

**Анатолій ГАЛАМАЙ^a, Дарія СИДОР^b,
Софія МАКСИМУК^c, Оксана ОЛІЙОВИЧ-ГЛАДКА^d**

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна,

^a e-mail: galamaytolik@ukr.net, <https://orcid.org/0000-0003-4864-6401>;

^b <https://orcid.org/0009-0007-5704-3748>; ^c <https://orcid.org/0009-0004-6301-9988>;

^d <https://orcid.org/0009-0005-7678-1725>

ГЕОХІМІЯ ГАЛОГЕНЕЗУ І ПОСТСЕДИМЕНТАЦІЙНИЙ МІНЕРАЛОГЕНЕЗ ОКРЕМИХ ЕВАПОРИТОВИХ БАСЕЙНІВ НА ТЕРИТОРІЇ КИТАЮ І ТУРЕЧЧИНИ У ЗВ'ЯЗКУ З ФОРМУВАННЯМ КОМПЛЕКСУ КОРИСНИХ КОПАЛИН

На основі комплексних досліджень мессінських соленосних відкладів басейну Туз Голю (Туреччина) і плейстоценових басейну Кайдам (Китай) встановлено особливості геохімії галогенезу і постседиментаційного мінералогенезу цих басейнів. Особливу увагу приділено вивченню флюїдних включень у галіті.

Для басейну Туз Голю визначено континентально-морське джерело солей та перспективи виявлення в розрізі формації соляних товщ певного мінерального складу: низькі – щодо калійних, високі – щодо натрієво-сульфатних (глауберитових). Для басейну Кайдам реконструйовано основний механізм утворення полігаліту: висолювання гіпсу, який на стадії седиментогенезу та діагенезу перетворювався в полігаліт.

Встановлені особливості геохімії галогенезу і постседиментаційного мінералогенезу басейнів дадуть змогу встановити генетичну природу комплексу корисних копалин, пов'язаних з евапоритами, відтак – вдосконалити їхній прогноз у межах соленосних басейнів.

Ключові слова: флюїдні включення, галіт, глауберит, полігаліт, джерела солей.

Вступ. Питання хімічної палеоокеанографії, розрізнення басейнів морського і континентального походження та особливостей утворення соляних мінералів у контексті формування комплексу корисних копалин залишаються значною мірою дискусійними.

Встановлення джерел живлення солеродних басейнів і закономірностей їхнього мінералогенезу останніми роками є темою наукових дискусій у провідних країнах світу, оскільки це має не лише прикладне значення, але й розв'язує низку теоретичних проблем седиментології, мінералогії, глобальної тектоніки, палеогеографії, кліматології (Andeskie & Benison, 2020; Hua et al., 2015; Zhou et al., 2015; Xu et al., 2021). З-поміж геохімічних критеріїв дослідження флюїдних включень у галіті є одним з найбільш достовірних щодо вирішення окреслених питань (Галамай, Побережський та ін., 2021; Lowenstein et al., 2001; Zimmermann, 2000).

У роботі наведено результати комплексних досліджень галогенних відкладів, зокрема флюїдних включень у галіті мессінського віку басейну Туз Голю (Центральна Анатолія, Туреччина) і плейстоценового віку басейну Кайдам (Захід Китаю). Раніше, щоб визначити походження евапоритів та умов осадоагромадження в басейні Туз Голю, вивчали ізотопний склад низки мінералів: доломіту/магнезиту (С, О, Mg) (Karakaya et al., 2021), гіпсу/ангідриту (Sr, S, O) (Karakaya et al., 2020; Palmer et al., 2004), галіту (Cl, Br, B) (Ercan et al., 2019). Оскільки дані цих досліджень через перекриття діапазонів (морські/неморські) отриманих значень є неоднозначними, то виникла необхідність у додатковій інформації для встановлення джерел солей у цьому басейні, які визначають перспективу виявлення соленосних відкладів певного мінерального складу. Походження соленосних відкладів басейну Кайдам однозначно визначається як континентальне, проте дотепер остаточно не з'ясований механізм їхнього утворення (С. Li et al., 1990). Це стосується, зокрема, механізму полігалітизації (геологічні запаси полігалітових покладів у басейні ≈ 200 млн т), походження та хімічного складу розсолів під час цього процесу.

Метою роботи є дослідження галогенезу солеродних басейнів і встановлення особливостей постседиментаційних перетворень у соленосних відкладах, що дасть змогу простежити зв'язок комплексу корисних копалин з типом галогенезу і соляним мінералогенезом. Це сприятиме подальшому вдосконаленню прогнозу корисних копалин на територіях поширення соленосних відкладів інших регіонів світу.

Геологічна ситуація, характеристика зразків.

Басейн Туз Голю. Однією із галогенних формацій з дискусійним походженням на території Туреччини є мессінська формація Катрандедетепе, поширена в Центральній Анатолії в басейні Туз Голю. Басейн розташований у західній частині замкнутого мегабасейну Конья і є найбільшим (62 тис. км²) серед центральноанатолійських кайнозойських басейнів (рис. 1). Осадоагромадження в ньому відбувалося з пізньої крейди до четвертинного періоду (Görür & Derman, 1978).

У середньому–пізньому еоцені Центральна Анатолія почала підніматися через режим стиснення під час закриття північної гілки Неотетису, унаслідок чого, за посушливих умов, наприкінці палеоцену на цій території почалася евапоритова седиментація (Demir & Varol, 2022). Відклалися сульфати кальцію і карбонати. Вважається, що ці пізньоеоценові–олігоценові евапорити в основному були утворені шляхом регресії моря (Görür et al., 1984). Товщина ангідритових відкладів у басейні Туз Голю становить 900 м і поступово зменшується на захід (Akgün et al., 2021).

Питання впливу морських вод на галогенез мегабасейну Конья під час Мессінської кризи солоності (MSC) дотепер залишається дискусійним. Вважається, що в мессинії під час MSC він перетворився на озерну рівнину із сухими і помірно-теплыми кліматичними умовами седиментації, або ж басейн був лагунного типу з частковим припливом морської води (Akgün et al., 2021; Ercan et al., 2019; Karakaya et al., 2019, 2021). На сучасному етапі на цій території відбувається континентальний галогенез содового типу содово-сульфатного підтипу. Свердловини TG5, TG6, TG7, із яких відібрані зразки кам'яної солі для цього дослідження, розташовані на відстані 2,5–5 км одна від одної в басейні Туз Голю.

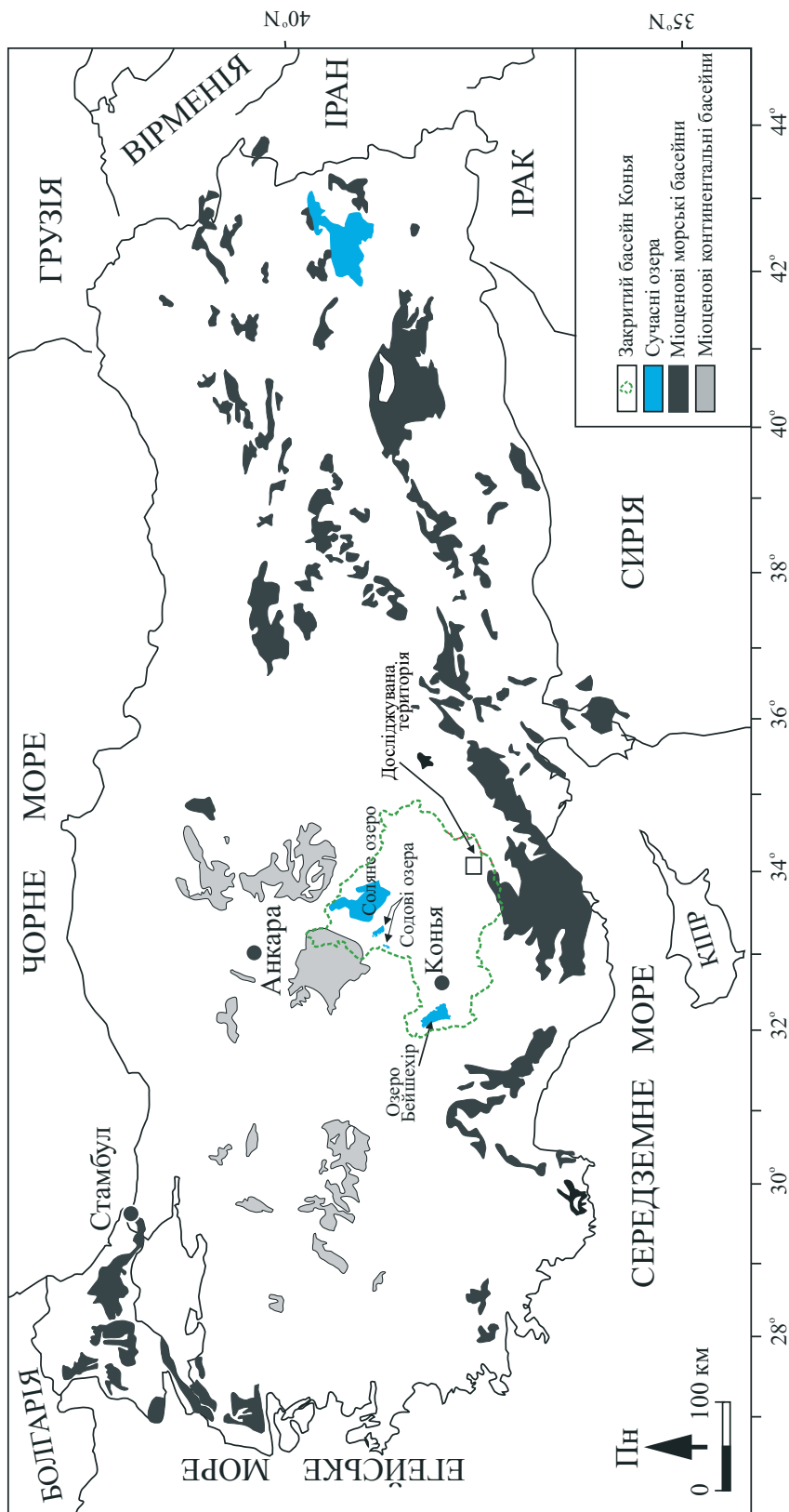


Рис. 1. Розташування басейну Туз-Голго в відносно морських ділянках, що були нижче рівня моря 7–8 млн років тому) і континентальних басейнів міоцену (Şafak et al., 2005)



Рис. 2. Розміщення евапоритового басейну Кайдам на мапі Китаю

Басейн Кайдам. Басейн розташований у західній частині Китаю на півночі Цинхай-Тибетського плато на висоті 3000 м н. р. м., його площа становить 120 000 км² (рис. 2). Він приурочений до тектонічних поясів гір Цзілянь, Куньлунь і Алтин, які контролювали еволюцію басейну.

Плаїя Кунтей займає площу 1680 км² у північно-західній частині басейну Кайдам. Вона характеризується надзвичайно сухим кліматом із середньою кількістю опадів лише 15,7 мм/рік, натомість середня швидкість випаровування досягає 3095,9 мм/рік (Y. Zhang & Xuan, 1996). Окрім однієї сезонної річки (р. Циншуй), тут немає інших поверхневих вод, що робить її ізольованим басейном, оточеним тектонічними поясами Еболян на заході, Хулушань на півдні та Ленху на сході. Плаїя перетворилася на ізольований суббасейн під час тектонічних рухів у пізньому пліоцені (Wang et al., 1997). Галогенез тут відбувався переважно у відтинку від 0,97 до 0,03 млн років з випадінням галіту і гіпсу як основних мінералів та мірабіліту і полігаліту – як другорядних (Wang et al., 1997).

Полігаліт переважно поширений у плейстоценовому шарі на західному боці басейну і його відкладення, імовірно, відбулося протягом середнього та пізнього етапу середнього плейстоцену (Wei et al., 1993). Глибина залягання лінзоподібних полігалітових відкладів становить приблизно 6–65 м, товщина рудного пласта не перевищує 18,1 м. Максимальна товщина окремого полігалітового шару в рудному пласті становить 12 м, а мінімальна – 0,3 м. Середній вміст K₂SO₄ у відкладах становить 3,95 % (Liu et al., 2010).

Методи дослідження. *Мікроскопічні дослідження.* Для вивчення флюїдних включень у галіті з кожного зразка отримували (шляхом розколювання галіту по спайності) до декількох десятків пластинок мінералу завтовшки 1–5 мм. Пришліфовані пластинки вивчали під біокулярним мікроскопом Полам МПСУ-1, оптичним мікроскопом Ортиса 293 В. Встановлювали генетичний тип рідких включень, їхню форму, розмір, фазовий склад, розташування у кристалі. Також вивчали характер тріщинуватості, склад і особливості розташування твердих включень у галіті.

Ультрамикрохімічні дослідження. Хімічний склад розсолів флюїдних включень досліджено ультрамикрохімічним (УМХА) методом (Петриченко, 1973). Він дає змогу аналізувати видобуті скляними капілярами із включень мікроб'єми (мінімально 0,0003 мм³) розсолів. Суть методу полягає у виведенні з розсолу в осад певних іонів відповідними реагентами. Похибка поодинокого визначення методом УМХА кожного із основних компонентів у розсолах є різною. Для K⁺, SO₄²⁻, Cl⁻, Ca²⁺, Mg²⁺ вона становить (%): 23, 38, 38, 43, 21 відповідно. Для зменшення похибки до 10–17 % необхідно провести два-три паралельні аналізи. Мінімально можлива для визначення концентрація (в г/л) кожного з перерахованих вище іонів становить відповідно: 0,8; 0,5; 0,5; 0,9; 1,0. Нами стандартизовано виготовлення капілярів і проведено удосконалення окремих операцій методу, що зменшило похибку одиничного визначення більш ніж удвічі – з 21–43 до 10–16 % (Галамай, Сидор та ін., 2021). За низького вмісту іонів у розсолах, операції розкриття включень та набір розсолів у капіляри проводили в спеціально сконструйованій вологій камері. У флюїдному включенні розміром 30–40 мкм, за методикою, визначається лише один іон. Отож, для повної характеристики хімічного складу розсолу потрібно 3–6 однотипних включень такого розміру в окремій зоні шевронового кристалу галіту. З великих вторинних флюїдних включень набирали розсіл у декілька капілярів, кількість яких була достатньою для повної характеристики його хімічного складу.

Математичний (розрахунковий) метод аналізу. Дані аналізу хімічного складу розсолів перераховані з іонної форми в сольову за методом Бунзена (Морачевский & Петрова, 1965). Для розрахунку фактичного вмісту натрію і хлору в розсолах окремих басейнів ми спиралися на дані дослідження особливостей фізико-хімії природних розсолів (Валяшко, 1962; McCaffrey et al., 1987). Похибка у визначенні хлору і натрію становила 7 %. Їхній вміст у розсолах встановлювали шляхом перерахунку хімічного складу вираженого в іонному вигляді у сольову форму.

Мікротермометричні дослідження. Температуру кристалізації галіту досліджували мікротермометричним методом з використанням термокамери конструкції В. А. Калюжного (Галамай та ін., 2023). Якщо флюїдні включення в галіті були лише однофазові рідкі, пластинки мінералу охолоджували за температури від –1 до –30 °С. При концентрації розсолів початку осадження галіту, газова фаза з'являлася у включеннях за 1–2 дні охолодження, а при концентрації розсолів, близькій до стадії осадження калійних солей, вона виникає лише через 60 діб охолодження за максимально низької температури. Задля підвищення точності та відтворюваності вимірювань ми розробили нову конструкцію термокамери та всієї вимірювальної установки, використавши досвід експлуатації попередніх конструкцій низькотемпературних термодіагностичних камер (Зінчук, 2003). Варіація температурних значень при повторних вимірах не перевищувала 0,1 °С. Стандартна швидкість нагріву препарату перед досягненням температури гомогенізації становила 1 °С/хв.

Мінералого-петрографічні дослідження. Мінерали із рідких включень у галіті басейну Туз Голю діагностували за допомогою імерсійного методу. Під бінокулярним мікроскопом окремими включеннями, які містили кристалики мінералів, водою розчиняли невелику ділянку пластинки галіту. Після розкриття

включень дрібні кристалики витягали тонким скляним капіляром. Порівняння показників заломлення імерсійних препаратів і занурених у них кристаликів проводили під поляризаційним мікроскопом МІН 8.

Мінералогічні дослідження відкладів басейну Кайдам здійснювали в такий спосіб: а) кожні 100 г репрезентативного зразка подрібнювали до 60 меш, а 3–5 г зважували і подрібнювали до 200 меш; б) зразки сканували за допомогою рентгенівської дифракції (XRD) з робочими умовами 30 мА та 40 кВ; в) зразки з високою часткою полігаліту відбирали для аналізу мікроморфології та хімічних компонентів на сканувальному електронному мікроскопі з енергодисперсійним спектрометром (SEM-EDS) (серія JSM-5610LV/INCA, максимальна роздільна здатність HV3,5 нм, мінімальна роздільна здатність LV5,0 нм, збільшення: 35–30 млн разів).

X-променевий дифрактометричний метод (XRD). Метод базується на порівнянні експериментального набору значень 2θ , (d_{hkl}) та I/I_0 , знайдених з дифракційного спектра, з відповідними еталонними значеннями. Еталонний набір міжплосинних віддалей є індивідуальною характеристикою кристалічної фази (аналог відбитку пальця), дає змогу ідентифікувати її в багатофазній системі. При діагностиці використовували міжнародну базу даних ICDD (Міжнародний центр дифракційних даних). Ідентифікацію мінералів, присутніх у пробі, та їхнє кількісне визначення проводили за допомогою комплексу програм: Profex-4.3 та PyXRD-0.6.2 (Döbelin & Kleeberg, 2015; Dumon & Ranst, 2016).

Отримані результати, їхня інтерпретація і дискусія.

Басейн Туз Голю. У галіті басейну виявлені численні седиментаційні структури, утворені в приповерхневих і придонних шарах розсолу. Седиментаційних утворень галіту висолювання не встановлено.

Структури приповерхневого галіту добре збережені, частина з них продовжувала доростати зональним галітом у придонних умовах. Розмір структур становить 200–500 мкм. Структури придонного галіту також мають добру збереженість. Вони утворені з окремих зон темного (збагачених флюїдними включеннями) і світлого (без включень) забарвлення, які складають окремий ритм. Максимально налічується 13 ритмів. Розмір таких седиментаційних утворень (по осі шеврона) досягає 1,5 см.

Первинні флюїдні включення, що містяться в седиментаційних структурах мають форму від'ємних кубічних кристалів розміром від частки мкм до 500 мкм. Включення одно-, дво- та багатофазові. У багатофазових, окрім розсолу, може міститися газова фаза, теригенний глинистий матеріал, алотигенні кристалики різноманітних мінералів, рідкі вуглеводні, органічна речовина.

Вилучення із флюїдних включень окремих дрібних кристаликів та їхнє імерсійне дослідження показали, що вони представлені гіпсом, бассанітом і ангідритом, глауберитом.

Гіпс утворює кристали стовбчастого або ізометричного обрису (рис. 3, а, б). Інколи вони мають заокруглені вершини. Розмір кристаликів гіпсу становить від декількох мкм до 100 мкм. Часто кристалик чи кристалики гіпсу вповнюють майже весь об'єм включення (рис. 3, в). Бассаніт найчастіше утворює голчасті кристалики, рідше – видовжено-призматичного габітусу. Довжина кристаликів досягає 120 мкм. У включеннях може траплятися як один, так і

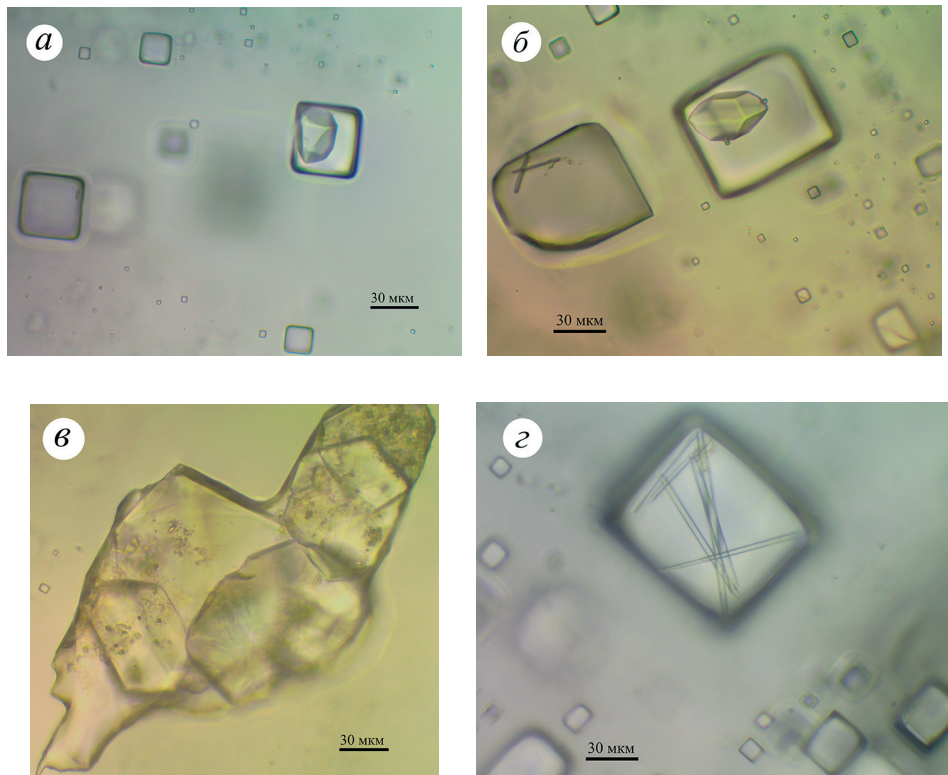


Рис. 3. Кристалики мінералів сульфату кальцію у флюїдних включеннях у галіті басейну Туз Голю:
a – гіпс у первинних включеннях, зр. TG6_618,4; *б* – гіпс і бассаніт у первинних включеннях, зр. TG6_762,7; *в* – гіпс у вторинному включенні, зр. TG7_450,0; *з* – бассаніт у первинному включенні, зр. TG6_618,4

декілька кристаликів бассаніту (рис. 3, *б, з*). Ангідрит присутній у вигляді таблитчастих і видовжено-призматичних кристалів. Також він поширений між кристалами галіту та в ділянках між зонами окремих шевронових структур у кристалах галіту, де представлений пластинчастими, лінзоподібними, витягнуто-призматичними кристалами та жовнами.

Дрібні гіпсові кристалики у сульфатному солеродному басейні Туз Голю зароджувалися при надходженні в нього із «свіжими» водами $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Кристалики осідали на дно і захоплювалися тими гранями галіту, які були орієнтовані паралельно або субпаралельно до дна басейну (рис. 4). Вони збереглися в тих включеннях, у яких займають понад 5 % об'єму включень. Перетворення гіпс \rightarrow бассаніт \leftrightarrow ангідрит відбувалося на постседиментаційній стадії. У новоутворених великих рідких включеннях розчинялися дрібні гіпсові кристалики та збільшувалися окремі індивіди цього мінералу (див. рис. 3, *в*).

За даними рентгеноструктурного аналізу (XRD) сульфат кальцію міститься як у монокристалах глаубериту (проби 6 і 9), так і в нерозчинному у воді залишку галіту (проби 2, 4, 14) (табл. 1). У нерозчинному залишку проб 4 і 14 вміст ангідриту становить 100 %. У пробах 1, 5, 6А, 7, 9А, 11, 13 матеріалу недостатньо для проведення XRD аналізу.

Таблиця 1. Мінеральний склад нерозчинного у воді залишку галіту та мікромінералів з прошарків у галіті (за даними XRD аналізу)

№ проби	Зразок	Характер проби для XRD	Встановлені мінерали	Кількість мінералу, %	База даних JCPDS, №	Примітки
14	TG5_677,9	Нерозчинний у воді залишок	Ангідрит	100	72-916	У галіті ангідритові жовна, видовжено-призматичний ангідрит
13	TG5_889,8	Недостатньо матеріалу	Глауберит	100	72-1375	У флюїдних включеннях кристалики ангідриту. У галіті дрібні жовна ангідриту
12Б	TG6_484,9	Монокристал з прошарку	«	100	72-1375	Глауберитовий прошарок, утворений до кристалізації шевронового галіту. Кристали глаубериту прозорі, жовтувато-кремові, розміром до 5 мм (рис. 5, з)
12А	TG6_484,9	Кристал з прошарку	«	100	72-1375	Прошарок глаубериту з порами і кавернами, виповненими галітом (рис. 5, д)
12	TG6_484,9	Недостатньо матеріалу	«	100	72-1375	У седиментаційному галіті глауберит (?), іноді – пластинки ангідриту
11	TG6_618,4	Те саме	«	100	72-1375	У флюїдних включеннях у галіті гіпс, бассаніт, ангідрит. У галіті видовжено-призматичний ангідрит
10	TG6_679,5	Монокристал з прошарку	«	100	72-1375	Прошарок глаубериту (?) жовтувато-кремового кольору і водяно-прозорий галіт без седиментаційних структур (рис. 5, а)
9Б	TG6_728,5	Жовно з глауберитового прошарку	Ангідрит	100	72-916	Залишки дрібних мінеральних скупчень у вигляді жовен голубувато-білого кольору (рис. 5, е)
9А	TG6_728,5	Недостатньо матеріалу	Глауберит	97	72-1375	У флюїдних включеннях у галіті гіпс, бассаніт, ангідрит. У галіті пластинчасті та витягнуто-призматичні кристали ангідриту (рис. 5, б)
9	TG6_728,5	Монокристал з прошарку	Ангідрит	3	72-916	Прошарок глаубериту, складений різнозернистими ромбічними кристалами та утворений до кристалізації шевронового галіту. Кристали глаубериту прозорі та жовтувато-кремові, їхній розмір досягає 8 мм (рис. 5, б)

Продовження табл. 1

№ проби	Зразок	Характер проби для XRD	Встановлені мінерали	Кількість мінералу, %	База даних JCPDS, №	Примітки
8	TG6_730,0	Нерозчинний у воді залишок	Глауберит Ам*	100	72-1375	Кристали глаубериту у флюїдних включеннях у галіті та між окремими шевронами галіту
7	TG6_762,7	Недостатньо матеріалу				У флюїдних включеннях у галіті гіпс, бассаніт, ангідрит. У галіті жовна, пластинчастий та витягнуто-призматичний ангідрит
6А	TG7_360,3	Те саме				У флюїдних включеннях у галіті гіпс, бассаніт, ангідрит. У галіті витягнуто-призматичний ангідрит
6	TG7_360,3	Монокристал з прошарку	Глауберит Ангідрит	100 <1	72-1375	Зеленувато-сірий прошарок з кристалами глаубериту, утворений при кристалізації шевроного галіту
5	TG7_422,0	Недостатньо матеріалу				У галіті кристали ангідриту
4	TG7_450,0	Нерозчинний у воді залишок	«	100	72-916	У флюїдних включеннях у галіті гіпс, бассаніт, ангідрит. У галіті жовна, пластинчасті та витягнуто-призматичні кристали ангідриту (рис. 5, 6)
3	TG7_455,0	Те саме	Глауберит Ам* Тенардит Ангідрит	97 3 100	72-1375 72-916	Ромбічні кристалики між окремими шевронами та між зонами шевронів; у незначній кількості трапляється видовжено-призматичний ангідрит
2	TG7_518,6	« «				У галіті та флюїдних включеннях видовжено-призматичні і пластинчасті кристали ангідриту
1	TG7_562,9	Недостатньо матеріалу				У флюїдних включеннях у галіті гіпс, бассаніт, ангідрит. У галіті пластинчасті та витягнуто-призматичні кристали ангідриту

* Присутність аморфної для X-променів компоненти.

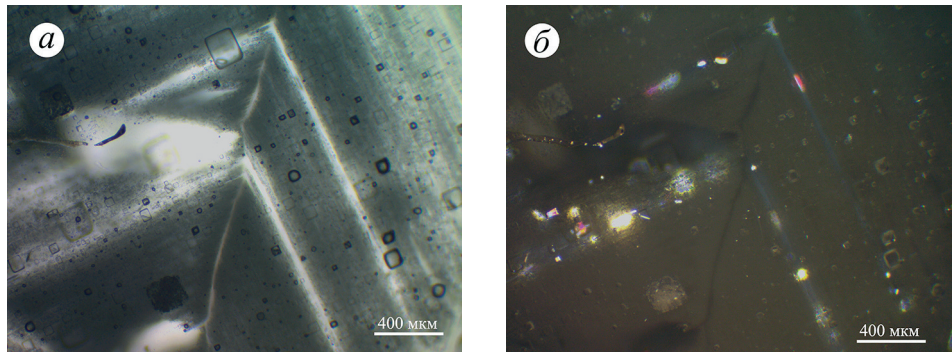


Рис. 4. Кристалики сульфату кальцію, які висолувалися в періоди повільного росту шевронового галіту, зр. TG6_762,7:
a – у паралельних ніколях; *б* – у схрещених ніколях

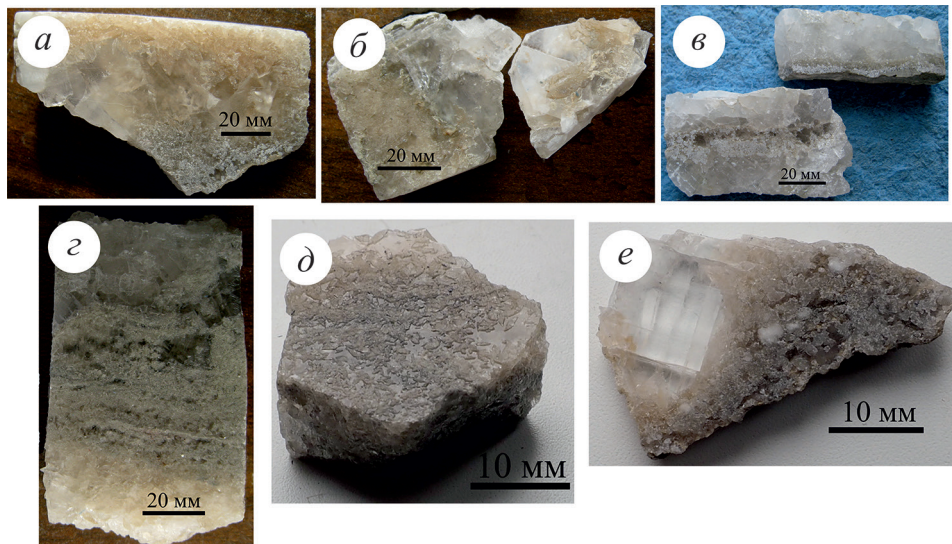


Рис. 5. Зразки з глауберитом басейну Туз Голю:
a – глауберит із жовтуватим відтінком у постседиментаційному галіті, у лівій верхній частині ангідрит білого кольору, зр. TG6_679,5; *б* – седиментаційний галіт, відкладений після утворення глаубериту, зр. TG6_728,5; *в* – прошарок дрібнокристалічного ангідриту в седиментаційному галіті, зр. TG7_450,0; *г* – співвідношення глаубериту і галіту: седиментаційний галіт (верхня частина керна), радіально-променеві зростки глаубериту з дрібними порами, виповненими галітом (центральна частина керна), одиничні ізометричні кристали глаубериту з крупними порами і кавернами, виповненими галітом (нижня частина керна), зр. TG6_484,9; *д* – глауберитовий прошарок, пори і каверни в якому виповнені галітом, зр. TG6_484,9; *е* – прошарок глаубериту з залишковим ангідритом білого кольору і постседиментаційний галіт, зр. TG6_728,5

Глауберит трапляється як домішка в галіті чи у вигляді прошарків у кам'яній солі (рис. 5). Його кристали мають ізометричний, призматичний, табличчастий обриси, їхнє забарвлення змінюється від ледь жовтуватого до жовто-бежевого. Глауберитові прошарки, залежно від кількості у них теригенного матеріалу, мають зеленувато-сірий, жовтуватий чи білий колір.

За даними XRD встановлено, що в нерозчинному залишку проб 3, 6, 9 та у складі монокристалів глаубериту цих проб є домішка ангідриту, а в пробі 8 встановлено лише глауберит (див. табл. 1).

Кристали глаубериту, що зосереджені у глауберитових прошарках утворювалися в періоди, коли за будь-якої причини призупинялося осадження галіту. Одноманітність текстурно-структурних особливостей глауберитових порід свідчить про відносну подібність умов їхнього утворення, а різні обриси кристалів глаубериту, очевидно, є функцією їхньої кількості та щільності у скупченнях. Глауберит утворювався шляхом повільного розчинення попередньо осаджених тонкодисперсних метастабільних мінералів: гіпсу ($\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$), натрій-сингеніту ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \times \text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$) чи мірабіліту ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \times 10\text{H}_2\text{O}$) (Вахрамеева, 1956). Доказом на користь такого механізму його утворення є встановлення ангідриту в монокристалах глаубериту (див. табл. 1) і залишкового ангідриту у глауберитових прошарках (див. рис. 5, е). Після розчинення більшої частини гіпсу та утворення на його місці глаубериту залишалися пори і каверни, які виповнювалися галітом (див. рис. 5, з, д). Зменшення вмісту сульфат-іона в Na–K–Mg–Cl–SO₄ розсолах давніх соленодних басейнів чітко корелюється з інтенсивністю кристалізації сульфатних мінералів при надходженні в басейни континентальних вод, що містять $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ (Галамай, 2012а). Очевидно, саме процеси утворення глаубериту, у періоди призупинення осадження галіту, спричиняли вилучення зі складу розсолів сульфат-іона, і поновлення осадження галіту відбувалося вже за зниженої концентрації цього іона в розсолах (табл. 2).

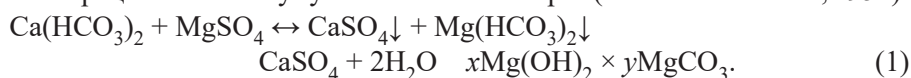
Т а б л и ц я 2. Хімічний склад розсолів басейну Туз Голю і морських розсолів кайнозою

№ проби	Зразок (св. глибина відбору, м)	Вміст, г/л				rNa/rCl
		NaCl	KCl	MgSO ₄	MgCl ₂	
14	TG5_677,9	270,4 (106,4+164,0)	0,2 (0,1+0,1)	9,9 (2,0+7,9)	29,4 (7,5+21,9)	0,88
13	TG5_889,8	У шевроновому галіті флюїдні включення менше за 40 мкм				
12	TG6_484,9	266,9 (105,0+161,9)	2,7 (1,4+1,3)	13,8 (2,8+11,0)	30,6 (7,8+22,8)	0,87
11	TG6_618,4	289,9 (114,1+175,8)	2,5 (1,3+1,2)	22,8 (4,6+18,2)	12,1 (3,1+9,0)	0,95
10	TG6_679,5	Зразок без первинних флюїдних включень				
9	TG6_728,5	276,8 (108,9+167,9)	1,9 (1,0+0,9)	5,6 (1,1+4,5)	23,1 (5,9+17,2)	0,90
8	TG6_730,0	295,8 (116,4+179,4)	2,4 (1,25+1,1)	22,4 (4,5+17,9)	7,4 (1,9+5,5)	0,97
7	TG6_762,7	258,7 (101,8+156,9)	1,7 (0,9+0,8)	10,6 (2,1+8,45)	38,0 (9,7+28,3)	0,85
6	TG7_360,3	283,4 (111,5+171,9)	3,4 (1,75+1,6)	9,1 (1,8+7,3)	16,8 (4,3+12,5)	0,92
5	TG7_422,0	270,6 (106,5+164,1)	2,7 (1,4+1,3)	13,0 (2,6+10,35)	27,7 (7,05+20,6)	0,89

Продовження табл. 2

№ проби	Зразок (св. глибина відбору, м)	Вміст, г/л				rNa/rCl
		NaCl	KCl	MgSO ₄	MgCl ₂	
4	TG7_450,0	279,1 (109,8+169,25)	1,8 (0,95+0,85)	8,4 (1,7+6,7)	21,4 (5,45+15,9)	0,91
3	TG7_455,0	275,3 (108,3+167,0)	1,7 (0,9+0,8)	20,3 (4,1+16,2)	24,5 (6,25+18,25)	0,90
2	TG7_518,6	280,1 (110,2+169,9)	0,3 (0,15+0,1)	5,9 (1,2+4,7)	21,5 (5,5+16,0)	0,91
1	TG7_562,9	245,5 (96,6+148,9)	4,5 (2,35+2,1)	10,0 (2,0+8,0)	47,0 (12,0+35,0)	0,80
Еоценова морська вода на стадії осадження галіту (Ayora et al., 1994)						
IX	Наварра, Іспанія	122,8	31,3	15,7	129,7	0,40
		(48,3+74,5)	(16,4+14,9)	(3,2+12,5)	(33,1+96,6)	
Баденська морська вода на стадії осадження галіту (Галамай, 2012b)						
VIII	Карпатський регіон	211,9	15,4	22,1	67,4	0,73
		(83,4+128,5)	(8,1+7,3)	(4,5+17,6)	(17,2+50,2)	
Мессінська морська вода на стадії осадження галіту (Ayora et al., 1994; Garcia-Veigas et al., 1995; Kovalevych et al., 1997; Zimmermann, 2000)						
VII	Червономорський басейн	167,3	29,2	57,5	99,1	0,60
		(63,8+98,3)	(15,3+13,9)	(11,6+45,9)	(25,3+73,8)	
VI		212,6	15,3	31,3	71,3	0,71
		(81,6+125,7)	(8,0+7,3)	(6,3+25,0)	(18,2+53,1)	
V	Калтанесета, Сицилія	101,0	34,1	65,2	171,6	0,49
		(48,3+74,4)	(17,9+16,2)	(13,2+52,0)	(43,8+127,8)	
IV	Лорка, Іспанія	186,4	25,2	50,9	86,7	0,65
		(71,0+109,4)	(13,2+12,0)	(10,3+40,6)	(22,1+64,6)	
Сучасна морська вода, згущена до стадії осадження галіту (Валяшко, 1962; McCaffrey et al., 1987)						
III	Багамські о-ви (W46)	255,9	7,4	22,1	31,7	0,90
		(103,0+152,9)	(3,9+3,5)	(4,5+17,6)	(8,1+23,6)	
II	Багамські о-ви (W33)	215,2	16,6	47,6	71,3	0,72
		(84,2+131,0)	(8,7+7,9)	(9,7+38,2)	(18,2+53,1)	
I	Чорне море	262,5	6,3	26,3	40,0	0,90
		(104,1+158,4)	(3,3+3,0)	(5,3+21,0)	(10,2+29,8)	

За певних фізико-хімічних умов глауберит кристалізувався також одночасно із седиментацією галіту (рис. 6). Область його кристалізації на діаграмі Na₂Cl₂-MgCl₂-MgSO₄-Na₂SO₄ дотепер ще не була точно окресленою. На основі проведених досліджень уточнено нижню межу області утворення глаубериту для цієї діаграми (рис. 7). Під дією збагачених на натрій сульфатно-магнієвих розсолів глауберит утворювався при розчиненні гіпсу у дві стадії: спершу кристалізується тонкодисперсний гіпс (1), який при взаємодії із Na⁺ розсолу перетворювався в метастабільну форму глаубериту (2Na₂SO₄ × CaSO₄ × 2H₂O). Аналогічний процес є типовим у сучасних соляних озерах (Валяшко & Пельш, 1952):



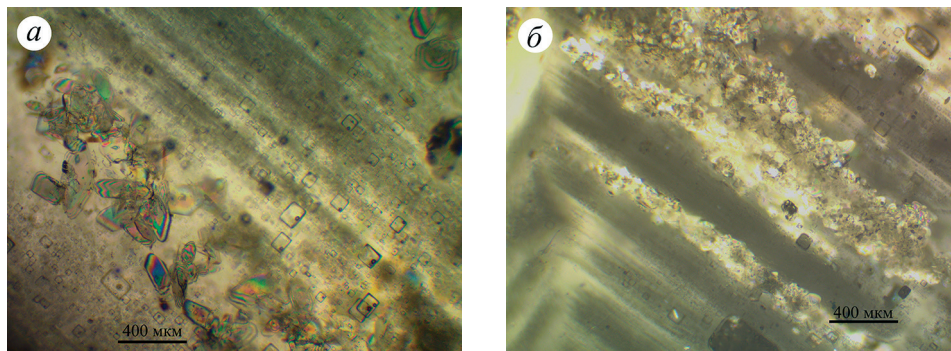


Рис. 6. Глауберит у зонах шеврону, що позбавлені флюїдних включень (формувалися при повільному рості галіту): *a* – зразок TG6_730,0; *б* – зразок TG7_455,0

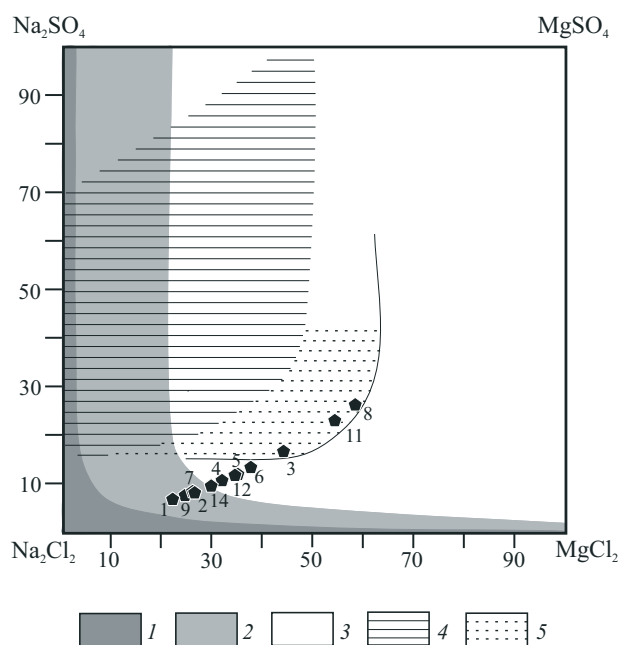


Рис. 7. Діаграма з полями кристалізації твердих фаз, які є продуктами реакції розсолів сульфатної системи із бікарбонатом кальцію (Валяшко & Пельш, 1952).

Поля кристалізації: 1 – кальциту; 2 – кальциту, гіпсу й основних карбонатів магнію; 3 – гіпсу й основних карбонатів магнію; 4 – глаубериту (1–4 за (Валяшко & Пельш, 1952)); 5 – глаубериту (наші дані). Номери точок: див. табл. 2

Під час осадження галіту за зниженого вмісту SO_4^{2-} (проби: 1, 2, 4–7, 9, 12, 14) новоутворений гіпс, як у зональному галіті, так і в тонких прошарках з теригенним матеріалом, не переходив у глауберит (див. табл. 1, рис. 5). Однак високий вміст сульфат-іона також не був достатньою умовою для такого перетворення (приміром, у пробі 11 глауберит відсутній).

Мірабіліт у відкладах не встановлений, однак у нерозчинному залишку проби 3, крім глаубериту й ангідриту, XRD аналізом встановлено тенардит (див. табл. 1). Відомо, що одночасне осадження тенардиту і галіту в седиментаційних басейнах не відбувається, а можливе лише одночасне осадження

мірабіліту і галіту (Кашкаров, 1956). У сучасних сульфатних озерах з високою концентрацією NaCl осадження мірабіліту спостерігається літом в окремі прохолодні ночі, коли температура розсолів нижча ніж 5 °С, а при її підвищенні до 15,3–16,0 °С мірабіліт переходить у тенардит (Кашкаров, 1956; Павлишин та ін., 2012; Charykova et al., 1992). Галіт у басейні Туз Голю кристалізувався за температури, що перевищувала 15 °С (Galamaу et al., 2023). Чи відбувалося зниження температури розсолів у нічний час до 5 °С? Це питання потребує додаткового вивчення. Проте відомо, що при кристалізації, до прикладу, пермського галіту басейну Канзас, добова (день–ніч) температура кристалізації змінювалася від 6 до 26 °С (Benison & Goldstein, 1999).

Хімічний склад первинних флюїдних включень у галіті. За результатами ультрамікрохімічного аналізу вміст Ca²⁺ у седиментаційних розсолах басейну Туз Голю становив <0,5 г/л, що є нижче чутливості методу. Вміст K⁺ коливався від 0,9 до 2,35 г/л, а в окремі періоди був < за 0,5 г/л, що є також нижче межі чутливості методу. Вміст у розсолах Mg²⁺ змінювався в межах 6,1–14,0 г/л, вміст SO₄²⁻ – 4,5–18,2 г/л (див. табл. 2). Згідно з розрахунком, вміст у седиментаційних розсолах Na⁺ коливався в межах 96,6–116,4 г/л, а співвідношення rNa/rCl становило 0,80–0,97.

Враховуючи, що сталість складу та співвідношення між іонами в морській воді зберігаються упродовж періоду, що значно перевищує 5 млн років, то в мессинії розсоли вже мають відповідати складу сучасної морської води. Задля зіставлення на відповідних діаграмах розсолів басейну та близьких до них за віком і хімічним складом морських розсолів різної концентрації, проведено розрахунок процентних кількостей (mol%) у розсолах окремих іонів (табл. 3).

За даними ультрамікрохімічного аналізу, розсоли басейну Туз Голю, як і мессинські морські розсоли, є сульфатного типу сульфатно-магнієвого підтипу (див. табл. 2). Співвідношення rNa/rCl у них коливається від 0,80 до 0,97; натомість у морській воді на стадії осадження галіту воно завжди нижче за 0,90 (McCaffrey et al., 1987). Це співвідношення добутку лугів до хлору у континентальних сульфатно-натрієвих водах є більшим за 1. У сучасних континентальних озерах-морях, що містять релікти морської води, залежно від об'єму морської води та континентального стоку, співвідношення rNa/rCl зросло з 0,87 (морська вода) до 0,93 (Каспійське море) та 0,99 (Аральське море).

Порівняно з Na–K–Mg–Cl–SO₄ морськими розсолами стадії осадження галіту, у розсолах Туз Голю дещо вищий вміст Na⁺ та нижчий – K⁺. Виходячи із даних аналізів, упродовж соленагромадження вміст Mg²⁺, K⁺ і SO₄²⁻ коливався в широкому діапазоні. Періодично їхня концентрація відповідала значенням, характерним для морських розсолів початку стадії осадження галіту (McCaffrey et al., 1987). Різке зниження вмісту K⁺ на окремих етапах існування басейну, очевидно, пов'язано із взаємодією розсолів з органічною речовиною та глиною материкового походження, що потрапляє в басейн з вітром і материковим стоком. Відомі факти, коли в розсолах, оточених суходолом морських евапоритових басейнів, чи відшнурованих від моря озерах дещо знижується вміст натрію, а калій може повністю зникнути (Валяшко, 1962; Timofeeff et al., 2006).

Відомо, що в басейнах з морським джерелом солей, від початку осадження галіту і до випадіння калійних солей, співвідношення між основними

Т а б л и ц я 3. Хімічний склад розсолів Туз Голю і морських розсолів кайнозою в одиницях Єнеке

№ проби	Зразок (св._гл. відбору, м)	Одиниці Єнеке, mol% (для рис. 9)			Одиниці Єнеке, mol% (для рис. 8, 10)			
		2К	Mg	SO ₄	Mg	2Na	SO ₄	2Cl
14	TG5_677,9	0,3	82,4	17,3	70,3	29,7	9,5	90,5
13	TG5_889,8	Флюїдні включення менше за 40 мкм						
12	TG6_484,9	3,1	76,7	20,2	65,3	34,7	11,6	88,4
11	TG6_618,4	3,2	60,6	36,2	45,5	54,5	23,0	77,0
10	TG6_679,5	Немає первинних флюїдних включень						
9	TG6_728,5	3,7	82,8	13,5	75,1	24,9	7,6	92,4
8	TG6_730,0	3,4	56,6	40,0	41,3	58,7	26,1	73,9
7	TG6_762,7	2,0	83,0	15,0	73,7	26,3	8,3	91,7
6	TG6_360,3	6,4	71,8	21,8	62,3	37,7	13,1	86,9
5	TG7_422,0	3,4	76,0	20,6	64,7	35,3	11,9	88,1
4	TG7_450,0	3,2	78,2	18,6	67,9	32,1	10,6	89,4
3	TG7_455,0	1,9	70,3	27,8	60,9	39,1	14,0	86,0
2	TG7_518,6	0,4	84,6	15,0	73,3	26,7	8,1	91,9
1	TG7_562,9	4,4	83,6	12,1	77,7	22,3	6,7	93,3
Еоценова морська вода на стадії осадження галіту (Ayora et al., 1994)								
IX	Наварра, Іспанія (37 Ма)	11,4	81,5	7,1	85,0	15,0	4,2	95,8
Баденська морська вода на стадії осадження галіту (Галамай, 2012b)								
VIII	Карпатський регіон (13,8 Ма)	8,8	75,7	15,5	71,0	29,0	9,3	90,7
Мессінська морська вода на стадії осадження галіту (Ayora et al., 1994; Garcia-Veigas et al., 1995; Kovalevych et al., 1997; Zimmermann, 2000)								
VII	Червономорський	8,9	69,3	21,8	61,3	38,7	13,6	50,7
VI	басейн (5,0–6,0 Ма)	7,5	73,5	19,0	65,9	34,1	11,4	88,6
V	Калтанесета, Сицилія (5,6–6,0 Ма)	7,5	74,8	17,7	68,4	31,6	10,3	89,7
IV	Лорка, Іспанія (7,6 Ма)	8,7	69,3	22,0	61,1	38,9	13,7	86,3
Сучасна морська вода, згущена до стадії осадження галіту (Валяшко, 1962; McCaffrey et al., 1987)								
III	Багамські о-ви (проба W46)	6,6	69,0	24,4	58,7	41,3	15,1	84,9
II	Багамські о-ви (проба W33)	6,7	69,3	24,0	59,2	40,8	14,8	85,2
I	Чорне море	4,7	71,0	24,3	59,2	40,8	14,6	85,4

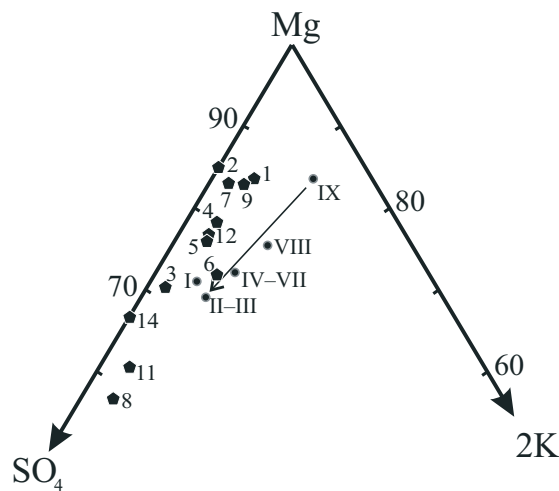


Рис. 8. Склад седиментаційних розсолів басейну Туз Голю і морських розсолів еоценового, міоценового (баденського і мессінського) та сучасного віку на хімічній діаграмі $\text{Na-K-Mg-SO}_4\text{-Cl-H}_2\text{O}$. Номери точок: див. табл. 3

іонами в розсолах залишаються стабільними (Ковалевич, 1990). Деяке зниження в морських Na-K-Mg-Cl-SO_4 розсолах вмісту SO_4^{2-} може бути зумовлене надходженням у солеродний басейн континентальних вод, збагачених на $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Однак, за значного об'єму морської води, такий вплив не спричиняє суттєвої зміни співвідношення основних іонів у розсолах басейну (Galatay et al., 2014). У континентальних басейнах із сульфатним типом галогенезу під час кристалізації галіту і до моменту початку осадження астраханіту седиментаційні розсоли також відзначаються стійкістю співвідношення між основними іонами (Валяшко, 1962).

Задля порівняння розсолів басейну Туз Голю з аналогічними за хімічним типом морськими розсолами еоценового, міоценового (баденського і мессінського) віку та сучасними, точки їхнього хімічного складу нанесені на трикутну діаграму Єнеке системи $\text{Na-K-Mg-SO}_4\text{-Cl-H}_2\text{O}$ (рис. 8). На представленій діаграмі розсіювання точок складу морської води кайнозою пов'язане переважно з еволюцією (збільшення вмісту SO_4^{2-}) складу морської води у часі (показана стрілкою), а розсіювання точок хімічного складу басейну Туз Голю – впливом різноманітних джерел солей та фізико-хімічними процесами в солеродному басейні, що відобразилися передусім на коливанні вмісту SO_4^{2-} у розсолах, що описано вище.

Отримані дані складу розсолів басейну Туз Голю також нанесено на діаграму $\text{Na}_2\text{Cl}_2\text{-MgCl}_2\text{-MgSO}_4\text{-Na}_2\text{SO}_4$ (рис. 9). Кут нахилу лінії кристалізації галіту на цій діаграмі залежить від вмісту SO_4^{2-} у розсолах. Завдяки зростанню вмісту сульфат-іона в морській воді упродовж кайнозою, найбільш гострий кут із $\text{Na}_2\text{Cl}_2\text{-MgCl}_2$ на діаграмі утворює лінія кристалізації еоценового морського галіту, найменш гострий – сучасного морського галіту. Лінії кристалізації змінених континентальними чинниками морських (Кара-Богаз-Гол, озеро Кірлеутське) вод віддалені від лінії кристалізації галіту з морської води.

Лінія кристалізації галіту басейну Туз Голю не збігається із лінією кристалізації галіту мессінської морської води, однак не суттєво відхиляється

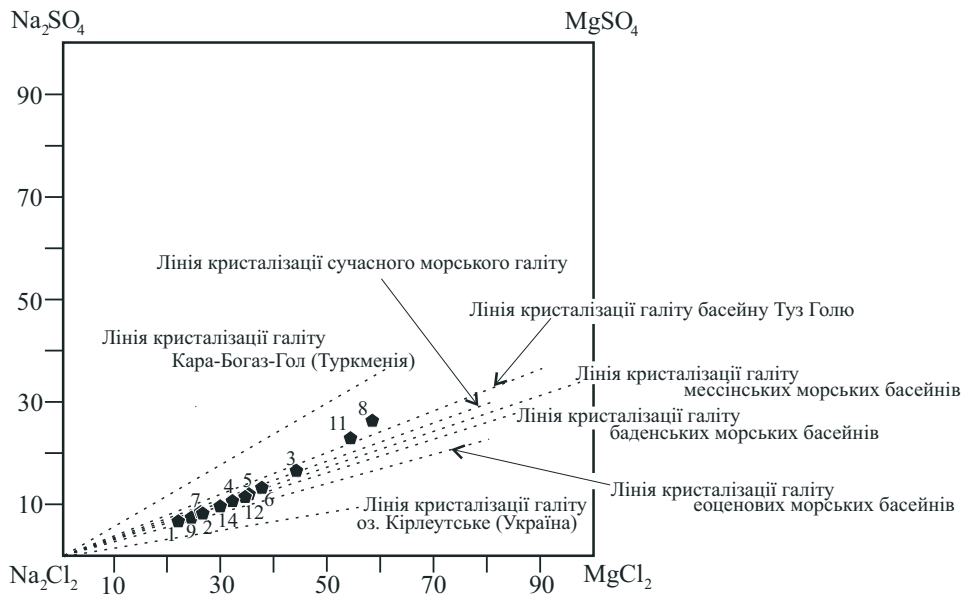


Рис. 9. Склад седиментаційних розсолів басейну Туз Голу та лінії кристалізації галіту різновікових морських і континентальних басейнів на хімічній діаграмі $\text{Na}_2\text{Cl}_2\text{-MgCl}_2\text{-MgSO}_4\text{-Na}_2\text{SO}_4$. Номери точок і лінії кристалізації галіту: див. табл. 3

як від неї, так і від ліній кристалізації галіту морської води кайнозою. Зміщення точок донизу від лінії кристалізації галіту басейну пов'язане з утворенням глаубериту в періоди призупинення осадження галіту. Унаслідок цього процесу відбувалося вилучення зі складу розсолів сульфат-іона і частини натрію, що корелює з отриманими даними хімічного складу материнських розсолів.

Згідно з наведеним аналізом складу седиментаційних розсолів басейну Туз Голу і фізико-хімічних процесів у солеродному басейні, які впливали на зміну їхнього співвідношення, слід вважати, що розсоли басейну континентально-морського походження. Нещодавно отримані дані ізотопних досліджень також свідчать про неодноразові морські трансгресії в районі досліджень (Ercan et al., 2019; Karakaya et al., 2020). Очевидно, джерелом сульфат-іона, крім морських вод, у басейні Туз Голу були олігоцен-еоценові сульфатні відклади, що розчинялися на суходолі (Palmer et al., 2004), та верхньоміоценовий вулканізм у західній частині басейну (Gündoğan & Helvasi, 1996). У таких водах, що дренують породи сульфатних фацій, основними компонентами є сульфати Ca, Na, меншою мірою в них містяться бікарбонати Ca і Mg.

Басейн Кайдам. Досліджено відслонення висотою 5,7 м поблизу свердловини ZK3208 басейну Кайдам, де соленосні відклади містили полігаліт. У цьому відслоненні знизу догори відібрано 17 зразків (BD-01–BD-17). Перед відбором зразків з поверхні відслонення попередньо видалили вивітрілі породи до досягнення корінних незмінених відкладів.

Дані мікроскопічних досліджень і результати рентгенографії (XRD) показали, що соляні мінерали басейну здебільшого складаються з дрібно- та

крупнозернистого галіту, сірого масивного полігаліту та гіпсу (табл. 4). Крім того, у верхній частині розрізу виявлено сильвін та сингеніт. Галіт присутній у кожному з шарів, його вміст у мінеральному складі порід коливається від 9 до 98 %. Полігаліт, який має дрібнозернисту структуру із розмірами зерен від 0,01 до 0,05 мм, поряд із галітом, також є одним з основних соляних мінералів у більшості шарів. Тип його монокристалів листовидний, голчастий та волокнистий. Відсоток полігаліту в мінеральному складі породи в більшості шарів не перевищує 20–30 % і лише в окремих сягає понад 50 %.

Гіпс виявлений лише у верхній частині (0–2,7 м) розрізу відслонення і не виявлений у його нижній частині (2,7–5,7 м). Уламкові компоненти зразків представлені кварцом, альбітом, шамозитом (див. табл. 4). За допомогою SEM встановлено жовновий полігаліт, оточений середньо-крупнозернистими кристалами галіту та глинистими мінералами. Лазерна спектроскопія показала, що вміст калію і магнію в полігаліті і прилеглих ділянках зразка є вищим за вміст сірки (SO₄) і кальцію, однак вміст хлору також високий. Отже, крім полігаліту, деякі калійні мінерали, такі як сильвін (KCl) і карналіт (KMgCl₃ · H₂O), також присутні у зразку.

Згідно з термометричними дослідженнями, температура гомогенізації включень у галіті коливається в межах 22,9–71,8 °С (табл. 5). З огляду на особливість інтерпретації даних температури гомогенізації газопо-рідких включень у галіті (Lowenstein et al., 1998), у придонних шарах басейну (утворення відкладів інтервалу 4,3–5,7 м) упродовж соленагромадження температура колива-

Т а б л и ц я 4. Мінеральний склад досліджуваних зразків басейну Кайдам, %

Зразок	Глибина, м	Галіт	Полігаліт	Гіпс	Доломіт	Кальцит	Мусковіт	Уламкові		
								Кварц	Альбіт	Шамозит
BD-01	0,2	43	11	2	–	1	38	6	–	–
BD-02	0,5	26	–	8	2	1	30	9	11	12
BD-03	0,7	63	–	–	–	–	2	–	5	–
BD-04	1,2	58	13	12	–	–	–	16	–	–
BD-05	1,7	19	10	9	2	2	23	18	13	4
BD-06	2,2	10	14	10	1	2	20	23	15	4
BD-07	2,7	9	–	12	3	4	30	6	23	13
BD-08	2,9	19	19	–	2	–	7	36	17	1
BD-09	3,5	32	31	–	–	–	6	22	8	–
BD-10	3,7	29	31	–	5	–	–	27	9	–
BD-11	3,9	85	11	–	–	–	–	4	–	–
BD-12	4,1	65	16	–	–	–	2	7	7	3
BD-13	4,3	35	43	–	–	–	5	15	–	2
BD-14	4,5	18	54	–	–	–	5	20	–	3
BD-15	4,8	52	22	–	–	–	–	12	15	–
BD-16	5,2	98	–	–	–	–	–	2	–	–
BD-17	5,7	98	–	–	1	–	–	1	–	–

лася від 30,8 до 71,8 °С. Екстремальний високотемпературний режим кристалізації на дні басейну міг досягатися завдяки розшаруванню водної товщі за густиною (Galamay et al., 2023). Проведені раніше дослідження температури гомогенізації включень у галіті з ділянки, розташованої 10 км на південний схід (розріз від денної поверхні до глибини 75,3 м), показали, що полігаліт також формувався в басейні і за значно нижчої температури, що становила 17,1–35,5 °С (J. Li et al., 2022). Про коректність отриманих нами температурних значень формування полігаліту під час седиментогенезу свідчать дослідження ізотопів Mg^{2+} полігаліту та астраханіту басейну, на основі яких раніше було зроблено припущення, що на цій території періодично (0,39 млн років тому, 0,36 млн років тому та 0,12 млн років тому) міг існувати теплий сухий клімат із температурою розсолу до ~70 °С (M. Li et al., 2020).

За даними ультрамікрохімічного аналізу, розсоли включень у галіті належать до Na–K–Mg–Cl–SO₄ типу із вмістом Ca²⁺ менше за 0,5 г/л. У первинних включеннях вміст K⁺, Mg²⁺ і SO₄²⁻ відповідає концентрації стадії осадження калійно-магнієвих солей і коливається в межах відповідно (г/л): 29,7–39,0; 56,1–71,8; 47,4–80,6. У вторинних включеннях вміст K⁺, Mg²⁺ і SO₄²⁻ становить відповідно: 2,0–33,1; 46,3–119,2; 30,2–86,6 (табл. 6).

Незвично високий вміст K⁺, що не є характерним для басейнів континентального типу, зумовлений надходженням продуктів руйнування і вивітрювання порід (переважно засолених третинних відкладів), що складають

Т а б л и ц я 5. Температура гомогенізації первинних флюїдних включень у галіті басейну Кайдам

Зразок	Кількість досліджених включень	Розмір включень, мкм	Фазовий стан за температури 25 °С	Діапазон температур гомогенізації, °С	Температура кристалізації, °С
BD-12	5	12–20	рідкі	22,9–30,8	30,8
BD-13	5	12–30	газово-рідкі	43,1–58,8	58,8
BD-14	3	11–14	«	44,1–57,8	57,8
BD-16	2	20	«	47,1–53,1	53,1
BD-17	11	10–24	«	54,9–71,8	71,8

Т а б л и ц я 6. Хімічний склад розчинів включень у галіті басейну Кайдам

Зразок	Тип включень	Вміст, г/л (у дужках кількість аналізів)		
		K ⁺	Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻
BD-11_1	Первинні	39,0 (4)	71,8 (2)	80,6 (2)
BD-11_2	«	29,7 (2)	65,4 (3)	47,4 (2)
BD-16_1	«	31,8 (2)	57,0 (4)	47,6 (2)
BD-17	«	35,0 (3)	56,1 (2)	53,8 (3)
BD-11_1	Вторинні	32,3 (2)	46,3 (1)	39,8 (2)
BD-11_2	«	33,1 (2)	77,8 (2)	86,6 (4)
BD-16	«	2,0 (2)	119,2 (1)	38,3 (2)
BD-17	«	14,3 (1)	97,3 (1)	30,2 (3)

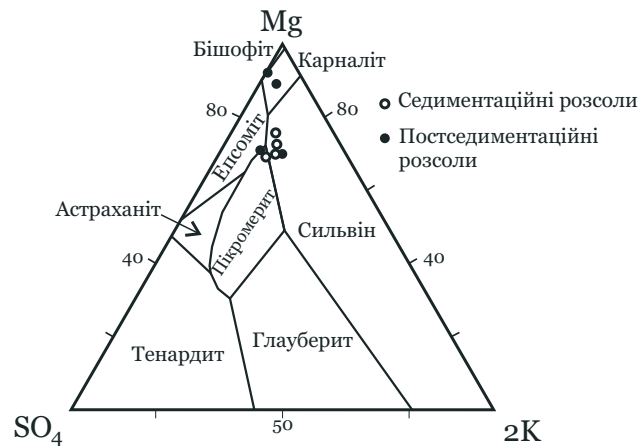


Рис. 10. Розташування точок хімічного складу флюїдних включень галіту басейну Кайдам на метастабільній фазовій хімічній діаграмі

гірське обрамлення западини (X. Zhang et al., 2019). Компактне розташування точок хімічного складу розсолів первинних включень на хімічній діаграмі (рис. 10) свідчить про стабільність джерела солей у басейні, а значне коливання концентрації седиментаційних розсолів за нетривалий відтинок часу (формування різних кристалів одного шару – зразок BD-11) (див. табл. 6) – про періодичне надходження в басейн прісних вод, збагачених на $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Змішування прісних вод із концентрованими сульфатними розсолами басейну викликало осадження (висолювання) гіпсу, який під дією щільної придонної ропи переходив у полігаліт ($\text{K}_2\text{O} - 15,62$; $\text{CaO} - 18,6$; $\text{MgO} - 6,69$; $\text{SO}_3 - 53,11$; $\text{H}_2\text{O} - 5,98$). Цей процес віддзеркалений у відповідній зміні хімічного складу розсолів первинних включень у галіті. Отже, надходження $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ із прісними водами – головне джерело кальцію в басейні.

Дані ультрамікрохімічного аналізу розсолів вторинних флюїдних включень у галіті вказують на певні зміни хімічного складу постседиментаційних розсолів порівняно зі складом седиментаційних. Розташування точок хімічного складу цих включень на хімічній діаграмі свідчить як про спорідненість постседиментаційних розсолів із седиментаційними, так і про процеси десульфатизації, катіонного обміну, адсорбції та інші, що проходили у відкладах.

Морфологія полігаліту у вигляді жовнових утворень та обезсульфачування розсолів на постседиментаційній стадії також можуть свідчити про надходження кальцію на дно басейну при розвантаженні порових і міжкристалічних розсолів хемогенно-теригенних осадів, що ущільнювалися, як це відбувалося в давніх солеродних басейнах та спостерігається в сучасних (Петриченко, 1988). Утворення полігаліту відбувалося за температури $30,8-71,8\text{ }^\circ\text{C}$ (нижня частина розрізу відслонення) із сульфатної ропи із середньою концентрацією K^+ і Mg^{2+} відповідно $33,9$ і $62,6$ г/л. Експериментальні дослідження показують, що за концентрації K^+ нижче 30 г/л, а Mg^{2+} нижче 40 г/л у сульфатній ропі йде зародження гіпсу, який надалі перетворюється у жовновий ангідрит (Петриченко, 1988).

Хоча нами не встановлено Na–K–Mg–Ca–Cl розсолів у вторинних флюїдних включеннях у галіті, проте релікти калійно-магнієвих мінералів у до-

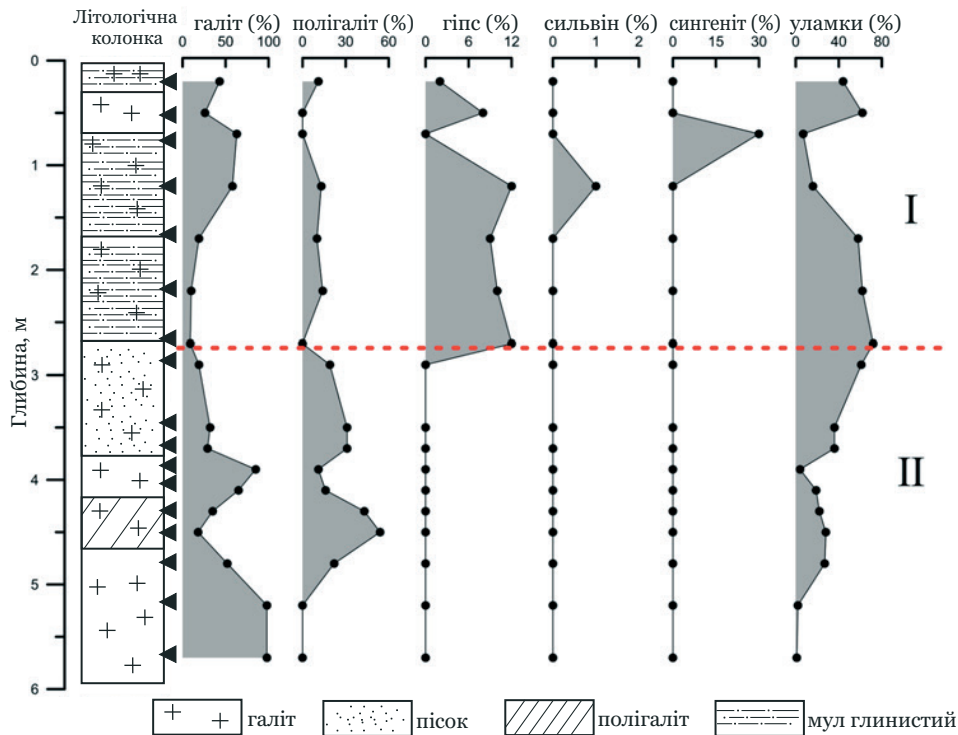
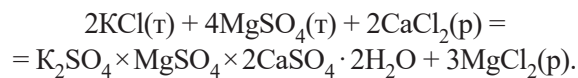


Рис. 11. Зміни частки компонентів порід у розрізі відкладів відслонення басейну.
Частина розрізу: I – верхня; II – нижня

сліджуваних зразках та підвищений вміст Mg^{2+} у розсолах вторинних включень (див. табл. б) не заперечують можливості виникнення частини полігаліту за схемою:



Можливо, джерелом кальцію могли виступати також хлор-кальцієві розсоли з низьким вмістом K^+ із розташованих поруч нафтових покладів (X. Zhang et al., 2019).

Збільшення процентної частки уламкових компонентів за одночасного зростання вмісту полігаліту і гіпсу та, навпаки, їх (уламкових компонентів) зменшення при зростанні процентної частки галіту і зменшенні вмісту полігаліту і гіпсу у розрізі відкладів (рис. 11) підтверджує вищенаведені факти, що основний механізм утворення полігаліту на досліджуваній території був таким: надходження у басейн прісних вод \rightarrow висолювання гіпсу \rightarrow перехід гіпсу у полігаліт.

Відсутність гіпсу в нижній частині розрізу (від 2,7 до 5,7 м) та його наявність у верхній частині (до гл. 2,7 м) потребує подальшого дослідження. Найвірогідніше, це може бути пов'язане з особливостями температурного режиму придонних розсолів під час седиментогенезу. Принаймні, згідно з термометричними дослідженнями, флюїдні включення у зр. BD-13 і BD-14 мають найвищу температуру гомогенізації, а в мінеральному складі цих зразків найвищий відсотковий вміст полігаліту.

Висновки:

1. За результатами дослідження розсолів флюїдних включень у галіті месінської формації Катрандедетепе (Туреччина) встановлено континентально-морське джерело солей басейну Туз Голю. Вплив континентального джерела солей призвів до суттєвих змін у співвідношенні іонів у розсолах унаслідок перебігу фізико-хімічних процесів під час седиментогенезу. Вилучення зі складу розсолів сульфат-іона і частини натрію на певних етапах існування басейну було пов'язане з утворенням глаубериту в періоди призупинення осадження галіту, а зниження вмісту калію в розсолах – із їхньою взаємодією з органічною речовиною та глиною материкового походження. Концентрація седиментаційних розсолів та вміст калію в них упродовж соленагромадження були низькими, що свідчить про відсутність перспективи виявлення калійних товщ у соляному розрізі. Неодноразове значне підвищення вмісту сульфат-іона в розсолах басейну, а відтак його різке зниження свідчить про перспективність розрізу для виявлення глауберитових товщ у розрізі відкладів басейну.

2. Вивчено фізико-хімічні умови формування солей континентального басейну Кайдам (Західний Китай), який є одним з регіонів, де механізм утворення полігалітових відкладів дотепер остаточно не був з'ясований. Встановлено, що основним механізмом утворення полігаліту в басейні було висолювання гіпсу, що на стадії седиментогенезу перетворювався в полігаліт. Джерелом кальцію у сульфатному солеродному басейні були прісні води суходолу та порові і міжкристалні розсоли хомогенно-теригенних осадів. Визначено, що температурний режим придонних розсолів під час седиментогенезу мав ключове значення у перетворенні гіпсу → полігаліт. Релікти калійно-магнієвих мінералів у досліджуваних зразках та підвищений вміст магнію в розсолах вторинних флюїдних включень свідчать про можливість виникнення частини полігаліту внаслідок заміщення сільвіну і карналіту у відкладах при надходженні кальцію з розчинами розташованих поруч нафтових покладів.

Результати комплексних досліджень соленосних відкладів дали змогу встановити стадійність галогенезу й особливості постседиментаційного формування соленосних відкладів. Отримані дані обґрунтовують додаткові геохімічні критерії прогнозу корисних копалин відповідного мінерального складу серед евапоритових товщ, що надає можливість для підвищення ефективності геологорозвідувальних робіт та скорочує їхню тривалість.

Валяшко, М. Г. (1962). *Закономерности формирования месторождений солей*. Москва: Московский университет.

Валяшко, М. Г., & Пельш, Г. К. (1952). Метаморфизация насыщенных сульфатных растворов бикарбонатом кальция. *Труды ВНИИГ*, 23, 177–200.

Вахрамеева, В. А. (1956). К минералогии и петрографии соляных отложений залива Карабогаз-Гол. *Труды ВНИИГ*, 32, 67–86.

Галамай, А. Р. (2012а). Вплив континентальних вод на склад морських розсолів центральної частини баденського солеродного басейну Українського Передкарпаття. *Мінералогічний збірник*, 62(2), 228–235.

Галамай, А. (2012b). Умови утворення галіту в баденському Закарпатському солеродному басейні (за дослідженнями включень). *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3–4(160–161), 82–101.

- Галамай, А., Зінчук, І., & Сидор, Д. (2023). Термометричні дослідження флюїдних включень у баденському галіті карпатського регіону в контексті встановлення глибини солеродного басейну. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1–2(189–190), 54–65. <https://doi.org/10.15407/ggcm2023.189-190.054>
- Галамай, А., Побережський, А., Гринів, С., Вовнюк, С., Сидор, Д., Яремчук, Я., Максимук, С., Олійович-Гладка, О., & Білик, Л. (2021). Геохімічні особливості евапоритових формацій Євразії у контексті еволюції хімічного складу морської води протягом фанерозою. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1–2(183–184), 110–129. <https://doi.org/10.15407/ggcm2021.01-02.110>
- Галамай, А. Р., Сидор, Д. В., & Олійович-Гладка, О. В. (2021). Досвід практичного використання ультрамікрохімічного методу дослідження хімічного складу розсолів флюїдних включень у галіті. У *Геологічна наука в незалежній Україні: збірник тез наукової конференції, присвяченої 30-тій річниці Незалежності України (8–9 вересня 2021 р.)* (с. 26–28). Київ.
- Зінчук, І. М. (2003). *Геохімія мінералоутворюючих розчинів золото-поліметалевих рудопроявів Центрального Донбасу (за включеннями у мінералах)* [Автореф. дис. канд. геол. наук, Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України]. Львів.
- Кашкаров, О. Д. (1956). Садка солей в соляных озерах. *Труды ВНИИГ*, 32, 3–33.
- Ковалевич, В. М. (1990). *Галогенез и химическая эволюция океана в фанерозое*. Киев: Наукова думка.
- Морачевский, Ю. В., & Петрова, Е. М. (1965). *Методы анализа рассолов и солей*. Москва; Ленинград: Химия.
- Павлишин, В. І., Дяків, В. О., Цар, Х. М., & Кицмур, І. І. (2012). Онтогенічні закономірності кристалізації мірабіліт-тенардитових агрегатів з ропи калійних родовищ Передкарпаття. *Мінералогічний журнал*, 2(34), 17–25.
- Петриченко, О. Й. (1973). *Методи дослідження включень у мінералах галогенних порід*. Київ: Наукова думка.
- Петриченко, О. Й. (1988). *Фізико-хімічні умови осадкоутворення в древніх солеродних басейнах*. Киев: Наукова думка.
- Akgün, F., Kayseri-Özer, M. S., Tekin, E., Varol, B., Şen, Ş., Herece, E., Gündoğan, İ., Sözeri, K., & Us, M. S. (2021). Late Eocene to Late Miocene palaeoecological and palaeoenvironmental dynamics of the Ereğli-Ulukışla Basin (Southern Central Anatolia). *Geological Journal*, 56(2), 673–703. <https://doi.org/10.1002/gj.4021>
- Andeskie, A. S., & Benison, K. C. (2020). Using sedimentology to address the marine or continental origin of the Permian Hutchinson Salt Member of Kansas. *Sedimentology*, 67(2), 882–896. <https://doi.org/10.1111/sed.12665>
- Ayora, C., Garcia-Veigas, J., & Pueyo, J. J. (1994). The chemical and hydrological evolution of an ancient potash-forming evaporite basin as constrained by mineral sequence, fluid inclusion composition, and numerical simulation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(16), 3379–3394. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90093-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90093-0)
- Benison, K. C., & Goldstein, R. H. (1999). Permian paleoclimate data from fluid inclusions in halite. *Chemical Geology*, 154(1–4), 113–132. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00127-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00127-2)
- Charykova, M. V., Kurilenko, V. V., & Charykov, N. A. (1992). Temperatures of formation of certain salts in sulfate-type brines. *Journal of Applied Chemistry of the USSR*, 65(6), 1037–1040.
- Demir, E., & Varol, E. (2022). Origin and palaeodepositional environment of evaporites in the Bala sub-basin, Central Anatolia, Türkiye. *International Geology Review*, 65(11), 1900–1922. <https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2114021>

- Doebelin, N., & Kleeberg, R. (2015). Profex: a graphical user interface for the Rietveld refinement program BGMN. *Journal of Applied Crystallography*, *48*, 1573–1580. <https://doi.org/10.1107/S1600576715014685>
- Dumon, M., & Van Ranst, E. (2016). PyXRD v0.6.7: a free and open-source program to quantify disordered phyllosilicates using multi-specimen X-ray diffraction profile fitting. *Geoscientific Model Development*, *9*, 41–57. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-41-2016>
- Ercan, H. Ü., Karakaya, M. Ç., Bozdağ, A., Karakaya, N., & Delikan, A. (2019). Origin and evolution of halite based on stable isotopes ($\delta^{37}\text{Cl}$, $\delta^{81}\text{Br}$, $\delta^{11}\text{B}$ and $\delta^7\text{Li}$) and trace elements in Tuz Gölü Basin, Turkey. *Applied Geochemistry*, *105*, 17–30. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.04.008>
- Galamay, A. R., Karakaya, M. Ç., Bukowski, K., Karakaya, N., & Jaremchuk, Y. (2023). Geochemistry of brine and paleoclimate reconstruction during sedimentation of Messinian salt in the Tuz Gölü Basin (Türkiye): Insights from the study of fluid inclusions. *Minerals*, *13*(2), 171. <https://doi.org/10.3390/min13020171>
- Galamay, A. R., Meng, F., & Bukowski, K. (2014). Sulphur isotopes in anhydrite from Badenian (Middle Miocene) salts of the Hrynivka area (Ukrainian Carpathian Fore-deep). *Geological Quarterly*, *58*(3), 439–448. <https://doi.org/10.7306/gq.1159>
- Garcia-Veigas, J., Orti, F., Rosell, L., Ayora, C., Rouchy, J.-M., & Lugli, S. (1995). The Messinian salt of the Mediterranean: geochemical study of the salt from the Central Sicily Basin and comparison with the Lorca Basin (Spain). *Bulletin de la Société géologique de France*, *166*(6), 699–710.
- Görür, N., & Derman, A. S. (1978). *Stratigraphic and tectonic analysis of the Tuz Gölü-Haymana Basin* (Turkish Petroleum Corporation Report 1514). TPAO. Ankara, Turkey.
- Görür, N., Okay, F. Y., Seymen, I., & Şengör, A. M. C. (1984). Paleotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey: Sedimentary record of a Neo-Tethyan closure. *Geological Society, London, Special Publications*, *17*, 467–482. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.017.01.34>
- Gündoğan, I., & Helvacı, C. (1996). Geology, hydrochemistry, mineralogy and economic potential of the Bolluk lake (Cihanbeyli-Konya) and the adjacent area. *Turkish Journal of Earth Sciences*, *5*(2), 91–104.
- Hua, Z., Liu, C., Zhang, Y., & Dai, T. (2015). Characteristics and hydrogen–oxygen isotopic compositions of halite fluid inclusions in the Thakhek area, Laos, and the way of salt material supply. *Acta Geologica Sinica*, *11*, 2134–2140.
- Karakaya, M. Ç., Bozdağ, A., Ercan, H. Ü., & Karakaya, N. (2020). The origin of Miocene evaporites in the Tuz Gölü basin (Central Anatolia, Turkey): Implications from strontium, sulfur and oxygen isotopic compositions of the Ca-Sulfate minerals. *Applied Geochemistry*, *120*, 104682. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2020.104682>
- Karakaya, M. Ç., Bozdağ, A., Ercan, H. Ü., Karakaya, N., & Delikan, A. (2019). Origin of Miocene halite from Tuz Gölü basin in Central Anatolia, Turkey: Evidences from the pure halite and fluid inclusion geochemistry. *Journal of Geochemical Exploration*, *202*. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2019.03.004>
- Karakaya, M. Ç., Bozdağ, A., & Karakaya, N. (2021). Elemental and C, O and Mg isotope geochemistry of middle-late Miocene carbonates from the Tuz Gölü Basin (Central Anatolia, Turkey): Evidence for Mediterranean incursions. *Journal of Asian Earth Sciences*, *221*, 104946. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.104946>
- Kovalevych, V. M., Jarmolowicz-Szulc, K., Peryt, T. M., & Poberejski, A. V. (1997). Messinian chevron halite from the Red Sea (DSDP Sites 225 and 227): fluid inclusion study. *N. Jb. Mineral. Mh.*, *10*, 433–450.

- Li, C., Li, B., & Li, Z. (1990). *Census report of the potash deposit in Kunteyi, Lenghu Town, Qinghai Province. Delingha*. The Qinghai Qiandam comprehensive geological survey unit. [in Chinese]
- Li, J., Li, W., Miao, W., Tang, Q., Li, Y., Yuan, X., Hai, Q., Du, Y., & Zhang, X. (2022). Reconstruction of polyhalite ore-formed temperature from Late Middle Pleistocene brine temperature research in Kunteyi Playa, Western China. *Geofluids*, 255886. <https://doi.org/10.1155/2022/6255886>
- Li, M., Fang, X., Galy, A., Wang, H., Song, X., & Wang, X. (2020). Hydrated sulfate minerals (bloedite and polyhalite): formation and paleoenvironmental implications. *Carbonates and Evaporites*, 35, 126. <https://doi.org/10.1007/s13146-020-00660-y>
- Liu, C., Ma, L., Jiao, P., Sun, X., & Chen, Y. (2010). Chemical sedimentary sequence of Lop Nur salt lake in Xinjiang and its controlling factors. *Mineral. Deposits*, 29(4), 625–630.
- Lowenstein, T. K., Li, J., & Brown, C. B. (1998). Paleotemperatures from fluid inclusions in halite: method verification and a 100,000 year paleotemperature record, Death Valley, CA. *Chemical Geology*, 150(3–4), 223–245. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00061-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00061-8)
- Lowenstein, T. K., Timofeeff, M. N., Brennan, S. T., Hardie, L. A., & Demicco, R. V. (2001). Oscillations in Phanerozoic seawater chemistry: evidence from fluid inclusions. *Science*, 294(5544), 1086–1088. <https://doi.org/10.1126/science.1064280>
- McCaffrey, M. A., Lazar, B., & Holland, H. D. (1987). The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br⁻ and K⁺ with halite. *Journal of Sedimentary Research*, 57(5), 928–937. <https://doi.org/10.1306/212F8CAB-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Palmer, M. R., Helvacı, C., & Fallick, A. E. (2004). Sulphur, sulphate oxygen and strontium isotope composition of Cenozoic Turkish evaporites. *Chemical Geology*, 209(3–4), 341–356. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.027>
- Şafak, Ü., Kelling, G., Gökçen, N. S., & Gürbüz, K. (2005). The mid-Cenozoic succession and evolution of the Mut basin, southern Turkey, and its regional significance. *Sedimentary Geology*, 173(1–4), 121–150. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.03.012>
- Timofeeff, M. N., Lowenstein, T. K., Martins da Silva, M. A., & Harris, N. B. (2006). Secular variation in the major-ion chemistry of seawater: Evidence from fluid inclusions in Cretaceous halites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(8), 1977–1994. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.01.020>
- Wang, M., Yang, Z., Liu, C., Xie, Z., Jiao, P., & Li, C. (1997). *Potash deposits and their exploitation prospects of saline lakes of the north Qaidam Basin*. Beijing: Geological Publishing House. [in Chinese]
- Wei, X., Shao, C., Wang, M., Zhao, D., Cai, K., Jiang, J., He, G. & Hu, W. (1993). *Material constituents, depositional features and formation conditions of potassium-rich Salt Lakes in western Qaidam Basin*. Beijing: Geological Publishing House.
- Xu, Y., Cao, Y., & Liu, C. (2021). Whether the Middle Eocene salt-forming brine in the Kuqa Basin reached the potash-forming stage: Quantitative evidence from halite fluid inclusions. *Geofluids*, 5574772. <https://doi.org/10.1155/2021/5574772>
- Zhang, X., Fan, Q., Li, Q., Du, Y., Qin, Z., Wei, H., & Shan, F. (2019). The source, distribution, and sedimentary pattern of K-rich brines in the Qaidam Basin, Western China. *Minerals*, 9(11), 655. <https://doi.org/10.3390/min9110655>
- Zhang, Y., & Xuan, Z. (1996). Economic evaluation of potassium and magnesium solid deposit in Kunteyi and Mahai Salt Lake of Qinghai Province. *Journal of Salt Lake Science*, 4(1), 36–45. [in Chinese]

- Zhou, J., Gong, D., & Li, M. (2015). The characteristic of evaporite, migration of salt basins and its tectonic control in Triassic Sichuan Basin. *Acta Geologica Sinica*, 11, 1945–1952.
- Zimmermann, H. (2000). Tertiary seawater chemistry – implications from primary fluid inclusions in marine halite. *American Journal of Science*, 300(10), 723–767. <https://doi.org/10.2475/ajs.300.10.723>

Надійшла до редакції: 21.01.2026 р.

Прийнята до друку: 23.02.2026 р.

Опублікована: 21.04.2026 р.

**Anatoliy GALAMAY^a, Daria SYDOR^b,
Sofia MAKSYMUK^c, Oksana OLIHOVYCH-HLADKA^d**

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals
of the National Academy of Sciences of Ukraine, Lviv, Ukraine,

^a e-mail: galamaytolik@ukr.net, <https://orcid.org/0000-0003-4864-6401>;

^b <https://orcid.org/0009-0007-5704-3748>; ^c <https://orcid.org/0009-0004-6301-9988>;

^d <https://orcid.org/0009-0005-7678-1725>

**GEOCHEMISTRY OF HALOGENESIS
AND POST-SEDIMENTARY MINERALOGENESIS
OF SELECTED EVAPORITE BASINS IN CHINA AND TURKEY
IN RELATION TO THE FORMATION
OF MINERAL RESOURCE COMPLEXES**

Comprehensive studies of Messinian salt-bearing deposits of the Tuz Gölü Basin (Turkey) and Pleistocene deposits of the Qaidam Basin (China) have established the physicochemical causes of changes in brine composition in salt-forming basins and reconstructed the crystallization conditions of halite, glauberite, and polyhalite. These results contribute to the theoretical framework of salt mineralogenesis in applied evaporite studies and serve as geochemical criteria for predicting salt deposits. Particular attention to the identification of evaporite genesis was given to the preliminary investigation of the origin of fluid inclusions in halite.

According to the results of brine studies of fluid inclusions in halite from the Tuz Gölü Basin, the sources of salts in the basin were both continental and marine waters. A decrease in potassium concentration in basin brines is related to their interaction with organic matter and clay of continental origin. Since the concentration of sedimentary brines and their potassium content remained low throughout salt accumulation, this indicates a lack of potential for the occurrence of potash-bearing units within the salt sequence. The removal of sulfate ions and part of sodium from the brines at certain stages of basin evolution was caused by the formation of glauberite during periods of halted halite deposition. Repeated significant increases in sulfate ion concentrations in basin brines, followed by abrupt decreases, indicate favorable conditions for the occurrence of glauberite-bearing units within the depositional sequence.

According to the study of salt-bearing deposits of the Qaidam Basin, the principal mechanism of polyhalite formation was the salting-out of gypsum, which was transformed into polyhalite during the sedimentary stage. The sources of calcium in the sulfate-type salt-forming basin were continental fresh waters as well as pore and intercrystalline brines of chemogenic–terrigenous sediments. It was determined that the temperature regime of bottom brines during sedimentogenesis played a key role in the transformation of gypsum

into polyhalite. Relics of potassium–magnesium minerals in the studied samples and elevated magnesium contents in the brines of secondary fluid inclusions indicate that part of the polyhalite may have formed through the replacement of sylvite and carnallite in the deposits due to calcium input from solutions associated with nearby oil accumulations. The established physicochemical conditions of polyhalite formation in the basin expand the theoretical understanding of polyhalite mineralization in fundamental and applied studies and represent geochemical criteria for predicting its deposits.

Detailed investigation of chemical paleoceanography, the features of salt mineral formation with specific chemical compositions in basins, and the discrimination between marine and continental salt-forming basins makes a significant contribution to understanding the genetic nature of evaporite-related mineral resources and to improving their future exploration and prediction.

Keywords: fluid inclusions, halite, glauberite, polyhalite, sources of salts.