

УДК 55.552.12

К.О. КАСЬЯНЕНКО, аспірант

КНУ ім. Т. Шевченка

# Петрографія виробного та будівельного каміння стародавнього міста-держави ольвії

*Результаты исследований показали, что ольвиополиты в качестве строительного и поделочного камня использовали как местные, так и привозные камни. Среди исследуемых образцов наибольший интерес представляют привозные вулканыты. Было установлено, что вероятным регионом добычи вулканических пород была территория Средиземно-морья, особенно побережья Эгейского и Мраморного морей.*

*The results showed that olviopolites as building and ornamental stones used both local and imported stones. Among the samples of greatest interest are imported volcanites. It was found that the probable region of volcanic rock mining area was Mediterranean coast, especially the coast of Aegean and Marmara Seas.*

Ольвія – це стародавнє античне місто-держава, створене грецькими переселенцями у VII–VI ст. до н. е. Розташоване на півдні України на правому березі Бузького лиману. На його базі створено історико-археологічний заповідник «Ольвія». Слід зазначити, що серед античних міст Північного Причорномор'я Ольвія досліджена найбільш систематично. Проте з геолого-мінералогічної точки зору вона до останнього часу залишається «білою плямою», хоча сучасний стан її вивчення дозволяє провести серію петрографічних досліджень. Адаже саме петрографічні методи дають можливість не лише ідентифікувати будівельне та виробне каміння, а й зробити висновки стосовно його походження.

**Мета роботи:** продемонструвати можливість використання петрографічних ознак будівельного та виробного каміння з археологічних пам'яток для з'ясування вірогідних місць видобутку та шляхів постачання цього каміння.

**Об'єкт досліджень:** виробне та будівельне каміння стародавнього міста-держави Ольвії.

Ольвія – це стародавнє античне місто-держава, створене грецькими переселенцями. Розташоване на півдні України на березі Бузького лиману (фото 1). На його базі створено історико-археологічний заповідник «Ольвія». Вивченню Ольвії присвячена велика кількість наукових робіт [1, 2]. В історії досліджень Ольвії можна виділити два основних періоди [4], кожен з яких складається кількома етапами.

I період (кін. XVIII – межа XIX–XX ст.) – від визначення місцезнаходження Ольвії після приєднання до Росії земель між Бугом та Дністром до початку систематичних археологічних досліджень. Цей період з погляду науки характеризується складанням кількох топографічних планів Ольвії, епізодичними археологічними розкопками на городищі та некрополі, окремими спробами збереження пам'ятки від руйнування. Паралельно з цим набувають великих

масштабів грабіжницькі розкопки та зростає руйнація пам'ятки.

II період (межа XIX–XX ст. – до сьогодні) – від початку систематичних археологічних досліджень у 1900 р. до порушення питання про надання державному історико-археологічному заповіднику «Ольвія» статусу національного. Для цього періоду характерне поступове зростання рівня наукових археологічних розкопок та польової документації. Пам'ятка вже перебуває під охороною держави, а грабіжницькі розкопки підлягають кримінальній відповідальності. Місцезнаходження Ольвії було встановлене у 90-х роках XVIII ст. академіком П.С. Палласом, який у 1794 р. відвідав м. Миколаїв.

Мінералого-петрографічні дослідження Ольвії розпочинаються лише з середини 70-х початку 80-х XX ст. В.Ф. Петруньом. Він запровадив новий напрямок в науку – археологічна петрографія. Уже перші його дослідження показали, що використання мінералогічних та петрографічних методів значно розширює можливості та підвищує



Фото 1. Загальний вигляд реконструйованої частини міста Ольвії [7]



Рисунок 1. Зображення с. Парутино на схематичній карті Очаківського району

ефективність археологічних досліджень. В.Ф. Петрунь власноручно зібрав багатотисячну колекцію петрографічних зразків та археологічних артефактів. Результати археолого-петрографічних досліджень В.Ф. Петруня дозволили зробити багато важливих історичних висновків щодо джерел кам'яної сировини первісної людини, шляхів розповсюдження товарів, міграції народів тощо [3].

На сучасному етапі територія заповідника становить 265,7 га (30 га городище, 235,7 га некрополь), згідно з Положенням «Про Державний заповідник «Ольвія»» (від 24.12.1994 р.). Нині до заповіднику належать невеличкий музей, фондосховище, лапідарій, наукова бібліотека, кілька літніх житлових будинків.

**Фактичний матеріал та методологія досліджень.** В основу роботи покладено фактичний матеріал, зібраний автором під час польових робіт у 2011 р. Зокрема, було відібрано 112 зразків гірських порід, які використовували ольвіополіти для виготовлення знарядь праці, побутових виробів та як будівельний матеріал (фото 2–5).

З метою порівняння відібраних зразків з природними виходами гірських порід, розповсюдженими в районі Ольвії, було проведено оглядовий геологічний маршрут уздовж корінного берега Бузького лиману. Це дало можливість розділити всі відібрані зразки на ті, що ілюструють вироби та будівельні матеріали, виготовлені з місцевого природ-

ного каміння, а також ті, для яких використані привізні гірські породи.

Для виробного та будівельного каміння, виготовленого з місцевих гірських порід, автор обмежився лише макроскопічною характеристикою найбільш представницьких зразків.

Усі зразки гірських порід, що ілюструють привізні вироби та будівельне каміння, при подальших лабораторних дослідженнях було попередньо класифіковано на чотири групи: 1) гірські породи магматичного походження, 2) гірські породи осадового походження, 3) гірські породи метаморфічного походження та 4) гірські породи нез'ясованого походження. З кожної групи було відібрано по декілька найтипівіших зразків для виготовлення прозорих петро-

Таблиця 1. Петрографічна класифікація досліджуваних порід

Генетичні типи	Класи	Назви порід	Вироби
Магматичні	Гіпабісальні	Габродіабаз	Ступи для дроблення зерна, корита і кормушки для скота, пращовий камінь, зернотерки, жорна
	Вулканічні: <u>ефузивні</u> - кайнотипні, - палеотипні; <u>пірокластичні</u> - кайнотипні, - палеотипні	Сублужні авгітофірові базальти, палеотипні андезитові порфірити, кайнотипні вітролітокристалокластичні туфи, андезитова лавобрекчія	
Метаморфічні	Метаморфічні	Амфіболіти	Оздоблювальне каміння, гирі, грузила, зустрічається у кладці стін
	Метапеліти	Карбонат-кварцовий, мусковіт-кварцовий, епідот-хлорит-актинолітовий	
	Метакарбонати	Мармури	
Осадові	Уламкові	Пісковики	Грузила, пращовий камінь, черепиця для покрівлі будинків, саркофаги, надгробні стели
	Органогенні	Вапняки	



Фото 2. Знаряддя праці з вулканічного туфу, призначене для молотіння зерна. Зразок з музею Ольвії



Фото 3. Кам'яна пічка із залишками кострища, вимощена породами переважно немісцевого походження. Розкопки 2011 р.



Фото 4. Розкопана стінка жилого приміщення, складена переважно місцевими породам. Розкопки 2011 р.



Фото 5. Вхід до Зевсового кургану, облицьований місцевим вапняком

графічних шліфів для подальших мікроскопічних досліджень. Всього було виготовлено і опрацьовано 20 шліфів.

Для подальшого вивчення шліфів були застосовані звичайні для петрографічних досліджень методи оптичної мікроскопії та кристалооптики. Шліфи досліджувалися в прохідному поляризованому світлі з застосуванням поляризаційних мікроскопів МП-3 та ПОЛАМ РП-1. Виконані дослідження дозволили уточнити діагностику гірських порід, визначити їх структурно-текстурні особливості, якісний та кількісний мінеральний склад, а також кристалооптичні характеристики головних породоутворюючих мінералів.

**Петрографічна класифікація відібраних зразків виробного та будівельного каміння.** Перш ніж петрографічно класифікувати виробне та будівельне каміння Ольвії, треба зазначи-

ти, що за своїм походженням його можна поділити на місцеве та привізне.

Всі зразки, що ілюструють виробни та будівельне каміння місцевого походження, належать до типу осадових гірських порід, які поділяють на три класи – уламкові породи, хомогенні та органогенні. Усі досліджувані привізні породи, які використовували ольвіополіти, представлені такими генетичними типами: магматичні, метаморфічні та осадові породи (табл. 1).

Серед досліджуваних зразків найбільше магматичних порід, які представлені двома класами: гіпабісальним (габродіабаз Ол-17) та вулканічним. Серед вулканічних порід додатково розрізняють ефузивні та пірокластичні відміни. Ефузивні включають кайнотипні сублужні авгітофірові базальти (Ол-2, Ол-3, Ол-6), а також палеотипні плагіоклазові порфірити (Ол-1, Ол-8). Пірокластичні відміни представлені кайно-

типними вітролітокрystalокластичними (Ол-27) і літокластичними (Ол-13) туфами, а також палеотипними андезитовими лавобрекчіями (Ол-8).

Метаморфічні породи представлені амфіболітами (Ол-14), мармурами (Ол-11, Ол-9) і сланцями (Ол-16, Ол-17, Ол-7).

Осадові породи репрезентовані пісковиками (Ол-22, Ол-25, Ол-26) та органогенними вапняками (Ол-206, Ол-19).

Ольвіополіти також широко застосовували привізне каміння. Так наприклад, мрамур дуже часто використовувався як оздоблювальне каміння. З нього виготовляли колони, скульптури, нагробні стели, крім того, парадний посуд. Глобігеріновий рожевий вапняк дуже часто застосовували як черепицю для покрівлі жилих приміщень. Вироби з туфів та більшості магматичних та метаморфічних порід використовували в побуті.

**Виробне та будівельне каміння місцевого походження.** Виконані дослідження показали, що ольвіополіти використовували місцеві гірські породи переважно як будівельне каміння (фото 5). З них будували жилі приміщення, вимощували зернові ями. Дуже часто, разом з привізним мармуром, з місцевого вапняку виготовляли саркофаги. Слід зауважити, що серед досліджених зразків будівельного каміння місцевих гірських порід набагато менше, ніж привізних. Найхарактернішими місцевими породами, використовуваними в будівництві, є вапняки, гравеліти і пісковики.

Зауважимо, що більшість місцевих осадових порід мають настільки характерні макроскопічні ознаки, що добре діагностуються візуально, і тому не потребують додаткових мікроскопічних досліджень. Нижче наведена їх узагальнююча макроскопічна характеристика.

*Дрібнооолітовий вапняк* має масивну текстуру, часто з «ходами», саме за цими ознаками його легко розпізнати у кладці різноманітних будівельних комплексів. У корінних відслоненнях такий вапняк спостерігається в самому їх підніжжі. Крім цього, присутні конгломератові відміни, які вміщують плескуваті уламки цього вапняку. Значно рідше зустрічаються гальки дрібнозернистого черепашнику. Такий вапняк легко руйнується під дією вивітрювання, що можна прослідкувати на поверхні будівельних споруд. Інколи їх верхня частина зруйнована майже до рихлого стану, де вапняк розпадається на дрібні ооліти.

*Вапняк-черепашник* має різні текстурні відміни: ясно-жовтий крупностульчастий, ясно-сірий та білий дрібностульчастий, щільний перекристалізований детрито-черепашковий білий вапняк, тупоїподібний черепашник з численними відбитками та рештками гастропод, мергелясті відміни подібних порід. До місцевих порід також слід віднести сірувато-білі, грубозернисті пісковики та гравійники з кальцитовим цементом, які відслонюються у вигляді окремих лінз, що залягають вище шару оолітових вапняків. З цих порід виготовлені різноманітні грузила та оброблені камені в районі пристані Ольвії.

*Гравеліти* складені кутастими та обкатаними зернами кварцу різноманітного забарвлення – від ясно-сірого до молочного, польовими шпатами, халце-

доном, кремнієм. Вони досить крихкі і не стійкі до вивітрювання, це можна побачити на будівлі з цистерною.

*Дрібнозернисті кварцові пісковики* з кальцитовим цементом інколи вміщують незначну кількість слюди. У деяких випадках їм властива сланцюватість. Часто вони зустрічаються у вигляді буханкоподібних стягнень.

**Виробне та будівельне каміння немісцевого (привізного) походження.** *Магматичні породи гіпабісального класу.* *Габро-діабаз.* Порода однорідно забарвлена, зелено-сірого кольору. Структура повнокристалічна, нерівномірностерниста, середньо-крупностерниста розмір зерен коливається від 0,5 до 15 мм. Текстура масивна. Макроскопічно розрізняють зерна плагіоклазу (85%) та мафічних мінералів (15 %). Мікротекстура: плямиста, що проявляється у скупченні зерен піроксену та рогової обманки. Мікроструктура повнокристалічна, нерівномірностерниста, дрібно-крупностерниста, розмір зерен коливається від декількох десятків мм до 10–12 мм. Мінеральний склад: головні – плагіоклаз (75–80 %), клинопіроксен (9–10 %), акцесорні – апатит (1,5 %), сфен (1 %), рудний мінерал (1 %) вторинні – кварц (4,5 %), рогова обманка (2 %).

*Плагіоклаз* утворює подовжено-призматичні зерна розміром до 10 мм. Зерна подекуди змінені, сирицитизовані, інколи тріщинуваті. Присутні чіткі полісинтетичні двійники як в одному, так і у двох напрямках. Місцями двійники не досягають меж зерна. Максимальне симетричне згасання в зоні (010) 20°, що відповідає андезину. *Клинопіроксен* безбарвний, інколи з ледь зеленуватим забарвленням. Зерна ідіоморфні короткостовпчастої форми, інколи неправильної. У більшості випадків вони утворюють скупчення з 3–4 зерен розміром до 2,3 мм, розмір поодиноких зерен 0,2–0,4 мм. Присутні зерна з низькими кольорами інтерференції і косим згасанням відносно спайності (кут згасання  $cNg=+37^\circ$ ). В окремих перетинах добре проявлені дві системи спайності під кутом близько 87°. Часто зерна частково заміщуює рогова обманка. *Кварц* виступає як вторинний мінерал по плагіоклазу, виповнює простір між зернами і тріщинами. Розмір зерен від кількох сотих мм до 0,2–0,4 мм. Форма ізометрична, неправильна. Зга-

сання хвилясте. *Рогова обманка* представлена зернами неправильної форми та призматичної розміром 0,2–0,3 мм. Забарвлена у зелений колір з чітким плеохроїзмом від темно-зеленого до світло-зеленого. Рельєф високий, позитивний, показник заломлення вищий за 1,55. *Апатит* утворює одиничні правильні кристали подовжено-призматичної форми розміром 0,2 мм. Слабка шагрєнева поверхня та позитивний рельєф відповідають  $n=1,60-1,65$ . У схрещених ніколях максимальні кольори інтерференції сірі 1-го порядку  $Ng-Np=0,005$ . Згасання у видовжених перетинах пряме з негативним подовженням. *Сфен* представлений 4 зернами на весь шліф. Зерна ідіоморфні клиновидної форми. В одному ніколі сіро-коричневого забарвлення. Розмір найменшого зерна 0,1 мм, найбільшого – 0,4 мм. *Рудний мінерал* зустрічається у вигляді зерен неправильної форми розміром 0,1–0,2 мм.

**Магматичні породи вулканічного класу.** *Базальт сублужний авгітофіровий.* Зелено-сіра порода, на вивітреній поверхні та частково в порах жовто-оранжевого відтінку. Текстура пориста, пори дрібні (0,5–3 мм), неправильної форми. Розподілені рівномірно, орієнтація пор відсутня. Структура порфірова, розмір вкраплень від 1 до 5 мм. Порфірові вклучення скдені піроксенном, плагіоклазом та біотитом, які рівномірно розподілені по породі. Загальна маса напівкристалічна (рис. 2). Мікротекстура пориста, вони займають близько 5% об'єму породи, розподілені рівномірно і мають розмір від 0,2 до 1 мм. Загальна мікроструктура породи – порфірова, структура загальної маси – напівкристалічна. Вкраплення складають близько 30 % об'єму породи, розподілені рівномірно, не утворюють скупчень і не мають орієнтування, нерівномірностернисті, розміром від 0,1–0,2 мм до 3,5 мм. Мінеральний склад: порфірові вкраплення – авгіт (15 %), плагіоклаз (10 %), біотит (4 %), усе інше – рудний мінерал і ортопіроксен; загальна маса – плагіоклаз (27 %), піроксени (4 %), біотит (3 %), рудні мінерали та апатит (2–3 %).

*Авгіт* представлений двома формами виділень, перша представлена короткостовпчастими зернами з характерним поперечним перерізом у вигляді восьмикутників, інколи зустрічаються

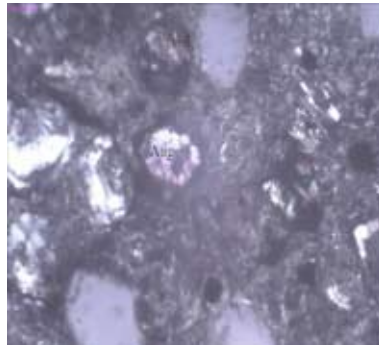
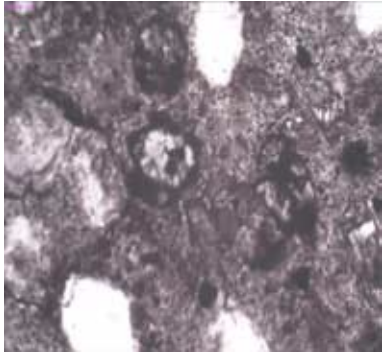


Рисунок 2. Фрагмент шліфа, порфірова структура сублужного базальту. Шліф Ол-3. Зображення під поляризаційним мікроскопом – без аналізатора (зліва) та з введеним аналізатором (справа). Розмір зображення 2x1,5 мм

довгопризматичні зерна довжиною до 1 мм. Подекуди 3–4 зерна восьмикутної форми утворюють скупчення в асоціації з рудними мінералами. Друга форма – це поодинокі ксеноморфні зерна розміром 0,3–0,7 мм. Згасання відносно спайності косо +39°. Також зустрічаються зруйновані зерна, де авгіт частково переходить у загальну масу породи. Кольори інтерференції стандартні для авгіту, проте є зерна з аномально низькими кольорами інтерференції. Для деяких зерен притаманні прості та полісинтетичні двійники (рис. 3). Подекуди біля зруйнованих зерен розвивається біотит. Плагіоклаз представлений ідіоморфними короткотаблитчастими кристалами розміром від 0,2 до 1 мм.



Рисунок 4. Фрагмент шліфа, тонкозональний плагіоклаз сублужного базальту. Шліф Ол-3. Зображення під поляризаційним мікроскопом з введеним аналізатором. Розмір зображення 2x1,5 мм (зліва), 0,8x0,6 мм (справа)

Для зерен характерна різка тонка зональність (рис. 4). Нараховується до 10 таких зон. Зустрічаються зерна таблитчастої форми з чіткими двійниками без зональності, зерна чисті, вторинні зміни не спостерігаються. Біотит представлений двома генераціями. Перша – лускоподібні зерна з виявленою досконалою спайністю, зерна від жовтуватого до бурого забарвлення з різко вираженим плеохроїзмом від блідо-жовтого до зелено-бурого кольорів.

Друга – заповнює міжзерновий простір та розвивається по крайових частинах зерен авгіту. Ортопіроксен представлений поодинокими, злегка жовтуватими зернами неправильної форми, розміром до 1 мм. Мають сильний рельєф та шагрень і дуже низькі кольори інтерференції. Спостерігається добре виражена спайність у двох напрямках. Апатит прозорий, зерна ідіоморфні, голкоподібної та неправильної форми, довжиною кілька десятків мм. Рудний мінерал присутній як у вкрапленнях, так і в загальній масі. У вкрапленнях він округлої та неправильної форми розміром від 0,02 до 0,3 мм, непрозорий, чорного кольору. У загальній масі він більше схожий на рудний пил. Основна маса напівкристалічна гіалопелітова, частково пориста. Складається приблизно з однакової кількості вулканічного скла та мікролітів. Мікроліти складені плагіоклазом, біотитом, піроксеном та рудними мінералами. Розмір мікролітів не більше 0,15 мм. Плагіоклаз в основній масі представлений подовженими призматичними, голчастими мікролітами, довжиною 0,02–0,06 мм. Деякі з них утворюють добре виражені двійники. Біотит та піроксен голчастої форми, розміром до 0,1 мм, повністю схожі на ті, що складають вкраплення. Рудний мінерал утворює неправильні, подекуди округлі зерна різного розміру від кількох сотих до десятків мм. У загальній масі розподілені нерівномірно, місцями схожі на рудний пил. Вулканічне скло прозоре, заповнює простір між мікролітами, в деяких зернах містяться незначні вклю-

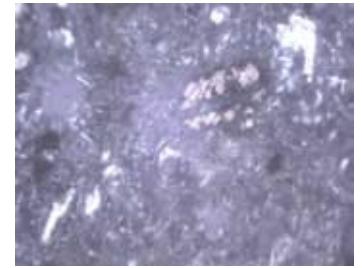


Рисунок 3. Фрагмент шліфа з полісинтетичними двійниками авгіту сублужного базальту. Шліф Ол-3. Зображення під поляризаційним мікроскопом з введеним аналізатором. Розмір зображення 2x1,5 мм

чення, ізотропне, має показник заломлення 1,53.

**Базальт сублужний авгітофіровий.**

Порода сіро-зеленого кольору з плямами зелено-оливкового відтінку. Текстура плямиста. Загальна структура порфірова, розмір таких вкраплень від 0,5 до 0,7 мм, структура загальної маси прихованокристалічна. Порфірові вкраплення складені піроксенами, плагіоклазами та слюдистими мінералами, що рівномірно розподілені по породі. Мікротекстура такситова, що проявляється у скупченні зерен піроксену та епідоту, розмір таких скупчень від 1,5 до 3,5 мм. Загальна мікроструктура породи порфірова, структура загальної маси напівкристалічна, близько 30 % її об'єму складають нерівномірно розподілені вкраплення розміром від 0,2 до 3,5 мм. Мінеральний склад: вкраплення – авгіт (10,5 %), плагіоклаз (8 %), епідот (5 %), біотит (2 %), апатит (3 %), рудні мінерали (1,5 %); загальна маса – плагіоклаз (30 %), піроксени (5 %), біотит (3 %), рудні мінерали (1–2 %), вулканічне скло (близько 30 %).

Авгіт, як і в шліфі Ол-3, представлений двома формами виділень, перша представлена короткостовпчастими зернами з характерним поперечним перерізом у вигляді восьмикутників з добре розвиненими гранями пінакоїда (рис. 5), друга форма – це поодинокі ксеноморфні зерна розміром 0,2–0,6 мм. Також присутні зерна з простими та полісинтетичними двійниками.

Плагіоклаз представлений ідіоморфними короткотаблитчастими кристалами розміром від 0,3 до 1 мм з добре вираженими полісинтетичними двійниками, показник заломлення вищий за 1,54, зерна змінені, побиті тріщинами,

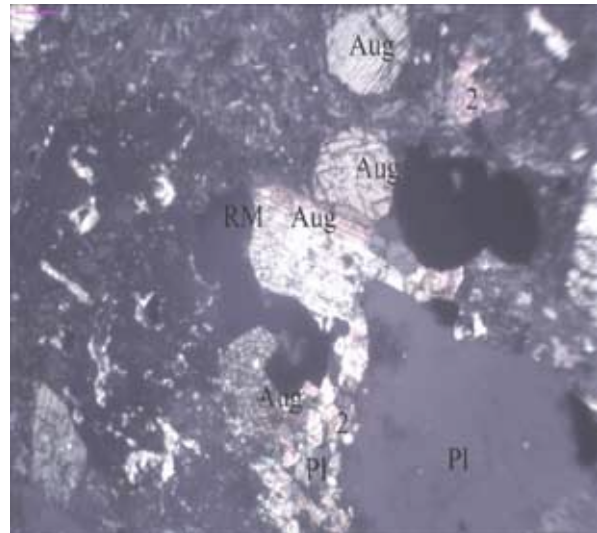
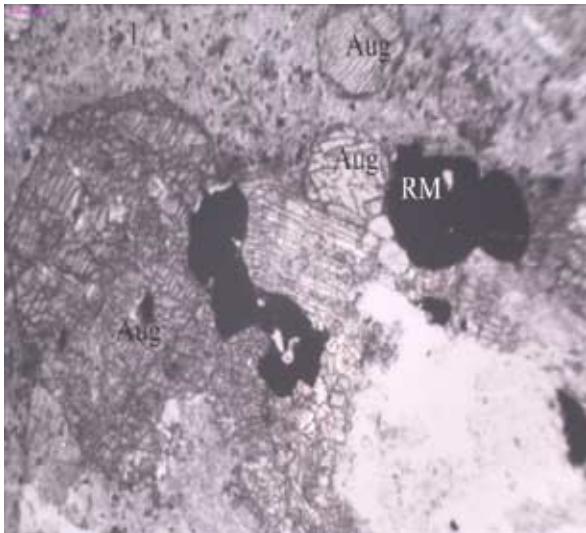


Рисунок 5. Фрагмент шліфа із зображенням зерен авгіту субвулканного базальту, 1 – загальна маса, 2 – епідот. Шліф Ол-2. Зображення під поляризаційним мікроскопом – без аналізатора (зліва) та з введеним аналізатором (справа). Розмір зображення 2x1,5 мм

сирицитизовані. *Біотит* представлений лускоподібними, пластинчастими зернами розміром до 0,3 мм з вельми досконалою спайністю, зерна інтенсивно забарвлені в буро-коричневі відтінки з різко вираженим плеохроїзмом та прямим згасанням, рельєф позитивний з помітною шагреновою поверхнею. *Епідот* має зеленувато-жовте забарвлення, розвивається по авгіту, утворюючи

Структура порфірова. Видовжені вкраплення плагіоклазу розподіляються нерівномірно і складають біля 30 % об'єму породи. Загальна маса породи сильно змінена напівкристалічна. Мікротекстура такситова, що проявляється у скупченні зерен плагіоклазу та біотиту. Мікроструктура порфірова. Порфірові вкраплення представлені поодинокими зернами і скупченнями плагіоклазу. Та-

*Плагіоклаз* утворює індивідуальні зерна таблитчастої форми, часто декілька таких зерен утворюють гломеропорфірові (рис. 6) зростки розміром до 3 мм. Зерна сильно тріщинуваті, по тріщинах розвивається альбіт, деякі сюсюритизовані. Присутні чіткі полісинтетичні двійники, що розділяються тріщинами. Максимальне симетричне згасання в зоні (010) 18о, що відповідає анде-

зину. Часто у вкрапленнях плагіоклазу помітні численні, досить мілкі вклучення біотиту. Зустрічаються також вростки рудного мінералу та апатиту. *Біотит*. Можна прослідкувати дві форми виділення. Перша таблитчаста, зерна розміром до 2,3 мм. Друга дрібнолускувата, розмір лусок кілька сотих мм. Зерна забарвлені у коричнево-зелений колір, ін-

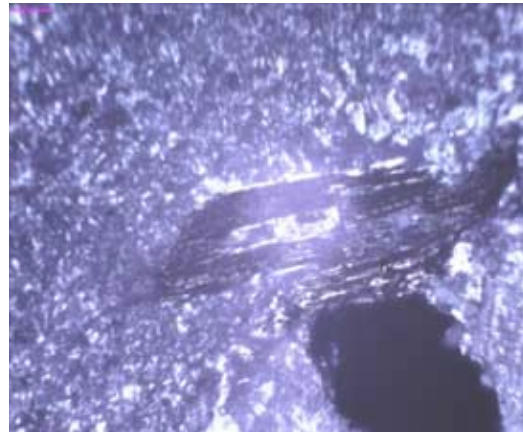
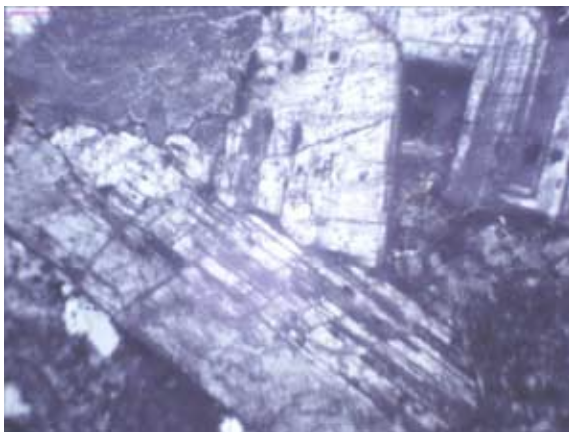


Рисунок 6. Фрагмент шліфа з гломеропорфіровими зростками плагіоклазу палеотипного андезитового порфіриту. Шліф Ол-1. Зображення під поляризаційним мікроскопом з введеним аналізатором. Розмір зображення 2x1,5 мм

Рисунок 7. Фрагмент шліфа із зерном хлоритизованого біотиту палеотипного андезитового порфіриту. Шліф Ол-1. Зображення під поляризаційним мікроскопом з введеним аналізатором. Розмір зображення 2x1,5 мм

довкола нього широкі кайми розміром до 0,5 мм, при цьому захоплює зерна апатиту та рудного мінералу, розмір таких утворень до 3,5 мм.

**Палеотипний андезитовий порфірит.** Порода сірого кольору із світло-зеленим відтінком. Текстура плямиста.

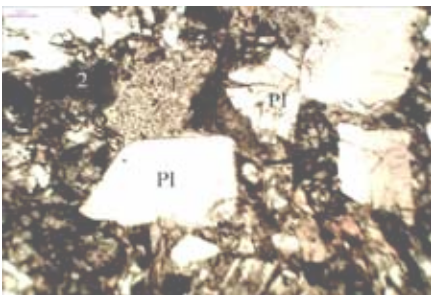
кож присутні кумулати діоритового складу. Мінеральний склад: вкраплення – плагіоклаз (22 %), біотит (4 %), вторинні альбіт та хлорит (2 %), апатит та рудний мінерал (2 %); загальна маса – плагіоклаз (65 %), біотит (5 %).

коли з зелено-синім відтінком, який надає хлорит (рис. 7). Зерна з чітким плеохроїзмом від зелено-коричневого до коричнево-бурого. *Апатит* представлений прозорими зернами голчастої та ізометричної форми, дуже часто проростає у плагіоклазі. *Загальна маса*

складена плагіоклазом та лусками біотиту. Дуже сильно розкриталізована та змінена.

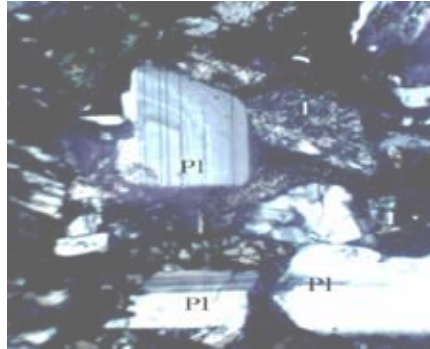
**Палеотипний плагіоклазовий порфірит.** Порода світлого зелено-сірого забарвлення. Текстура масивна. Структура порфірова. Порфірові вкраплення світло-сірого кольору рівномірно розподілені по породі. Займають 25–30 % усього об'єму породи. Розмір вкраплення 0,4–0,5 мм. Мікротекстура масивна. Мікροструктура порфірова. Зростки ідіоморфних кристалів плагіоклазу розміром 0,5–0,7 мм, хлоритизованих та карбонатизованих темноколірних мінералів – 0,4–0,7 мм, кварц, епідот та рудний мінерал складають 30–35 % об'єму породи. Загальна маса породи має сильно змінену кристалічну структуру з безладно-орієнтованими мікролітами плагіоклазу, кварцу та темноколірних мінералів. Розмір мікролітів від кількох сотих до кількох десятих мм. Мінеральний склад: вкрапленики – плагіоклаз (15–20 %), хлоритизовані та карбонатизовані темноколірні мінерали (7 %), кварц (4,5 %), рудний мінерал (2 %), епідот (1,5 %); загальна маса – плагіоклаз (55–60 %), кварц (2–2,5 %), змінені темноколірні мінерали (2–2,5 %).

**Пірокластичні породи. Вітролітокристалокластичний туф.** Порода на поверхні сіро-зеленого кольору з великими плямами від світло-сірого до майже білого кольору. Текстура масивна. Структура літокристалокластична. Мікротекстура плямиста, що проявляється наявністю породних включень та окремих кристалів у породі. Мікροструктура породи вітролітокристалокластична; структура цементуючої маси прихованокристалічна (рис. 8).



**Рисунок 8.** Фрагмент шліфа з вітролітокристалокластичною структурою вулканічного туфу. 1 – літокластичний уламок; 2 – матрикс цементуючої маси. Шліф Ол-27. Зображення під поляризаційним мікроскопом без аналізатора. Розмір зображення 2x1,5 мм

Мінеральний склад: кристалокласти – плагіоклаз (45 %), клинопіроксен (10 %), олівін (4 %), рудний мінерал (1 %); літокласти (20 %), вітрокласти (10 %); цементуюча маса (10 %). Кристалокласти мають дуже добру збереженість, уламки неокатані, гострокутні (рис. 9).



**Рисунок 9.** Фрагмент шліфа з кристалами плагіоклазу та ліпоїдними уламками вулканічного туфу. 1 – літоїдний уламок. Шліф Ол-27. Зображення під поляризаційним мікроскопом з введеним аналізатором. Розмір зображення 2x1,5 мм

**Плагіоклаз** ідіоморфнозернистий таблитчастої форми. Розмір до 0,4 мм. Зерна свіжі, прозорі. В них дуже добре проявлені полісинтетичні двійники. Вторинні зміни не спостерігаються. У деяких зернах можна помітити сліди попереднього руйнування та доростання кристалу, на що вказує ступінчастий злам та подальші грані росту кристала. У більшості замірених зерен кут згасання по розрізу [100] становить 25°, 26°, що вказує на перехід від середніх до основних плагіоклазів. **Клинопіроксен** безбарвний, має призматичну, інколи неправильну форму. Розмір зерен 0,2–0,3 мм. Зустрічаються як поодинокі кристали, так і їх зростки. Зерна злегка тріщинуваті з проявленою діалоговою окремістю. Двозаломлення Ng–Np=0,25 з синіми кольорами інтерференції 2-го порядку. Згасання косе. Кут згасання cNg=+38°. **Олівін** безбарвний має дуже високий рельєф та різку шагреневу поверхню. Форма зерен короткопризматична з гострокутними вершинами розміром від 0,2 до 0,4 мм. Без спайності. Двозаломлення Ng–Np=0,35 з фіолетово-рожевими кольорами інтерференції 3-го порядку. Згасання пряме. **Рудний мінерал** зустрічається у вигляді окремих включень ізометричної форми. Розмір зерен 0,1 мм. **Літокласти** пред-

ставлені гострокутними уламками розміром до 3 мм. Порода базальтового складу з мікрокролітовою структурою. **Вітрокласти** представлені уламками вулканічного скла з мегдалекам'яною структурою. Матрикс цементуючої маси сильно розкриталізований, діагностується важко.

**Палеотипний літокластичний туф.**

Мікротекстура плямиста, що виявляється у наявності ліпоїдних уламків. Мікροструктура породи літокластична, структура цементуючої маси перекристалізована, сильно змінена (рис. 10). Мінеральний склад: літоїдні уламки (90 %), цементуюча маса (10 %). **Літоїдні** уламки розміром від 0,3 до 4 мм. Зазвичай уламки сильно змінені, розкриталізовані. Подекуди спостерігаються уламки кварц-мусковітового складу та рудного мінералу. Цементуюча маса розкриталізована, сильно змінена.

**Палеотипна андезитова лавобрекція.** Сіра з буруватим відтінком порода, від центру до периферії змінюється від світло-сірої до темно-сірої. Текстура плямиста, що проявляється у наявності уламків іржавого кольору. Уламки розподілені нерівномірно, кутастої форми, розміром 7–18 мм. Займають 25 % об'єму породи. Мікротекстура такситова, наявні 2 мікротекстурні кутастої форми. Мікροструктура порфірова. У ролі порфірових вкраплення виступають мікротекстурні андезитового складу, що займають 25–30 % загального об'єму породи. Розмір ксенолітів 2,1 та більше 4 мм. Загальна маса розкриталізована. Мінеральний склад: вкраплення та ксеноліти – плагіоклаз (21–22 %), рогова обманка (3–4 %), біотит (1,5 %), рудний мінерал (1,5 %), апатит і сфен (1 %); загальна маса – плагіоклаз (55–65 %), рогова обманка (3 %), біотит та рудний мінерал (2 %).

**Плагіоклаз** у ксенолітах представлений короткотаблитчастими, сильно зміненими, сюсюритизованими кристалами. Розмір від 0,2 до 1 мм. Трапляються індивідуальні зерна неправильної форми. Спостерігаються тріщинуваті зерна, тріщини озалізнені іржавого кольору. Інколи всередині таких зерен присутні скупчення рогової обманки і рудного мінералу. Присутні чітко виявлені полісинтетичні двійники, кут згасання плагіоклазів у різних зерен коливається від 19° до 21°, що вказує на середній номер плагіоклазів. Спостері-

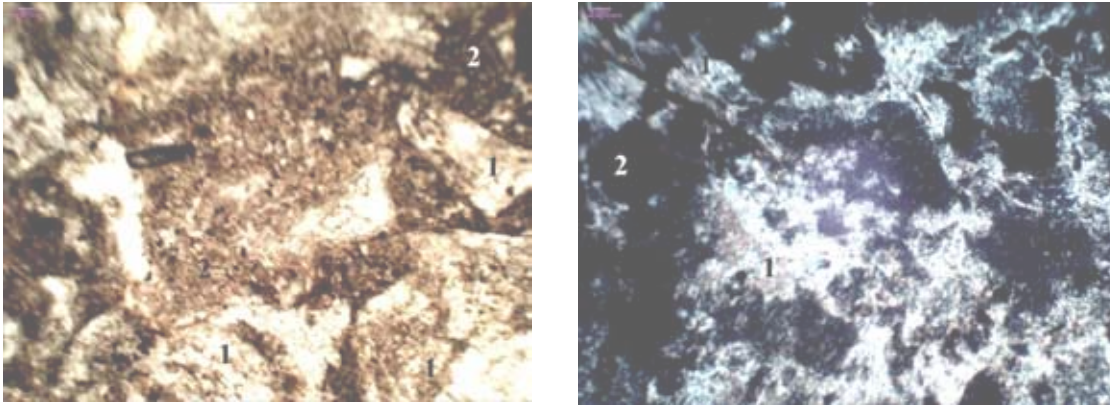


Рисунок 10. Фрагмент шліфа з літоїдними уламками та зміненою цементуючою масою літокладного туфу. 1 – літоїдні уламки, 2 – цементуюча маса. Шліф Ол-13. Зображення під поляризаційним мікроскопом – без аналізатора (зліва) та з введеним аналізатором (справа). Розмір зображення 2x1,5 мм

гаються зерна зональної будови, налічується до 7 таких зон. У загальній масі плагіоклаз сильно розкristалізований і змінений. *Рогова обманка* представлена кристалами меншими за плагіоклаз. Зерна ідіоморфні, призматичні, інколи утворюють скупчення розміром до 1 мм. Кристали від зеленого до зелено-бурого кольору, косим згасанням, кут згасання 26°. *Біотит* ідіоморфної, лускуватої форми, бурого кольору, інколи утворює темно-коричневі оболонки довкола рогової обманки. Розмір лусок 0,1–0,3 мм. Плеохроїзм від світло-коричневого до темно-коричневого. *Апатит* представлений прозорими зернами голчастої та ізометричної форми. *Сфен* зустрічається в асоціації з апатитом, рудним мінералом та роговою обманкою. Зерна неправильної форми і дуже малих розмірів (кілька десятків мкм). Має коричнево-сіре забарвлення. *Рудний мінерал* представлений зернами округлої та неправильної форми, асоціює з плагіоклазом, роговою обманкою, апатитом. Часто довкола округлих зерен присутня світло-коричнева кайма. Загальна маса сильно розкristалізована, без вулканічного скла. Складена сильно зміне-

ним плагіоклазом, амфіболами та дрібнодисперсним рудним мінералом.

### Висновки

Виконані петрографічні дослідження дозволили з'ясувати, що у ролі виробного та будівельного каміння ольвіополіти використовували як місцеве, так і привізне каміння. Серед досліджуваних зразків суттєво переважають гірські породи немісцевого походження.

Серед місцевих порід найхарактернішими є осадові породи: вапняки, пісковики, гравійники. Можливі місця їх виходу знаходяться в передмісті Ольвії, про що свідчать залишки численних каменеломень. Серед досліджуваних місцевих порід не виявлено давніх кристалічних порід, характерних для середньої течії річки Південний Буг.

Найбільш розповсюджені гірські породи немісцевого походження поділяються на магматичні, метаморфічні та осадові. Серед досліджуваних зразків переважають вулканічні породи, що є найбільш інформативними для визначення їх місць видобування.

Порівняння зразків з гірськими породами, розвиненими на території, з

якими контактували ольвіополіти, дає змогу виключити як можливі місця видобування Крим і Кавказ. Так, вулканічні породи Південного узбережжя Криму, хоча і представлені середніми та основними відмінами, але належать до спіліт-діабазової формації. Натомість у вулканітах з будівельного та виробного каміння Ольвії

ознаки спілітизації не виявлені. Для кавказької провінції характерними є кайнотипні вулканіти кислого складу, які повністю відсутні серед досліджуваних зразків.

Таким чином, найімовірнішим регіоном видобутку вулканічних порід, що використовувались як виробне та будівельне каміння, була територія Середземномор'я. Найвірогідніше, що це узбережжя Егейського та Мармурового морів. Для палеотипних відмін вулканітів можна припустити походження з вулканічних островів північної частини Егейського моря або з протоки Дарданелли, що з'єднує Егейське та Мармурове море. Саме цій території властивий третинний вулканізм з палеотипним характером середніх та основних лав. Для кайнотипних вулканітів можна припустити, що вони походять з Кікладських островів, де розвинені найбільш молоді і відповідно незмінені лави базальтового складу. Іншим регіоном видобутку кайнотипних вулканітів могла бути італійська вулканічна провінція. Остаточне вирішення цього питання потребує додаткових досліджень мінералогічних та геохімічних особливостей відібраних зразків.

### Використана література

1. Крыжицкий С., Лейпунская Н. Ольвия – память тысячелетий. – Одеса: Маяк, 1982. – С. 12–78.
2. Крыжицкий С.Д. Ольвия: Раскопки, история, культура. – Николаев: Возможности Киммерии, 1997. – С. 114–192.
3. Петрунь В.Ф. До перших підсумків вивчення петрографії каменю з будівельних комплексів Ольвії. – К.: Наукова думка, 1965. – С. 138–153.
4. Рыбаков Б.А., Мунчаев Р.М., Башилов В.А., Гайдуков П.Г. Археология СССР: Античные государства Северного Причерноморья. – М.: Наука, 1984. – С. 8–26, 33–40.
5. Шилик К.К. К палеографии Ольвии. – К.: Наукова думка, 1975. – С. 51–91.
6. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. – Л.: ЗУЦК, 2005. – 366 с.
7. [www.nbu.gov.ua/institutions/olviya/index.html](http://www.nbu.gov.ua/institutions/olviya/index.html).