думати, що Воронежсько–Волинський вулканоплутонічний суперпояс виник як колізійна структура. Товщі тетерівської та воронцівської серії утворюють прогини, що безпосередньо прилягають до вулканоплутонічних поясів і паралельні до них (див. рис. 1). Це дає змогу припустити, що утворення цих структур було взаємопов'язане і процесам стиснення в поясах передували процеси розтягнення в прогинах. На підставі даних про Гімалаї, які вважають класичним прикладом міжконтинентальної колізії, у світовій літературі набула поширення думка про зв'язок з процесами колізії саме гранітів *S*-типу (в той час як асоціації *I*-типу пов'язують з процесами субдукції). Виходячи з даних по Воронежсько-Українському геоблоку, можна вважати, що граніти *S*-типу утворюються в тилкових зонах колізії за умов розтягнення, а умовам стиснення в безпосередньо колізійних зонах відповідають асоціації *I*-типу.

Те, що Воронежсько-Волинський суперпояс був накладений, головним чином, на потрощені диз'юнктивною тектонікою крайові частини Воронежсько-Українського геоблока і лише частково “зачепив” структури суміжних геоблоків, зумовило прояв процесів *відображеної активізації* у внутрішніх частинах першого з них (зокрема, на УЩ) і майже повну відсутність проявів активізації в інших геоблоках. Так, за межами Волино-Поліського поясу групи невеликих масивів тієї ж асоціації утворюють серію ланцюжків довжиною близько 100 км кожний; такі ланцюжки з'єднані з Волинсько–Поліським поясом і є його відгалуженнями уздовж зон регіональних розломів. Найскладніша картина виявлена на південь від поясу. Тут відома група масивів (Смолдирівський, Шепетівський та ін.), які утворюють ареал північно-східного простягання, обмежений з півдня Тетерівським розломом, а з півночі

– паралельним йому розломом у районі с. Мухарів. За даними В. І. Почтаренко та інших дослідників, ці масиви містять численні включення ефузивів, що дає змогу припускати первісне існування тут ще одного подібного до Клесівського теригенно-вулканогенного прогину, знищеного пізніше вкоріненнями інтрузій та процесами ерозії. Можливо, що ця ділянка є реліктом другого "недорозвиненого" вулкано-плутонічного поясу, паралельного до Волинсько–Поліського. Обидва пояси з'єднувалися ланцюжком масивів, розташованих уздовж північно-західної Красногорсько-Житомирської системи розломів.

Цікаво, що до всіх розглянутих вулкано-плутонічних поясів просторово тяжіють численні масиві габроїдів габродолеритового (прутівський комплекс УЩ, смородинський «воронезької» частини геоблока) та габро-норитового (кам'янський, мамонський комплекси).

Структурне положення плутонічних СФК. У межах УЩ після утворення вулкано-плутонічної асоціації виникли значні за розмірами масиви (плутони) - Коростенський, Корсунь-Новомиргородський, Кальміуський та ряд дрібніших тіл (Кам'яногогильський, Октябрьський масив та ін.). Усі вони складені лише плутонічними формаціями, займають автономне по відношенню до стратифікованих товщ положення і належать до окремого (субплатформного, за [3]) тектонічного етапу, який мав місце після консолідації щита та утворення вулкано-плутонічних поясів. Відповідно, ці формації можуть бути об'єднані в плутонічні СФК. В Інгульському мегаблоці до СФК цього типу належать габро-анортозитова, рапаківігранітова та лужносієнітова формації. У Волинському мегаблоці до формацій згаданого типу долується гранітова формація (пержанський комплекс). У Приазов'ї до плутонічного СФК належать граніт-граносієнітова, сублужна лейкогранітова та нефелін-лужносієнітова формації. Граніти всіх перерахованих комплексів мають сублужний характер, цілий ряд спільних особливостей складу та будови і належать до так званого А-типу гранітів. Співставлення петрохімічного складу гранітів, граносієнітів та кварцових сієнітів, відомих у складі граніт-граносієнітової та рапаківігранітової формацій, показало їхню велику подібність [1]. Правомірність віднесення рапаківіг-

гранітової та граніт-граносієнітової формацій до одного латерального формаційного ряду підтверджується існуванням в Беларусі житковицького комплексу, для якого характерні проміжні властивості між цими двома формаційними типами – граніт-граносієнітовий склад при наявності овоїдних структур [2]. Радіологічний вік гранітів – 1850 ± 50 млн. р. [21]. Масиви А-типу разом з асоціюючими габро-анортозитовими та лужними формаціями (тобто, плутонічні СФК) утворюють плутонічний пояс, який простягається від східної частини УЩ до Балтійського моря, перетинаючи при цьому Воронежсько-Український, Білорусько-Прибалтійський, Феноскандинавський геоблоки. Вкорінення кожного плутону було просторово пов'язане з одним чи декількома розломами давнього залягання. Тим не менше, немає такого розлому, з яким можна було би пов'язати пояс як єдине ціле. Це дозволяє розглядати утворення плутонічного СФК як прояв *автономної активізації*.

У північній частині Волинського мегаблоку розповсюджені невеликі масиви та дайки дівлінських гранофірових граніт-порфірів, які проривають граніти рапаківі. За нашими спостереженнями, вони дуже подібні до гранітів мазурського комплексу північної частини Польщі, що мають вік 1500 млн. р. [22]. Тіла граніт-порфірів утворюють субширотний пояс, продовженням якого на схід є граніти "Кабелія" (1505 ± 11 млн. р. [25]) на півдні Литви і мостовський комплекс (1,38-1,47 млн. р.) на півночі Беларусі. Подібні гранітоїди (отамановський комплекс) відомі у Воронежському кристалічному масиві (всі автори підкреслюють звичайну присутність у гранітах цього типу молібденіту і флюориту). Тіла гранофір-гранітової формації утворюють субширотний Мазурсько-Воронезький плутонічний пояс, який трасує так званий Охотсько-Балтійський трансконтинентальний лінеамент, по [7], і є проявом так званої *планетарно-лінійної активізації* фундаменту західної частини платформи. Тіла дівлінських граніт-порфірів, в свою чергу, є проявом відображеної активізації крайової частини УЩ під впливом цієї структури.

Співвідношення особливостей магматичних утворень з неоднорідностями земної кори

Нами, спільно з дослідниками Інституту геофізики НАН України³, була розглянута будова земної кори на ділянках, які можна вважати еталонними з точки зору прояву того чи іншого СФК [15, 16]. Як було показано, найнижче стратиграфічне положення займають ендербіт-гранулітові СФК, які, імовірно, були розповсюджені на всій площі щита. Останнє дозволяє розглядати їх у якості “гранулітового цоколю”, на який пізніше були накладені всі інші геологічні структури. Іншими словами, райони розповсюдження недіафторованих ендербіт-гранулітових СФК повинні відповідати ділянкам, які найповніше зберегли вихідні особливості ранньоархейської земної кори. Таким ділянкам відповідає земна кора потужністю 40-42 км із слабо розчленованим рельєфом поверхні Мохо та приблизно однаковими кількісними співвідношеннями потужностей базальтового, діоритового та гранітового шарів.

На прикладі Голованівського блока можна проілюструвати зміни в будові кори, які відбулися при утворенні найдавніших розломів, відповідавших зонам стиснення, по яких імпрегнувались тіла метаультрабазитів. Нагадаємо, що для грануліто-гнейсових товщ на цій ділянці характерна підвищена інтенсивність складчастості та поява високобаричних мінеральних асоціацій. Цьому відповідає дуже нерівний рельєф поверхні Мохо, потужність кори коливається від 44 до 60 км, в її будові за потужністю переважає базальтовий шар (35-50 км) при редукованій потужності гранітового шару (16-0 км).

Середньопридніпровський район є областю проявів двох СФК – плагіограніт-амфіболітового та тоналіт-зеленокам'яного. При утворенні першого з них, як було сказано, імовірно, переважали умови розтягнення. При формування зелекам'яних западин, виходячи з конфігурації структур, окрім розтягнення можна при-

³ Дослідження виконувались за програмою фундаментальних досліджень “Геосинтез”, спрямованою на синтез геолого-формаційних та геофізичних даних в межах Українського щита (відповідальні виконавці К.І. Свещніков, І.К. Пашкевич, С.С. Красовський). Робота виконана за фінансової підтримки проекту Міністерства освіти і науки України, № Ф4/1730–97.

пускати зсувні деформації, що повинно було приводити до виникнення на окремих ділянках умов стиснення. Відповідно, рельєф поверхні Мохо тут дуже нерівний. Потужність земної кори на великих відстанях змінюється від 39 до 53 км, а в її будові переважає діоритовий шар (потужність близько 33 км).

Типовою ділянкою для гранітоїдно-метатеригенних СФК може вважатися східна частина Інгуло-Інгулецького прогину (особливості Тетерівського прогину затушовані проявами накладеної на прогин тектоно-магматичної активізації). Рельєф поверхні Мохо тут відносно рівний, потужність кори – 36-38 км; у її розрізі переважає діоритовий шар (12-29 км). Потужність базальтового шару – від 15 до 0 км.

Для вулканоплутонічного СФК характерна нерівна поверхня рельєфу Мохо, потужність кори 53-39 км, потужність базальтового шару – 23-34 км, потужність гранітового – 8-4 км.

Для наочного порівняння особливостей земної кори перерахованих ділянок була використана трикутна діаграма, яка відображає співвідношення потужностей шарів земної кори між собою. На ній були винесені дані по пікетах сейсмологічних профілей, які перетнули еталонні ділянки. Узагальнення матеріалів показало існування тісного зв'язку між будовою земної кори та типами СФК. Найдавніша для Українського щита земна кора, характерна для ендербіто-гнейсових СФК, на трикутній діаграмі відповідає полю у центральній частині останньої. Кожний наступний тектоно-магматичний процес викликав перебудову кори. В ділянках стиснення (Голованівський блок, Волино-Поліський пояс) відбувалося збільшення потужності кори (імовірно, в результаті її скупчення), в першу чергу, за рахунок збільшення потужності базальтового шару. Поверхня Мохо набувала складного рельєфу так, якби вона також зминалась у складки. На трикутній діаграмі кора такого типу відповідає полю поблизу вершини трикутника “базальтовий шар”. В умовах розтягнення (Кіровоградський прогин) потужність кори в цілому та базальтового шару зокрема зменшується. Нарешті, на ділянках зсувних дислокацій земна кора має комбінований характер – на незначних відстанях відбуваються переходи від кори підвищеної до кори пониженої по-

тужності. Для кори такого типу характерна понижена потужність гранітового шару.

Розгляд тих даних дозволяє зробити три важливих висновки. По-перше, СФК, які ми спостерігаємо на поверхні, тісно корелюються з будовою земної кори на всю потужність останньої. По-друге, з різних ознак СФК з будовою кори найтісніше пов'язаний саме характер магматичних утворень. Останні є індикаторами геодинамічних умов стиснення та розтягнення. Можна думати, що геодинамічні напруження є головною причиною як змін в будові кори, так і появи магматичних розплавів певного складу (тобто будова кори та характер магматизму є різними наслідками однієї причини). По-третє, в переважній більшості випадків в межах однієї ділянки присутні утворення різних СФК; тип будови кори корелюється з характером магматизму останнього з проявлених тут СФК⁴ (рис. 2).

Таким чином, характер будови земної кори виявляється змінним фактором, який чутливо реагує на глибинні тектоно-магматичні процеси.

Багато хто з дослідників вважають, що сучасна будова земної кори повинна була сформуватися в фанерозої внаслідок ізостації при вертикальних рухах тектонічних блоків. Таке явище дійсно повинно мати місце при умові, що відмінності між шарами, складаючими кору матимуть щільніший характер. У такому випадку, в залежності від того, на яку висоту буде виведений той чи інший тектонічний блок, границі між шарами повинні поступово змінювати своє положення, причому поверхня таких границь з часом повинна придбати субгоризонтальне положення.

За сейсмологічними даними, поверхня між гранітовим та діоритовим шарами дійсно має субгоризонтальний характер, а в південно-західній частині щита виходить на денну поверхню. Геологічних відмінностей між породами, розташованими по обидві сторони цієї границі (тобто між діоритовим та гранітовим шарами, виділеними за геофізичними даними), не встановлено і це дозволяє вважати, що різниця між ними має щільніший характер. Натомість, потужність базальтового шару коливається в широких

⁴ Точніше, з характером останнього з проявлених на території інтенсивних магматичних процесів

межах аж до повного його зникнення на окремих ділянках Інгульського мегаблоку.

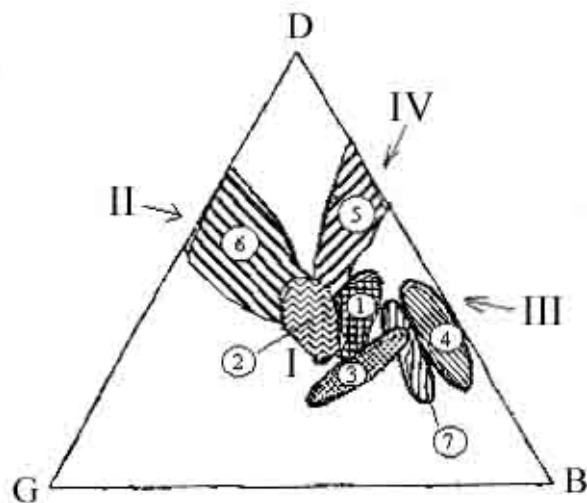


Рис. 2. Генетичні типи земної кори Українського щита

Рельєф нижньої та верхньої поверхонь шару різко змінюється на невеликій відстані. Ті особливості найкраще можуть бути пояснені виходячи з припущення, згідно якого базальтовий шар відрізняється за складом від вище та нижчележачих утворень і, відповідно, поводить себе як шароподібне геологічне тіло (тобто, може підлягати розтяганню та скупченню і складчастості).

Співвідношення особливостей магматичних утворень з неоднорідностями верхньої мантії.

Колективом петрологів була зроблена спроба скласти карту верхньої мантії території Радянського Союзу [4]. На цій карті показано, що під східною та західною частинами Українського щита мантія має різний склад (рис. 3). У західній частині вона відповідає графіт-піроповій, у східній – шпінель-піроксенітовій фації. Попри всю схематичність карти, межа між цими двома ділянками приблизно співпадає із лінеamentом “Херсон-Смоленськ” [9], відповідуючого на поверхні осьовій лінії Кіровоградського прогину.

Порівняння подібних між собою за геологічним положенням та формаційною приналежністю ранньодокембрійських мантийних похідних південної частини фундаменту платформи⁵ показало, що метаморфізовані основні вулканіти, габроїди та ультраосновні породи, відомі на захід від лінеаменту, стабільно відрізняються підвищеною залізистістю порівняно з подібними породами східної частини фундаменту платформи [14].

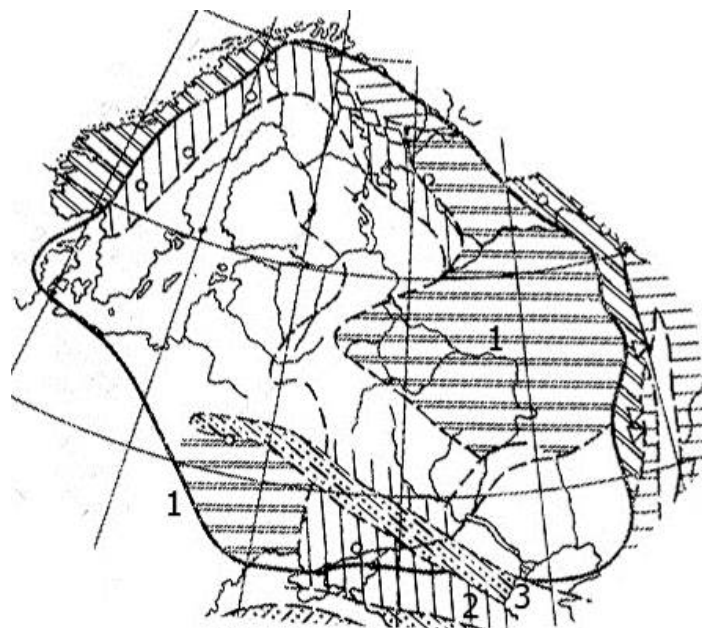


Рис. 3. Схематична карта мантиї Східно-Європейської платформи, за М. Л. Добрецовим та ін., 1980

Таким чином, згаданий лінеамент розділяє південну частину платформи на два сегменти – Західний з відносно залізистою верхньою мантиєю та Східний з відносно магнезіальною мантиєю. Ці відмінності існували вже в ранньому археї, що дозволяє припускати закладання лінеаменту на догеологічній стадії. Земна кора на захід від цього лінеаменту є більш потужною та тяжкою порівняно з корою східної частини, в межах самого лінеаменту потужність земної кори є мінімальною для всього щита. В протеро-

⁵ Порівняння проводилось для метавулканітів з грануліто-гнейсових комплексів Волго-Камського геоблока та Білоруського регіону; пов'язаних з тими ж товщами комплексів метагаброїдів та метагіпербазитів – чубовського, скатеринівського Волзького, березівського Білоруського, новопавлівського Українського регіонів; аульської серії Придніпров'я та озерської Білорусі, плагіогранітоїдів, асоціюючих з тими ж серіями

зої з цим лінеamentом була пов'язана локалізація Вознесенського, Кіровоградського, Новоукраїнського та Корсунь-Новомиргородського масивів. Ці масиви належать до найбільших на щиті і утворюють практично суцільну смугу гранітоїдів, простежену від північної до південної границь щита.

Зеленокам'яні структури в регіональному плані утворюють субмеридіональний пояс, що впирається під прямим кутом у тектонічну межу Воронежсько-Українського та Волго-Камського геоблоків. Подібний пояс також під прямим кутом простежено від північної межі Волго-Камського геоблока в Карелію (рис. 4).

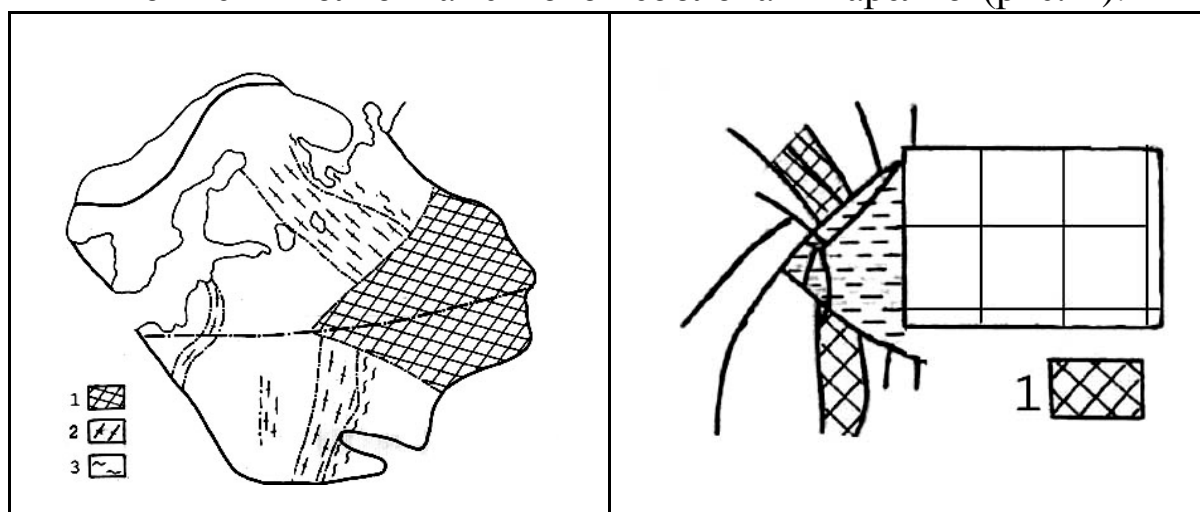


Рис. 4. Порівняння розташування зеленокам'яних поясів з результатами тектонофізичного моделювання

Останній складений переважно грануліто-гнейсовими комплексами, утворення більш високих стратиграфічних рівнів тут майже відсутні. Це дозволяє вважати, що геоблок був стабілізований раніше порівняно з іншими геоблоками. Обмеження Волго-Камського геоблока близько співпадають з контурами мантійної структури (див. рис. 3). Загальне розташування геоблока та зеленокам'яних поясів дуже подібне до результатів тектонофізичного моделювання тиску жорсткого тіла на відносно пластичне середовище, за [24]. Це дозволяє припускати, що виникнення зеленокам'яних поясів зумовлене тиском Волго-Камського геоблока у західному напрямку.

У верхній мантії геофізичними дослідженнями на глибинах 250-150 км була встановлена певна межа, яку В. Б. Сологуб вва-

жав поверхнею палеоастеносфери. Не торкаючись можливої природи цієї поверхні, відмітимо, що її ізолінії відображають існування якихось ізометричних структур під УЩ та лінійної структури північно-східного простягання під Волино-Поліським поясом (рис. 5). Мінімальна глибина залягання цієї структури – 150-100 км. Зміна простягання мантійних структур співпадає з Тетерівським розломом, який простягається у північно-східному напрямку, з осьюовою частиною Тетерівського прогину. Порівняно зі структурами УЩ Волино-Поліський пояс має підвищену потужність земної кори і, відповідно, заглиблення поверхні М.

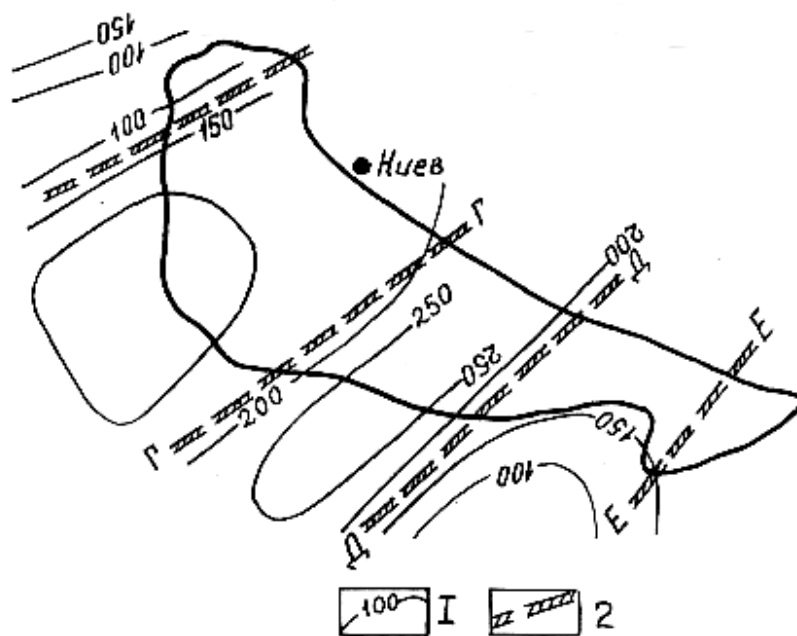


Рис. 5. Схема мантійних неоднорідностей під УЩ, по [18]

Як самому поясу, так і ділянкам пов'язаної з ним активізації в південній частині Волинського мегаблоку відповідають магнітні неоднорідності в нижній частині земної кори, які досягають в Новоград-Волинському блоці величини 3,5 А/м [17]. Особливості глибинної будови території, якій відповідає Волино-Поліський пояс, В. Б. Сологуб пояснював перебудовою більш ранньої земної кори під впливом рифейського Волинсько-Оршанського палеорифту. Однак, той факт, що глибинні неоднорідності мають однотипний характер в межах поясу та активізо-

ваної ділянки щита (яка знаходилась далеко за можливими межами впливу палеорифту) свідчать про виникнення цих неоднорідностей у зв'язку з процесами утворення вулкано-плутонічного СФК.

Кіровоградський прогин розташований у зоні субмеридіонального лінеаменту «Херсон – Смоленськ», який перетинає центральну частину УЩ. Ранньопротерозойська інгуло-інгулецька серія, що виповнює прогин, дуже подібна за складом до тетерівської серії і, вочевидь, близька до неї за віком. Проте тут відсутні двослюдяні (тобто, високо глиноземні) граніти і широко розвинута гранітова формація. За геофізичними даними, зони лінеаменту відповідає підвищення поверхні Мохо і розущільнення прилягаючої до неї верхньої частини мантії. Потужність земної кори тут чи не найменша на всьому УЩ, базальтовий шар редукований аж до повної відсутності на окремих ділянках. Це дозволяє припускати, що прогин виник в умовах рифтоподібного розтягнення, і відмінності поширених тут магматичних утворень від Тетерівського прогину безпосередньо залежали від відмінностей геодинамічних умов.

Згідно з даними, отриманими зі супутника Магсат [13], у південно-західній частині платформи встановлено велику магнітну аномалію, контури якої не співпадають ні з якими приповерхневими структурами. Це дозволяє говорити про глибинну, мантійну природу цієї аномалії. Природа аномалії не ясна, але, виходячи з її форми, можна припустити, що вона відповідає купольній структурі. Усі масиви плутонічного СФК на півдні платформи тяжіють до периферії цієї аномалії (рис. 6).

Висновки

Наведені дані приводять до двох головних висновків.

1. Переважна частина алохтонних магматичних утворень Українського щита корелюється з декількома мантійними структурами. Останні могли співіснувати у часі, тому радіологічний вік багатьох формацій перекривається між собою.

2. Земна кора зберегла головні риси будови з докембрійського часу, її будова відображає особливості останнього магматичного процесу та геодинамічних умов для кожного району щита зокрема.

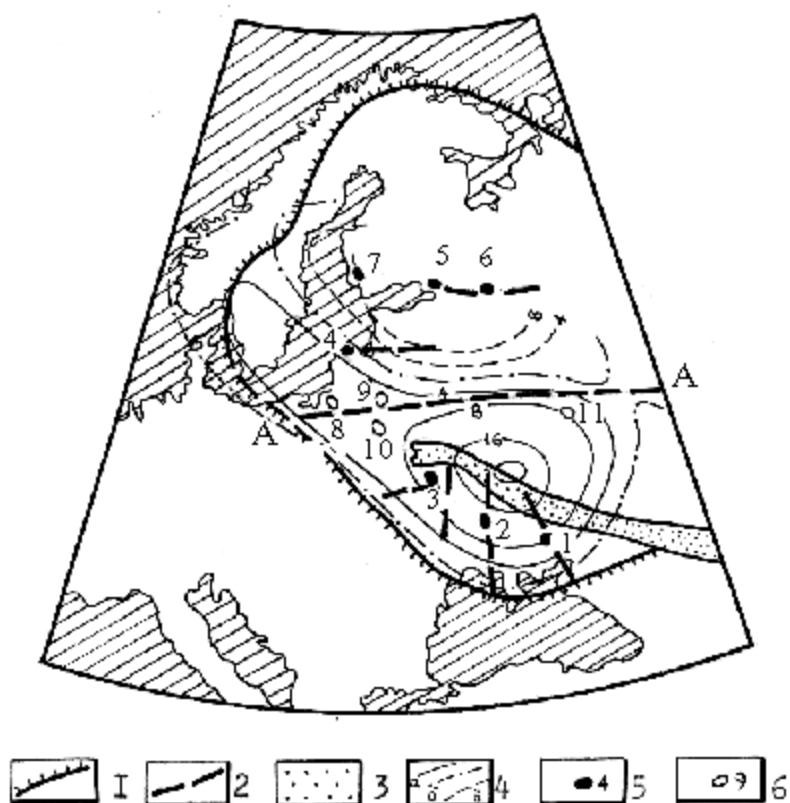


Рис. 6. Схема співвідношення масивів гранітоїдів А-типу з глибинними неоднорідностями

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Бучинська А.В. Латеральний формаційний ряд гранітоїдів субплатформеного етапу розвитку Українського щита // Вісник Львів. Ун-ту. Сер. Геол. – 1999, вип. 14. – С. 116-122.
2. Геологическая карта кристаллического фундамента Белоруссии и прилегающих территорий. М-б 1:1 000 000. Объяснительная записка/ Н.В.Аксаментова, И.В.Найденков. – Минск. – 1991. – 78 с.
3. Гранитоидные формации Украинского щита / Щербаков И.Б., Есипчук К.Е., Орса В.И. и др. – К.: Наук. думка. - 1984. - 192 с.
4. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. - Новосибирск: Наука. – 1980. – 199 с.
5. Докембрийская геология СССР / Отв. ред. Рундквист Д.В. – Л.: Наука, 1988. – 440 с.

6. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита // К. Ю. Єсипчук іа інші.- К.: вид. Нац. Стратиграф. Комітету України. – 2004 – 28 с.
7. Космогеология СССР / Н.С.Афанасьева, В.И.Башилов, В.Н. Брюханов и др. – М.:Недра, 1967. – 240 с.
8. Кравцова Е.И., Митрофанов Ф.П., Орса В.И. и др. Древнейшие тоналиты Приднепровья // Древнейшие гранитоиды СССР. Комплекс серых гнейсов. - Л.: Наука. - 1981. - С. 116-124.
9. Крупенников В.А. Каневско-Новоукраинский глубинный разлом – крупнейшая длительно развивающаяся рудоконцентрирующая структура фундамента Украинского щита// Сквозные рудоконцентрирующие структуры. М.: Наука, 1989.- С.97-104.
10. Лазько Е.М., Свешников К.И. Типовые сочетания стратифицированных комплексов и плутонических формаций как основа корреляции нижнедокембрийских образований // Доклады АН СССР. – 1991. – Т. 317, № 5. – С. 1178 – 1182.
11. Метаморфические комплексы восточной окраины и склона Украинского щита/ Закруткин В.В., Кулиш Е.А., Зайцев А.В. и др. К.: Наук. думка, 1990, – 252 с.
12. Ножкин А.Д., Крестин Е.М. Радиоактивные элементы в породах раннего докембрия (на примере КМА).- М.: Наука.- 1984. – 126 с.
13. Пашкевич И.К., Марковский В.С., Орлюк М.И. и др. Магнитная модель литосферы Европы. К.: Наук. думка, 1990, 168 с.
14. Свешников К.И., Колосовская В.А. Западный и Восточный сегменты фундамента Восточноевропейской платформы – геоблоковые докембрийские структуры первого порядка // Геол. журн.- 1993, № 3.- С. 25 - 32.
15. Свешников К.И., Красовский С.С., Куприенко П.Я., Красовский А.С. Соотношения приповерхностного и глубинного строения земной коры Украинского щита: новые аспекты синтеза геологических и геофизических данных. //Тектоника и геодинамика. Общие и региональные аспекты. Т. 2. М-лы совещания. Москва, Геос, 1998.- С. 161 - 163.
16. Свешников К.И., Красовский С.С., Пашенко В.Г., Куприенко П.Я., Красовский А.С. Генетические типы земной коры

- Українського щита. //Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Москва, 1999. С. 56 – 57.
17. Свешников К.И., Пашкевич И.К., Красовский С.С. Раннедокембрийские магматогенные структуры Украинского щита // Геол. журн. - 1994, № 1. – С. 69-80.
 18. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. – К.: Наукова думка.- 1986. - 184 с.
 19. Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Т. 2/ Ред. К.А. Шуркин.- М.: Недра. - 1989.- 299 с.
 20. Щербак Д.Н., Пономаренко А.Н., Макаренко И.Д. Геохронология гранитоидов Ингуло-Ингулецкого мегаблока Украинского щита // Геохимия и рудообразование. – 1995, вып. 21. С. 74 - 88.
 21. Щербак Н.П., Пап А.М., Бартницкий Е.Н., Заяц А.П. Уран-свинцовый изотопный возраст гранитоидов Белоруссии // Докл. АН БССР.- 1990.- Т. 34, № 8. С.- 740 - 743.
 22. Claesson S. Proterozoic ages from the Precambrian of Poland - results and implications// Precambrian of Europe: Stratigraphy, Structure, Evolution and Mineralization. - Abstracts. S.Petersburg, 1995. - P. 21.
 23. Esipchuk K.Ye., Skobelev V.M., Shcherbakov I.B. et al. Magmatism of the Ukrainian shield.// Mineralogical journal. Vol. 22, № 5/6, 2000. P. 82 – 94.
 24. Peltzer G., Tapponnier P. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts and basins during The India-Asia collision: An experimental approach// Journal of Geophysical Research. - 1988, v. 93, p. 15085 - 15118.
 25. Sunblad K., Mansfeld J., Motuza Q., Ahl M., Claesson S. Geology, Geochemistry and Age of a Cu-Mo-Bearing granite at Kabeliai, Southern Lithuania// Mineralogy and Petrology. 1994 – v. 50. - P. 43 - 57.