

УДК 551.24:553.52:551.72 (4)

К.І.Свєшніков, д-р геол.-мінералог. наук,
А.О.Сіворонов, д-р геол.-мінералог. наук

ОБЛАСТІ ДОКЕМБРІЙСЬКОЇ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ ФУНДАМЕНТУ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ

Починаючи з мезопротерозою, Український щит послідовно підлягав процесам 1) відображеної (магматичні асоціації гранітоїдів І-типу), 2) автономної (асоціації гранітоїдів А-типу) та 3) планетарно-лінійної (асоціації гранофірових гранітів) тектоно-магматичної активізації. 1-й етап був пов'язаний з кратонізацією системи ранньодокембрійських геоблоків та перетворенням їх в єдину структуру – фундамент платформи. 2-й етап, скоріше за все, був пов'язаний з ростом брилово-склепінного підняття в усій західній частині платформи. 3-й етап був пов'язаний з життєдіяльністю трансконтинентального Охотсько-Балтійського лінеamentу та процесами, що відбувалися в Свеко-норвезькому геоблоці.

Since Mesoproterozoic age the Ukrainian shield was subjected to processes of the: 1) reflected (magmatic I-type associations), 2) independent (A-type associations) and 3) linear tectono-magmatic activation (granophyre granite association). 1-st stage was connected with transformation of geoblocks system existed in the Early Precambrian into one complete structure – the platform basement. 2-nd stage, most likely, was connected to growth of the arch-raising in the Western part of the platform. 3-rd stage was connected to processes in the transcontinental Ochotsko-Baltic lineament and with processes which took place in the Sveconorwegian geoblock.

Під активізацією розуміють поновлення тектонічних, тектоно-магматичних процесів у стабілізованих геотектонічних структурах (щитах, платформах, складчастих поясах). Ознаками активізації є утворення брилово-склепінних підняття та міжгірних западин, а також прояви специфічних за складом магматичних утворень. Брилово-склепінні структури можна спостерігати лише в регіонах, активізованих у мезозої та кайнозозі. Існування підняття, пов'язаних з процесами палеозойської і, тим більше, докембрійської активізації, довести практично неможливо, і єдиним способом дослідження в останньому випадку залишається аналіз особливостей складу магматичних утворень та їхніх співвідношень з приповерхневими і глибинними структурами. У цьому відношенні однозначні результати дає вивчення не окремих магматичних формацій, а сполучень формацій різних класів – структурно-формаційних комплексів.

Під структурно-формаційними комплексами (СФК) розуміють природні парагенетичні асоціації формацій різних петрогенетичних (петроструктурних) класів, які відображають значні етапи розвитку земної кори і відрізняються від інших певними структурними особливостями, типом метаморфізму стратифікованих товщ та характером магматичних проявів. Саме для СФК вдається найчіткіше встановити геотектонічне положення, зв'язки з глибиною будовою регіону та геодинамічну природу. Український щит складений СФК наступних типів, перерахованих далі в стратиграфічній послідовності знизу вгору: 1) чарнокіт-гранулітового, 2) плагіограніт-амфіболітового, 3) тоналіт-зеленокам'яного, 4) гранітоїдно-метаосадового, 5) вулканоплутонічного, 6) плутонічного, 7) вулканогенно-осадового. Чарнокіт-гранулітові та плагіограніт-амфіболітові СФК складені різною мірою гранітованими товщами, монофаціально метаморфізованими у високотемпературних фаціях регіонального метаморфізму; однотипні утворення розповсюджені не тільки на щиті, але і в суміжних регіонах. Тоналіт-зеленокам'яні та гранітоїдно-метаосадові СФК утворюють значні за розмірами прогини, заповнені вулканогенними та вулканогенно-осадовими зонально метаморфізованими товщами та супутніми останнім плутонічними тілами, серед яких кількісно переважають тіла гранітів так званого S-типу (граніти житомир-

ського, кіровоградського, токівського комплексів та ін.). Для стратифікованих товщ характерна напружена складчастість та прояви мігматизації в крайових частинах прогинів. Крім Українського щита, прояви СФК двох останніх типів розповсюджені в межах Воронезького кристалічного масиву і майже повністю відсутні в інших суміжних геоструктурах. Це дозволяє приєднатися до думки попередніх дослідників (М.С.Шатського, Л.С.Галецького, С.В.Богданової та ін.) про існування в південній частині фундаменту Східноєвропейської платформи, починаючи з пізнього архею, окремої геоструктури – Воронезько-Українського геоблока (Сарматії, Сарматського щита), який межував на заході з Білорусько-Прибалтійським, а на сході – з Волго-Камським геоблоками (рис. 1). Отже, СФК перших чотирьох з названих вище типів складають Воронезько-Український геоблок і завершення формування останнього з них – гранітоїдно-метаосадового, яке відбулося близько 2 млрд років тому, відповідало завершенню формування внутрішньої будови геоблока та перетворення його на стабільну геоструктуру. Останнє положення доводиться тим, що всі наступні (розглянуті нижче) СФК утворюють структури, які не беруть участі в будові геоблока або ж виходять далеко за межі останнього.

Воронезько-Український геоблок поділяється на дві частини – Український щит та Воронезький кристалічний масив. Обидві частини, як сказано, складені одним і тим же переліком СФК, однак між ними існують певні відмінності, починаючи з характеру та кількості пізньо-архейських зеленокам'яних поясів і закінчуючи тим, що на Українському щиті плутонічні тіла гранітів S-типу набули значно більшого поширення. Останнє дозволяє припустити, що відносно більша кількість інтрузивних гранітів надала Українському щиту більшої "плавучості" порівняно із суміжними геоструктурами, і це, ймовірно, є причиною його високого стояння (тобто того, що ця частина геоблока перетворилася власне на щит), у той час як регіони, де прояви такого магматизму були відсутні (Білорусько-Прибалтійський, Волго-Камський) або обмежені (Воронезький масив), перетворилися на ділянки низького стояння (тобто плитні структури).

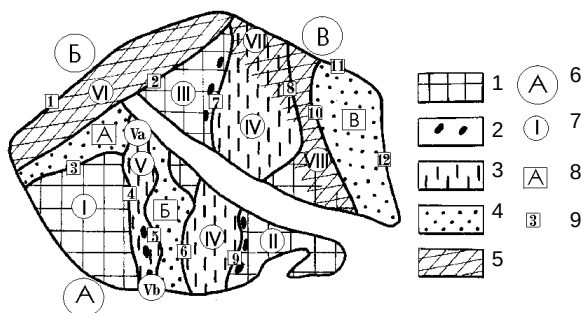


Рис. 1. Головні структурні елементи Воронежсько-Українського геоблоку:

- 1 – виступи архейських чарнокіт-гранулітових СФК;
- 2 – тіла архейських метабазит-ультрабазитів, трасуючих зони регіональних розломів; 3 – архейські плагіограніт-амфіболітові СФК; 4 – ранньопротерозойські гранітоїдно-метаосадові СФК; 5 – ранньо-середньопротерозойські вулканоплутонічні СФК. 6 – Геоблоки: А – Воронежсько-Український, Б – Білорусько-Прибалтійський, В – Волго-Камський. 7 – Тектонічні блоки: I – Подільський, II – Приазовський, III – Брянський, IV – Курсько-Дніпровський, V – Голованівсько-Росинський (з блоками вищого порядку Росинсько-Тікицьким (Va) та Голованівським (Vb)). Вулканоплутонічні пояси: VI – Волинсько-Поліський, VII – Брянсько-Курський, VIII – Лосівсько-Лівенський). 8 – Прогини: А – Тетерівський, Б – Кіровоградський, В – Липецько-Волгоградський. 9 – Тектонічні зони: 1 – Стоходсько-Могилівська, 2 – Суцано-Пержанська, 3 – Радомишльська, 4 – Брусилівська, 5 – Первомайсько-Трактемирівська, 6 – Криворізько-Кременчуцька, 7 – Алексинсько-Криворізька, 8 – Орловсько-Суровикінська, 9 – Оріхово-Павлоградська, 10 – Лосівсько-Мамонська, 11 – Торопець-Іловайська, 12 – Аркадсько-Волгоградська

Таким чином, 2,0–1,9 млрд років тому на території південної частини Східноєвропейської платформи існувало три окремих геотектонічних структури – Воронежсько-Український, Білорусько-Прибалтійський та Волго-Камський геоблоки, кожний з яких завершив своє формування і відповідав поняттю кратону – стабілізованої структури. Безпосередньо після стабілізації геоблоків у зонах їхнього зчленування почалося утворення вулканоплутонічних СФК. Їхніми представниками слугують теригенно-вулканогенна клесівська серія + осницький плутонічний комплекс Волині, стойло-миколаївський комплекс + супутні вулканіти північної частини Воронежського масиву, лосівська вулканогенна серія + усманський плутонічний комплекс східної частини Воронежського масиву, самбекський вулканоплутонічний комплекс Ростовського тектонічного блока, який дослідники зіставляють з осницьким [6]. Усі перераховані пари вулканогенних серій та плутонічних комплексів комагматичні між собою. Вони утворюють вулканоплутонічні пояси, найбільшим та найвідомішим з яких є Волино-Поліський або Осницько-Мікашевицький пояс, який простежується на відстань не менше 600 км уздовж тектонічної межі Воронежсько-Українського та Білорусько-Прибалтійського геоблоків. Цей пояс разом з подібними йому Брянсько-Курським та Лосівсько-Лівенським (рис. 1) утворюють дугоподібну смугу, яка простежується вздовж північної межі Воронежсько-Українського геоблоку від південно-західної тектонічної границі фундаменту Східноєвропейської платформи (район м. Рави

Руської) до південно-східної границі (район м. Ростова). Усі вулканоплутонічні асоціації, що складають ці 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 так званого I-типу), 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. Суперпояс виник як колізійна структура, формування якої відповідало одному з найважливіших рубежів у становленні Східноєвропейської платформи – інтеграції кратонів в одну цілісну структуру – докембрійський фундамент платформи. Доказом того, що суперпояс утворився після стабілізації геоблоків, є повна відсутність проявів мігматизації, слабкий метаморфізм та спорадичні прояви складчастості в товщах, які входять до складу вулканоплутонічних асоціацій. За своїми характеристиками та геодинамічною природою суперпояс може бути зіставлений з широко відомими фанерозойськими вулканоплутонічними поясами андійського типу. Подібні вулканоплутонічні структури відомі й на інших докембрійських платформах; на відміну від фанерозойських з ними постійно асоціюють габроноритові та габродібазові формації (представниками їх у Воронежсько-Волинському суперпоясі є Силезівський та інші подібні розшаровані масиви Волині, тіла мамонського комплексу Воронежського масиву, розшаровані основні тіла Ростовського району).

Вороньсько-Волинський суперпояс був накладений, головним чином, на потрошені диз'юнктивною тектонікою крайові частини Воронежсько-Українського геоблоку і лише частково "зачепив" структури суміжних геоблоків. Це зумовило прояв процесів *відображеної активізації* у внутрішніх частинах першого з них (зокрема, на Українському щиті) і майже повну відсутність проявів активізації в інших геоблоках. Особливо широкого розвитку ці процеси набули в північно-західній частині щита (імовірно, це пов'язано із зануренням обмежувачих Волино-Поліський пояс розломів у південному напрямку, тобто під щит). За межами вказаного 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. Ці масиви містять численні вклучення ефузивів (В.І.Почтаренко та інші дослідники), 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" вулканоплутонічного поясу, паралельного до Волинсько-Поліського. Обидва пояси з'єднувалися ланцюжком масивів, розташованих уздовж північно-західної Красногорсько-Житомирської системи розломів (рис. 2). Волинсько-Поліському поясу відповідає мінімальна глибина залягання поверхні палеоастеносфери за одночасно максимальної потужності базальто-

вого шару порівняно із суміжними районами [9]. У зоні зчленування структур Українського щита і поясу відбувається різка зміна напрямку простягання ізогіпс повер-

хні Мохо від північно-західного – субмеридіонального, характерного для більшої частини щита, до північно-східного – субширотного.

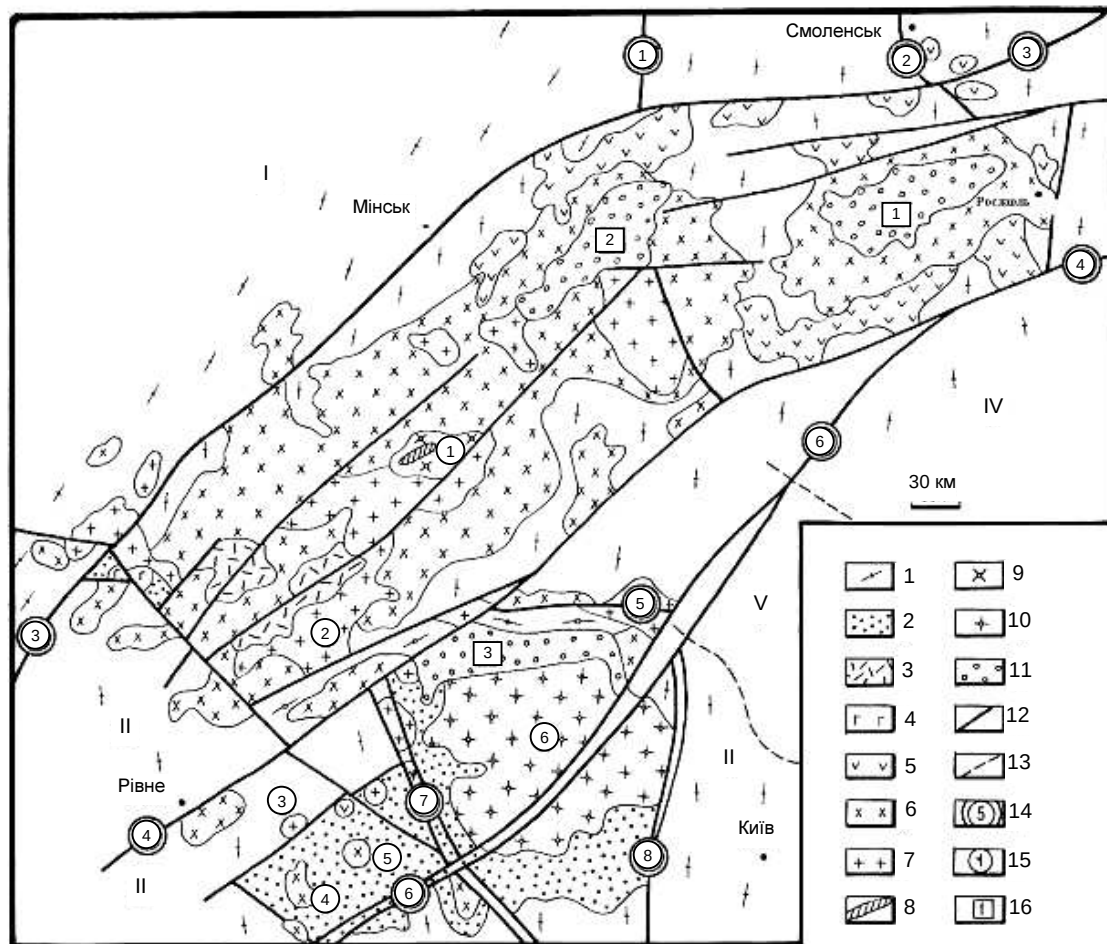


Рис. 2. Схема геологічної будови Волинсько-Поліського поясу
Структурні елементи: I – Білоруський кристалічний масив, II – Український щит, III – Волинсько-Поліський пояс, IV – Воронежський кристалічний масив, V – Прип'ятський прогин.

1 – високометаморфізовані товщі та ультраметаморфічні гранітоїди, що складають фундамент поясу; 2 – тетерівська серія. Асоціація I-типу: 3 – клесівська серія, 4 – габро, габродіорити першої вікової генерації, 5 – діорити, монцодіорити другої вікової генерації, 6 – гранодіорити, кварцові монцоніти третьої вікової генерації, 7 – граніти, гранодіорити четвертої вікової генерації. Ріоліт-гранітова асоціація: 8 – житковицька серія; 9 – житковицький комплекс; 10 – рапаківі Коростенського Плутону; 11 – ранньорифейські відклади; 12 – регіональні розломи; 13 – межі Прип'ятського прогину; 14 – головні розломи: 1 – Чашниковський, 2 – Вітебський, 3 – Стоходсько-Могилівський, 4 – Пержансько-Суразький, 5 – Південно-Прип'ятський, 6 – Тетерівський, 7 – Красногорсько-Житомирський, 8 – Брусилівсько-Брагинський; 15 – Плутонічні масиви: 1 – Житковицький, 2 – Рокитнянський, 3 – Мухарівський, 4 – Шепетівський, 5 – Смолдирівський, 6 – Коростенський; 16 – Западини: 1 – Краснопільська, 2 – Бобруйська, 3 – Овруцька

Прояви відображеної активізації, пов'язаної з утворенням воронезько-волинського суперпоясу, можна очікувати і в розташованій поблизу останнього приазовській частині щита. Зокрема, тут здавна відомі масиви гранодіоритів і гранітів так званого салтичанського ранньопротерозойського комплексу нез'ясованого геологічного положення. Порівняння вмісту рідкісноземельних елементів салтичанських та осницьких гранітів показало майже повну їхню ідентичність (рис. 3), що дозволяє припускати належність їх до одного геолого-тектонічного етапу [11]. Імовірно, процеси активізації вздовж окремих тектонічних зон мали місце і у внутрішніх частинах щита, але це питання вимагає окремого обговорення. Відмітимо лише, що девладівський комплекс розшированих плитоподібних базит-гіпербазитових тіл, які утворюють субширотний пояс у Середньому Придніпров'ї, не має аналогів на території Українського щита і водночас є формальним аналогом згаданого вище мамонського комплексу [1], структурно пов'язаного з

Воронезько-Волинським суперпоясом. Це дозволяє припускати зв'язок цього комплексу з процесами відображеної активізації в зоні Девладівського розлому.

Утворення вулканоплутонічних СФК зцементувало перераховані вище кратони в одну цілісну структуру – фундамент Східноєвропейської платформи, у зв'язку з чим подальші геологічні процеси – утворення плутонічних СФК мали однотипний характер у різних частинах цієї території. У межах Українського щита представниками плутонічних СФК є коростенський, курсунь-новоміргородський та східноприазовський комплекси. Усі вони складені лише плутонічними формаціями, займають автономне відносно стратифікованих товщ положення і належать до окремого (субплатформного за [3]) тектонічного етапу, який мав місце після консолідації щита та утворення вулканоплутонічних поясів. Коростенський та курсунь-новоміргородський комплекси включають габро-анортзитові, рапаківігранітові та лужногранітоїдні

формації. У Північно-Західному районі до коростенського СФК належить також пержанський комплекс (гранітова формація). У складі східноприазовського комплексу можуть бути виділені граніт-граносієнітова, сублужна гранітова та лужносієнітова формації. Граніти всіх перерахованих комплексів мають сублужний характер, цілу низку спільних особливостей складу та будови і належать до так званого А-типу гранітів. Масиви А-типу разом з асоціюючими габро-анортозитовими та лужними формаціями (тобто плутонічні СФК) утворюють Приазовсько-Прибалтійський плутонічний пояс, який простягається від східної частини Українського щита до Феноскандії. Радіологічні дані показують, що в межах поясу відбувався послідовний зсув магматичних процесів у північному напрямку у віковому інтервалі від 1800 до 1540 млн років. Азовсько-Прибалтійський пояс перетинає різні структури, що складають фундамент Східноєвропейської платформи – Воронежсько-Український, Білорусько-Прибалтійський, Феноскандинавський геоблоки. Укорінення кожного плутону було просторово пов'язано з одним чи декількома розломами давнього залягання, але немає такого розлому, з яким можна було б пов'язати пояс як єдине ціле. Згідно з даними, отриманими зі супутника Магсат [7], у південно-західній частині платформи встановлена велика магнітна аномалія, до осьової лінії якої тяжіє Азовсько-Прибалтійський пояс (рис. 4). Глибинна природа цієї аномалії не з'ясована, але, виходячи з її форми, можна припустити, що вона відповідає купольній структурі, з розколом осьової частини якої було пов'язано вкорінення магматичних тіл поясу. Ці дані дозволяють розглядати утворення останнього як прояв *автономної активізації* фундаменту західної частини платформи.

У північній частині Північно-Західного району Українського щита розповсюджено невеликі масиви та дайки так званих дивлінських граніт-порфірів, склад яких змінюється від кварцових монзонітів до лейкогранітів за кількісних переваги гранітів. Характерна риса граніт-порфірів – гранофірова структура, обумовлена симплектитовими зростками кварцу і калішпату, кварцу і біотиту, біотиту і рогової обманки. Гранофіровий агрегат становить до 20 % і більше від загального обсягу породи. Граніт-порфіри проривають граніти рапаківі і містять численні ксеноліти, складені метапісковиками, діабазовими порфіритами, туфогенними породами, які, на думку дослідників, що їх вивчали (Г.М.Яценко, І.С.Паранько та ін.), належать до топільнянської серії, за Стратиграфічною схемою Українського щита. За даними Г.М.Яценка, дивлінські граніт-порфіри утворюють декілька видовжених у субмеридіональному напрямку тіл серед відкладів Овруцько-Білокоровицької западини. Розміри тіл сягають перших десятків квадратних кілометрів. Дивлінські граніт-порфіри традиційно розглядають як фаціальну відміну рапаківіподібних гранітів. Н.А.Безпалько [2] запропонувала виділяти їх у самостійний дивлінський комплекс. За нашими спостереженнями, дивлінські граніт-порфіри дуже подібні до гранітів мазурського комплексу північної частини Польщі, що мають вік 1500 млн років [10]. Тут вони утворюють субширотний пояс, продовження якого на схід є граніти "Кабелія" (1505 ± 11 млн років) на півдні Литви і мостовський комплекс (1380–1470 млн років) на півночі Білорусі [12]. Подібні гранітоїди (атаманівський комплекс) відомі у Воронежському кристалічному масиві (усі автори підкреслюють звичайну присутність у гранітах цього типу молібденіту і флюориту). Тіла граніт-порфірів, за винятком дивлінських, утворюють субширотний Мазурсько-Воронезький плутонічний пояс, який трасує так званий Охотсько-Балтійський трансконтинентальний лінеамент, за [5], і є проявом так званої *планетарно-лінійної активізації* фундаменту західної частини платформи. Тіла дивлінських граніт-порфірів, у свою чергу, є

проявом відображеної активізації крайової частини Українського щита під впливом цієї структури.

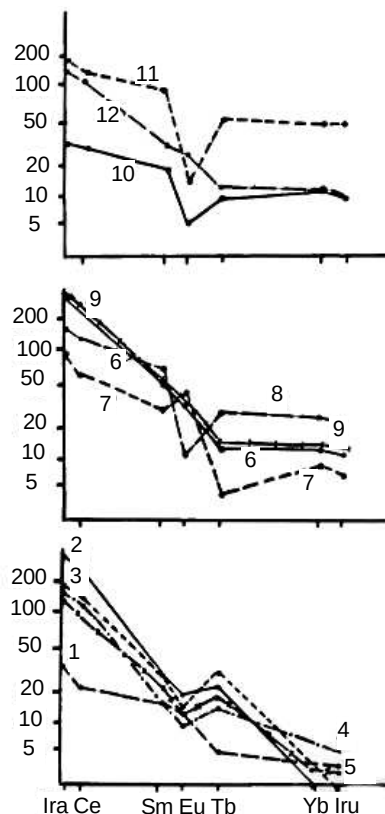


Рис. 3. Вміст рідкісноземельних елементів у гранітоїдах та гнейсах Українського щита, за [11]. 1 – Метатерригенні гнейси інгуло-інгулецької серії. Граніти S-типу: 2 – граніти Токівського, 3 – Мокромосковського масиву, 4 – кіровоградського комплексу, 5 – житомирського комплексу. Граніти I-го типу: 6 – Осницького, 7 – Мікашевицького, 8 – Новоукраїнського, 9 – Салтичанського масивів. Граніти А-типу: 10 – Коростенського, 11 – Корсунь-Новомиргородського, 12 – Кальміусь-Єланецького масивів (аналізи К.Ю.Єсипчука та Ю.Т.Сухорукова)

Одночасно з укоріненням дивлінських граніт-порфірів відбувалося утворення Овруцько-Білокоровицької западини, виповненої утвореннями топільнянської та овруцької серій вулканогенно-осадового СФК. Інші подібні западини відсутні в межах щита, але відомі в південній частині Білорусі (рис. 2) та східній частині Польщі. Усі вони локалізовані в межах широкої субширотної смуги, субпаралельної Охотсько-Балтійському лінеаменту. Польські дослідники (В.Рика) відносять цей СФК до так званого іотнійського комплексу і паралелізують останній з відкладами салмінської (а також, імовірно, приозерської) світ, утворюючих западину, рештки якої збереглися вздовж північного берега Ладозького озера [8]. На захід від цієї западини розташований Фінський залив Балтійського моря, витягнутий, як відомо, у широтному напрямку. Висувається припущення, що тут існував якийсь субширотний елемент, розташований симетрично відносно південної смуги розповсюдження западин іотнійського комплексу (лінією симетрії слугував Охотсько-Балтійський лінеамент), з яким і було пов'язано утворення вищезгаданої западини (і, можливо, інших западин, занурених у даний час у Балтійському морі), а пізніше Фінської затоки. Подібні іотнійським утворення розповсюджені в межах Свеконорвезького геоблока, наймолодшого за часом стабілізації серед усіх структур, що складають фундамент платформи [4]. Тому виникнення западин типу Овруцько-Білокор-

вицької та прояви магматичних процесів, що їх супроводжують, можна пов'язати з відображеною активізацією прилягаючих до Свеконорвезького Білорусько-Прибалтійського та Свеконорвезького (Карело-Кольського) геоблоків. У більш віддаленому Воронезько-Українському геоблоці процеси активізації виявилися слабо і лише в крайовій північній частині, а Волго-Камський геоблок взагалі не підлягав активізації.

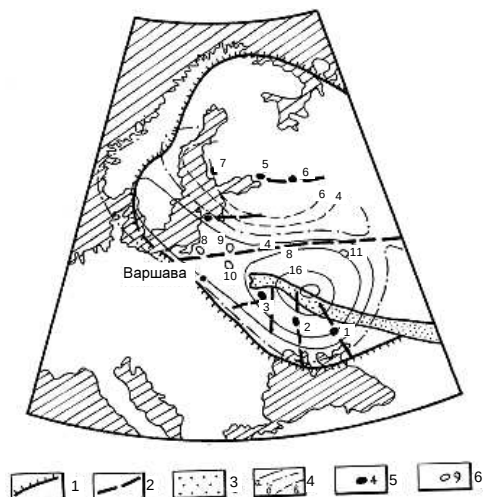


Рис. 4. Структури автономної активізації західної частини Східноєвропейської платформи:

- 1 – межа платформи, 2 – регіональні розломи,
3 – Дніпровсько-Донецька западина, 4 – ізолінії манітного поля, 5 – масиви Приазовсько-Прибалтійського поясу,
6 – масиви Мазурсько-Воронезького поясу. Масиви:
1 – східноприазовського комплексу, 2 – Корсунь-Новомиргородський, 3 – Коростенський, 4 – Ризький,
5 – Виборзький, 6 – Салмінський, 7 – Ластила,
8 – Мазурський, 9 – "Кабелія", 10 – мостовського комплексу,
11 – атаманівського комплексу

Виділення СФК дає можливість показати існування в докембрії проявів різних типів активізації окремих регіонів та фундаменту платформи в цілому. Кожний з цих типів мав характерні ознаки складу пов'язаних з ним магматичних утворень та характерні металогенічні особливості. З магматизмом А-типу пов'язані рідкіснометалічні прояви Приазов'я. З граніт-порфірами за межами УЩ – олово та флюорит. З магматизмом І-типу в інших регіонах звичайно пов'язано золото. З погляду проявів різнотипної активізації унікальним є Північно-Західний район, у межах якого виявлено всі перераховані вище типи. Цей район, особливо його північна частина, заслуговує постановки тематичних формаційно-металогенічних науково-дослідних робіт з метою розробки тут численних магматичних тіл щодо їх потенційної рудоносності.

1. Базит-гипербазитовый магматизм и минералогия юга Восточно-Европейской платформы / Гл. ред. В.И.Гоньшакова. – М., 1973.
2. Безпалько Н.А. Геологическое положение пород Белокаровицкой структуры. // Геол. журн. – 1986. – Т. 46. – № 3. – С.25-33.
3. Гранитоидные формации Украинского щита. / Щербаков И.Б., Есипчук К.Е., Орса В.И. и др. – К., 1984.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Наталов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М., 1990. – Кн. 1.
5. Космогеология СССР / Н.С.Афанасьева, В.И.Башилов, В.Н.Брюханов и др. – М., 1967.
6. Метаморфические комплексы восточной окраины и склона Украинского щита / В.В.Закруткин, Е.А.Кулиш, А.В.Зайцев и др. – К., 1990.
7. Пашкевич И.К., Марковский В.С., Орлюк М.И. и др. Магнитная модель литосферы Европы. – К., 1990.
8. Путеводитель геологических экскурсий по Карелии / В.С.Куликов, С.И.Рыбаков и др. – Петрозаводск, 1987.
9. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. – К., 1986.
10. Claesson S. Proterozoic ages from the Precambrian of Poland – results and implications // Precambrian of Europe: Stratigraphy, Structure, Evolution and Mineralization. – St.Petersburg, 1995. – P.21.
11. Sveshnikov K.I., Sukhorukov Yu.T., Pashkevich I.K., Krasovsky S.S. Anorogenic granitoids of the Early Precambrian magmatism of the Ukrainian Shield. / Bull. Geol. Soc. Finland. 65. – 1993. – Part II. – P.119-130.
12. 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. – 50. – P.43-57.

Надійшла до редколегії 01.12.2003 р.