



Спелеогенез в понтических известняках Одессы

А.Б. Климчук, К.К. Пронин, Е.И. Тимохина

Климчук А.Б., Пронин К.К., Тимохина Е.И. Спелеогенез в понтических известняках Одессы // Спелеология и карстология - № 5. – Симферополь. – 2010. С. 76 – 93.

Резюме: Старыми подземными выработками в понтических известняках в районе Одессы («катакомбами») вскрываются многочисленные карстовые пещеры и закарстованные трещины. В статье выполнен анализ условий их заложения, структуры и морфологии, а также особенностей рыхлого заполнителя пещер. Показано, что эти пещеры формировались по модели гипогенного спелеогенеза в слоистых артезианских структурах, восходящими водами в условиях напорного водоносного комплекса и его раскрытия углубляющимися эрозионными врезами. Пещеры и закарстованные трещины в понтических известняках Одессы представляют собой модельный пример, типологический эталон гипогенного закарстования слоистых платформенных структур. В силу ряда особенностей, пещеры Одессы являются ключевыми для региональной интерпретации с позиций теории гипогенного спелеогенеза карста северного Причерноморья в пределах Молдовы, континентальной Украины, Равнинного и Предгорного Крыма. Исследование и генетическая интерпретация пещер в понтических известняках Одессы имеет большое значение для оценки гидрогеологических и инженерно-геологических условий района. Развита в статье схема эволюции карстовых полостей в контексте палеогеографических условий создает новую основу для решения ряда проблемных вопросов палеогеографии региона и устранения некоторых недоразумений в трактовке пещерных палеонтологических местонахождений.

Ключевые слова: карст, гипогенный спелеогенез, артезианский спелеогенез, понтические известняки, северное Причерноморье, Одесса, плиоценовая фауна, палеогеография.

Климчук О.Б., Пронін К.К., Тимохіна Е.І. Спелеогенез у понтичних вапняках Одеси // Спелеологія і карстологія - № 5. – Симферополь. – 2010. С. 76 – 93.

Резюме: Старими підземними виробками в понтичних вапняках у районі Одеси («катакомбами») розкриваються численні карстові печери і закарстовані тріщини. У статті виконаний аналіз умов їх закладення, структури й морфології, а також особливостей пухкого заповнювача печер. Показано, що ці печери формувалися по моделі гіпогенного спелеогенезу в шаруватих артезіанських структурах, висхідними водами в умовах напірного водоносного комплексу і його розкриття ерозійними поглибленнями.

Печери і закарстовані тріщини в понтичних вапняках Одеси являють собою модельний приклад, типологічний еталон гіпогенного закарстування шаруватих платформених структур. З огляду на низку особливостей, печери Одеси є ключовими для регіональної інтерпретації з позицій теорії гіпогенного спелеогенезу карсту північного Причорномор'я в межах Молдови, континентальної України, Рівнинного і Передгірного Криму.

Дослідження й генетична інтерпретація печер в понтичних вапняках Одеси має велике значення для оцінки гідрогеологічних і інженерно-геологічних умов району. Розвинена в статті схема еволюції карстових порожнин у контексті палеогеографічних умов створює нову основу для розв'язання низки проблемних питань палеогеографії регіону й усунення деяких непорозумінь у трактуванні пещерних палеонтологічних місцезнаходжень.

Ключові слова: карст, гіпогенний спелеогенез, артезіанський спелеогенез, понтичні вапняки, північне Причорномор'я, Одеса, пліоценова фауна, палеогеографія.

Klimchouk A.B., Pronin K.K., Timokhina E.I. Speleogenesis in the Pontian limestones of Odessa // Speleology and Karstology - № 5. – Simferopol. – 2010. С. 76 – 93.

Abstract: Ancient underground mines in the Pontian (Middle Miocene) limestones in the Odessa area (locally called 'catacombs') intercept numerous karst caves and karstified fractures. This paper analyses their conditions of occurrence, structure and morphology, as well as features of cave sediments. It is shown that the origin of these caves fits well to the model of transverse hypogene speleogenesis in stratified artesian structures. Caves were formed by ascending waters under conditions of a leaky confined aquifer system, with increasing leakage during the period of breaching by erosional entrenchment. Caves and karstified fractures in the Pontian limestones of Odessa represent an unambiguous model example, the typological

standard of hypogenic karstification in stratified platform sequences. By virtue of some features, the caves of Odessa provide a key for regional interpretation of karst through the huge area of the south Ukraine and Moldova, as well as of the Plain and Piedmont regions of the Crimea Peninsula.

Research and genetic interpretation of caves in the Pontian limestones of Odessa is of great importance for an assessment of hydrogeological and engineering-geological conditions of the area. The scheme of evolution of karst caves developed in article in a regional paleogeographic context provides a new basis for solving of some disputable questions of paleogeography of the region and eliminates some misunderstanding in treatment of the cave palaeontologic sites of Paleocene fauna.

Keywords: karst, hypogene speleogenesis, artesian speleogenesis, Pontian limestones, Miocene, Pliocene, north Prichernomorje, Odessa, Pliocene fauna, palaeogeography.

1. ВВЕДЕНИЕ

В пределах Причерноморского артезианского бассейна, в границах Причерноморско-Азовской, Равнинно-Крымской и Предгорно-Крымской карстовых областей по карстологическому районированию (Дублянский, Дублянская, 1992; Вахрушев, 2009), широко распространены подземные карстовые формы (пещеры, закарстованные трещины, зоны кавернозности) в неогеновых (континентальная часть) и неоген-палеогеновых (Равнинный и Предгорный Крым) карбонатных породах, слагающих первый от поверхности комплекс растворимых пород. Этот комплекс остается под покровом рыхлых глинистых отложений на большей части территории. Полости часто вскрываются скважинами, где идентифицируются провалами инструмента, потерями бурового раствора и минимальным выходом керна. Внятные представления о генезисе (за исключением общего понимания их карстовой природы) и гидрогеологической функциональности таких вскрытых полостей в литературе отсутствуют. Карстовые формы в немногочисленных обнажениях этих пород в континентальной части Украины, в Равнинном (Тарханкут) и Предгорном Крыму, трактовались как поверхностные карстопоявления. Известные тут, а также в Молдове, небольшие пещеры с естественными входами в бортовых обнажениях долин и балок, береговых обрывах моря (район Одессы, Тарханкут), а также в куэстовых обрывах Предгорного Крыма, обычно существенно разрушены, преобразованы склоновыми и морскими процессами и в значительной степени заполнены. Они интерпретировались ранее в общих утверждениях как древние пещеры-поноры и пещеры-источники, т.е. – как эпигенные полости, связанные с местным поверхностным питанием (Одинцов, 1962, 1966; Гончаренко, Франчук, 1970; Львова, Мелешин, 1970; Дублянский, Ломаев, 1980; Дублянский, Дублянская, 1992; Душевский, 1970; Пронин, Суховей, 1985, 1997, и др.).

Особое место в регионе занимают пещеры, вскрытые подземными выработками («катакомбами») в понтических известняках в районе Одессы. До 1970 г. тут была известна одна значительная пещера – Заповедная, общей длиной около 380 м, получившая широкую известность благодаря содержащемуся в ней местонахождению плиоценовой фауны. С 70-х годов 20-го столетия систематическим изучением пещер, вскрытых подземными выработками, занимаются одесские спелеологи под руководством К.К.Пронина. В результате к настоящему времени в пределах Одессы детально задокументировано 68 пещер суммарной протяженностью около 7150 м. В их числе 7 пещер

с индивидуальной протяженностью свыше 300 м и две пещеры протяженностью более километра, – крупнейшие в пределах Причерноморского региона. Недавно опубликовано монографическое описание задокументированных пещер региона (Пронин, 2009), содержащее детальную характеристику их расположения, морфологии, вторичных отложений и истории исследований.

Задача настоящей статьи – обобщить богатый фактографический материал по условиям заложения и морфологии пещер, увязать эти данные с геологическим и гидрогеологическим контекстом и выполнить на этой основе спелеогенетический анализ. Целью такого анализа является выявление генезиса и гидрогеологических функций пещер региона, обоснование соответствующей концептуальной модели и увязка ее с палеогеографией региона. Мы также ставим целью обоснование типологического значения вскрытых пещер Одессы для интерпретации структур закарстованности неоген-палеогенового комплекса карбонатных пород Причерноморского артезианского бассейна, выявляемых непрямыми методами.

Яркой особенностью всех пещер в понтических известняках Одессы является их очевидная и полная изолированность от поверхности (за исключением вскрытия провальными структурами), отсутствие всякой функционально-генетической связи с поверхностью. Ввиду этого, априорно используемая ранее интерпретация происхождения этих пещер в рамках «классической» эпигенной парадигмы карста и спелеогенеза (формирование карста и пещер водами, поступающими с поверхности; рис. 1, А) вызвала очевидные затруднения. Интенсивное развитие в последние десятилетия гипогенной, в частности – «поперечной» артезианской модели спелеогенеза (формирование карста и пещер за счет восходящего перетока подземных вод через растворимые слои в напорных водоносных комплексах; Климчук, 1992, 2006, 2008; Klimchouk, 2000; 2003, 2007, 2009; рис. 1, Б) открыло путь к пониманию генезиса и функционирования изолированных пещер в понтических известняках Одессы. Основываясь на общих характеристиках пещер Одессы, А.Б. Климчук указывал на их гипогенное происхождение (Klimchouk, 2000, 2003, 2007). Настоящая статья дает развернутое обоснование такого генезиса.

2. ГИПОГЕННЫЙ И ЭПИГЕННЫЙ СПЕЛЕОГЕНЕЗ

В последние десятилетия в карстологии происходит осознание того, что развитие карста в открытых гидрогеологических условиях под воздействием

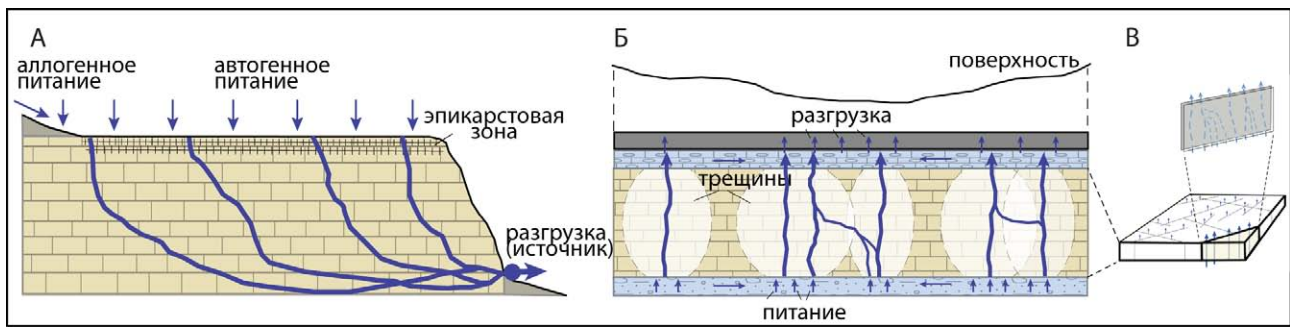


Рис. 1. Концептуальное представление эпигенного спелеогенеза в гидрогеологически открытых условиях (А) и гипогенного спелеогенеза в гидрогеологически закрытых (вариант слоистых водонапорных структур платформенного типа) условиях (Б) (по Klimchouk, 2009).

местного поверхностного питания (классическая концептуальная модель карста) характеризует лишь поздние стадии карстообразования в цикле развития гидрогеологических структур, которым может предшествовать карстообразование в закрытых гидрогеологических условиях (Климчук, 2010). Кардинальные различия в условиях питания и циркуляции подземных вод в гидрогеологически закрытых и открытых 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 различными спелеогенетическими механизмами и выражаются в формировании различных структур пустотности и каналовой проницаемости (Климчук, 2010; Klimchouk, 2007, 2009).

Гипогенный спелеогенез развивается в условиях водонапорных систем за счет восходящего движения вод через слои и толщи растворимых пород (рис. 1, Б-В). Он генетически не связан с поверхностью и местным поверхностным питанием и может развиваться на различных, в т.ч. значительных и больших (до 1-2 км и более) глубинах. При раскрытии гидрогеологических структур, выведении гипогенного карста в неглубокое залегание (в безнапорные, дренированные условия) и потери им восходящего питания, он становится реликтовым. Гипогенные формы в условиях неглубокого залегания могут отчасти наследоваться и перерабатываться эпигенным спелеогенезом. В гипогенном спелеогенезе действуют механизмы подавления обратной связи между расходом и скоростью роста каналов, т.е. подавляется тенденция к избирательному развитию каналов, характерная для эпигенного спелеогенеза (Климчук, 2006, 2008; Klimchouk, 2000, 2003, 2007; Rehl et al., 2008), что может приводить к формированию первазийной пустотности при наличии соответствующих структурных предпосылок и равномерного площадного питания. Карстовая пустотность гипогенного происхождения, при наличии связанных сетей трещин в слое растворимых пород и равномерного по площади питания, может намного превышать таковую в гидрогеологически открытом карсте (примерно в 5 раз в плане и на порядок в объеме), но закарстованные площади

обычно имеют кластерное распределение. В других структурных и гидрогеологических условиях гипогенный спелеогенез формирует изолированные щелеморфные и изоморфные полости, вертикальные каналы и зоны кавернозности по разломам и трещинным зонам (Klimchouk, 2007, 2009). Основная гидрогеологическая роль гипогенного спелеогенеза состоит в развитии (усилении) вертикальной гидравлической связности горизонтов в слоистых водонапорных комплексах и сегментов в трещинно-жильных водонапорных системах.

Эпигенный спелеогенез развивается в открытых гидрогеологических условиях, в непосредственной генетической связи с поверхностью и поверхностным питанием, концентрированность которого возрастает в ходе эволюции карстового рельефа (рис. 1, А). Механизм эпигенного спелеогенеза заключается в сильной обратной связи между расходом в формирующихся каналах и скоростью их роста, а также в последующем конкурентном развитии, что приводит к выраженной избирательности спелеогенеза и формированию преимущественно древовидных полостных структур, обеспечивающих возрастание концентрации стока в направлении гидравлического градиента. Проницаемость закарстованных пород отличается крайне высокой неоднородностью и анизотропией. Типичные каналовые системы эпигенного происхождения демонстрируют невысокую площадную плотность (в среднем 16 км/км²) и небольшие площадные (6,4 %) и объемные (0,4 %) показатели карстовой пустотности, но проводят практически весь сток, часто на большие расстояния (Климчук, 2008). В зрелых карстовых системах средние скорости карстовых вод измеряются сотнями и тысячами м/сутки, а движение вод почти всегда турбулентно. Режим источников отличается большими вариациями расходов.

3. ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РЕГИОНА

3.1. Стратиграфия

Геологическое строение верхней части осадочного чехла в районе Одессы подробно изучалось в связи с инженерно-геологическими проблемами, в частности – проблемой оползней. Нижеследующая краткая характеристика геологических и гидрогеологических

условий дана, главным образом, по обобщающим инженерно-геологическим работам (Оползни..., 1993; Шмуратко, 2001), в контексте значимости этих условий для генетической интерпретации закарстованности понтических известняков.

Разрез кайнозоя в районе Одессы представлен всеми тремя системами, имеющими региональное распространение. В строении приморских склонов и шельфа принимают участие породы, начиная с неогена. Неогеновые отложения представлены миоценом и плиоценом. Миоцен представлен сарматским и мэотическим ярусами, а плиоцен - понтическим, киммерийским и куяльницким ярусами, причем два последних стратиграфически труднорасчленимы.

Нижний сармат (N_{1s_1}) сложен в основании песчаниками с прослоями глин, сменяющимися светло-серыми известняками и глинистыми песчаниками с прослоями мелоподобных известняков и известковых глин. Мощность отложений нижнего сармата колеблется в пределах 34-100 м. Средний сармат представлен пачкой переслаивающихся раковинно-обломочных, оолитовых, реже пелитоморфных известняков мощностью 55-113 м. Верхний сармат распространен повсеместно и представлен литологически невыдержанными мелководными отложениями, преимущественно глинами, мощностью от 65 до 120 м. Он перекрывается, как правило, глинами мэотиса, а в эрозионных врезках лиманов и рек – верхнеплиоценовыми и четвертичными аллювиальными образованиями.

В.И. Шмуратко (2001) выделяет послесарматскую часть геологического разреза в качестве верхнего яруса тектоносферы - Послесарматского структурно-геофизического яруса. Он состоит из преимущественно глинистых мэотических отложений, понтических известняков и перекрывающей их толщи субэаральных «скифских» красно-бурых глин, четвертичных лессов и лессовидных суглинков.

Отложения мэотиса (N_{1m}) развиты повсеместно и представлены глинами, местами песчанистыми, известковистыми, с прослоями полимиктового песка. Отметки кровли мэотиса – подошвы понта варьируют от +15 до -20 м, причем обычно с обратным соотношением рельефа кровли мэотиса и поверхности. В составе мэотических отложений часто встречаются линзы и прослои кварцевого, мелко- и среднезернистого песка мощностью до 8 м. В некоторых районах Одессы песчаные отложения играют существенную роль в составе мэотиса, а между Куяльницким и Хаджибейским лиманами их мощность возрастает до 16-18 м. Во многих случаях понтические известняки непосредственно подстилаются мелкозернистыми песками мощностью до 2-3 м.

Понтический ярус (N_{2p}) залегает на размытой поверхности мэотиса и имеет широкое распространение. Высотное положение понтических отложений непостоянно. В толще понта отмечены пликвативные и дизъюнктивные (с амплитудой до 20 м) дислокации. На участке побережья в районе Одессы отметки подошвы колеблются в пределах 5-30 м н.у.м, постепенно возрастая с юга на север и северо-запад (вглубь побережья). Мощность понта варьирует

от нескольких до 17-25 м, уменьшаясь в восточном направлении, обычно составляя 10-13 м. Общий уклон как допонтической поверхности, так и кровли понта в общем направлен от внутренних участков континента к побережью.

В районе Одессы в составе понта доминируют мелководные известняки новороссийского подъяруса, серого, желтовато-серого и желтого цвета. Местами они содержат прослои глин и алевроитов и сменяются вглубь континента песчано-глинистыми фациями. Известняки неоднородны по простиранию и в разрезе. Верхняя (6-7 м) и нижняя (1,5-2 м) части толщи обычно сложены перекристаллизованным плитчатым известняком, а средняя, мощностью около 5 м, – равномерно сцементированным сильнопористым и трещиноватым известняком-ракушечником желтого цвета, так называемым “пильным камнем”. Именно этот слой разрабатывался подземными выработками (“катакомбами”). Он же содержит практически все пещеры. В нижней и верхней частях разреза известняков, вблизи контактов с подстилающими и перекрывающими толщами, часто отмечается высокая кавернозность пород.

Средний и верхний плиоцен представлены отложениями куяльницкого и киммерийского ярусов. Куяльницкий ярус (N_{2kl}) представлен преимущественно светло-серыми и желтовато-серыми глинами, однако местами в нем преобладают глинистые пески, а также встречаются прослои песка, гравия и гальки, конгломерата и песчаника. Мощность 7 – 15 м, абсолютные отметки кровли от 12 до 35 м. Залегают куяльницкие отложения на размытой поверхности понта и мэотиса, и перекрыты верхнеплиоценовыми краснобурыми глинами.

Верхний плиоцен (N_{23}) сложен аллювиальными и водораздельными отложениями (песками, гравийно-галечниковыми слоями, алевроитами и глинами мощностью до 40 м), местами размытыми. Водораздельные верхнеплиоценовые отложения (красно-бурые глины, называемые «скифскими») развиты на всей территории от р. Дунай до р. Днепр, за исключением склонов долин и крупных балок, где они размыты. Они представляют собой глинистые осадки различного механического состава и цвета и считаются континентальными образованиями. Глины плотные, вязкие, пластичные, чаще всего карбонатизированные, комковатой текстуры, с друзами и кристаллами гипса. Мощность их от 2 до 18 м, обычно возрастает к водоразделам. Красно-бурые глины залегают на отложениях понта или куяльника. Красно-бурые (скифские) глины относятся к концу верхнего плиоцена. В северо-западном Приазовье такие глины залегают на хазарских отложениях, датированных второй половиной среднего ачкагыла (Титов, 2008).

Четвертичные отложения представлены преимущественно континентальными покровными образованиями водоразделов, склонов, долин балок и рек, аллювиальными, лиманными, морскими и лагунно-морскими осадками от раннечетвертичного до современного возраста. Залегают на разных по возрасту отложениях – от верхнего сармата до верхнего плиоцена. Ранне-позднетвертичные отложения

представлены мощной толщей лессовидных пород. Выделяются четыре яруса лессов и три горизонта ископаемых почв. В нижней части толщи местами залегают красно-бурые суглинки.

3.2. Тектоника

Район исследований находится в пределах северного склона Причерноморской впадины, наложенного на южный склон Украинского щита (УЩ). Причерноморская впадина представляет собой субширотный прогиб с блоковым строением гетерогенного по возрасту фундамента, ограниченный на севере УЩ, а на юге, в акватории Черного моря – погребенными структурами альпийской складчатости. В районе Одессы архейско-протерозойские образования фундамента залегают на глубине 1630 м, а мезо-кайнозойское заполнение впадины начинается с меловых отложений. В геологическом строении впадины выделяется киммерийско-альпийский и верхнеальпийский структурные этажи. К первому относятся мезозойские и неогеновые отложения, а второй образован осадками от позднего плиоцена до голоцена. Схема тектоники региона и границы распространения отдельных толщ показаны на рис. 2.

Дислоцированность известняков понта отмечалась многими исследователями в виде антиклинальных складок, флексур, сбросов и других нарушений. Лиманы и крупные балки приурочены к сводовым частям антиклиналей и разрывным нарушениям (Яцко, 1936; Гожик, Андрияш, 1971). Амплитуда смещения по последним может достигать 20-30 м, а доминирующим направлением является 312°.

В.И. Шмуратко (2001) подчеркивает ведущую роль в формировании свойств геологической среды Одессы мелко- и микроблокового строения послесарматского яруса и выделяет пять иерархических уровней геоблоковой делимости, с характерным шагом около 30-60, 100-200, 400-600, 800-1200 и 2400 м. На основании морфометрического анализа рельефа геологических поверхностей и тополинеаментов, данных геофизических и геодезических наблюдений, он выделяет две основных системы дизъюнктивов – диагональную с характерным тектоническим шагом около 1,5 км, и ортогональную, с шагом 3-4 км (рис. 3). Указывается также на дополнительную ортогональную сеть дизъюнктивов с шагом от первых сотен до нескольких десятков метров, распространенную повсеместно. В другом месте этой работы есть указание на зоны повышенной трещиноватости в понтических известняках и соответствующие им зоны повышенной пористости и проницаемости в вышележащих скифских глинах и лессовидных суглинках. В работе (Оползни..., 1993) подчеркивается развитие в известняках понта трещин с направлением ЮВ 160°.

3.3. Гидрогеологические условия

Район Одессы расположен в северном крыле Причерноморского артезианского бассейна. Тут выделяются этажно залегающие водоносные горизонты и комплексы в четвертичных, понтических, мезотических, сарматских и более древних отложениях, разделяемые слабопроницаемыми породами. Верхние горизонты и комплексы питаются преимущественно атмосферными осадками и вскрыты эрозионными врезами (рис. 4). В течение последнего столетия возростала доля в питании ирригационных вод и утечек из водопроводящих коммуникаций.

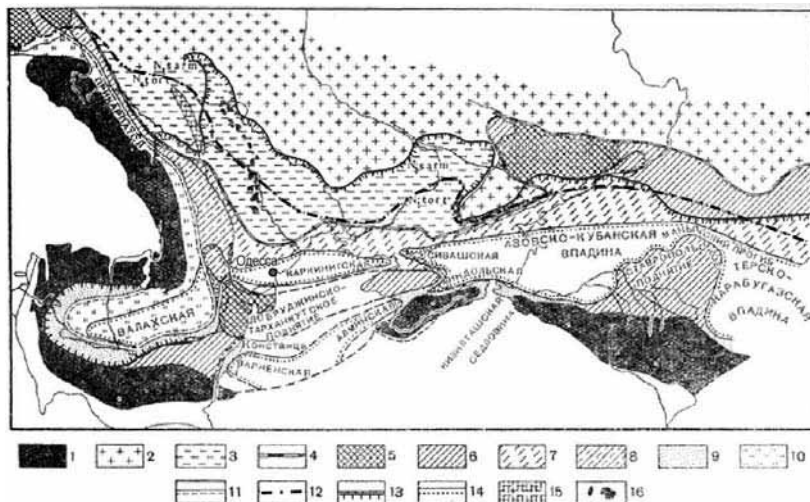


Рис. 2. Схема строения Причерноморской и Азовско-Кубанской впадин (по М.В. Муратову, 1949). Условные обозначения: 1 = мегантиклинали Восточных и Южных Карпат, Балканского хребта, Горного Крыма и Большого Кавказа; 2 = Русская платформа с докембрийским фундаментом, не захваченная неогеновыми опусканиями; 3 = часть Русской платформы с докембрийским фундаментом, вовлечённой в опускания краевых впадин Альпийской области в тортоне и сармате; 4 = линия предполагаемого сочленения докембрийского и герцинского оснований внутри краевых впадин; 5 = участки выхода на поверхность герцинского фундамента; 6 = приподнятые участки герцинского основания; 7 = более погруженные участки герцинского основания; 8 = Добруджинско-Станиславская палеозойская гряда, в настоящее время глубоко погруженная; 9 = краевые части впадин; 10 = нижнемиоценовая Прикарпатская впадина; 11 = край нижнемиоценовой Прикарпатской впадины; 12 = граница максимального распространения тортонских отложений; 13 = граница максимального распространения сарматских отложений; 14 = контур наиболее опущенных частей впадин; 15 = тортонско-нижнесарматские рифы; 16 = среднесарматские рифы.

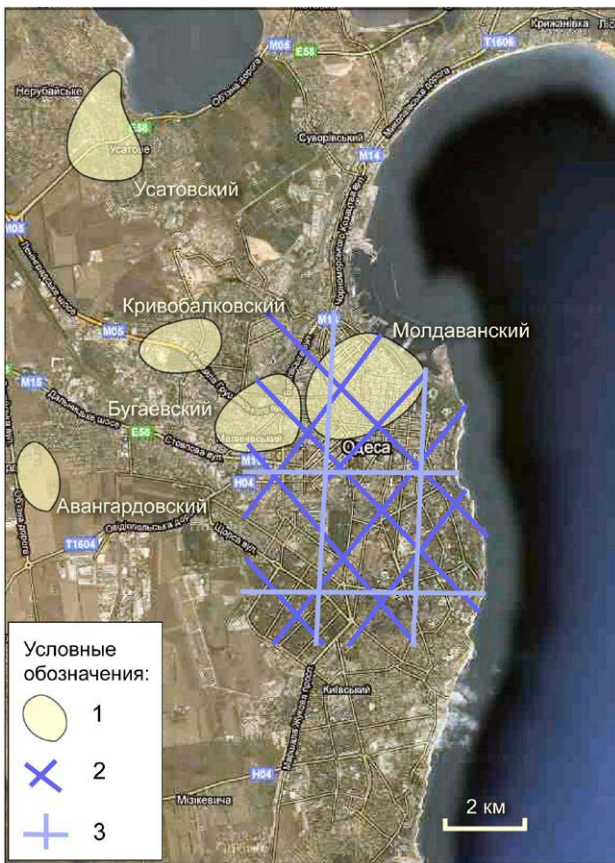


Рис. 3. Расположение пещерных участков в пределах Одессы (площади с желтой полупрозрачной заливкой). Картографическая основа дана по спутниковому снимку GoogleEarth. Линиями разной насыщенности голубого цвета показаны системы ортогональных и диагональных дизъюнктивов Послесарматского тектоно-геофизического яруса, выделенные В.И.Шмуратко (2001).

Водоносный горизонт четвертичных отложений (лессовидных суглинков и супесей) имеет широкое, хотя спорадическое распространение. Он формируется в основании лессовой толщи (средние величины коэффициентов фильтрации K_f которой составляют 0,5 - 2,0 м/сут), на региональном водоупоре красно-бурых суглинков (среднее значение K_f 0,05 м/сут) и скифских глин (среднее значение K_f 0,001 м/сут) (Шмуратко, 2001). Воды горизонта безнапорные, залегают на глубине от 0,5 до 15,0 метров. Горизонт питается атмосферными осадками и утечками из коммуникаций, а разгружается в балках и прибрежных обрывах, а также перетоком в нижележащий понтический горизонт. Ранее принималось, что переток грунтовых вод в нижележащие горизонты происходит в местах отсутствия красно-бурых глин – стратиграфических окнах. Однако анализ данных по режиму фильтроскважин по профилю дренажной завесы в Одессе показал, что преобладающую роль в нисходящих перетоках грунтовых вод играют зоны повышенной проницаемости понтических известняков и рыхлого покрова, а не стратиграфические окна (Зелинский и др., 1997; Шмуратко, 2001).

По составу воды горизонта преимущественно хлоридно-натриевые и хлоридно-кальциевые, с минерализацией от 0,4 до 13,0 г/л (типичные значения 5,0 – 10,0 г/л).

Водоносный горизонт понтических отложений распространен повсеместно, за исключением глубоких эрозийных врезов. Водовмещающими породами являются известняки, реже пески и алевроиты. Нижним водоупором служат одновозрастные или мзотические глины. В районе Одессы понтический водоносный горизонт вскрывается «катакомбами». Преобладающая глубина залегания вод горизонта на водоразделах 25 – 30 м, уменьшаясь в сторону эрозийных врезов. Обводненность понтических отложений очень неравномерна, что во многом определяется вариациями в степени пористости, трещиноватости и закарстованности известняков. Обычно обводнена нижняя часть толщи понта мощностью от 0,2 – 6,0 до 10,0 м. Воды преимущественно безнапорные, однако встречаются местные напоры величиной 3,0 – 5,0 м. Направление потока вод понтического горизонта юго-восточное и юго-юго-восточное, но прерывается глубокими балками.

Питание горизонта осуществляется преимущественно за счет инфильтрации атмосферных осадков на площадях отсутствия верхнего водоупора и перетока вод из вышележащего водоносного горизонта. Дренаруется водоносный горизонт родниками в долинах рек, лиманов и крупных балок, а также в прибрежных обрывах. На прибрежной полосе города Одессы подземные воды понтических известняков отводятся в дренажные штольни и поступают в море. Дебиты штолен достигают 70,0 л/сек. До создания системы дренажных сооружений естественная разгрузка в прибрежных участках была затруднена в связи с закрытостью склонов мощными глинистыми оползневыми накоплениями, в связи с чем возникал подпор и подъем уровня вод на 3-5 м (Оползни..., 1993).

Минерализация подземных вод изменяется в широких пределах от 0,4 до 40,0 – 145,0 г/л. Преобладают значения минерализации 1,4 – 2,7 г/л. Химический состав вод весьма изменчив, с преобладанием сульфатно-хлоридных кальциевых вод.

Водоносный горизонт мзотических отложений развит на значительной части территории, кроме крупных эрозийных врезов. Водовмещающими являются прослойки мелкозернистых песков и алевроитов мощностью 0,1 – 5,0 м, иногда 10 – 16 метров, залегающих в толще зеленовато-серых глин. Ввиду разобщенности этих прослоев и линз, мзотический горизонт не имеет единой пьезометрической поверхности. Глубина залегания водоносного горизонта изменяется от 0 до 60 – 70 м, в т.ч. до 25 м ниже уровня моря. Воды обычно имеют напор до 3-10 м, иногда до 10 – 20 м. Напор снижается по направлению к глубоким балкам, долинам лиманов и побережью моря, где происходит разгрузка. На участках высоких напоров, воды мзотических отложений поступают в понтические известняки. Минерализация вод изменяется от 0,5 до 4,5 г/л. Воды преимущественно сульфатно-гидрокарбонатные смешанного катионного состава.

Водоносный горизонт верхнесарматских отложений представлен в большинстве случаев многочисленными подгоризонтами различной мощности и простирания, соответствующими прослоям и линзам оолитовых

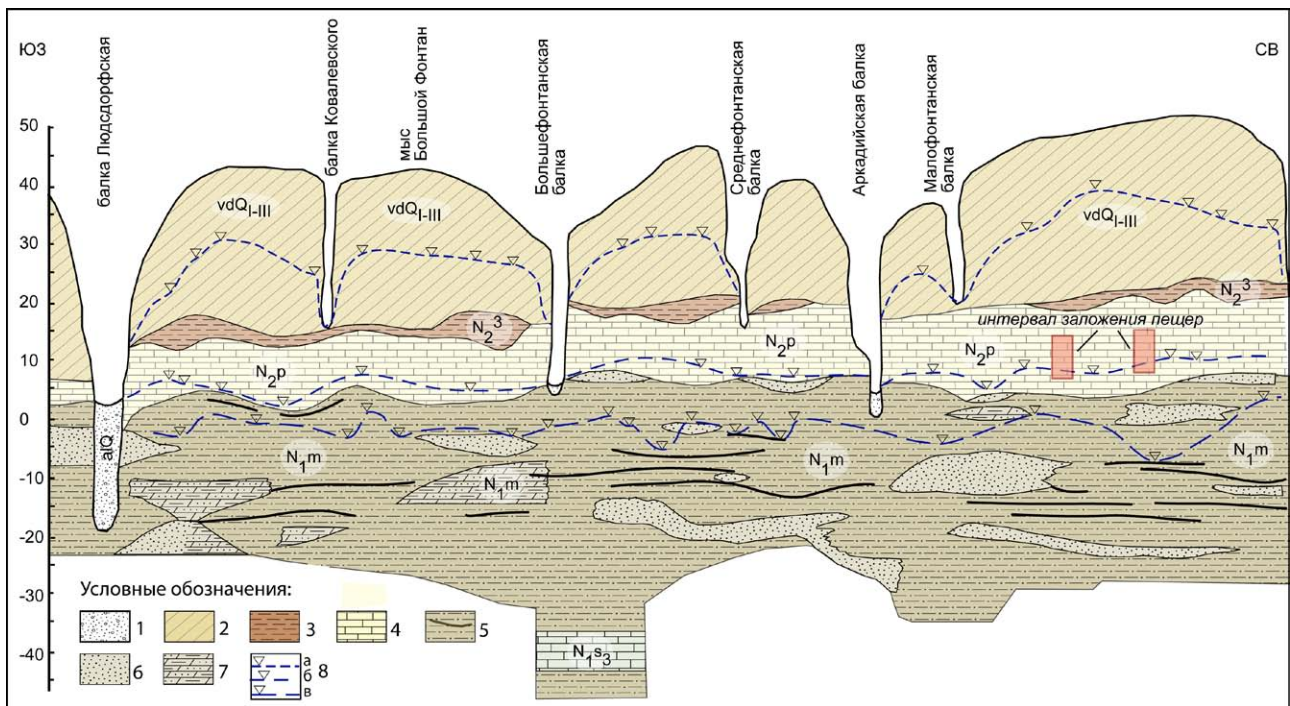


Рис. 4. Схематический вдольбереговой геолого-гидрогеологический разрез участка побережья г.Одесса (по Оползни..., 1993, модифицировано). Условные обозначения: 1 = пески средние, крупные, местами гравелистые, 2 = суглинки лессовидные; 3 = красно-бурые глины, местами мергели; 4 = известняки, местами перекристаллизованные; 5 = мэотические глины с лигнитизированными прослоями; 6 = пески пылеватые, мелкие; 7 = супеси с прослоями глин и песков; 8 = уровни водоносных горизонтов: а = четвертичного (грунтовых вод); б = понтического; в = мэотического. Розовыми прямоугольниками показано стратиграфическое положение карстовых каналов в толще понта.

известняков, песчаников и песков в преимущественно глинистой толще. Мощность водосодержащих прослоев и линз изменяется от 0,2 – 1,0 м, иногда достигая 3 – 5 м, реже 10 – 20 м. Глубина залегания кровли водоносного горизонта от 150 – 160 м на водоразделах до нескольких метров в долинах рек и глубоких балках. Отмечается общее погружение отложений с севера на юг и юго-запад, где кровля водоносных слоев фиксируется на глубинах от -90 до -150 м. В том же направлении возрастает величина напора (от 40 – 50 до 100 – 140 м.). Пьезометрическая поверхность наклонена с севера на юг от абсолютной отметки +80 до -40 м.

Воды горизонта преимущественно пресные и слабосоленоватые, но встречаются соленоватые, сульфатно-гидрокарбонатные, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, магниевые-натриевые, реже хлоридно-сульфатные. Минерализация колеблется от 0,5 – 1,5 до 2,3 – 3,7 г/л, реже до 5 – 7 г/л.

4. СПЕЛЕОГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

4.1. Распространение и условия заложения пещер

Подавляющее большинство пещер в районе Одессы вскрыто подземными выработками («катакомбами») в понтических известняках. Выработки и пещеры заложены в слое «пильного» известняка, выше и ниже переходящего в перекристаллизованные разности. Разработка известняков подземным способом в районе Одессы осуществлялась с начала

19-го века, в результате чего пройдено множество разобренных выработок, протяженности которых в отдельных крупных полях достигает десятков и сотен километров, а общая протяженность оценивается в 2500 км. При высокой плотности ходов выработок, они вскрывают большинство имеющихся в этой толще карстовых пещер и закарстованных трещин, что дает уникальную возможность непосредственного изучения распределения и характера природных полостей даже при их латеральной разобренности.

В настоящее время в районе Одессы известно и задокументировано 68 пещер. Большая их часть сконцентрирована на Молдаванском (32) и Бугаевском (29) участках, разделенных крупнейшей в Одессе балкой Водяная (рис. 3). Тут расположены все значительные пещеры района Одессы (11 пещер с индивидуальной протяженностью свыше 100 м), в том числе крупнейшие пещеры Причерноморья Новороссийская (1470 м; Бугаевский участок) и Наталина (1292 м; Молдаванский участок). Причинами концентрации изученных пещер на этих участках могут быть как природные предпосылки (обсуждаемые в разделе «Концептуальная модель...»), так и субъективные факторы (наличие обширных полей подземных выработок и степень их спелеологической изученности).

Практически все пещерные ходы (каналы) демонстрируют отчетливый контроль дизъюнктивными нарушениями – субвертикальными трещинами. Поэтому распределение каналов в плане (в условиях их «сплошной» изученности) представительно характеризует трещиноватость понтических известняков, гидрогеологически активную в период спелеогенеза.

Распространение каналов в пределах отдельных крупных участков выработок представлено на рис. 5 и 6. На рисунках представлены все задокументированные пещеры, доступные для проникновения человека (отмеченные индексами П-хх на рисунках), а также закарстованные трещины, более узкие, чем пещерные каналы, не проходимые человеком и не регистрируемые как пещеры, но аналогичные по генезису и гидрогеологической функции.

На этих рисунках видно, что большинство пещер и закарстованных трещин в понтических известняках Одессы представляют собой единичные изолированные карстовые каналы, или изолированные комбинации двух-трех (редко больше) пересекающихся каналов. Более протяженные и сложные пещеры, по структуре приближающиеся к сетчатым лабиринтам, образуются на участках, где иницирующие трещины в известняках понта имеют латеральную связность в пределах небольших кластеров. Примерами таких пещер на рисунках являются Наталина, Мудрости и Поисковая.

4.2. Структура пещер

Информативной характеристикой сетей карстовых каналов является плотность, выражаемая в их протяженности, отнесенной к единице площади пещерных полей (км/км²; Климчук, 2008). Рассчитанный для больших участков, представленных на рисунках 5 и 6, этот показатель варьирует в пределах 36,8 – 68,9 км/км² (Таблица 1). Более сравнимой с данными по другим пещерам является плотность каналов, рассчитанная по многоугольнику, описывающему крайние точки полей отдельных крупных пещер. Плотность каналов, определенная для трех пещер, расположенных в пределах показанных участков (Наталина, Мудрости и Поисковой), показывает различия между пещерами средней (87,0 – 95,7 км/км²; пещеры Наталина и Мудрости) и высокой (188,8 км/км²; пещера Поисковая) плотности. Последнее значение близко к значениям плотности каналов лабиринтовых сетей гипогенных пещер Западной Украины (среднее 167,4 км/км²; Таблица 2). Во всех случаях плотность каналов в

Таблица 1.

Плотность каналов в понтических известняках различных участков Одессы.

Участок выработок	Плотность каналов, км/км ²
Молдаванский участок, участок выработок К-24	40,7
Молдаванский участок, участок выработок Т-30	68,9
Бугаевский участок, участок выработок К-48	36,8
Бугаевский участок, пещера Поисковая	188,8
Молдаванский участок, пещера Наталина	87,0
Молдаванский участок, пещера Мудрости	95,7

понтических известняках Одессы укладывается в известные пределы значений для гипогенных пещер (Климчук, 2008), но в несколько раз превышает значения плотности каналов в древовидных сетях эпигенных пещер (среднее 16,7 км/км²). Основной причиной такого различия являются различия в механизмах гипогенного и эпигенного спелеогенеза (Климчук, 2008; Klimchouk, 2007), поэтому приведенные характеристики каналовых сетей в понтических известняках Одессы являются индикатором их гипогенного происхождения.

Яркой характеристикой структуры карстовых каналов изучаемого района (как единичных каналов, так и кластеров пересекающихся каналов) является их полная изолированность по латерали. Практически все пещерные хода оканчиваются выклиниванием трещинообразных ходов в латеральном направлении или слепыми тупиками (отдельные случаи окончания ходов глыбовыми завалами не изменяют эту закономерность), и не обнаруживают никаких морфологических признаков генетической связи с очагами поверхностного питания или местами разгрузки в эрозионных врезках или прибрежных обрывах. Редкие случаи наличия палео-входов, фиксируемых отложениями с привнесенным костным материалом, связаны с более поздними провальными просадочными деформациями. Ни единичные каналы, ни их квази-лабиринтовые сети, не проявляют никаких латеральных трендов в морфологическом облике и размерах, которые могли бы указывать на латеральное движение пещероформирующих вод.

Структура ориентировок кар-стовых каналов демонстрирует многомодальное распределение, при этом существенно различаясь по участкам (рис. 7).

Таблица 2.

Средние значения плотности каналов для различных выборок.

Выборки (по данным этой работы и статьи Климчука, 2008)	Средняя плотность каналов, км/км ²
Все участки Одессы	83,3
Участки разобщенных пещер (К-24 и Т-30)	48,7
Поля отдельных крупных пещер Бугаевского участка (Поисковая)	188,8
Поля отдельных крупных пещер Молдаванского участка (Наталина, Мудрости)	91,3
Лабиринтовые сети гипогенных пещер (по Климчуку, 2008)	167
Лабиринтовые сети пещер в гипсах Западной Украины	167,4
Лабиринтовые "крупночешуйчатые" сети гипогенных пещер (Jewel Cave, известняки, США – 49,1; Estremera Cave, гипсы, Испания – 59,3; Wind Cave, известняки, США – 105, 7)	71,4
Древовидные сети эпигенных пещер	16,7

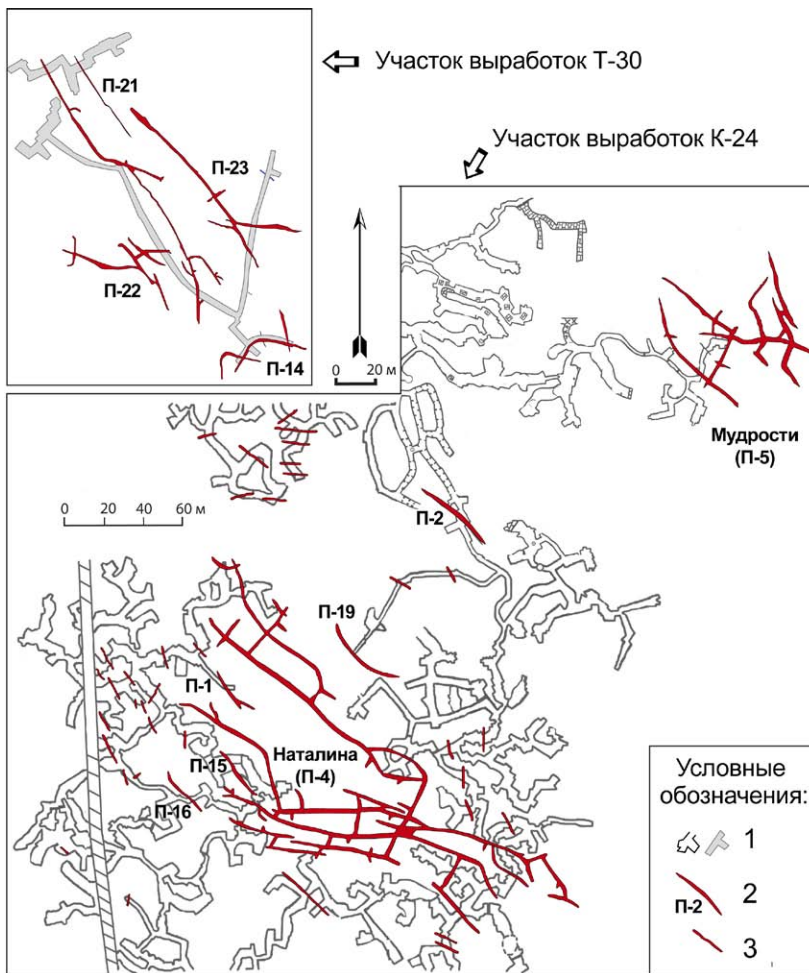


Рис. 5. Карстовые каналы (пещеры и закарстованные трещины) Молдавского участка. Условные обозначения: 1 = выработки; 2 = карстовые пещеры; 3 = закарстованные трещины.

На Бугаевском участке распределение ориентировок более изотропно, с модальными интервалами 280-290°, 300-310°, 330-340°, 350-0°, 10-20° и 60-70°. На Молдавском участке более четко выражены ортогональные (270-280° и 0-10) и диагональные (320-330° и 70-80-90°) направления. Характерный шаг закарстованных трещин-каналов в субпараллельных системах, отмечаемый в работах по геологии понтической толщи (Шмуратко, 2001), выделить трудно. Расстояние между соседними каналами в местах их сгущения варьирует от 2-4 до 30-40 м и более.

В разрезе понтической толщи, карстовые каналы приурочены к среднему слою «пильного» известняка. Однако отдельные элементы морфологии полостей распространяются в нижний и верхний слои понтической толщи. В нижний слой проникают трещинообразные «рифты» в основании сечений многих ходов и отдельные округлые вертикальные каналы («фидеры») в днищах ходов, а в верхний слой распространяются готические замыкания высоких щелеобразных ходов и восходящие каналы-«камины».

4.3. Мезо-морфология пещер

Важнейшей характеристикой мезо-морфологии пещер являются формы поперечных сечений ходов.

В кажущемся многообразии поперечных сечений ходов пещер Одессы выделяются несколько преобладающих типов с локальными вариациями (рис. 8 и 9).

Наиболее распространенными являются щелевидные сечения высотой 2-3 м и шириной 0,5-1,0 м (рис. 8, 1; рис. 9, В, Ж). Также широко распространены вертикально вытянутые ромбовидные сечения, типичной высотой около 2 м и шириной около 1 м, где верхняя часть ромба заметно меньше нижней (рис. 8, 2-3). Наиболее расширенная часть сечений соответствует определенному прослою известняка. Ромбовидность сечений может быть сглажена до формы вертикально вытянутого овала (рис. 9, В). Замыкания сводов в сечениях могут быть щелевидными (более или менее равномерно выклинивающиеся кверху закарстованные трещины; рис. 8, 1; рис.9, Б, Д) или сводчатыми, закругленными, с купольными формами, в которых осевая трещина прослеживаются, но расширены слабо (рис. 8, 4; рис.9, А, Е). Значительно реже встречаются округлые сечения и сечения в форме горизонтально вытянутого овала. В некоторых пещерах участки ходов заложены в слоистых известняках с линзами и прослоями зеленоватых глин, по которым происходят обвалы кровли, ввиду чего верхняя часть сечений приобретает прямоугольную форму.

Отмеченные основные типы поперечных сечений часто осложнены наличием выраженных горизонтальных ниш, приуроченных к определенным интервалам – прослоям известняка. Такие ниши могут быть развиты симметрично в обеих стенах, углубляясь в них на 0,5-1,0 м (рис. 8, 2; рис.9, Ж), но часто ниша в одной из стен намного «глубже» (до 2-5 м, при высоте 0,2-0,4 м), что обуславливает выраженную асимметричность сечений (рис. 8, 6, 7). Иногда в сечении ходов выражены два уровня горизонтальных ниш (рис. 8, 8; рис.9, Б), редко – три уровня. На этих же уровнях иногда развиты каналы небольшого округлого сечения с поперечником до 0,5 м, отходящие в сторону от основных ходов на длину до 2-3 м, выклинивающихся вглубь массива.

В некоторых случаях наиболее расширенная округлая часть сечения расположена в верхней части слоя пильного известняка, образуя верхнюю часть полости (рис. 8, 5). Вниз такое сечение сужается до непроходимых человеком размеров и продолжается глубокой закарстованной трещиной с корродированными стенами.

При анализе поперечных сечений ходов важно учитывать, что их нижняя часть обычно скрыта глинистым заполнителем, что придает им формы, близкие к треугольным (рис.9, Д). Наблюдения на участках минимальной мощности или отсутствия заполнителя, в расчистках, а также в местах разрезания карстовых каналов выработками, позволяют судить о действительной форме сечения (рис. 9, 3).

Сечения большинства ходов имеют узкое продолжение в днище в виде закарстованной трещины шириной 5-10 см ("рифта"). На фото 3 рис. 9 показано типичное сечение хода, разрезанного галереей подземной выработкой (вход из "катакомб в пещеру Одесская"). Для сравнения, на фото И показано такое же сечение без заполнителя, в гипогенной пещере Анели в меловых известняках в Израиле, вскрытой карьером (Frumkin, Fischhendler, 2005). На участках отсутствия заполнителя в днищах ходов часто наблюдаются округлые каналы-«колодцы» ди-аметром 30-50 см, до 1 м, глубиной до 1 м (в отдельных случаях до 2 м), забитые заполнителем (рис. 9, Е, Ж). Такие колодцы неоднократно вскрывались в различных пещерах при шурфовках заполнителя. Иногда подобные каналы проявляются как локальные расширения узких донных рифтов. В некоторых пещерах (Заповедная) расчистками установлены более крупные колодцы-углубления, диаметром и глубиной свыше 2 м.

В нескольких пещерах (Новороссийская, Поисковая, П-63)

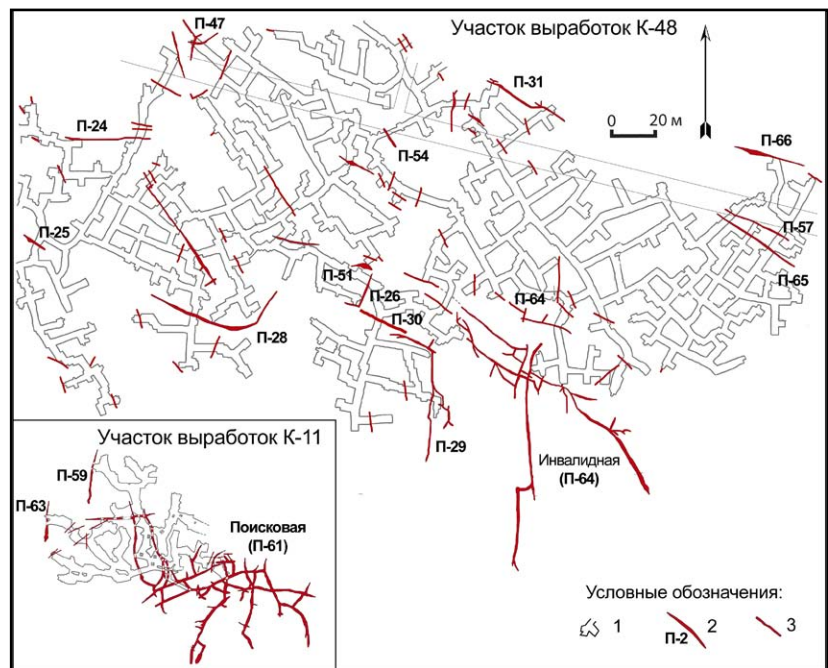


Рис. 6. Карстовые каналы (пещеры и закарстованные трещины) Бугаевского участка. Условные обозначения: 1 = выработки; 2 = карстовые пещеры; 3 = закарстованные трещины.

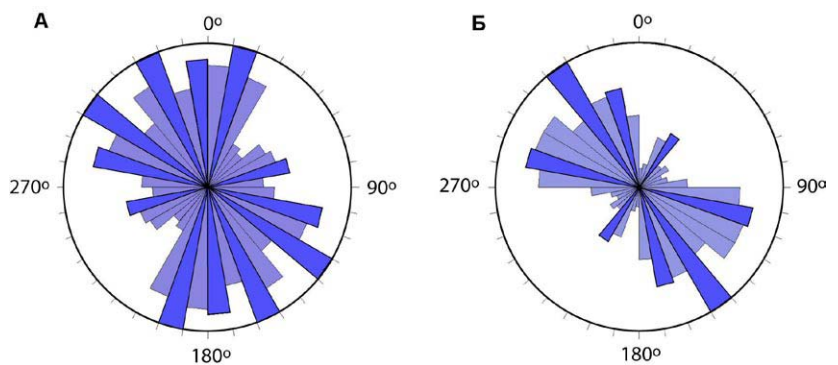


Рис. 7. Распределение ориентировок карстовых каналов в понтических известняках на Бугаевском (А) и Молдаванском (Б) участках.

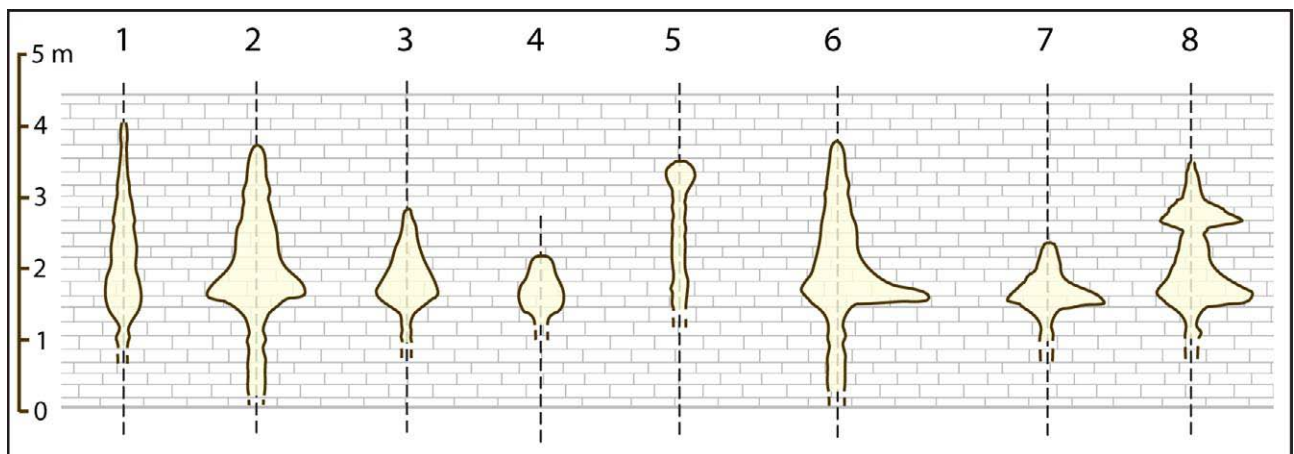


Рис. 8. Типичные поперечные сечения пещер понтических известняков Одессы.

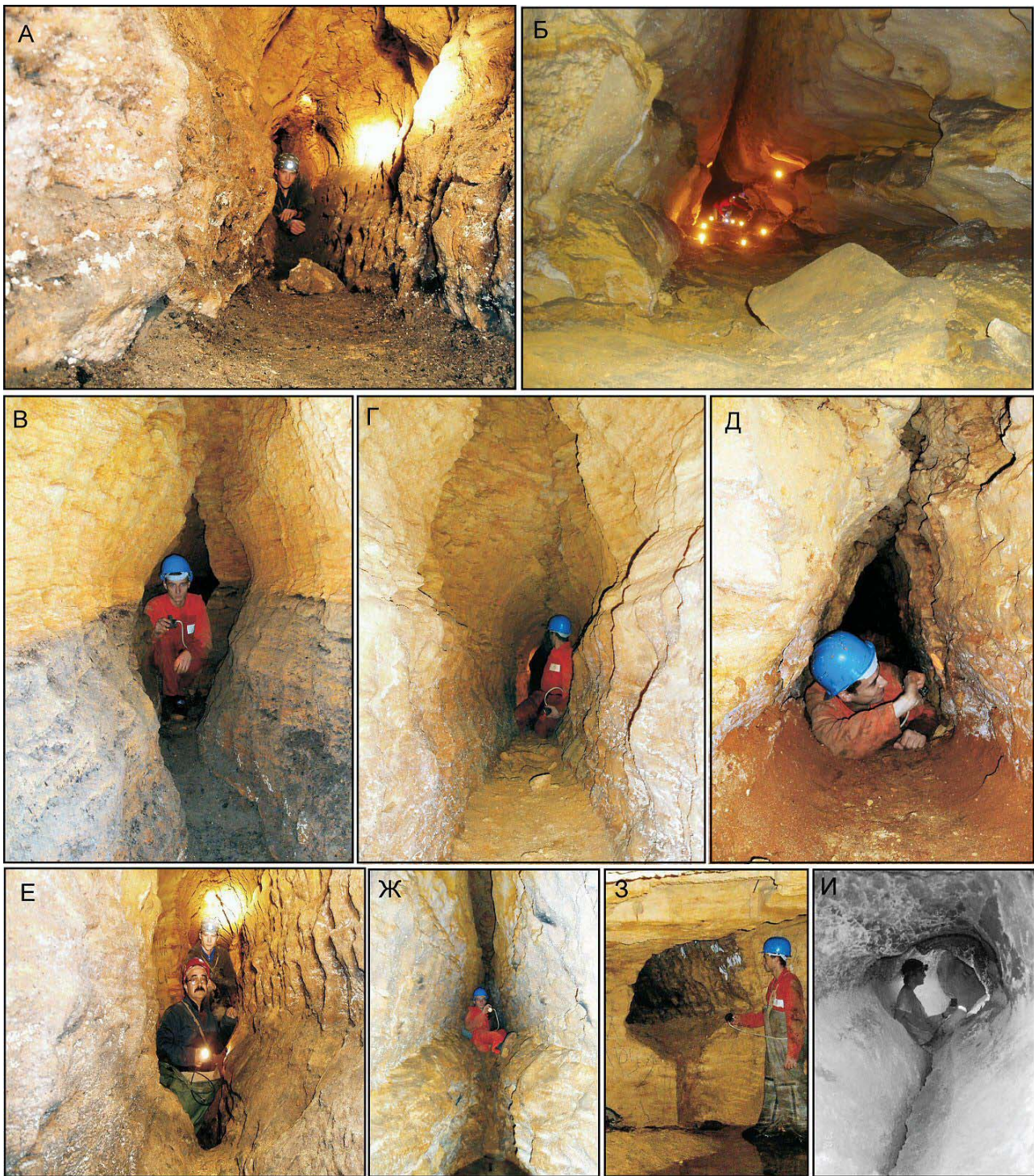


Рис. 9. Морфология ходов пещер в понтических известняках Одессы. А = овальное сечение с куполами в своде; Б = высокий ход по трещине, осложненный ассиметричными горизонтальными нишами в два яруса; В и Г = чечевицеобразное сечение по вертикальной трещине без заполнителя (В) и с заполнителем (Г); Д = треугольное сечение с заполнителем - верхняя часть истинного ромбовидного сечения; Е и Ж = колдцеобразные углубления в днищах ходов («фидеры»); З = «рифтовый» фидер в днище ромбовидного сечения, скрытый заполнителем (сечение хода, разрезанного выработкой); И = аналогичное сечение с «рифтовым» фидером в гипогенной пещере Aneva в меловых известняках в Израиле (по Frumkin, Fischhendler, 2005). Фото А, В, Г и Е = пещера Наталина; Б = пещера Новороссийская; Д = пещера Грицаевская; Ж, З = пещера Одесская. Фото А-З: К.Пронин; фото И: А.Фрумкин.

известны камеры сложной формы, которые можно характеризовать как участки губчатого растворения – мега-спонжворк (spongework). Они отличаются сильно корродированными поверхностями и наличием глубоко изъеденных кусков и глыб породы, заполняющих

камеры. Такие камеры расположены в «тупиках» ходов. В пещере Поисковая, представляющей собой наиболее плотный лабиринтовый кластер (см. рис. 6), многочисленные губчатые камеры расположены во всех тупиках южного и юго-западного контура

пещерного поля. Некоторые небольшие пещеры целиком представляют собой губчатые камеры (П-25, П-33). В контексте представленной в настоящей статье модели гипогенного спелеогенеза, губчатые камеры являются очагами восходящего питания пещеры от нижележащего водоносного горизонта водами повышенной агрессивности.

В своде большинства пещер имеются многочисленные купольные формы, а также восходящие камины, поднимающиеся от общего уровня сводов на 2-4, иногда до 6 м. Среди каминов имеются вытянутые по оси хода (щелевидные) формы шириной 0,5-0,7 м и длиной 2-4 м, и цилиндрические или слабовытянутые (эллипсоидные) формы с поперечником до 1,5 м. Высокие камины в своей верхней части вскрывают слоистые неравномерно сцементированные известняки и вышележащие плитчатые известняки. В некоторых случаях камины расположены непосредственно над колодцами в днищах ходов. Под каминами часто имеются скопления обломочного материала плитчатых известняков, а также высыпки красно-бурых глин, часто разнесенных в смежные участки ходов. В сводах некоторых каминов отмечаются сталактиты, а под ними – сталагмиты, фиксирующие нисходящую фильтрацию вод на современном этапе. На отдельных участках сводов (пещера Сталактитовая) развиты многочисленные круглые камины-трубы небольшого (0,3-0,6 м) диаметра.

Морфология поверхности стен ходов обычно неровная, изобилующая углублениями и выступами (см. рис. 9). Стены ходов, особенно в нижней части, изобилуют скульптурными углублениями в виде неглубоких (5-10 см, иногда до 20-30 см) карманов и ниш, часто расположенных вертикально ориентированными сериями. В некоторых местах наблюдаются скопления лункообразных углублений и каверн, обычно вытянутые по определенному слою.

4.4. Вторичные отложения пещер

Большинство пещер Одессы содержат рыхлый заполнитель, мощность и состав которого варьируют в широких пределах. По составу и мощности рыхлого заполнителя выделяются две группы пещер. В пещерах первой группы заполнитель имеет минимальную мощность (обычно до 10-20 см) и представлен карбонатным песком и мелкими обломками известняка. Красно-бурые глины отсутствуют или встречаются только в виде локальных высыпок под высокими каминами или провальными нарушениями как обвального-гравитационный материал перекрывающих толщ, практически не перераспределенный водной средой. В пещерах второй группы более или менее повсеместно распространен глинистый заполнитель значительной мощности, перераспределенный в водной среде низкой энергии, в составе которого преобладают красно-бурые глины, но встречаются разности серо-бурых и зеленовато-серых глин.

Очевидно, что глинистые отложения поступали в пещеру от вышележащих рыхлых отложений. Строение толщи заполнителя вариабельно и отражает локальные различия в условиях вскрытия пещерой вышележащих отложений (состав которых также различается по

площади), вскрытия самой пещеры провалами и поверхностными врезами, а также различные режимы формирующей водной среды. Некоторое представление о строении разрезов дают материалы палеонтологических раскопок в пещерах Заповедной и Грицаевской (Одинцов, 1962; Вангенгейм, Певзнер, 1991), а также различные расчистки и шурфовки в других пещерах.

В нижней части разрезов обычно наблюдается слой, состоящий из смеси красно-бурой глины и карбонатного песка, количество которого увеличивается книзу. Выше залегает плотная красно-бурая глина мощностью от 0,2 м до метра (иногда более), часто содержащая комки зеленой глины. Еще выше обычно залегает более или менее обособленный слой той же глины, но переполненный обломками известняка, мощностью 0,1-0,5 м. Над этим слоем находится слой более рыхлой, комковатой, красно-бурой глины мощностью до метра и более. Именно он является костеносным в пещерах, содержащих палеонтологический материал. Во многих пещерах самым верхним является маломощный (2-5 см) слой кирпично-красной глины, обычно в виде угловатых обломков-плиток. Этот слой наблюдается, помимо днищ основных ходов, в каналах-тупиках, часто заложенных выше днищ основных ходов.

Приведенный разрез является типовым, обобщенным, и не везде представлен полностью. Он отражает некоторую общую закономерность изменений условий формирования заполнителя, которая может быть представлена следующим образом.

Пещерные каналы в «пильном» слое понтических известняков развивались в субартезианских условиях, за счет восходящего перетока вод от нижележащих водоносных горизонтов и комплексов к зонам повышенной проницаемости в рыхлом покрове. Такие условия характеризуются низкой динамикой водной среды и отсутствием существенных источников взвешенных частиц. В них накапливался базальный слой карбонатного песка - продукта неполного растворения вмещающей породы. Во многих пещерах этот слой остался единственным (помимо обвального-гравитационного обломочного материала) существенным кластическим осадком – это означает, что такие пещеры не получали прямого крупнополостного выхода в перекрывающую толщу и на поверхность.

В других пещерах, по мере роста восходящих каминов и обрушения слоя плитчатого известняка, такие камины выходили снизу на подошву вышележащих средне- и позднеплиоценовых глинистых отложений, в том числе красно-бурых глин. Они попадали в полостное пространство и в той или иной степени разносились в нем, формируя нижний слой переотложенных красно-бурых глин с включениями других глин. Такой разнос усиливался в период активизации восходящего водообмена при возрастающем вскрытии пещер провальными структурами в условиях денудационного снижения поверхности и углубления эрозионных врез. Снятие напоров при гидрогеологическом раскрытии карстовых систем вызывало увеличение количества обломочного обвального материала в пещерном заполнителе.

При интеграции в поверхностную флювиальную сеть отдельных провалных структур, формируемых главным образом по восходящим каминам (т.е. при образовании по ним поноров-поглотителей), происходил занос и переотложение красно-бурых глин и костного материала в пещерных каналах водными потоками. Эта фаза отличалась повышенной динамикой водной среды.

Костным материалом богаты те пещеры (Заповедная, Грицаевская), которые были непосредственно связанные с восходящими источниками или карстовыми провалами, служившими притягательными местами и ловушками для животных, или где поноры размывали палеонтологические скопления иной природы. Верхний слой кирпично-красной глины является продуктом последней фазы отложения заполнителя в условиях снижающегося безнапорного водоносного горизонта, при слабой активности поглотителей на поверхности. Его усыхание обусловило разделенность слоя на «плитки» и их характерную угловатость.

В связи с приведенной трактовкой образования заполнителя следует обратить внимание на проблему его возраста. В литературе широко распространены заблуждения на этот счет, связанные с интерпретацией палеонтологического материала в заполнителе пещер. Часто используется неясный термин «возраст местонахождения». За таковой нужно было бы принимать возраст заполнителя, однако в публикациях при этом обычно указывается возраст палеонтологического материала. Этот возраст, а также микрофаунистические датировки материала заполнителя, не являются возрастом самого заполнителя, и тем более не являются возрастом пещер. В общем, время заполнения пещер красно-бурыми глинами и костным материалом может быть различным в пределах широкого временного интервала от фазы начального гидрогеологического раскрытия артезианских карстовых систем до современности. Сопреженным спелеогенетическим и палеогеографическим анализом можно сузить вероятный временной интервал накопления пещерного заполнителя с костями (см. раздел ниже), но в любом случае время заполнения отдельных пещер может существенно различаться.

Возраст палеонтологического материала из пещер Одессы (тракуемый как возраст местонахождений) определялся различными исследователями как средне- (Бачинский, 1965) или позднелиценный (Одинцов, 1966; Рощин, 1965), или как раннеантропогенный (Алексеева, 1977). В.Н.Семенов и Б.Б.Муха (1997) определяют возраст фауны из пещеры Заповедной интервалом от 3,3 до 4,0 млн. лет (конец раннего плейсцена - киммерия). С этим совпадает абсолютное датирование палеонтологического материала из пещеры Грицаевской (3,6 млн. лет; Вангенгейм, Певзнер, 1991), а также данные датирования фауны мелких млекопитающих из пещеры Заповедной (Топачевский и др., 1997) и микрофауны материала заполнителя (Vislobokova et al., 2001). Еще раз подчеркнем, что эти датировки характеризуют возраст фаунистического материала, но не возраст заполнителя (т.е. времени переотложения коренных красно-бурых глин и исходных местонахождений). В

литературе есть также указания на палеомагнитное исследование костеносных глин, но нам не удалось найти оригинальные публикации и разобраться какие именно глины (исходная толща или переотложенный заполнитель) исследовались.

Обратим внимание на важное обстоятельство: датировки палеонтологического материала из пещер Одессы (3,3 – 4 млн. лет) отличаются от возраста самой толщи красно-бурых (скифских) глин, которые относятся к послекуляльницкому времени (1,8 – 2,2 млн. лет).

В пещерах Одессы установлены различные виды хемогенных отложений. Локально развиты обычные субаральные натечные образования, локализованные в местах нисходящей фильтрации вод. Широкое распространение имеют карбонатные корки толщиной 2-10 мм. Пронин (2009) указывает на оолитовое и концентрически-зональное строение корки. Условия ее образования неясны. Также широко распространены гипсовые кристаллические корки толщиной до 2-5 мм. Они покрывают нижние части стен ходов до высоты 0,5-1,0 м и вероятно образованы осаждением сульфата кальция при выходе поровых вод известняков в аэрируемое пространство ходов.

5. КОНЦЕПТУАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ СПЕЛЕОГЕНЕЗА В ПОНТИЧЕСКИХ ИЗВЕСТНЯКАХ ОДЕССЫ

Приведенные характеристики условий заложения, структуры и морфологии пещер понтических известняков Одессы, а также особенности рыхлого заполнителя пещер, хорошо объясняются моделью гипогенного спелеогенеза в слоистых артезианских структурах (рис. 1; Климчук, 2006; Klimchouk, 2000; 2007, 2009). Формирование пещер происходило в условиях напорного водоносного комплекса и в период его раскрытия углубляющимися эрозионными врезами.

Карстовые каналы прорабатывались по субвертикальным секущим тектоническим трещинам в понтических известняках восходящими напорными водами мезотического и (или) нижележащих водоносных комплексов. Разгрузка происходила по зонам повышенной проницаемости в покровной слабопроницаемой толще, особенно в днищах формирующихся эрозионных врезов. При такой «поперечной» циркуляции закарстованием могут расширяться единичные изолированные в плане каналы. На площадях сгущения и латеральной связности иницирующих трещин формировались квази-лабиринтовые системы ходов, оставшиеся изолированными в латеральных направлениях. Никакая иная из существующих спелеогенетических моделей не способна объяснить латеральную изолированность карстовых каналов, столь ярко выраженную в понтических известняках Одессы. Традиционная эпигенная трактовка требует, помимо прочих признаков, наличия спелеоморфологической выраженности транзита вод между латерально разобценными контурами питания и разгрузки, а также наличия определенных латеральных трендов в морфологии и морфометрии каналов, в частности – древовидной структуры каналовых систем. Такие признаки отсутствуют в пещерах Одессы.

Питающими элементами пещерной морфологии являлись расширенные трещины («рифты») и отдельные вертикальные каналы в днищах ходов, а также камеры губчатого растворения. Элементами разгрузки являлись восходящие камины, выходящие на слой плитчатого перекристаллизованного известняка или на верхний контакт известняковой толщи, а в других случаях - верхние контуры крупных секущих трещин по всей их протяженности.

Крупные дизъюнктивы в известняках, вероятно, совпадают в плане с зонами повышенной проницаемости в покровной толще, через которые происходила разгрузка. Более того, вероятно, что местами восходящая разгрузка через понтические известняки началась еще до накопления краснобурых глин и продолжалась во время их образования, что должно выразиться в аномалиях в составе глин (такие аномалии отмечаются В.И.Шмуратко, 2001). При их несовпадении дизъюнктивов в известняках с зонами повышенной проницаемости в покрове, сток от каминов распределялся к ближайшим таким зонам по верхнему слою плитчатых известняков, обладающему рассеянной проницаемостью, и по верхнему контакту.

Наиболее простой («базовой») формой поперечного сечения карстовых каналов в такой схеме циркуляции являются высокие щелеобразные сечения (рис. 8, 1). В категорию задокументированных пещер попадают карстовые каналы, проходимые человеком, т.е. имеющие раскрытие 30 см и более. В понтических известняках широко распространены более узкие закарстованные трещины, раскрытые по тому же механизму, что и рассматриваемые пещеры.

Ввиду частого планового несовпадения элементов питания на нижнем контуре пещер с элементами разгрузки на их верхнем контуре, сток в пределах пещер приобретал локальную латеральную компоненту (особенно в структурах, более сложных, чем единичная трещина), что обуславливало более выраженную скульптурную проработку в верхних частях сечений некоторых ходов (рис. 8, 5; рис. 9, А, Е).

В изучаемых пещерах распространенными являются поперечные сечения с выраженными расширениями в отдельных выдержанных интервалах, соответствующих определенным прослоям (рис. 8, 2, 3, 6-8). Такие расширения придают сечениям ромбовидную форму (рис. 8, 3; рис. 9, Ж, З), а при более существенной углубленности в стороны выглядят как горизонтальные ниши (рис. 8, 2, 6-8; рис. 9, Б, Ж, З), симметричные или заметно асимметричные.

Формирование таких боковых углублений и ниш, а также обособленных небольших каналов-тупиков, выклинивающихся в стороны от основного хода, отражает действие важного механизма закарстования в гипогенных условиях - коррозионного эффекта при взаимодействии вертикального восходящего потока по секущим каналам с латеральным потоком по отдельным прослоям повышенной проницаемости. Этот эффект, известный под названием «коррозии смешивания» (Лаптев, 1939; Bogli, 1964; Dreybrodt et al., 2005), состоит в возобновлении потенциала растворения кальция при смешивании двух насыщенных (или близких к насыщению) вод, различающихся по содержанию углекислоты. Причиной такого эффекта

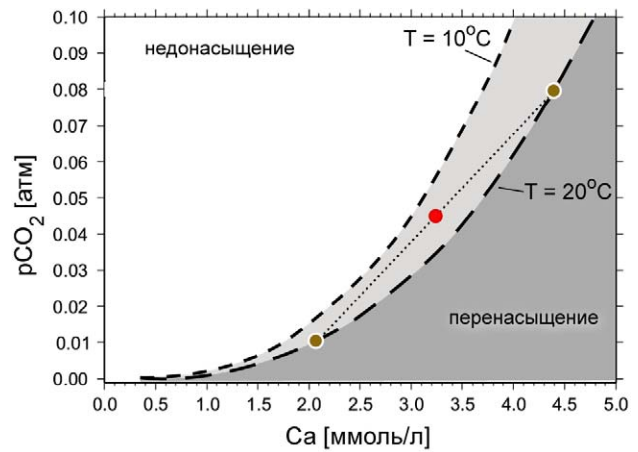


Рис. 10. Кривая равновесия кальция как функция парциального давления CO₂ при температурах 10 и 20 °С. Смешение двух насыщенных вод (коричневые точки) ведет к недонасыщению смеси (пунктирная линия). Красная точка соответствует смешению в равной пропорции.

является вогнутость кривой насыщения кальция в координатах концентрация-pCO₂ (рис. 10).

Вертикальный секущий канал, проводящий восходящий поток вод от нижних водоносных горизонтов, обладает высокой водопроницаемостью и является дренажем по отношению к потоку поровых вод в латеральном проницаемом прослое, возмущающей его гидродинамическое поле (рис. 11). При равномерной проницаемости, интенсивность притока поровых вод по прослою к секущей линейной дрене может быть равномерной или различной по сторонам канала, в зависимости от его положения в гидродинамическом поле латерального потока. От интенсивности притока поровых вод зависит степень приближения смеси к равной пропорции, при которой прирост агрессивности был бы максимально возможным. Соответственно, расширение стен вертикального канала в интервале проницаемого прослоя будет равносторонним или асимметричным (см. рис. 11, Б), приводя к формированию отклонений от «базовой» щелевидной формы сечений, как симметричных, так и асимметричных ниш в стенах. На рис. 8 первые иллюстрируются сечениями 1-3, вторые – сечениями 6-8. В местах, где есть два и более проницаемых прослоя, образуется несколько уровней горизонтальных ниш (рис. 8, 8; рис. 9, Б).

Часто проявляющаяся неравномерность горизонтальной поровой проницаемости прослоев карбонатных пород, обусловленная седиментогенными и диагенетическими факторами, определяет локальную выраженность определенных преимущественных путей латерального потока поровых вод по отдельным прослоям. С этим связано формирование, по охарактеризованному выше механизму, небольших обособленных, быстро выклинивающихся вглубь массива каналов-тупиков в некоторых интервалах стен основных каналов.

Подобные морфологические эффекты смешивания восходящих (канализированных) и латеральных (рассеянных) потоков в слоистых артезианских системах отмечались при исследовании карстопроявлений в эоценовых и палеоценовых известняках Предгорного

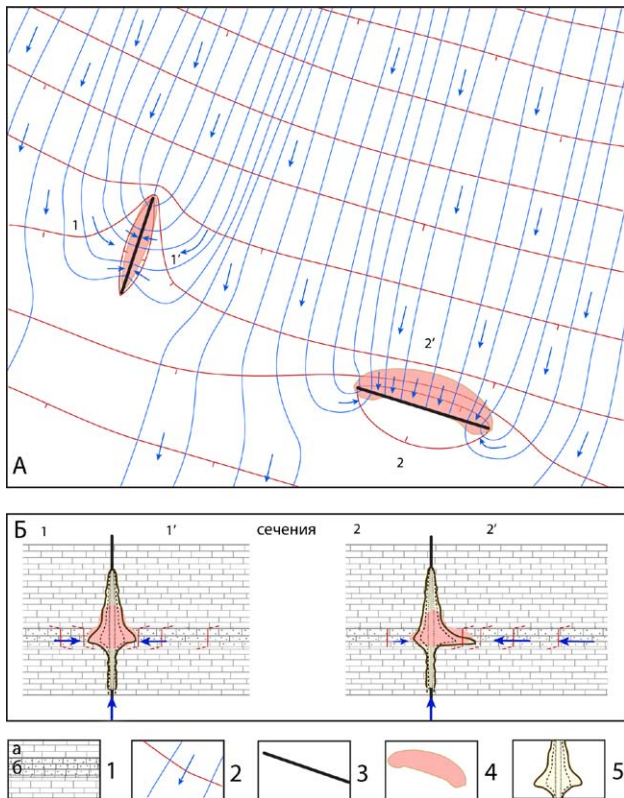


Рис. 11. Концептуальная модель эффекта коррозии смешивания на морфологию полостей при взаимодействии восходящего потока по вертикальному высокопроницаемому каналу с латеральным потоком по отдельному слою повышенной проницаемости (показан на сечениях). А = положение вертикальных каналов в гидродинамическом поле латерального потока (план); Б = сечения поперек ориентировки вертикальных каналов. Различная ориентировка вертикальных каналов в гидродинамическом поле латерального потока обуславливает симметрию-асимметрию расширения вертикального канала в интервале слоя. Условные обозначения: 1 = известняки в разрезе: а = с низкой проницаемостью матрицы, б = с высокой проницаемостью матрицы (отдельный слой); 2 = пьезоизогипсы, линии тока и направление потока вод в отдельном слое повышенной проницаемости; 3 = вертикальные высокопроницаемые каналы; 4 = зона относительно высокого потенциала коррозии смешивания; 5 = эволюция поперечного сечения (сплошная линия – конечный результат).

Крыма (Климчук и др., 2009). По-видимому, они являются характерными особенностями гипогенного спелеогенеза в слоистых карбонатных толщах.

Площадная локализация гипогенной закарстованности в понтических известняках определяется следующими факторами в их взаимодействии:

- локализацией секущих дизъюнктивов в толще известняков, их проникновением в нижележащую толщу до водообильных водоносных горизонтов в мзотических и сарматских отложениях;
- наличием зон повышенной проницаемости в покровной, в целом слабопроницаемой, толще, способных обеспечивать восходящую разгрузку на поверхность;
- площадным распределением зон пьезоминимумов,

соответствующих выраженным понижениям поверхности (эрозионным ложбинам), в период до вскрытия последними известняковой толщи;

- распределением гидрогеохимических условий, способствующих формированию и возобновлению агрессивности восходящих канализированных потоков по отношению к известнякам;

Воды подпонтических водоносных горизонтов характеризуются пестротой химического состава. Исследования их современной агрессивности по отношению к кальциту не проводились, но в любом случае данные по современному состоянию было бы трудно экстраполировать на гидрогеологические обстановки прошлого. Ввиду значительного времени нахождения в системе вод нижних горизонтов и значительной доли вмещающих карбонатных пород, можно предположить, что восходящие воды были близки к насыщению карбонатом кальция и имели низкий растворяющий потенциал. Поэтому, в общем случае, расширение ими первичных трещинных каналов в известняках происходило медленно. Этим объясняется преобладание «недоразвитых» пещер – закарстованных трещин и небольшие размеры большинства доступных пещер.

Каналы более значительных поперечных размеров и более сложной морфологии формировались на площадях, где секущие вертикальные каналы пересекали прослой с повышенной поровой проницаемостью в самих известняках, за счет действия вышеописанного механизма коррозии смешивания.

Возможно, что агрессивность восходящих вод местами увеличивалась за счет присутствия в них сероводорода, окисление которого при взаимодействии с вышерасположенными кислородосодержащими горизонтами вызывает сернокислотное растворение известняков. Сероводород в более глубоких горизонтах мог генерироваться восстановлением сульфатов в присутствии рассеянных углеводородов. Однако изотопно-геохимических свидетельства действия этого механизма растворения пока не обнаружены.

6. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ РЕГИОНА И ЭВОЛЮЦИЯ КАРСТОВЫХ СИСТЕМ В ПОНТИЧЕСКИХ ИЗВЕСТНЯКАХ

Сарматские морские отложения, в составе которых преобладают карбонатные породы, распространены на значительно большей территории северо-западного Причерноморья, чем осадки мзотиса и понта.

Песчано-глинистые отложения и известняки мзотиса-понта также накапливались в условиях морского режима. В позднем понте море отступало и началось формирование берегового склона, однако в среднем плиоцене (киммерийское время) была новая трансгрессия. Некоторые источники (Оползни..., 1993) указывают на сохранение суши в районе Одессы в это время. В позднем плиоцене (куяльницкое время) наступает регрессия, достигая максимума в гурийское время. Границы моря в этот период были меньше современных. Отложение красно-бурых глин связывается с континентальными условиями и позднелиоценовым временем. Начиная с плейстоцена

море достигает современных границ, которые в дальнейшем изменяются незначительно (Оползни..., 1993).

В новейшее время прибрежная часть шельфа и морское дно в районе Одессы опустились, под влиянием неотектонических движений, более чем на 50 м. Дифференцированные отрицательные движения продолжаются в настоящее время; для плато в районе Одессы указываются значения 1-2 мм в год, а для береговой полосы – 5-7,3 мм в год (Оползни..., 1993).

На известняках понта в северном Причерноморье развита красноцветная кора выветривания (Титов, 2008). Ее формирование, вероятно, происходило в условиях теплого климата слаборасчлененных приморских низменностей. Глубокого промыва и закарстования молодых подстилающих известняков в этот период не происходило ввиду низких расчлененности и градиентов.

Последующая киммерийская трансгрессия зафиксировала кору выветривания новыми осадками, однако неповсеместно. Датировки палеонтологического материала пещер Одессы (3,3 – 4,0 млн. лет) соответствуют времени начала куяльницкой регрессии. В это время продолжалось поднятие прилегающих с севера и северо-запада внутренних участков континента в пределах распространения сарматских отложений. Возникали условия для формирования регионального подземного стока по сарматской толще от внутренних участков континента к побережьям. Отложения мзотиса и слабозакарстованные известняки понта в прибрежных низменностях служили относительно слабопроницаемой толщей, через которую происходила восходящая разгрузка вод подпонтических горизонтов по дизъюнктивным нарушениям с начальной проработкой карстовых каналов. Вероятно, что некоторые из костных захоронений формировались в непосредственной связи с восходящими источниками и сопряженными водоемами. Тем самым такие захоронения оказывались приуроченными к вертикальным зонам повышенной проницаемости, что создавало предпосылку к их последующему заносу в полости понтических известняков. Местонахождения фиксировались последующими континентальными осадками, главным образом верхнеплиоценовыми красно-бурыми глинами, формирование которых связано с переотложением красноцветной коры выветривания.

По некоторым данным, в раннечетвертичное время территория Одессы оказывалась в пределах устьевой части долины пра-Днестра. С миграцией и развитием первичных эрозионных углублений в пределах надпонтических уровней и их последующим врезанием в известняки понта связана локальная интенсификация восходящей разгрузки и спелеогенеза на различных участках. По мере возникновения безнапорных условий в понтическом горизонте в течение четвертичного времени (что происходило дифференцированно во времени и по площади), бывшие зоны восходящей разгрузки в известняках и покровной толще становились очагами нисходящей фильтрации и вмыва в полости понта костного материала и красно-бурых глин. Этому способствовали

провально-просадочные деформации покровной толщ по очагам нисходящей фильтрации и полостям, а также их включение в локальную флювиальную сеть. Таким образом формировался пещерный заполнитель, включающий и местонахождения палеонтологического материала. Многие полости, не имевшие прямой полостной связи с надпонтической рыхлой толщей, оставались свободными от этого заполнителя.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные анализ условий заложения, структуры и морфологии пещер в понтических известняках Одессы, а также особенностей рыхлого заполнителя пещер, однозначно свидетельствует об их формировании по модели гипогенного спелеогенеза в слоистых артезианских структурах. Формирование пещер происходило восходящими водами в условиях напорного водоносного комплекса и его раскрытия углубляющими эрозионными врезами. Применявшаяся ранее традиционная эпигенная трактовка генезиса пещер Одессы не способна объяснить латеральную изолированность карстовых каналов, столь ярко выраженную в понтических известняках района, и не соответствует их другим ключевым характеристикам.

Вскрытые подземными выработками пещеры и закарстованные трещины в понтических известняках Одессы представляют собой модельный пример гипогенного спелеогенеза в артезианских условиях платформенных структур. Относительная молодость известняков, отчетливые характеристики структуры и морфологии карстовых каналов, особенности вторичных отложений в них, а также уникальные условия почти сплошного вскрытия карстовых каналов густыми сетями выработок, делают понтические известняки района Одессы типологическим эталоном гипогенного закарстования слоистых платформенных структур. В силу однозначности спелеогенетической интерпретации, а также сходства многих основных характеристик пещер Одессы с особенностями карстопроявлений в различных карбонатных толщах палеогенового и неогенового возраста Северного Причерноморья в пределах Молдовы, континентальной Украины, Равнинного и Предгорного Крыма, они являются ключевыми для региональной интерпретации карста с позиций теории гипогенного спелеогенеза.

Исследование и генетическая интерпретация пещер в понтических известняках Одессы имеет большое значение для оценки гидрогеологических и инженерно-геологических условий района. В частности, карстовые структуры понтических известняков представляют собой расширенные растворением элементы сквозных зон вертикальной гидравлической связности в толще кайнозойских отложений, отчетливыми индикаторами таких зон. При обращении восходящего стока в нисходящий в современной гидрогеологической обстановке эти зоны стали основными каналами перетоков грунтовых вод в понтический водоносный горизонт. Именно они контролируют прохождение провально-просадочных и суффозионно-просадочных процессов в перекрывающей рыхлой толще. Линейно вытянутые закарстованные зоны являются

ослабленными зонами в геотехническом отношении, основными структурами блоковой делимости толщи известняков.

Развитая в настоящей работе схема эволюции карстовых полостей в контексте палеогеографических условий создает новую основу для решения ряда проблемных вопросов палеогеографии региона и устранения некоторых недоразумений в трактовке пещерных палеонтологических местонахождений.

БЛАГОДАРНОСТИ

Выполненный в настоящей статье анализ основан главным образом на данных многолетних работ по разведыванию и документации пещер Одессы, осуществляемых в трудных условиях несколькими поколениями спелеологов города. Авторы благодарят сотрудника УИСК С.В. Токарева за помощь в подготовке отдельных рисунков.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеева Л. И. Териофауна раннего антропогена Восточной Европы // Труды ГИН АН СССР. -Москва: Наука, 1977. — Вып. 300. — 213 с.

Бачинський Г. О. Тафономічні особливості Одеського печерного місцезнаходження середньопліоценових хребетних // Доповіді Академії наук УРСР. - 1965а. - № 6. - С. 774–776.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А. Виллафранк СССР: био- и магнитостратиграфия // Палеогеография и биостратиграфия плиоцена и антропогена. М.: Геол. ин-т АН СССР, 1991. С. 124–145.

Вахрушев Б.А. Районирование карста Крымского полуострова // Спелеология и карстология, - №3. — Симферополь. — 2009. С. — 39-46.

Гожик П.Ф., Андрияш О.П. Влияние тектоники на формирование гидросети Причерноморья // Тез. докл. Всесоюз. совещ. «Региональная тектоника Украины и закономерности размещения полезных ископаемых». - Киев: Наук. думка, 1971. - С. 73-74.

Гончаренко М.П., Франчук В.П. Карст Північного Причорномор'я. // Фіз. Географія та геоморфологія, - 1970. - Вип.4. С.- 109-132.

Дублянская Г.Н. Дублянский В.Н. Картографирование, районирование и инженерно-геологическая оценка закарстованных территорий. — Новосибирск: СОРАН, 1992. — 144 с.

Дублянский В.Н., Ломаев А.А. Карстовые пещеры Украины. — К.: Наук. думка, 1980. — 180 с.

Душевський В.П. Карстові порожнини Внутрішнього кустового пасма Криму // Фізическа географія і геоморфологія. —1970. — Вып. 4. — С. 114–118.

Зелинский И.П., Козлова Т.В., Черкез Е.А., Шмуратко В.И. Инженерно-геологические сооружения как инструмент изучения тектонической дискретности и активности геологической среды // Механика грунтов и фундаментостроение. Тр. 3 Укр. науч.-техн. конф. по мех. грунтов и фундаментостроению. — Одесса, 1997. — Т. 1. — С. 53-56.

Климчук А.Б. Карстообразование в артезианских условиях: концепция поперечного спелеогенеза // Геол. журн. - 2006. - № 2-3. - С. 181–190.

Климчук А.Б. Особенности и проблемы гидрогеологии карста: спелеогенетический подход // Спелеология и карстология. - 2008. - № 1. - С. 23–46.

Климчук А.Б. Спелеогенезис в артезианских условиях // Свет: Вестник Киевского карстол.-спелеол. центра. — 1992. — № 3(5). — С. 7–13.

Климчук А.Б. Эволюционная типология карста // Спелеология и карстология, — 2010. - № 4. — С. 23-32.

Лаптев Ф.Ф. Агрессивное действие вод на карбонатные породы, гипсы и бетоны. — М.—Л., 1939. — 120 с.

Львова О.В., Мелешин В.П. Карст Передгірного та Рівнинного Криму // Фізическа географія і геоморфологія. — 1970. — Вып. 4. — С. 104–112.

Муратов М. В., Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. // Тектоника СССР, т. 2, М.-Л., 1949

Одинцов И.А. Одесское местонахождение плиоценовой фауны в карстовых пещерах.// Тр. Одес.ун-та. - 1962. - Т.152. Геол.-геогр. Науки. - вып. 8. - С.100-110.

Одинцов И. А. Геологические особенности захоронения и палеогеографическое значение плиоценовых канид Одесских карстовых пещер: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. — Одесса, 1966. — 20 с.

Одинцов И.А., Пронин К.К. Карстовые формы в понтических известняках в районе г. Одессы.// Деп. № 881-81.- Геологический журнал. Киев. 1981. - 13 с.

Оползни северо-западного побережья Черного моря, их изучение и прогноз. (Авт. Зелинский И.П., Корженевский Б.А., Черкез Е.А., Шатохина Л.Н., Ибрагимзаде Д.Д., Цокало Н.С.) — Киев: Наукова думка, 1993. — 225 с.

Пронин К.К. Естественные пещеры Причерноморско-Азовской и Молдавско-Подольской карстовых областей. Украинский Институт спелеологии и карстологии МОН и НАН Украины и Одесский национальный университет им. И.И. Мечникова, - Симферополь-Одесса, «СОНАТ» 2009. — 130 с.

Пронин К.К. Суховой Л.Н. Проблемы генезиса глубинного карста Одесской области. // Фізическа географія і геоморфологія. — 1985. - № 32. - С.58-61.

Пронин К.К., Суховой Л.Н. Новые данные по пещерам юга Украины и Молдавии.// Деп. № 441-Укр НТИ 17.06.- 1997.- 43 с.

Рощин А. Д. Верньопліоценова фауна півдня України // Праці Одеського державного педагогічного інституту ім. К. Д. Ушинського. - 1956. — Том 14. — С. 33–83.

Семененко В.Н., Муха Б.Б. К проблеме появления гомионид в плиоцене Украины // Биосфера і геологічні катастрофи. - Київ, 1997. - С. 60-61.

Титов В. В. Крупные млекопитающие позднего плиоцена Северо-Восточного Приазовья. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2008. - 264 с.

Топачевский В.А., Несин В.А., Топачевский И.В. Биозональная микротириологическая схема стратиграфическое распространение мелких млекопитающих (Insectivora, Lagomorpha, Rodentia) неогена северной части Восточного Паратетиса // Вестн. зоологии. - 1998. - № 32 (1-2) .

Шмуратко В.И. Гравитационно-резонансный экзотектогенез. — Одесса: Астропринт, 2001. — 332 с.

Яцко И.Я. Геологическое строение Одесского побережья // Исследования подземных вод СССР. - Вып. VIIA - Л.: ГГИ, 1936. - С. 36-43.

Bogli A. Mischungskorrosion - ein Beitrag zur Verkarstungsproblem // Erdkunde. — 1964. — Vol. 18. — P. 83–92.

Dreybrodt W., Gabrovsek F. & Romanov D. Processes of Speleogenesis: A Modeling Approach. — Ljubljana: ZRC Publishing, 2005. — 376 pp.

Frumkin, A., Fischhendler, I. Morphometry and distribution of isolated caves as a guide for phreatic and confined paleohydrological conditions. // Geomorphology 67. - 2005. - 457–471.

Klimchouk A.B. Speleogenesis under deep-seated and confined settings // Klimchouk A., Ford D., Palmer A., Dreybrodt W. (Eds.), Speleogenesis: Evolution of karst aquifers. – Huntsville: Natl. Speleol. Soc. – 2000. – P. 244–260.

Klimchouk A.B. Conceptualisation of speleogenesis in multi-storey artesian systems: a model of transverse speleogenesis // Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers, www.speleogenesis.info. – 2003. – Vol. 1(2). – 18 p.

Klimchouk A.B. Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective // Special Paper no. 1. – Carlsbad, NM: National Cave and Karst Research Institute, 2007. – 106 p.

Klimchouk A.B. Principal features of hypogene speleogenesis // Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins (ред. Klimchouk, A.B., Ford, D.C.). – Simferopol: Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, 2009. – P. 7-16.

Rehr C., Birk S. Klimchouk A.B. Conduit evolution in deepseated settings: Conceptual and numerical models based on field observations // Water Resources Research. - №44. –2008.

Vislobokova I., Sotnikova M., Dodonov A. Late Miocene — Pliocene mammalian faunas of Russia and neighbouring countries // Bollettino della Società Paleontologica Italiana. — 2001. — № 40 (2). — P. 307–313.