

## КВАЛИФИКАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ КАРБОНАТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Проведены исследования геологии и вещественного состава силикатно-карбонатных пород Украинского щита. Сделан вывод об их принадлежности к карбонатитам нормального ряда. Приведены признаки и металлогеническая специализация, подтверждающие магматическое происхождение и сходство с карбонатитами щелочных серий.

*Ключевые слова:* карбонатиты, металлогения, вещественный состав, магматизм.

Проведені дослідження геології та речовинного складу силікатно-карбонатних порід Українського щита. Зроблено висновок про їх приуроченість до карбонатитів нормального ряду. Надані прикмети та металогенічна спеціалізація, які підтверджують їх магматичне походження та подібність карбонатитам лужних серій.

*Ключові слова:* карбонатити, металогенія, речовинний склад, магматизм.

Researches of geology and composition of silicate-carbonate rocks of the Ukrainian shield. Concluded that they belonged to the karbonatites of the normal series. Metallogenic characteristics and specialization are confirming to the magmatic origin and resemblance with karbonatites alkaline series.

*Key words:* karbonatites, metallogeny, material composition, magmatizm.

**Введение.** На Украинском щите все породы силикатно-карбонатного состава, кроме Черниговского массива, принято относить к осадочно-метаморфогенным образованиям, которые называют кальцифирами. Основными аргументами в защиту этой точки зрения являются отсутствие в пределах массивов щелочных интрузивных пород, месторождений редкоземельных металлов и апатита, фенитизации вмещающих пород, маловероятность формирования собственно доломитовых магматических расплавов и другие. Несмотря на это, в мире известны находки эффузивных карбонатитов, в том числе магнетитовых, редкометалльных (например вулкан Керимаси в Танзании [1], которые не оставляют сомнений в существовании карбонатных расплавов в качестве самостоятельных магм. В связи с преобладанием в докембрии ультраосновного-основного магматизма образование карбонатитов имело, как представляется, более широкое площадное распространение на древних протоплатформах и рифтовых зонах. Многочисленные экспериментальные данные [2, 3] однозначно подтверждают возможность зарождения доломитовых расплавов из перидотитовой магмы при ее насыщенности  $\text{CO}_2$  и давлении более 5-7 ГПа.

В отношении силикатно-карбонатных пород Украинского щита, ассоциирующихся с ультрабазитами, многими исследователями также высказывалось мнение об их магматической природе. Так, Ю. И. Смирнов [4] приводил доказательства карбонатитовой природы силикатно-карбонатных пород Капитановского массива и аналогичным ему массивов в Побужском рудном районе, М. И. Веригин, А. С. Киселев, В. Н. Трощенко, Л. Г. Хагуройко и другие [5] рассматривали кальцифиры родионовской свиты Криворожской шовной зоны в

качестве карбонатитов, В. Д. Гейко с соавторами [6] привели факты, подтверждающие аналогию Дубовецкого, Лукашевского и других массивов Верхнего Побужья с Черниговским, Т. Э. Плоткина [7] доказала первично магматическую природу вмещающих кальцифиры эндербито-гнейсовых пород Хашевато-Завальевского блока. То же относится к Трояновскому, Сабаровскому и ряду других массивов, в которых, несмотря на наличие апатит-редкоземельной минерализации на уровне рудопроявлений, роль карбонатных пород сводится к благоприятной среде для их осаждения, а сами они рассматриваются в качестве первично-осадочных образований, несмотря на идентичность отношения изотопов стронция и близкие отношения изотопов углерода и кислорода с типичными карбонатитовыми и кимберлитовыми массивами.

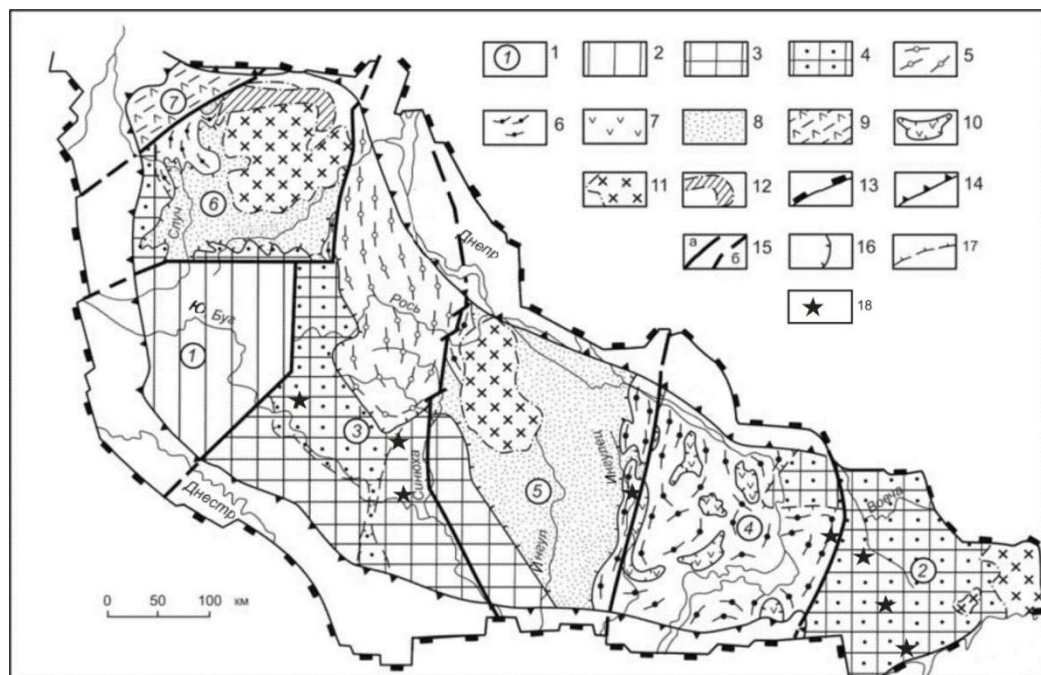
**Основной целью** проведенного исследования явилось определение формационной принадлежности и потенциальной металлогенической специализации силикатно-карбонатных пород, ассоциирующих с ультрабазитовыми комплексами Украинского щита.

Особое внимание уделено выявлению признаков, по которым силикатно-карбонатные породы можно отнести к магматическим или метаморфогенно-осадочным образованиям, сравнению их вещественного состава и геотектонического положения. В итоге выделены основные признаки для их распознавания. Из них к ведущим отнесены геотектонические, структурно-геологические, петрографо-минералогические признаки, вещественный состав и строение силикатно-карбонатных пород, взаимоотношения ассоциирующих с ними ультрабазитов, минералого-геохимические особенности и связь с проявлениями полезной минерализации. При выделении признаков также необходимо учитывать влияние метаморфизма на характер преобразования карбонат-ультрабазитовых массивов и их современный облик на данном уровне эрозионного среза земной коры.

**Результаты исследования.** На Украинском щите силикатно-карбонатные породы распространены в пределах тектонически активных шовных зон или в зоне контакта мегаблоков. На восточной части – щита тяготеют к границе с Днепровско-Донецкой впадиной, далее с востока на запад – достаточно четко приурочены к Орехово-Павлоградской, Криворожской, Голованевской шовным зонам, а на западе – к границе Подольского и Бугско-Росинского блоков (рисунок).

Характерной особенностью изученных комплексов является тесная ассоциация силикатно-карбонатных пород с ультраосновными породами. Соотношение их объемов на разных массивах колеблется в широких пределах. Так, в Черниговском комплексе ультраосновные породы типа оливинитов, глиммеритов, слюдяных перидотитов и щелочных пироксенитов (последние преобладают) составляют не более 10%. Оливиниты в виде автолитов наиболее распространены среди карбонатитов. Существенный объем при этом занимают финиты, которые развиты по сиенитам и вмещающим породам рамы. Собственно силикатно-карбонатные породы, включая кимберлитовые карбонатиты, составляют около 65% объема массива.

Малотерсянский лаколитоподобный массив размером около 12x3,5 км представлен базит-ультрабазитовыми породами типа габбро и сиенитов с дайкообразными телами оливинитов, пикритов, лампрофитов и собственно карбонатитоподобных пород, которые преимущественно распространены за пределами массива. По отношению ко всему массиву дайковый комплекс по объему составляет не более 1%. В дайковом комплексе карбонатитоподобные



**Рисунок. Проявления силикатно-карбонатных пород на УЩ. Основа по В. П. Кирилюк [8].**

1 – основные структурные элементы: 1–6 мегаблоки (цифры на схеме): Подольский гранулитовый (1); Приазовский гранулит - диафторитовый (2); Бугско - Росинский гранулит-амфиболитовый (3); Приднепровский гранитно - зеленокаменный (4); Кировоградский (5) и Волынский (6) гранито-гнейсово-сланцевые; Вольно - Полесский вулканно - плутонический пояс (7); 2–9 главные структурно-формационные комплексы – этажи и подэтажи мегаблоков: 2 – гранулиты и супраструктуры Подольского мегаблока, 3 – гранулитовые структуры Бугско - Росинского и Кировоградского мегаблоков, 4 – гранулит - диафторит – гранитовые структуры Бугско - Росинского и Приазовского мегаблоков, 5 – амфиболиты, гранитовые супраструктуры Бугско - Росинского мегаблока, 6 – амфиболиты гранитовые структуры Приднепровского, Кировоградского и Волынского мегаблоков, 7 – зеленокаменные (метавулканогенные) и железисто - кремнисто-сланцевые (метатеригенно-вулканогенно - хемогенные) супраструктуры Приднепровского мегаблока объединены в масштабе схеме, 8 – гранитно - гнейсово - сланцевые супраструктуры Кировоградского и Волынского мегаблоков, 9 – вулканно - плутонический структурно – формационный комплекс Вольно - Полесского пояса, 10 – зеленокаменные пояса - фрагменты супраструктуры Приднепровского мегаблока, 11 – крупные автономные интрузивные массивы (мелкие массивы включены в площади комплексов, которые они прорывают), 12 – Овручский прогиб и его сателлиты, 13 – граница щита с краевыми сбросами, 14 – граница щита, 15 – пограничные межмегаблоковые зоны разломов (а) и их продолжение под платформенным чехлом (б,) 16 – границы структурных этажей мегаблоков (подиива супраструктуры мегаблоков), 17 – граница гранулит - диафторитовых зон- структур, 18 – участки проявлений силикатно-карбонатных пород.

I. Приазовский мегаблок и Орехово-Павлоградская шовная зона: Черниговское, Малотерсянский массив, Октябрьский массив, Хлебодаровское, Петрово-Гнутаевское, проявления Васиновского участка в пределах Орехово-Павлоградской шовной зоны, Могила Куksунгур, Сачкинско-Троицкое и Темрюкское месторождения графита, Мариупольское, Садовый участок, Першотравневое, Кременивское; II. Среднеприднепровский мегаблок УЩ и Криворожско-Кременчугская шовная зона: Славгородское, Казанковское, Родионовское, Гейковское; III. Среднее Побужье: Капитановский массив, Чернопольский массив, Молдовское месторождение железа, Хацеватое, Трояновское; IV. Днестровско-Бугский район: Сабаровский участок, Проскуровское, фениты Березовой Гати.

породы занимают не более 5% (5 тел мощностью от 0,5–0,7 м до 9 м), а ультраосновные и близкие к ним – не более 25%. Остальная часть пород дайкового комплекса представлена различными сиенитами и метасоматитами. В экзоконтактной зоне на удалении до 1 км от массива широко распространены фенитизированные участками гранитоиды.

В Орехово-Павлоградской шовной зоне силикатно-карбонатные породы изучены в пределах Ново-Даниловской магнитной аномалии и на Васильевском участке в пределах Таврической магнитной аномалии. Силикатно-карбонатные породы встречаются в примерно одинаковых геологических условиях. Они залегают в виде пластовых тел небольшой мощности (0,5–6,0 м) в сильно расланцованной толще амфиболит-серпентинового (перидотитового) состава, чередующихся с пироксеновыми и плагиоклаз-амфиболовыми кристаллическими сланцами и темноцветными пироксенсодержащими гнейсами. Мощность данной толщи составляет от 30 до 120 м, реже более метров. На обоих участках отмечается фенитизация вмещающих пород, в т. ч. и железистых кварцитов с образованием в них эгирина, диопсида, фторопатита. По объему карбонатные породы в базит-ультрабазитовой толще занимают не более 2 – 3%, собственно ультраосновные (перидотиты, серпентиниты, актинолититы, амфиболиты и пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы) – до 60%. Остальные породы представлены гнейсами и фенитизированными породами.

Лукашевский, как и Дубовецкий, и Бендеровский массивы, представляют собой несколько линейно вытянутых тел в глубокомеморфизованной толще. Силикатно-карбонатные породы мощностью около 250-320 м залегают в толще эндербитов, интенсивно мигматизированных гиперстеновых кристаллических сланцев метагарцбургитов (ультрабазитовая толща) и содержат тела сиенитов и сиенит-пегматитов. Объем силикатно-карбонатных пород в пределах эндербитовой толщи составляет около 70% и только 20% по объему занимают собственно ультрабазиты, преобразованные метаморфическими процессами в эндербиты и гиперстеновые кристаллические сланцы, около 10% – сиениты. Непосредственно в самих силикатно-карбонатных породах наблюдаются в виде автолитовых включений передотитовые серпентиниты. В боковых породах рамы, как и в эндербитах, наблюдаются фрагменты фенитизации и развитие метасоматических темно-серых существенно полевошпатовых гнейсов.

В Сабаровском массиве, представленном овально-вытянутой структурой в виде лополитоподобного тела размером 2x1 км, силикатно-карбонатные породы распространены как среди толщи ультрабазитов, так и в вышезалегающей толще среди гиперстеновых и диопсидовых кристаллических сланцев. Толща ультрабазитов имеет мощность более 250 м. В центральной части массива наблюдается развитие мощной толщи винницитов, которые по облику и составу близки к мариуполитам Октябрьского массива. Во вмещающих породах отмечаются процессы фельдшпатизации с образованием плагиоклазитов. Силикатно-карбонатные породы внутри ультрабазитовой толщи имеют мощность около 5 м, в перекрывающей толще до 15 м. По отношению к ультрабазитам по объему составляют около 10%.

Завальевский массив, как и находящийся рядом Хашеватский, представляют собой удлиненные изометрично-вытянутые штокообразные тела площадью около 10 км<sup>2</sup> (примерно 4x2,5 км). В отличие от предыдущих, они характеризуются преобладающим развитием практически однородных по составу и строению силикатно-карбонатных пород, которые по объему слагают около 90% массива. На

флангах массивов (по периферии) распространены ультрабазиты перидотит-дунитовой формации и эндербиты. Среди ультрабазитов выделяются собственно серпентиниты, возможно, аподунитовые, серпентинизированные и амфиболитизированные пироксениты, амфибол и амфиболовые гнейсы. Собственно среди ультрабазитов данных массивов в 30-е годы XX в. впервые в Побужье были обнаружены проявления хромитовых руд. В краевых частях обоих массивов наблюдается развитие графитовой минерализации среди биотитовых гнейсов, а за их пределами отмечается наличие силлиманитовых гнейсов, плагиоклазитов темно-серого цвета и безрудных кварцитов. Все они имеют признаки метасоматического происхождения и в отдаленном приближении напоминают процессы фенитизации, что подтверждается преобладающей натриевой направленностью преобразований.

Капитановско-Липовеньковская группа расположена в одной зоне глубинных разломов и представлена хромитонесущими ультрабазитами дунит-перидотитовой формации. Капитановский и Липовеньковский массивы линейно вытянуты в северном и северо-западном направлении, имеют протяженность до 2,5 км и мощность от 50 до 250 м. Остальные Липовеньковские массивы имеют овально-вытянутую форму при мощности около 150–300 м и протяженность около 1 км. Все массивы характеризуются наличием в их составе силикатно-карбонатных пород, которые развиваются преимущественно в лежачем боку внутри ультрабазитов и изредка по периферии. По объему они занимают от 3–5% (на Восточно-Липовеньковском) до 40–60% в южной части Капитановского массива. На Западно-Липовеньковском, отчасти Капитановском, массивах установлены дайки субщелочных пород с повышенным содержанием редкоземельных элементов и тория. Вмещающие породы, особенно в лежачем боку, подвержены интенсивной фельдшпатизации мощностью от 50 до 200 м, в пределах которой породы превращены в темно-серые безкварцевые плагиоклазиты и гнейсы. По отдельным зонам развивается щелочной метасоматоз с силлиманитовой и кордиеритовой минерализацией. Внутри массивов среди ультрабазитов развиваются зулизиты – породы гранат-кварц-олигоклазового состава.

Чемерпольский массив представляет собой близкое к изометричной форме штокообразное тело, в значительной степени преобразованное процессами ультраметаморфизма. Принадлежность к ультрабазитовым комплексам устанавливается только по отдельным частям и блокам. Ультрабазиты представлены серпентинитами, амфиболитами и метапироксенитами. Силикатно-карбонатные породы распространены внутри ультрабазитов, где составляют по объему не более 15%, а также распространены среди мигматизированной толщи с реликтами амфиболитов, где их объем возрастает до 65–70%. Среди вмещающих пород широко развиты процессы фельдшпатизации с образованием темно-серых плагиоклазитов андезин-олигоклазового состава, а также зоны щелочного метасоматоза с силлиманитом и кордиеритом. В зависимости от содержания темноцветных минералов и доломита силикатно-карбонатные породы разделяются по окраске на лейкократовые, мезократовые и меланократовые разновидности.

Лейкократовые разновидности состоят преимущественно из кальцита, содержат от 5 до 20% силикатных минералов и доломита от 10 до 30%. Среди них преобладают мелкозернистые и среднезернистые разновидности (табл. 1, рис. 1, 2) с равномерным распределением по всему объему включений силикатных минералов гипидиоморфной микроструктуры. Как правило, в этих разновидностях силикатно-

карбонатних порід магнітна восприимчивість змінюється в широких межах від 50 до 1500 одиниць СГСЭ при відносно вищій щільності (2,81 – 2,88 г/см<sup>3</sup>). Сильно магнітні різновидності мають удільний вагу 2,89–2,92 г/см<sup>3</sup>. Разом з тим, у всіх різновидностях систематично спостерігається у вигляді розсіяної вкрапленості наявність від одиничних до 3–4% апатиту, магнетиту, хроммагнетиту і феррохромпикотиту.

Лейкократові силікатно-карбонатні породи в основній масі спостерігаються також у грубополосчатих різновидностях, які найбільш поширені в Сабаровському і Лукашевському масивах. В них лейкократові шари утворені за рахунок перекристалізації, мають, як правило, середньо- і крупнозернисту будову, містять від одиничних зерен до 5% силікатних мінералів і в них відсутня будь-яка рудна мінералізація. По зовнішньому топографічному малюнку текстури дані різновидності нагадують зони мігматизації (фельдшпатизації) по основним породам. Магнітна восприимчивість таких різновидностей в 62% проб дуже низька (до 70 одиниць СГСЭ), а удільний вагу закономірно знижується порівняно з масивними різновидностями з 2,92 до 2,74 г/см<sup>3</sup>.

Лейкократові метасоматично переотложені силікатно-карбонатні породи мають не тільки масивну текстуру і середньо-крупнозернисту будову, але й мають плямисту, прожилкову, натечну текстуру. Силікатні мінерали в них зосереджені переважно в гніздах або в округлих останках (овоїдах) вихідної силікатно-карбонатної породи. Метасоматично переотложені силікатно-карбонатні породи характеризуються в 71% проб дуже низькою магнітною восприимчивістю і середніми, ближче до низьких, показателями удільного ваги ( $\rho = 2,76-2,68$  г/см<sup>3</sup>). Сильно магнітні породи відсутні. З рудної мінералізації в них поширений апатит і гніздовидні виділення графіту, іноді зустрічається молибденит.

Мезократові різновидності силікатно-карбонатних порід найбільш поширені і у всіх досліджуваних масивах складають від 45% до 70%. Представлені доломіт-кальцитовими різновидностями переважно середньозернистої будови з вмістом силікатних мінералів від 15% до 35%. В різній ступені містять вкрапленість магнетиту, хромпикотиту, режі шпінелі і апатиту (в сумі від 4 до 15%). На Капітановському і Липовеньковських масивах в них локалізуються прожилки і жили, іноді шпирі хроміта потужністю від перших сантиметрів до 1,2 м, в шпирях до 2,5 м. Характеризуються широким діапазоном магнітної восприимчивості: 22% до 100 одиниць СГСЭ, 33% від 100 до 1000 одиниць СГСЭ, 22% – 1000 – 5000 одиниць СГСЭ і 23% більше 5000 одиниць СГСЭ. При цьому слабomagнітні і дуже магнітні мають найбільшу щільність (близько 3,01 г/см<sup>3</sup>), в той час як в середньomagнітних і, особливо, в сильномагнітних вона знижується до значень 2,71 г/см<sup>3</sup> і 2,45 г/см<sup>3</sup>. В основній масі мають масивну або плямисту будову за рахунок перекристалізованих гнізд карбонату (кальциту) текстуру, іноді з нечітко вираженою лінійністю за рахунок орієнтації силікатних мінералів. Можливо більша частина сильномагнітних різновидностей є перекристалізованими або метасоматичними породами.

Полосчаті мезократові силікатно-карбонатні породи зустрічаються в двох позиціях: мезократові шари чергуються з лейкократовими (останні утворюються за рахунок послідовної перекристалізації) і мезократові шари утворюються за рахунок перекристалізації меланократових різновидностей). На

перекристаллізацію освітлених слойков в обох случаях указує порушення рівноважних взаємозв'язків мінералів. Так, в перекристаллізованих слойках карбонат кородує зерна силікатів, карбонатним матеріалом заповнюються мелкі тріщинки, хроміт і магнетит в перекристаллізованих слойках практично відсутній і концентрується вблизи границі розділу в більш меланократових слойках, а серед них з'являються новообразовані ідіоморфні зерна апатита, іноді сульфідів. Магнітна восприимчивість в полосчатих різновидностях мезократових порід змінюється в широкому діапазоні від середньої 200–500 одиниць СГСЭ (60%) до 1000 одиниць СГСЭ і більш (40%), а густина знижується по мірі наростання ступеня намагніченості від 2,83 до 2,65 г/см<sup>3</sup>.

Меланократові різновидності силікатно-карбонатних порід на різних масивах мають розповсюдження від 10% до 35% і характеризуються підвищеним вмістом доломіта (від 30 до 70%), іноді залізного, присутнім в вигляді окремих мінералів сидерита, родохрозита, рідко брейнерита. Кальцит також містить до 7% приміси магнезитової складової і близько 3% сидеритової і родохрозитової.

В даній групі переважають мелкозернисті і середзернисті різновидності (табл. I, рис. 3, 4). Вміст силікатних мінералів коливається від 10% до 40%.

Переважають породи со середньої (50%) і сильної (1000 – 1500 одиниць СГСЭ) намагніченістю (33%) при середній густині 2,85 г/см<sup>3</sup>. В слабомагнітних різновидностях (до 100 одиниць СГСЭ) відзначається підвищена густина (3,1 г/см<sup>3</sup>) при незначительному вмісті (близько 15%) темноцвітних мінералів. Дане цілком пояснимо дуже щільною упаковкою карбонатних мінералів, що характерно тільки для карбонатних порід магматического генезису. Серед рудних мінералів, утворюючих іноді сидеронітову мікроструктуру, в вигляді розсіяної вкрапленості спостерігається магнетит, хроммагнетит, хромпикотит, апатит (намі зустрічається до 8%), ільменіт, можливо, брукіт, ірідіум. В меланократових породах часто спостерігаються гнізда розміром 1–6 см і прожилки до 0,5 см світло-сірого кольору з перекристаллізованим карбонатом. Силікатні мінерали в них відсутні, що, можливо, вказує на місцеву перекристаллізацію по типу утворення альпійських жил. В меланократових різновидностях полосчатої і пятнистої текстури до 60% розповсюджені слабомагнітні силікатно-карбонатні породи, які характеризуються зниженою густиною (2,59 г/см<sup>3</sup>). Зниження густини породи, можливо, обумовлено розпушенням структури породи і виносом рудних мінералів при послідовній перекристаллізації. Разом з тим, в середньо- і сильномагнітних різновидностях густина порід зберігається на рівні 2,94–3,0 г/см<sup>3</sup>. Вони, як правило, характеризуються нечітко вираженою полосчатістю і пятнистістю, що можна віднести до початкових фаз метаморфічного перетворення вихідних силікатно-карбонатних порід. В освітлених зонах порушуються рівноважні відношення між карбонатними і силікатними мінералами з тенденцією виносу рудних мінералів від лейкокатових до меланократових слойкам. Так же, як і в породах з масивною текстурою, присутня розсіяна вкрапленість магнетита, ільменіта, апатита. Хромсодержачі мінерали практично відсутні, а на границях переходу до лейкокатових слойкам спостерігається виділення знову утворених зерен магнетита і сфена ідіоморфної або близької до неї форми.

Взаимоотношения ультрабазитов и силикатно-карбонатных пород весьма сложные. Преимущественно распространены четкие ровные контакты с резкой границей раздела, на которой часто выделяется темная каемка 1–3 мм (табл. I, рис. 4; табл. II, рис. 5).

Такие контакты характерны не только для крупных тел или жил, но и для разветвляющихся жил силикатно-карбонатных пород в ультрабазитах и наоборот, жильного материала ультрабазитов в силикатно-карбонатных породах (табл. II, рис. 6). По форме различаются прямолинейные жилы с относительно выдержанной мощностью, изогнутые и ветвящиеся жилы с переменной мощностью, глухие выклинивающиеся жилы, которые не прослеживаются далее по направлению выклинивания.

На всех изученных массивах отмечается присутствие округлых (возможно оплавленных) автолитовых включений ультрабазитов в силикатно-карбонатных породах (табл. II, рис. 6), в меньшей степени наоборот – округлые включения силикатно-карбонатных пород в ультрабазитах. В последнем случае карбонатный материал часто сохраняется в реликтах, а автолитовое включение почти нацело замещается крупнозернистым диопсидом. Подобные диопсиды крупно- и гигантозернистой (до 5–8 см) структуры нередко наблюдаются и на контакте массивных ультрабазитов и силикатно-карбонатных пород мощностью 0,5–2,2 м. На Черниговском и Чемерпольском массивах в основном в автолитах развивается биотит, на Западно-Липовеньковском – флогопит.

В отличие от описанных взаимоотношений, зоны метасоматического переотложения силикатно-карбонатных пород характеризуются «очищением» от силикатных и рудных минералов, а кальцита от доломитовой молекулы, имеют постепенные расплывчатые контакты (табл. II, рис. 7). В отличие от них, секреторные переотложенные жилы представлены практически чистым кальцитом, часто секут метасоматическую полосчатость и имеют четкие резкие контакты с силикатно-карбонатными породами (табл. II, рис. 8) и ультрабазитами.

Таким образом, изученные массивы характеризуются значительной степенью метаморфического преобразования как собственно ультрабазитов, преобразованных в гиперстен-диопсидовые кристаллические сланцы, чарнокиты или эндербиты, так и силикатно-карбонатных пород. По сохранившимся контурам распространения карбонат-ультрабазитовых комплексов исходные магматические массивы имели предпочтительно жильную или линейно-вытянутую формы, локализуясь в пределах линии разрыва глубинных разломов, значительно реже в виде овально-вытянутых или близких к изометричным формам, локализуясь в виде штоков, лакколлитов и лопполитов на пересечении разноориентированных разломов. По составу и строению наименее измененные метаморфическими процессам силикатно-карбонатные породы соответствуют бэфорситам, кимберлитовым карбонатам и карбонатитоидам. Характеризуются несколько повышенной плотностью, средней и сильной остаточной намагниченностью, преимущественно равновесными резкими контактами с ультрабазитами.

В отличие от высокометаморфизованных силикатно-карбонатных пород осадочного генезиса, наметились признаки отличия по внешнему облику и характеру взаимоотношений силикатных и карбонатных пород.

**Структурно-геологические признаки.** Согласно модели формирования силикатно-карбонатной магмы, необходимым условием является глубокофокусность зарождения магматического очага, соответствующая подкоровому уровню на глубинах 150–250 км, и насыщенность магмы  $\text{CO}_2$ . Данное



условие предполагает неразрывную связь местоположения карбонат-ультрабазитовых массивов с зонами глубинных разломов, которые преимущественно формируются на окраинах щитов, на стыке отдельных крупных мегаблоков, которые на Украинском щите многие исследователи называют шовными зонами, и в постметаморфическое время зоны рифтогенеза. В связи с этим распространение карбонат-ультрабазитового магматизма ограничивается именно такими геоструктурными элементами и примыкающими к ним областями. Для примера можно указать, что Октябрьский, Петрово-Гнутовский массивы сформировались на восточной окраине Украинского щита Приазовского блока точно также, как и Маломурунский массив на западной окраине Алданского щита, Черниговский на протоплатформе вблизи Орехово-Павлоградской шовной зоны, а Малотерсянский и Васильевский непосредственно в пределах названной зоны.

Силикатно-карбонатные толщи родионовской свиты распространены параллельно Криворожской шовной зоне в субмеридиональном направлении, располагаясь в восточной части на окраине протоплатформы Кировоградского блока. Карбонат-ультрабазитовые массивы Среднего и Верхнего Побужья сформированы в пределах Голованевской шовной зоны и в ее восточной части также на протоплатформе среди оперяющих ее зон разломов (Тальновская зона и другие). Отдельные группы силикатно-карбонатных пород известны и восточнее Голованевской зоны на окраине Кировоградского блока. Таким образом, все силикатно-карбонатные породы магматического происхождения могут быть сформированы только в долгоживущих тектонических зонах глубокого подкорового уровня заложения, тяготея к зонам крутопадающих разломов различного порядка.

Вторым признаком является тесная ассоциация силикатно-карбонатных пород с ультрабазитами щелочного или нормального ряда, наличие зон фенитизации для первых и фельдшпатизации, вмещающих массивы пород рамы для вторых, наличие в пределах массивов щелочных пород, в том числе нефелиновых сиенитов для первых и микроклиновых (ортотлазовых) аплитов, гранитов и пегматитов для вторых. При определении контуров массивов необходимо учитывать влияние метаморфических процессов на их преобразование. Так, в областях высокоградиентного метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций в результате гранитизации и мигматизации ультраосновные породы могут быть представлены различными амфиболитами, кристаллическими сланцами, серыми гнейсами и эндербитами с реликтами серпентинитовых тел. Щелочные породы также преобразовываются в различные микроклиновые разновидности глиноземистых гнейсов или плагиоклазитов. При этом объемы силикатно-карбонатных пород в составе комплекса могут колебаться в широких пределах от первых процентов до 90–95 %, также могут быть подвергнуты различным преобразованиям, среди которых наиболее широко распространены мигматизация и послойная перекристаллизация со скарнированием.

Третьим признаком является форма тел силикатно-карбонатных пород. Однозначно интерпретируются в качестве магматических образований секущие дайки и штоки. Относительно дискуссионными являются лакколито- и лаполитоподобные тела силикатно-карбонатных пород. Однако наиболее дискуссионными являются овально-вытянутые и пластовые тела. Первые, овально-вытянутые тела, объясняют складчатостью именно силикатно-карбонатных пород при моноклинальном залегании вмещающих их пород или отрицательными

депрессиями при осадконакопленні, що при переслаиванні їх з ультрабазитами і крутопадаючими границями розповсюдження представляється маловірогідним. Для пластових або дайкообразних тіл, в отличие від осадових товщ, характерна удлинено-линзовидна форма з постійними виклиниваннями або роздувами потужності вздовж тектонічних розломів або на їх пересеченні при відносно збереженому складі. Протяженість таких дайкообразних тіл може досягати десятка кілометрів з повторенням особливостей внутрішнього будови, хімічного і мінерального складу.

**Признаки по складу і будові.** Силікатно-карбонатні породи характеризуються відносно збереженими мінеральними парагенезисами незалежно від площі їх розповсюдження. Найменше преобразовані метаморфізмом породи відповідають севітам, бейфорсітам і кимберлітовим карбонатитам. Як правило, незатронуті метасоматозом (в т.ч. і автосоматозом) – породи представлені оливин-пироксен-карбонатними різновидностями з широким коливанням по кількості силікатів – від перших відсотків до 50–80 %. Всього рідко зустрічаються карбонатні породи, практично не містять силікатних мінералів, які відносять до кальцитових або доломитових мраморів. Вміст доломіта також коливається в широких межах від перших до 70–80 %.

При всьому різноманітності мінерального складу в якості визначального признака необхідно виділити наявність повнокристалічних силікатно-карбонатних порід з масивними текстурами, які переважно розповсюджені в центральних частинах їх тіл незалежно від вмісту силікатів і доломіта. Розповсюдження масивних текстур повинно ще супроводжуватися на мікроуровні наявністю панидіоморфнозернистих і топологічно схожих гранобластових структур. Серед таких ділянок порід в карбонатах на рівні акцесорних, протогенетических і сингенетических твердих мінеральних включень присутній апатит, циркон, монацит, зелена шпінель, не завжди ортит, ільменіт, рутил. При цьому найбільш важливим признаком є наявність расплавних включень в апатиті. Іноді подібні мінеральні включення спостерігаються також і в оливині. Також характерними є пойкилітові включення зеленої шпінелі в оливині.

Одним з косвенних признаків, який також необхідно використовувати для розпізнавання силікатно-карбонатних порід магматического походження, є нодулярне будову зерен оливина з келифітовими каемками, які мають рівновесні взаємодії з карбонатами такого ж округлого або близького до нього будови, в більш рідких випадках – з признаками ідіоморфізму зерен карбонатів. Наявність в таких ділянках рудних мінералів гіпидіоморфної, нодулярної або сидеронітової мікроструктури також відноситься до косвенних признаків.

Одними з основних признаків є характер взаємодій силікатно-карбонатних порід з ультрабазитами і вмещаючими породами рами. На магматическе походження силікатно-карбонатних порід вказують різкі секущі контакти з гнейсами, рівні, чіткі, іноді извилисті і ветвящіся контакти з ультрабазитами, які іноді супроводжуються зонами закалки і розпізнаються тільки на мікроуровні. До них також відноситься наявність в ультрабазитах різноорієнтованих жил, прожилків силікатно-карбонатних порід з рівними різкими контактами, які часто виклинюються і не прослідковуються по простиранию. Найбільш важливим признаком є наявність

автолитовых включений силикатно-карбонатных пород в серпентинитах размером от первых сантиметров до нескольких метров и наоборот, автолитовых включений и разноориентированных жил ультрабазитов в силикатно-карбонатных породах с характерными, иногда, оплавленными границами, представляющие собой зоны закалки и реакционные каемки. На Капитановском и Липовеньковских массивах в качестве автолитовых включений в силикатно-карбонатных породах наблюдаются в виде шлиров и гнезд хромитовые руды массивной и густовкрапленной текстуры. На отдельных участках в силикатно-карбонатных породах хромит, хроммагнетит и магнетит являются пороодообразующими минералами с содержанием их в породе 20–40%, имея при этом с карбонатами равновесные взаимоотношения.

**Признаки по геохимическим особенностям.** Одним из определяющих признаков магматического, а не осадочного происхождения силикатно-карбонатных пород, являются повышенные концентрации никеля в оливинах от 0,1 до 1,0 % и церия в отдельных зернах карбонатов от 0,01 до 0,2 %. Среди первично осадочных высокометаморфизованных карбонатных или мергелистых отложений нами по литературным данным и на практике, в пределах Украинского и Алданского щитов, восточного склона Урала, не было встречено информации о таких высоких содержаниях названных элементов, включая даже магнезиальные скарны.

Вторым геохимическим признаком является повышенное по сравнению с кларком ультраосновных пород фоновое содержание таких элементов, как барий, стронций (барий-стронциевые карбонатиты Маломурунского массива), скандий, иттрий, бериллий, вольфрам, цирконий, иногда литий, олово, германий, галлий и ниобий. Обращают внимание также близкие к ультрабазитам глубинного заложения отношения титан/ванадий, титан/цирконий, титан/скандий, хром/ванадий, отчасти ванадий/литий, которые, по-видимому, обусловлены генетическим родством силикатно-карбонатных пород и ультрабазитов. Данное подтверждается и близостью характера кривых спектров распределения микроэлементов в этих породах. Обращает внимание в качестве использования геохимического признака отношение изотопов ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ). По этому показателю силикатно-карбонатные породы изученных массивов характеризуются относительно узким диапазоном от 0,7029 до 0,7082, а отношения стабильных изотопов углерода и кислорода карбонатов близки по показателям карбонатам и алмазам некоторых кимберлитовых трубок мира и карбонатитов.

**Признаки по металлогенической направленности.** С учетом потенциальной металлоносности даже на уровне минерализации непромышленного значения или факта ее проявления обращает внимание присутствие признаков наличия апатит-редкоземельной минерализации во всех исследованных массивах. Кроме широко известных месторождений и рудопроявлений этого типа на Черниговском, Малотерсянском, Октябрьском массивах, необходимо отметить их наличие в Криворожской шовной зоне (Желтянка и Желтореченское, признаки на Гуровском), на Лукашевском, Дубовецком и Сабаровском массивах. Собственно апатитовое проявление известно среди кальцифиров Трояновского массива со средним содержанием  $\text{P}_2\text{O}_5$  около 7 %. На уровне отдельных геохимических аномалий апатит-редкоземельная минерализация зафиксирована во всех массивах гипербазитовой формации Побужского рудного района в корях выветривания на Хашеватском и Завальевском массивах, на Васильевском участке Орехово-Павлоградской шовной зоны. Ее проявления преимущественно локализируются в

зонах фенитизації или фельдшпатизації, которые в основном развиваются по вмещающим массивы гнейсам, значительно реже непосредственно среди силикатно-карбонатных пород или зон карбонатного метасоматоза. При этом наметилась тенденция к понижению интенсивности проявления апатит-редкоземельной минерализации при увеличении степени переработки массивов процессами метаморфизма. Подобное обстоятельство позволяет отнести апатит-редкоземельную минерализацию к дометаморфическому этапу и на основании пространственной связи с рассматриваемыми массивами предположить и их генетическое родство.

На всех массивах установлена тантал-ниобиевая и циркониевая минерализация, иногда с гафнием и скандием. Пространственно она тяготеет к карбонат-ультрабазитовым массивам и неразрывно связана с зонами щелочного метасоматоза и, отчасти, редкоземельной минерализацией. Их месторождения и рудопроявления известны на Черниговском, Малотерсянском, Октябрьском в Приазовье, Сабаровском, Лукашевском, Дубовецком массивах в Верхнем Побужье, в пределах Криворожской шовной зоны на Желтореченском месторождении, в районе Желтяки и Гуровского массива, в Среднем Побужье в пределах Лепняговского массива. На уровне минерализации тантал и ниобий зафиксированы в коре выветривания Хащеватского массива, на Западном, Восточно-Липовеньковском и других массивах, а максимальное содержание циркония достигает 0,8%, в карбонатных секреционных жилках и прожилках мощностью до 5 см на Завальевском массиве. Наиболее высокие концентрации ниобия до 2% и тантала до 0,5% в зонах послыйного метасоматоза вблизи контакта с силикатно-карбонатными породами установлены на Васильевском участке Орехово-Павлоградской шовной зоны. Здесь с такими метасоматитами практически повсеместно наблюдаются повышенные до 0,3% содержания циркония и до 2% олова. Его аномально повышенные концентрации наблюдаются и на ряде других выше перечисленных массивах.

Кроме олова, в массивах Среднего Побужья и Криворожской шовной зоны (район Желтянского участка и Гуровского массива) зафиксированы слабо изученные проявления вольфрамовой минерализации, очень часто сопряженной с молибденитом. Вольфрам присутствует в виде шеелита и тесно сопряжен с распространением силикатно-карбонатных пород. Так, на Капитановском массиве содержание триоксида вольфрама достигает 0,05%, на Восточно-Липовеньковском массиве – от 0,06 до 0,4%. По данным В. В. Кислюка на Чемерпольском массиве промышленные концентрации вольфрама выявлены как в корах выветривания, так и в коренных породах среди золотоносных метасоматитов. Косвенные признаки вольфрамоносности по аллювиальным отложениям устанавливаются также в районе Сабаровского, Хащеватского и Кумаровского массивов. Отдельные «точечные» проявления вольфрама в коренных породах и в отложениях полтавской свиты известны также и в Приазовье.

На упомянутых массивах и участках вольфрамовая минерализация довольно часто сопровождается аномальными концентрациями молибдена. В Побужском рудном поле известно 1 рудопроявление и 10 пунктов минерализации молибдена с содержаниями от 0,01 до 0,1%. На Западно-Липовеньковском массиве в слюдитах биотит-флогопитового состава, развитых по ультрабазитам и в обрамляющих их плагиоклазитах, мощность молибденсодержащих интервалов колеблется от 0,1 до 7,6 м [4]. Проявления молибденитовой минерализации также известны на Черниговском и Октябрьском массивах в Приазовье.

Особого внимания заслуживает хромитовая минерализация карбонат-ультрабазитовых комплексов Среднего Побужья, где известны десятки рудопроявлений. Хромитовое оруденение локализуется среди ультрабазитов и, отчасти, в силикатно-карбонатных породах. В качестве примесей в хромитовых рудах присутствуют платиноиды, сумма которых в среднем составляет около 0,2 %.

В промышленном отношении особого внимания заслуживает золоторудная минерализация. Месторождения золота известны на Северо-Капитановском и Южно-Капитановском массивах, где они локализируются на выклинивании тел ультрабазитов среди плагиоклазитов и гнейсов в пределах оперяющих трещин более глубинных разломов. Золотая минерализация также установлена и в пределах Западно-Липовеньковского, Восточно-Липовеньковского, Школьного массивов среди зон фельдшпатизации и внутри массивов. На Чемерпольском массиве она часто ассоциирует с вольфрамовой минерализацией и локализуется приблизительно в тех же условиях, что и на Капитановском массиве. Признаки золотоносности установлены также на Завальевском, Хащеватском, Сабаровском массивах.

В Криворожской шовной зоне проявления золоторудной минерализации известны на Желтореченском, Желтянском участках и вблизи Гуровского массива. Однако, кроме пространственной ее близости к участкам распространения линейно вытянутых в субмеридиональном направлении силикатно-карбонатных пород, прямых признаков генетической связи не устанавливается. На Васильевском участке Орехово-Павлоградской шовной зоны среди послонно метасоматически измененных амфиболитов и серых гнейсов нами также зафиксировано наличие золоторудной минерализации, подтвержденной пробирным анализом, с содержанием золота от 0,5 до 54 г/т.

**Выводы.** На Украинском щите распространены силикатно-карбонатные породы магматического происхождения щелочного и нормального ряда в ассоциации с ультрабазитовыми комплексами. Первые характеризуются развитием фенитов и сиенитов, вторые сопровождаются микроклинизацией, натровым метасоматозом и фельдшпатизацией, развитием слюдитов, пегматоидов и эулизитов. Они сформировались вместе с сопутствующей минерализацией до метаморфизма высоких степеней, что обусловило в дальнейшем существенное преобразование и уничтожение явных признаков магматического генезиса.

В отличие от высокометаморфизованных осадочных толщ, силикатно-карбонатные породы магматического происхождения характеризуются наличием псевдогабброидных структур, расплавных включений в апатите, повышенными коэффициентами накопления и концентрации фосфора, лантана, церия, иттербия, иттрия, циркония, марганца, повышенными содержаниями Ni, Cr, ванадия, наличием автолитов ультрабазитов среди силикатно-карбонатных пород с каемками закалки и резкими интрузивными контактами между ними.

Карбонат-ультрабазитовые массивы докембрия характеризуются проявлением классической для карбонатитов редкоземельной, ниобиевой, циркониевой, апатитовой минерализацией (Черниговский, Малотерсянский, Октябрьский, Лукашевский, Дубовецкий массивы), а также магнетитовой (Молодовский), вермикулитовой (Среднее Побужье), флюоритовой (Петрово-Гнутовское), баритовой (Сабаровский), золото-платиноидной (Капитановский, Липовеньковские, Пушкинский, Лукашевский, Чемерпольский, Желтянский, Гуровский). Участки их распространения перспективны для поиска алмазов.

### Библиографические ссылки

1. **Купцова А. В.** Редкометальная минерализация карбонатитового вулкана Керимаси (Восточно-африканский рифт, С.Танзания) / А. В. Купцова, С. В. Петров // Геология, полезные ископаемые и геоэкология Северо-Запада России. – Санкт-Петербург, 2007. – С. 96–99.
2. **Рябчиков И. Д.** Происхождение низкокальциевых кимберлитовых магм / И. Д. Рябчиков, А. В. Гирнис // Геол. и геофиз. – 2005. – 46, № 12. – С. 1223–1233.
3. Фоновые отношения при плавлении алмазообразующих карбонат-силикат-сульфидных систем / Шушканов А. В., Литвин Ю. А. // Геол. и геофиз. – 2005. – № 12. – С. 1335–1344.
4. **Корниенко П. К.** Поиски силикатного никеля в площадных корях выветривания в Побужском рудном районе 1989-94 гг. – Геологический отчет.: Правобережная ГРЭ ГПП «Севукргеология». – С. Фурсы, 1996. – 236 с.
5. О геологической съемке масштаба 1:50000 в пределах листов L-36-18-Б, L-36-18-Г в 1974-1978 гг. [под. ред. Курлова Н. С. и др.]. – Кривой Рог, 1978. – 346 с.
6. Отчет о результатах глубинного геологического картирования м-ба 1:200 000 территории листа М-35-XXIX (Винница) и групповой геологической съемки м-ба 1:50 000 листов М-35-105,106 [Гейко В. Д. и др.] – 1982. – К.: Геоінформ.
7. **Плоткина Т. Э.** Реконструкция первичного состава эндербито-гнейсов Хацеватско-Завальевского блока / Т. Э. Плоткина / Геологический журнал. – 1994. – № 1. – С. 97–102.

### Пояснения к таблицам

#### Таблица I

- Рис. 1. Меланократовый кальцифир массивной текстуры. Капитановский массив, скважина 3568, ствол 1, глуб. 152,1 м; х 1.
- Рис. 2. Мезократовый кальцифир массивной текстуры со слабо выраженной линейностью темноцветных минералов. Капитановский массив, скважина 3568, ствол 2, глуб. 242,3 м; х 1.
- Рис. 3. Меланократовый кальцифир массивной текстуры. Капитановский массив, скважина 3568, ствол 1, глуб. 152,1 м; х 1.
- Рис. 4. Ровная граница контакта между мезо-кратовым кальцифиром и серпентинитом. Чемерпольский массив, скважина 44, глуб. 118,0 м; х 1.

#### Таблица II

- Рис. 1. Характер контакта кальцифира с ультраосновной породой на Черниговском массиве. Скважина 814, глубина 316 м; х 1.
- Рис. 2. Автолиты серпентинита в кальцифире с характерной темной окаемкой на границе. Чемерпольский массив, скважина 44, глубина 119,2 м; х 1.
- Рис. 3. Вынос силикатных минералов при перекристаллизации кальцифира. Чемерпольский массив, скважина 23, глубина 53,2 м; х 1,5.
- Рис. 4. Характер контакта переотложенной жилы карбоната с кальцифиром на Черниговском массиве. Скважина 814, глубина 436,1 м; х 0,7.

*Надійшла до редколегії 02.04.2014 р.*

К статье С. Е. Поповченко, П. К. Корниенко «Квалификационные признаки карбонат-ультрабазитовых массивов Украинского щита»

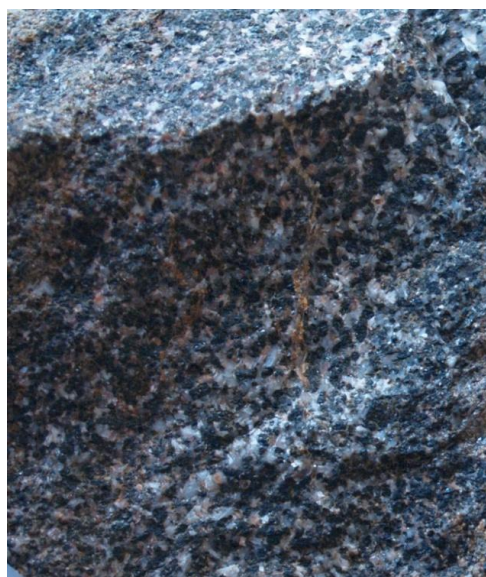
Таблица I



1



2



3



4

К статье С. Е. Поповченко, П. К. Корниенко «Квалификационные признаки карбонат-ультрабазитовых массивов Украинского щита»

Таблица II



1



2



3



4