

УДК 548.4

**ФЛЮЇДНІ РЕЖИМИ МАГМАТИЧНОГО МІНЕРАЛОУТВОРЕННЯ
(ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ ВИВЧЕННЯ ВКЛЮЧЕНЬ У МІНЕРАЛАХ)**

І. Бакуменко

*Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4
E-mail: geomin@geof.franko.lviv.ua*

Наведено результати досліджень розплавних та сингенетичних флюїдних включень, які відособлюються на магматичному етапі кристалізації. Вивчення включень у мінералах гранітоїдів, гранітних пегматитів та ритмічно-зональних кварц-польовошпатових агрегатах із цих порід дало змогу реконструювати відповідні флюїдні режими. Розглянуто особливості функціонування флюїдів у базальтоїдних магмах андезитової та лужноземельної формації та продуктах їхньої диференціації. Наведено інформацію про формування на завершальному етапі кристалізації базитових і кислих лав порожнин, в яких утворюються агати.

Ключові слова: флюїдні включення, флюїдний режим, магматичний етап кристалізації, кисла магма, базитова магма, агат.

Інформацію про склад і поведінку флюїдів під час магматичних процесів можна одержати в разі дослідження їх у мінералах, де вони наявні в конституційній (структурній) формі, у неструктурних домішкових дефектах, ультрамікропорах, мікро- і макровключеннях, та за допомогою безпосередніх спостережень за газовиділенням під час вулканічних процесів. Останнім часом особливого значення набули газохроматографічні дослідження газів, вивільнених під час термообробки мінералів та гірських порід (школа Ф. А. Летнікова), а також мікрохімічні, криометричні та мас-спектрометричні аналізи складу флюїдної фази розплавних і супутніх флюїдних включень (школа М. П. Єрмакова – Ю. О. Долгова – В. А. Калюжного). До появи раманівського мікроаналізу значну роль зіграло вдосконалення Н.О. Шугуровою та Ю. О. Долговим методу селективного поглинання газів і апаратури для вивільнення й аналізу газів [1]. Головні результати, що їх раніше отримали на великих включеннях, згодом підтвердили сучасними методами (проте у разі аналізу дуже малих за розмірами включень селективність поглинання суттєво зменшується). Широко застосовують криометричний метод з одночасним залученням даних з фазових переходів у газових системах при низьких температурах [2].

За включеннями в магматичних мінералах шляхом комплексного вивчення хімічного, мінерального складу і температури захоплення включень, густини флюїдів та інших характеристик можна відтворити флюїдний режим магматичного процесу. Дослідження температури гомогенізації склуватих і розкристалізованих розплавних включень, законсервованих у мінералах вулканітів, розпочали у 60-ті роки ХХ ст. у Львові й Новосибірську; зараз таким чином вивчають усі магматичні породи. Опубліковано багато праць стосовно склуватих і розкристалізованих включень у міне-

ралах вулканітів. Плутонічні породи (головно гранітоїди, їхні пегматити, лужні породи та карбонатити) досліджували лише в Новосибірську, Москві, Петербурзі та Улан-Уде.

Безпосередньої інформації щодо з'ясування власне *флюїдних режимів* формування вулканічних і плутонічних порід за включеннями менше. Такі дослідження стали успішними завдяки співпраці з В.С.Соболевим та Ю.О.Долгим – колишніми львівськими науковцями й викладачами Львівського університету. Йдеться про вивчення хімічного складу флюїдних відособлень у розплавних включеннях та *супутніх флюїдних включень* [3], які захоплюються синхронно з розплавними під час скипання або розшарування магм. Скипання магми супроводжується виділенням газової фази при низькому флюїдному тиску, а розшарування – відособленням рідкої, тобто зрідженої фази, головно водної, у магмах кислих порід (звичай фторової спеціалізації); високогустинної скрапленої вуглекислоти (в ультрабазитах і базитах, у деяких лужних породах і високотемпературних анатектичних гранітоїдах); ропної чи розплавно-сольової фази (у лужних породах, карбонатитах і деяких пізніх низькотемпературних фаціях гранітоїдів із хлорною спеціалізацією). Такі скраплені фази в разі охолодження включень до кімнатної температури звичайно гетерогенізуються з виділенням, відповідно, газової фази та окремих сольових фаз або сольового агрегату.

Піонерськими можна назвати дослідження з виявлення високобаричних включень скрапленої вуглекислоти, які виконав Е. Рьоддер [4 та ін.]. Він відшукав їх у глибинних олівіновмісних **нодулях** у багатьох районах світу. Ці знахідки засвідчили суттєво вуглекислотний склад мантійних флюїдів, реально зафіксованих у нодулях.

Включення з рідкою водною фазою в олівіні та ортопіроксенах із гарцбургітових нодулів (Авачинський вулкан), які ми досліджували разом із В. С. Соболевим, пов'язані з зовсім іншими, субдукційними геодинамічними умовами, з десерпентинізацією уламків серпентинізованих гіпербазитових масивів фундаменту вулкана. Ксеноліти прогрівалися під час винесення лавою на поверхню, десерпентинізувалися й дегідрувалися, як результат – при високій температурі транспортуючої лави (за вторинними розплавними включеннями в ортопіроксені 1210°C і вище) тиск H₂O ставав аномально високим (до 7–8 кбар).

Перша монографія, що містила інформацію про температури гомогенізації розплавних включень і деякі відомості про склад флюїдів у розплавних і супутніх флюїдних включеннях, вийшла друком 1975 р. у Новосибірську [5]. Різнібічні відомості про методи аналізу і склад магматичних флюїдів із включень у різних, головно вулканогенних породах навів у фундаментальній праці [4] Е. Рьоддер. Ми зосередимо увагу лише на даних про флюїдний режим формування деяких гранітоїдних і базальтоїдних порід.

Уважають [6, 7], що **гранітоїди** почали утворюватися з ранньоархейського етапу розвитку земної кори. Про найдавніші процеси кислого магмоутворення можна робити певні висновки на підставі досліджень В. П. Чупіна [6, 8], який виявив і вивчив розплавні включення в цирконі з високометаморфізованих ендербітів, ендербіто-гнейсів та мафітових гранулітів. Цікаво, що в них нема супутніх флюїдних включень, а це свідчить про можливу флюїдоненасиченість розплавів, на відміну від андезитів протокори, які, найімовірніше, виплавилися в разі диференціації недеплетованої мантії в умовах високого тиску флюїду. Лише “ядра” в цирконі та сам найдавніший циркон з ендербіто-гнейсів і тоналіт-трондьємітових гнейсів зі

збереженими розплавними включеннями є реліктовими неметаморфізованими мінералами протокори. Виплавлені й ізольовані в цирконі розплави мають низьколуужний і високовапнистий ріолітовий або дацитовий склад.

Цікаву інформацію наводять про знахідки первинних розплавних включень у мінералах глибинних ксенолітів кванітових гранулітів у вибухових фергусит-порфірових трубках Східного Паміру [6]. За результатами КР-спектроскопії, у флюїдній фазі цих включень виявлено лише високогустинну вуглекислоту. Обчислений В. П. Чупіним за об'ємними співвідношеннями фаз у включеннях масовий вміст вуглекислоти в розплаві становить близько 1,8 %. За результатами вивчення включень, грануліти формувалися з розплавів калій-натрієвого і суттєво калієвого ріодацитового складу при температурі не нижче 1050°C і тиску понад 15 кбар (до речі, ці *PT*-параметри збігаються з колізійною геотермою).

Л. В. Таусон [9] виділяє серед гранітоїдів відміни, пов'язані з *ультраметаморфогенним (анатектичним) виплавленням* або утворені в результаті *палінгенного плавлення* корової речовини (гранітоїди вапнисто-луужної серії, гранітоїди луужної серії та їхні пізні гіпабісальні рідкіснометалеві аналоги), а також відміни, пов'язані з диференціацією різних *базальтоїдних* магм (толейтових і андезитових базальтоїдних та луужнобазальтоїдних – латитового й агпайтового рідкіснометалевого рядів). З генетичного погляду виділяють також: *S*-граніти (Chappell, White) – високоглиноземні гранодіорити і граніти з *седиментогенним* (осадовим) джерелом магми, яка генерувалася в зонах колізії; *I*-граніти (Chappell, White) – метаглиноземні вапнисто-луужні тоналіти, гранодіорити і граніти з *магматичним (igneous)* джерелом; *M*-граніти (White) – граніти континентальних окраїн *мантійного* походження, які пов'язують з частковим плавленням під час субдукції океанічної кори (мають ізотопний склад островодуужних вулканічних порід); *A*-граніти (Loiselle, Wones) – *анорогенні* помірно-луужні висококалієві, низькокальцієві та низькоглиноземні граніти рифтових зон і внутрішніх областей стійких континентальних плит. Ці класифікації не завжди вдається скорелювати.

Безсумнівно, в континентально-корових умовах формувались анатектичні граніти архейських мігматит-гнейсових комплексів (внаслідок регіонального метаморфізму гранулітової й амфіболітової фацій) та граніти протерозойських зонально-метаморфічних комплексів, пов'язаних із зонами глибинних розломів. До речі, саме в розломних зонах часто інтенсифікуються глибинні азотні флюїди. Вперше включення скрапленого азоту виявив Ю. О. Долгов.

За допомогою розкристалізованих розплавних і флюїдних включень вдалося з'ясувати умови їхнього анатектичного виплавлення [6, 10, 11]. Виявлені флюїдні режими анатексису повністю підтвердили погляди вчених школи В. С. Соболева стосовно провідної ролі CO_2 у складі флюїдів гранулітової фації та зміни флюїдів на переважно водні (і водно-сольові) в умовах амфіболітової фації. Відповідно, температури кристалізації гранітів і лейкосом цих фацій знижувалися від 900–820 до 790–700°C, а слюдоносних пегматитів – до 640°C.

Анатектичні виплавки гранулітової фації, згідно обчислень за розплавними включеннями, кристалізувалися за дефіциту води (2,1–1,6 мас. % H_2O), однак були збагачені слабо розчиненою в магмі вуглекислою (0,4–0,6 мас. %). Цей розплав співіснував із майже чисто вуглекислотним флюїдом (згідно даних зі складу супутніх флюїдних включень, $R_{\text{H}_2\text{O}} < 0,2$ від $R_{\text{загал}}$). Тиск вуглекислотного флюїду, що співіснував з розплавом, не перевищував 7 кбар. У виплавках амфіболітової фації

масовий вміст води зростав до 3–4 % (максимальне значення – 7 %), а у співіснуючому флюїді переважала вода ($P_{H_2O} = 0,4–0,5$ від $P_{загал}$). Тиск вуглекислотно-водного співіснуючого флюїду не перевищував 7–8 кбар. На завершальних етапах розкристалізації відособлювався водно-сольовий флюїд. Суттєво, що з метаморфогенним анатектитовим розплавом завжди співіснував флюїд.

Під час термального прогріву траповими базальтовими магмами та асиміляції сіалічного матеріалу вмісних порід часто виникали сприятливі умови для подальшої диференціації магм у приповерхневих умовах з утворенням гібридних кислих розплавів, які виплавліялися при високих температурах (1130–940°C) з формуванням гранофірових відособлень. Ще вищу температуру (1280–1250°C) мали кислі розплави, пов'язані з магмами диференційованої дайки (Бурятія), яка представлена трахіандезитами, сіеніт-діоритами та сіенітами: з них кристалізувалися санідин-кварцові графічні агрегати.

У глибинних умовах, навпаки, кислі розплави, виплавлені (ремобілізовані) зі вмісних гранітів внаслідок термального впливу дайок габро-діабазу, суттєво обводнювались і кристалізувалися при порівняно дуже низькій температурі (~ 640°C при P_{H_2O} до 6 кбар).

Граніти, пов'язані з глибинними колізійними зонами плавлення та кристалізації ріолітових магм над базитовими вогнищами, формувалися при високих PT -параметрах. Наприклад, гранітоїди Алічурського плутона (Східний Памір) кристалізувалися при $T=1000^\circ\text{C}$ і $P=10$ кбар [6].

Цікавими є факти істотного накопичення води в пізніх *рудогенерувальних* фазах і фаціях гранітів. Дослідження розплавних і супутніх флюїдних включень у кварці рудоносних гранітних і порфірових інтрузій, виконані вченими Новосибірська і Улан-Уде, підтвердили відомі погляди щодо різкого обводнення та пониження температури кристалізації пізніх гранітоїдних диференціатів, з якими пов'язане зруденіння. Це характерно навіть для вихідних гібридних (внаслідок взаємодії з основною магмою) і глибинно-флюїдизованих, а тому достатньо високотемпературних (830–760°C) палінгенних гранітів анортозит-рапаківігранітних формацій типу коростенських: утворюються низькотемпературні (650–600°C) обводнені (H_2O до 8–10%) диференціати, з якими пов'язане рідкіснометалеве зруденіння. Накопичення води виявлено й у гранітоїдах вулкано-плутонічних комплексів типу шерловогорського та адун-чолонського, з низькотемпературними фаціями яких пов'язані камерні гранітні пегматити, а з низькотемпературними приповерхневими фаціями – олововольфрамове зруденіння. Низькотемпературними (680–650°C) і обводненими (7–8 мас. % H_2O) є останні диференціати рудоносних “порфірових” комплексів, ранні гранодіорит-порфірові фази яких були високотемпературними: 1100–990 (*I* фаза) і 810–690°C (*II* фаза). Ще нижчу температуру гранітних і граносіенітових диференціатів (до 560°C) зафіксовано в ерденетському комплексі, де вихідні габро кристалізувалися при 1100°C.

Заслугує на увагу з'ясування співвідношень та умов формування високофтористих *рідкіснометалевих гранітоїдів* та їхніх субвулканічних аналогів – топазоносних кварцових кератофірів – онгонітів [12]. Температурні умови формування онгонітів різних регіонів (за результатами В. Б. Наумова, О. Н. Косухіна та ін., а також наших досліджень) виявилися дуже різними. Порівняймо лише східнозабайкальські (ари-булацькі) та памірські онгоніти і розглянемо співвідношення останніх зі спорідненими памірськими гранітоїдами. В ари-булацьких онгонітах за розплав-

ними включеннями зафіксовано значний температурний інтервал магматичної кристалізації кварцу (1010–510°C), а вкрапель топазу – навіть до 450°C (це гранично низька з достовірно виявлених температур магматичної кристалізації високофтористих силікатних розплавів). Онгоніти Базардаринського багатофазного масиву (Південно-Східний Памір) мали більш низькотемпературні вихідні розплави. Порооди сформувалися в процесі диференціації лейкогранітних магм в умовах суттєвого збагачення послідовних диференціатів фтором і водою (на жаль, згодом виявили деяке методичне завищення отриманих у [12] результатів рентгеноспектрального мікрозондового аналізу фтору у включеннях). Масова кількість води зростала з 4,5 до 11 %. Становище онгонітів у ряду гранітоїдів під час послідовної кристалізації, за даними новосибірських дослідників, таке: *I* ритм – лейкограніти головної фази – лейкограніти фази додаткових інтрузій; *II* ритм – топаз-протолітійові апліти – топаз-протолітійові граніти – онгоніти. Під час формування такого ряду температура послідовно знижувалася від 820–680 (ранні фази) до 660–610°C (пізні). Початок формування онгонітів трохи порушує температурний ряд (700–650°C).

У гранітоїдах дуже часто виявляють явища *скипання і розширення розплавів*. За розплавними й супутніми флюїдними включеннями їх фіксують у різних умовах кристалізації: глибинних і малоглибинних, високо- і низькотемпературних розплавах, гранітах і пегматитах. Склад і густина флюїдів, що відособлювалися, змінювалися відповідно до умов. У глибинних умовах гранулітової фази високотемпературні анатектичні магми в разі дегазації давали скрапленій вуглекислотний флюїд ($P_{\text{фл}}$ до 6 кбар), а в умовах амфіболітової – водно-вуглекислотний ($P_{\text{фл}}$ до 7 кбар). Відокремлення флюїдів, збагачених CO_2 , звичайно не сприяло концентрації тут рудної речовини. Навпаки, відокремлення збагачених водою флюїдів, виявлене в пізніх низькотемпературних фаціях гранітів і порфірів, сприяло вилугуванню й концентрації рудної речовини. Температура кристалізації таких порід подекуди знижувалася до 600°C, а у високофтористих розплавах іноді ще нижче, тобто до температур, властивих залишковим пегматитовим магмам.

Вивчення зв'язків зруденіння з водонасиченістю магм та особливостями дистиляції флюїдів з гранітної магми дало змогу Ф. Г. Рейфу [13] поділити деякі забайкальські і центральні-казахстанські гранітні масиви, з якими пов'язане вольфрам-молібденове зруденіння, на рудоносні й нерудоносні (ординарні). Інтенсивну дистиляцію водно-сольових розчинів, розсолів і навіть розплав-розсолів зафіксовано лише в частинах гранітних масивів, збагачених водою (до 5–6 %). В ординарних масивах, які кристалізувалися при 930–715°C і містять близько 2,5 % води, дистиляція майже не відбувалася. Високу концентрацію солей (головно NaCl), розчинених у гранітних магмах цього типу, виявлено лише в залишкових низькотемпературних порціях збагачених хлором розплавів, і саме в них можуть відособлюватися висококонцентровані водні розсоли та розплав-розсоли, оскільки внаслідок низького коефіцієнта розподілу хлору в розплаві та співіснуючому флюїді сіль переходить у флюїд.

Не зовсім зрозуміле у праці [13] твердження про аномально високу (часто понад 1000°C) температуру гомогенізації розплавних включень у флюїдогенерувальних рудоносних гранітоїдах. Це суперечить даним новосибірських учених про низькі температури, що їх отримано за найдрібнішими включеннями під час контрольних аналізів. Результати цих аналізів свідчили про низьку температуру рудоносних магм, що збігалася з експериментальними даними І. Д. Рябчикова [14] стосовно

високої концентрації (у різних пегматитах) солей у флюїдній фазі, рівноважній з силікатним хлоровмісним розплавом при високому тиску та, особливо, при саме таких низьких температурах. Це й позначається на високосольовому складі супутніх флюїдних включень, синхронних з низькотемпературними розплавними. Тобто “високотемпературність” розплавних включень виявилася помилковою. Згодом з’ясували, що помилка зумовлена використанням для аналізу великих розплавних аномалізованих включень комбінованого розплавно-флюїдного типу. В усному повідомленні Ф. Г. Рейф пов’язав аномальність температур з надлишковим захопленням у включення гетерогенізованого розплаву з емульсією мікродисперсних пухирців дистилату. Отже, щоб уникнути “аномалізації” вмісту включень за рахунок додаткової порції флюїду, потрібно досліджувати найдрібніші включення. У цьому разі ще й суттєво зменшуватиметься вплив розтріскування включень на завищення температур гомогенізації.

Дослідження включень у мінералах *гранітних пегматитів* розставило остаточні крапки в численних дискусіях “магматистів” і “трансформістів” щодо генезису пегматитів [15, 16], а також полігенних гранітоїдів, лужних порід і карбонатитів. Завдяки включенням тепер можна розрізняти конкретні агрегати, пов’язані з магматичним і постмагматичним етапами кристалізації пегматитів, відрізняти первинні (залишкові) мінералізовані порожнини (міароли, занориші) магматичного етапу з розплавними включеннями в “коренях” кристалів кварцу від порожнин, пов’язаних з постмагматичним вилуговуванням, тощо.

Такі “магматичні” порожнини властиві *камерним і міароловим пегматитам*. Камерні пегматити залягають у материнських гранітах, часто мають краплеподібну форму, а міаролові зазвичай далеко відособлені від материнських гранітів, мають складну жильну форму і багатші на Li, B та інші флюсувальні компоненти, отже, їхня кристалізація завершувалася при максимально низьких температурах (до 515–500°C) [15].

Температура й величина водного флюїдного тиску наприкінці магматичної кристалізації камерних пегматитів залежать від глибини формування. Низькобаричні камерні пегматити Волині – порівняно високотемпературні ($T > 650^\circ\text{C}$) зі збідненою мінералізацією, флюїдні пухирці відособлюються в магмі у вигляді газової фази ($P_{\text{H}_2\text{O}} < 1$ кбар). Камерні пегматити зі стільниковим кварцом [17] більш високотемпературні: флюїди відособлюються у вигляді малоконцентрованих водних розчинів (7–15 % NaCl-екв.) при PT -параметрах, які незначно перевищують точку інверсії кварцу ($T=630\text{--}610^\circ\text{C}$, $P=0,7\text{--}1,1$ кбар). У разі збагачення флюсувальними компонентами в пегматитах формується багата постмагматична мінералізація (топаз, берил тощо). У безстільникових, часто флюоритоносних камерних пегматитах типу казахстанських флюїдний тиск ($P_{\text{H}_2\text{O}}$) зростає до 3–5 кбар, а температура зменшується до 600–550°C. Зрозуміло, що в них ніколи не утвориться справжній стільниковий кварц. Отже, ці пегматити є середньо- і низькотемпературними. Загалом тренд зміни PT -параметрів міаролових пегматитів зміщений в область нижчих тисків і температур порівняно з камерними пегматитами [15], тренди яких часто відповідають солідусному тренду системи онгоніт–вода, а міаролових – навіть нижче.

Камерні та міаролові пегматити формуються із *залишкових* пегматитових магм, що є диференціатами магм материнських гранітних плутонів. Таке саме походження мають, згідно А. І. Гінзбургу, рідкіснometалеві Sn-Ta та Na-Li пегматити. Однак

про магматичний етап їхньої кристалізації у нас нема переконливої інформації, крім відомостей про їхні аналоги – високофтористі рідкіснометалеві граніти.

Інша група *метаморфогенних* (не метаморфічних!) пегматитів пов'язана з анатектичними розплавами, які виплавляються в умовах гранулітової й амфіболітової фацій метаморфізму (температурна межа розплавів – 800–760°C [11, 16]). Це високотемпературні (830–760°C) пегматоїди та рідкісноземельні пегматити. Під час скипання (розшарування!) високотемпературних “гранулітових” пегматитових магм у розплаві відособлювалися пухирці, суттєво збагачені скрапленою вуглекислою ($P_{\text{CO}_2} > 5$ кбар). До середньотемпературних (760–640°C) “амфіболітових” пегматитів належать керамічні й мусковітові різновиди та мігматит-пегматити, розплави яких більш обводнені. У найбільш низькотемпературних розплавах масовий вміст води досягав 8–9 %. Останні порції флюїдів, що відокремилися від низькотемпературних анатектичних пегматитових магм, збагачені солями. Отже, метаморфогенні пегматити утворюються в глибинних умовах при підвищеному загальному і флюїдному тисках. Залишкові пегматити формуються на невеликих глибинах, однак внутрікамерний флюїдний тиск (особливо у низькотемпературних, у тім числі фтороносних камерних пегматитах) часто суттєво перевищує зовнішній літостатичний тиск внаслідок автоклавного ефекту.

В. А. Сімонов, Л. Н. Когарко, Л. І. Паніна, М. М. Подгорних та інші дослідники наводять відомості про магматичне формування деяких негранітних пегматитів: гігантозернистих габро-пегматитів, наприклад, в офіолітах і габро-гіпербазитових масивах складчастих областей – при дуже високій температурі (1380–1310°C), міаскіт-пегматитів – при 800–900°C, а також агпаїт-пегматитів (у лужних породах) і карбонатитів (в ультраосновних лужних комплексах).

З погляду онтогенії цікаві для мінералога досить незвичайні *ритмічно-зональні кварц-польовошпатові агрегати* – горизонтально-смугасті карнизні агрегати в пегматитах (полігенні магматично-гідротермальні “пироги” типу “сатурнових кілець”) і чисто магматичні конкордантно-смугасті кварцові порфіри з ритмічними зонами фестончастого кварцу (до деякої міри дайкові аналоги “ковпачкових” гранітів). Їхню ритмічність звичайно пов'язують з автоколивальними нерівноважними процесами кристалізації. Ми виявили досить низькотемпературні умови нерівноважної кристалізації в умовах кипіння для перших (від 620 до 540°C у різних тілах) і більш високотемпературні – для других [16, 18 та ін.].

Розглянемо два приклади, які ілюструють особливості флюїдних режимів кристалізації різних порід, пов'язаних з диференціацією вихідних магм андезитової та лужнобазальтоїдної формацій.

Зупинімося на результатах визначення складу природних флюїдів із включень за допомогою одного з сучасних неструктивних методів аналізу – методу КР-спектроскопії на раманівському мікрозонді. Мікроаналізи виконано на одноканальному раман-спектрометрі RAMANOR U-1000 фірми Jobin Ivon (Франція) в ОІГ-ГІМ СВ РАН (м. Новосибірськ) з використанням аргонного лазера за методом, описаним Ж. Дюбесі та ін. [19]. Густина флюїдних фаз у включеннях додатково визначали за допомогою криометричного методу. Наш колектив досліджував включення у вкрапленнях сублужних і лужних базальтоїдів *лужнобазальтоїдної формації* Селенгінсько-Вітімської провінції Західно-Забайкальської вулканічної області [20]. Цей мезозойсько-кайнозойський ареал сублужних і лужних вулканітів,

пов'язаних із рифтогенною системою грабенів, почав формуватися 170 млн. років тому і функціонує на Вітімському плато досі.

Досліджено включення в олівіні, піроксені, амфіболі, плагіоклазі сублужних базальтів, тефритів, базанітів, тешенітів, фонолітів та інших порід; заміряно температури гомогенізації розплавних включень, інтервали температур кристалізації мінералів, з'ясовано порядок їхньої кристалізації та зміни у складі флюїдів протягом кристалізаційної диференціації окремих порцій розплавів.

У базальтах, базанітах і нефелінітах, за даними $T_{\text{гом}}$, першим кристалізувався олівін (1200–1300°C і вище). Інтервали температури його кристалізації в конкретних взірцях значно вужчі (20–50°C). Лише в одному випадку кристалізація тривала в більшому інтервалі (100°C): 1250–1280 та 1180–1150°C (рання та пізня генерації включень відповідно). Подекуди температура початку плавлення у включеннях знижувалася з 1000°C (і вище) до 850°C, що свідчить про суттєву еманційну диференціацію цих порцій розплаву.

У складі газової фази ранніх розплавних включень в олівіні переважає вуглекислота (90–100 мол. %), інколи наявні суттєвіші домішки азоту (до 30–40 мол. %). Лише в одному випадку в базанітах зафіксовано суміш вуглекислоти, азоту й метану (відповідно 36,9, 26,2 і 36,9 мол. %), а у вторинних включеннях – навіть чисто азотний склад газової фази.

В окремих зернах олівіну поряд із розплавними включеннями наявні синхронні супутні флюїдні включення з рідким CO₂ (сумарна густина 0,79–0,85 г/см³) та комбіновані розплавно-флюїдні включення з аномальною флюїдною фазою з рідким CO₂. Це свідчить про скипання (розшарування!) таких магм з відособленням у них мікропухирців рідкої вуглекислоти у високobarичних умовах (5,5–6,5 кбар і вище).

У складі газової фази розплавних включень у піроксенах також переважає вуглекислота (у піроксенах з базальтів – 75–100 мол. %, базанітів – близько 55 мол. %, тефритів – 80 мол. %). Пізні генерації низькобаричних включень можуть мати і чисто азотний склад. Явище кипіння розплаву на стадії кристалізації піроксену не зафіксоване.

Плагіоклази кристалізуються приблизно при тих самих температурах, що й піроксени: у базальтах – в інтервалі від 1200–1160 до 1100–1070°C, базанітах – від 1200–1170 до 1170–1160°C, фонолітах – при 1200°C, тефритах – від 1190–1150 до 1100–1080°C. Проте у складі газової фази розплавних включень наявний лише азот. Лише в одному випадку зафіксовано кипіння (дегазацію) розплаву в низькобаричних умовах з виділенням газових пухирців чисто азотного складу та невисокої густини.

У піроксенах і плагіоклазах не виявлено ні розплавних, ні флюїдних включень з фазою рідкої вуглекислоти, що свідчить про їхню кристалізацію в більш низькобаричних умовах, ніж олівіну. Внаслідок декомпресії й дегазації зріджена вуглекислота до початку їхньої кристалізації вже частково або повністю зникла. Отже, на ранніх стадіях кристалізації вихідних лужноаброїдних магм незалежно від порід, що потім кристалізувалися, панувало вуглекислотне флюїдне середовище. Цікаво, що лише у плагіоклазах, на відміну від піроксенів та олівіну, виявлено пряму кореляцію між температурами гомогенізації і температурами початку плавлення у включеннях.

Твердження про ранній характер вуглекислоти в лужних базальтоїдах стає зрозумілим, якщо взяти до уваги, що CO₂, за даними [21], є головним компонентом, який впливав на мантійний субстрат у разі його підняття. Про це свідчать включення в ультраосновних нодулях, винесених на поверхню базальтоїдами. За розплавними і

флюїдними включеннями в нодулях зафіксовано температуру (1130–1150 °C) і тиск (до 13 кбар) флюїдизованих розплавів, які співіснували з субстратом мантійних ультраосновних ксенолітів Байкальської рифтової зони. Глибинні розплави у включеннях збігаються з розплавами, які співіснували з мантійними перидотитами, і відрізняються від базальтових магм, що транспортували ці ксеноліти.

Проте у клінопіроксенітових нодулях у базальтоїдах Вітімського плато за розплавними та флюїдними включеннями вже виявлено і CO₂, і N₂. Температура була вищою (1285–1340°C), а тиск – нижчим (до 5–6 кбар). До речі, і тут ксенолітні розплавні включення за складом (від сублужного лейкобазальтового до андезитового) відрізняються від лужнобазальтового розплаву, який виносив їх на поверхню.

Зупинімося ще на результатах вивчення порід *андезитової формації* Камчатки. Тут поширені високоглиноземні базальти, андезити, дацити та різноманітні кислі продукти. Характерною ознакою багатьох із них, особливо базальтоїдів, є наявність нерівноважних фенокрістів і реліктових ядер субанортитового плагіоклазу ранньої генерації у вкрапленнях плагіоклазу меншої основності, яка відповідає складу порід. За розплавними включеннями в цих ядрах, а подекуди й у цілих слабо кородованих кристалах ми, а згодом і багато інших дослідників отримали дуже високі температури (понад 1340–1380°C), що може свідчити про сухість вихідної магми (у межах 1 мас. % H₂O), для якої цей плагіоклаз був ліквідусною фазою [5, 22 та ін.]. Згідно результатів ультрамікрохімічних аналізів газової фази розплавних включень, у складі флюїдів у включеннях з ранніх мінералів високоглиноземних базальтів переважає вуглекислота.

Ще вищі температури кристалізації плагіоклазів та олівіну, за даними температури гомогенізації розплавних включень у них, виявив О. Б. Селянґін у нодулях аліваліт-евкритового складу, а згодом – і ми під час вивчення включень у мінералах фореленштейнів і ружмонтитів Жовтовського та Іллінського вулканів [23]. За всіма показниками ці гомогенні нодулі є продуктами ранньої кристалізації вихідних високоглиноземних вапнисто-лужних магм у багатьох південно-камчатських вулканах. Нашу тезу про сухість вихідних “камчатських” розплавів підтвердили результати обчислень за плагіоклазовим термометром (P_{H_2O} не вище 0,5 кбар) та експериментів з плавлення і кристалізації високоглиноземних базальтоїдів у “безводних” умовах [22]. Автори цієї праці пов’язують високий вміст глинозему в базальтах і вапнисто-лужний характер тренду їхньої диференціації з гібридним походженням вихідної магми.

Припускають, що в зону субдукції надходила суміш глибоководного пеліту і толейтового пікриту, який кристалізувався з первинної базальтової магми толейтових серій. Ці серії складають океанічну кору, яка занурюється разом із пелітовим матеріалом. На глибині суміш плавиться, наслідком чого є високоглиноземні базальтові магми. Завдяки підвищеному окисненню високоглиноземного пеліту леткість кисню зростає і наближується до $f_{O_2}^{NNO}$. Підкреслюють суттєве значення інтенсивного виділення магнетиту під час кристалізації андезито-базальтів. У разі неповного гравітаційного відсадження плагіоклазу це забезпечує вапнисто-лужний характер диференціації високоглиноземних базальтових магм (з формуванням андезитових магм).

Подальше розкислення і фракціонування андезитових магм відбувалося на тлі суттєвого накопичення води з кристалізацією амфіболовмісних андезитів і пізніших диференціатів – дацитів, ріолітів і навіть пемзи. Тому температура кристалізації

амфіболів в андезитах уже значно знижується ($T_{\text{гом}}$ розплавних включень становить близько 1130–1060°C). У поодиноких випадках обводнюються навіть базальтові магми, температура їхньої кристалізації може знижуватися до 960°C (за включеннями в плагіоклазі з налачевських базальтових туфів).

Вода накопичується і в океанічних острівних базальтах. Наприклад, у базальтах з острова Кертіс (Тихий океан) ми зафіксували набагато нижчі температури кристалізації піроксену.

Значимо, що кварц і плагіоклаз у кислих породах андезитової формації часто починають формуватися при дуже високих температурах. Раннім генераціям включень в ядерних зонах, а іноді й у всьому кристалі кварцу деяких ріодацитів, ріолітів, їхніх туфів і навіть пемзи часто властива температура гомогенізації, яка досягає 1260, а в деяких туфах – і 1370°C.

Подекуди, наприклад, у кварці з туфів вулкана Унзен (Японія), зафіксовано високотемпературні склуваті розплавні включення з “вакуумними” (при кімнатній температурі) газовими пухирцями. У разі їхнього штучного розтріскування (для цього кварц занурювали у розплавлений бальзам) спостерігали затягування розплаву в газові пухирці склуватих включень, що надавало їм вигляду “ліквіаційних” – з додатковою фазою “скла”. Різде зменшення об’єму пухирця газової фази у розгерметизованих таким чином включеннях свідчить про суттєво менший вміст CO_2 в ізолюваній порції розплаву, порівняно зі звичайним; одночасно можна припустити навіть підвищений вміст води (в силу малої пружності її парів при кімнатній температурі). Проте води тут було мало, оскільки об’ємівок рідкої фази води у флюїдному відособленні герметичних включень нема.

Поряд із відносною сухістю деяких вулканічних вогнищ з віддиференційованими кислими розплавами часто виявляється поступове накопичення води й пониження температури кристалізації мінералів. У включеннях у таких мінералах навколо газового пухирця з’являється спочатку невидима плівка, а потім і добре відокремлена фаза рідкої води. У газових включеннях у незміненому вулканічному склі експлозивних продуктів залежно від обводнення виверженого розплаву об’ємівка фази рідкої води або є, або її нема. Таке поступове накопичення води ми зафіксували за включеннями у кварці з пемзи вулкана Хангар (Серединний хребет, Камчатка). В ядерній зоні кварцу виявлено досить високотемпературні розкристалізовані включення. А після відстоювання магми в проміжному вогнищі, перед вибухом і пемзоутворенням, відбувалося різке накопичення води й поступове зниження до 740°C температури завершення кристалізації кварцу (за частково розкристалізованими і склуватими включеннями). Отже, накопичення води в магмі сприяло ізоляції у кварці зовсім інших, висоководних низькотемпературних включень.

Інтенсивне накопичення води в розплаві під час формування кислих магм може зумовлювати навіть затримку початку кристалізації кварцу. Різде зниження початкових температур кристалізації ми зафіксували за включеннями у кварці вкрапель із вулканітів, перевідкладених у берегових відкладах в районі сел. Жупаново (східне узбережжя Камчатки): ці вкраплення кристалізувались у вузькому інтервалі температур (760–730°C). Тут у розплавних включеннях виявлено навіть фазу рідкої води навколо газового пухирця. Із порівняно збагачених водою дацитових магм при пониженій температурі часто кристалізується і плагіоклаз екструзій (~ 900°C).

Отже, температура кристалізації різних кварцовмісних диференціатів вихідних магм андезитової формації різна. Йдеться не тільки про момент початку накопи-

чення води, а й про темпи її накопичення: може бути затримка до низьких температур, або високотемпературна кристалізація, або поступове зниження температури кристалізації в широкому інтервалі. Інтенсивне накопичення води в близькоповерхневих умовах зумовлює експлозивні явища і, своєю чергою, супроводжується формуванням пемзи або ігнімбритоподібних товщ.

І, нарешті, відзначимо рідкісні випадки нерівноважної незмішуваності в андезитових розплавах. Їх виявив М. Ф. Красов у розплавних включеннях у плагіоклазі (Каримській вулкан). Проте, на нашу думку, петрологічні наслідки цих локальних мікроліквацийних явищ не слід перебільшувати. Вони пов'язані з затримкою кристалізації фемічних мінералів і різким підвищенням залізистості розплаву, ізольованого у включенні при пониженому P_{O_2} . Такий розплав під час кристалізації лише плагіоклазової оболонки на стінках включення суттєво збагачується фемічними компонентами і в разі затримки кристалізації фемічних мінералів може ліквувати на ріолітовий і піроксенітовий розплави. Подібні явища нерівноважного розшарування спостерігали Р. Клоккятті, А. Філпотте та інші дослідники у склі, ізольованому в тріщинках в основному плагіоклазі; їх трактують як ліквацию. У включеннях у земних фемічних мінералах це явище, здається, не зафіксоване. Разом із тим у пізніх розплавних включеннях в олівіні місячних базальтів, дуже високозалізистих і високотитанистих, які кристалізувались в умовах низького P_{O_2} , Е. Рьоддер [4] виявив дійсну стабільну ліквацию на два силікатних розплави.

Зупинімося ще на одному примітному об'єкті, який пов'язаний із газовиділенням на завершальних стадіях розкристалізації базальтоїдних і кислих розплавів. Йдеться про процеси інтенсивного завершального газовиділення у ще не застиглих флюїдонасичених лавах з утворенням малих (у мигдалекам'яних базальтах), середніх і дуже великих (понад 0,5 м у діаметрі) газових порожнин, в яких формується наступна гідротермальна мінералізація і *агати*. Агати утворюються у вулканітах та осадових породах. У вулканітах їх завжди відшуковують у метасоматично-змінених відмінах. Деякі агати виповнюють тріщини у вулканітах і не мають безпосереднього відношення до порожниноутворення на магматичному етапі. Постмагматичні, головню халцедонові та кварцові агатові утворення мають концентрично-зональну або паралельно-шарувату (оніксову, стрічкову) будову, яка звичайно скомбінована з концентрично-зональною. Онікси слугують класичними мінералогічними рівнями. Мінералогічні, морфологічні, генетичні та інші особливості агатів детально вивчені [24 та ін.].

Форма магматичних порожнин має провідне значення під час формування зовнішньої морфології як невеличких агатових мигдалин (у мандельштейнових базальтах і андезитах), так і секретій більшого розміру (в однорідних базальтоїдних і кислих вулканітах). У магматичних флюїдах, склад яких залежить від багатьох чинників, головними компонентами є вода, вуглекислота, SO_2 , у меншій кількості наявні інші гази [24, 25].

Внаслідок тривалого підвищення тиску в оточуючому розплаві, порівняно зі флюїдним тиском у вже відособлених порожнинах (пов'язано з ретроградним докипанням лави на стадії завершення її повного застигання), у порожнини можуть впорскуватися тонкі струмені розплаву. Навколо них згодом розростаються специфічні бурюльки – псевдосталактити, які слугують чудовими мінералогічними висками. Такі самі псевдосталактити можуть формуватись і навколо мінералізованих “мембранних трубок”. Їхнє утворення зумовлене мембранним ефектом унаслідок

появи навколо порожнин напівпроникних плівок (вибірково проникних для різних частинок). Плівки є продуктами реакції магматичних флюїдів, збережених у порожнинах, із зовнішніми постмагматичними розчинами. Саме внаслідок утворення напівпроникних плівок виникає перепад тисків у порожнині та оточуючому середовищі. Прорив плівок супроводжується впорскуванням “мембранної трубки”.

У напівзастиглих базальтоїдах у порожнині можуть впорскуватись і сповзати на дно великі порції незастиглої флюїдизованої лави. Тоді в порожнинах формуються так звані донні настили [24], які згодом ускладнюють внутрішню будову агатів.

Із завершенням магматичної кристалізації фельзофірових вулканітів ріолітового та ріодацитового складу пов'язане формування в них різних сферолоїдів і літофіз із порожнинами, в яких теж можуть утворюватися агати.

Наведені приклади перебігу процесів, які відбуваються в кислих і базитових магмах, свідчать про різноманітність флюїдних режимів у різних геологічних умовах.

1. Долгов Ю. А., Шугурова Н. А. Состав газов из индивидуальных включений различных минералов // Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1968. Т. 2. С. 290–298.
2. Kerkhof A. M. van den. The system $\text{CO}_2\text{--CH}_4\text{--N}_2$ in fluid inclusions: theoretical modelling and geological applications. Amsterdam, 1988.
3. Бакуменко И. Т. Сопутствующие, комбинированные и аномальные включения, критерии их распознавания и возможности использования // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений : Сб. науч. статей. М., 1982. С. 126–140.
4. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. Т. 1. Природа включений и методы их исследования. Т.2. Использование включений при изучении генезиса пород и руд. М., 1987.
5. Базарова Т. Ю., Бакуменко И. Т., Костюк В. П. и др. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск, 1975.
6. Добрецов Н. А., Чупин В. П. Генезис гранитоидов и формирование континентальной коры // Гранитоиды складчатых областей. СПб., 1993. С. 7–26.
7. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М., 1987.
8. Чупин В. П., Томиленко А. А., Чупин С. В. Происхождение гранулитовых комплексов: результаты изучения расплавных и флюидных включений в цирконе и породообразующих минералах // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 12. С. 116–131.
9. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., 1977.
10. Бакуменко И. Т., Чупин В. П., Косухин О. Н. Условия генерации и кристаллизации магм кислого состава // Проблемы глубинного магматизма. М., 1979. С. 206–221.
11. Томиленко А. А., Чупин В. П. Термобарогеохимия метаморфических комплексов. Новосибирск, 1983.
12. Чупин В. П., Смирнов С. З., Бакуменко И. Т. и др. Эволюция фтора при кристаллизации редкометалльных гранитоидных расплавов (на примере изучения включений в минералах литий-фтористых гранитов и онгонитов Базардарин-

- ского массива, Юго-Восточный Памир и онгонитов Ары-Булакского штока, Восточное Забайкалье) // Термобарогеохимия минералообразующих процессов. Вып. 3. Летучие компоненты. Новосибирск, 1994. С. 38–50.
13. Рейф Ф. Г., Бажеев Е. Д. Магматический процесс и формирование оруденения. Новосибирск, 1982.
 14. Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., 1975.
 15. Бакуменко И. Т., Коноваленко С. Н. Особенности формирования миароловых пегматитов и их положение среди гранитных пегматитов // Термобарогеохимические исследования процессов минералообразования. Новосибирск, 1988. С. 123–135.
 16. Косухин О. Н., Бакуменко И. Т., Чупин В. П. Магматический этап формирования гранитных пегматитов. Новосибирск, 1984.
 17. Бакуменко И. Т., Смирнов С. З. Исследования состава позднемагматических флюидов из включений в сотовых кварцах гранитных пегматитов // Термобарогеохимия минералообразующих процессов. Новосибирск, 1992. Вып. 2. С. 30–47.
 18. Бакуменко И. Т., Косухин О. Н., Косалс Я. А., Лхамсурен Ж. К генезису ритмично-полосчатых текстур в гранитоидах // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 2. С. 444–448.
 19. Dubessy J., Poty B., Ramboz C. Advances in C-O-H-S fluid geochemistry based on Raman analysis of fluid inclusions // Eur. J. Mineral. 1989. Vol. 1. P. 517–534.
 20. Бакуменко И. Т., Томиленко А. А., Базарова Т. Ю., Ярмолюк В. В. Об условиях формирования вулканитов Западно-Забайкальской позднемезозойской-кайнозойской вулканической области (по данным изучения расплавных и флюидных включений в минералах) // Геохимия. 1999. № 12. С. 1352–1356.
 21. Томиленко А. А. Термобарогеохимические исследования магматических и метаморфических процессов и связанного с ними рудообразования // Основные рез-ты научно-исслед. работ ОИГГМ за 1991–1995 гг. Новосибирск, 1996. С. 161–166.
 22. Бабанский А. Д., Рябчиков И. Д., Богатилов О. А. Эволюция щелочноземельных магм. М., 1983.
 23. Бакуменко И. Т., Кутыев Ф. Ш., Шугурова Н. А. Условия формирования анортитсодержащих ксенолитов Ильинского и Желтовского вулканов // Термобарогеохимия и генетическая минералогия. Новосибирск, 1975.
 24. Годовиков А. А., Рупинен О. Н., Моторин С. Г. Агаты. М., 1987.
 25. Haggerty S. E. Volatiles in planetary basalts: hydrogen, carbon and sulphur gas species // Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets. Basaltic Volcanism Study Project. New York, 1981. P. 385–398.

**FLUID REGIMES OF MAGMATIC MINERAL-FORMING
(BY RESULTS OF INCLUSIONS STUDY)**

I. Bakumenko

*Ivan Franko National University of Lviv
Hrushevskogo st. 4, UA – 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: geomin@geof.franko.lviv.ua*

The results of melt and syngenetic fluid inclusions (which isolate on the magmatic stage of crystallisation) researches are considered. The research of inclusions in minerals of granitoids, granite pegmatites and in rhythmical-zone quartz-feldspathic aggregates from granites and granite pegmatites has enabled to reconstruct appropriate fluid regimes. The features of fluids functioning in basaltoid magmas of andesite and alkaline- earth formations and in products of their differentiation are considered. Data about cavity formation on a final stage of basic and persilic lava's crystallisation, which results in formation of agates, is resulted.

Key words: fluid inclusions, fluid regime, magmatic stage of crystallisation, persilic magma, basic magma, agate.

Стаття надійшла до редколегії 09.08.2001