

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ, МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

VTK 55(4)+551.22+552.3

О. Митрохин, канд. геол. наук

АНОРТОЗИТ-РАПАКІВІГРАНІТНА ФОРМАЦІЯ СХІДНО-ЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ

В роботі наведено систематичний опис найбільш типових проявів анортозит-рапакейвігранітної формації Східно-Європейської платформи. Проаналізовано особливості її розповсюдження, умов залягання, геологічної будови та складу. Обґрунтовано виділення двох регіональних провінцій анортозит-рапакейвігранітної формації. На сучасному рівні визначено об'єм та петрографічний склад формації.

The systematic description of the most typical rapakivi granite-anorthosite complexes of the East Europe craton is resulted in the article. The area distribution, mode of occurrence, geology and composition are analysed. Abjection of two regional rapakivi granite-anorthosite provinces is proved. The volume and petrographic composition of the association is determined at a modern level.

Постановка проблеми. Під час вивчення природних асоціацій пірських порід звичайно настає момент, коли дослідник вимушений наново перелантувати об'єми, склад та індикатори особливості навіть тих формаційних типів, які здавалися охарактеризованими доволі повно та бездоганно. Як систематизаційна категорія, що визначає найбільш типові особливості кількох конкретних комплексів пірських порід, формаційний тип потребує періодичного узгодження з наявним фактичним матеріалом. Так, дослідники докембрійських комплексів гранітів ралаків та асоціюючих анортозитів автономного типу в котрий раз змушені, у відповідності з висловом П. Ескола, «зупинитись та почати наново». 90-ті роки XX сторіччя відзначилися підсиленням інтересу до цієї формації в рамках міжнародного IGCP проекту "Correlation of Rapakivi Granites and Related Rocks on a Global Scale". Отримані дані суттєво розширили чинні уявлення про анортозит-ралаківгранітну формацію і дали поштовх новітнім дослідженням у цій галузі.

Аналіз останніх досліджень та публікацій. Перша узагальнююча характеристика анортозит-ралаківгранітої формації (АРГФ) зроблена у монографії [1]. Там же наведений докладний опис п'яти найбільш відомих анортозит-ралаківгранітних комплексів (АРГК) Східно-Європейської платформи: коростенського, корсунь-новоміргородського, виборзького, салмиського та ризького. Як формаційний тип, що визначає субплатформену стадію розвитку давніх платформ, АРГФ розглянута у роботі [3]. Крім вищезгаданих комплексів, авторами описані також АРГК Сибірської платформи: прибайкальський, кодору-удоканський та улканський. В іноземній літературі АРГФ розглядається як специфічний прояв більш загальної анортозит-мангрит-чарнокіт-гранітної асоціації (АМЧГ) докембрію [13]. Петрологія, геохімія та рудноність АРГФ Українського та Балтійського щитів охарактеризовані у роботах [5, 11-12, 14-15, 18, 20-21]. Комплекси АРГФ поза межами щитів розглянуті [1-2, 10, 19, 23]. Ізотопному датуванню АРГК Східно-Європейської платформи присвячені публікації [4, 7-10, 16-17, 22-23].

Формулювання мети. Метою даної роботи було визначення особливостей геологічної будови, умов залягання та петрографічного складу найбільш типових проявів анортозит-ралаківігранітної формації Східно-Європейської платформи.

Анортозит-ралаківігранітна формація Українського щита. Типовими представниками АРГФ на Українському щиті є Коростенський та Корсунь-новомиргородський плутони [1, 5]. Дехто з дослідників безпідставно відносить до АРГФ південно-кальциєвий комплекс у Приазов'ї та реутський (дройбський) комплекс у Молдові [6].

Коростенський плутон (КТ) розташований в межах Волинського мегаблоку Українського щита. КТ інтрузує палеопротерозойський складчастий фундамент, складений гнейсами, кристалосланцями та амфіболітами тетівської серії (PR-1), а також гранітами і мігматитами житомирського (Prz1) та чернететівського комплексів (PR-1gr). Висхідні породи КТ зустрічаються кеноліти та остаци субплатформних метанеїсівидів та сланців пугачівської товщі (PR-pg). U-Pb ізотопний вік викорінення коростенського комплексу визначається [4, 8] у 1,74–1,80 млрд. р. н. Породи коростенського комплексу займають площу 10400 км². У складі коростенського комплексу традиційно виділяють три групи порід: гранітоїди, габроїди та гібридні породи. Граніти рапаківі, а також чисельні відміни рапаківіподібних гранітів складають основний об'єм КТ, утворюючи в його межах чотири нечітко-виражених масиви: Малинський, Червоноармійський, Народицький та Сидоровицький. Серед гранітоїдів найбільш розповсюджені дрібно-середньовисхідні біотит-амфіболітові відміни. Так звані рапаківіподібні граніти з незначним вмістом олівців калішталю, по більшості побіглисті-амфіболітові відміни. Так звані рапаківіподібні граніти з незначним вмістом олівців калішталю, по більшості побіглисті-амфіболітові відміни. Так звані рапаківіподібні граніти з незначним вмістом олівців калішталю, по більшості побіглисті-амфіболітові відміни. Так звані рапаківіподібні граніти з незначним вмістом олівців калішталю, по більшості побіглисті-амфіболітові відміни. Так звані рапаківіподібні граніти з незначним вмістом олівців калішталю, по більшості побіглисті-амфіболітові відміни.

© О. Митрохин, 2008

Корсунь-Новомиргородський плутон (КНП) знаходиться в межах Кіровоградського блоку Українського щита. Рама КНП складена глиноземистими гнейсами та кристалосланцями інгуло-інгулецької серії, гранітами та мігіматитами кіровоградського комплексу, а також гранітоїдами новоукраїнського комплексу. На півночі, заході та південному сході КНП облямовується переважно виходами біотитових, біотит-гранатових та біотит-гранат-кордиеритових плагіогнейсів інгуло-інгулецької серії (PR.ii), метаморфізованих в умовах амфіболітової фації. На невеличкій ділянці біля північно-західного контакту плутону розвинені амфіболітові гнейси та кристалосланці, які, напевно, відносяться до росинсько-тишківської серії (AR.2-ft). В породах рами повсюдно широко проявлені явища ультраметаморфізму та мігіматизації. Найбільшого розвитку автохтонні граніти та мігіматити кіровоградського комплексу (PR.kg) набувають на схід від плутону. На півдні КНП контактує з трахітоїдними гранітами новоукраїнського комплексу (PR.nu), U-Pb ізотопний вік вкорінення гранітоїдів корсунь-новомиргородського комплексу складає 1,75 млрд. р. н. [6]. Площа, зайнята породами корсунь-новомиргородського комплексу, складає 5513 км². На відміну від Коростенського плутону в межах Корсунь-Новомиргородського широко розповсюджені середньо-крупноовідні біотит-амфіболітові ралаківі, які формують два великих масиви – Корсунь-Шевченківський та Шполянський. Ралаківіподібні граніти, тобто граніти з одиничними оводами або й безовідні, поширені менше, ніж власне ралаківі. Підпорядковане значення мають також аліт-тоїдні та аліт-пегматойдні граніти, а також граніти пегматити. Серед габроїдів найбільш поширені лейкократові суттєво плагіоклазові відміни – анортозити та габро-анортозити, які утворюють чотири крупних масиви: Новомиргородський (638 км²), Смілянський (319 км²), Городищенський (194 км²), Мехиржанський (44 км²) та ряд дрібніших тіл. Менш поширені у складі зазначених габро-анортозитових масивів мезократові норити, габро-норити та габро. Меланократові відміни габроїдів, перидоти та піроксеніти з зовсім рідкісними. Характерною особливістю корсунь-новомиргородського комплексу є значний розвиток пібридних монцонітоїдів порід – габро-монцоніти, монцоніти та сієніти. Як правило, пібридні породи розвинуті біля контактів гранітів ралаківі з габроїдами корсунь-новомиргородського комплексу. При цьому, більш основні відміни габро-монцонітів та монцонітів входять до складу габро-анортозитових масивів. Кварцові монцоніти та сієніти розвиваються з боку гранітоїдів. На контактах власне анортозитів з гранітами монцонітоїди відсутні, натомість, звичайним є розвиток альбітітів та фенітоподібних лужних сієнітів метасоматичного походження. Дайкові породи корсунь-новомиргородського комплексу представлені сублужними діабазами. При цьому, в породах КНП встановлені лише поодинокі дайки базитового складу. Натомість, потужні дайкові пояси субширотного та північно-західного простягання відомі на схід та південь від КНП. У діючих стратиграфічних схемах вони відносяться до так званого дев'ятидільського дайкового комплексу. Але окремі відміни олівінових діабазів цього комплексу мають петрографічні особливості плагіобазальних базитів АРГФ.

Південно-кальцицький комплекс (ПіКК) Приазовського мегаблоку УЦ включає два масиви – Володарський (170 км²) та Кременевський (160 км²), які інтродують метаморфічні породи центрально-приазовської серії [5-6]. На відміну від інших українських комплексів АРГФ, у складі південно-кальцицького комплексу переважають кварцові сієніти та граносієніти, серед яких розрізняють біотит-амфіболітові та фаяліт-авгіт-амісні різновиди. Частка сублужних біотит-амфіболітових гранітів є меншою. Гранітоїди південно-кальцицького комплексу характеризуються порфіровидною структурою і за особливостями мінерального та хімічного складу подібні до ралаківі, але типових оводів відмін досі не виявлено. Помітне місце у складі комплексу займають сублужні габроїди та монцоніти. Анортозитові породи – андезити, мають підпорядковане значення. Описані також рідкісні титаноносні олівінові мелагабро, піроксеніти та перидоти.

Реутський комплекс (РК) розбурений на південно-західному схилі УЦ в межах Дністерсько-Бузького мегаблоку. На відміну від інших проявів АРГФ УЦ, він повністю перекритий фанерозойськими осадковими відкладами платформеного чохла і нде не відносноється на поверхню. Реутський комплекс залягає серед гранітоїдів бердичівського комплексу (PR.bd), а також метаморфічних утворень дністерсько-бузької серії (AR.db). Комплекс складений сублужними біотитовими та біотит-амфіболітовими гранітами з гастингітом та фаялітом, які займають площу більш ніж 1200 км². Серед гранітоїдів присутні порфіровидні відміни з мегакристами лужного польового шпату, що мають маргінальну структуру. Мегакристи оводної форми не встановлені. Незвичайними, як для гранітів ралаківі, є наявність флюїдальних текстур у загальній масі, насиченість ксенолітами вміщувачих порід, повна відсутність асоціюючих анортозитів, габроїдів та монцонітів, а також специфічна акцесорна мінералізація – сфен, турмалін, еліпод. До АРГФ реутський комплекс віднесений умовно [6].

Анортозит-ралаківігранітна формація Балтійського щита. Класичні плутони АРГФ – Виборзький, Аландський, Лайтльський та Вежмавський розташовані на території Фінляндії [7, 11, 12, 21-22]. Відомі також Салмінський та Уялгеский плутони в Карелії [9, 16], а також Нордінгто та Рагунда у Швеції [15, 17].

Виборзький плутон (ВП) знаходиться на території Фінляндії та, частково, сусідньої Росії. Разом з двома супутніми масивами ВП інтродує палеопротерозойський складчастий фундамент Свекофенського блоку Балтійського щита, складений слюдяними та біотит-роговошланцевими сланцями, гнейсами та мігіматитами. Вміщувачі породи зазнали регіонального метаморфізму амфіболітової фації та ультраметаморфізму 1,80-1,90 млрд. р. н. U-Pb вік вкорінення Виборзького плутону складає 1,62-1,65 млрд. р. н. [7, 12, 22]. Це найдревніший АРГК Балтійського щита. Площа Виборзького плутону, разом з частиною зануреною під води Фінської затоки, сягає приблизно 20000 км². Масиви-супутні Ахвеністо та Суоменімі локалізуються біля північної межі головного плутону і займають площі 308 км² та 347 км² відповідно. Виборзький плутон значною мірою складається типовими оводними біотит-амфіболітовими шпату, традиційно розрізняють вибортитові та пітерітові різновиди. Порфіровидні та рівномірно-зернисті біотитові граніти складають значну частину масиву Суоменімі, в межах Виборзького плутону вони поширені менше. Так звані межені розповсюджені, які являють собою авгіт-фаяліт-амісні граносієніти та кварцові монцоніти, також мають обцюзьких пофіріє, алітів та пегматитів кислого складу. В межах Виборзького плутону та обох масивів супутніх виявлені літоїди та порфіровидні відміни. В межах масиву Суоменімі нещодавно виявлені дайки лужних сієнітів. Серед по-зустрічаються у вигляді ксенолітів серед ралаківі та палеє-гранітів. В районі Юлямаа серед оводних ралаківі описа-

ний блок габро-анортозитів площею більш ніж 1 км^2 . Значно більше анортозитів породи, габроїди та монцити поширені в масиві Ахвеністо, де вони утворюють підковоподібне тіло, яке облямовує гранітоїдне ядро масиву. В північному облямуванні Виборського плутону, а також на площі масивів Ахвеністо та Суоменіємі поширені рої сублужних діабазових дайок. Виявлені комpositитні дайки, у складі яких, крім діабазів та діабазових порфіритів, присутні граніт-порфіри та кварцові порфіри. Явища магматичного змішування та сплавлення припускають співіснування базитового та кислого розплавів у межах комpositитних дайок [18]. Вулканічними аналогами порід виборського комплексу вважаються палеотипні трахібазальти, трахіандезити та трахіріоліти холандської товщі, поширені на острові Холланд, південніше Виборського плутону, а також на промислах покриві у північній частині плутону. Рої діабазових дайок характеризуються U-Pb віком $1,64 \pm 1,66$ млрд. р., вулканіти холандської товщі – $1,64$ млрд. р. [20].

Аландський плутон (АП) відноситься на островах Аландського архіпелагу у Ботніській затоці. Значна частина плутону знаходиться під акваторією затоки. За геофізичними даними, площа плутону перевищує 3000 км^2 . Овоїдні граніти рапаківі виборітського та пітерлітського типів формують головну частину АП. Менш поширені рівномірно-зернисті граніти, граніт-порфіри та кварцові порфіри. Анортозити, норити та монцодіорити утворюють невеликі тіла у південній частині АП. З ними асоціюють дайки сублужних діабазів, подібних Аландсько-Абондському дайковому поясу, що простежується вздовж південно-східної межі Аландського плутону. U-Pb ізотопний вік рапаківі аландського комплексу складає $1,57 \pm 1,58$ млрд. р. [11].

Лайтільський плутон (ЛП) знаходиться у південно-західній Фінляндії. Головний плутон рапаківі, площею 1944 км^2 , облямовується кількома меншими сателітними масивами гранітоїдного та габроїдного складу, серед яких найбільший – гранітоїдний масив Еураакі. Рапаківіподібні граніти лайтільського комплексу представлені овоїдними, порфіровидними, а також рівномірно-зернистими біотит-амфіболовими фаялітмісними та біотитовими відмінами. В межах масиву Еураакі описані також толпазмісні альбіт-мікроклінові граніти та грейзени. У північній частині ЛП широко розповсюджені дайки та сили сублужних олівінових діабазів, які перетинають як рапаківіподібні граніти, так і йоттінські пісковики суміжного грабену Сатакунта. U-Pb вік біотит-амфіболових гранітів лайтільського комплексу складає $1,57$ млрд. р. [14, 18].

Вехмаєський масив (ВМ) відноситься на південно-західному узбережжі Фінляндії, неподалік від Лайтільського плутону, та, за геофізичними даними, простягається далі на захід під акваторією Ботніської затоки. До ВМ належать також виходи гранітів рапаківі на острові Ова. Загальна площа ВМ, разом з зануреною частиною, сягає 800 км^2 . Біля східної межі головного масиву розташований невеликий гранітоїдний масив-сателіт [21]. Інтрузії вехмаєського комплексу залягають серед палеопротерозойських слюдяних сланців, роговообманкових гнейсів, гранодіоритів та мігматитів Свекофенського блоку. U-Pb ізотопний вік гранітоїдів вехмаєського комплексу складає $1,57 \pm 1,58$ млрд. р. У складі ВМ переважають овоїдні біотит-амфіболові граніти рапаківі пітерлітського типу. Менш розповсюджені порфіри-біотитові граніти, серед яких розрізняються крупнозернисті та середньозернисті відміни. Рівномірно-зернисті біотитовими гранітами складений масив-сателіт. Дайкові та жили породи вехмаєського комплексу включають граніт-порфіри, алітти та пегматити кислого складу. Постмагматичні утворення представлені міаполітами, пустотами, кварцовими жилами та грейзенами. Базитова складова вехмаєського комплексу досі не виявлена.

Салмінський плутон та Улялєський масив знаходяться у південній Карелії неподалік один від одного та відносяться до єдиного салмінського комплексу (СК), вкоріненого вздовж межі Карельського та Свекофенського блоків Балтійського щита. Інтрузії СК проривають неоярхейські гранітоїди та супракрусталні породи, а також палеопротерозойські гнейси, кристалосланці та метакварцонати породи. У північно-західній частині Салмінського плутону переважається мезопротерозойськими вулканогенно-теригенними товщами. U-Pb ізотопний вік вкорінення СК коливається у діапазоні $1,53 \pm 1,55$ млрд. р. [9, 16]. Площі, зайняті породами Салмінського плутону та Улялєського масиву, сягають 2363 та 643 км^2 відповідно. Біотит-амфіболові граніти, які переважають у складі обох плутонів, представлені овоїдними, порфіровидними та рівномірно-крупнозернистими відмінами. Серед овоїдних описані як виборіт-ові, так і пітерліт-ові відміни. Помітне місце займають порфіровидні та рівномірно-зернисті біотитові граніти, які інтрузують біотит-амфіболові граніти. Біотитові граніти супроводжуються жильною фациєю граніт-порфірів та аліттів. Толпазмісні альбіт-мікроклінові граніти утворюють найлінійніші дайки та шток серед інших гранітоїдних фаз СК. На відміну від фінських АРГК у складі Салмінського плутону бурінням виявлені значні площі габроїдів – габро-норитів, габро та анортозитів. Монцити, сієніти та граносієніти розвинені вздовж меж гранітоїдів з габроїдами. Постмагматичні утворення представлені грейзенами та скарнами.

Комплекс Раєунда (КР) у центральній Швеції включає три зближені масиви сумарною площею 544 км^2 , які інтрузують супракрусталні породи, граніти та мігматити з ізотопним віком $1,77 \pm 1,94$ млрд. р. На відміну від більшості класичних фінських плутонів рапаківі, КР, поруч з гранітоїдами, містить значні площі габроїдів та сієнітів. Гранітоїди представлені сублужними рапаківіподібними біотитовими та амфібол-біотитовими гранітами, граніт-порфірами та аліттами. Порфіровидні біотитові граніти найбільш поширені. Серед амфібол-біотитових гранітів встановлені роговообманкові, фаялітмішуючі та рибекіт-вміщуючі відміни. Біотитові граніт-порфіри, алітти та аліттовідні граніти формують малі інтрузії та дайки у породах КР. Серед габроїдів найбільш розповсюджені власне габро. Анортозитові породи поширені обмежено. Звичайними є малі інтрузії та жили гранітів у габроїдах. Сієніти представлені фаяліт-амфібол-аліттовими відмінами з мільйним вмістом кварцу. КР, а також оточуючі породи, прориваються значною кількістю дайок, складених долеритами та кварцовими порфірами. Окремими дослідниками ці дайки розглядаються як частина комплексу. Найпотужніші дайки можуть мати складну внутрішню будову з базитовою зовнішньою частиною та кварц-порфіровим ядром. Більшість дайок має різкі загартовані контакти по відношенню до вміщуючих порід. Ситноусойдні контакти окремих дайок кварцових порфірів, по відношенню до габроїдів КР, припускають незначний віковий розрив між вкоріненням цих порід. U-Pb вік гранітоїдів КР коливається у межах $1,50 \pm 1,51$ млрд. р. [17]. Це один з наймолодших АРГК Балтійського щита.

Масив Нордінгера (МН) розташований у Швеції на узбережжі Ботніської затоки. Рама масиву складена супракрусталними породами низьких ступенів метаморфізму, прорваними гранітоїдами з ізотопним віком $1,77 \pm 1,89$ млрд. р. U-Pb ізотопний вік вкорінення масиву Нордінгера складає $1,58$ млрд. р. [15]. Площа масиву перевищує 430 км^2 . Сублужні рапаківіподібні граніти переважають у відслоненій частині МН. Особливістю петрографічного складу є значна частка габроїдів – особливо габро-анортозитів та габро. Ксеноліти габро-анортозитів у гранітах, а також дайки

гранітів у лейкогаббро одночасно вказують на молодий вік гранітів. Сплавлені контакти та гібридні монцити в контактних зонах свідчать про те, що, як мінімум місцями граніти та габброїди одночасно знаходились у рідкому стані. МН інтрузується більш молодим силком долерітів Ульво.

Прояви АРГФ поза межами кристалічних щитів СЄП. Прояви АРГФ відомі й поза межами кристалічних щитів, де вони залягають під потужним покривом фанерозойських відкладів платформеного чохла СЄП. Такими є ризький комплекс у Латвії [2, 19], а також складний мазурський комплекс – у Польщі [10, 23].

Ризький плутон (РП) розбурений свердловинами на заході Латвії під чохлам фанерозойських відкладів потужністю 900-1800 м. Північна частина плутону простежена, за геофізичними даними, під акваторією Балтійського моря. Плутон прориває кристалічний фундамент, складений гнейсами та кристалосланцями, метаморфизованими та мігматизованими в умовах гранулітової та амфіболітової фації. Високо-метаморфизовані утворення південного облямування РП раніш розглядалися як архейські. Новітні дані ізотопного датування довели їх палеопротерозойський вік. U-Pb вік вкорінення РП складає 1,57-1,58 млрд. р [19]. Площа плутону сягає 40000 км² – це одна з найбільших світових інтрузій АРГФ. Більша частина плутону складена рапаківідовими гранітами. Власне рапаківі розбурені у північній частині плутону. Широко розповсюджені граносієніти та піроксенові монцити – мангеріти. Габброїди утворюють декілька масивів у південній частині плутону, найбільший з них – Приєкульський (1000 км²). Серед габброїдів переважають анортозити та норит-анортозити. Менш поширені норити та габро-норити. Троктоліти та перидоти є рідкісними. Денудована поверхня Вергальського габро-анортозитового масиву перекивається кислими лавами, подібними до вулканітів субітійної Швеції та Фінляндії. Трахіоліти та трахібазальти споріднені з АРГФ розкриті свердловинами у північній частині РП. Вони також входять до складу ундваскої товщі на острові Саарема в Балтійському морі.

Мазурський комплекс (МК) розбурений у північному сході Польщі. На денну поверхню породи комплексу ніде не відносяться, бо крізь перекинуті фанерозойськими осадовими відкладами потужністю 580-1200 м. Інтрузія МК прориває кристалічний фундамент Східно-Європейської платформи. Породи рами переважно представлені гранітами та мігматитами, а також біотитовими гнейсами та амфіболітами, що зазнали регіонального метаморфізму в умовах амфіболітової фації. На окремих ділянках розвинуті метаморфічні породи гранулітової фації. U-Pb ізотопний вік вкорінення МК складає 1,50-1,52 млрд. р [23]. Комплекс включає сублужні граніти, кварцові монцити та монцодіорити, анортозити, норити та габро-норити. У складі МК поширені порфіровидні граніти та кварцові монцити, які петрографічно та геохімічно подібні скандинавським рапаківі. Вони звичайно містять мегахристи калішпату, часто з плапоклазовими оболонками. Гранітоїди МК формують субширотний пояс протяжністю у 200 км при ширині 40 км. Габброїди представлені трьома габро-анортозитовими масивами – Сувалкінським, Кетрижінським та Сейнінським. Найкраще досліджений Сувалкінський масив (250 км²) має куполоподібну структуру з анортозитами у центральній частині, що перекиваються габро-норитами, норитами та монцодіоритами по периферії. Дайки титаномангнетит-алатитових нельсонітів у північно-західній частині масиву характеризуються сульфідною мінералізацією.

Висновки. Прояви АРГФ неоднорідно поширені в межах фундаменту Східно-Європейської платформи. Вони утворюють окремі інтрузивні масиви площею до 1000 км², складні багатозональні плутони, площею до 40000 км², регіональні групи (комплекси) та пояси. Як правило, окремі масиви концентруються в межах складних плутонів та їх найближчому оточенні, що підтверджує думку про зв'язок з певними тектонічними «вузлами». Звичайно прояви АРГФ залягають в межах палеопротерозойських корових провінцій СЄП, тяжіючи до її західних околиць, де формують три регіональних пояси – Український, Польсько-Латвійсько-Карельський та Фінсько-Шведський. Пояси інтрузій АРГФ добре корелюються з депресіями, вивопненими протерозойськими платформенними відкладами, але повністю незалежні від більш древніх структур фундаменту. Прояви АРГФ тяжіють до зон глибинних розломів, характеризуються інтрузивними контактами зі складчастим фундаментом та нижніми відділами платформеного чохла, не підлягаючи складчастості та регіональному метаморфізму. Ізотопний вік вкорінення інтрузій змінюється від 1,50-1,66 млрд. р. – на Балтійському щиті та прилеглих територіях, до 1,75-1,80 млрд. р. – на Українському щиті, що дає підстави для виокремлення двох різновікових петрографічних провінцій АРГФ: Прибалтійської та Української, відповідно. Комплекси АРГФ звичайно включають суміщені у просторі та за віком інтрузивні масиви (плутони), малі плавнісальні інтрузії, а також дайкові, жилні та постмагматичні утворення. Іноколи до складу анортозит-рапаківігранітних комплексів також входять генетично споріднені з ними субвулканічні та вулканічні утворення. Повний петрографічний склад АРГФ представлений: 1) сублужними гранітоїдами – власне рапаківі та рапаківідовими; 2) анортозитами породами; 3) сублужними габброїдами; 4) монцитами та сієнітами; 4) сублужними діабазами, граніт-порфірами, мікрогранітами та алпівітовими гранітами; 4) граніт-алгітами та перматитами; 5) трахіолітами, трахібазальтами та трахіандезитами; 6) постмагматичними утвореннями – грейзенами, альбітами та фенітоподібними метасоматитами.

1. Анортозит-рапаківігранітні формации. Восточно-Европейской платформы / Д.А.Великославский, А.П.Бирюк, О.А.Бонатиюк и др.; под ред. Д.А.Великославского. - Л., 1978. 2. Бонатиюк О.А. Анортозиты. - М., 1979. 3. Великославский Д.А., Бирюк А.П., Харов М.И. и др. Анортозит-рапаківігранітні формации. Комплексы Восточно-Европейской платформы // Мангитинские формации раннего докембрия территории СССР. В 3 томах. - М., 1980. -Т.3. 4. Верхолюк В.М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. - 1995. -Вып.21. - С.34-47. 5. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита // Геохимия и рудообразование. - 1995. -Вып.21. - С.47-68. 6. Шероков И.Б. Петрология Украинского щита. - Львов, 2005. 7. Бонатиюк О.А., Шероков И.Б., Шероков И.Б., Шероков И.Б. и др. Анортозит-рапаківігранітні формации. massif-type anorthosite complex, southeastern Finland, petrography and U-Pb chronology // Precambrian Research. 1999. - V.95. -N.1-2. - P.89-107. 8. Amelin Yu., Heaman L.M., Verchokhod V.M., Strobelev V.M. Geochronology and U-Pb chronology of the emplacement history of an anorthosite-rapakivi granite suite: U-Pb zircon and baddeleyite study of the Korosten complex, Ukraine // Contribs. Mineral. and Petrol. - 1994. -Vol.116. N4. - P.411-419. 9. Amelin Y.V., Larin A.M., Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: Implications for magmatic evolution // Contribs. Mineral. and Petrol. - 1997. -Vol.127. -P.353-368. 10. Dorr W., Belka Z., Marheine D., Schastok, Vahvede-Vuore P., Wlczkowska J. U-Pb and Ar-Ar geochronology of anorogenic granite magmatism of the Mazury complex, NE Poland // Precambrian Research. -2002. -V.119. -P.101-102. 11. Eklund O., Frogo S., Lindberg B. Magma mixing, the petrogenetic link between anorthosite sills and rapakivi granites, Åland, SW Finland // Mineralogy and Petrology. 1994. -V.50. -N1-3. -P.3-19. 12. Elliot B.A. Crystallisation conditions of the Woborg rapakivi batholith, SE Finland: an evaluation of amphibole and biotite mineral chemistry // Mineralogy and Petrology, 2001. -V.72. -P.305-324. 13. Emåle R.P. Granitoids of rapakivi granite-topaz-bearing leucogranite in the Eurajoki rapakivi stock, Finland // J. Petrol. - 1997. -38. -P.1645-1659. 14. Lindh A., Andersson U.B., Lundquist T., Mag. -2001. -V.138. -N4. -P.371-386. 15. Neymark L.F., Amelin Y.V., Larin A.M. Pb-Nd-Sm isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54 Ga Salmi rapakivi-anorthosite batholith (Karelia, Russia) // Mineralogy and Petrology. 1994. -V.50. -P.173-194. 17. Persson A.I., Absolute (U-Pb) and relative age determinations of intrusive rocks in the Ragunda rapakivi complex, central Sweden // Precambrian Research. 1999. -V.95. -N.1-2. -P.109-127. 18. Rämö

O.T. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related basic rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints // Geol. Surv. of Finland Bull. - 1991. - V.355. - 161 p. 19. Ramo O.T., Huhma H., Kirs J. Radiogenic isotopes of the Estonian and Latvian rapakivi granite suites: new data from the concealed Precambrian of the East European Craton // Precambrian Res. - 1996. - Vol.79. - P.209-226. 20. Ramo O.T., Haapala J. One hundred years of Rapakivi Granite // Mineralogy and Petrology. 1994. - V.52. - P.129-185. 21. Selonen O., Ehlers C., Luodet H., Lents J. The Vehmäa rapakivi batholith - an assemblage of successively intrusions indicating a piston-type collapsing center // Bul. Geol. Soc. of Finland. - 2005. - Vol.77. - P.65-70. 22. Vaiskari M., Ramo O.T., Sacco M. New U-Pb ages from the Wiborg rapakivi area: constraints on the temporal evolution of the rapakivi granite-anorthositic-diorite dyke association of southeastern Finland // Precamb. Res. - 1991. - Vol.51. - P.227-243. 23. Włoczniewska J., Claesson S., Ståhl H., Vander Auwera J., Duchesne J.C. The north-eastern Polish anorthositic massifs: petrological, geochemical and isotopic evidence for a crustal derivation // Terra Nova. - 2002. - V.14. - 451-450.

Надійшла до редакції 27.02.08.

631.48.001(091)

Д. Злобенко, директор філії Держкомітету України по земельних ресурсах

ФАКТОРИ ҐРУНТОУТВОРЕННЯ. ЕВОЛЮЦІЯ НАУКОВОЇ ДУМКИ

Розглядається вплив факторів ґрунтоутворення на ґрунтоутворювальний процес в контексті дослідження цього питання В.В.Докучаєвим і наступними поколіннями ґрунтознавців.

The pedogenic factors are considered in context of research of V.V. Dokuchaev and soil scientists of latter generations.

Дослідження еволюції наукових ідей про ґрунтоутворення формує й доповнює загальну національну історію науки і техніки України взагалі та геологічну, географічну та аграрну зокрема і сприяє процесу духовного відродження народу. Досвід минулого у своїй своїй багатогранності сприяє критичному усвідомленню сучасного стану та прогнозування майбутнього науки про ґрунтоутворення – невід’ємної частини ґрунтознавства. Завернення до високих прикладів служіння справі науки кращих її представників є зразком у вихованні нинішнього й майбутніх поколінь вітчизняних науковців.

Метою даної роботи є дослідження еволюції наукової думки про фактори ґрунтоутворення та можливості її застосування до реалій сьогодення.

Засновник наукового ґрунтознавства В. В. Докучаєв, визначаючи ґрунт і виражаючи процес його формування, писав: «Я запропонував би розуміти під ґрунтом винятково тільки ті поверхневі або близькі до них горизонти порід (однаково яких), які були більш-менш природно змінені взаємним впливом повітря, лівості й різного роду організмів – живих і мертвих, що й позначається в структурі й кольорі таких утворень. Де ці умови немає, там немає й природних ґрунтів, а є або штучна суміш, або прська порода» [1, 2].

У цьому визначенні міститься також уявлення про фактори ґрунтоутворення або ґрунтоутворювачів, до числа яких В.В. Докучаєв відносив:

- первинну материнську гірську породу;
- рельєф;
- клімат;
- живі організми (рослини й тварини);
- час.

Ґрунт же він розглядає як результат спільної діяльності ґрунтоутворювачів.

Вчення В. В. Докучаєва про фактори ґрунтоутворення як причини виникнення ґрунту одержало більш конкретне вираження у висунутому ним принципі рівноцінності ґрунтоутворювачів. Визначаючи ґрунт як функцію від спільної діяльності природних факторів ґрунтоутворення, В.В. Докучаєв розглядає спільність їх дії як необхідність (обов’язковість), яка, насамперед, визначає існування й розвиток ґрунту як природного тіла. Оскільки фактори за характером своєї дії або відносної ролі в ґрунтоутворенні істотно різняться, то жоден з них не може бути замінений іншим.

Однак, з погляду В.В. Докучаєва, положення про рівноцінність факторів ґрунтоутворення містить у собі, крім вищезгаданого, і трохи інший зміст. В.В. Докучаєв писав, що зростання сили впливу кожного з факторів може не привести до зміни ґрунту за умови посилення впливу будь-якого іншого фактору [2].

Але якщо посилення дії одного з факторів може компенсуватися дією інших (у результаті чого ґрунт залишиться незмінним), то звідси випливає, що жодному з факторів не можна віддати перевагу з погляду сили його впливу на ґрунтоутворювальний процес. Не можна висунути той або інший фактор як провідний (визначальний) і в тому випадку, якщо всі вони виявляються незмінними, за винятком одного. Фактор, що змінюється, буде тут причиною зміни ґрунту, однак це не може слугувати підставою для виділення його як провідного. Результати діяльності даного фактору, говорячи словами Докучаєва, виявляються тут просто більш рельєфно. Адже якщо комплекс незмінних факторів буде іншим, то й результати діяльності фактору, узятим нами в змінній якості, також виявляться іншими.

Таким чином, за В.В. Докучаєвим, фактори ґрунтоутворення є рівними не тільки в значенні рівної необхідності їхньої дії (за відсутності хоча б одного з ґрунтоутворювачів ґрунт не міг утворитися), але в тому розумінні, що вони рівною мірою визначають комплекс істотних властивостей і ознак ґрунту, що утворюється [3].

Визначення ґрунту, висунуте В.В. Докучаєвим, мало виняткове значення для подальшого розвитку ґрунтознавства. У ньому вперше було логічно розмежовано поняття «ґрунту» і «прська порода» і вперше було обґрунтовано уявлення про ґрунт як самостійне тіло природи.

В.В. Докучаєвим визначено, що ґрунт є особливе, якісно самостійне тіло природи, відмінне від інших природних тіл і процесів, якісню визначеність ґрунту він вбачає в особливому способі його утворення. Наприклад, якщо дія того або іншого з ґрунтоутворювачів береться поза зв’язком з іншими, то результати цієї дії вже ніяк не можуть бути віднесені до специфічно ґрунтових процесів. Лише у взаємодії з іншими ґрунтоутворювачами і як результат, продукт цієї взаємодії, утворюються всі ті властивості, які можуть розглядатися як специфічно ґрунтові [4].

Однак цей принцип містить у собі моменти своєї внутрішньої недостатності, якщо визначається перехід від докучаєвського визначення сутності ґрунтоутворення як результату взаємодії ґрунтоутворювачів до наступних визначень.