

А. Б. Климчук

САМООРГАНИЗАЦИЯ СТРУКТУРЫ ВОДООБМЕНА КАК СИСТЕМООБРАЗУЮЩЕЕ СВОЙСТВО КАРСТА

(Рекомендовано акад. НАН Украины В. М. Шестопаловым)

Показано, що присутність у гірськопорідному середовищі розчинних порід обумовлює явище самоорганізації структури водообміну, що приводить систему "вода–порода" в новий стан – карстовий. Властивість самоорганізації цієї геосистеми реалізується через специфічний (спелеогенний) механізм розвитку проникності, дія якого кардинально змінює (особливим чином організує) структуру і функціонування водообмінної системи.

Механізм самоорганізації водообміну та формування карстової геосистеми (спелеогенез) включає зворотний зв'язок між водообміном і розширенням первинних шляхів фільтрації (виявлення протоканалів), каскадний прорив протоканалів до умов швидкого росту (дестабілізацію системи), гідродинамічну конкуренцію каналів, реорганізацію стоку і зміну граничних умов водообміну, подальший ріст каналів в умовах стабілізації системи в стані рухливої рівноваги за рахунок зростання обміну енергією із середовищем. У результаті цієї специфічної еволюції геосистема набуває нової, "карстової", якості і більш складної організації з відокремленням у структурі проникності ще одного, найбільш контрастного рівня.

Поняття про карст визначається, виходячи із сутності прогресивної еволюції геосистеми з проникними розчинними породами, спричиненої водообміном і спелеогенним механізмом самоорганізації структури проникності. Регресивна еволюція карстової геосистеми включає процеси гравітаційної деструкції та різноманітної акумуляції, що ведуть до фрагментації і руйнування реліктових структур карстової проникності. На основі нового підходу до визначення поняття про карст обговорюються критерії розмежування карсту і подібних, але не тотожних явищ (мерокарсту, псевдокарсту).

The paper demonstrates that the presence of soluble rocks in the rock environment causes a phenomena of self-organization of the flow structure, which brings the water-rock system into a new capacity-state, namely – karstic. The property of self-organization of this geosystem realizes via specific (speleogenetic) mechanism of permeability development, which action radically changes (organizes in a special manner) the structure and functioning of the flow system.

The mechanism of self-organization of flow and of the formation of the karst geosystem (speleogenesis) includes a positive feedback between flow and the rate of enlargement of initial flow paths during stages of early speleogenesis and conduit initiation, a cascade breakthroughs of proto-conduits to conditions of rapid growth (destabilization of the system, hydrodynamic competition of conduits, reorganization of the flow pattern and change in boundary conditions, further growth of conduits in conditions of stabilization of the system at dynamic equilibrium at the expense of increased energy exchange with the environment. As a result of this specific evolution the geosystem acquires a new, "karstic", capacity and more complex organization, with the establishment of one more level of permeability, the most contrast one.

The notion of karst is derived from the essence of progressive evolution of the geosystem containing permeable soluble rocks, driven by water exchange and speleogenetic mechanism of self-organization of the permeability structure. Regressive evolution of the karst geosystem includes processes of gravitational destruction and various accumulations, which lead to fragmentation and demolition of relict structures of karst permeability. Based on this new approach to definition of the notion of karst, criteria of distinction between proper karst and similar but not identical phenomena (merokarst, pseudokarst) are discussed.

Введение

Накопление эмпирических данных в карстологии существенно опережало их теоретическое осмысление и соответствующее интегрирование понятийной надстройки. Развитие теоретических оснований карстологии

происходило в основном стихийно и кластерно. Частные концептуальные модели, иногда весьма успешно и продуктивно развиваемые до статуса частных теорий, остаются плохо скоординированными и согласованными, не образуя стройного и упорядоченного категориального базиса и понятийного аппарата научной дисциплины.

© А. Б. Климчук, 2011

Ситуация осложняется также различиями в исторических путях развития национальных и региональных научных школ, опиравшихся на собственные методологические и научно-философские традиции. Эти различия усугублялись выраженными особенностями проявлений карста в разных природных обстановках, с которыми исследователи преимущественно сталкивались в своих странах и регионах.

Одной из серьезных трудностей в развитии теоретических оснований карстологии является неопределенность объема и содержания центрального ее понятия – *понятия о карсте*. Проблема эта отнюдь не формально-схоластическая – речь идет об определении объекта карстологии. Понимание сущности и соответствующее определение объекта научной дисциплины задает ее содержательную конфигурацию, устанавливает критерии идентификации, определяет связи и взаимоотношения с другими природными объектами (системами). Это формирует предмет данной научной дисциплины и его связи с предметными областями соответствующих научных дисциплин, определяет методологию теоретического и эмпирического исследования объекта данной науки.

Следует отметить, что множественность определений понятия "карст" отчасти объясняется (и в этом смысле оправдана) тем, что карст как сложный объект входит различными своими аспектами (отношениями, свойствами) в предметные области различных научных дисциплин (геологии, геоморфологии, гидрогеологии, инженерной геологии, ландшафтоведения, спелеологии и пр.), с позиций которых и давались многие определения. В настоящей статье карст рассматривается как объект карстологии, т. е. реализуется карстоцентрический [1] подход к его изучению. Целью является выявление сущности карста и уточнение его определения, которые основаны на учете новых представлений о закономерностях и механизмах развития карста, сформированных в последние десятилетия.

Дискуссии об объеме и содержании понятия-термина "карст" велись на всех этапах становления и развития карстологии. Актуализация проблемы в последнее время связана с несколькими обстоятельствами, среди которых отметим следующие:

– бурное развитие исследований карста в различных аспектах, возрастание их научной и практической значимости привели к вхождению карстологии в ряд самостоятельных дисциплин геолого-географического цикла;

– резкое географическое "расширение" и геологическое "углубление" исследований карста привели к более полному осознанию разнообразия природных условий и обстановок его развития и многообразия его проявлений;

– расширение круга наблюдаемых "карстоподобных" явлений в различных породах (лессах, кварцитах, гранитах, льдах, многолетнемерзлых породах и т. д.) постоянно оживляет проблему "карст-псевдокарст";

– глобализация и возрастающая интеграция мировой науки, а также интенсивное развитие частных концептуальных моделей и теорий в карстологии и спелеологии проявляют и сталкивают различия в подходах и традиционных определениях карста национальных и региональных школ, обнажая нерешенные проблемы в понимании его сущности;

– в последние десятилетия наметилась смена главной парадигмы карстологии с преимущественно геоморфологической на преимущественно гидрогеологическую.

Определения карста и его признаки

В литературе имеется свыше 150 определений понятия "карст", данных с разных методологических позиций [2, 31]. Выделяются четыре подхода к пониманию его сущности: 1) процессуальный (карст – моно- или комплексный процесс); 2) феноменологический (карст – явление или совокупность особых явлений); 3) территориальный/геоморфологический (карст – территория или рельеф с характерным набором признаков); 4) системный (карст – природная система взаимосвязанных объектов/свойств/отношений, образующих целостное множество).

Определения, представляющие два первых подхода, различаются тем, какая категория, процесс или явление, ставится в центр. Многочисленные вариации могут быть сведены к двум взаимобратимым формулировкам:

1. Карст – процесс взаимодействия растворимых горных пород с различными водами, в результате которого на земной поверхности и под землей возникают характерные явления.

2. Карст – совокупность характерных явлений на поверхности и под землей, возникающих в процессе взаимодействия растворимых горных пород с различными водами.

Характерной особенностью советской карстологической школы являлось подчеркивание единства процесса и явления в понятии "карст": "Карст – это сами формы и процесс их образования" [21]; "Карст – это процессы развития карстовых явлений и сами явления" [6]. В широком смысле природное явление есть любой искусственный материальный объект (вещь, отношение, свойство, процесс), и в этом смысле положение о единстве явления и процесса тавтологично. Но если процесс есть ряд последовательных взаимодействий (актов движения; динамический аспект), то форма есть равновесное состояние объекта (структурно-функциональный аспект); с позиций методологии системного анализа смешение этих аспектов в одном понятии недопустимо. Исследование геологических тел, сформировавшихся в прошлом (форм), и геолого-географических процессов настоящего относится к различным методологическим системам – соответственно статической и динамической [16].

Территориально-геоморфологический подход, преобладающий в западной литературе [47], привязывает типологические свойства явления (преимущественно геоморфологические и гидрологические) к территории. Его слабое место в том, что выраженность в рельефе не является атрибутивным свойством карста вообще, а лишь свойством некоторых стадий его развития, т. е. функцией эволюции карста.

Необходимость системного подхода к карсту (его рассмотрения как объекта-системы взаимосвязанных объектов/свойств/отношений, образующих целостное множество) декларировалась во многих исследованиях, однако сколько-нибудь полной реализации он пока не получил.

Этот краткий обзор иллюстрирует неопределенность в понимании категориальной

сущности понятия "карст". Различия в понимании его конкретно-научной сущности иллюстрируются многообразием признаков и их наборов [2], которые полагаются существенными, необходимыми и достаточными для определения карста.

Результат деятельности природных вод, их взаимодействия с породой. Этот признак прямо или косвенно присутствует в большинстве определений карста, являясь аксиоматическим положением в карстологии. Он атрибутивен для карста, однако без указания на механизм такого взаимодействия не является эксклюзивным и достаточным для определения понятия о карсте.

Результат растворения. Участие растворения в развитии карста общепризнано. Однако одной из проблем процессуального подхода к сущности карста является определение роли растворения в карсте как процессе. При том, что растворение признается большинством исследователей ведущим процессом, также практически общепризнанным есть то, что в развитии карста принимает участие (различное на разных стадиях) ряд других процессов (механическая эрозия, гравитационные и аккумулятивные процессы и др.). На ранних стадиях развития растворение доминирует, но на некоторых последующих стадиях доминирующими становятся какие-то из прочих процессов. Выход многие исследователи видели в признании комплексного (полигенетического, гетерогенного) характера карстового процесса. Однако при вариативности и ситуативности "пропорций" участия элементарных процессов в таком "комплексе", попытки определить сущность карста как комплексного процесса успеха не имели. Б. А. Вахрушев [4] (2009) считает карст моногенетическим процессом, а прочие элементарные деструктивные процессы (эрозия, гравитационная деструкция) рассматриваются им как элементы внутрисистемных взаимодействий единого карстового литодинамического потока.

Вольное или невольное отождествление карста (в процессуальном понимании) с химическим процессом растворения широко распространено, однако недопустимо. Растворение как процесс является взаимодействием естественных тел, организованных на атомарно-молекулярном уровне, –

объектом исследования химии, но не наук о Земле. Последние исследуют вещи-системы (включая их взаимодействия), организованные на более высоком, географо-геологическом уровне [17]. Растворение является элементарным процессом во многих геологических процессах, определяемых как взаимодействия вещей-систем соответствующего уровня организации. Редукция карста к растворению, проведенная логически последовательно, приводит к недопустимому расширению объема понятия "карст" и полной потере карстовой специфики: в область понятия "карст" включаются все процессы растворения в любых породах. Следуя этой логике, любое проявление растворения, любая скульптурная форма растворения на любой породе должны относиться к карсту.

Принимая положение о том, что растворение является атрибутивным признаком карста, следует подчеркнуть, что он не является эксклюзивным и достаточным для определения карста.

Связь с растворимыми (полностью или частично) породами. В попытках преодолеть вышеупомянутое недопустимое расширение понятия карст, определяемого через процесс растворения, многие определения содержат указания на процесс (процессы) в растворимых (легкорастворимых) породах. Проблема этим, однако, лишь усложняется, поскольку растворимость породообразующих минералов в природных водах является функцией физико-химических условий взаимодействия твердой и жидкой фаз, варьирующих в широких пределах. В определенных термобарических и геохимических обстановках легкорастворимыми оказываются многие породы, перечень которых далеко выходит за рамки списка пород, традиционно считающихся карстующимися. Развитие представлений о глубинном и гипогенном карсте [9, 10, 52, 53, 55], формирующемся в широком диапазоне физических и геохимических условий, обнажило заложенную в таких определениях проблему. Другой ее аспект состоит в том, что сами по себе высокая растворимость пород и высокая скорость растворения часто являются, как будет показано ниже, препятствием для развития карста. Таким образом, признак связи карста

с растворимыми породами оказывается неопределенным, противоречивым и не является ни атрибутивным, ни эксклюзивным признаком карста.

С характеристикой пород как растворимых тесно связана их классификация как "карстующихся". Под карстующейся породой понимается порода, в которой развивается карст, однако неопределенность понятия "карст" делает столь же неопределенным понятие "карстующаяся порода". Любая карстующаяся порода является растворимой в определенных условиях, поскольку растворение – это атрибутивный признак карста. Однако не все растворимые породы являются карстующимися, поскольку признак растворения не есть достаточным в определении понятия "карст".

Поверхностные и подземные формы.

Большинство определений карста содержат указания на характерные формы рельефа или ландшафт, без расшифровки характерности или специфики. В некоторых есть упоминания скульптурного (морфоскульптурного), в других – провального характера форм. Ряд определений конкретизирует формы как впадины, ямы, воронки, замкнутые долины.

Распространенность указаний на характерные формы и рельеф есть отражение этимологических истоков термина "карст", исторических путей развития карстологии и преобладания до недавнего времени преимущественно геоморфологической парадигмы карста. Карст ярко проявляется в рельефе и в этом качестве наиболее доступен для прямого наблюдения. Однако выраженность в рельефе есть атрибут лишь некоторых стадий развития карста [15], причем не самых длительных в контексте геологической истории и не преобладающих (в качестве эволюционных типов карста) по географической распространенности. Карст может быть интенсивно развит на значительной глубине под некарстующимся покровом, без всякого выражения на поверхности (закрытый карст). Именно возрастающее осознание роли и распространения глубинного, закрытого, карста [10, 55] и выявление механизмов его формирования вне непосредственной связи с земной поверхностью (гипогенный спелеогенез) [2, 45, 52, 55, 60, 61] послужили толчком к происходя-

щей в мировой карстологии смене преимущественно геоморфологической парадигмы карстологии на преимущественно геологическую (гидрогеологическую). Признак выраженности в рельефе в виде характерных форм и комплексов форм не является для карста ни атрибутивным, ни эксклюзивным.

В некоторой части определений содержатся указания на подземные формы (полости, пещеры) как на атрибутивный признак карста. Наличие полостей (каналов) действительно является атрибутивным признаком, а с указанием на их происхождение в результате растворения подземными водами – и эксклюзивным признаком карста.

Гидрологические и гидрогеологические особенности. Некоторые определения карста акцентируют гидрологические (чаще) и гидрогеологические особенности, формируемые в результате его развития. В большинстве случаев это самые общие указания на наличие особенностей, своеобразие или характерность, без конкретизации их сути. Признак высокой каналовой пористости (проницаемости) является важным атрибутивным, хотя и не эксклюзивным признаком карста.

Саморазвитие и сосредоточение стока. Особняком среди большинства существующих стоит определение А. С. Девдариани [8], указывающее сразу на два важных признака карста, упущенных практически всеми прочими определениями: *"Карст есть явление саморазвивающегося сосредоточения стока в растворимых породах"*.

Тут акцентируются признаки *саморазвития* (а значит, организации) и *сосредоточения стока*, которые следует считать важными атрибутивными признаками карста. Отнесение этих признаков к стоку связывает их с деятельностью природных вод, а указание на растворимые породы – с растворением, что делает эти признаки карста эксклюзивными. На сосредоточение карста и стока как на одну из наиболее важных закономерностей развития карста указывал также В. С. Лукин [20].

Разрушение и преобразование пород (скальных или полускальных), изменение их структуры и физических и химических свойств. Некоторые исследователи определяют карст как процесс разрушения и пре-

образования пород (земной коры), происходящий вследствие химической и механической деятельности подземных вод [29, 30 и др.], другие – как совокупность форм разрушения растворимых пород [33]. Изменение свойств пород, несомненно, есть атрибутивный признак карста, однако без указания на сущность собственно карстовых преобразований он не является эксклюзивным и, тем более, достаточным. Деятельность подземных вод сопровождается различными изменениями горнопородного субстрата, далеко не все из которых могут связываться с карстом. Кроме того, с разбиваемых в настоящей статье методологических позиций карст следует определять как результат не разрушения, а созидания новых структур неоднородности, на чем мы остановимся ниже.

Среди рассмотренных выше признаков (свойств) карста имманентными представляются два: 1) карст есть результат взаимодействия природных вод с горнопородным субстратом; 2) развитие карста связано с растворением. Есть ряд других признаков, атрибутивных для карста, определенные комбинации которых являются эксклюзивными: изменение свойств пород, сосредоточение подземного стока, локализованность проявлений, наличие полостей, высокая каналовая проницаемость.

Очевидно, что путь инвентаризации, "взвешивания" и комбинирования эмпирических признаков карста не является продуктивным для выяснения его сущности и понятийного определения. Для решения этой центральной проблемы карстологии необходимо использование новых методологических подходов и обобщение результатов новейших исследований самого явления.

Категориальный базис понятия о карсте

Категориальный базис карстологии складывается из основных понятий наук о Земле (таких как минерал, горная порода, горнопородная формация, ландшафт, геосистема, водообменная система и др.) и ряда "сквозных" концепций и методологических принципов естественных наук. На этом фундаменте основывается собственная понятийная постройка карстологии, в которой

центральное место занимает понятие о карсте.

Методологической основой развиваемого тут нового подхода к пониманию сущности карста служит ряд сквозных концепций-теорий современного естествознания:

1. Концепция геосистем и уровней их организации.

2. Методология системного анализа.

3. Теория неравновесной термодинамики (необратимых процессов и диссипативных структур) и концепция самоорганизации (синергетика).

Центральной исходной категорией для вывода понятия о карсте принимается понятие о геосистеме, а основной теоретической предпосылкой – известный постулат В. И. Вернадского об огромной геологической роли природных вод, интенсивно развиваемый современной гидрогеологией [23, 34–36, 59, 67, 69, 70 и др.] Геологическая роль природных вод реализуется посредством многообразных взаимодействий в системе "вода–порода".

Признание взаимодействия природных вод с горнопородным субстратом в качестве имманентного признака карста конкретизирует материнскую для геосистемы карста систему в виде системы "вода–порода", которую С. Л. Шварцев рассматривает в качестве особой стационарной неравновесной системы [34–36]. Ее двумя основными элементами-подсистемами являются: 1) *горнопородный субстрат* – геологические структуры различных уровней организации: горнопородного, геотектонического, геосферного – относительно инертная подсистема; 2) *водообменная, или геогидродинамическая система* – система подземных вод, характеризующаяся общими условиями возникновения движения воды и осуществления водообмена [11], также иерархически организованная в координации с уровнями организации субстрата.

Карст как геосистема является одним из наиболее ярких проявлений геологической деятельности природных вод, выражением взаимодействия горнопородной и водообменной подсистем. *Взаимодействие в системе "вода–порода" обеспечивается водообменом.* Под водообменом понимается процесс, характеризующий поступление подземных вод в водоносную систему (или

ее часть), перемещение внутри и выведение из нее в смежные системы (разгрузку) [5]. Количественно водообмен представляет собой величину, обратную времени, в течение которого вода находится под землей и взаимодействует с горными породами.

Водообмен является главным контролером равновесно-неравновесного состояния системы "вода–порода", главной причиной недостижимости равновесия (достигаемого лишь локально-мозаично и временно), к которому стремится эта система, систематическим механизмом массопереноса, поддерживающим неравновесие. Интенсивность и структура водообмена в геосистеме определяют направленность взаимодействия в системе "вода–порода" и распределение его эффектов.

Горнопородная и водообменная подсистемы характеризуются отношениями влажности и взаимопроникновения, задаваемыми элементарными структурами пустотности всех видов (пор, трещин, каверн, каналов) и их организацией в телесистеме более высоких рангов. Характеристики структуры пустотности горнопородного субстрата определяют его главное для водообмена свойство – проницаемость. Структура проницаемости, наряду с граничными условиями, определяет структуру водообмена.

Структура пустотности и проницаемости горнопородного субстрата задается и изменяется в ходе процессов седиментогенеза, постседиментационного преобразования пород, тектогенеза и др. Она изменчива в масштабах времени соответствующих геологических процессов, однако обычно принимается статичной по отношению к подземным водам – намного более динамичному элементу системы "вода–порода". Поэтому вопросы динамических изменений и развития структуры водообмена в гидрогеологии обычно не ставятся и не рассматриваются.

Однако присутствие в горнопородной среде пород, растворимых в данных условиях, вызывает явление *саморазвития и самоорганизации водообмена*, приводящее геосистему "вода–порода" в новое качественно-состояние – *карстовое*. Свойство самоорганизации системы, имеющей компоненты растворимых пород, реализуется через

специфический карстовый (*спелеогенный*) механизм развития проницаемости, действие которого кардинально изменяет (особым образом организует) структуру и функционирование водообменной подсистемы. Именно в этом заключается уникальность карстовых водообменных систем (их отличие от прочих водообменных геосистем). В этом – ключ к пониманию сущности карста.

Явления самоорганизации геосистем

Одним из фундаментальных явлений природы является возрастание энтропии, которая есть мера разупорядочения системы, ее приближения к хаосу. Другое фундаментальное явление – *самоорганизация*, способность к которой долгое время считалась атрибутом лишь живой материи. В частности, в геологии акцент традиционно делался на процессах дезинтеграции и разрушения, упрощения структур. В последние десятилетия процессам самоорганизации уделяется особое внимание в естественных науках, причем выявляется их действие и роль в эволюции косной материи, в частности геологических тел-систем. Теоретической основой этого служат идеи и концепции неравновесной термодинамики [25–27, 22]) и синергетики [32], интенсивно развиваемые применительно как к объектам геологии и геоморфологии [18, 19, 28, 25, 37], так и к системе "вода–порода" [7, 34–36]. Опираясь на эти идеи, мы попытаемся показать, что *карст является одним из наиболее ярких примеров геосистем, для которых самоорганизация есть атрибутивным и системообразующим свойством*. В связи с этим целесообразно кратко остановиться на основных понятиях неравновесной термодинамики и синергетики, в частности на идеях нелинейности, открытости, диссипативности, самоорганизации.

В закрытой (изолированной) системе энтропия не изменяется при обратимых процессах (тех, при которых система может быть возвращена в исходное состояние через те же самые промежуточные состояния) и возрастает при необратимых. Большинство природных процессов являются необратимыми, так как сопровождаются дисси-

пацией (рассеянием) энергии. В закрытых системах диссипативные процессы ведут к хаотическому перераспределению частиц по всем возможным состояниям, тем самым – к снижению их упорядоченности, возрастанию энтропии до максимально возможных значений (равновесное состояние).

В открытых динамических системах энтропия может и снижаться, что означает повышение их упорядоченности. Снижение энтропии в такой системе происходит, когда внутреннее производство энтропии в ней компенсируется ее снижением за счет внешних взаимодействий. Работами И. Р. Пригожина и его соавторов по термодинамике систем, удаленных от равновесия [25, 27], показано, что флуктуации в открытой системе могут вызвать ее перестройку и привести в новое состояние, характеризующееся относительной устойчивостью, большей сложностью и более высоким уровнем упорядоченности. *Это и есть явление самоорганизации системы*. Г. Хакен [32], развил представление о кооперативном взаимодействии и когерентном поведении отдельных частей макросистемы в процессе их эволюционного развития. Самоорганизацию такого типа он назвал синергетической, а науку, изучающую явления самоорганизации, – синергетикой. Синергетика рассматривает самоорганизацию как процесс уменьшения энтропии, как прогрессивную эволюцию, обусловленную антиэнтропийным характером развития системы.

Упорядоченные образования, возникающие в открытых системах в ходе необратимых процессов, называются диссипативными структурами, поскольку для их поддержания требуется больше энергии, чем для поддержания более простых материнских структур [27]. Согласно упомянутым работам И. Р. Пригожина и его последователей, все открытые системы являются диссипативными и включают необратимые процессы. Таковы большинство природных систем. Диссипативные системы могут обладать одновременно более высокой организацией и более сложной функцией развития, ведущей к усложнению механизмов взаимодействия и эволюции в целом. Таким образом, необратимые процессы могут выступать источником не хаоса, а порядка и эволюционного развития [27].

Г. Хакен [32] называет самоорганизующейся такую систему, которая без специфического воздействия извне обретает какую-то пространственную, временную или функциональную структуру (под специфическим воздействием понимается такое, которое навязывает системе структуру или функционирование). Важнейшим признаком самоорганизующейся системы считается [38] направленность изменений в ней на связывание изначально разрозненных частей.

Ф. А. Летников [18, 19] показал, что большинство геологических систем относится к диссипативным и самоорганизующимся, поскольку они являются открытыми и динамическими, состоят из большого числа компонентов (атомы, молекулы, минералы, породы), развиваются в нелинейной области, далекой от равновесия. Среди примеров таких структур Ф. А. Летников называет рост минералов, образование кластеров, формирование флюидных, флюидно-солевых и расплавных систем, становление метасоматических, метаморфических и других комплексов. С использованием тех же методологических принципов А. В. Поздняков и И. Г. Черванев показали роль самоорганизации в развитии форм флювиального рельефа и геоморфологических систем [24].

С. Л. Шварцев [34–36] детально исследовал синергетические свойства диссипативной самоорганизующейся системы "вода–порода", процессы и механизмы направленной эволюции системы в аспекте формирования водно-минеральных систем (гидрогенно-минеральных комплексов). Другим аспектом взаимодействий и самоорганизации в системе "вода–порода", до сих пор не получавшим должного внимания, является *направленное развитие структуры водопроницаемости* (т. е. свойств горнопородного субстрата) и обусловленная им эволюция водообменной системы. Такое развитие всегда прослеживается в системе "вода–порода", составляя обратную сторону эволюции гидрогенно-минеральных комплексов, но в обстановках относительно низкой растворимости горных пород его эффекты проявляются лишь в геологически длительных временных масштабах, сопоставимых со временем жизни самих геологи-

ческих тел. Поэтому структура пустотности и проницаемости горных пород обычно принимается статичной по отношению к подземным водам – намного более динамичному элементу системы, а вопросы динамических изменений и развития структуры водообмена в ходе взаимодействий в системе "вода–порода" в гидрогеологии не рассматриваются.

Вместе с тем именно эта сторона взаимодействия в системе "вода–порода" – развитие структуры пустотности и проницаемости – оказывается в центре понятия о карсте. Динамика преобразования этой структуры в карсте намного более высока по сравнению с некарстовыми геосистемами. Во многих случаях динамика карстового преобразования структуры пустотности и проницаемости пород может быть заметной в масштабах исторического времени человека, а в экстремальных случаях – во временных масштабах жизни современных искусственных сооружений.

Успехи последних десятилетий в исследовании и моделировании процессов растворения, водообмена и массопереноса в карстовых системах, а также механизмов и закономерностей эволюции каналовой проницаемости в различных условиях позволяют подойти к выявлению сущности карста с рассмотренных выше позиций теории диссипативных систем и синергетики.

Генезис и эволюция структур карстовой каналовой проницаемости в свете новейших исследований

Вплоть до 70-х годов прошлого столетия представления о карсте, отраженные в широко используемых определениях этого понятия, формировались на основе эмпирического обобщения натуральных наблюдений. Закономерности развития карста нащупывались эмпирически, без глубокого понимания сущности и механизмов. За последние 40 лет, наряду с резким возрастанием массива эмпирического знания о карсте и его качества, произошло несколько важных экспериментальных и теоретических продвижений, революционизировавших современную карстологию [13, 14, 47, 73, 75].

На современном этапе развития карстовых исследований становится очевидным,

что различные внешние признаки и свойства карста, характеризующиеся в работах эмпирического этапа и используемые в рассмотренных выше определениях, являются частными выражениями состояний *особой (карстовой) эволюции водообменной системы в растворимых породах, контролируемой и направляемой самоорганизацией структур проницаемости в растворимых породах*. Развитие организованных определенных образом полостей и каналов (рис. 1) в растворимой породе в результате взаимодействия с ней природных вод составляет сущность процесса спелеогенеза, который является центральным механизмом формирования и эволюции карстовых геосистем.

Рассмотрим кратко механизмы саморазвития структур проницаемости в растворимых породах и эволюции карстовых геосистем, как это обобщенно представляется на основе вышеупомянутых и других современных исследований. Закономерности такого развития наиболее полно исследованы для карста в карбонатных породах, однако действуют и для других растворимых пород.

Докарстовые структуры проницаемости

Необходимым условием спелеогенеза является начальная ("докарстовая") проницаемость пород, обеспечивающая возможность подземного водообмена. Проницаемость некарстованных пород определяется размерами, распределением и гидравлической связностью "докарстовой" (будем тут называть ее первичной) пустотности, главным образом седиментогенной и тектонической природы – пор и трещин. Фильтрационные и емкостные свойства основных вложенных друг в друга гидрогеологических структур (поровой и трещинной) обычно резко различны, а образуемые ими компоненты стока (элементы водообменной системы) обнаруживают определенную самостоятельность и сложным образом взаимодействуют между собой [3, 13, 76]. Для обозначения более крупных элементарных водовмещающих пустот с раскрытием свыше 1–5 мм употребляются термины "каверны" или "каналы"; мы будем использовать термины "канал" и "канальная пустотность", акцентируя

на гидравлической связи. Каналы некарстового происхождения (крупные трещины) относительно редки, а их структуры (системы) консервативны и не обнаруживают способность к саморазвитию. При развитии собственно карстовой структуры канальной проницаемости некарстовые каналы интегрируются в нее.

Проницаемость некарстованных пористо-трещиноватых скальных пород варьирует обычно в пределах 10^{-8} – 10^{-5} м/с. Спелеогенез приводит к формированию дополнительного, наиболее контрастного уровня проницаемости пород и к ее возрастанию на три–пять порядков (до 10^{-2} м/с и выше), причем эти структуры обнаруживают яркие черты организованности (рис. 1). В результате изменяются граничные условия стока и структура водообменной системы в целом.

В современных моделях, исследующих развитие карстовых канальных систем во взаимодействии с трещинно-поровой средой, широко используется предложенная Г. И. Баренблатом и Ю. П. Желтовым [38] концепция "двойной пористости", основанная на раздельном рассмотрении движения воды в контрастных вложенных средах и учете обмена между ними.

Зарождение карстовых каналов (ранний спелеогенез)

В типичных начальных условиях водообмен в условно-сплошной пористо-трещинной среде характеризуется медленным ламинарным движением подземных вод. Для примера будем рассматривать движение вод по трещине (или комбинации соединяющихся трещин) с расходом, определяемым раскрытием (шириной) и гидравлическим градиентом.

Преобразование трещины с первоначально малым раскрытием в карстовый канал заключается в ее расширении растворением, причем *ключевым параметром динамики процесса является не скорость растворения, а скорость раскрытия (роста) протоканала*. Процесс контролируется законом баланса массы (которая может быть приведена к объему породы V через плотность ρ): рост протоканала в равной мере зависит от расхода (Q), скорости растворения

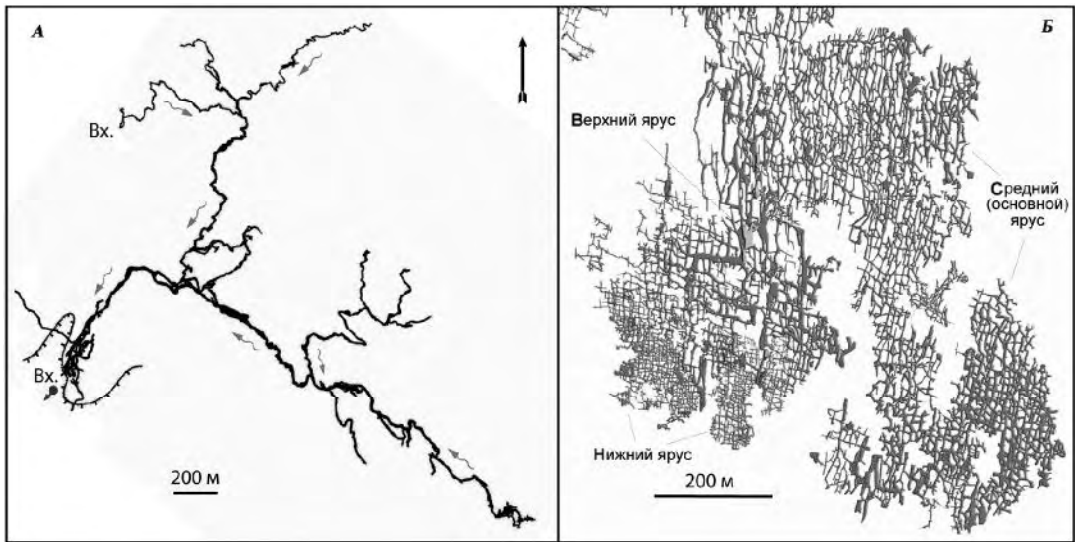


Рис. 1. Типичные структуры каналовых систем

А – эпигенного карста (пещерная система Голубиная – Кизил-Коба, Крым, 21,5 км закартированных ходов); Б – гипогенного артезианского карста (пещера Озерная, Западная Подолия, фрагмент карты южной части пещеры, примерно 50 км ходов в пределах границ рисунка). Карта Голубиной – Кизил-Кобы: по съемкам разных лет, сведена Г. В. Самохиным. Карта Озерной: по съемкам разных лет Тернопольского спелеоклуба "Подолия", сведена Б. В. Максимовым. Древовидная структура системы Голубиная – Кизил-Коба организована для эффективного латерального стока от очагов питания на поверхности с его концентрацией на источнике на склоне массива. Лабиринтовая сетчатая структура пещеры Озерная обеспечивала (в период артезианского развития) совершенную вертикальную гидравлическую связь между подгипсовым и надгипсовым водоносными горизонтами с локальным латеральным перераспределением стока от многочисленных точек питания на нижнем контуре к редким точкам разгрузки на верхнем контуре. Кластеры высокой закарстованности сформированы в палеозоне пьезоминимума, обусловленной уточнением верхнего глинистого водоупора углубляющейся палеодолиной

(изменения концентрации растворенного вещества в растворе, ΔC) и времени (t):

$$\Delta V = Q t \Delta C / \rho.$$

Иными словами, необходимыми условиями формирования карстовых каналов есть движение подземных вод, их агрессивность по отношению к данной твердой фазе и достаточное время.

Как ни парадоксально это звучит в свете традиционных взглядов на карст, но высокая растворимость (и скорость растворения) пород является препятствием для эволюции протоканалов в каналы, т. е. для развития карста в целом. При высокой скорости растворения и ее линейном снижении по мере возрастания насыщенности раствора, растворяющий эффект концентрируется на контуре поступления агрессивных вод в породу, и дальнейшее расширение первичных путей фильтрации становится невозможным. Иными словами, при линейной зависимости скорости растворения от степени насыщенности раствора развитие карста было бы

невозможным в большинстве распространенных обстановок. Это иллюстрируется тем, что наиболее легкорастворимая из распространенных пород – каменная соль, скорость растворения которой контролируется скоростью диффузии, в массивном залегании практически не затрагивается карстованием (за исключением сильно нарушенных или приповерхностных условий). Наибольшим же распространением и выраженностью отличается карст в карбонатных породах, которые являются относительно труднорастворимыми. Гипсы демонстрируют промежуточную способность к закарстованию, для которого в этой породе необходимы особые условия [51, 52, 56].

Даже применительно к известнякам с их кинетическим характером растворения долгое время существовала проблема интерпретации роста протоканалов вдоль протяженных путей фильтрации, поскольку использование ранних экспериментальных данных по скорости растворения кальцита

указывало на достижение насыщения в начальных сегментах протоканалов и невозможность их дальнейшего роста. Важнейшее значение для развития теории спелеогенеза имели экспериментальные работы R. A. Berner, W. Morse [35] и L. N. Plummer, T. M. Wigley [62], открывшие явление резкого снижения скорости растворения кальцита при достижении примерно 90% насыщения. Дальнейшие исследования [63] показали, что при низких температурах и парциальных давлениях CO_2 резкое снижение скорости растворения происходит уже при 60–70% насыщения. W. B. White [71] привлек эти результаты в теорию спелеогенеза, введя понятие "кинетического переключателя" режимов быстрого и медленного растворения, что является важнейшим пороговым эффектом в эволюции протоканалов. Новейшими работами выявлены также проявления нелинейной кинетики растворения в гипсах в области, очень близкой к насыщению [49].

Исходя из данных A.N. Palmer [61] вывел общее уравнение роста каналов:

$$S = 31,56 k (1 - C / C_s)^n / \rho,$$

где S – скорость отступления стен (см/год); k – коэффициент реакции; C/C_s – степень насыщения (отношение действительной концентрации к концентрации насыщения); n – порядок реакции; ρ – плотность породы (около 2,7 для известняка); 31,56 – коэффициент размерности для перевода результата в см/год. Увеличение порядка реакции n вызывает снижение скорости растворения.

В начальных условиях расход через протоканал является малым, и раствор проходит большую часть пути в состоянии, близком к насыщению. Резкое снижение скорости растворения в области медленной кинетики (со значениями порядка реакции n , варьирующими от 2 до 11 в зависимости от близости к насыщению и наличия примесей) позволяет медленный рост протоканала по всей его длине, но эта подготовительная стадия спелеогенеза является наиболее длительной (рис. 2).

По мере роста протоканала увеличиваются расход и скорость движения воды в нем, соответственно область быстрой кинетики постепенно проникает в глубь протоканала. Но параметром, лимитирующим расход, остается медленное увеличение

раскрытия протоканала в его дальней по течению части. *Основным механизмом развития протоканала является позитивная обратная связь между скоростью его роста и увеличением расхода.* Ввиду значительных вариаций в начальных условиях, особенно в раскрытии и длине протоканалов, некоторые из них изначально имеют больший расход и, следовательно, получают преимущества в дальнейшем росте. Уже на этой стадии существующие неоднородности и анизотропия проницаемости горнопородного субстрата усиливаются спелеогенезом. Однако структура и динамика водообменной системы в целом еще принципиально не изменяется.

Прорыв (спелеогенетическое инициирование, точка бифуркации)

Достижение протоканалом раскрытия, при котором область быстрой кинетики охватывает всю его длину, знаменует критический момент (точнее, короткий период) в его эволюции, получивший название "прорыва" (*breakthrough*). Это значит, что с этого момента раствор проходит всю длину протоканала с сохранением значительного недона-

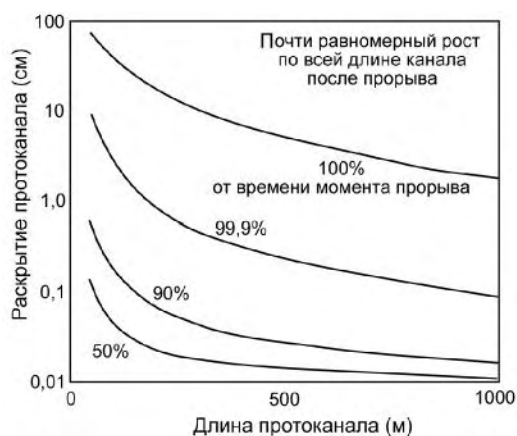


Рис. 2. Конфигурация и динамика роста протоканала (расширения профиля трещины) по результатам моделирования [61]. Начальное раскрытие протоканала – 0,01 см, гидравлический градиент – 0,1, начальное P_{CO_2} – 0,01 атм, температура – 10°C. Время наступления прорыва в этой модели – 96 тыс. лет. В природных условиях время прорыва варьирует под влиянием многих факторов, но общая конфигурация и основные черты динамики остаются неизменными

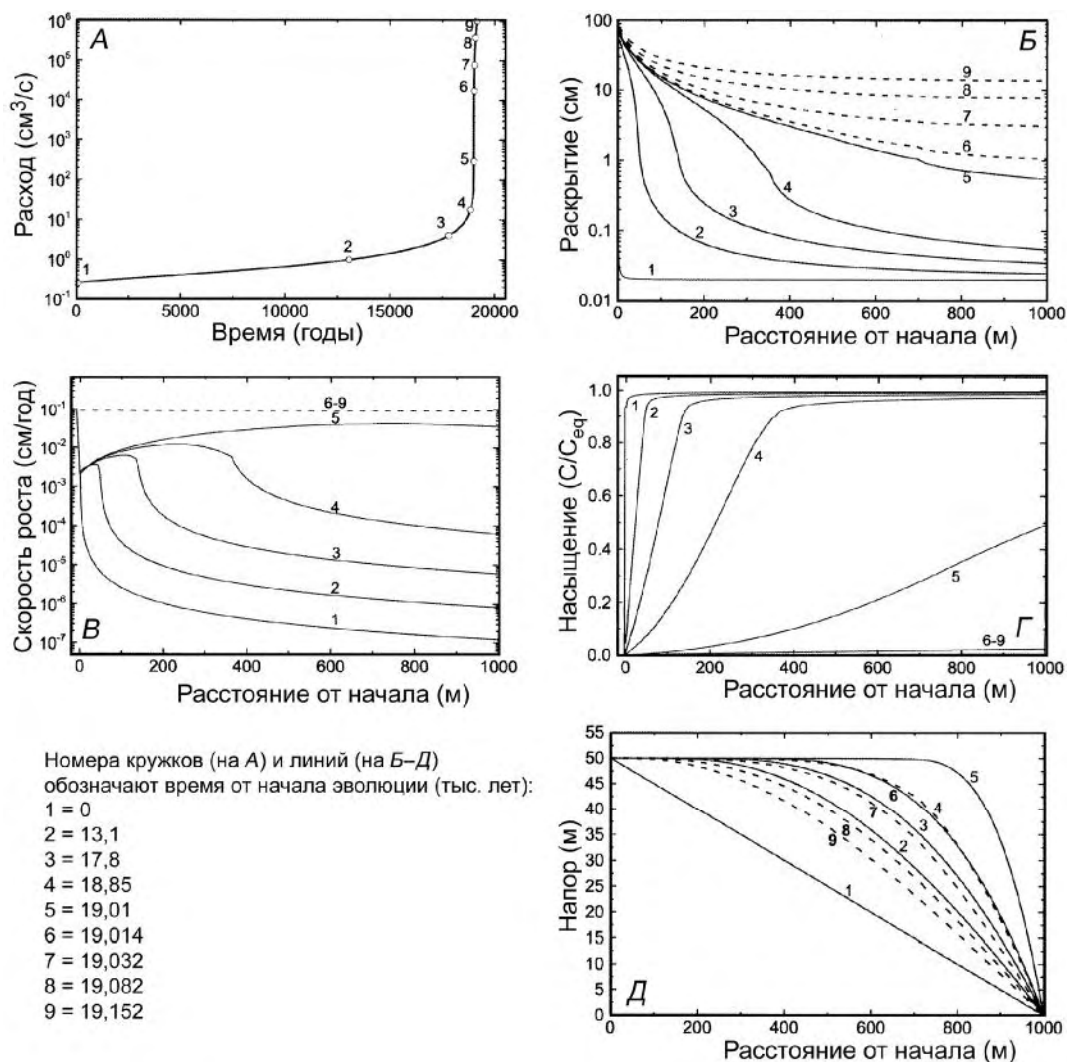


Рис. 3. Типичная эволюция одиночного протоканала (трещины) под воздействием растворения в известняках (начальное раскрытие – 0,02 см, длина – 1000 м, гидравлический градиент – 0,05) по результатам численного моделирования [44]

А – эволюция расхода (резкое увеличение расхода соответствует прорыву); Б–Д – изменение переменных по профилю протоканала: Б – раскрытия, В – скорости роста, Г – концентрации раствора, Д – гидравлического градиента. Динамика роста расхода и изменения прочих переменных показывают, что прорыв примерно соответствует моменту под номером 5 (19,01 тыс. лет от начала эволюции)

сыщения, в связи с чем кардинально меняются динамика его дальнейшего роста и другие переменные (рис. 3). Протоканал неизбежно становится карстовым каналом: скорость его роста и расход воды увеличиваются на несколько порядков. Напор в растущем канале падает, вызывая перестройку граничных условий и процесс интеграции каналов.

Время достижения условий прорыва (*breakthrough time*) есть мера длительности стадии протоканала (раннего спелеогенеза – зарождения канала) и является важнейшим параметром развития каналов и их систем. По результатам моделирования, при спелеогенезе в известняках в типичных в зоне гипергенеза начальных условиях и при длине пути фильтрации в 1 км, прорыв достигает

ся за время около 20–70 тыс. лет [41–43, 60]. Однако ввиду вариабельности начальных граничных условий и параметров, их сложного влияния на результат и наличия многих специальных конфигураций вариации времени прорыва за пределы этого диапазона могут быть значительными.

W. B. White [72] отметил, что при обычных в природных условиях гидравлических градиентах кинетический прорыв примерно совпадает с переходом ламинарного режима в турбулентный. Этот же диапазон условий характеризуется возникновением способности переноса взвешенных частиц. *Поэтому можно говорить о прорыве как о комплексном спелеогенетическом пороге в карстовом развитии первичных путей фильтрации.* Типичные значения раскрытия каналов, достигающих прорыва, варьируют в пределах 1–10 мм, что является существенным обоснованием примерной размерной границы между элементарными структурами трещинной и каналовой проницаемости.

В основе возможности формирования каналовой проницаемости лежит эффект нелинейного снижения скорости растворения при существенном возрастании степени насыщения раствора ("кинетический переключатель" Уайта). Без такого снижения протяженные протоканалы не могли бы быть инициированы и развиты до крупных каналов в пределах времени геологической жизни большинства горнопородных тел. Соответственно было бы невозможным собственно карстовое развитие, а именно: образование и развитие структур карстовой каналовой проницаемости и переход водообменной системы в качественно новое функциональное и динамическое состояние. Точнее, развитие каналовой проницаемости было бы возможным лишь в ограниченных обстановках высокого начального раскрытия трещин и (или) коротких путей фильтрации, таких как маломощная приповерхностная зона, прибровочные участки крутых и обрывистых склонов и маломощные пласты растворимых пород, разделяющие водообильные горизонты с большим вертикальным напорным градиентом (при условии высокой агрессивности вод питающего горизонта). При этом общая картина распространения и характер проявлений того, что обычно связываем с карстом, были

бы кардинально иными. Это служит дополнительным аргументом развиваемого тут положения о том, что сущность карста заключается именно в явлении саморазвития и самоорганизации структур каналовой проницаемости в растворимых породах.

Момент прорыва является критической точкой в эволюции не только отдельного канала, но и структуры проницаемости геосистемы в целом. Прорыв является точкой бифуркации в эволюции геосистемы с растворимым горнопородным субстратом, знаменующей начало кардинальной перестройки ее структуры, изменяющей функционирование водообменной системы и граничные условия водообмена. С этим связан переход геосистемы в новое структурно-функциональное и динамическое качество. Это момент "рождения" карста после периода "эмбрионального" развития (гидрогеологического "созревания" массива).

Следует отметить, что описанный выше механизм образования карстовых каналов через действие обратной связи между расходом и скоростью роста, достижение протоканалом условий быстрой кинетики растворения (называемых сейчас "прорывом") и дальнейшее конкурентное сосредоточение стока в карсте был концептуально описан В. С. Лукиным [20] задолго до открытия кинетического порога и работ по моделированию. Однако должного внимания и дальнейшего развития эти идеи не получили, пока упомянутые процессы не были выявлены и детально изучены экспериментально и на моделях.

Закономерности эволюции одиночного канала

К настоящему времени численным моделированием охвачены многочисленные типичные и специальные варианты граничных условий и параметров спелеогенеза [50]. Наиболее важным результатом явилось выявление зависимостей между временем прорыва, начальной раскрытостью протоканалов, гидравлическим градиентом и длиной пути фильтрации.

Ранняя эволюция одиночного канала управляется механизмом позитивной обратной связи между расходом и скоростью роста. Графики на рис. 3 иллюстрируют эво-

люцию расхода (*A*) и изменение основных переменных – раскрытия канала, скорости роста, концентрации раствора, гидравлического градиента; (*B–D*), по профилю протоканала в ходе его эволюции от начального состояния до прорыва.

Различные факторы имеют неодинаковое влияние на рост протоканала и канала [60]. Наибольшее воздействие оказывает начальное раскрытие протоканала, что связано с его ролью в определении расхода. Существенным и одинаковым влиянием обладают гидравлический градиент и длина протоканала. В качестве интегрального фактора, наиболее сильно контролирующего скорость роста протоканала, может быть принято отношение расхода к длине. Температура играет сложную роль. Преобладающим эффектом является увеличение времени прорыва с ростом температуры.

В случае углекислотного растворения карбонатов доступность дополнительного CO_2 по пути фильтрации существенно сокращает время прорыва; при этом эффект будет максимальным, если подвод CO_2 приходится на дальнюю по течению часть протоканала. Это может происходить за счет подключения источников геогенного CO_2 . В других механизмах растворения сходный эффект имеют процессы, которые возобновляют агрессивность раствора по отношению к данной породе, например – процессы сульфатредукции при спелеогенезе в гипсах. Эффекты возобновления агрессивности при смешивании вод разного состава ("коррозия смешивания") также снижают время прорыва.

При наступлении прорыва скорость роста быстро увеличивается, достигая максимума на уровне около 0,001–0,1 см/год в зависимости от начального отношения C_0/C_{eq} ; A. N. Palmer [60, 61]. В дальнейшем механизм обратной связи между расходом и скоростью роста прекращает свое действие (рис. 3). Скорость роста поперечного размера канала становится высокой и почти равномерной по всей его длине, оставаясь таковой в ходе последующей эволюции канала до тех пор, пока обеспечивается условие его полного заполнения (стадия спелеогенного развития).

Однако с увеличением сечения канала его водопроводимость начинает превышать

количество доступного питания, и напор резко снижается. При удвоении диаметра канала и неизменном расходе гидравлический градиент снизится до 3% от первоначального значения, поэтому крупные каналы не могут поддерживать высокие градиенты. Возникает свободная поверхность воды в каналовой системе, которая быстро снижается почти до уровня источника. Дальнейшее развитие канала происходит в вадозных условиях, где свободный поток может продолжать эрозионно-коррозионное углубление нижней части сечения канала. С углублением базиса дренирования и развитием каналов на нижних уровнях данный канал становится реликтовым и переходит в регрессивную фазу эволюции, в которой преобладают процессы седиментации и гравитационной деструкции.

Таким образом, вскоре после прорыва и фазы быстрого роста происходит динамичное изменение структуры системы и граничных условий. Поэтому дальнейшее рассмотрение развития структур каналовой проницаемости необходимо осуществлять в масштабе водообменной системы (водоносного горизонта, массива и др.).

Эволюция структур каналовой проницаемости (спелеогенез)

Явление прорыва является критической точкой не только в эволюции отдельного канала, но и точкой бифуркации в эволюции всей водообменной геосистемы с растворимым горнопородным субстратом, знаменующей начало кардинальной перестройки структуры ее проницаемости и самой структуры водообмена, в конечном счете изменяющей граничные условия и функционирование системы.

В исходной (до спелеогенеза) водообменной системе сток распределен по поро-трещинной или трещинной среде, в которой, однако, обычно уже имеются начальные неоднородности проницаемости – пути преимущественной фильтрации. Они разрабатываются на стадии раннего спелеогенеза (развитие протоканалов), но при этом еще не происходит существенных изменений в граничных условиях и структуре стока. После прорыва и формирования одного или нескольких каналов динамика спелеогенеза

и водообмена кардинально изменяется, вызывая перестройку граничных условий и процесс интеграции каналов (рис. 4).

Рис. 4, А иллюстрирует один из характерных сценариев и результатов численного моделирования эволюции каналов в двухмерных сетях. Модельная область представляет собой фильтрационную среду полностью соединяющихся первичных трещин (статистическая сеть). Такая структура фильтрационной среды соответствует породам, которые принимаются равномерно трещиноватыми.

Из пяти имеющихся точек питания (слева и в центре) развитие протоканалов к контуру разгрузки (справа) вначале инициируется только от точек *D* и *E*, поскольку левая часть модельной области образует поле равных напоров и сток от точек *A*, *B* и *C* на левой границе минимальный (рис. 4, А–1). Через 2600 лет канал *E* справа внизу достиг прорыва к контуру разгрузки, ввиду чего граничные условия для него теперь изменяются от фиксированного напора на фиксированное питание. Этим реорганизуется поле гидравлических градиентов таким образом, что напор становится низким вдоль первого успешного канала. Теперь сток от точек *B* и *C* направлен в область низкого напора вокруг него (рис. 4, А–2). Через 5336 лет (рис. 4, А–3) канал от точки *C* прорывается к первому успешному каналу. В это же время верхний слева канал *D* достиг прорыва к контуру разгрузки; соответственно, для него граничные условия также изменились на фиксированное питание, обусловив дальнейшую перестройку поля напоров. Теперь вектор высокого градиента направлен от точки *B* к каналу, развитому из точки *C*, что приводит к прорыву в этом направлении и соединению после 5360 лет (рис. 4, А–4). После очередного изменения граничных условий высокие градиенты возникают между точками *A* и *B*, а также между *A* и *D*. Соответственно эти точки будут соединены в результате соответствующих прорывов, а все точки питания и точки разгрузки будут интегрированы в единую высокоэффективную структуру каналовой проницаемости с низкими напорами, которая станет относительно стабильной.

Аналогичная эволюция выявляется моделированием в условиях, отражающих более

сложную начальную (доспелеогенную) структуру фильтрационной среды – двухуровневую, соответствующую концепции "двойной пористости" Г. И. Баренблата и Ю. П. Желтова [3]. В численном моделировании такие условия задаются "погружением" кластерных перколяционных сетей, отражающих неравномерное пространственное распределение более крупных первичных трещин, в сплошную среду связанных трещин со статистическим распределением раскрытия, и заданием параметров гидравлического и химического взаимодействия между ними. В наложенной перколяционной сети имеются фильтрующие системы, гидравлически связанные от контура питания до контура разгрузки, "тупиковые" (не проводящие сток) кластеры и фрагменты и полностью изолированные трещины. Рис. 4, Б показывает формирование интегрированных каналовых систем в таких сетях (визуализированы только развивающиеся элементы перколяционной сети, а ее неизменяющиеся элементы и сплошная фоновая "статистическая" сеть не показаны).

На рис. 4, Б-а (35 тыс. лет) верхний протоканал от точки 1 находится в состоянии, близком к прорыву, который произойдет на отметке 37 тыс. лет. Протоканалы от нижних точек питания при этом развились лишь на небольшую длину. После прорыва верхнего канала на контур разгрузки (справа) граничные условия для него изменяются на фиксированный расход, напор в нем падает и градиентное поле реорганизуется так, что теперь протоканал 3 стремится развиваться на соединение с каналом 1, а не с контуром разгрузки (рис. 4, Б-б). На уровне 39,92 тыс. лет (рис. 4, Б-в) этот прорыв происходит, и теперь точки 3 и 4 интегрированы в каналовую систему. Изменение граничных условий для них снова реорганизует поле напоров – теперь таким образом, что протоканал из точки 2 развивается до прорыва к уже сформированной каналовой системе, создавая еще один "приток" в нее (рис. 4, Б-г). Напоры по всей модельной области становятся низкими, практически весь сток теперь проводится каналовой структурой, и водообменная система стабилизируется.

Эти модели иллюстрируют важнейшее обстоятельство в эволюции водообменной системы, содержащей растворимые поро-

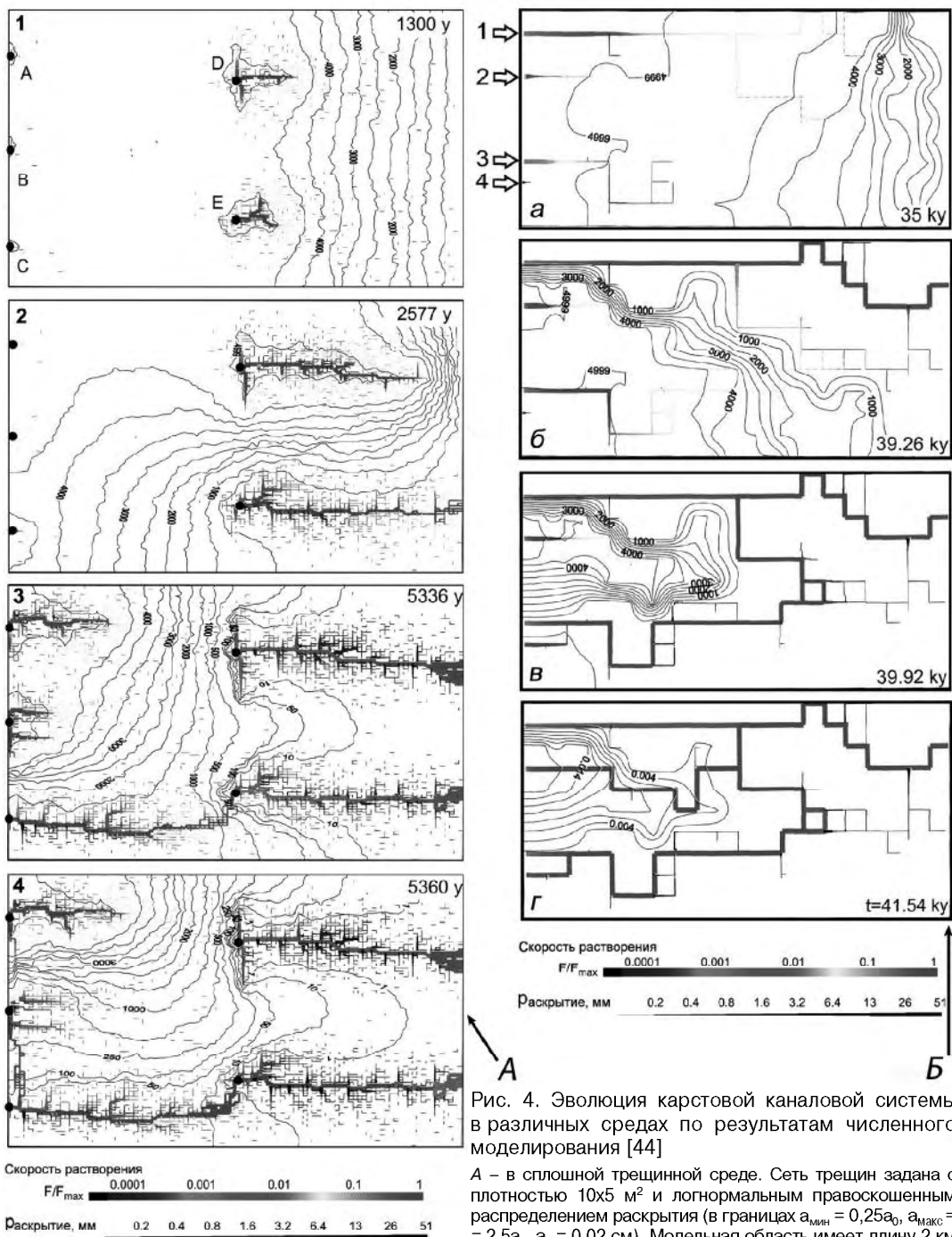


Рис. 4. Эволюция карстовой каналовой системы в различных средах по результатам численного моделирования [44]

А – в сплошной трещинной среде. Сеть трещин задана с плотностью $10 \times 5 \text{ м}^2$ и логнормальным правоскошенным распределением раскрытия (в границах $a_{мин} = 0,25a_0$, $a_{макс} = 2,5a_0$, $a_0 = 0,02 \text{ см}$). Модельная область имеет длину 2 км и ширину 0,5 км, с напором на контуре питания (левая граница) 50 м и на контуре разгрузки (правая граница) 0 м. Имеются две точки питания в центральной части модельной области (D и E) и три точки питания на левой границе (A, B и C). На контур питания поступают воды с $P_{CO_2} = 0,05 \text{ атм}$ и концентрацией 0. Изолинии напора даны в сантиметрах с шагом 500 м. 1–4 – фазы эволюции (пояснения см. в тексте).
 Б – в среде "двойной пористости" после прорыва. Сеть крупных трещин состоит из отрезков длиной 50 м, с раскрытием 0,02 см. Сплошная статистическая сеть мелких трещин длиной 5 м и логнормальным распределением раскрытия не показана. Имеются четыре точки питания в крупные трещины. а–d – фазы эволюции (пояснения см. в тексте)

ды: независимо от исходной структуры проницаемости спелеогенная эволюция приводит к формированию нового, наиболее контрастного уровня проницаемости – системы каналов с раскрытием свыше 5–10 мм (до нескольких метров), структура которых организована для наиболее эффективного водообмена в направлении градиента.

Структура каналовых систем может различаться в зависимости от многих факторов, среди которых наиболее значимы гидродинамические и гидрохимические граничные условия (распределение и агрессивность питания), начальная структура гидравлически связанных путей фильтрации в растворимой породе, наличие крупных геологических неоднородностей в области спелеогенеза и ограничений для разгрузки. Эти и другие факторы сложным образом взаимодействуют, обуславливая вариации в длительности раннего (до прорыва) развития и особенности последующей каскадной интеграции системы, т. е. особенности ее структуры. Многочисленными исследованиями на моделях установлено, что увеличение длительности стадии раннего спелеогенеза (до наступления прорыва) ведет к усложнению структуры каналовой системы и снижению степени ее внутренней контрастности. В любом случае структура каналовой системы задается главным образом на стадии раннего спелеогенеза и в фазе каскадной интеграции. Протоканалы, не достигшие прорыва в течение этой фазы, в дальнейшем утрачивают шансы на развитие, так как возникшая структура каналовой проницаемости перехватывает почти весь сток. В ходе последующего развития отдельные каналы могут существенно увеличивать размеры, а сама система может продолжать пространственную экспансию, но ее структура принципиально не изменяется. Ее дальнейшее изменение может происходить только в результате существенного изменения граничных условий в результате действия внешних геологических и геоморфологических факторов.

При всех вариациях структуры карстовой каналовой проницаемости она проявляет яркие признаки организованности, а ее развитие обуславливает возникновение у водообменной геосистемы ряда принци-

пиально новых и уникальных свойств. Главным итогом и сущностью карстовой эволюции является самоорганизация структуры проницаемости (а не само по себе увеличение пустотности, как часто полагают). Выражением этой организованности являются сосредоточение подземного стока и радикальное увеличение интенсивности водообмена, поддерживаемые за счет нового уровня ее взаимодействия с внешней средой. Интегрированная каналовая система, несмотря на то, что составляет лишь небольшую долю от общей пустотности горнопородного субстрата (около 0,05–3, до 10–15% в особых ситуациях), обеспечивает экстремально высокую проницаемость и проводит почти весь подземный сток (от 94 до 99,7%) [76]. Эта способность является ярким интегральным показателем организованности структуры каналовой проницаемости в карстовых системах. Конкретными проявлениями организованности являются высокие скорости движения подземных вод, протяженность совершенных гидравлических связей и концентрация стока, выражающаяся в высокой доле крупных источников, а также выраженная гетерогенность и анизотропия пустотности и физических свойств пород.

Анализ результатов 3015 экспериментов по трассированию подземных вод в карстовых районах 34 стран [74, 75] показал (рис. 5), что медианные и геометрические скорости движения подземных вод в карсте составляют соответственно 1940 и 1740 м/сут, что на 5–7 порядков выше типичных скоростей движения вод в некарстовых системах зоны интенсивного водообмена. Большинство учтенных экспериментов проведены на расстоянии свыше 1 км, а 595 экспериментов – более 10 км. Такие данные однозначно свидетельствуют о наличии систем крупных каналов, интегрированных (организованных) на больших расстояниях.

Степень сосредоточенности подземного стока в карстовых системах может быть иллюстрирована анализом сводных данных по источникам больших регионов, где представлены как карстовые, так и некарстовые геосистемы. Например, в Испании зарегистрировано около 8000 источников [66]. Карстовые районы составляют 19% территории, но содержат 49% источников,

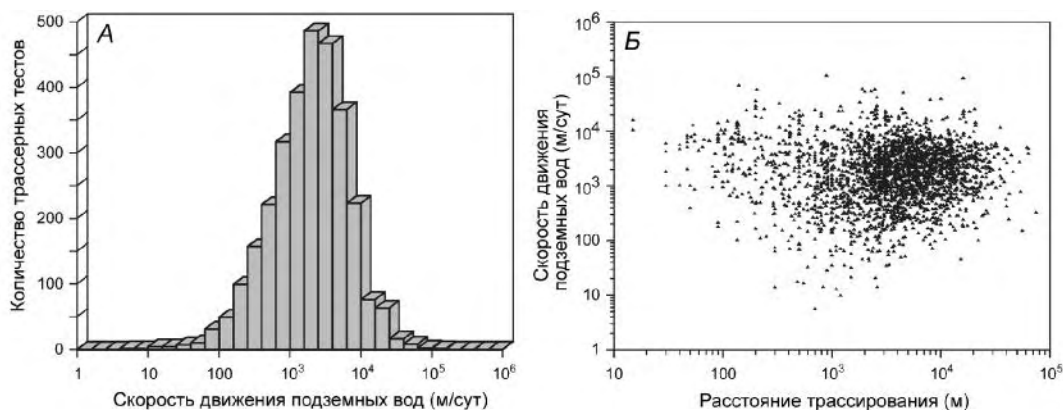


Рис. 5. Частотное распределение скоростей движения подземных вод (А) и зависимость скорости от расстояния трассирования (Б) по данным 3015 трассерных экспериментов [75]

расход которых достигает 71% совокупного расхода всех источников. Рис. 6 по данным этой работы ярко демонстрирует беспрецедентную для некарстующихся пород степень концентрации подземного стока в карбонатных породах.

Карстовая эволюция водообменной системы с позиций синергетики и неравновесной термодинамики

Сущность карстовой эволюции водообменной системы с позиций синергетики и неравновесной термодинамики представляется следующим образом. На стадии раннего спелеогенеза в результате действия механизма позитивной обратной связи расхода и скорости роста канала, а также флуктуаций начальных структурных и химических условий взаимодействия системы "вода–порода" происходит развитие протоканалов – зарождается "предструктура" новой каналовой проницаемости. При возникновении первых каналов (после прорыва) водообменная система дестабилизируется. Дальнейшая эволюция (основная стадия спелеогенеза) выражается в серии каскадных событий прорывов протоканалов на контур разгрузки и к уже сформированным каналам, вызывающим изменения локальных граничных условий водообмена и перестройку поля потенциалов. *По сути, эта дестабилизация и каскадная реорганизация представляют собой гигантскую флуктуацию открытой динамической системы в контексте идей*

И. Р. Пригожина и синергетики. Эволюция на этой стадии направлена на интеграцию каналовой системы, в которую вовлекаются все протоканалы, "намеченные" на стадии раннего спелеогенеза. Механизмом интеграции является гидродинамическая конкуренция динамично растущих каналов за подземный сток (в конечном счете – за питание). Этот процесс саморазвития структуры проницаемости приводит к изменению граничных условий водообмена в целом и последующей стабилизации водообменной системы за счет внешнего обмена энергии на другом уровне. В синергетике такое новое, более сложное состояние называется "стационарным", характеризующимся подвижным равновесием. В итоге система приобретает новую, более сложную структуру и изменяет функционирование, т. е. получает новое качество и может быть отнесена к более высокому уровню организации геосистем.

Таким образом, сущностной стороной развития карста является процесс самоорганизации открытой динамической системы. Система "вода–порода" – это типичная диссипативная структура, которая при наличии в ней проницаемых растворимых пород эволюционирует особым образом, посредством механизмов спелеогенеза (которые и составляют механизм ее самоорганизации), приобретая новое, более сложное динамическое состояние (качество, уровень организации), требующее больше энергии, чем это было необходимо для поддержания ее "докарстового" состояния.

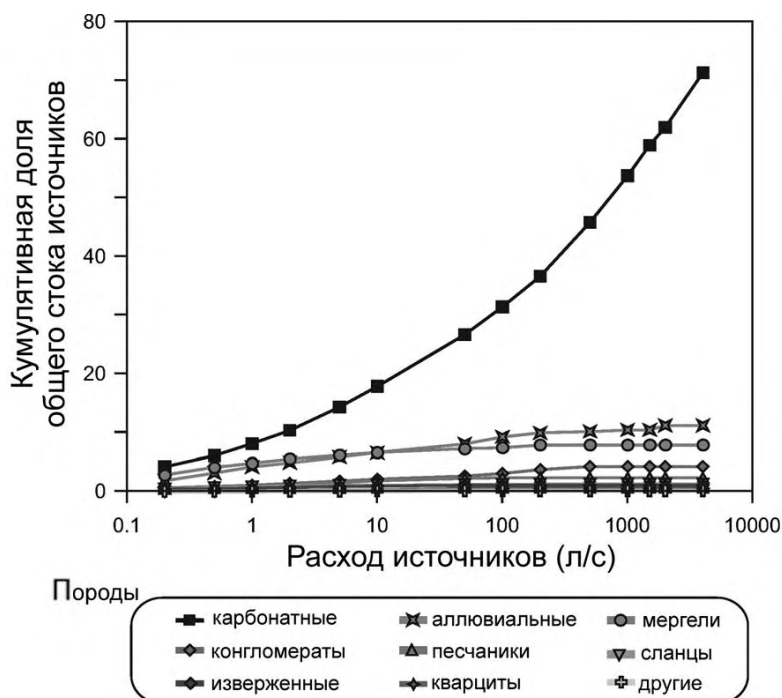


Рис. 6. Расходы источников из коллекторов разных пород в Испании (построено S.R.H. Worthington, D.C. Ford [75] по данным E. Sanz Perez [66]). Карбонатные породы демонстрируют аномально высокую частоту крупных источников в сравнении с другими породами, что отражает организованность структуры каналовой проницаемости

Определение карста как геосистемы

Представленный в этой статье новый подход к пониманию сущности карста на основе явления самоорганизации структур каналовой проницаемости использовался, хотя и без развернутого обоснования, П. Хантоном и А. Б. Климчуком в их определениях понятия "карст" [13, 15, 48, 52, 58]. Он также принят за основу современных представлений о природе карстовых коллекторов [68, 75]. Дадим определение понятия "карст" в несколько уточненном, по сравнению с ранними версиями, виде:

Карст – это водообменная геосистема в определенном объеме гидrolитосферы, возникновение и прогрессивная эволюция которой характеризуются самоорганизацией структуры водопроницаемости с формированием интегрированных систем каналов вследствие действия специфического механизма спелеогенеза, включающего пози-

тивную обратную связь между водообменом и ростом каналов.

Здесь понятие о карсте определяется, исходя из сущности прогрессивной эволюции геосистемы с проницаемыми растворимыми породами, движимой водообменом и спелеогенными механизмами самоорганизации структуры проницаемости. Под *прогрессивной эволюцией* мы понимаем процесс возникновения и развития новых структур (возрастание структурной сложности и организации), а под *регрессивной эволюцией* – процесс их разрушения и распада (снижение структурной сложности и организации).

Кульминацией прогрессивной карстовой эволюции является переход системы к новому, более сложному динамическому состоянию (и стабилизация в нем), энергия для поддержания которого обеспечивается изменением граничных условий и увеличением внешнего обмена (со средой). В этом уже заложены предпосылки для смены прогрес-

сивного тренда эволюции регрессивным, поскольку требуемый для дальнейшего прогрессивного карстового развития геосистемы уровень внешнего обмена энергией не всегда может поддерживаться, тем более в течение длительного времени. Соответственно, процесс прогрессивной эволюции с какого-то времени может охватывать уже не всю карстовую водообменную геосистему, а сосредотачиваться в ее некоторой части, тогда как в остальной части геосистемы начинает преобладать регрессивная эволюция.

Так, в открытом карсте спелеогенное развитие структур каналовой проницаемости продолжается в зонах периодического и полного насыщения (субфреатической, фреатической, а также в эпикарстовой зонах), тогда как в вадозной зоне оно становится избирательным и ограниченным по условию доступности питания. Большинство карстовых каналов в вадозной зоне теряет первоначальную водообменную функциональность и становится реликтовым. Одновременно в ней возникают и нарастают процессы гравитационной деструкции и аккумуляции (механической и химической), ведущие к фрагментации и разрушению реликтовых структур карстовой проницаемости. Кроме того, в открытом и раскрытом карсте мощным деструктивным фактором по отношению к карстовым структурам являются разнообразные денудационные и аккумулятивные процессы на поверхности*. Завершение текущего гидрогеологического цикла морской трансгрессией сопровождается погребением и переводом открытых неглубоких карстовых систем в ископаемое состояние (палеокарст). Полная фоссилизация структур карстовой проницаемости может произойти в результате существенного изменения гидрохимических граничных условий и хемогенной аккумуляции в них. Совместное действие внутренних и внешних деструктивных и аккумулятивных процессов в конечном счете ведет к уничтожению карстовой водообменной геосистемы.

Разрушение структур карстовой пустотности и каналовой проницаемости может

* Некоторые поверхностные явления и процессы являются частью прогрессивной карстовой эволюции, тогда как другие – проявлениями деструкции карстовой геосистемы. Они сложным образом взаимодействуют друг с другом.

начаться и нарастать одновременно с их прогрессивным развитием, до перехода этих структур в реликтовое состояние. Примером является формирование карстовых брекчий или поверхностей несогласия (при полном удалении растворимых пород) путем гравитационной деструкции маломощного сильно закарстованного горизонта в глубинном (закрытом) карсте. Здесь лимитирующими факторами прогрессивного развития карстовой водообменной геосистемы выступают не недостаток энергии, а пространственное ограничение, а также нарушение физического равновесия горнопородного субстрата.

Являются ли явления и процессы дезинтеграции структур карстовой пустотности и каналовой проницаемости карстом? В строгом понимании карста как объекта-системы (определенном выше) – не являются. Понятие карста в этом смысле соответствует результату процесса прогрессивной эволюции – возникновению более сложных и более организованных структур, новому состоянию материнской системы. Как было показано выше, сущность карста заключается в явлении самоорганизации водообменной геосистемы (открытой динамической системы), причем эта самоорганизация имеет конкретный специфический механизм (спелеогенез). Если развитие таких карстовых структур создает геодинамический или геохимический потенциал для протекания других процессов вполне определенной природы (развития определенных динамических геосистем другого рода), то карстовыми они становятся лишь в том смысле, что инициированы и пространственно локализованы развитием карста. Такой подход корреспондирует пониманию карста Б. А. Вахрушевым [4] как моногенетичного процесса (исключая относимую им к карсту хемогенную седиментацию) и отношению им прочих процессов в карсте к парагенезисам.

Вместе с тем возможно широкое понимание *карстового процесса как некоего гетерогенного геологического процесса* (взаимосвязанной совокупности процессов преобразования горных пород, включая их разрушение), *инициированного и направляемого саморазвитием структуры проницаемости карстовой водообменной геосис-*

темы, выражающегося в возрастании гетерогенности и анизотропии емкостных, фильтрационных и механических свойств пород, направленного на их дезинтеграцию и замещение стабильными в данных условиях минерально-аккумулятивными образованиями. При этом проявлениями и результатом карстового процесса будут являться структуры-системы, порожденные дезинтеграцией собственно карстовых систем (стратиграфические несогласия, отложения и другие геологические тела – продукты деструкции карстовых систем и их горнопородного субстрата).

Поставим вопрос по-другому: означает ли данное выше определение понятия "карст" то, что в объектную область карстологии не включаются карстовые структуры в реликтовых и ископаемых состояниях, явления их дезинтеграции и аккумуляции в них, т. е. структуры и явления регрессивной фазы эволюции геосистемы карста? Несмотря на то, что такие явления не включаются в определение понятия о карсте, они охватываются самим понятием в его полной, в том числе ретроспективной, реализации. Они, безусловно, являются объектами карстологии.

Поясним этот кажущийся парадокс дополнительно. Объектная и таксономическая определенность естественной вещи-системы включает прежде всего способ ее обособления из материального мира (генезис), ее структуру и функционирование в системной целостности, а также нашу способность отразить существенные генетический и структурно-функциональный аспекты в предмете. Хотя именно через генетические и структурно-функциональные аспекты объект и определяется, но предмет ими отнюдь не исчерпывается. Системное исследование не ограничивается генетическим и структурно-функциональным аспектами, а требует развертывания полной истории. Генетическое есть лишь часть истории; последняя охватывает также реликтовые состояния и уничтожение вещей-систем [17]. Для исторического исследования главное значение приобретает ретроспективный анализ, в основе которого, однако, все равно стоит понимание самой вещи-системы в ее становлении и структурно-функциональной целостности.

Развиваемый тут подход, как и данное определение карста, могут показаться гидрогеологическими. Это так, но это опреде-

ляется не дисциплинарными пристрастиями или предпочтениями автора, а гидрогеологической сущностью карста [15]. Гидрогеологическая сущность карста задается его фундаментальной причиной: неравновесием в системе "вода-порода", создаваемым и поддерживаемым водообменом. Водообмен в геосистемах есть движущая сила и системообразующий фактор возникновения и развития карста. Карст возникает в процессе саморазвития водообменной геосистемы и является новым специфическим качеством-состоянием последней. Следовательно, развиваемый в этой статье подход и данное выше определение карста являются не только гидрогеологическими, а карстоцентрическими (в трактовке подходов к изучению карста В. Н. Андрейчука [10]).

Эволюционные и генетические типы карста

А. Б. Климчуком [15, 57, 58] развит эволюционный подход к типологии карста и разработана соответствующая классификация. Эволюционная типология карста основана на рассмотрении геологической эволюции горнопородного субстрата и водообменной системы, отражающей такие базовые закономерности геологического развития, как направленность и цикличность. Различные стадии постседиментационного преобразования пород и развития геогидродинамических систем характеризуются определенными закономерными и устойчивыми комбинациями литологических и структурных предпосылок водообмена и спелеогенеза, режима водообмена, условий питания, движения и разгрузки подземных вод, термобарических и геохимических условий. Такие комбинации приводят к формированию карстовых систем с определенными характерными свойствами – типов карста, а направленность развития – к закономерной смене типов карста. Смена одного типа карста другим обусловлена процессами тектонической и геоморфологической эволюции, которые определяют изменение граничных условий водообмена и спелеогенеза. Эволюционные типы карста интегрально характеризуют наиболее существенные свойства карстовых систем (структуру вторичной пустотности и прони-

цаемости, степень и характер выражения в рельефе, гидрогеологические особенности, потенциал провально-просадочной опасности и др.), обстановки и доминантные механизмы спелеогенеза, а также потенциал унаследования структур пустотности и проницаемости от предшествующих стадий развития.

Эволюционные типы карста не указывают прямо на его происхождение, но характеризуют обстановки спелеогенеза, тем самым указывают на доминантные спелеогенетические механизмы и структуры каналовой проницаемости, причем с учетом возможного унаследования последних от предшествующих стадий карстовой эволюции.

Генетические типы карста выделяются по происхождению структур каналовой проницаемости – типам спелеогенеза. Кардинальные различия в граничных условиях и режиме водообмена в закрытых и открытых гидрогеологических условиях выражаются в соответствующих основных генетических типах спелеогенеза, различаемых в последние годы, – *гипогенном* и *эпигенном* спелеогенезе. Гипогенные и эпигенные карстовые системы связаны с разными типами и сегментами геогидродинамических систем, формируются в различных гидрохимических и термальных условиях существенно различающимися спелеогенетическими механизмами и приводят к формированию различных структур пустотности и каналовой проницаемости [15, 52, 53]. Эволюционные и генетические типы карста отчетливо коррелируют между собой.

Гипогенный карст формируется в условиях водонапорных систем восходящим водообменом вод через слои и толщи растворимых пород. Он генетически не связан с поверхностью и местным поверхностным питанием и может развиваться на различных, в том числе значительных и больших (до 1–2 км и более) глубинах. В гипогенном спелеогенезе действуют факторы ослабления обратной связи между расходом и скоростью роста каналов, т. е. ослабляется тенденция к конкурентному развитию каналов, характерная для эпигенного спелеогенеза [12, 13, 39, 50, 52, 55, 64, 65]. Это может приводить (при наличии соответствующих структурных предпосылок и равномерного

площадного питания) к формированию первазийной пустотности, в несколько раз превышающей пустотность эпигенного карста (рис. 1, Б). Однако ввиду восходящего, "поперечного", вектора гипогенного спелеогенеза закарстованные площади обычно имеют кластерное распределение. Основная роль гипогенного спелеогенеза состоит в повышении вертикальной гидравлической интеграции горизонтов в слоистых водонапорных комплексах и участках в трещинно-жильных водонапорных системах.

Эпигенный карст формируется в открытых гидрогеологических условиях, в непосредственной генетической связи с поверхностью и поверхностным питанием, концентрированность которого возрастает в ходе сопряженной эволюции каналовых систем и карстового рельефа. Механизм эпигенного спелеогенеза использует в наиболее сильной форме позитивную обратную связь между расходом и ростом каналов на послепрорывной стадии, что приводит к высокой гидродинамической конкуренции каналов и формированию преимущественно древовидных полостных структур (рис. 1, А). Проницаемость пород в эпигенном карсте отличается крайне высокой неоднородностью и анизотропией. Режим источников характеризуется большими вариациями расходов. Основная роль эпигенного спелеогенеза состоит в повышении латеральной гидравлической интеграции массивов и горизонтов растворимых пород.

Заключение

В последние десятилетия достигнут большой прогресс в выявлении закономерностей возникновения и эволюции каналовой проницаемости в растворимых породах, которые могут интерпретироваться в контексте идей синергетики и неравновесной термодинамики И. Р. Пригожина о самоорганизации в открытых системах и образовании упорядоченных диссипативных структур.

Проведенный анализ показал, что существенной стороной карста является процесс самоорганизации открытой динамической системы "вода–растворимая порода" с образованием новых диссипативных структур. Присутствие в горнопородной среде пород, растворимых в данных условиях, вызывает

явление самоорганизации структуры водообмена, приводящее систему в новое качество-состояние – карстовое. Свойство самоорганизации этой геосистемы реализуется через специфический механизм развития проницаемости (спелеогенез в растворимых породах), действие которого кардинально изменяет (усложняет и особым образом организует) структуру и функционирование водообменной системы.

Механизм самоорганизации водообмена и формирования карстовой геосистемы (спелеогенез) включает следующее: 1) ранний спелеогенез, с действием обратной связи между водообменом и расширением первичных путей фильтрации (выявление протоканалов); 2) спелеогенное инициирование – каскадный прорыв протоканалов к условиям быстрой кинетики растворения, с ускоренным ростом инициированных каналов, гидродинамической конкуренцией, соответствующей дестабилизацией и реорганизацией стока и изменением граничных условий водообмена; 3) спелеогенное развитие – стабилизацию системы в состоянии подвижного равновесия за счет возрастания обмена энергией со средой и дальнейший рост каналов. В итоге этой специфической эволюции геосистема приобретает новое, "карстовое", качество и более сложную организацию с выделением в структуре проницаемости еще одного, наиболее контрастного уровня. В результате же этой специфической эволюции геосистема получает новое, "карстовое", качество и более высокий уровень организации.

При всех вариациях структуры, формируемой в карстовой геосистеме каналовой проницаемости, она проявляет яркие признаки организованности, а ее развитие обуславливает возникновение у водообменной геосистемы ряда принципиально новых и уникальных свойств. Выражением этой организованности являются сосредоточение подземного стока и кардинальное увеличение интенсивности водообмена, поддерживаемые за счет нового уровня взаимодействия геосистемы с внешней средой. Каналовая проницаемость в карсте проводит почти весь подземный сток (от 94 до 99,7%), что является ярким интегральным показателем организованности структуры каналовой проницаемости в карстовых

системах. К конкретным проявлениям организованности относятся также высокие скорости движения подземных вод, протяженность совершенных гидравлических связей и доля крупных источников, а также выраженная гетерогенность и анизотропия пустотности и физических свойств пород.

Понятие о карсте определяется, исходя из сущности прогрессивной эволюции геосистемы с проницаемыми растворимыми породами, движимой водообменом и спелеогенным механизмом самоорганизации структуры проницаемости. Регрессивная эволюция карстовой геосистемы включает процессы гравитационной деструкции и разнообразной аккумуляции, ведущие к фрагментации и разрушению реликтовых структур карстовой проницаемости.

Карст является одним из наиболее ярких проявлений геологической деятельности природных вод, выражением взаимодействия горнопородной и водообменной подсистем, показательным примером геосистем, для которых самоорганизация есть атрибутивное и системообразующее свойство.

Положение о самоорганизации структуры проницаемости растворимого горнопородного субстрата вследствие действия механизма спелеогенеза, положенное в основу определения карста, дает ясный критерий для разграничения карста и podobных, но не тождественных явлений (мерокарста, псевдокарста).

1. *Андрейчук В. Н.* О подходах к изучению карста // *Спелеология и карстология*. – 2010. – № 4. – С. 5–10.
2. *Андрейчук В. Н.* Определение антропогенного карста. – Кунгур, 1991. – 88 с.
3. *Баренблатт Г. И., Желтов Ю. П.* Об основных уравнениях фильтрации однородных жидкостей в трещиноватых породах // *Докл. АН СССР*. – 1960. – Т. 132, № 3. – С. 545–548.
4. *Вахрушев Б. А.* О генетическом содержании карстового рельефообразующего процесса // *Спелеология и карстология*. – 2009. – № 2. – С. 30–34.
5. *Водообмен* в геологических структурах Украины. Методы изучения водообмена / Шестопалов В.М., Ситников А.Б., Лялько В.И. и др. – Киев: Наук. думка, 1988. – 272 с.
6. *Гвоздецкий Н. А.* Проблемы изучения карста и практика. – М.: Мысль, 1972. – 391 с.

7. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода–порода. Т. 1. Система вода–порода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие, моделирование / Алексеев В. А., Рыженко Б. Н., Шварцев С. Л. и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – 244 с.
8. Девдариани А. С. О сосредоточении стока в карстовых массивах // Специальные вопросы карстования. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – С. 85–91.
9. Дублянский Ю. В. Закономерности формирования и моделирование гидротермокарста. – Новосибирск: Наука, 1990. – 151 с.
10. Ежов Ю. А., Лысенин Г. П., Андрейчук В. Н., Дублянский Ю. В. Карст в земной коре: распространение и основные типы. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1992. – 76 с.
11. Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. – М.: Недра, 1972. – 280 с.
12. Климчук А. Б. Карстообразование в артезианских условиях: концепция "поперечного" спелеогенеза // Геол. журн. – 2006. – № 2-3. – С. 181–191.
13. Климчук А. Б. Особенности и проблемы гидрогеологии карста: спелеогенетический подход // Спелеология и карстология. – 2008а. – № 1. – С. 23–46.
14. Климчук А. Б. Состояние и тенденции спелеологии в начале XXI века: становление и роль теории спелеогенеза // Геол. журн. – 2008б. – № 3. – С. 65–73.
15. Климчук А. Б. Эволюционная типология карста // Спелеология и карстология. – 2010. – № 4. – С. 23–32.
16. Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1969. – № 6. – С. 25–32.
17. Круть И. В. Введение в общую теорию Земли. – М.: Мысль, 1978. – 367 с.
18. Летников Ф. А. Процессы самоорганизации при формировании магматогенных и гидротермальных рудных месторождений // Геология руд. месторождений. – 1997. – № 4. – С. 307–322.
19. Летников Ф. А. Синергетика геологических систем. – Новосибирск: Наука, 1992. – 230 с.
20. Лукин В. С. О сосредоточении карста // Вопросы изучения карста Русской равнины. – М., 1966. – С. 92–94.
21. Максимович Г. А. Основы карстования. – Пермь, 1963. – Т. 1. – 445 с.
22. Николис Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах. – М.: Мир, 1979. – 512 с.
23. Основы гидрогеологии: Геологическая деятельность и история воды в земных недрах / Пиннекер Е. В., Писарский Б. И., Шварцев С. Л. и др. – Новосибирск: Наука, 1982. – 239 с.
24. Поздняков А. В., Черванев И. Г. Самоорганизация в развитии форм рельефа. – М.: Наука, 1990. – 204 с.
25. Пригожин И. Введение в термодинамику необратимых процессов. – М.: Изд-во иностр. литер., 1960. – 232 с.
26. Пригожин И., Стенгерс И. От бытия к становлению. – М.: Мир, 1987. – 307 с.
27. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой. – М.: Прогресс, 1986. – 431 с.
28. Руденко А. П. Самоорганизация и синергетика // Синергетика: Тр. семинара. – М.: Изд-во МГУ, 2000. – Вып. 3. – С. 61–99.
29. Рыжиков Д. В. Природа карста и основные закономерности его развития. – М.: Изд-во АН СССР, 1954. – 253 с.
30. Соколов Д. С. Основные условия развития карста. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 321 с.
31. Тимофеев Д. А., Дублянский В. Н., Кикнадзе Т. З. Терминология карста. – М.: Наука, 1991. – 259 с.
32. Хакен Г. Синергетика. – М.: Мир, 1980. – 406 с.
33. Цыкин Р. А. Отложения и полезные ископаемые карста. – Новосибирск: Наука, 1985. – 166 с.
34. Шварцев С. Л. Геологическая система "вода–порода" // Вестн. РАН. – 1997. – № 6. – С. 518–524.
35. Шварцев С. Л. Прогрессивно самоорганизующиеся абиогенные диссипативные структуры в геологической истории Земли // Литосфера. – 2007. – № 1. – С. 65–89.
36. Шварцев С. Л. Фундаментальные механизмы взаимодействия в системе вода–горная порода и ее внутренняя геологическая эволюция // Там же. – 2008. – № 6. – С. 3–24.
37. Щербakov А. С. Самоорганизация материи в неживой природе: философские аспекты синергетики. – М.: Изд-во МГУ, 1990. – 111 с.
38. Эшби У. Р. Принципы самоорганизации // Принципы самоорганизации. – М.: Мир, 1966. – С. 314–343.
39. Andre B. J., Rajaram H. Dissolution of limestone fractures by cooling waters: Early development

- of hypogene karst systems // *Water Resour. Res.* – 2005. – Vol. 41. – doi:10.1029/2004WR003331.
40. *Berner R. A., Morse J. W.* Dissolution kinetics of calcium carbonate in sea water. IV. Theory of calcite dissolution // *Amer. J. Sci.* – 1974. – Vol. 274 (2). – P. 108–134.
 41. *Dreybrodt W.* The role of dissolution kinetics in the development of karst aquifers in limestone: A model simulation of karst evolution // *Journal of Geology.* – 1990. – Vol. 98 (5). – P. 639–655.
 42. *Dreybrodt W.* Principles of early development of karst conduits under natural and man-made conditions revealed by mathematical analysis of numerical models // *Water Resour. Res.* – 1996. – Vol. 32. – P. 2923–2935.
 43. *Dreybrodt W., Eisenlohr L.* Limestone dissolution rates in karst environments // *Speleogenesis: Evolution of karst aquifers* (Ed. Klimchouk A. B., Ford D. C., Palmer A. N., Dreybrodt W.). – Huntsville: National Speleological Society, 2000. – P. 136–148.
 44. *Dreybrodt W., Gabrovsek F., Romanov D.* Processes of speleogenesis: A modeling approach. – Postojna; Ljubljana: Karst Research Institute ZRC SAZU, 2005. – 373 p.
 45. *Dubljansky Ju. V.* Hydrothermal speleogenesis: its settings and peculiar features // *Speleogenesis: Evolution of karst aquifers* (Ed. Klimchouk A. B., Ford D. C., Palmer A. N., Dreybrodt W.). – Huntsville: National Speleological Society, 2000. – P. 292–297.
 46. *Ford D. C.* Karst geomorphology, caves and cave deposits: A review of North American contributions during the past half century // *Perspectives on Karst Geomorphology, Hydrology and Geochemistry, GSA Special Paper 404* (Ed. Harmon R.S., Wicks, C.W.). – Boulder, Colorado, 2006. – P. 1–14.
 47. *Ford D. C., Williams P. W.* *Karst Geomorphology and Hydrology.* – London: Unwin Hyman, 1989. – 601 p.
 48. *Huntoon P. W.* Is it appropriate to apply porous media groundwater circulation models to karstic aquifers? // *Groundwater models for resources analysis and management* (Ed. Aly I. E.-K.). – Boca Raton: Lewis Publishers, 1995. – P. 339–358.
 49. *Jeschke A., Vosbeck K., Dreybrodt W.* Surface controlled dissolution rates of gypsum in aqueous solutions exhibit nonlinear dissolution kinetics // *Geochim. et cosmochim. acta.* – 2001. – Vol. 65 (1). – P. 27–34.
 50. *Klimchouk A. B.* Conceptualisation of speleogenesis in multi-storey artesian systems: A model of transverse speleogenesis // *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers.* – 2003. – № 2. – P. 1–18. – www.speleogenesis.info.
 51. *Klimchouk A. B.* Evolution of karst in evaporites // *Evolution of karst: from prekarst to cessation* (Ed. Gabrovsek F.). – Postojna; Ljubljana: Založba ZRC, 2002. – P. 61–96.
 52. *Klimchouk A. B.* Hypogene speleogenesis: Hydrogeological and morphogenetic perspective. – Carlsbad: National Cave and Karst Research Institute, 2007. – 106 c.
 53. *Klimchouk A. B.* Hypogene speleogenesis // *Treatise on Geomorphology. Vol. 12: Karst Geomorphology* (Ed. Frumkin, A.). – Elsevier, 2011a. (Accepted for publication).
 54. *Klimchouk A. B.* Intrastratal gypsum karst // *Treatise on Geomorphology. Vol. 12: Karst Geomorphology* (Ed. Frumkin, A.). – Elsevier, 2011b. – (Accepted for publication).
 55. *Klimchouk A. B.* Speleogenesis under deep-seated and confined settings // *Speleogenesis: Evolution of karst aquifers* (Ed. Klimchouk A. B., Ford D. C., Palmer A. N., Dreybrodt W.). – Huntsville: National Speleological Society, 2000a. – P. 312–336.
 56. *Klimchouk A. B.* Speleogenesis in gypsum // *Ibid.* – 2000b. – P. 431–442.
 57. *Klimchouk A. B.* The typology of gypsum karst according to its geological and geomorphological evolution // *Gypsum karst of the world* (Ed. Klimchouk A. B., Lowe D., Cooper A., Sauro U.) // *Intern. J. Speleology. Theme Issue.* 1996. – Vol. 25 (3–4). – 307 p.
 58. *Klimchouk A. B., Ford D.* Types of karst and evolution of hydrogeologic setting // *Speleogenesis: Evolution of karst aquifers* (Ed. Klimchouk A. B., Ford D. C., Palmer A. N., Dreybrodt W.). – Huntsville: National Speleological Society, 2000. – P. 45–53.
 59. *La Fleur R. G. (Ed.).* *Groundwater as a Geomorphic Agent.* – Boston: Allen and Unwin, 1984. – 390 p.
 60. *Palmer A. N.* *Cave geology.* – Cave Books, 2007. – 454 p.
 61. *Palmer A. N.* Origin and morphology of limestone caves // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 1991. – Vol. 103. – P. 1–21.
 62. *Plummer L. N., Wigley T. M. L.* The dissolution of calcite in CO₂-saturated solutions at 25°C and 1 atmosphere total pressure // *Geochim. et cosmochim. acta.* – 1976. – Vol. 40 (2). – P. 191–202.

63. *Plummer L. N., Wigley T. M. L., Parkhurst D. L.* The kinetics of calcite dissolution in CO₂-water systems at 5° to 60° C and 0.0 to 1.0 atm CO₂ // *Amer. J. Science.* – 1978. – Vol. 278. – P. 179–216.
64. *Rajaram H., Cheung W., Chaudhuri A.* Natural analogs for improved understanding of coupled processes in engineered earth systems: examples from karst system evolution // *Current Science.* – 2009. – Vol. 97 (8). – P. 1162–1176.
65. *Rehrl C., Birk S., Klimchouk A. B.* Conduit evolution in deep-seated settings: conceptual and numerical models based on field observations // *Water Resour. Res.* – 2008. – Vol. 44. – W11425. – doi:10.1029/2008WR006905.
66. *Sanz Perez E.* Springs in Spain: Classification according to their flows and lithologies and their hydraulic contributions // *Ground Water.* – 1996. – Vol. 34, № 6. – P. 1033–1041.
67. *Sharp J. M., Kyle J. R.* The role of ground-water processes in the formation of ore deposits // *The geology of North America, Hydrogeology* (Ed. W. Back J.S.R., P. R. Seaber). – Boulder, 1988. – P. 0–2.
68. *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers* / Ed. Klimchouk A. B., Ford D. C., Palmer A. N., Dreybrodt W. – Huntsville: National Speleological Society, 2000. – 527 c.
69. *Toth J.* Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations // *Hydrogeology Journal*, 1999. – Vol. 7. – P. 1–14.
70. *Toth J.* Hydraulic continuity in large sedimentary basins // *Ibid.* – 1995. – № 3 (4). – P. 4–15.
71. *White W. B.* Role of solution kinetics in the development of karst aquifers // *Karst Hydrogeology* (Ed. Tolson J. S., Doyle F. L.). – Huntsville, Alabama: UAH Press, 1977. – P. 503–517.
72. *White W. B.* Geomorphology and hydrology of karst terrains. – New York: Oxford University Press, 1988. – 464 p.
73. *White W. B.* Karst hydrology: recent developments and open questions // *Engineering Geology.* – 2002. – Vol. 65. – P. 85–105.
74. *Worthington S. R. H.* A comprehensive strategy for understanding flow in carbonate aquifers // *Karst modeling, Special Publication No. 5* (Ed. Palmer A. N., Palmer M. V., Sasowsky I. D.). – Charles Town; Karst Waters Institute, 1999. – P. 30–37.
75. *Worthington S. R. H., Ford D. C.* Self-organized permeability in carbonate aquifers // *Ground Water.* – 2009. – Vol. 47 (3). – P. 326–336.
76. *Worthington S. R. H., Ford D. C., Beddows P.* Porosity and permeability enhancement in unconfined carbonate aquifers as a result of solution // *Speleogenesis: Evolution of karst aquifers* (Ed. Klimchouk A. B., Ford D. C., Palmer A. N., Dreybrodt W.). – Huntsville: National Speleological Society, 2000. – P. 423–432.

Укр. ин-т спелеологии и карстологии МОН и НАН Украины, Симферополь
 E-mail: klim@speleogenesis.info

Статья поступила 04.11.10