

УДК 552.08 (477)

К. Ю. Єсипчук, С. Г. Кривдік

Петрологічні дослідження в Україні: досягнення останніх десятиліть та нагальні проблеми

Викладено основні досягнення за останні 30–35 років українських геологів, в першу чергу — наукових працівників ІГМР ім. М. П. Семененка НАН України в області петрології. Висвітлені такі проблеми: 1 — метаморфізм, співвідношення грануліто-гнейсових і граніт-зеленокам'яних терейнів; 2 — чарнокіти; 3 — гранітоутворення та гранітоїдні формації; 4 — анортозит-рапаківігранітна формація; 5 — лужні породи; 6 — коматіти; 7 — санукітоїди; 8 — метасоматоз; 9 — породоутворювальні та акцесорні мінерали; 10 — формаційний аналіз, петрологія та стратиграфія докембрію; 11 — фанерозойський магматизм; 12 — магматизм морського та океанічного дна; 13 — деякі нагальні проблеми.

Вступ. У назві нашого Інституту — і попередньому ("... геохімії і фізики мінералів"), і сучасному ("... геохімії, мінералогії та рудоутворення") слово "петрографія" або "петрологія" відсутнє. Хоча і засновник Інституту та його перший директор академік М. П. Семененко, і його наступник — академік М. П. Щербак залишаються перш за все петрографами. Може з їхнього боку це було і справедливо, бо не слід випинати своє головне уподобання. Люди, спеціалісти-геологи або, як зараз люблять говорити — "народ", розберуться.

Отже, спробуємо і ми разом з читачами розібратися, що ж за останні 30–40 років (а це час існування Інституту) зробили наші петрографи чи петрологи.

1. Метаморфізм. Співвідношення грануліто-гнейсових і граніт-зеленокам'яних терейнів. На території УЩ відомі всі фації регіонального метаморфізму (від зеленосланцевої до високогранулітової), а в екзоконтактах габроанортозит-рапаківігранітних плутонів спостерігаються прояви контактового метаморфізму. За латеральним розповсюдженням тут розрізняють ареальний (площадний) та зональний (локальний) метаморфізм, а за

направленістю його розвитку — прогресивний і регресивний. Вивченню метаморфізму порід УЩ присвячено багато наукових праць, а результати підсумовані у декількох монографіях (1982).

Слід згадати, що перший суттєвий внесок у розробку теорії метаморфічних процесів зробив М. П. Семененко (1966), уклавши єдину класифікацію метаморфічних гірських порід. Він обґрунтував безпідставність гіпотези глибинних поясів регіонального метаморфізму і розвинув нове уявлення про метаморфізм як локальний процес, що проявляється тільки в рухливих зонах земної кори у зв'язку з привнесенням теплової енергії глибинними магматичними інтрузіями та висхідними флюїдними потоками. Під керівництвом та за безпосередньої участі М. П. Семененка проведено вивчення петрографії і рудоносності метаморфічних осадово-вулканогенних товщ та магматичних комплексів, що складають архейські граніт-зеленокам'яні пояси в центральній (середньопридніпровській) частині УЩ (1982).

Петрологами та експериментаторами Інституту визначені термодинамічні

константи мінералів, що кристалізуються за високих значень тиску і температури, необхідні для фізико-хімічного аналізу мінеральних рівноваг у залізистих, карбонатних, ультраосновних та глиноземистих породах. Розроблені вдосконалені варіанти геологічних термометрів і барометрів для ультраосновних і деяких кислих порід. Вони забезпечують надійну екстраполяцію на природні парагенезиси умов мінеральних рівноваг, одержаних експериментально в простих хімічних системах. Зокрема, проведений з використанням таких термометрів і барометрів розрахунок PT -умов кристалізації мінеральних включень в алмазах показав, що існує певна вікова еволюція їх хімічного складу, зумовлена зниженням загальної температури мантії з часом.

В Інституті розроблено і запатентовано методику визначення глибини формування гірських порід за складом вмісних піропів (Ю. М. Колесник), яка дає змогу вивчати особливості складу мантії під областями, де поки що не виявлені магматичні породи з глибинними ксенолітами. Проведене за такою методикою вивчення піропів із неогенових відкладів Середнього Побужжя показало, що в цьому районі літосфера містить деплетовані гранатові перидотити.

С. М. Цимбал зі співавторами встановили (2007), що верхня мантія під УЩ неоднорідна за складом як по латералі, так і по вертикалі. Ця неоднорідність зумовлена диференціацією і деплетацією верхньої мантії ще під час її формування, а також інтенсивним перетворенням вже деплетованої мантії переважно лерцолітового складу під впливом флюїдів глибинного походження, що супроводжувалося її плавленням і збагаченням некогерентними елементами. Водночас високотемпературний (понад 1100–1200 °С) метасоматоз мантійного субстрату проявлений лише в районах, де відомі й інші лужно-ультраосновні породи. Значно ширше у верхній мантії проявлений порівняно низькотемпературний (900–1100 °С) метасоматоз ("флогопітового типу").

Геохімічні ознаки його впливу несуть багато мантійних ксенолітів і ксенокристи, а також кімберліти.

Встановлено, що під Середньо-придніпровським, Подольським, Бузько-Росинським і Волинським мегаблоками переважає деплетована верхня мантія, а під Приазовським, Кіровоградським та, ймовірно, під західною частиною Волинського мегаблоку — інтенсивно метасоматизована.

На основі визначень ізотопного віку цирконів та інших мінералів із метаморфічних та магматичних порід виділені основні епохи метаморфізму в докембрії УЩ (Щербак та ін., 1987). Вивчені стабільні ізотопи в магнетитах, карбонатах і сульфідах із метаморфічних порід (Загнітко, Лугова, 1989; Щербак та ін., 1981), проведені дослідження петрографії залізистих і карбонатних порід (Мельник, 1986; Половко та ін., 1975), вивчені термодинамічні умови та просторовий розподіл фацій регіонального метаморфізму і метаморфічних формацій (Усенко та ін., 1982), складено карту фацій регіонального метаморфізму УЩ. У межах розвитку осадово-вулканогенних товщ Криворіжжя і Середнього Придніпров'я простежено низько- і середньотемпературну прогресивну метаморфічну зональність (Р. Белевцев, 1982). Одержано нові дані з петрології та формаційного розчленування метаморфічних порід гранулітової фації (Р. Белевцев та ін., 1986; Венідітков, 1986), складено карту метаморфічних і гранітоїдних формацій УЩ. Проведено дослідження метаморфізму залізисто-кременистих формацій докембрію Східно-Європейської платформи. Встановлено, що найбільш продуктивними на залізні руди є формації мезо-неоархейського та палеопротерозойського віку, породи яких зазнали впливу прогресивного зонального та середньотемпературного регіонального метаморфізму.

Значна увага приділяється вивченню кінетики метаморфізму, перш за все дифузійному масопереносу (Р. Белевцев та ін., 2001). Проведене детальне дослідження хімічної зональності низько- і середньотем-

пературних гранатів із сланців Кривбасу і Середнього Придніпров'я, що дозволило встановити *PT*-умови та тривалість прогресивного етапу метаморфізму. Розроблено уявлення про флюїдні конвективні і дифузійні потоки калію та інших компонентів за накладеного гранітоутворення. У гранулітових комплексах встановлено дифузійну метаморфічну зональність на контактах найдавніших ендербіто-гнейсів та мафіт-ультрамафітових дайок. Її наявність дозволяє визначити джерело тепла під час метаморфічних перетворень та їх тривалість. Проведено вивчення метаморфізму порід, розкритих Криворізькою надглибокою свердловиною.

Однією зі загальносвітових проблем докембрійської геології є просторове та вікове співвідношення грануліто-гнейсових та граніт-зеленокам'яних терейнів, дуже добре представлених на УЩ. Українські петрографи обстоюють дві гіпотези. Згідно з першою, у всіх докембрійських розрізах земної кори спостерігається гранулітовий фундамент, перекритий утвореннями амфіболітової і зеленосланцевої фацій, представленими граніт-зеленокам'яними або граніто-гнейсовими товщами (Щербаков, 2005). Отже, згідно з такими уявленнями гранулітові товщі є древнішими. Просторове їх сучасне розповсюдження визначене лише глибиною ерозійного зрізу. Але це далеко не завжди підтверджується результатами визначення віку порід за допомогою ізотопних методів.

За іншою гіпотезою, яку серед українських петрографів розвиває К. Ю. Єсіпчук (2000), грануліто-гнейсові і граніт-зеленокам'яні терейни можуть бути як різно- так одновіковими. В останньому випадку їх взаємне просторове розташування пов'язано з розміщенням та розмірами конвективних ґраток у верхній мантії. В зоні висхідного сегменту сусідніх конвективних ґраток утворюється мантійний плюм, а в його покрівлі у порівняно малопотужній літосфері виникає зона розтягування та рифтоутворення. Тут і формуються зеленокам'яні пояси. Над нисхідним

сегментом відбувається просідання та скупчування літосфери, формується зона стискання й інтенсивного прогріву, що й веде до формування грануліто-гнейсового поясу.

2. Проблема чарнокітоїдів. Проблемою чарнокітоїдів (ендербітів, чарнокітів) та інших порід гранулітової фації займалися майже всі провідні петрологи України та колишнього СРСР, які досліджували УЩ (М. І. Безбородько, В. І. Лучицький, Л. Г. Ткачук, М. П. Семенов, І. С. Усенко, Ю. Ір. Половинкіна, Е. Б. Наливкіна, І. М. Лісна та ін.) Очевидно, найбільш вагомий внесок у вирішення цієї проблеми вніс І. Б. Щербаков (2005, 1992). Якщо не розглядалися погляди на генезис чарнокітоїдів (магматичний, метасоматичний та ін.), то найскладнішим було питання про геологічні умови залягання та формування цих порід. Згідно з класичними (канонічними) концепціями, породи гранулітової фації метаморфізму формуються на значній глибині (абісальна фація) за великих значень тиску й температури і складають нижній цоколь земної кори; під ними залягають еклогіти. Проте деякі петрологи (наприклад, М. П. Семенов (1995), Ю. Ір. Половинкіна та ін.) вважали, що для формування гранулітів (включаючи чарнокітоїди) необхідні приток тепла, привнесення деяких компонентів (Na_2O , K_2O , SiO_2) і дегідратація порід, що метаморфізуються.

Останнім часом намічається повернення до класичних поглядів на генезис чарнокітоїдів. Ендербіти розглядають як реститові породи після вилучення з метаморфізованого субстрату евтектоїдних виплавков гранітного складу (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). У такому аспекті ендербіти і грануліти розглядаються як нижня частина земної кори. Подібні погляди частково поділяв І. Б. Щербаков (2005) і дотримується один з авторів цієї статті. Правда треба зважати на те, що є докази беззаперечного існування інтрузивних чарнокітоїдів (наприклад, Букинський масив).

Дійсно, ендербіти та чарнокіти поширені

в найбільш еродованих ділянках різних геоблоків УЩ (Дністровсько-Бузькому та південній частині Приазовського). За даними І. Б. Щербакова, *PT*-параметри кристалізації ендербітів гайворонського комплексу становлять 7–8 кбар і 900–950 °С, для ташлицького та літинського комплексів — 4,3–5,5 кбар, 650–725 °С, що відповідає глибині 15–25 км. Подібні дані були отримані В. О. Курепіним (2003) за плагіоклаз-гіперстен-кордієритовим геобарометром. Ще більший тиск (10–11 кбар) було розраховано (Венідітков, 1986) для метапелітових порід гранулітової фації Нижнього Побужжя за вмістом піропового міналу (42 %) в гранаті. Отже, як би критично не ставитись до таких цифр, беззаперечним є факт, що грануліти формуються в абісальних умовах земної кори.

Нещодавно встановлено (Кривдік та ін., 2006), що архейські ендербіти мають більш магнезійний склад піроксенів та слюд, ніж їх протерозойські аналоги. Низький вміст рідкісноземельних елементів (РЗЕ) у ендербітах за досить високого значення концентрації цирконію було пояснено реститовою природою цих порід.

Більш глибинні породи — еклогіти та так звані основні грануліти (з гранатом та жадєїтвмісним піроксеном) — в межах УЩ не виявлені, хоча мінерали таких порід трапляються в осадових породах.

Ендербіти виявилися найдревнішими породами УЩ; у гайворонському комплексі цих порід виявлено циркони віком до 3650 млн рр. (Бібікова, 2004), дещо молодшими вважаються ендербіти новопавлівського комплексу — 3,4 млрд рр. Щодо віку однойменних порід літинського комплексу існують розходження: від 2,0 до 2,8 млрд рр. Молодшими (~ 2,0 млрд рр.) є майже всі чарнокіти УЩ та ендербіти хлібодарівського комплексу, а також відкриті у кар'єрі с. Голосків (Верхнє Побужжя). Останні деякі дослідники відносять до бердичівського комплексу. Для ендербітів ташлицького комплексу отримано дату 2,56 млрд рр. (проби І. Б. Щербакова).

Отже, можна виділити три головні ета-

пи формування чарнокітоїдів УЩ: архейський (3,4–3,7 та 2,6–2,8) і протерозойський (~ 2,0 млрд рр.).

Значні розбіжності у датуваннях за цирконом в ендербітах (перш за все літинського комплексу) можна пояснити наявністю реститового (древнього) та новоутвореного цирконів у цих породах.

Більш молодих (рифейських, палеозойських) чарнокітоїдів у межах УЩ не виявлено, як це має місце, наприклад, в інших докембрійських щитах та платформах (Антарктида, Індія, Балтійський та Канадський щити). Принагідно зауважимо, що у внутрішній частині УЩ на сьогодні невідомі фанерозойські магматичні породи (наймолодші, очевидно, рідкіснометалеві граніти та рапаківі віком 1,75–1,80 млрд рр.).

3. Гранітоутворення та гранітоїдні формації. УЩ, на відміну від більшості інших докембрійських щитів всіх континентів, характеризується дуже широким розвитком і різноманітністю гранітоїдів. Не випадково проблемі гранітоутворення українські петрологи приділяли і постійно приділяють пильну увагу. Особливо плідними у цьому відношенні були останні 30–35 років.

Ще у 1973 р. колективом авторів на чолі з І. С. Усенком опубліковано ґрунтовну статтю "Геосинклінальні гранітоїди Українського щита", де представлено першу класифікацію докембрійських гранітоїдів на формаційній основі. Виділені чотири формаційні серії: гранодіоритова, плагіогранітова, нормальних гранітів та лейкократових і аплітоїдних гранітів. У кожній серії виділено глибинні та середньоглибинні фації. За віком вони поділяються на докембрій I (2700–3500 млн рр.), докембрій II (2700–2000), докембрій III (2000–1700) та докембрій IV (молодше 1700 млн рр.). За генезисом серед гранітоїдів виділені метасоматичні, автохтонні та алохтонні магматичні. Всі гранітоїди вважалися геосинклінальними коровими утвореннями, тісно пов'язаними просторово та генетично з вмісними гнейсо-мігматитовими товщами.

І. Б. Щербаков (1971) за кілька років до широко відомої статті Б. Чепела та А. Уайта

(1974) про виділення *i*- та *s*-типів гранітоїдів запропонував розділити їх на дві групи залежно від складу метаморфічного субстрату, по якому вони утворилися: апобазитові та апелітові. Розроблено комплекс ознак для їх ідентифікації, зокрема так званий біотитовий метод. Були обґрунтовані головні ознаки процесів прогресивного та регресивного гранітоутворення і принципи формаційного розчленування гранітоїдів.

Значною мірою деталізовано схему класифікації гранітоїдних формацій УЩ з використанням комплексу геологічних, петрологічних і геохімічних критеріїв (Єсіпчук, 1988). Відповідно до неї в історії формування докембрійської земної кори виділено три послідовні стадії гранітоутворення: ендербіт-плагіогранітна, чарнокіт-гранітна та граносієніт-рапаківігранітна.

Подальшого розвитку набули уявлення про те, що провідним гранітоутворювальним процесом є не метасоматоз чи метаморфізм, а магматизм. У залежності від рівня генерації вихідних магм гранітоїди поділені на палінгенно-анатектичні (магма генерувалася у граніто-гнейсовому шарі земної кори і кристалізувалася тут же на рівні генерації чи після незначного переміщення) та інтрузивно-магматичні (магма генерувалася у грануліто-базитовому шарі, а кристалізувалася після диференціації і переміщення у верхню частину земної кори). Інтрузивно-магматичний генезис мають всі гранітоїди граносієніт-рапаківігранітної стадії (три формації: сублужних гранітоїдів, анортозит-рапаківігранітна та рідкіснометалевих лейкогранітів). Серед гранітоїдів чарнокіт-гранітної стадії різко переважають палінгенно-анатектичні (сім формацій: ремобілізованих автохтонних плагіогранітів, ремобілізованих автохтонних чарнокітів, регресивних діоритів, гранодіоритів і гранітів, ремобілізованих високоглиноземистих гранітів, прогресивних плагіомікроклінових гранітів, регресивних плагіомікроклінових гранітів та лейкократових суттєво мікроклінових гранітів); три формації мають інтрузивно-магматичний генезис (інтрузивних діоритів

і плагіогранітів; інтрузивних чарнокітоїдів, трахітоїдних і чорнокварцових гранітів; інтрузивних діоритів, гранодіоритів і гранітів). Генезис гранітоїдів ендербіт-плагіогранітної стадії (формації ендербітів, тоналітів і плагіогранітів) проблематичний, хоча є певні докази їх інтрузивно-магматичного походження.

Геохімічне моделювання і вміст рідкісноземельних елементів та інших елементів-домішок вказують на те, що інтрузивні гранітоїди є продуктами кристалізації корових магм, що утворились під час парціального плавлення корового субстрату. Різний склад гранітоїдної магми визначається перш за все складом субстрату, а також термодинамічним режимом парціального плавлення та складом глибинних магм і мантієвих флюїдів, які викликали це плавлення. Проте велика різноманітність цих формацій зумовлена не тільки означеними чинниками, а й умовами становлення плутонів, асиміляцією гранітною магмою вмісних порід та різним ступенем кристалізаційної і, особливо, еманційної диференціації. Остання найбільшою мірою сприяла розкриттю можливості до рудогенерації гранітних магм та породжених ними комплексів, у складі яких найбільш потенційно рудоносними були найпізніші фази, що кристалізувалися із розплавів, збагачених леткими компонентами (Єсіпчук та ін., 1990).

На основі ретельного аналізу геологічних, петрографічних, мінералогічних та геохімічних даних розроблено схему еволюції процесів гранітоутворення в граніт-зеленокам'яній області Середнього Придніпров'я (Орса, 1988). Обґрунтовано уявлення про інфра- та супракрустальний рівні цих процесів та показано узгодженість проявів кислого магматизму в плутонічних та ефузивних фаціях з формуванням древніх вулканоплутонічних асоціацій.

4. Анортозит-рапаківігранітна формація в Україні представлена двома відомими плутонами — Коростенським і Корсунь-Новомиргородським. З рапаківіподібних гранітів складається слабо вивчений Дрокійський (Реутський або Камінський)

масив у Придністров'ї (Молдова). Як вважають деякі дослідники (Кармазін, 1970), до поглядів яких приєднуються також автори даної публікації, Південно-Кальчицький масив у Приазов'ї є граніт-сієнітовим аналогом таких плутонів. Не зупиняючись докладно на доказах цих припущень, зауважимо лише, що у Південно-Кальчицькому масиві наявні практично всі типи порід, властиві відомим аортозит-рапаківігранітним плутонам УЩ (АРГП УЩ) (Кривдік, Ткачук, 1990). Різниця полягає лише в кількісному співвідношенні цих типів порід та деяких особливостях їхнього мінерального та хімічного складу. Так, аналогами аортозитів у плутонах можна вважати андезиніти в Південно-Кальчицькому масиві (у західній літературі такі породи називаються андезиновими аортозитами), а граніти останнього принципово не відрізняються від гранітів групи рапаківі (два польових шпати з перевагою калішпату, високозалістисті темноколірні мінерали, збагаченість літофільними некогерентними елементами). У цьому масиві зрідка трапляються габронорити (як ксеноліти в сієнітах), які є типовими породами АРГП УЩ. Фаяліт-геденбергітові сієніти масиву подібні до гранітів та монзонітів з фаялітом та фероавгітом АРГП. До того ж, як буде показано далі, АРГП УЩ супроводжуються подібними та іншими сієнітами. Як в АРГП УЩ, так і в Південно-Кальчицькому масиві наявні специфічні рудні (титан-фосфор) габроїди.

Крім того, Південно-Кальчицький масив є близьким за віком (1,8 млрд рр.) до Коростенського (1,74–1,79) та Корсунь-Новомиргородського (1,75 млрд рр., граніти рапаківі) плутонів. Принагідно відзначимо, що АРГП УЩ є, очевидно, одними з найдревніших серед подібних плутонів у інших регіонах. Вони значно древніші, ніж АРГП Балтійського щита (1,5–1,6 млрд рр.), навіть подібні до АРГП УЩ і розташовані порівняно недалеко комплекси (масиви) Мазури та Сувалки (Польща) є значно молодшими (1,5–1,56 млрд рр.). Такого ж віку (1,77 млрд рр.), як і коростенські, виявлені

граніти рапаківі в центральній Бразилії, де є і молодші (1,57–1,58 млрд рр.) граніти такого ж типу.

Схоже на те, що в напрямку від північного заходу (Коростенський плутон) до південного сходу (Південно-Кальчицький масив) вік порід АРГП УЩ дещо збільшується (від 1,7 до 1,8 млрд рр.).

Можна припустити, що в межах УЩ є древніші АРГП, аналогами яких можуть бути Кальміуський та Єланчицький масиви, складені переважно граносієнітами та гранітами (згадуються габроїди), для яких властиві високозалістисті темноколірні мінерали (в тому числі – фаяліт) і підвищений вміст циркону. На даний час породи названих масивів віднесено (можливо, не зовсім обґрунтовано) до хлібодарівського комплексу віком ~ 2,0 млрд рр. Проте власне Хлібодарівський масив чи комплекс, принаймні в межах та околицях однойменного кар'єру, представлений чарнокітами та ендербітами віком ~ 2,0 млрд рр.

Аортозит-рапаківігранітним плутонам присвячена численна література, проте багато питань петрогенезису цієї асоціації порід залишаються невирішеними. Деякі дослідники вважають асоціацію основних порід (аортозити, габронорити) та гранітів групи рапаківі не комагматичною. Специфічність цих гранітів свідчить, на думку авторів, про генетичну (сингенетичну) спорідненість всіх порід названої формації, хоча джерела їх походження можуть бути різними. Згідно з ізотопно-геохімічними даними, основні породи мають глибинну природу, тоді як для гранітів рапаківі значна (або переважна) частина речовини має корове походження. Найбільш вдалою, очевидно, є гіпотеза В. С. Соболева (1947), яка узгоджує суперечливі погляди на петрогенезис АРГП: глибинна базальтова магма асимілювала (розплавилася) значну кількість корового гранітоїдного матеріалу, а в процесі подальшої кристалізаційної диференціації такої мішаної магми сформувалися основні та кислі (і частково середні) породи АРГП.

Не розглядаючи інші гіпотези та петрогенетичні моделі АРГП, коротко зупинимося на тих особливостях порід формації, які є аналогічними у всіх регіонах їхнього розвитку, та відзначимо специфічні для УЩ.

Серед подібних або аналогічних особливостей АРГП всіх регіонів відзначимо наступні: 1 — бімодальність — найбільш поширеними є основні породи та граніти, підпорядковане значення мають породи середнього складу (кварцові монцоніти); 2 — значна (або переважна) поширеність анортозитів серед основних порід, останні найчастіше представлені габроноритами; 3 — значна диференційованість цих основних порід, яка проявилася, перш за все, у досить високому значенні залізистості темноколірних мінералів (навіть у так званих перидотитах), низькому вмісті Cr і Ni за підвищеного — Ti і P; 4 — ще чіткіше проявляється диференційованість у гранітах групи рапаківі, які характеризуються наявністю таких високозалізистих мінералів, як фаяліт, фероавгіт, гастингсит, аніт. У цих гранітах зафіксований флюорит, каситерит, а в деяких гранітах Коростенського плутону (наприклад, села Березівка, Головіне) один з авторів спостерігав у шліфах ортит, бритоліт, чевкініт. Загалом, граніти групи рапаківі вважають геохімічно спеціалізованими на такі літофільні некогерентні рідкісні метали, як TR, Y, Sn, Be, Nb, Ta. Ймовірно, з гранітами рапаківі тісно пов'язані (або є їхніми пізнішими диференціатами) такі рідкіснометалеві граніти, як лезніківські, руськополянські, пержанські, катеринівські та кам'яномогильські в Приазов'ї.

Наведемо ще деякі міркування стосовно бімодальності АРГП: кількісне співвідношення основних порід та гранітів у різних плутонах варіабельне (в деяких з них основні породи не згадуються). Оскільки основні породи та граніти в АРГП, згідно з деякими геологічними та геофізичними даними, залягають як субгоризонтальні пластини, що чергуються між собою, то залежно від рівня ерозійного зрізу будуть розкриватися (відслонюватися) ті чи інші

типи порід.

Аналіз опублікованих даних з АРГП Східно-Європейської платформи показує, що найбільш магнезіальні (більш примітивні) породи основного та ультраосновного (за низьким вмістом кремнезему) складу та мінерали з них виявлено в Ризькому плутоні, тоді як найбільш залізисті — у Корсунь-Новомиргородському. Ще більш залізисті аналогічні (основні) породи і мінерали з них виявлено в Південно-Кальчицькому масиві (Кривдік, Ткачук, 1990). Висока залізистість основних порід та мінералів у породах в АРГП до певної міри споріднюють їх з толейтовими серіями. Проте великі і класичні диференційовані інтрузії, що для них вихідними вважають толейтові магми (Уейнджер, Браун, 1970) (Бушвелд, Скергаард), істотно відмінні від АРГП. Можливими вихідними розплавами для АРГП вважають високоглиноземисті базальти або магми, що відповідають за складом лабрадоритовим порфіритам о. Хогланд і брили Руохулампи та норитам Салмінського плутону.

Тепер коротко оглянемо відмінні особливості АРГП УЩ (включно з Південно-Кальчицьким масивом). Перш за все вони розташовуються субпаралельно Дніпровсько-Донецькій западині (ДДЗ), на північно-східному краї УЩ. Можливо, АРГП УЩ та ДДЗ починали формуватися приблизно одночасно. Ці події можуть фіксувати початок деструкції та тектономагматичної активізації південно-західної частини Східно-Європейської платформи.

Як відзначалося вище, є деякі підстави вважати, що формування АРГП (1,8, а, можливо, 2,0 млрд рр. тому) почалося спочатку в південно-східній приазовській частині УЩ, а завершилося (1,7 млрд рр. тому) в його північно-західній частині (Коростенський плутон). Ще молодшими є Ризький та інші плутони Балтійського щита. Причину такої часової "міграції" не з'ясовано. Деякі дослідники (Оровецький, 1990) припускають наявність так званої гарячої точки, подібно до гавайських вулканів та Галапагоської вулканічної провінції (які

витаються в лінію послідовно за віком).

Як відзначено вище, АРГП УЩ загалом характеризуються підвищеною залізистістю основних порід та мінералів з них. Якщо за залізистістю породи і мінерали у Коростенському плутоні не сильно відрізняються від таких у АРГП інших регіонів, то в Корсунь-Новомиргородському плутоні, а особливо в Південно-Кальчицькому масиві, ці відмінності суттєві або навіть різючі. Так, наприклад, піроксени (авгіт та піжоніт) з габронориту (ксеноліт в сієніті) Південно-Кальчицького масиву є найбільш залізистими ($f = 50$ і 64% в авгіті та піжоніті відповідно) порівняно з однойменними мінералами з однойменних порід у відомих АРГП. На Ca – Mg – Fe діаграмі Хесса ці піроксени розташовуються поряд з піроксенами таких залізистих порід, як монцоніти з АРГП інших регіонів.

Порівняння опублікованих та наявних у авторів результатів аналізів ільменіту з порід АРГП показує, що цей мінерал є найбільш стехіометричним і містить найменше MgO і, особливо, Fe₂O₃ за підвищеного вмісту MnO в досліджуваних плутонах УЩ. Тобто склад ільменіту корелює зі складом темноколірних мінералів: він є більш залізистим і менш окисненим (містить менше Fe₂O₃).

Розглянемо ще дві відмінні особливості АРГП УЩ: 1 – сієнітовий тренд їхньої еволюції, 2 – високу продуктивність цих плутонів на фосфатно-титанове зруденіння.

Якщо в АРГП інших регіонів встановлено незначне розповсюдження кварцових монцонітів, то в межах УЩ всі ці плутони супроводжуються як кварцовими монцонітами, так і кварцовими сієнітами і власне сієнітами. При цьому дослідники виділяють два типи сієнітів – двопольовошпатові з фаялітом, геденбергітом, гастингситом й анітом та егіринові. Останні відомі в Коростенському та Корсунь-Новомиргородському плутонах, а перші – у всіх АРГП УЩ. Схоже на те, що в напрямку від Коростенського через Корсунь-Новомиргородський плутон і до Південно-Кальчицького масиву

відносна і абсолютна кількість сієнітів збільшуються. У Коростенському плутоні сієніти супроводжують Стремигородське апатит-ільменітове родовище (Проскурін, 1984), в Корсунь-Новомиргородському – виявлено поле фаяліт-геденбергітових сієнітів на його південній окраїні (р-н Великої та Малої Висок), а в Південно-Кальчицькому масиві ці породи займають половину або й більшу частину його площі. Двопольовошпатові сієніти еволюціонують до моно- і лужнопольовошпатових, які можуть утворювати самостійні невеликі масиви (Давидківський, Яструбецький, Азовський). Водночас відбувається паралельне зростання концентрації таких несумісних рідкісних металів, як Zr, TR, Y, Nb та пониження Ba і Sr. У результаті це призводить до утворення багатих руд Zr, TR, Y (Азовське, Яструбецьке родовища). Наявність таких спеціалізованих на вказані рідкісні літофільні метали порід є специфічною особливістю металогенії УЩ.

АРГП УЩ, в порівнянні з такими інших регіонів, ймовірно, є найбільш продуктивними на титан-фосфатне (apatит, ільменіт, титаномagnetит) зруденіння. Щодо останнього, то багатим є Коростенський плутон, де відкрито вісім таких родовищ та рудопроявів (Стремигородське, Федорівське, Давидківське, Паромівське, Крапивнянське та ін.). При цьому виділено два головні типи зруденіння: габро-троктолітовий та істотно титановий (ільменітовий), норитовий. Рудопрояви та родовища першого типу кількісно переважають, серед них найвідоміші – Стремигородське, Федорівське та Давидківське, а прикладом другого типу може слугувати Носачівське (або Смілянське) в Корсунь-Новомиргородському плутоні. Причину розмежованості титан-фосфатного та власне титанового зруденіння не з'ясовано. Висловлено припущення, що зруденіння з апатитом пов'язане з більш лужними габроїдами (Кривдік та ін., 2007, 2008). Про це свідчить також наявність сієнітів в АРГП УЩ. Не заглиблюючись у деталі цієї проблеми, відзначимо, що в таких рудоносних

габроїдах, за аналогією з основними породами, спостерігається вища залізистість темноколірних мінералів у родовищах та рудопроявах АРГП УЩ на відміну від їхніх зарубіжних аналогів. До останніх, пов'язаних з АРГП, можна віднести Сувалки (Польща), а решта (найбільш відомі Телнес, Грейдер) просторово і генетично асоціюють з анортозит-чарнокітовими (мангеритовими) масивами. При цьому найбільш залізистими виявилися олівін і піроксен з рудних габроїдів Південно-Кальчицького масиву, а ільменіт з них майже такого ж складу, як і в гранітах рапаківі УЩ (низький вміст MgO та Fe_2O_3 і підвищений — MnO). Така ж висока залізистість властива і габроїдам цього масиву. Паралельно з підвищенням залізистості темноколірних мінералів відбувається зниження основності плагіоклазу, тобто чітко проявляється ефект кристалізаційного фракціонування.

Отже, в АРГП УЩ, в порівнянні з іншими регіонами, найчіткіше виражена титан-фосфорна металогенічна спеціалізація, а також сієнітовий тренд їхньої еволюції. Очевидно ці дві особливості взаємопов'язані. На даний час причини такої відмінності АРГП УЩ не з'ясовано. Одним з її чинників може бути значна еродованість АРГП УЩ. Найбільш еродованим можна вважати Південно-Кальчицький масив. Збільшення залізистості порід і темноколірних мінералів з глибиною ерозії встановлено і для порід лужно-ультраосновної формації, які розглядаються нижче. Так, наприклад, в карбонатитах Чернігівського масиву, який вважається одним з найбільш еродованих, найвищою є залізистість олівінів та піроксенів. Задовільного пояснення цьому феноменальному явищу немає. Є підстави припускати, що за абісальних умов кристалізації розплавів знижується фугітивність кисню, внаслідок чого залізо окиснюється і входить у двовалентному стані переважно в силікати, частково — в ільменіт та сульфід. За умови масового виділення магнетиту залізистість розплаву знижується, а силікатів, відповідно, зростає, водночас збільшується частка незв'язаного

(вільного) кремнезему, що розширює поле кристалізації гранітів. Зменшення кількості магнетиту або його відсутність, навпаки, призводить до збільшення вмісту силікатів і формування сієнітів, що ми спостерігаємо в абісальних АРГП УЩ. Частково це питання розглянуто одним з авторів раніше. Здійснено спробу застосувати для пояснення цього явища ефект Соре (Дубина, Кривдік, 2007). Можливо, в даному випадку діють ці обидва (або ще якісь інші) чинники глибинної (абісальної) кристалізації розплавів АРГП.

Отже, анортозит-рапаківігранітні плутони УЩ істотно відмінні від однойменних утворень інших докембрійських щитів та платформ. Їм належить значний внесок у мінерагенію України (п'єзокварцові пегматити, Zr, TR, Y, Nb, Be).

5. Лужні породи. Історія вивчення лужних порід УЩ охоплює більш ніж столітній період (перші публікації Й. Морозевича з'явилися в 1898 р.). Октябрьський (раніше його називали Маріупольським) масив відомий як класичний інтрузив лужних порід, де вперше були виділені такі лужні породи, як маріуполіт, а з мінералів — тараміт. З цього ж масиву вперше Й. Морозевичем проаналізований нефелін, виведено його формулу (так званий нефелін Морозевича). Пізніше (1930–1970 рр.) до вивчення лужних порід Приазов'я долучилися такі відомі петрологи, як Л. Ф. Айсберг, В. І. Лучицький, П. І. Лебедев, І. Д. Царовський, М. О. Єлисеєв, Н. В. Бутурлінов.

Новим етапом в історії вивчення лужних порід можна вважати 1960–1980-ті рр., коли було відкрито карбонатити та пов'язані з ними лужні породи Чернігівської зони (Західне Приазов'я), а також лужні масиви в західній частині УЩ (Проскурівський, Антонівський).

Нині в межах УЩ відомо майже 40 масивів та проявів лужних порід і карбонатитів, включаючи пов'язані з ними лужні метасоматити — феніти. Найповніший їхній огляд зроблено в монографії С. Г. Кривдіка та В. І. Ткачука (1990), після виходу якої з'явилися публікації з результатами вивчення нових

масивів цих порід, головні особливості яких коротко розглянуті С. Г. Кривдіком в низці статей.

Серед головних досягнень і цікавих моментів у дослідженні лужних порід УЩ слід визначити: формаційний аналіз; регіональну геохімічну неоднорідність як можливий наслідок різних умов їхнього формування; залежність мінерального та хімічного складу лужних порід від рівня ерозійного зрізу масивів.

Український щит — унікальна провінція докембрійського лужного магматизму. Переважна частина масивів і проявів лужних порід має протерозойський вік і тільки в Приазовському мегаблоці цього регіону наявні як протерозойські, так і палеозойські (девонські) лужні породи. Зауважимо, що навіть кімберліти, розташовані у внутрішній частині УЩ (район м. Кіровоград), мають протерозойський вік (1,8 млрд рр.), тоді як у Приазовській крайовій частині цього регіону кімберліти, а також деякі лужні масиви (Покрово-Київський, Зірка, Приморський, Маріупольський, б. Бережна) сформувалися в девоні.

Причини такої пасивності УЩ до фанерозойського лужного (а також базальтового і кімберлітового магматизму) не з'ясовані. В цьому відношенні УЩ відрізняється від інших подібних докембрійських щитів та платформ.

Виділяються дві головні й різновікові формації лужних порід УЩ: лужно-ультраосновна або карбонатитова (2,0–2,1) та габро-сієнітова (1,7–1,8 млрд рр.). Є деякі підстави для виділення лужно-гранітної формації, до якої можна віднести пержанські рибекітові та егіринові граніти. Крім того, є сублужні породи (сієніти) віком 2,8 млрд рр. у Старобогданівському (Мелітопольському) масиві (Артеменко, 1988), формаційну приналежність яких не з'ясовано. Проте ця картина формаційного аналізу ускладнюється ще й тим, що в деяких масивах (перш за все в Малотерсянському) встановлено два етапи формування (2,0 і 1,8 млрд рр.) і було висловлено припущення про двоформаційність цього масиву: рання лужно-ультраосновна з карбонатита-

ми і пізня (головна) габро-сієнітова. Перша корелює з Чернігівським карбонатитовим масивом, а друга — синхронна з Октябрським.

Як відзначалося вище, під час розгляду анортозит-рапаківігранітних плутонів УЩ, з останніми просторово і генетично пов'язані масиви та прояви сієнітів (фаяліт-геденбергітових з рідкісноземельною та цирконієвою мінералізацією та егіринові). Анортозит-рапаківігранітні плутони синхронні з масивами габро-сієнітової формації.

Вважається, що вихідні розплави виділених формацій лужних порід УЩ були різними за складом, як і механізми їхньої диференціації — кристалізаційне фракціювання для масивів габро-сієнітової формації і ліквіація — для лужно-ультраосновної.

Після відкриття перших масивів лужно-ультраосновної формації в західній частині УЩ (Проскурівський, Антонівський) було виявлено чітку геохімічну відмінність однотипних лужних порід цих масивів від таких у Приазов'ї. Пізніші знахідки лужно-ультраосновних порід у цьому регіоні (Городницька та Глумчанська інтрузії, Покошівські дайки та ін.) продемонстрували ще більшу геохімічну контрастність порівнюваних порід. Так, у всіх лужно-ультраосновних породах західної частини УЩ виявлено аномально низькі (як для такого типу порід) значення вмісту титану, ніобію, танталу, цирконію, а у деяких проявах (Городницький, Глумчанський, Покошівський) ще й рідкісноземельних елементів. Висловлено два пояснення такої геохімічної контрастності лужно-ультраосновних порід Приазов'я і західної частини УЩ: 1 — вони сформувалися за різних геодинамічних умов — рифтогенних у Приазов'ї та стиснення земної кори (колізія, субдукція) — у західній частині УЩ; 2 — різною інтенсивністю мантійного метасоматозу під час генерації лужних магм у Приазов'ї цей метасоматоз був потужним, а в західній частині УЩ — незначним і лужно-ультраосновні магми генерувалися переважно за рахунок незнач-

ного парціального плавлення мантійного субстрату. Можливо, обидва чинники взаємопов'язані.

Слід ще зазначити, що в лужно-ультраосновних породах Городницької, Глумчанської інтрузій та Покошівських дайок виявлено глибинні хромшпінеліди, в тому числі алмазозноної асоціації, а самі породи є найбільш примітивними (магнезійними, недиференційованими, з низьким вмістом некогерентних елементів-домішок) з-поміж відомих порід такого типу.

Ще одну досить цікаву особливість речовинного складу було встановлено для порід лужно-ультраосновної формації УЩ. Ті масиви, які за геологічними та мінералого-петрологічними даними мають досить значний або глибокий ерозійний зріз (Чернігівський, Проскурівський, Антонівський), характеризуються підвищеною або навіть дуже високою (для такого типу комплексів) залізистістю мінералів і самих порід, тоді як в гіпабісальних інтрузіях (Городниця, Глумча, Покошівські дайки) ці породи мають магнезійні парагенезиси (як це загалом властиво більшості карбонатитових комплексів світу). Вкажемо лише на деякі незвичні особливості мінерального складу: залізистість олівину в карбонатитах Чернігівського масиву може досягти 70, частіше 20–50 %, тоді як у типових карбонатитах інших регіонів це зазвичай форстерит (залізистість ~ 10, інколи — до 15 %). Піроксен у Приазовських карбонатитах частіше представлений егірин-салітом або егірин-феросалітом, а в типових карбонатитах — діопсидом або егірином, егірин-діопсидом.

Подібна, але не так чітко виражена картина спостерігається і в анортозит-рапаківігранітних плутонах УЩ, як це згадано вище. На даний час це, на нашу думку, феноменальне явище важко пояснити з позицій найвідоміших петрогенетичних моделей (кристалізаційна диференціація, ліквідація). Була спроба навіть використати для інтерпретації цього явища ефект *Sore* (Дубина, Кривдік, 2007), який не дуже по-

пулярний серед петрологів.

Отже, протерозойські лужні породи УЩ нерідко мають "нестандартні" мінералогічні та геохімічні особливості, що примушує замислитись над відповідністю наявних петрогенетичних моделей формування масивів цих порід або переглянути і вдосконалити їх чи запропонувати нові, оригінальні. Проте для цього необхідне поглиблене ізотопно-геохімічне дослідження (Sm-Nd, Rb-Sr системи, *ICP MS* тощо) лужних порід за допомогою сучасних прецизійних аналітичних приладів.

6. Проблема коматитів. Після відкриття Вільюнами в 1969 р. коматитів у Південній Африці, а пізніше — в Канаді, Австралії та інших регіонах, в Україні почався "коматитовий бум". Відомі фахівці М. П. Семененко, І. С. Усенко та деякі молоді на той час їхні колеги (О. М. Струєва, Е. О. Нікуліна) дотримувались звичного терміну пікрит і фактично не визнавали коматитів як таких. Правда слід зазначити, що І. С. Усенко ще в 1958 і 1959 р. відзначав більш магнезійний склад архейських метавулканітів гранулітової фації (кристалосланців) Середнього Побужжя і вважав, що він тим самим передбачив відкриття коматитів. В той же час Л. Г. Данилович (1981) та О. Б. Фомін зі співавторами (1980, 1984) віднесли до коматитів більшість ультраосновних порід Побужжя та Середнього Придніпров'я. Гостра дискусія з цієї проблеми сприяла більш докладному вивченню ультраосновних порід УЩ. Не маючи змоги детальніше розкрити ці роботи, підкреслимо лише, що натепер можна вважати, що коматити (зі структурами спініфлекс), безумовно, наявні в граніт-зеленокам'яних областях Придніпровського та західної частини Приазовського мегаблоків. Найбільш детально вони описані в публікаціях О. Б. Боброва зі співавторами (1991–2000) та Г. В. Артеменка (1988). Останнім вперше подано результати прецизійного аналізу вмісту рідкісних елементів у коматитах. Можливо, коматити є в складі вулканосадової товщі залізисто-кременистих порід південного заходу УЩ. Щодо решти

ультрабазитів УЩ, то значна частина з них являє собою диференційовані розшаровані інтрузії. Деякі з них (Капітанка, Липовеньки) містять пластові хромітові руди. Сульфідних родовищ нікелю і міді, характерних для коматитів Австралії та Канади, в цих породах не виявлено. Лише в їхніх корах вивітрювання формуються силікатні нікелеві руди.

Діагностика коматитів базується переважно на геологічних, петрографічних та петрохімічних даних. Враховуючи часті вторинні та метаморфічні перетворення порід, ці критерії не завжди є дієвими. До того ж, в західній літературі допускаються значно ширші рамки щодо хімічного їх складу. Наприклад, виділяють високотитаністи або алмазонасні коматити, які, згідно з правилами вітчизняних та російських "Петрографічних кодексів" та довідників, можна віднести до пікритів (сублужних) або навіть кімберлітів (алмазонасні коматити Гвіани). До того ж проблема коматитів тісно переплітається з проблемою маріаніт-бонітітів. Для розмежування цих порід рекомендується діаграма $MgO - TiO_2$, яка також не завжди є ефективною. Разом з тим не виключено, що деякі вулканіти (особливо сильно змінені) основно-ультраосновного складу в докембрії УЩ, які відносяться до коматитів, можуть насправді бути породами боніт-маріанітової серії. До останніх можуть належати ультраосновні породи Тернівської ділянки Криворіжжя. Вважається, що коматити та маріаніт-боніти формуються за різних геодинамічних умов.

Отже, проблема коматитів у межах УЩ сьогодні перебуває тільки на початковій стадії дослідження. Можна сподіватися, що оснащення ІГМР ім. М. П. Семененка НАН України сучасними аналітичними приладами зможе довести її вирішення до світового рівня.

7. Проблема санукітоїдів в Україні вперше була порушена І. Б. Щербаковим (2005), який, спираючись на аналогію з іншими докембрійськими щитами (Канадським, Балтійським), вважав, що докембрійські санукітоїди наявні в межах УЩ. Як

першочергові "кандидати" в санукітоїди розглядалися монцодіорити Варварівського масиву, а можливі — монцонітоїди букинського, новоукраїнського та хлібодарівського комплексів, Шепетівського та Смолдирівського масивів, а також метаандезити сурської світи, діорити віровського типу. Санукітоїдам властиві такі петрохімічні та геохімічні особливості, як підвищений вміст магнію та калію, хрому, нікелю, барію, стронцію та легких РЗЕ — за досить високого вмісту кремнезему. Як і всі породи островодужних (субдукційних) обстановок, санукітоїди характеризуються низьким вмістом титану, ніобію, танталу, нерідко — цирконію, на спайдердіаграмах ці елементи проявляють негативні аномалії.

Вперше термін санукіти, пізніше санукітоїди (місцевість Санукі в Японії), введено в 1881 р. С. Е. Вейншенком для склуватих високомагнезійних авгітолівінових андезитів та островодужних базальтів, що асоціюють з ними. Японські дослідники (Tatsumi, Ishizaka, 1982) дійшли висновку, що санукітоїди і власне андезити не можуть бути похідними толейтової магми, а є прямими виплавками мантиї. Пізніші експериментальні роботи підтвердили можливість генерації розплавів санукітоїдів (магнезійних андезитів) з мантийного субстрату за наявності водного флюїду (Майсен, Беттчер, 1979). При цьому допускається часткова або значна контамінація кислого корового матеріалу, як це має місце в островодужних субдукційних обстановках, для яких властиві санукіти, андезити та споріднені з ними боніти.

Не вдаючись до більш докладного висвітлення генетичних концепцій щодо санукітоїдів та повного розкриття цього терміну, відзначимо лише, що, на думку І. Б. Щербакова, санукітоїди УЩ, особливо Варварівського масиву, подібні до нікеленосних порід Єланського інтрузиву на Воронізькому кристалічному масиві.

Таким чином, доведення наявності санукітоїдів у докембрії УЩ набуває також і практичного значення. У петролого-теоретичному аспекті сучасні та фанерозойські санукітоїди цікаві тим, що

вони просторово пов'язані з субдукційними остроководжними обстановками. Найвність їх в докембрії (археї та протерозої) може бути одним з доказів існування подібних умов стиснення земної кори (субдукція, колізія, обдукція) на ранніх етапах її формування.

Проявами фанерозойських санукітоїдів у межах України можна вважати магнезіальні породи палеоострівної дуги Чорного моря (Шнюков та ін., 1997) та деякі субвулканічні породи середнього складу (андезити-трахіандезити) Східного Приазов'я. В останніх виявлено ксенокристи магнезіальних (глибинних) клінопіроксенів, як це властиво типовим санукітам Японії.

8. Метасоматоз. Основним напрямком дослідження метасоматитів України є встановлення просторового і генетичного зв'язку гідротермально-метасоматичних процесів та рудоутворення з певними магматичними формаціями на основі детальних мінералого-геохімічних досліджень. Охарактеризовано розповсюдження, речовинний склад, генезис та металоносність метасоматитів і зроблені спроби їх класифікації (Семененко та ін., 1977). Виділено три ряди метасоматичних порід: 1 — лужно-польовошпатові метасоматити (феніти, сієніти, альбітити та ін.); 2 — продукти основного магнезіально-залізисто-кальцієвого метасоматозу (скарни, скарноїди, амфіболові метасоматити, хлоритоліти, скаполітити та ін.); 3 — метасоматити вилуговування і слабого калійного метасоматозу (грейзени, слюдяні сланці, алюмокварцити, вторинні кварцити та ін.).

У кожному з цих рядів, метасоматичні перетворення в яких проходять в температурному діапазоні 300–650 °С, виділяються метасоматити двох ступенів: високо- та середньотемпературні. До окремої групи віднесені гідротермаліти (пропіліти, лиственіт-березити та ін.), утворення яких відбувалося за температури не більше 300–350 °С і умов, перехідних від кислотної стадії до стадії підвищеної лужності.

Метасоматити виявляють не тільки тісні просторові, але й генетичні зв'язки з певни-

ми магматичними породами, що дозволило розділити їх на дві групи: магматичної стадії (скарни, епідозити, залізисті метасоматити та слюдити) і післямагматичної (альбітити, егіриніти, серицитоліти, грейзени та ін.).

За останні 20 років зроблені узагальнення результатів вивчення метасоматитів Середнього Придніпров'я (Монахов, 1986), окремих типів метасоматитів, зокрема скарнів всього УЩ (Нечаєв, Сьомка, 1989) і проведено цілеспрямоване дослідження метасоматитів його складчастого облямування (Щербань, Копилова, 1988).

На основі комплексних мінералого-петрографічних, термобарометричних та термодинамічних даних встановлено широке розповсюдження і велику різноманітність фаціально-формаційних типів метасоматичних порід. Вперше виділені метасоматити, які формаційно належать до аргілізитів, лиственіто-березитів та вторинних кварцитів і супроводжуються свинцево-цинковим, ртутним та золотим зруденінням. З лужними калішпатовими метасоматитами пов'язана рідкіснометалева берилієва (фенакіт-гентгельвінова) і ніобій-танталова (колумбіт-танталітова) мінералізація. Натрієвим лужним метасоматитам притаманна рідкіснометалева колумбіт-танталітова мінералізація в їх високотемпературній частині і золото-мідно-молібденова — в середньотемпературній. Суттєві успіхи досягнуті у вивченні гідротермально-метасоматичних процесів на родовищах урану в апогранітоїдних альбітитах, проявах золота в зеленокам'яних породах Сурської та Чортомлицької структур Середнього Придніпров'я, в граніто-гнейсових товщах центральної частини УЩ, на ванадій-скандієвих родовищах у кварцит-доломіт-сланцевій товщі криворізької серії (Стригін, 1978).

У магнезіально-залізисто-кальцієвих метасоматитах високотемпературного ступеня (скарни) виявлена та вивчена шеелітова мінералізація. За зміни високотемпературного метасоматозу низькотемпературним скарни стають золотоносними (золото-вольфрам-арсенова з вісмутом та нікелем мінералізація). З проявами грейзе-

нових процесів пов'язане рідкіснометалево-вольфрам-молібденове зруденіння, іноді з берилієм, вісмутом, рідкісними лужними і лужноземельними елементами.

Формування вулкано-плутонічних комплексів зеленокам'яних структур супроводжується розвитком у вулканітах і субвулканічних породах вторинних кварцитів, пропілітів, лиственіт-березитів, кварц-серицитових, біотит-хлоритових, турмалін-хлоритових та хлорит-серицитових метасоматитів з колчедановою, мідно-колчедановою, золото-кварцовою, золото-сульфідною та мідно-молібденовою мінералізацією.

9. Породоутворювальні та акцесорні мінерали. Починаючи з 1970-х рр. в Інституті започаткований новий науковий напрямок під керівництвом та за ініціативою чл.-кор. АН УРСР І. С. Усенка — петромінералогія. На меті він мав детальне вивчення хімічного складу та властивостей породоутворювальних та акцесорних мінералів магматичних та метаморфічних порід УЩ, вивчення їх генезису та потенційної рудоносності.

1972 р. вийшла друком монографія "Биотиты докембрия", що була удостоєна премії ім. В. І. Вернадського; у 1979 р. — "Породообразующие пироксены Украинского щита", в 1980 — "Щелочные полевые шпаты гранитоидов УЩ" та "Породообразующие гранаты УЩ".

Слід відзначити, що дослідження типоморфних особливостей породоутворювальних та акцесорних мінералів продовжили вчені Інституту. Тут слід згадати монографії І. С. Усенка, М. М. Івантішина, М. П. Щербака, І. Б. Щербакова, Я. М. Белевцева, В. О. Цуканова, В. М. Скобелева. Були охарактеризовані мінерали карбонатних порід (Сіроштан та ін., 1976), амфіболів з метабазитів Середнього Придніпров'я, мінерали із порід кристалічного фундаменту Карпат (Данилович, 1988). Цінна інформація про склад і властивості породоутворювальних мінералів міститься в роботах Т. А. Рокачук, Н. А. Безпалько, Т. Г. Хмарук, В. М. Венідіктова, О. М. Донського, О. М. Голуб, О. Л. та

М. О. Литвин та ін.

Завдяки цим роботам були охарактеризовані хімічні, оптичні, структурні, люмінесцентні та інші властивості всіх породоутворювальних мінералів магматичних і метаморфічних порід УЩ, уточнені фізико-хімічні умови їх утворення та розроблені критерії розчленування і кореляції.

Систематичне дослідження акцесорних мінералів із кристалічних порід України розпочато наприкінці 1940-х рр. у зв'язку з пошуками родовищ рідкісних елементів. У 1960–1970-ті рр. до вивчення акцесорних мінералів залучається широкий колектив геохіміків, геохронологів та петрологів. М. П. Щербак вперше всебічно охарактеризував монацит, циркон, апатит, сфен, ортит, ільменіт та магнетит із гранітоїдів північно-західної частини УЩ. Особливо детально був вивчений монацит, виділено декілька його генетичних та вікових типів. Вичерпно досліджений вміст та розподіл рідкісноземельних елементів у цих мінералах. Результати досліджень акцесорних мінералів за цей період узагальнені в колективній монографії (Безпалько та ін., 1986).

Останнім часом поглиблене вивчення акцесорних мінералів в Інституті пов'язано із впровадженням високоінформативних та чутливих фізичних і фізико-хімічних методів дослідження мінеральної речовини: електронної мікроскопії, рентгеноспектрального та рентгенофлуоресцентного методів, інфрачервоної спектроскопії, люмінесцентних, радіоспектроскопічних та оптико-спектроскопічних методів. Встановлено залежність між умовами кристалізації, морфологією, фізичними властивостями та хімічним складом циркону, апатиту, сфену та інших акцесорних мінералів із кристалічних порід.

Досліджуються склад і властивості окремих зерен акцесорних мінералів, що представляють різні їх генерації і відбивають зміну умов під час кристалізації та наступних перетворень. Подібну інформацію одержують під час аналізу зональних зерен циркону. Вивчається характер розподілу

U, Th, Pb, а також Hf, Y, Yb в монациті, цирконі, апатиті, сфені. Встановлено, зокрема, що в процесі вивітрювання в зовнішніх зонах кристалів монациту відбувається суттєвий перерозподіл радіоактивних та радіогенних елементів, зниження вмісту U, Th й радіогенного свинцю та збагачення свинцем нерадіогенним. Дуже складні та різноманітні міграція та перерозподіл U, Th і Pb в цирконі призводять до дискретності значень віку за окремими ізотопними співвідношеннями. Встановлено, що первинне співвідношення цих елементів у цирконі значною мірою залежить від кислотності / лужності мінералоутворювального середовища. Показано, що циркон із пізніших фаз гранітоїдних комплексів збагачений елементами-домішками у порівнянні з цирконом ранніх фаз і так само відрізняються циркони із гранітоїдів пізніх етапів становлення земної кори в порівнянні з більш ранніми (Єсипчук, 1988).

Нові дані дозволили оцінити вплив на морфологію акцесорних цирконів двох головних чинників: будови кристалічної ґратки та складу мінералоутворювального середовища. Різноманітність форм циркону в одних і тих же породах пояснюється не з позицій полігенераційної концепції, а на основі еволюції габітусних форм мінералу відповідно до зміни умов мінералоутворення.

10. Формацийний аналіз. Петрологія і стратиграфія докембрію. В західній зарубіжній геологічній літературі та у "Міжнародному стратиграфічному довіднику" (кодексі) термін "формація" (*Formation*) має суто стратиграфічне значення. Формації — це літостратиграфічні підрозділи, на які ділиться вся стратиграфічна колонка певного регіону на основі літології. Літологічні відмінності між формаціями, що покладені в основу їх виділення, обирають залежно від складності геології регіону, його геологічної історії та детальності геологічного картування. Потужність формації може складати як десятки сантиметрів, так і декілька тисяч метрів. Дві або декілька формацій одного віку (ератема, система, відділ) об'єднують

у групи. За російською та українською стратиграфічною термінологією формація відповідає світі, а група — серії.

У російській та українській геологічній літературі і виробничій практиці термін "формація" набув зовсім іншого значення і навряд чи доцільно його зараз змінювати, бо одночасно треба буде змінювати і всю нашу стратиграфічну термінологію.

Першим в Росії застосував термін "петрографічна формація" Ф. Ю. Левінсон-Лессінг ще 1888 р., позначаючи ним закономірну асоціацію магматичних гірських порід, утворених із одного магматичного розплаву внаслідок його тривалої природної еволюції. Такі асоціації або спільноти з переважанням певних типів порід в залежності від складу вихідної магми (базальтова, андезитова, гранітна та ін.) і умов її кристалізації, на думку Ф. Ю. Левінсона-Лессінга, мають таке ж право на самостійне визначення і вживання та трактовку з їх допомогою геологічної історії регіону, як і крупні стратиграфічні підрозділи.

Починаючи з 1950-х рр. у Радянському Союзі тривала розробка теоретичних основ вчення про геологічні формації як самостійного напрямку в області наук про Землю, що базувався переважно на петрографічних та літологічних дослідженнях. Під геологічними формаціями більшість дослідників розуміли природні асоціації гірських порід та мінеральних утворень, окремі складові яких внаслідок парагенетичних співвідношень тісно пов'язані між собою у просторовому і віковому відношенні.

Трохи пізніше були розроблені теоретичні уявлення про різні рівні організації мінеральної речовини: ядерно-ізотопний — атомарний — мінеральний — породний — формацийний. Стало цілком очевидно — геологічні формації є не просто абстрактними поняттями, що використовуються для зручності систематизації певних геологічних об'єктів, а реальними і закономірними структурно впорядкованими природними асоціаціями гірських порід. Подібно до того, як гірські породи

є закономірними асоціаціями мінералів, а мінерали — структурно впорядкованими асоціаціями атомів різних хімічних елементів.

В Україні наприкінці 1960-х рр. намітилося чотири різних підходи до формаційного аналізу докембрійських порід: генетичний, петрографічний, парагенетичний та комплексний — речовинно-структурно-генетичний. Прикладом першого був класичний генетичний аналіз геологічних формацій Криворізького залізорудного району, виконаний Г. І. Каляєвим (1965). Серед метаморфізованих вулканогенно-осадових утворень він виділив такі геосинклінальні формації: спіліто-діабазову, кварц-кератофірову (лептитову), залізисто-кременисту (джеспілітову), карбонатно-лагунну з найдавнішими каустобіолітами, нижню греботеригенну і верхню моласоїдну.

М. П. Семененко зі співавторами (1982) в межах Середньопридніпровської граніт-зеленокам'яної області за речовинним складом виділив такі групи петрографічних формацій: ультрабазитові, метабазитові, кератофірові алюмосилікатні та залізисто-кременисті.

Парагенетичний підхід до формаційного аналізу магматичних та метаморфічних порід Українського щита (УЩ) використала група львівських геологів на чолі з Є. М. Лазьком (1975). Під породними парагенезисами ці дослідники розуміли певні асоціації гірських порід, що закономірно повторюються на великих територіях у різних геологічних регіонах. Такий підхід суто емпіричний і не потребує попереднього аналізу тектонічних, фізико-хімічних чи палеогеографічних умов формування гірських порід. Останні можуть бути уже наслідком формаційних досліджень, а не їх передумовою. Ці дослідники виділяють декілька груп формацій, зокрема метаморфічні або суперкрукстальні (гіперстенових гнейсів і кристалосланців, кварцитів і високоглиноземистих порід, залізорудно-гнейсову, кондалітову, кінцигітову, мрамур-кальцифірову, кальцифір-кристалосланцеву, карбонатно-

гнейсову та ін.), метаморфізовані (джеспілітову, метапісковик-метаалевролітову, гранат-біотитових гнейсів та ін.), плутонометаморфічні (ендербітову, біотит-гранатових гранітів, діоритову, біотитову порфіровидногранітну та ін.), плутонічні (габро-анортозитову, рапаківігранітну, габро-перидотитову, габро-піроксенітову, нефелінсієнітову та ін.).

І. С. Усенко та його послідовники (1974) виділяють первинні й вторинні формації. До первинних відносять осадові, вулканогенно-осадові, вулканогенні та ювенільні інтрузивно-магматичні, виділення яких базується на детальному вивченні складу гірських порід, їх геологічного положення і реставрації первинного генезису. Специфіка цих парагенетичних асоціацій зумовлена перш за все тектонічними умовами, глибиною зародження і особливостями еволюції магматичних осередків, умовами кристалізації магми, а для осадових порід — палеогеографічними (кліматичними і т. п.) умовами осадкоутворення. Вторинні формації (метаморфічні, ультраметаморфічні, метасоматичні) — це нові породні асоціації, що виникли внаслідок глибокої переробки первинних порід під впливом зміни термодинамічних умов, глибоких потоків флюїдів та розчинів. Кожному типу первинних формацій можуть відповідати три підгрупи метаморфічних формацій, що об'єднують породи низького (зеленосланцева і епідот-амфіболітова фації), середнього (амфіболітова фація) та високого (гранулітова фація) ступенів метаморфізму.

Ультраметаморфічні формації поділяють залежно від ступеня перетворення первинного субстрату на дві підгрупи: мігматитові та гранітоїдні (первинний субстрат повністю перероблений, переплавлений і породи мають гомогенний вигляд). Детальніший поділ мігматитових формацій проводять за складом первинного субстрату (апобазитові та апопелітові мігматити), інтенсивністю розвитку жильного матеріалу, ступенем диференційованості або вторинного перетворення вихідної породи та термодинамічними умовами формування.

Таблиця 1. Положення вулканічних, основних-ультраосновних та лужних інтрузивних формацій і комплексів у хроностратиграфичній схемі докембрію УЩ

Ера	Вік, млн рр.	Стадія	Формації, серії та комплекси	
Мезопротерозой	1600		Трахіандезит-ріолітова (овруцька серія) Габро-анортозита (коростенський, корсунь-новомиргородський комплекси); Лужносієніт-габро-верлітова (октябрський комплекс); Якупрангіт-мельтейгітова (городницький комплекс); Базальт-андезит-ріолітова (клевська серія) Троктоліт-перидотит-габроноритова (пругівський комплекс)	
			Післязеленокам'яна	Піроксеніт-перидотит-горблендіт-габро-монцітова (букинський, новоукраїнський комплекси); Лампроїтова (коларівський комплекс); Лужноультрабазит-карбонатитова (чернігівський комплекс); Габро-перидотитова (райшльський, новосільський комплекси); Базальт-андезитова (криворізька, тетерівська, інгуло-інгулецька серії)
Неоархей	2500		Піроксеніт-перидотитова (юрівський комплекс) Андезит-толейтова (росинсько-пкішська серія) Грануліто-гнейсові терейни Граніт-зеленокам'яні терейни	
			Зеленокам'яна	Габро-перидотитова (девладівський комплекс); Дуніт-гарцбургітова (верхівцівський комплекс) Ріоліт-дацитова (білозерська серія) Дацит-андезит-толейтова (конкська серія) Коматит-толейтова Габро-дуніт-перидотитова (гайчурський комплекс) Дацит-туфітова Андезит-базальтова (косивцівська, осипенківська серії)
				Сієнітова (старобогданівський комплекс); Дуніт-перидотит-габроноритова (деренюхінський комплекс); Дуніт-гарцбургітова (капітанський комплекс)
Мезоархей	2800			
Палеоархей	3200	Дозеленокам'яна	Перидотит-піроксенітова (сабарівський, новопавлівський комплекси) Толейт-базальтова (дністровсько-бузька, західноприазовська, аульська серії)	

За цими ознаками серед апобазитового та апопелітового рядів мігматитових формацій виділяють підгрупи диференційованих і дифузних мігматитів амфіболітової і гранулітової фацій. Диференційовані мігматити характеризуються чітким відокремленням субстрату і жильного матеріалу; у дифузних мігматитах жильний матеріал не відокремлений, а гранітизація захоплює всю масу породи, хоча на окремих її ділянках проявляється з різною інтенсивністю. Породи архейського віку на території УЩ — переважно дифузні мігматити гранулітової та амфіболітової фацій. Породи протерозойського віку представлені обома типами, у межах яких за текстурними ознаками виділяються мігматити тіньові, смугасті, плейчасті, брилові та ін. Їхній розвиток та взаємне розташування і взаємовідношення із вмісними породами визначається перш за все тектонічними умовами.

Використання формаційного аналізу, детальне петрографічне вивчення метаморфічних та магматичних порід і еволюції докембрійського магматизму та ефективно впровадження сучасних ізотопно-геохронологічних даних дозволило побудувати достатньо детальну і добре обґрунтовану хроностратиграфічну схему раннього докембрію УЩ, що є основою всіх регіональних геологічних досліджень на його території, геологічного картування, прогнозування, пошуків і розвідки родовищ корисних копалин. У табл. 1 і 2 узагальнено цю схему окремо для вулканічних, інтрузивних, а також гранітоїдних формацій УЩ.

У основу схеми покладено розроблену спільно петрологами та геохронологами ІГМР ім. М. П. Семененка НАН України петролого-геохронологічну модель земної кори УЩ (1981, 1992). Згідно з цією моделлю у формуванні земної кори виділяють шість етапів тривалістю ~ 300–600 млн рр. кожний. Протягом догеологічного етапу (4,4–3,8 млрд рр.) сформувалася первинна базальтова кора, що згодом (ранньоархейський етап — 3,8–3,2 млрд рр.) перетворилася на примітивну континентальну кору,

представлену комплексом тоналітових і ендербітових гранітогнейсів ("сірих гнейсів") і різною мірою гранітизованих амфіболітів і кристалосланців. На мезоархейському етапі (3,2–2,8 млрд рр.) відбувалось формування зеленокам'яних поясів та грануліто-гнейсових комплексів, області поширення яких відповідали розтяганням та рифтоутворенню або стисканню земної кори внаслідок конвективних рухів у верхній мантії. В неоархеї (2,8–2,5 млрд рр.) тривала гранітизація та стабілізація архейської континентальної кори. У ранньому протерозої (2,5–2,0 млрд рр.) завершилося формування зрілої континентальної кори на всій території УЩ, відбувалась інтенсивна тектонічна диференціація земної кори з розвитком у тілі великого архейського літоплінту трогових структур, рухливих поясів (зони зіткнення літосферних плит), крайових шовних зон і серединних масивів із зонами протоактивізації та діасхизису. Ранньопротерозойський етап характеризується найінтенсивнішим проявом різноманітних гранітоутворювальних процесів. У мезопротерозої (2,0–1,6 млрд рр.) проявилася тектоно-магматична активізація і відбулась стабілізація зрілої континентальної кори.

11. Фанерозойський магматизм.

Традиційно вже так склалося, що петрологи Інституту більше займалися кристалічними породами УЩ, а магматичними утвореннями прилеглих западин (Дніпровсько-Донецької, Причорноморської, Прип'ятської), Карпат, Криму та Донбасу — дослідники інших наукових та виробничих організацій Львова, Донецька, Полтави, Криму (Бутурлінов та ін., 1973; Бутурлінов, 1979; Ляшкевич, Зав'ялова, 1977; Ляшкевич, Марушкін, 1982 та ін.). Частково це пояснюється тим, що магматичні породи у вказаних западинах розкривалися глибокими свердловинами, призначеними для розвідки і пошуків газу та нафти, і тому працівники з відповідних організацій вивчали керновий матеріал.

Проте деякі дослідники Інституту (Л. Г. Бернадська, К. Є. Шнюкова, Л. Г. Данилович, В. М. Бугаєнко, В. О. Сьомка та

Таблиця 2. Положення гранітоїдів у хроностратиграфічній схемі докембрію УЩ

Ера	Вік, млн рр.	Стадія	Гранітоїдні формації та комплекси
Мезопротерозой	1600		Рідкіснометалевих гранітів (пержанський, кам'яномогильський комплекси) Рапаківі гранітів (коростенський, корсунь-новомиргородський комплекси) Інтрузивних габро-сієнітів – гранітів (південнокальчицький комплекс) Інтрузивних діоритів-гранодіоритів-гранітів (осницький комплекс)
Палеопротерозой	2000	Післязеленокам'яна	Лейкократових автохтонних гранітів (анадольський комплекс) Палінгенних гранітів (уманський, салтичанський комплекси) Анатектичних гранітів (житомирський, кіровоградський комплекси) Ремобілізованих високоглиноземистих гранітів (бердичівський комплекс) Інтрузивних чарнокітоїдів (букинський, новоукраїнський, хлібодарівський комплекси) Палінгенних діоритів-гранодіоритів-гранітів (гайсинський, звенигородський комплекси) Палінгенних плагіогранітів (шереметівський комплекс) Інтрузивних діоритів-гранодіоритів-плагіогранітів (обігоченський комплекс)
Неоархей		Зеленокам'яна	Грануліто-гнейсові терейни Граніт-зеленокам'яні терейни Лейкократових автохтонних гранітів (токівський комплекс) Палінгенних алохтонних гранітів (мокримосковський комплекс) Палінгенних автохтонних гранітів (демуринський комплекс) Ремобілізованих плагіогранітів (саксаганський, інгулецький комплекси) Інтрузивних тоналітів-плагіогранітів (сурський комплекс) Анатектичних плагіогранітів-тоналітів (дніпропетровський комплекс) Інтрузивних діоритів-плагіогранітів (добропільський комплекс)
Мезоархей	2800		
Палеоархей	3200	Дозеленокам'яна	Ендербітів-тоналітів (новопавлівський комплекс) Ендербітів (гайворонський комплекс)

ін.) зробили вагомий внесок в дослідження фанерозойських магматичних порід, для хімічних аналізів яких було укладено каталог. Слід відзначити, що фанерозойських магматичних порід в межах УЩ, за винятком Приазовського мегаблоку, на даний час не виявлено.

Фанерозойські магматичні породи у вказаних регіонах представлені переважно вулканітами, меншою мірою — гіпабісальними інтрузіями. За складом вони досить різноманітні, але серед них домінують, як і в подібних геологічних структурах всього світу, вулканіти нормальної лужності основного та кислого складу (базальти, ріоліти), в підпорядкованій кількості (інколи переважають, як у Криму, Закарпатті) перебувають породи середнього складу (андезити, діорити).

Менш поширеними, але досить цікавими є вулканіти та гіпабісальні інтрузії лужних та лужно-ультраосновних порід центральної частини Дніпровсько-Донецької западини, зони зчленування Приазовського мегаблоку УЩ зі складчастим Донбасом, а також ультракалієві трахіти та ріоліти Західного Причорномор'я. Нещодавно лужні породи нових для України типів (олівінові есексити, шонкініти, олівінові мелалейцитити) виявлено у Призов'ї (Кривдік та ін., 2006), де відкрито і девонські кімберліти. Названі лужні породи та кімберліти є глибинними мантійними виплавками і відображають тектоно-магматичний (рифтогенний) етап палеозойської активізації південно-західної частини Східно-Європейської платформи, коли формувалися Дніпровсько-Донецька, Причорноморська та інші западини (авлакогени), а також складчаста структура Донбасу.

Цікаві молоді (юрські) плагіограніти Криму, які часто за хімічним та мінеральним складом є аналогами однойменних порід в архейських граніт-зеленокам'яних областях УЩ. Це — один із доказів магматичної природи древніх плагіогранітоїдів. Очевидно, андезити та андезибазальти Криму та Закарпаття є індикаторними породами режиму ерогенної консолідації, аналогічного до такого в сучасних островодужних

системах. Водночас слід відзначити, що фанерозойські магматичні породи України є менш вивченими, ніж їх докембрійські аналоги в межах УЩ.

12. Магматизм морського та океанічного дна. Вчені Інституту (І. Б. Щербак, Р. Я. Белєвцев, К. Є. Шнюкова, В. В. Рябоконт, В. В. Сліпченко, І. М. Скопиченко, О. О. Вишневський) брали активну участь у дослідженні магматичних порід Чорного та Червоного морів і Атлантичного та Індійського океанів. Результати досліджень висвітлені в низці статей та чотирьох монографіях (Шнюков та ін., 1984, 1989).

В цих роботах наведено відомості про геологічні умови залягання магматичних порід, їхні петрографічні та петрохімічні особливості, склад породоутворювальних та деяких акцесорних мінералів, вміст елементів-домішок та міркування щодо петрогенезису цих порід.

Серед найбільш вагомих і цікавих досягнень можна визначити: 1 — виявлення і досконале вивчення порід бонітової серії серед вулканітів у Чорному морі; 2 — знахідки (вперше в світовій практиці) сублужних вулканітів шошонітової серії на дні Індійського океану (схили г. Екватор); 3 — знахідки високотитанистих порід з керсутитом в Південній Атлантиці (зона розлому Романш); 4 — виявлення подібності базальтового вулканізму Червоного моря до океанів; 5 — встановлення наявності кислих вулканітів у Індійському океані.

Наявність високомагнезійальних порід бонітової серії в Чорному морі (Ломоносівський підводний масив) свідчить, на думку цих дослідників, про субдукцію океанічної кори під Кримський п-ів і Скіфську плиту, що заперечувалось багатьма попередніми дослідниками. Показано подібність магматичних порід Криму і дна північної частини Чорного моря до таких Кавказького хребта. У вулканітах Чорного моря і гіпабісальних інтрузивних породах Криму виявлено незвичні (і загадкові) для таких порід мінерали — периклаз, мелініт, мервініт.

Знахідки висококалієвих вулканітів (шошонітів) в Індійському океані (г. Ек-

ватор) дозволяють дещо змінити усталені погляди на будову і тектонічний режим його океанічного дна.

Такими ж цікавими є і знахідки високо-титанистих порід (очевидно, горнблендитів, названих авторами амфіболітами) з керсутитом в тропічній Атлантиці (розлом Вернадського). Ці породи дуже подібні до титанистих горнблендитів о-ва Сан-Паулу (Екваторіальна Атлантика), які, на думку деяких дослідників (Магматические горные породы, 1988), можуть бути фрагментами мантийного діяпіру, що вкорінився в океанічну кору на ранній стадії розкриття Атлантичного океану.

Олівінові базальти о-вів Червоного моря (Курдуміат, Фанаадир, Саут-Уест-Хейкок) належать до сублужного ряду за хімічним складом (високий вміст титану, лугів, деякі з них нефеліннормативні) і подібні до олівінових лужних і сублужних базальтів океанічних островів, тоді як вулканіти центрального грабену цього моря аналогічні толеїтам серединноокеанічних хребтів.

Наявність кислих та шошонітових вулканітів у районі Східно-Індійського хребта, на думку дослідників, може суттєво змінити усталені уявлення про характер цієї макроструктури Індійського океану.

13. Деякі нагальні проблеми. 1. Серед багатьох типів магматичних та метаморфічних порід УЩ на сьогодні залишаються найменше вивченими основні та ультраосновні породи. Класичні роботи І. С. Усенка, присвячені цій проблемі й написані ще в 50–60-ті рр. минулого століття, базувалися винятково на польових та мікроскопічних дослідженнях і хімічному (силікатному) аналізі гірських порід, бо сучасні методи вивчення мінеральної речовини тоді ще були відсутні. О. Б. Фомін спрямовував свої дослідження переважно на геохімію гіпербазитових та базитових формацій. Монографії Б. Г. Яковлева, В. М. Скобелева, Е. О. Нікуліної та низка

статей інших авторів торкалися лише окремих геологічних районів та формацій — підсумкові праці з базит-ультрабазитового магматизму УЩ поки що відсутні.

2. Не розроблена на сучасному науковому та аналітичному рівні проблема генезису та класифікації мігматитів — найбільш розповсюджених ультраметаморфічних порід, що розміщуються між метаморфічними та магматичними утвореннями.

3. Стоїть нагальна проблема розробки комплексних моделей магматизму та ультраметаморфізму для окремих мегаблоків УЩ — із врахуванням геофізичних, тектонічних, петрологічних, геохімічних та геохронологічних даних.

4. Не відповідає сучасному науковому рівню загальна модель еволюції магматизму — від ультраосновного до кислого. Для вирішення питання про глибину та умови зародження магм різного складу слід ширше залучати ізотопно-геохімічні дані та петролого-геохімічне моделювання.

5. Серед породоутворювальних мінералів залишаються ще недостатньо вивченими амфіболи — одні з найрозповсюдженіших мінералів майже у всіх метаморфічних, ультраметаморфічних та магматичних породах.

6. За допомогою сучасних прецизійних аналітичних методів слід глибше вивчити акцесорні мінерали, що несуть дуже важливу петрогенетичну, геохронологічну та металогенічну інформацію. Поки що найкраще вивчений лише циркон.

7. Залишається недостатньо вивченою на сучасному рівні (Rb-Sr, Sm-Nd системи, ICP MS) геохімія лужних порід і карбонатитів УЩ. Це стосується як недавно відкритих масивів у західній частині цього регіону, так і давно відомих в Приазов'ї, в тому числі таких, з якими пов'язані рідкіснометалеві родовища та рудопрояви (Октябрський, Малотерсянський, Південнокальчицький, Покрово-Киріївський та ін.).

РЕЗЮМЕ. Изложены основные достижения за последние 30–35 лет украинских геологов, в первую очередь — научных сотрудников ИГМР им. Н. П. Семененко НАН Украины в области петрологии. Освещены такие проблемы: 1 — метаморфизм, соотношение гранулитогнейсовых и гранит-зеленокаменных террейнов; 2 — чарнокиты; 3 — гранитообразование и гранитоидные формации; 4 — анортозит-рапакивигранитная формация; 5 — щелочные породы; 6 — коматииты; 7 — санукитоиды; 8 — метасоматоз; 9 — породообразующие и акцессорные минералы; 10 — формационный анализ, петрология и стратиграфия докембрия; 11 — фанерозойский магматизм; 12 — магматизм морского и океанического дна; 13 — некоторые насущные проблемы.

SUMMARY. Main achievements of Ukrainian geologists for the recent 30–35 years have been stated. In the first place the scientific results of petrologists of M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of Ukraine. The following problems have been elucidated: 1 — metamorphism; interrelation of granulite-gneissic and granite-greenstone terrains; 2 — charnokites; 3 — granite formation and granitoid formations; 4 — anorthosite-rapakivi-granite formation; 5 — alkaline rocks; 6 — komatiites; 7 — sanukitoids; 8 — metasomatism; 9 — rock-forming and accessory minerals; 10 — formation analysis, petrology and Precambrian stratigraphy; 11 — Phanerozoic magmatism; 12 — magmatism of the sea and ocean bottom; 13 — some current problems.