

КЛИМЧУК

Олександр Борисович — доктор геологічних наук, провідний науковий співробітник відділу гідрогеологічних проблем Інституту геологічних наук НАН України

<http://orcid.org/0000-0001-5230-8814>

РОЗВИТОК ТЕОРІЇ ГІПОГЕННОГО КАРСТОГЕНЕЗУ: НАУКОВІ ТА ПРАКТИЧНІ ЗАСТОСУВАННЯ

За матеріалами наукової доповіді на засіданні
Президії НАН України 27 вересня 2017 року

Теорія гіпогенного (глибинного) карстогенезу розкриває закономірності розвитку та поширення карсту, який пов'язаний з висхідним розвантаженням напірних підземних вод і ендегенних флюїдів. Гіпогенний карст кардинально відрізняється від «традиційного» (епігенного) карсту, який розвивається під дією інфільтрації метеорних вод у приповерхневих умовах, за структурою, морфологією і функціонуванням каналово-порожнинних систем та закономірностями поширення останніх. Відмінними є еволюційні траєкторії цих генетичних типів карсту, їх ролі в геологічних процесах і аспекти практичного значення. Розроблення теорії гіпогенного карстогенезу зумовило зміну загальної парадигми досліджень карсту, реінтерпретацію природи цього феномену в багатьох регіонах світу та заклало нову основу для вирішення пов'язаних з карстом прикладних проблем.

Ключові слова: карст, гіпогенний карст, гідрогеологія карсту, геоморфологія карсту, карстові небезпеки, карстові резервуари вуглеводнів, карстові родовища.

Карст є процесом розвитку макропорожнинності та структур високої флюїдопроникності гірських порід (так званої каналової проникності) під дією підземного водообміну і розчинення, який призводить до різкого зростання неоднорідності властивостей гірськопорідного простору, зміни структури та динаміки водообміну, аномальної концентрації підземного стоку і розвитку деформацій порід. В умовах приповерхневого чи експонованого залягання розчинних порід карстоутворення зумовлює формування особливого рельєфу та гідрологічних явищ. Природне середовище карстових регіонів відзначається високою специфічною уразливістю до антропогенного впливу та ускладненнями у гідротехнічній, будівельній, гірничодобувній діяльності та охороні підземних вод. Неналежне врахування специфіки карстових територій у природокористуванні призводить до деградації ресурсів, техногенних аварій і ката-

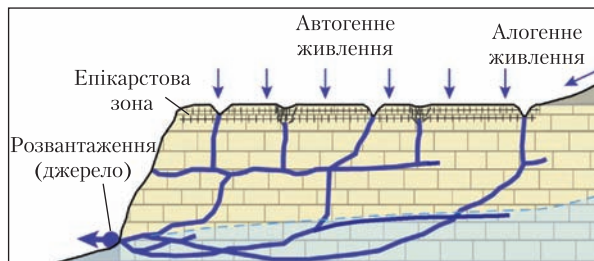


Рис. 1. Концептуальне відображення епігенної карстової системи

строф, великих матеріальних збитків, численні приклади чого відомі у багатьох країнах світу, зокрема й в Україні.

Традиційна модель карсту (епігенна, гіпергенна). Традиційні уявлення про карст і загальна модель карстоутворення, сформовані протягом ХХ ст., відповідають умовам експонованого чи приповерхневого залягання розчинних порід, у яких переважає безнапірна низхідна циркуляція підземних вод, а карстові системи виражені у рельєфі та розвиваються в безпосередньому генетичному і функціональному зв'язку з поверхневим живленням (рис. 1). Відповідно, карстові порожнини розглядалися як системи дренажу карстового ландшафту, субординовані умовам живлення підземних вод з поверхні. Розкритість розчинних порід сприймалася як необхідна умова для карстоутворення, а вираженість карстопроявів у рельєфі — як основна ознака карсту. Породами, в яких можливий розвиток карсту, вважалися породи відносно легкорозчинні в нормальних (приповерхневих) умовах (вапняки, гіпси, солі). Карстопрояви, що виявлялися бурінням чи гірничими виробками на великих глибинах, *a priori* розглядалися як палеокарст, сформований у попередні епохи експонування і похований молодшими породами.

Така модель карсту була всебічно обґрунтована емпіричними дослідженнями та методами фізичного і чисельного моделювання [1–3]. Механізм формування каналово-порожнинних систем (спелеогенезу) в таких умовах включає сильний позитивний зворотний зв'язок між витратою води у первинних шляхах фільтра-

ції (тріщинах та порах) і їх розширенням внаслідок розчинення. Розвиток каналів супроводжується їх конкуренцією за поверхнєве живлення, що зумовлює зростання його концентрованості і тісний генетичний зв'язок між спелеогенезом і поверхневим карстовим морфогенезом (рис. 2). Висока конкурентність в еволюції каналів зумовлює формування деревоподібних і лінійних каналово-порожнинних структур і вкрай високої неоднорідності та анізотропії проникності. Функціональна організація каналово-порожнинних систем забезпечує високу концентрацію підземного стоку та його ефективну латеральну міграцію з великими швидкостями до осередків розвантаження на контурах масивів. Режим джерел відзначається великими варіаціями витрат.

З розвитком спелеологічних досліджень, гірничопромислових робіт на значних глибинах і, особливо, робіт з розвідування та видобування вуглеводневих ресурсів у другій половині ХХ ст. різко зростала кількість емпіричних даних про структуру та поширення карстових систем, що не вкладалися у традиційну модель карсту. Її застосування до практичних проблем гідрогеології, інженерної геології, рудної та нафтогазової геології часто виявлялося мало-ефективним або приводило до хибних рішень. Традиційна модель карстоутворення наразі називається епігенною (гіпергенною) і розглядається як відповідна одному з генетичних типів карсту, але не як загальна модель.

Концепція гіпогенного карсту. Ще в середині ХІХ ст. рудними геологами Європи було висловлено ідею про те, що карстові порожнини можуть утворюватися в глибині під дією висхідних термальних вод. У ХХ ст. прояви і процеси гідротермокарсту (вуглекислотне розчинення при охолодженні термальних вод) та сірчаноокислотного карсту привертала до себе увагу окремих дослідників, проте в цілому вважалися аберантними та малозначущими, а відповідні концепції майже не впливали на загальне уявлення про карст [1]. Деякі вчені допускали розвиток глибинного карсту, не пов'язаного з експонуванням порід і живленням від поверхні, проте значного розвитку цей

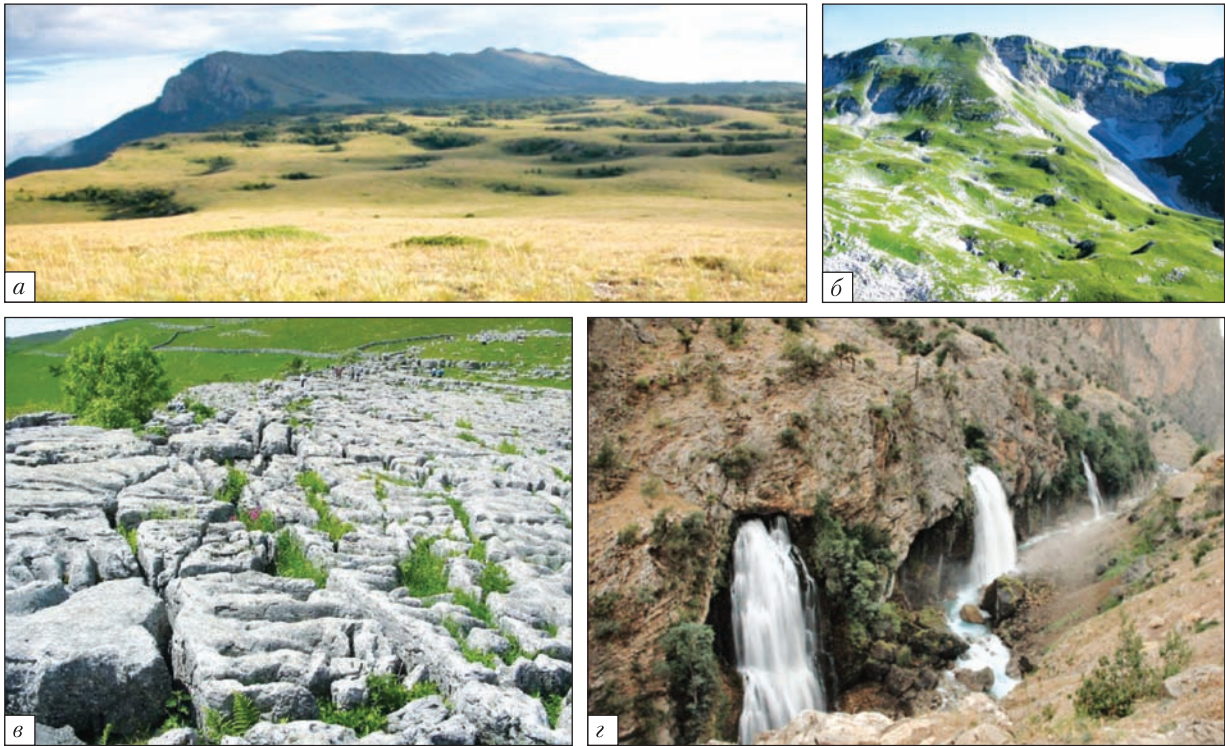


Рис. 2. Епігенний карст вирізняється специфічними ландшафтами з домінуванням замкнених депресій та інших водопоглинаючих форм рельєфу і джерелами із загалом високими витратами, але вкрай нерівномірним режимом. **Замкнені депресії:** *а* – плато Чатирдаг у Гірському Криму, *б* – масив Арабіка на Західному Кавказі. **Карові поля:** *в* – Йоркшир у Великій Британії. **Джерела:** *г* – Капузбаші у масиві Аладаглар у Туреччині

напряв не мав (за винятком гідротермокарсту [4]), а механізми формування глибинного карсту і закономірності його поширення не були виявлені. Поняття гіпогенного карсту, яке сформувалося наприкінці ХХ ст., визначалося на геохімічному ґрунті [1, 2] і пов'язувалося зі специфікою механізмів розчинення термальними і сірчаноокислими водами, а не з характером водообмінних систем.

Основою сучасного розуміння гіпогенного карстоутворення є усвідомлення його гідрологічної сутності, тобто іманентного зв'язку з висхідною міграцією флюїдів [5–7]. Теоретичним підґрунтям нової теорії є сучасні уявлення про водообмін у геологічних структурах, які розвиваються школою академіка В.М. Шестопалова [8, 9], та концепція глибинної дегазації Землі [10], яку розвиває в Україні академік О.Ю. Лукін [11–13]. Ці дослідження виявили

умови здійснення та величезні масштаби висхідної міграції флюїдів у земній корі, одним із геологічних наслідків якої є гіпогенне карстоутворення.

У 1990-х роках на основі вивчення гігантських лабіринтових печер у гіпсових породах Західної України та аналогічних печер деяких регіонів Європи та США було розроблено модель артезіанського спелеогенезу — формування карстових систем шляхом поперечного висхідного перетоку між водоносними горизонтами в багатошарових водонапірних комплексах [14–16]. Ця модель імплементувала в карстологію передові уявлення сучасної гідрогеології про гідродинаміку верхньої частини артезіанських басейнів платформного типу, якими доведено переважання вертикального водообміну через роздільні шари над латеральною фільтрацією [8]. Розподіл зон низхідних і

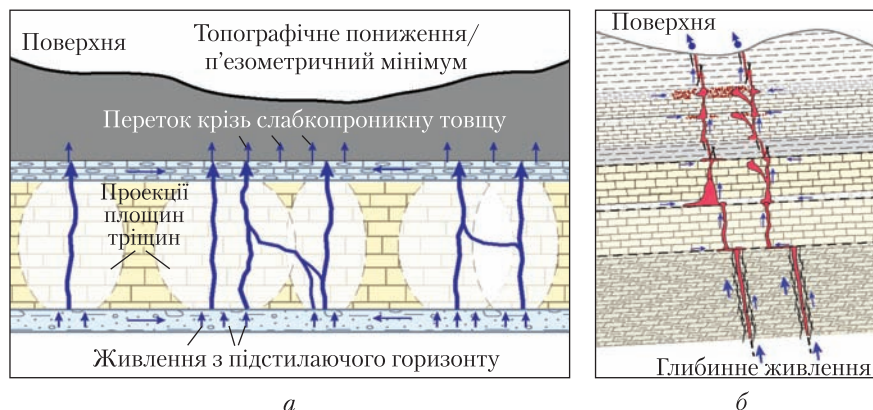


Рис. 3. Концептуальне відображення гіпогенних карстових систем: *а* — крізьпластового артезіанського типу; *б* — крізьформаційного типу з глибинним живленням

висхідних перетоків по площі басейнів контролюється регіональною топографією і зумовленими нею співвідношеннями гідралічних напорів у суміжних по вертикалі водоносних горизонтах. Розвиток гіпогенного карсту приурочений до зон висхідних перетоків, які відповідають пониженням ділянкам рельєфу, а у локальному масштабі — до ділянок підвищеної водорясності й тріщинуватості горизонтів, що підстиляють шари розчинних порід (рис. 3). Дослідженнями регіональної гідродинаміки артезіанських басейнів платформного типу [8, 17] показано, що у гравітаційній геогіродинамічній системі висхідний водообмін під великими долинами проявляється до глибин 1–1,5 км та вирізняється значно вищою інтенсивністю і зосередженістю порівняно з низхідним водообміном під вододілами.

Теоретичний аналіз еволюції карстових каналів у шарах розчинних порід, крізь які здійснюється висхідне перетікання, виявив важливі особливості механізму спелеогенезу у відносно закритих умовах напірних водоносних комплексів [18–20]. Незакарстовані скельні розчинні породи (вапняки, гіпси) зазвичай мають дуже низьку проникність і розділяють водоносні горизонти у більш проникних теригенних породах. Після деякого початкового розширення наявних тріщин і падіння градієнта напору між підстиляючим і перекриваючим горизонтами витрати води через канали перестають суттєво зростати, оскільки контроль за витратою потоку в усій напірній водообмінній

системі переходить до найменш проникного елемента розрізу покривних порід (зазвичай — до верхньої слабопроникної товщі). Включення «зовнішнього» консервативного гідродинамічного контролю різко послаблює конкурентність та вибірковість в еволюції каналів і уможливорює формування багатьох незалежних поперечних каналів на одній площі. Це є фундаментальною відмінністю механізму гіпогенного спелеогенезу від спелеогенезу в умовах епігенного карсту і основною причиною відмінностей у структурі і морфології відповідних каналово-порожнинних систем. За наявності у пласті латерально-безперервних мереж поперечних тріщин висхідні перетоки через них можуть формувати складні сітчасті лабіринтові печерні системи (рис. 4а), а переривисті мережі тріщин зумовлюють формування ізольованих лінійних каналів та невеликих лабіринтових кластерів каналів (рис. 4б). Загальний висхідний вектор водообміну та низька динамічність флюїдного середовища у відносно закритих напірних системах зумовлюють велику роль ефектів вільної конвекції у морфогенезі порожнин.

У рамках міжнародних проектів Європейської комісії (ROSES — Risk of Subsidence due to Evaporite Solution, 1998–2001) та Німецького фонду досліджень (Void evolution in soluble rocks: Development and validation of numerical models by field evidence, 2004–2006) механізм крізьпластового артезіанського гіпогенного спелеогенезу було детально досліджено і під-

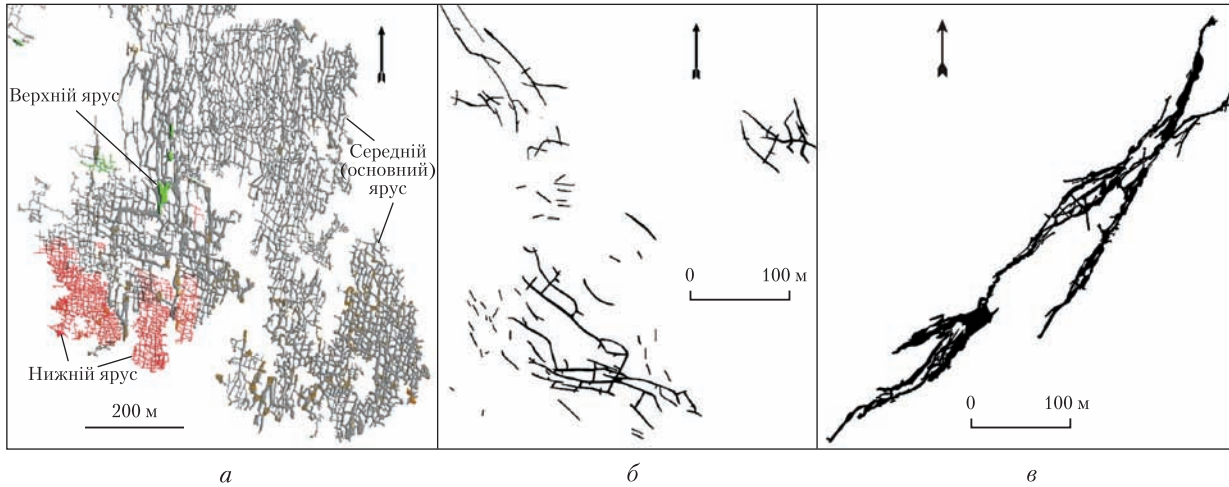


Рис. 4. Характерні структури гіпогенних каналово-порожнинних систем у плані: *а, б* — кризьпластового артезіанського спелеогенезу; *в* — кризьформаційного спелеогенезу з глибинним живленням. На (*а*) зображено фрагмент карти приблизно 50 км ходів печери Озерна, Західне Поділля, загальна довжина якої становить понад 130 км (зйомка Тернопільського спелеоклубу); на (*б*) — ізольовані канали та кластери каналів у понтичних вапняках Одеси [21]; на (*в*) — печера Сонора у південно-західному Техасі [22]

тверджено чисельним моделюванням, граничні умови та параметри якого концептуально відповідали умовам гіпсового карсту Західної України — еталонного регіону для спелеогенезу цього типу [23, 24]. Результати моделювання дозволили виявити особливості спелеогенезу залежно від багатьох змінних, таких як ширина зони розвантаження, потужність верхньої слабопроникної товщі, проникність суміжних шарів, коефіцієнт водообміну між суцільним і каналовим середовищами, розподіл початкової розкритості каналів у мережах, ступінь агресивності вод живлення тощо.

Інший тип гіпогенного карстоутворення пов'язаний з кризьформаційними тектонічними порушеннями (великими тріщинами і розломами, що перетинають багатопшарові товщі відкладів) та висхідним розвантаженням по них глибинних флюїдів під дією внутрішніх джерел тиску. Переважання висхідної міграції флюїдів у глибоких частинах розрізу чохла зумовлене їх високою енергонасиченістю і збільшенням тиску з глибиною [26]. Каналово-порожнинні системи гіпогенного карсту кризьформаційного ендегенного типу характеризуються осередково-локальним поширенням, лінійною

конфігурацією в плані (рис. 4*б*) та вертикальними амплітудами у десятки й сотні метрів.

Природа глибинних флюїдів у гіпогенному карсті кризьформаційного типу різна, але переважають серед них ті, що виокремлюються внаслідок катагенетичних змін осадових порід та метаморфізму, і флюїди магматичного, в тому числі надглибинного, походження. За результатами досліджень двох останніх десятиліть встановлено особливу роль у формуванні флюїдодинамічного і термодинамічного режимів осадових басейнів, кори і літосфери в цілому мантийних плюмів, взаємодія яких з корою зумовлює важливі особливості літогенезу, металогенії і нафтидогенезу [11–13]. Виявлення мантийних ізотопно-геохімічних міток у флюїдних системах верхніх частин розрізу деяких регіонів гіпогенного карсту дає підстави вважати, що надглибокі флюїди відіграють важливу роль у гіпогенному карстоутворенні [28]. Загалом гіпогенний карст кризьформаційного ендегенного типу є яскравим проявом глобального процесу флюїдного літогенезу [11, 29].

В епігенному карсті домінуючими механізмами розчинення є розчинення карбонатних порід вугільною кислотою за участю CO_2 біо-

генного походження, а також розчинення евапоритів (гіпсу, солей). У гіпогенному карсті умови взаємодії у системі «флюїд—порода» набагато складніші. Висхідні крізьформаційні перетоки, в цілому поперечні до меж шарів і товщ, пластових водоносних горизонтів і гідрохімічних зон, зумовлюють взаємодію вод різного складу і походження з породами різного складу за суттєвих змін термобаричних параметрів під час міграції. Це супроводжується порушенням фізико-хімічних рівноваг та різноманітними процесами розчинення і осаджування як у каналах зосередженої фільтрації, так і у навколишніх породах. Механізми утворення порожнинності в гіпогенному карсті включають розчинення: вуглекислотне за участю глибинного CO_2 (в тому числі при охолодженні висхідних розчинів і при змішуванні вод різного складу — *корозію змішування*); сірководневе; сірчаноокислотне; соляно-кислотне; за участю органічних кислот; у змішаних сульфатно-карбонатних товщах тощо [6, 30, 31]. У жорстких термобаричних умовах великих глибин флюїди можуть бути високоагресивними не лише відносно «традиційних» розчинних порід (карбонатних, сульфатних), а й щодо багатьох інших порід різного складу, зокрема силікатних. Гіпогенне карстоутворення тісно пов'язане з процесами метасоматичних змін у стінках каналів [32]. Вертикальне переміщення порід у ході компенсованого денудацією підняття і характерне для ендегенного режиму імпульсне вторгнення глибинних флюїдів у породи чохла спричинюють вертикальну міграцію геохімічних зон і бар'єрів, що визначає багатофазність процесів глибинного гіпогенного спелеогенезу і мінерального заповнення у крізьформаційних флюїдопровідних системах. У гіпогенному карстоутворенні зазвичай задіяно кілька механізмів розчинення, що діють у комбінації або послідовно в разі зміни умов у процесі геологічної еволюції [6, 31].

У 2007 р. в США було опубліковано монографію автора [6], в якій обґрунтовано гідрогеологічний підхід до виокремлення гіпогенного карсту, узагальнено дані про нього та розроблено критерії ідентифікації карстових

порожнин гіпогенного походження. Показано, що основні особливості морфології, структури та функціонування гіпогенних карстових порожнин зумовлені не специфікою окремих механізмів розчинення, а гідродинамічними факторами: відносною закритістю та напірним характером геогідродинамічних систем, висхідним вектором флюїдообміну та великою роллю вільної конвекції у морфогенезі порожнин в умовах низької динамічності флюїдного середовища у відносно закритих напірних системах. Ця публікація дала значний поштовх дослідженням гіпогенного карсту в багатьох країнах, що дозволило виявити його широке глобальне розповсюдження і фундаментальне значення як одного з двох основних генетичних типів карсту (поряд з епігенним карстом). Зміну уявлень і радикальне збільшення даних про гіпогенне карстоутворення протягом останнього десятиліття узагальнено у фундаментальній колективній монографії «Регіони та печери гіпогенного карсту світу», яка нещодавно вийшла у видавництві Springer [28].

Прояви гіпогенного карстоутворення. Розподіл каналів і порожнин у гірськопорідному просторі є результатом складної взаємодії літологічних, стратиграфічних, структурних, гідродинамічних і геохімічних умов та факторів, багато з яких є змінними у процесі геологічної еволюції. Каналово-порожнинні системи формуються по шляхах зосередженої фільтрації підземних вод, вихідна структура яких зумовлена доспелеогенною неоднорідністю середовища і граничними умовами водообмінної системи. Висхідні потоки у гетерогенних (шаруватих, деформованих і тріщинуватих) товщах мають складну структуру і використовують переважно поперечні неоднорідності, але останні можуть бути як обмеженими окремими пластами (крізьпластовими), так і крізьформаційними. Відповідно, виокремлюються два основні типи структур каналово-порожнинних систем: з домінуванням пластової (латеральної) і крізьформаційної (вертикальної) організації.

Структури першої групи є типовими для гіпогенного карсту артезіанського типу і пред-

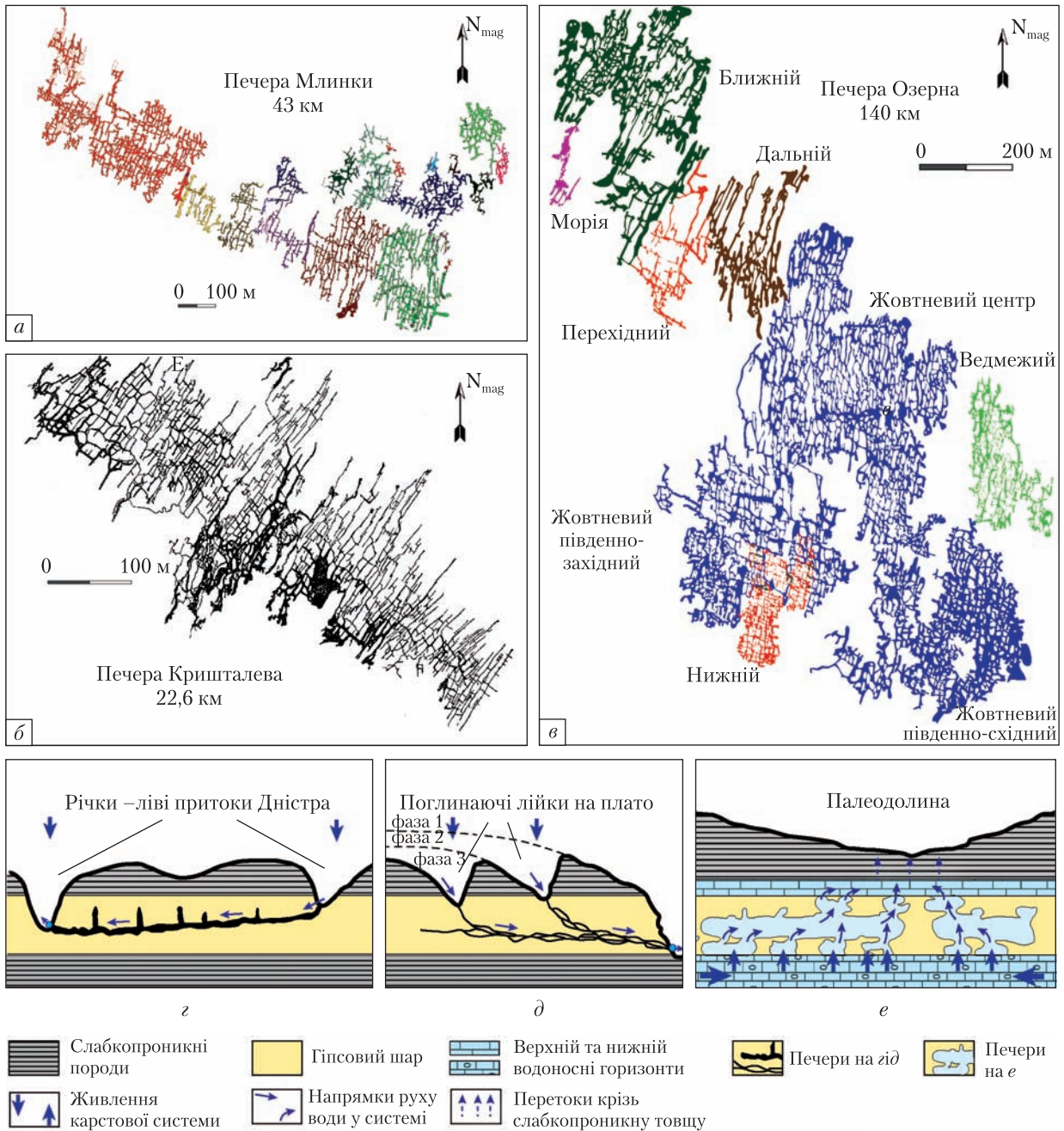


Рис. 5. Плани гігантських лабіринтових печерних систем у гіпсах Лівобережного Придністров'я та концептуальні моделі їх формування: *a, б* – плани печер за матеріалами спелеологічних клубів – чортківського «Кристал» і тернопільського «Поділля»; *z* – епігенна модель за [34]; *д* – епігенна модель за [35]; *е* – гіпогенна артезіанська модель за [15, 16]

ставлені лабіринтовими мережами каналів великої щільності (рис. 4а), невеликими кластерами поєднаних каналів та ізольованими ка-

ISSN 1027-3239. Вісн. НАН України, 2017, № 11

налами (рис. 4б). Різниця у структурі визначається особливостями розподілу тріщин у пласті. Більшість найдовших печер світу (з про-

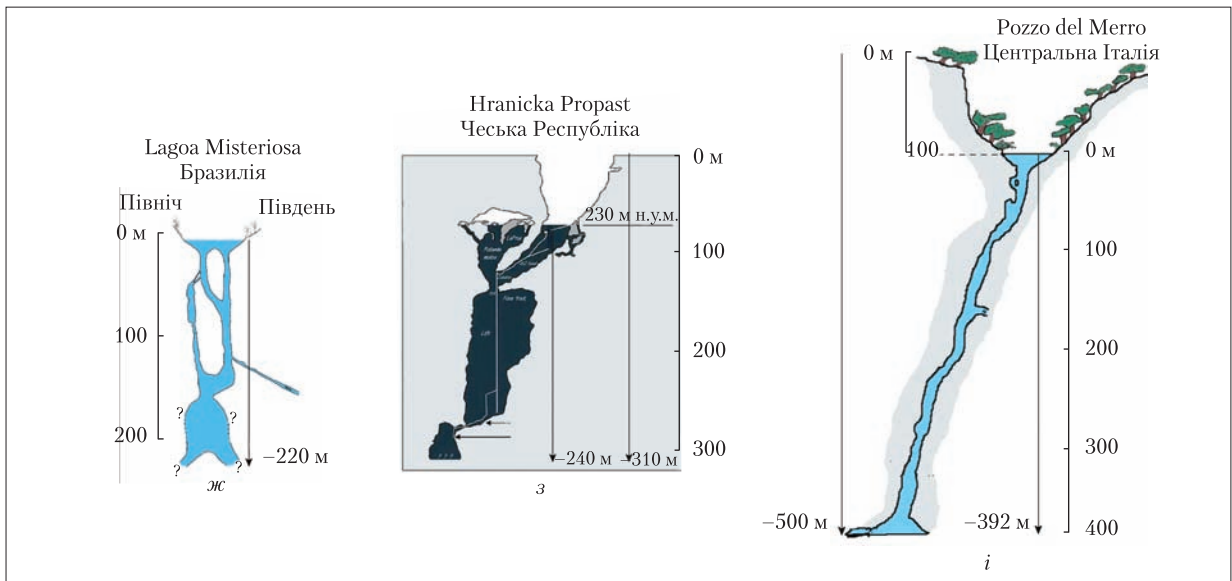
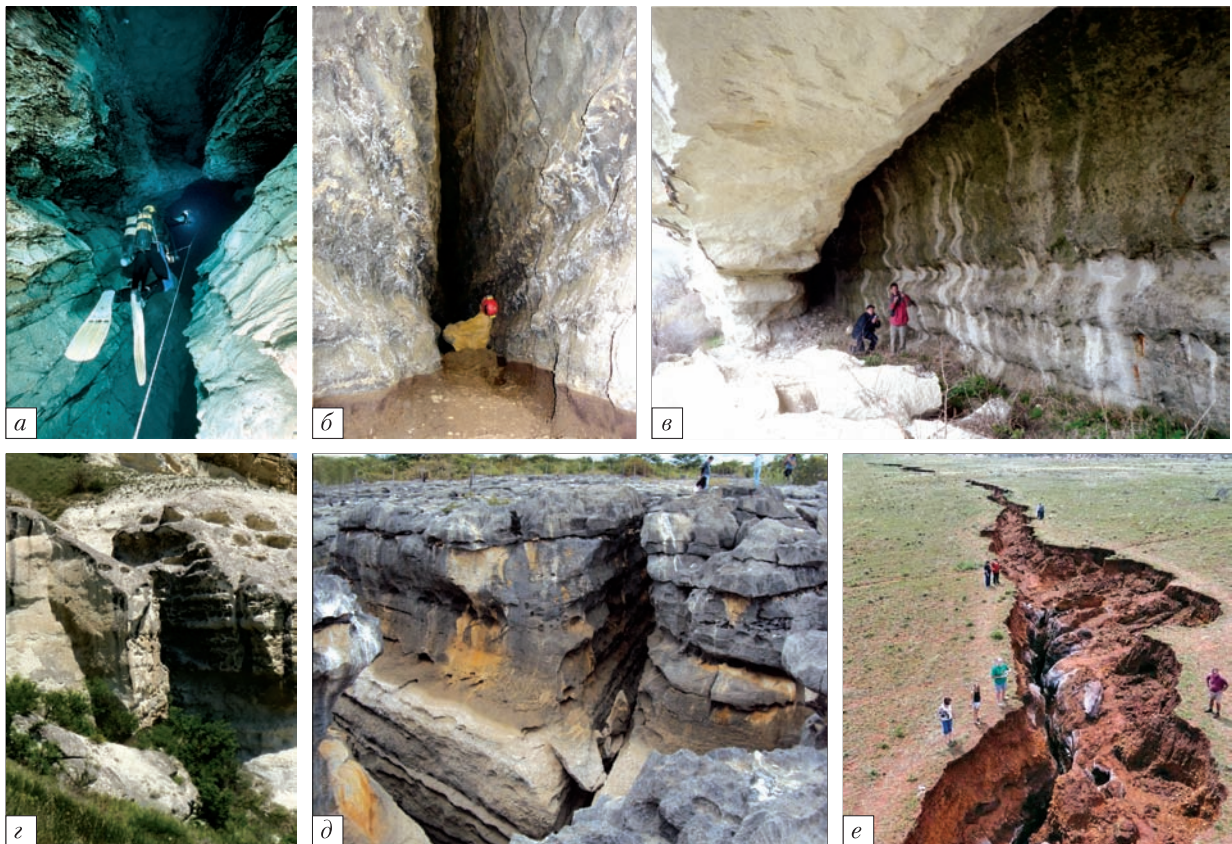


Рис. 6. Приклади щілиноподібних («рифтові») та округлих (шахти) субвертикальних каналів висхідних перетоків (розвантаження) глибинних вод. **Рифтові канали:** *а* – активна (що розвантажує термальні води) печера Молнар Янош, Угорщина (фото А. Калинович); *б* – печера Девіс Хоул, Велика Британія (фото Е. Фарант); *в–е* – розкриті рифти: *в, з* – внутрішня гряда Передгірного Криму; *д* – район Жандайра на північному сході Бразилії; *е* – район Кейп у Південній Африці (рифт, що розкрився 07.01.2017 р. після інтенсивних опадів). **Округлі канали:** *ж–і* – найглибші в світі активні висхідні шахти в районі Бодогуена у Західній Бразилії (*ж*; [36]), Богемському масиві Чеської Республіки (*з*; [37]) і Апеннінах біля Риму в Італії (*і*; [38])

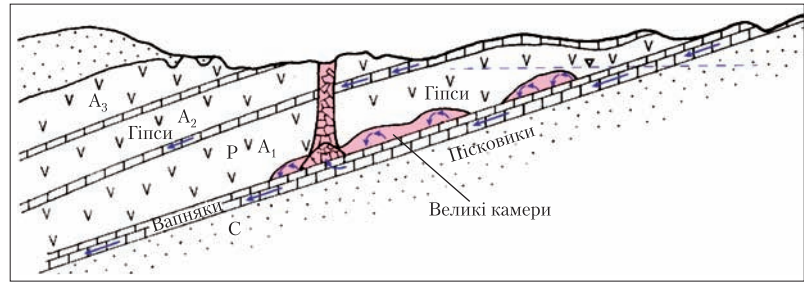
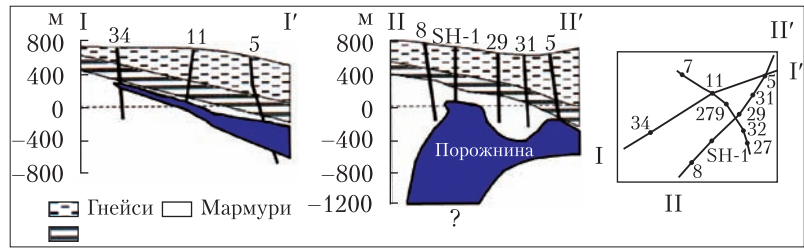


Рис. 7. Великі порожнини-камери гіпогенного походження: *a* – на нижньому контакті гіпсоангідритової товщі у Південному Гарці (Німеччина), де підземними виробками розкрито понад 400 камер [39]; *б* – найбільша за об’ємом карстова порожнина у світі в докембрійських мармурах у Родопах (Болгарія) [40]



тяжністю ходів понад 100 км) є лабіринтовими печерами гіпогенного походження. Світовий еталон гіпогенного карсту цього типу – Лівобережне Придністров’я та Передкарпаття [15, 33], де гігантські лабіринтові печерні системи розвинуті у гіпсових породах (рис. 5). Такі великі системи утворюються латеральною взаємодією та інтеграцією вздовж окремих рівнів багатьох спочатку незалежних поперечних каналових сегментів і їх кластерів, які живляться від підстилаючого горизонту (рис. 5e).

Серед крізьформаційних структур найпоширенішими є щілиноподібні («рифтові») та округлі (шахти) субвертикальні канали, сформовані висхідними потоками. Індивідуальні рифтові канали досягають десятків і навіть кількох сотень метрів вертикальної амплітуди і довжини, за ширини кілька метрів (рис. 6a–e), а їх скупчення і лінійні зони можуть утворювати складні структури типу сітчастих кластерів (печери Будапешта, Угорщина) і коридорів (печери Пеннін, Велика Британія). Округлі канали висхідного розвантаження глибинних вод також можуть досягати вертикальної амплітуди у кілька сотень метрів (рис. 6ж–і) і формуються, якщо живлення на нижньому контурі має більш «точковий» характер. Крізьформаційні канали часто мають бокові сліпі ка-

мери, роздуви, ніші, розвинуту кавернозність та облямовуючі зони зміненої породи у стінах, розподіл яких відображує шаруватість та неоднорідності у поровій проникності товщі порід і особливості взаємодії вод висхідних (поперечних) і пластових (латеральних) потоків.

У багатьох регіонах гіпогенного карсту, особливо в районах розвитку евапоритових товщ (гіпсів, ангідритів, солі) та молодого чи древнього вулканізму, відомі великі «ізольовані» камери, поперечні розміри яких досягають сотень метрів. Виходячи з того, що вони утворюються переважно на нижньому контакті розчинної товщі внаслідок концентрованого надходження агресивних висхідних флюїдів (прісних вод до евапоритів чи термальних вуглекислих вод до карбонатів), такі камери можуть бути віднесені до особливої контактово-пластової групи, але розвиток їх камер може контролюватися крізьформаційними розривами, а вертикальні розміри сягати сотень метрів. Показовими прикладами великих камер гіпогенного карсту є численні порожнини у підшві пермської евапоритової товщі Південного Гарцу (Німеччина), розкриті в ході шахтної розробки мідистих пісковиків, сформовані вільно-конвективною циркуляцією вод, що надходять з підстилаючих проникних

порід [39] (рис. 7а), а також найбільша в світі карстова порожнина, розкрита бурінням у докембрійських мармурах у Родопах на кордоні Болгарії і Греції [40] (рис. 7б). Її склепіння знаходиться на глибинах 500–800 м від поверхні, а найбільший вимірний вертикальний розмір перевищує 1340 м (при цьому інструмент не досяг дна!). Об'єм цієї гігантської камери, заповненої термальними (130°C) водами, оцінено в 238 млн м³.

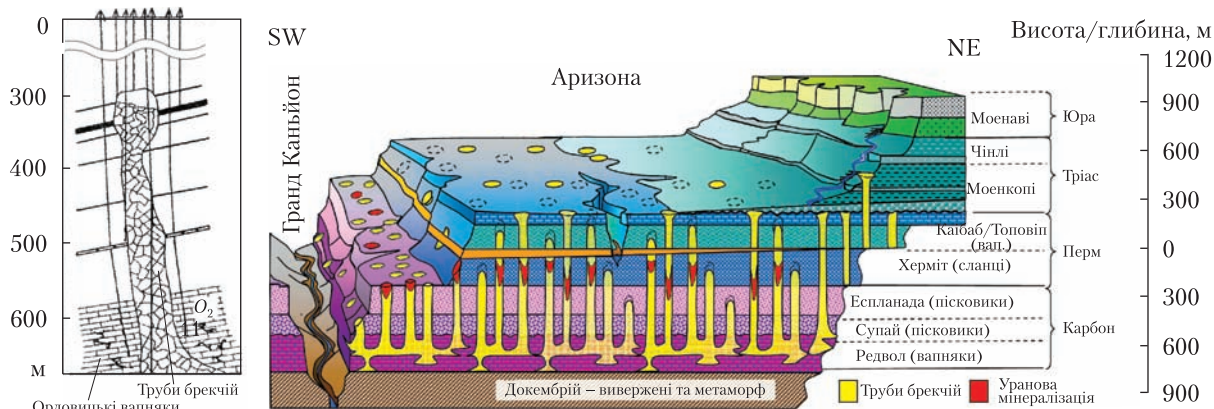
Окрему категорію проявів гіпогенного карсту становлять гравітаційно-карстові структури, утворені провалами порожнин. У ній також вирізняються структури з переважанням пластової чи крізьформаційної організації. Перші представлено горизонтами брекчій, утвореними деструкцією пластових та контактово-пластових каналово-порожнинних систем. Такі горизонти часто мають регіональне поширення при кластерному розподілі по площі. Крізьформаційні гравітаційно-карстові структури представлено так званими трубами брекчій (breccia pipes, breccia chimneys), розвиток яких ініціюється провалами великих порожнин-камер на глибині. Труби брекчій розвиваються вгору через товщу покривних порід (рис. 7а; 8а, б), порушують «ізоляційні» властивості слабопроникних шарів і утворюють канали поперечних перетоків. Вони можуть досягати кілометрової амплітуди, а таке значне вертикальне проникнення провальної порожнини можливе тільки за умови активної фільтрації і видалення частини порушеної породи розчиненням. У деяких регіонах кількість задокументованих труб брекчій становить сотні й навіть тисячі (район Донгша у Південно-Китай-

ському морі — 220 форм [41]; басейн Делавер (США) — 1020 [42]; район Гранд Каньйон у Північній Аризоні (США) — понад 2500 [43]; рис. 8б, з), а їх розподіл по площі має виражений кластерний характер. З трубами брекчій у китайській провінції Хунань (рис. 8а) пов'язані регулярні прориви підземних вод у глибокі гірничі виробки з численними жертвами. З трубами брекчій часто пов'язані родовища деяких металів, зокрема найбільші родовища урану в районі Гранд Каньйон в Аризоні (рис. 8б).

Провальні шахти, що утворюються внаслідок обвалення склепіння великих порожнин відносно неглибокого залягання чи провальним виходом на поверхню мігруючих обвальних порожнин на вершині труб брекчій, можуть досягати глибини і діаметра у кілька сотень метрів (рис. 8д–і). З понад 140 великих провалів у басейні Конья (Туреччина) 21 утворилося за період з 1977 р. — ймовірно внаслідок інтенсивного відбору підземних вод, зниження п'єзометричної поверхні на 24 м та втрати напірної підтримки. Провали по трубах брекчій у Західній Канаді супроводжувалися масованим розвантаженням глибинних розсолів, затопленням і втратою величезних кар'єрів з добування бітумних пісків. Очевидно, такі провалля гіпогенного карсту становлять велику загрозу для господарської діяльності, тим більше, що вони часто утворюються на територіях, які не вважалися карстовими в рамках традиційної парадигми.

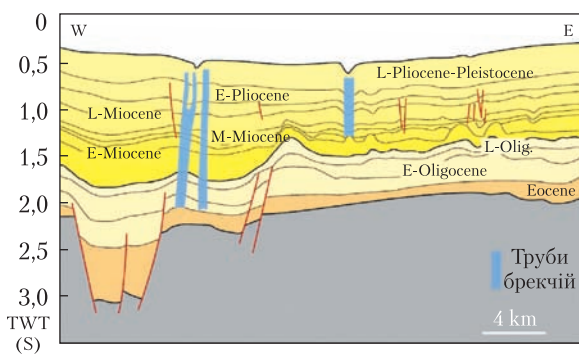
Пластові та крізьформаційні каналово-порожнинні структури можуть інтегруватися у системи складної тривимірної організації. До-

Рис. 8. Гравітаційно-карстові структури гіпогенного карсту: трубки брекчій (а–з) і провальні шахти (д–і). **Трубки брекчій:** а — у провінції Хунань (Китай), ініційовані на глибині понад 600 м у ордовіцьких вапняках, проникають на висоту до 300 м і містять напірні води, які періодично розкриваються вугільними шахтами з катастрофічними проривами [44]; б — розподіл у розрізі трубок брекчій в районі Гранд Каньйон, Аризона, де вони ініційовані у палеозойських вапняках на глибинах до 1 км під сучасною поверхнею і проникають крізь потужну товщу мезозойських теригенних порід [43]; в, з — трубки брекчій з «кореннями» у карбонатних товщах, виявлені в морському дні за даними сейсмічного зондування (в — район Мальдивських островів, Індійський океан [45]; з — район Донгша, Південно-Китайське море [41]). **Провальні шахти:** д — у девонській карбонатно-евапоритовій товщі Західно-Канадського басейну (нац. парк Вуд Баффало, Альберта; фото R. Giguere); е, ж — в басейні Конья, Туреччина; з — провалля Закатон, Півн.-Східна Мексика (фото M. Gary); і — розрізи деяких шахт

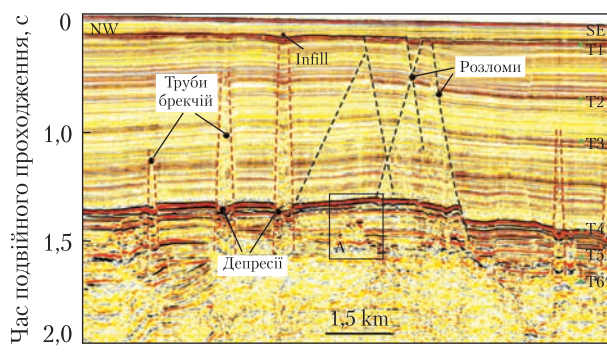


а

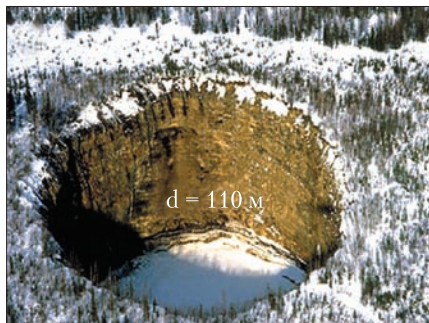
б



в



г



д



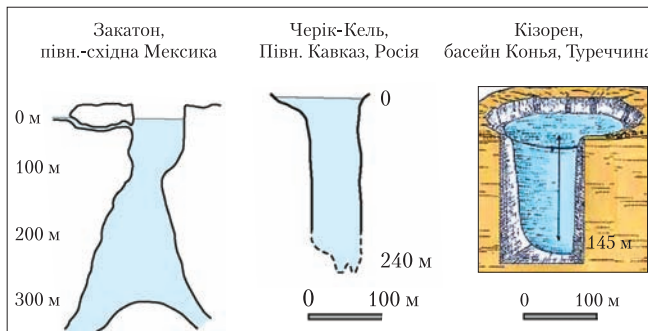
е



ж



з



и

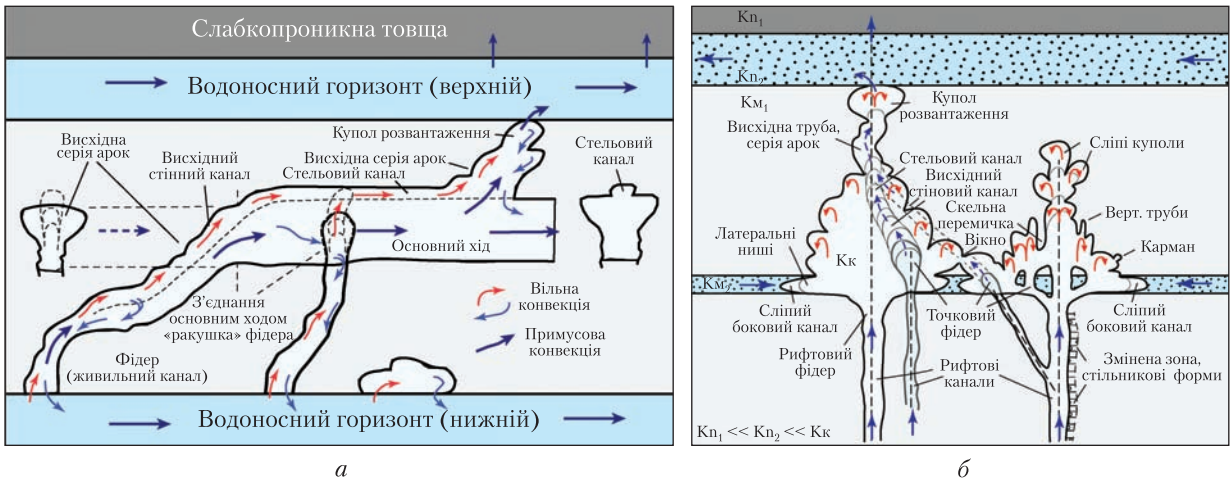


Рис. 9. Морфологічний комплекс висхідних потоків у каналово-порожнинних системах з домінуванням пластової (а) і кризьформаційної (б) організації. Kn_1 і Kn_2 — порова проникність різних шарів; Kk — проникність каналів

сліджені печерні системи, що репрезентують складні 3D-структури, досягають 930 м вертикальної амплітуди (система Монте-Кукко в Апеннінах) та 230 км загальної протяжності ходів (система Лечугія у Нью-Мексико, США).

За великої варіабельності геологічних умов, літології вміщуючих порід і механізмів розчинення, а також розмірів і структур гіпогенних порожнин вони характеризуються значною подібністю внутрішньої морфології, що зумовлено єдністю гідродинамічних умов та механізмів спелеоморфогенезу в напірних водообмінних системах, низькодинамічним середовищем, висхідним вектором водообміну, латеральною відособленістю порожнин, що формуються по поперечних структурних елементах та їх латеральним злиттям вздовж окремих горизонтів — ярусів печерних систем [6, 46].

Спільне знаходження спелеоформ, що відображують висхідну організацію формотворчих потоків і струменів (включаючи конвективні вічка), пов'язаних просторово і функціонально у групи-комплекси (рис. 9), було визначено як діагностичне для печер гіпогенного походження [6], що надалі було підтверджено як чисельним термохімічним моделюванням [27], так і польовими даними з багатьох регіонів світу [28].

Гідрогеологічна роль гіпогенного карсту полягає в локалізованому збільшенні верти-

кальної проникності слабопроникних шарів і товщ, посиленні вертикального гідравлічного зв'язку пластів і горизонтів у шаруватих водонапірних комплексах та інтервалів-секторів у тріщино-жильних водонапірних системах, підвищенні зосередженості водообміну, поліпшенні умов і підвищенні зосередженості висхідного розвантаження. Гіпогенне карстотворення може істотно змінювати структуру водообміну в різних масштабах, від локального до регіонального [31].

Важливим висновком з узагальнення величезного масиву емпіричних даних, який узгоджується з теоретичним аналізом та результатами моделювання, є те, що каналово-порожнинні системи гіпогенного карсту радикально відрізняються від таких епігенного карсту за структурою, морфологією, функціонуванням та закономірностями поширення. Це з очевидністю зумовлює необхідність еволюційно-генетичного підходу до вирішення пов'язаних з карстом практичних проблем.

Розкриття гіпогенних карстових систем денудаційною поверхнею. Сформовані на глибині каналово-порожнинні системи гіпогенного карсту можуть переміщуватися до поверхні в процесі загального підняття, компенсованого денудаційним зрізом. Так, значення інтенсивності денудації у 1 мм/рік (порядок,

характерний для багатьох районів активного орогенезу) еквівалентне швидкості переміщення порід з глибини до поверхні у 1 км за мільйон років. Вивчення процесів розкриття гіпогенних карстових систем денудаційною поверхнею важливе у науковому і практичному аспекті, оскільки дає нову основу для інтерпретації особливих форм рельєфу і ландшафтів та прогнозування можливих загроз. Згадані вище великі провальні шахти і загалом провальна небезпека гіпогенного карсту є проявами цих процесів.

Розкриття гіпогенних карстових систем може визначати геоморфологічний вигляд та своєрідність великих регіонів (рис. 10). Наприклад, за результатами наших досліджень останніх років встановлено, що формування куести Внутрішнього пасма кримського Передгір'я відбувалося за лінійними гіпогенно-закарстованими зонами і карстовими рифтами, чим зумовлена яскрава своєрідність геоморфології прибрежної зони та урвищ куести (рис. 6б, в; рис. 10). Абсолютне датування різних типів вторинного кальциту печер за співвідношен-

нями урану/торію дало змогу встановити, що Внутрішнє пасмо Передгір'я отримало вираження у рельєфі тільки близько 200 тис. років тому [47], а не 1–2,5 млн років тому, як вважалося раніше. Ізотопно-геохімічне дослідження змінених порід у стінках карстових порожнин дозволило встановити, що гіпогенне карстоутворення у кримському Передгір'ї відбувалося за участю глибинних флюїдних систем, аналогічних тим, які й дотепер розвантажуються у грязьових вулканах Керченського півострова і Тамані [48].

Є всі підстави вважати, що принаймні деякі з видатних особливих ландшафтів на карбонатних породах та пісковиках своєю своєрідністю завдячують саме процесам денудаційного розкриття та розпаду гіпогенних карстових систем (рис. 10). Такі об'єкти і території мають найвищий охоронний статус у своїх країнах або належать до об'єктів світової спадщини ЮНЕСКО, і щороку їх відвідують сотні мільйонів людей. Тому реінтерпретація природи цих утворень викликає значний суспільний резонанс і має велике науково-освітнє значення.



Рис. 10. Особливі форми рельєфу, створені розкриттям гіпогенних каналово-порожнинних систем: *a, б, в* – у вапняках Внутрішнього пасма Передгірного Криму (дowodений зв'язок [49]): *a* – тафони в обриві куести; *б* – канали та порожнини в обриві куести; *в* – «сфінкси» біля Бахчисараю); *г, д* – у пісковиках плато Колорадо, захід США (ймовірний зв'язок); *е* – у пісковиках району Метеора у Греції (ймовірний зв'язок). Фото *г–е*: з інтернету за ліцензією CC0 1.0

Гіпогенний карст у світі та Україні. Узагальнення емпіричних даних з гіпогенного карсту і печер у світі [6, 28] виявило їх поширення в різних геоструктурних умовах, в породах різного складу (карбонатних, сульфатних, силікатних, конгломератах) і віку (від неопротерозойського до пізньонеогенового). Карстові порожнини задокументовано на значних глибинах (до 6 км), у тому числі в товщах, які ніколи не виводилися на поверхню після первісного поховання, що виключає палеокарстову природу карстопроявів.

Регіональні закономірності гіпогенного спелеогенезу визначаються особливостями гідрогеологічної структури, геодинамічної еволюції і геоморфологічного розвитку регіонів, що сприяють надходженню глибинних флюїдів до осадового чохла і висхідному крізьформаційному водообміну у ньому.

Гіпогенний карст крізьпластового артезіанського типу є характерним для артезіанських басейнів платформного типу і пов'язаний із зонами висхідного водообміну у їх верхніх поверхах. Його поширення контролюється особливостями водообміну в гравітаційній геогідродинамічній системі під впливом орогідрографічних факторів, які зумовлюють розподіл зон з різними векторами поперечних перетікань.

Гіпогенний карст ендегенного крізьформаційного типу пов'язаний з глибокореновими розломами і висхідним розвантаженням глибинних флюїдів та поширений у різноманітних тектонічних обстановках. Розподіл відомих регіонів гіпогенного карсту цього типу добре узгоджується із зональністю проявів висхідного розвантаження геофлюїдів різної природи, зумовленою геодинамічною активністю [29].

Глобальне поширення гіпогенного карсту ймовірно перевищує поширення «традиційного» епігенного карсту. Розвиток епігенного карсту обмежений ділянками експонованого або неглибокого залягання порід, розчинних у вузькому діапазоні відповідних умов (приблизно 20% суші), тоді як розповсюдженість порід, розчинних у термобаричних умовах великих глибин, набагато ширша. Крім того, гіпогенний карст розвивається і під океанічним

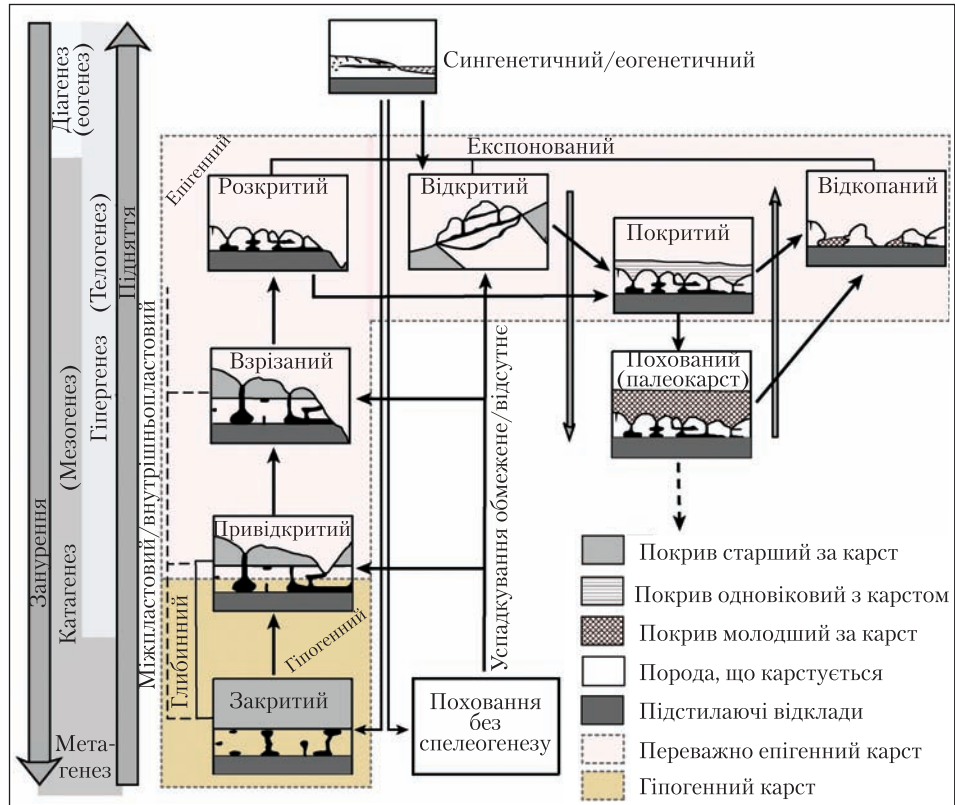
ложем, що проявляється у численних вогнищах субмаринного розвантаження через карбонатні товщі як метеорних водообмінних систем в областях шельфів, континентальних схилів і околиць, так і глибинних гідротермальних систем у глибоководних частинах. Розвиток у останнє десятиліття методів високороздільного картування дна і сейсмічної томографії дав змогу виявити поширення замкнених депресій, вертикальних каналів і трубок брекчій, які у багатьох випадках є безсумнівними проявами гіпогенного карстоутворення.

В Україні легкорозчинні породи у відносно неглибокому заляганні трапляються на понад 43% території, що зумовлює високу актуальність регіональних і прикладних досліджень карсту. В останні роки встановлено, що територія України характеризується переважанням активного і реліктового гіпогенного карсту у Волино-Подільському (карбонатний карст у вапняково-доломітовій товщі девонського та крейдово-мергельній товщі крейдового віку і сульфатний карст у неогенових гіпсах) та Причорноморському (карбонатний карст у крейдових-палеогенових і неогенових вапняках) артезіанських басейнах (у тому числі в крайовій Передгірно-Кримській частині останнього), а також, імовірно, у Дніпровському і Донецькому басейнах, Карпатській та Донецькій складчастих структурах. У Гірському Криму широко представлені реліктові прояви гіпогенного карсту, що переробляються епігенним карстоутворенням у сучасних повністю розкритих умовах.

Зміна загальних уявлень про карст та його еволюцію. Різке зростання масиву емпіричних даних про гіпогенний карст і розвиток теорії гіпогенного карстоутворення спричинили зміну загальної парадигми карстових досліджень [50].

Гіпогенний карст, який не пов'язаний з прямою інфільтрацією поверхневого живлення і може включати ендегенну складову, що взагалі не пов'язана з метеорними водами, є генетичним типом карсту, відмінним від класичного приповерхневого карсту. Протягом більшої частини його еволюції він може бути представ-

Рис. 11. Еволюційні типи карсту і їх співвідношення з генетичними типами [51]



лений виключно каналово-порожнинними системами і не мати вираження на поверхні. Відповідно, традиційні уявлення про карст як виключно гіпергенний феномен та його визначення через поверхневі прояви зараз уже не є прийнятними. У межах сучасної парадигми карст розглядається як геогідродинамічна система, у структурі проникності якої переважають канали, сформовані й організовані розширенням первинних шляхів переважної фільтрації внаслідок позитивного зворотного зв'язку між водообміном і розчиненням порід, що забезпечує більш ефективну зосереджену циркуляцію підземних вод у напрямку градієнта.

За генезою і структурно-функціональними особливостями каналово-порожнинних систем у межах верхньої частини земної кори розрізняють два основні генетичні типи карсту: 1) гіпогенний, 2) епігенний (гіпергенний). Вони відособлюються внаслідок кардинальних відмінностей граничних умов, гідродинаміч-

них режимів і гідрогеохімічних факторів водообміну та спелеогенезу у, відповідно, напірних глибинних та безнапірних приповерхневих обстановках.

Гіпогенне карстоутворення є закономірним етапом еволюції водообмінних геосистем і загальної еволюції карсту. Більшість формацій у нормальному геологічному циклі проходять через занурення і поховання, відповідні катагенетичні перетворення, а потім — підняття з виводом у зону гіпергенезу і експонуванням на поверхню. Карстоутворення може відбуватися (безперервно або переривчасто) на будь-якій стадії цього циклу, однак граничні умови водообміну, домінуючі механізми спелеогенезу та набори атрибутів карсту (його типологічні характеристики) закономірно різняться [51] (рис. 11).

Категорії еволюційної типології карсту відповідають послідовним стадіям його еволюції у процесі літогенезу, гідрогеологічних циклів

та геоморфогенезу, інтегрально характеризують найбільш суттєві властивості карстових систем, обстановки і домінантні механізми спелеогенезу. Залежно від місця еволюційного типу в ряду розвитку карст може включати каналово-порожнинні системи, тією чи іншою мірою реліктові відносно цього типу, тобто еволюційні типи карсту кумулятивно відображують його генезу. Більш пізні стадії зазвичай характеризуються полігенетичним карстом. Лише відкритий карст (у породах, які не були занурені чи пережили його без карстування) відповідає винятково генетичному типу епігенного карсту.

Відокремлення концепції карсту від умов експонованості та поверхневого живлення і визнання широкого розвитку гіпогенного карсту на глибині мають важливі методологічні наслідки і змінюють низку усталених базових уявлень про карст, зокрема:

- карстопрояви на великих глибинах не можуть *a priori* розглядатися як палеокарст, сформований у приповерхневих умовах і похований під покрив молодших порід, а наявність закарстованих горизонтів на глибинах не є свідченням перерви в осадонакопиченні та континентальній експонованості;

- карстоутворення не обмежується континентальними умовами і може відбуватися у дні морів і океанів;

- уявлення про породи, здатні до карстоутворення, втратили канонічну визначеність (карбонатні і сульфатні породи, солі), оскільки у термобаричних і геогідрохімічних умовах великих глибин суттєве розчинення вздовж шляхів переважної фільтрації і розвиток каналово-порожнинних структур може відбуватися у багатьох інших породах різного складу і походження (пісковиках, кварцитах, ріолітах тощо). Яскравим прикладом цього є недавня ідентифікація розвинених каналово-порожнинних систем типової гіпогенної структури і морфології в ріолітах вулканічної кальдери Єллоустоун (США), через які відбувається інтенсивне висхідне розвантаження гарячих флюїдів у вигляді численних гейзерів та джерел [52].

Практичне значення гіпогенного карсту.

Фундаментальні відмінності закономірностей розвитку, будови, поширення та функціонування карстових систем гіпогенного і епігенного походження і мінливість їх еволюційних станів зумовлюють необхідність еволюційно-генетичного підходу до вирішення пов'язаних з карстом практичних проблем гідрогеології, інженерної геології, нафтогазової та рудної геології. Гіпогенне карстоутворення відіграє важливу роль у виникненні та розвитку небезпечних геологічних процесів, у формуванні родовищ вуглеводнів і гідрогенних руд у розчинних і суміжних товщах, ресурсів термальних і мінеральних вод тощо. Коротко розглянемо деякі важливі аспекти.

Карстова провальна небезпека і ускладнення в будівництві та гірничих роботах частіше пов'язані з гіпогенним карстом, ніж з епігенним. Ці загрози посилюються тим, що вони зазвичай проявляються неочікувано, на територіях, які не мали зовнішніх ознак закарстованості і не вважалися карстовими в рамках традиційної парадигми. Висхідне проникнення гравітаційно-карстових структур, ініційованих провалами гіпогенних порожнин на глибині, можливе крізь покривні товщі потужністю у багато сотень метрів, з виходом на поверхню у вигляді великих проваль. Провальні прояви гіпогенного карсту часто загрожують особливо відповідальним спорудам, таким як великі греблі та атомні електростанції. Прикладами є АЕС Неккар у Німеччині та Рівненська АЕС в Україні. Розробка родовищ корисних копалин, при якій суттєво змінюються гідрогеологічні умови, призводить до активізації провальних явищ у гіпогенних карстових системах і супроводжується проривами напірних карстових вод до виробок, часто з катастрофічними наслідками (вугільні виробки Північного Китаю, гіпсові виробки Північної Італії, родовища бітумних пісків у Західній Канаді тощо). Нерозуміння ролі гіпогенних каналово-порожнинних систем у гідродинаміці гірничодобувних районів призводило до великих помилок у прогнозі водоприпливів до виробок та припинення видобутку (кар'єри сірчаних руд та глин Передкарпаття).

Зниження ізоляційних властивостей покривних товщ внаслідок розвитку гіпогенного карсту є аспектом, який потребує особливої уваги і оцінки при плануванні та реалізації проектів з геологічного захоронення техногенних матеріалів і флюїдів (радіоактивні і токсичні відходи, CO₂, тощо), а також при розробці сланцевих вуглеводнів.

Роль гіпогенного карстоутворення у формуванні колекторів і родовищ вуглеводнів. За оцінками фірми Шлюмберже (2009 р.), понад 60 % світових запасів нафти і понад 40 % запасів газу містяться в карбонатних породах, а в окремих регіонах ці частки є ще вищими (на Близькому Сході до 70 % нафти і 90 % газу). За прогнозами, протягом першої половини XXI ст. важливість карбонатних колекторів драматично зросте порівняно із запасами в інших породах, незважаючи на труднощі їх розвідування та розробки, зумовлені складною структурою порожнинності і високою мінливістю властивостей по площі і в розрізі. З карстовими колекторами у карбонатних породах пов'язані багато гігантських і супергігантських родовищ у різних регіонах.

У нафтогазовій геології дотепер переважають палеокарстові трактування карбонатних колекторів, хоча для багатьох родовищ новітні дослідження демонструють їх гіпогенне походження. Уявлення про розподіл і будову карстових колекторів ґрунтуються на прийнятій моделі генези карсту і вирішальним чином визначають ефективність методів розвідування і розробки ресурсів вуглеводнів у них. Гіпогенне карстоутворення не лише зумовлює високі (проте вкрай нерівномірні) ємнісні властивості колекторів, а й створює умови для ефективної кризьформаційної міграції вуглеводнів від глибинних осередків їх генерації до колекторських горизонтів. Разом з тим, у разі відносно неглибокого залягання вміщуючих товщ і малої потужності нерозчинних покришок розвиток гіпогенного карсту сприяє порушенню ізоляційних властивостей останніх, розкриттю гідрогеологічних структур і руйнуванню родовищ. В Україні дослідження гіпогенного карсту у зв'язку з розвідкою і видобутком вуглеводнів

є актуальними для Дніпровського та Причорноморського нафтогазоносних басейнів.

Роль гіпогенного спелеогенезу у формуванні родовищ рудних корисних копалин. Багато найбільших епігенетичних родовищ сірки і металів (свинець, цинк, мідь, барій, уран) в осадових басейнах демонструють закономірний зв'язок з розчинними породами, зонами розвантаження водообмінних систем і глибинним карстом. Необхідними умовами значної міграції та акумуляції гідрогенних рудних елементів є гідродинамічна активність, значна інтенсивність водообміну і зосередження підземного стоку у високопроникних зонах. Аналіз та узагальнення даних щодо родовищ сірки в сульфатно-карбонатних товщах (регіони Передкарпаття, Північного Іраку, басейну Делавер) і гідрогенних свинцево-цинкових руд у карбонатних породах (регіони Північної та Південної Америки) показали, що гіпогенне карстоутворення створює гідродинамічні і геохімічні умови формування родовищ шляхом: 1) трансформації регіональної та локальної структури підземного водообміну з його зосередженням у закарстованих зонах; 2) підвищення ємнісних і фільтраційних властивостей порід з різким посиленням їх гетерогенності і анізотропії; 3) створення умов для міграції реактантів та посилення взаємодії контрастних геохімічних середовищ; 4) створення і підтримки геохімічних бар'єрів, необхідних для формування рудних скупчень.

Гіпогенний спелеогенез та геотермальні ресурси. Карбонатні колектори є другим після вулканічних районів найбільш важливим ресурсом термальних вод [53], що саме по собі вказує на дію в них процесів, які сприяють локалізованому підйому тепла. Гіпогенне карстоутворення, яке підсилює вертикальну проникність товщ розчинних порід, гідравлічний зв'язок горизонтів і секторів у водонапірних системах і зосередження підземного стоку на каналово-порожнинних системах і ділянках розвантаження, підвищує ефективність конвективного теплопереносу до поверхні і просуває високоградієнтні термальні зони у відносно неглибоке положення [6, 31]. Знання закономірностей розподілу і будови каналово-

порожнинних систем у системах термальних вод має ключове значення для адекватної оцінки їх експлуатаційних ресурсів.

Ці аспекти теорії гіпогенного карстогенезу вже використовуються і набувають подальшого розвитку в США, Канаді, Бразилії, Німеччині, Франції, Китаї та ряді інших країн, вони також мають широку сферу застосування в Україні.

Висновки. Нові уявлення про формування та еволюцію карсту, розроблені з урахуванням сучасних даних про його поширення у різних, у тому числі глибинних, геологічних умовах, мають велике наукове значення і становлять основу для більш ефективного вирішення низки актуальних практичних проблем гідрогеології, інженерної геології, нафтогазової та рудної геології.

Розвиваючись по структурних і літологічних неоднорідностях у широкому спектрі реакційноздатних гірських порід, гіпогенний карстогенез створює систему каналів ефективної флюїдної міграції та макропорожнинність у верхній частині земної кори як у континентальній, так і в океанічній обстановках, та відіграє важливу роль в організації висхідного розвантаження флюїдів, процесах масопереносу і формування родовищ флюїдогенних руд і вуглеводнів.

Каналово-порожнинні системи гіпогенного карсту кардинально відрізняються від карстових систем епігенного походження за структурно-морфологічними та функціональними властивостями. Принципово відмінними для цих двох основних генетичних типів карсту є закономірності просторового поширення. Відповідно, рішення практичних проблем, пов'язаних з карстом, мають ґрунтуватися на еволюційно-генетичному підході, визначенні генези карсту та застосуванні сучасних моделей розвитку і функціонування карстових систем відповідного походження.

Розроблення теорії гіпогенного карстогенезу зумовило широке міжнародне визнання його фундаментального значення і глобального поширення та спричинило зміну загальної парадигми досліджень і перегляд уявлень про природу карсту багатьох регіонів світу. Вона становить нову основу для оцінки ролі карсту в розвідці та експлуатації родовищ вуглеводнів (зокрема, нетрадиційних) і флюїдогенних руд, геологічному захороненні радіоактивних та токсичних відходів, розв'язанні інженерно-геологічних проблем карстових регіонів, розвідці та використанні геотермальних ресурсів і ресурсів глибинних вод, у тому числі мінеральних.

REFERENCES

[СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ]

1. Ford D.C., Williams P.W. *Karst Geomorphology and Hydrology*. (London: Unwin Hyman, 1989).
2. Palmer A.N. Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*. 1991. **103**(1): 1.
3. Dreybrodt W., Gabrovsek F., Romanov D. *Processes of Speleogenesis: A Modeling Approach*. (Postojna, Ljubljana: Karst Research Institute at ZRC SAZU, 2005).
4. Dublyansky Y.V. *Regularities of the Development and Modeling of Hydrothermal Karst*. (Novosibirsk: Nauka, 1990). [Дублянський Ю.В. *Закономірності розвитку і моделювання гидротермального карста*. Новосибірськ: Наука, 1990.]
5. Klimchouk A. Speleogenesis under deep-seated and confined settings. In: Klimchouk A., Ford D., Palmer A., Dreybrodt W. (eds.). *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. (Huntsville: National Speleological Society, 2000). P. 244–260.
6. Klimchouk A. *Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective*. (Carlsbad: National Cave and Karst Research Institute, 2007).
7. Klimchouk A. Speleogenesis, Hypogenic. In: Culver D.C., White W.B. (eds.). *Encyclopedia of Caves*. 2nd edition. (Chennai: Elsevier, Academic Press, 2012). P. 748–765.
8. Shestopalov V.M. (ed.). *Water Exchange in Hydrogeological Structures of Ukraine. Water Exchange Under Natural Conditions*. (Kyiv: Naukova Dumka, 1989). [Шестопалов В.М. (ред.). *Водообмен в гидрогеологических структурах Украины. Водообмен в естественных условиях*. К.: Наукова думка, 1989.]

9. Shestopalov V.M. On hydrodynamic zoning and water exchange in hydrogeologic structures. *Geological Journal*. 2014. (4): 9.
[Шестопалов В.М. О гидродинамической зональности и водообмене в гидрогеологических структурах. *Геологічний журнал*. 2014. № 4. С. 9–26.]
10. Kropotkin P.N. Degassing of Earth and the origin of hydrocarbons. *Zhurnal Vsesojuznogo Khimicheskogo Obshchestva*. 1986. 31(5): 481.
[Кропоткин П.Н. Дегазация Земли и генезис углеводородов. *Журнал Всес. хим. об-ва*. 1989. № 31(5). С. 481–587.]
11. Lukin A.E. Fluid-induced lithogenesis – the most important direction of lithological research in XXI century. *Geological Journal*. 2014. (4): 27.
[Лукин А.Е. Флюидный литогенез – важнейшее направление литологических исследований в XXI ст. *Геологічний журнал*. 2014. № 4. С. 27–42.]
12. Lukin A.E. The system "superplume—deep-seated segments of petroliferous basins" – an inexhaustible source of hydrocarbons. *Geological Journal*. 2015. (2): 7.
[Лукин А.Е. Система «суперплюм – глубокозалегающие сегменты нефтегазоносных бассейнов» – неисчерпаемый источник углеводородов. *Геологічний журнал*. 2015. № 2. С. 7–20.]
13. Lukin A.E. The Earth outgasing, naphhtidogenesis and petroleum potential. Article 1. *Zbirnyk naukovuh prats UkrDGRI*. 2016. (3): 98.
[Лукин А.Е. Дегазация Земли, нафтидогенез и нефтегазоносность. Статья 1. *Збірник наукових праць УкрДГРІ*. 2016. № 3. С. 98–109.]
14. Klimchouk A.B. Artesian genesis of the large maze caves in the Miocene gypsum of the Western Ukraine. *Doklady Akademii Nauk Ukrainskoj SSR, seriya B*. 1990. (7): 28.
[Климчук А.Б. Артезианское происхождение крупных лабиринтовых пещер в миоценовых гипсах Западной Украины. *Докл. АН УССР, сер. Б*. 1990. № 7. С. 28–32.]
15. Klimchouk A.B. Large gypsum caves in the Western Ukraine and their genesis. *Cave Science*. 1992. 19(1): 3.
16. Klimchouk A.B. Speleogenesis of great gypsum mazes in the Western Ukraine. In: Klimchouk A., Ford D., Palmer A., Dreybrodt W. (eds.). *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. (Huntsville: National Speleological Society, 2000). P. 261–273.
17. Shestopalov V.M. *Natural Resources of Underground Water of Platform Artesian Basins of Ukraine*. (Kyiv: Naukova Dumka, 1981).
[Шестопалов В.М. *Естественные ресурсы подземных вод платформенных артезианских бассейнов Украины*. К.: Наукова думка, 1981.]
18. Klimchouk A.B. Speleogenesis under deep-seated and confined settings. In: Klimchouk A., Ford D., Palmer A., Dreybrodt W. (eds.). *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. (Huntsville: National Speleological Society, 2000). P. 244–260.
19. Klimchouk A.B. Conceptualisation of speleogenesis in multistorey artesian systems: a model of transverse speleogenesis. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*. 2005. 34(2): 45.
20. Klimchouk A.B. Karst formation in artesian conditions: the concept of transverse speleogenesis. *Geological Journal*. 2006. (2-3): 181.
[Климчук А.Б. Карстообразование в артезианских условиях: концепция поперечного спелеогенеза. *Геологічний журнал*. 2006. № 2–3. С. 181–190.]
21. Klimchouk A.B., Pronin K.K., Timokhina E.I. Speleogenesis in the Pontian limestones of Odessa. *Speleology and Karstology*. 2010. (5): 76.
[Климчук А.Б., Пронин К.К., Тимохина Е.И. Спелеогенезис в понтических известняках Одессы. *Спелеология и карстология*. 2010. № 5. С. 76–93.]
22. Elliott W.R. The Caves and Karst of Texas. In: Elliott W.R., Veni G. (eds.). *1994 NSS Convention Guidebook*. (Huntsville: National Speleological Society, 1994).
23. Klimchouk A., Birk S. Speleogenesis in cratonic multi-storey artesian systems: conceptual and numerical models. In: *EGU General Assembly 2006: Geophysical Research Abstracts*. 2006. 8. Paper EGU06-A-05888.
24. Rehr C., Birk S., Klimchouk A.B. Conduit evolution in deep-seated settings: Conceptual and numerical models based on field observations. *Water Resour. Res.* 2008. 44: W11425.
25. Rehr C., Birk S., Klimchouk A.B. Influence of initial aperture variability on conduit development in hypogene settings. *Zeitschrift fur Geomorphologie*. 2010. 54(2): 237.
26. Djunin V.I. *Hydrogeodynamics of Deep Horizons of Oil- and Gas-bearing Basins*. (Moscow: Nauchnyi Mir, 2000).
[Дюнин В.И. *Гидрогеодинамика глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов*. М.: Научный мир, 2000.]

27. Chaudhuri A., Rajaram H., Wiswanathan H. Early-stage hypogene karstification in a mountain hydrologic system: A coupled thermohydrochemical model incorporating buoyant convection. *Water Resour. Res.* 2013. **49**: 5880.
28. Klimchouk A., Palmer A.N., De Waele J., Auler A.S., Audra P. (eds.). *Hypogene Karst Regions and Caves of the World.* (Springer, 2017).
29. Belenitskaya G.A. "Fluid" branch of lithology: state of the art, objects, and challenges. *Uchenyye Zapiski Kazanskogo Universiteta.* 2011. **153**(4): 97.
[Беленицкая Г.А. «Флюидное» направление литологии: состояние, объекты, задачи. *Ученые записки Казанского уни-та.* 2011. № 153(4). С. 97–113.]
30. Palmer A.N. Geochemical models for the origin of macroscopic solution porosity in carbonate rocks. In: Budd A.D., Saller A.H., Harris P.M. (eds.). *Unconformities and Porosity in Carbonate Strata.* AAPG Memoir 63 (Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1995). P. 77–101.
31. Klimchouk A.B. *Hypogene Speleogenesis, Its Hydrogeological Significance and the Role in Evolution of Karst.* (Simferopol: DIP, 2013).
[Климчук А.Б. *Типогенный спелеогенез, его гидрогеологическое значение и роль в эволюции карста.* Симферополь: ДИАЙПИ, 2013.]
32. Klimchouk A. Types and settings of hypogene karst. In: Klimchouk A., Palmer A.N., De Waele J., Auler A.S., Audra P. (eds.). *Hypogene Karst Regions and Caves of the World.* (Cham: Springer International Publishing AG, 2017). P. 1-39.
33. Klimchouk A., Andreychouk V. Gypsum karst in the southwest outskirts of the Eastern European Platform (Western Ukraine): A type region of artesian transverse speleogenesis. In: Klimchouk A., Palmer A.N., De Waele J., Auler A.S., Audra P. (eds.). *Hypogene Karst Regions and Caves of the World.* (Cham: Springer International Publishing AG, 2017). P. 363-385.
34. Dublyansky V.N., Smol'nikov B.M. *Karstological and Geophysical Investigations of Karst Cavities of the Pridnestrovskaya Podolia and Pokuty.* (Kiev: Naukova Dumka, 1969).
[Дублянский В.Н., Смольников Б.М. *Карстолого-геофизические исследования карстовых полостей Приднестровской Подолии и Покутья.* Киев: Наук. думка, 1969.]
35. Jakucs L., Mezosi G. Genetic peculiarities of the gypsum caves of Podolia. *Geomorphologia.* 1997. (1): 91.
[Якуч Л., Мезеши Г. Генетические особенности гипсовых пещер Подолии. *Геоморфология.* 1997. № 1. С. 91–97.]
36. Auler A.S. Styles of hypogene cave development in ancient carbonate areas overlying non-permeable rocks in Brazil and the influence of competing mechanisms and later modifying processes. In: Klimchouk A.B., Ford D.C. (eds.). *Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins.* (Simferopol: Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, 2009). P. 173-181.
37. Hranicky kras Caving group (<http://hranickapropast.cz/mapy/ostatni-mapy/>)
38. Caramanna G. Le porte dell'acqua. *Speleologia.* 2002. **46**: 32.
39. Kempe S. Gypsum karst of Germany. In: Klimchouk A., Lowe D., Cooper A., Sauro U. (eds.). *Gypsum Karst of the World. International Journal of Speleology* Theme Issue. 1996. **25**(3-4): 209.
40. Sebev D.G. Giant cavity in the bowls of Rhodopes. *Rodopsky Peshchernyak.* 1970. (50).
[Събев Д.Г. Гигантска пропаст в недра на Родопите. *Родопски пещерняк.* 1970. Бр. 50].
41. Sun Q., Cartwright J., Wu S., Chen D. 3D seismic interpretation of dissolution pipes in the South China Sea: Genesis by subsurface, fluid induced collapse. *Marine Geology.* 2013. **337**: 171.
42. Stafford K.W., Land L., Klimchouk A., Gary M. The Pecos River hypogene speleogenetic province: a basin-scale karst paradigm for Eastern New Mexico and West Texas, USA. In: Stafford K.W., Land L., Veni G. (eds.). *Advances in Hypogene Karst Studies: NCKRI Symposium 1.* (Carlsbad: NCKRI, 2009). P. 121–135.
43. Sutphin H.B., Wenrich K.J. *Map of Locations of Collapse-Breccia Pipes in the Grand Canyon Region of Arizona.* U.S. Geological Survey Open-File Report 89-0550. (Denver: USGS, 1989).
44. Xiang S., Liao R., Lu D., Li Y. Karst collapses in northern China. In: *Karst and karst water in north China.* (Guangxi: Guangxi Normal University Press, 1993). P. 163-173.
45. Betzler C., Lindhorst S., Hübscher C., Lüdmann T. Giant pockmarks in a carbonate platform (Maldives, Indian Ocean). *Marine Geology.* 2011. **289**: 1.
46. Klimchouk A B. Morphogenesis of hypogenic caves. *Geomorphology.* 2009. **106**: 100.
47. Klimchouk A B., Timokhina E.I., Amelichev G.N., Dublyansky V.N., Shtaubwasser M. The age of the relief of the Inner Range of the Mountainous Crimea according to U/Th dating of calcite deposits of karst cavities. *Dopov. Nac. Akad. Nauk Ukr.* 2012. (7): 88.
[Климчук А.Б., Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н., Дублянский Ю.В., Штаубвассер М. Возраст рельефа Внутренней гряды Горного Крыма по U/Th датировкам кальцитовых отложений карстовых полостей. *Доповіди НАН України.* 2012. № 7. С. 88–96.]

48. Dublyansky Y.V., Klimchouk A.B., Spoetl C., Tymokhina E., Amelichev G. Isotope wallrock alteration associated with hypogene karst of the Crimean Piedmont, Ukraine. *Chemical Geology* 2014. **377**: 31.
49. Klimchouk A.B., Timokhina E.I., Amelichev G.N., Dublyansky V.N., Spoetl C. *Hypogene Karst of the Crimean Piedmont and its Geomorphological Role*. (Simferopol, 2013).
[Климчук А.Б., Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н., Дублянський Ю.В., Шпетль К. *Типогенний карст Передгорного Криму і його геоморфологічна роль*. Симферополь: ДИАЙПІ, 2013.]
50. Klimchouk A. The karst paradigm: changes, trends and perspectives. *Acta Carsologica*. 2015. **44**(3): 289.
51. Klimchouk A.B. The evolutionary approach to karst typology. *Geological Journal*. 2010. (3): 85.
[Климчук А.Б. Эволюционный подход к типологии карста. *Геологичний журнал*. 2010. № 3. С. 85–97.]
52. Blackwood K.W., Sanders L.A., Gantt-Blackwood S.I. The role of hypogene speleogenesis in the evolution and function of geysers and other geothermal features in Yellowstone National Park. 2016 GSA Annual Scientific Meeting Abstracts. Paper No. 99-12. Denver, Colorado: GSA, 2016. <https://gsa.confex.com/gsa/2016AM/webprogram/Paper282094.html>
53. Goldscheider N., Madl-Szonyi J., Eross A., Schill E. Review: Thermal water resources in carbonate rock aquifers. *Hydrogeology Journal*. 2010. **18**(6): 1303.

A.B. Klimchouk

Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine (Kyiv)
<http://orcid.org/0000-0001-5230-8814>

THE DEVELOPMENT OF THE THEORY OF HYPOGENE KARST GENESIS: SCIENTIFIC AND PRACTICAL IMPLICATIONS

According to the materials of scientific report
 at the meeting of the Presidium of NAS of Ukraine, September 27, 2017

The development of karst (the formation of macro-porosity and abnormally high permeability of rocks under the action of dissolution by groundwater) affects different areas of human activity. Karstification has traditionally been associated with the impact of the infiltration of meteoric waters on easily soluble rocks that are exposed to the surface or lie at shallow depth. Karst features documented at great depths were regarded as paleokarst, formed in the previous epoch of the exposure and then buried beneath younger sediments.

The theory of hypogene (deep) karstification reveals the regularities of development and distribution of karst, which is associated with the ascending discharges of confined groundwater and endogenous fluids. Developing along structural and lithological heterogeneities in a wide range of reactive rocks, hypogene karstification creates a system of channels of effective fluid migration and macro-porosity in the upper crust, both in continental and oceanic conditions, and plays an important role in the organization of ascending fluid flow, processes of mass transfer and the formation of many deposits of fluid-induced ores and hydrocarbons.

The development of the theory of hypogene karstification, the revealing of its global distribution and the demonstration of its fundamental significance have caused a shift in the general paradigm of karst research and a revision of the notions about the nature of this phenomenon in many regions of the world. The hypogene karst theory has formed a new basis for assessing the role of karst in the exploration and exploitation of hydrocarbon deposits (including non-conventional hydrocarbons) and fluid-induced ores, the geological sequestration of radioactive and toxic wastes and CO₂, solving geological engineering problems of karst regions, exploration and use of geothermal resources and resources of deep groundwater.

Keywords: karst, hypogene karst, karst hydrogeology, karst geomorphology, karst hazards, hydrocarbon karst reservoirs, karst ore deposits.