



А.Б. Климчук, Г.Н. Амеличев, Е.И. Тимохина

Карстопроявления юго-западной части Предгорного Крыма с позиций теории гипогенного спелеогенеза

Климчук А.Б., Амеличев Г.Н., Тимохина Е.И. Карстопроявления юго-западной части Предгорного Крыма с позиций теории гипогенного спелеогенеза // Спелеология и карстология, - № 2. – Симферополь. – 2009. – С. 35-53.

Резюме: *Интенсивное развитие в последнее десятилетие теории и критериев идентификации гипогенного спелеогенеза обусловило потребность в реинтерпретации карста и связанных с ним процессов и явлений во многих регионах мира на основе новых подходов. Карст Предгорного Крыма ранее трактовался с традиционных позиций эпигенного карстообразования, происходящего в открытых гидрогеологических условиях за счет поверхностного питания. В статье приведены результаты исследования распространения, условий заложения, морфологии и функциональных связей карстопоявлений западной части Предгорного Крыма (пещер и разнообразных форм растворения в обрывах куэст Внутренней гряды), позволяющие уверенно идентифицировать их гипогенное происхождение - связь с режимом восходящей разгрузки подземных вод и водообменом между горизонтами в слоистом водонапорном комплексе. Особенности карстопоявлений хорошо согласуются с концептуальной моделью гипогенного спелеогенеза и подтверждаются аналогиями с другими регионами, где гипогенная природа карста твердо установлена.*

В куэстах Внутренней гряды, где компетентной основой служат известняковые слои, отступление обрывов происходит за счет отседания блоков по структурно ослабленным гипогенно-закарстованным зонам. Таким образом в обрывах постоянно экспонируются «свежие» комплексы гипогенной карстовой морфологии. Прекрасная выраженность и сохранность реликтовых гипогенных карстовых структур в обнажениях куэст Внутренней гряды, огромная протяженность и доступность этих обнажений, делают Предгорный Крым полигоном мирового значения для исследования гипогенного спелеогенеза. Проводимые исследования дают ключ к пониманию структуры и функционирования активных гипогенных карстовых систем в артезианских бассейнах, где они фиксируются только косвенными методами, что особенно актуально по отношению к смежному артезианскому бассейну Равнинного Крыма, в аспектах охраны и использования ресурсов подземных вод, а также поиска и эксплуатации нефтегазовых месторождений.

Климчук О.Б., Амеличев Г.М., Тимохина Е.И. Карстові прояви південно-західної частини Передгірного Криму з позицій теорії гіпогенного спелеогенезу // Спелеологія і карстологія, - № 2. – Симферополь. – 2009. – С. 35-53.

Резюме: *Інтенсивний розвиток протягом останнього десятиліття теорії і критеріїв ідентифікації гіпогенного спелеогенезу обумовив потребу в реінтерпретації карсту й пов'язаних з ним процесів і явищ у багатьох регіонах світу на основі нових підходів. Карст Передгірного Криму раніше трактувався із традиційних позицій епігенного карстоутворення, що відбувається у відкритих гідрогеологічних умовах за рахунок поверхневого живлення. У статті наведені результати дослідження поширення, умов закладення, морфології і функціональних зв'язків карстопоявляв західної частини Передгірного Криму (печер і різноманітних форм розчинення в обривах куест Внутрішнього пасма), що дозволяють упевнено ідентифікувати їхнє гіпогенне походження - зв'язок з режимом висхідного розвантаження підземних вод і водообміном між горизонтами у багатошаровому водонапірному комплексі. Особливості карстопоявляв добре узгоджуються з концептуальною моделлю гіпогенного спелеогенезу і підтверджуються аналогіями з іншими регіонами, де гіпогенна природа карсту твердо встановлена.*

У куєстах Внутрішнього пасма, де компетентною основою служать вапнякові шари, відступання обривів відбувається за рахунок відвалювання блоків по структурно ослабленим гіпогенно-закарстованим зонам. У такий спосіб в обривах постійно експонуються «свіжі» комплекси гіпогенної карстової морфології. Прекрасна виразність і збереженість реликтових гіпогенних карстових структур в оголеннях куест Внутрішнього пасма, величезна довжина й доступність цих оголень, роблять Передгірний Крим полігоном світового значення для дослідження гіпогенного спелеогенезу. Проведені дослідження дають ключ до розуміння структури й функціонування активних гіпогенних карстових систем в артезіанських басейнах, де вони фіксуються тільки непрямыми методами, що особливо актуально стосовно суміжного артезіанського басейну Рівнинного Криму, зокрема в аспектах охорони й використання ресурсів підземних вод, а також пошуку й експлуатації нафтогазових родовищ.

Klimchouk A.B., Amelichev G.N., Tymokhina E.I. Karst features of the south-west part of the Piedmont Crimea from the standpoint of the theory of hypogenic speleogenesis // *Speleology and Karstology*. – N 2. – Simferopol. – 2009. – P. 35-53.

Abstract: *The intense development of the theory and criteria of identification of hypogenic speleogenesis during last few years has stimulated re-interpretation of karst phenomena in many regions of the world. Recent research strongly suggest that solution features in the Piedmont Range of the Crimean Mountains, previously believed as being the result of epigenic karstification, were in fact formed in hypogenic environment due to ascending transverse flow in a stratified artesian system.*

Tectonically, the Piedmont Range of Crimea is an edge of the Scythian Plate, uplifted and partially eroded along the regional fault separating the plate from the folded region of the Mountain Crimea. The Cretaceous and Paleogene sequence is dipping 5 to 20° to north and north-west, where it plunges beneath the Neogene cover. It is exposed within the Piedmont Range as a series of distinct cuestas generally faced to south-east. Karst features are represented by 26 caves and abundant and diverse solution forms at the cuesta escarp. Most of karst features develop in two distinct limestone units of Paleocene (Danian) and Eocene but some are present in the underlying Maastrichtian unit of Cretaceous. There are strong and systematic evidences that the caves have hypogenic origin and that most of solution features at the escarp are remnants of morphologies of hypogenically karstified fractures, which walls are now exposed due to the block-fall retreat of the escarp. The features in various beds demonstrate strong lithostratigraphic control in their distribution and are vertically stacked into transverse complexes. Caves are fracture-controlled, linear, or crude maze clusters, demonstrating the complete suit of morphologies indicative of hypogenic origin. Isolated cavities, expressed in the contemporary escarp as grottos and niches, as well as zones of spongework porosity, developed where laterally conductive beds of higher initial porosity were crossed by vertical fractures that once conducted rising fluids from a regional flow system.

The Piedmont Range of Crimea was a part of the Plain Crimea artesian basin during the post-Eocene time till the late Pliocene. Uplift and initial erosional entrenchment in the middle through late Pliocene caused the pattern of tectonically and geomorphologically guided zones of upward cross-formational discharge and hypogenic speleogenesis to establish. Further valley entrenchment in the region during Pleistocene shaped up the modern cuesta-like relief and drained the Cretaceous-Paleogene sequence. Hypogenically karstified fractures and caves, which are sub-parallel to valleys, provide zones of structural weakness along which blocks fall at the cuesta escarp exposing relict hypogenic morphologies.

The Piedmont Crimea Range, with its perfect and extensive exposures of the hypogenically karstified sequence, provides outstanding possibilities for studying patterns and morphologies of hypogenic speleogenesis, which is important for understanding its hydrogeological functioning and roles in the reservoir formation, especially in implication to the adjacent Plain Crimea artesian basin.

ВВЕДЕНИЕ

Целью данной статьи является обоснование гипогенной природы карстопоявлений Предгорного Крыма. Интенсивное развитие в последнее десятилетие теории и критериев идентификации гипогенного, в частности, - артезианского спелеогенеза (Климчук, 2006, 2008б; Klimchouk, 2007, 2008) обусловило потребность в реинтерпретации карста и связанных с ним процессов и явлений во многих регионах мира на основе новых подходов. Карст Предгорного Крыма ранее трактовался с традиционных позиций эпигенного карстообразования, происходящего в открытых гидрогеологических условиях за счет поверхностного питания. Проведенное нами исследование распространения, условий заложения, морфологии и функциональной связи карстопоявлений западной части Предгорного Крыма (в пределах западной части Внутренней гряды - от долины Салгира до долины Черной) позволяет уверенно идентифицировать их преимущественно гипогенное происхождение - связь с режимом восходящей разгрузки подземных вод и поперечным водообменом между горизонтами в слоистом водонапорном комплексе в процессе его гидрогеологического раскрытия. Такая трактовка подтверждается соответствием наблюдаемых особенностей карстопоявлений концептуальной модели и аналогиями с характеристиками карстопоявлений ряда классических регионов гипогенного спелеогенеза. Предлагаемая интерпретация карста Предгорного Крыма определяет новые подходы к оценке его научного и практического значения.

ГИПОГЕННЫЙ И ЭПИГЕННЫЙ СПЕЛЕОГЕНЕЗ

Растворение и вынос вещества из карстующихся пород в процессе водообмена сопровождается расширением первичных путей фильтрации подземных вод (трещин, пор) и формированием полостей – процессом спелеогенеза, который является центральным и системообразующим в карсте. В ходе спелеогенеза формируются организованные определенным образом системы карстовой (каналовой, каверновой) проницаемости, обеспечивающие наиболее эффективное проведение подземного стока в направлении градиента. Особенности организации, структуры и функционирования систем карстовой проницаемости существенно различаются в зависимости от типа (закрытого – напорного; открытого – безнапорного) и конфигурации системы стока, структуры первичной (доспелеогенной) проницаемости, особенностей эволюции карста и других факторов. Соответственно, установление генезиса карстовой проницаемости является необходимой основой для решения актуальных научных и практических проблем, связанных с карстом (Климчук, 2008а).

Кардинальные различия в условиях питания и циркуляции подземных вод в гидрогеологически закрытых и открытых условиях выражаются в формировании основных соответствующих генетических типов карста (спелеогенеза), различаемых в последние годы – гипогенного и эпигенного (Климчук, 2008а; Klimchouk, 2007, 2008; Klimchouk, Ford, 2009; Stafford, Land, Veni, 2009). Гипогенные и эпигенные карстовые системы связаны с разными типами и сегментами региональных водообменных систем, формируются в различных

гидродинамических, гидрохимических и термальных условиях и характеризуются существенными различиями в структуре и функционировании.

Гипогенный карст развивается в условиях напорных водоносных комплексов, в зонах восходящей разгрузки региональных и промежуточных систем стока, за счет питания растворимых толщ подземными водами, поступающими от смежных толщ снизу. Он генетически не связан с поверхностью и поверхностным питанием и может развиваться на различных, в т.ч. значительных (до 1000 м и более) глубинах. При раскрытии гидрогеологических структур и выведении гипогенного карста в неглубокое залегание (безнапорные, сдренированные условия), он становится реликтовым. Гипогенные формы в условиях неглубокого залегания могут в большей или меньшей мере наследоваться и перерабатываться эпигенным карстообразованием. 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. Структура формируемой пустотности определяется структурой эффективной доспелеогенной проницаемости растворимых пород. Для слоистых водонапорных систем, представленных разнородными коллекторами, характерно тесное и сложное взаимодействие структур проницаемости различных типов. Физико-химические механизмы растворения в гипогенном спелеогенезе разнообразны. Агрессивность вод к карбонатным породам может поддерживаться или восстанавливаться за счет смешивания вод разного состава и степени насыщения, охлаждения восходящих термальных вод, участия CO_2 от термометаморфизма карбонатных пород, термальной дегградации и окисления глубинной органики минеральными окислителями, участия H_2S и серной кислоты от окисления сероводорода. Новейшие исследования указывают на большую роль в гипогенных средах агрессивности, индуцированной микробными сообществами. Целый ряд механизмов способствует увеличению и поддержанию агрессивности по отношению к сульфатным породам (присутствие других растворенных солей, сульфатредукция, дедоломитизация). Основная гидрогеологическая роль гипогенного спелеогенеза состоит в развитии (усилении) вертикальной гидравлической связности горизонтов в слоистых водонапорных системах за счет развития «поперечных» каналовых систем в слоях растворимых пород.

Эпигенный карст формируется в открытых (безнапорных) гидрогеологических условиях питанием с поверхности. Он развивается в непосредственной генетической связи с поверхностью и поверхностным питанием и приводит к формированию латерально-протяженных, преимущественно древовидных структур полостей, обеспечивающих возрастание концентрации стока в направлении гидравлического градиента. Проницаемость закарстованных пород отличается крайне высокой неоднородностью и анизотропией. Каналовые системы эпигенного происхождения проводят практически весь подземный сток, часто на большие расстояния. Режим источников в таких системах отличается большими вариациями расходов.

Теория гипогенного спелеогенеза наиболее полно разработана для слоистых артезианских систем платформенного типа, в которых переслаиваются карбонатные, сульфатные и терригенные толщи (Климчук, 1990, 2006; Klimchouk, 2000; 2003; 2007, 2008), а также для обстановок восходящей разгрузки гидротермальных систем через растворимые толщи в тектонически активных складчатых областях (Дублянский, 1990; Dublyansky, 2000; Anre & Rajaram, 2005). Основные положения теории гипогенного спелеогенеза для слоистых артезианских систем сводятся к следующему:

1. Слои растворимых пород, залегающие между некарстующимися порово-трещинными коллекторами, первоначально характеризуются крайне незначительной проницаемостью и играют роль разделных. С развитием в них трещиноватости спелеогенез инициируется вертикальной фильтрацией через эти слои. С развитием каналовой проницаемости в слоях растворимых пород усиливается, вплоть до совершенной, гидравлическая связь горизонтов, происходит инверсия гидрогеологической функции элементов геофильтрационного разреза, а сток может локально приобретать латеральную компоненту в пределах карстующегося горизонта.

2. Наибольшая интенсивность вертикального водообмена через разделные слои и благоприятные условия для спелеогенеза возникают в областях восходящей фильтрации (зонах пьезоминимумов – понижений в рельефе и/или структурно/стратиграфически ослабленных зон в верхней слабопроницаемой толще).

3. Вертикальный водообмен между горизонтами в водонапорной системе приводит во взаимодействие воды контрастного химического состава и разнородные геохимические среды, вызывает нарушения равновесий при контакте вод с новой твердой фазой, ослабляет миграцию реагентов и продуктов реакции между горизонтами. Таким образом, он имеет огромное значение в поддержании гидрогеохимических процессов различной природы. Многие из них приводят к растворению, другие – к эпигенетическому минералообразованию.

Дифференцированные неотектонические движения приводят к формированию во многих регионах смежных зон закрытого (гипогенного), полуоткрытого (унаследованного гипогенного и формирующегося эпигенного) и открытого (преимущественно эпигенного, с реликтивными гипогенными формами) карста. Разрез от Равнинного Крыма через Предгорный Крым к Главной гряде представляет, по нашему мнению, такую последовательность.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ КАРСТА В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПРЕДГОРНОГО КРЫМА

Исследуемый район охватывает западную часть Внутренней гряды Предгорного Крыма - от долины Салгира до долины Черной (рис. 1-А). Согласно тектонической карте Крымского полуострова (Атлас АРК, 2003) район относится к южному крылу

Альминской впадины и юго-западному отрогу Симферопольского поднятия, которые лежат в пределах Скифской эпигерцинской плиты. От Горного Крыма плиту отделяет глубинная Предгорно-Крымская разломная зона, пространственно совпадающая с подножием южного аструктурного склона куэсты. Комплекс мезо-кайнозойских карбонатно-глинистых отложений, слагающих гряды, залегает с общим наклоном к северо-западу и северу с углами падения от 3-4 до 15-20° (рис. 1-Б и 2). Местами моноклиналь осложнена пологими антиклинальными и синклинальными складками и поперечными разломами, по которым крупными реками разработаны консеквентные долины. По простиранию гряды меняются углы падения моноклинали, что вызывает расширение и сужение отпрепарированных в рельефе бронирующих поверхностей. Изменение мощности или выпадение из разреза тех или иных горизонтов приводит к локальному развитию куэстовых форм рельефа (Никитин, Болотов, 2006).

Основой для оценки литолого-стратиграфических особенностей площадного развития карстующихся пород Внутренней гряды послужила Геологическая карта Горного Крыма (1:200000; 1984), представленная на рис. 1-Б. Степень распространенности растворимых пород в разрезе определялась по опубликованным данным (Атлас..., 1960; Горбач, 1972; Никитин, Болотов, 2006 и др.), материалам описания буровых скважин и полевым наблюдениям авторов на обнажениях.

В основании разреза карстующихся пород залегает меловая толща песчаных и глинистых мергелей, а также глин и песчаников сеноман-маастрихта. Они оконтуривают Внутреннюю гряду вдоль всего подножья юго-восточного склона от Инкермана до с. Кирпичное под Симферополем. Из-за высокого содержания глинистого материала мергели считаются слабо карстующимися, однако в них имеются субвертикальные карстовые каналы и проницаемые зоны закарстованной тектонической трещиноватости. Отдельные горизонты верхнемеловых отложений характеризуются интенсивной трещиноватостью и значительной водопроницаемостью. На меловой толще часто со следами размыва залегают прочные мшанковые и фораминиферовые известняки датского и монского (инкерманского) ярусов, детально охарактеризованные Л.П. Горбач (1972). Их мощность колеблется от 10 до 100 м, убывая с юго-запада на северо-восток. В долине р. Альма эти отложения выклиниваются. В геоморфологическом отношении дат-инкерманские отложения формируют вершинную часть мощной палеоценовой куэсты и ряд останцовых плато с крутыми склонами. Долины, овраги и балки, местами прорезающие бронирующие поверхности куэсты, как правило, заложены по разрывным нарушениям, флексурам или зонам повышенной трещиноватости.

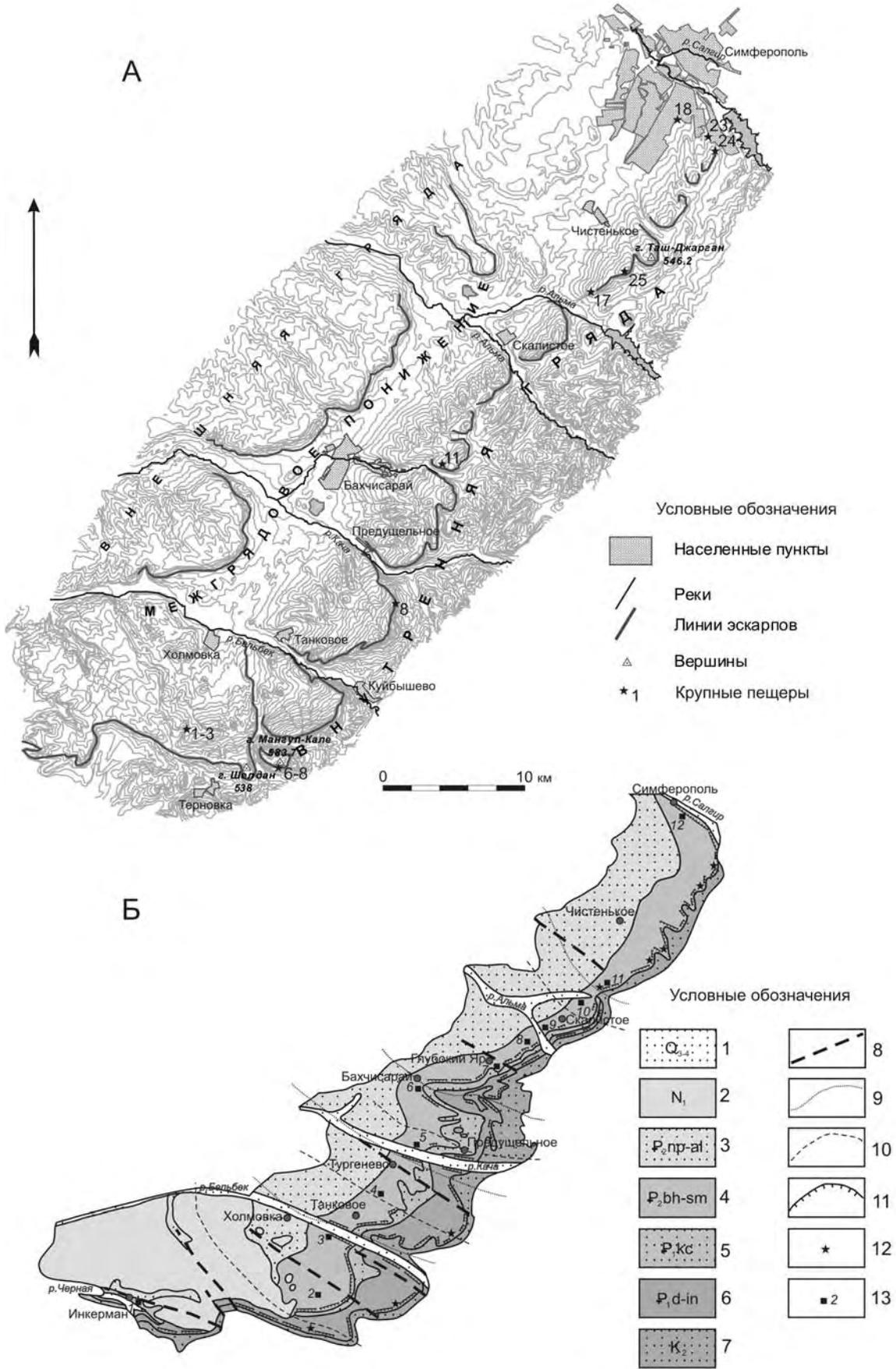
Низкое количество нерастворимого остатка создает хорошие предпосылки для развития карста в этих отложениях. Выше по разрезу трансгрессивно залегают эоценовые отложения, представленные ипрским (бахчисарайским) и лютенским (симферопольским) ярусами. В первом из них преобладают глауконитовые и известковистые глины с прослоями известняков (общая мощность 40 м), во втором – нуммулитовые известняки той же мощности. Переход между ярусами согласный. Хорошо карстующиеся нуммулитовые известняки представляют собой один из наиболее характерных и выдержанных горизонтов палеогеновых отложений Крыма. Благодаря высокой денудационной стойкости они почти на всем протяжении от Инкермана до Симферополя образуют отчетливо выраженную эоценовую куэсту. Известняки характеризуются крайне неравномерной водопроницаемостью (коэффициенты фильтрации 0,002-5,8 м/сут; Дублянская, Дублянский, 1998). Очевидно, что эти крайние значения отражают масштабный эффект и многоуровненность фильтрационной среды (Климчук, 2008а): величины порядканижнегопределахарактеризуютпроницаемость матрикса нетрещиноватых и незакарстованных пород, а величины порядка верхнего предела – проницаемость трещиноватых и закарстованных зон.

Бронирующий слой нуммулитовых известняков на северо-западном склоне Внутренней гряды погружается под согласно налегающие слои мелоподобных и глинистых известняков и тонкослоистых, сильно трещиноватых мергелей бодракского (новопавловского) и альминского ярусов суммарной мощностью около 200 м. Эти отложения приурочены к подножью пологого склона и осевой части Северной продольной депрессии. Они содержат много глинистых частиц и слабо карстуются.

К северу от Мекензиевых гор (западный фрагмент Внутренней гряды) располагается обширный участок развития миоценовых отложений (глины, известняки, песчаники), которые с размывом перекрывают новопавловские и альминские слои. Последние вскрываются под миоценовым покровом крупными оврагами и балками на левобережье р. Бельбек. Их близость к поверхности подчеркивается мелкими просадками и воронками. Судя по вскрытым упомянутыми формами разрезам мощность осадков неогена изменяется от 2 до 14 м. Их сохранность на западном участке Внутренней гряды связывается с удаленностью от активно воздымающихся (0,8-1,8 мм/год) структур Симферопольского поднятия и близостью к участкам опускания (Севастополь, -0,5 мм/год), вследствие чего денудационные процессы здесь были менее интенсивны (Горные страны..., 1974).

Таким образом, в литолого-стратиграфическом комплексе пород выделяется 3 яруса (датский, инкерманский и симферопольский) с явным

Рис. 1. Физическая (А) и геологическая карта (Б) западной части Внутренней гряды. Условные обозначения к геологической карте (Б): 1 = верхнечетвертичные и современные аллювиальные отложения; 2 = неогеновые нерасчлененные отложения. Известняки, глины, мергели, гравелиты; 3 = новопавловский, кумский, альминский горизонты, нерасчлененные отложения. Известняки, мергели, глины; 4 = бахчисарайский и симферопольский горизонты, нерасчлененные отложения. Нуммулитовые известняки, мергели, глины; 5 = качинский горизонт. Мергели, известняки; 6 = датский и инкерманский ярусы, нерасчлененные отложения. Мшанковые известняки, мергели; 7 = меловые нерасчлененные отложения. Мергели; 8 = разломные нарушения; 9 = оси антиклиналей; 10 = оси синклиналей; 11 = обрывы куэст; 12 = крупные карстовые полости; 13 = геологические разрезы и обнажения, их номера.



преобладанием известняков, которые по своей химической чистоте не уступают верхнеюрским, а по общей пористости и проницаемости существенно превосходят их. Наибольшая доля карстующихся пород наблюдается в разрезах палеогена (45%), а наименьшая – мела (18%).

По степени карстующести породы принято делить на хорошо карстующиеся (известняки), слабо карстующиеся (мергели) и некарстующиеся (глины) породы. В плановом отношении первыми покрыто 26, вторыми - 64, третьими - 10% исследуемой площади. В разрезе, исходя из данных по скважинам, соотношение пород разной карстующести вдоль простирания Внутренней гряды существенно варьирует, но в целом хорошо и слабо карстующиеся отложения преобладают (соответственно, 45 и 30%).

В гидрогеологическом отношении район представляет собой раскрытую, преимущественно сдренированную слоистую структуру, которая в настоящее время является областью питания напорных водоносных комплексов Равнинного Крыма, в частности – Альминского артезианского бассейна.

В геоморфологическом плане Внутренняя гряда представляет собой типичную куэсту с обрывистым южным склоном высотой до 70 м и пологим северным, совпадающим с поверхностью напластования пород. С северо-запада и юго-востока гряды ограничивают Северная и Южная продольные депрессии, имеющие эрозионно-денудационный генезис и плиоцен-четвертичный возраст. В прошлом с ними связано развитие субсеквентных речных долин, сыгравших значительную роль в обнажении блоково-моноклиальной структуры предгорья. Куэста Внутренней гряды по простиранию прерывиста ввиду пересечения поперечными речными долинами,

изменения мощности или выпадения из разреза тех или иных горизонтов.

Что касается эволюции рельефа Предгорного Крыма и его возраста, то эти вопросы требуют более детальной проработки. Как правило, большинство авторов ограничиваются общей характеристикой морфологии территории и указывают на геологическое строение, особенности тектоники и действие экзогенных процессов как основные факторы, определившие её значительную вертикальную и горизонтальную расчлененность. Формирование речной сети Предгорного Крыма (Терехова, 1959; Кострицкий, Терехова, 1957) относят к концу миоцена. Дальнейшая эволюция речной сети связана со сводовыми поднятиями Горного Крыма, которые активизировались в плиоцене и продолжались в четвертичное время. Именно в это время происходит активизация эрозии, разработка консеквентных долин, интенсивное и последовательное их врезание. В результате этого консеквентные реки предгорья (Черная, Бельбек, Кача, Альма, Салгир, Зуя, Карасевка, Индол) сформировали глубокие, морфологически зрелые поперечные долины. Что касается субсеквентных рек, то очевидно, что их русла приурочивались к мягким, легко размываемым песчано-глинистым и мергелистым отложениям, залегающим между известняками, однако «...может быть, отчасти на отдельных участках к тектоническим трещинам в их толще» (Кострицкий, Терехова, 1957). Также окончательно не выяснен террасообразующий фактор.

Не решен однозначно и вопрос о возрасте современного рельефа предгорья. В отличие от Муратова (1960), Кострицкий и Терехова (1957) не считают этот рельеф «очень молодым, полностью четвертичным». Главнейшие элементы рельефа предгорья (предгорные гряды и депрессии,

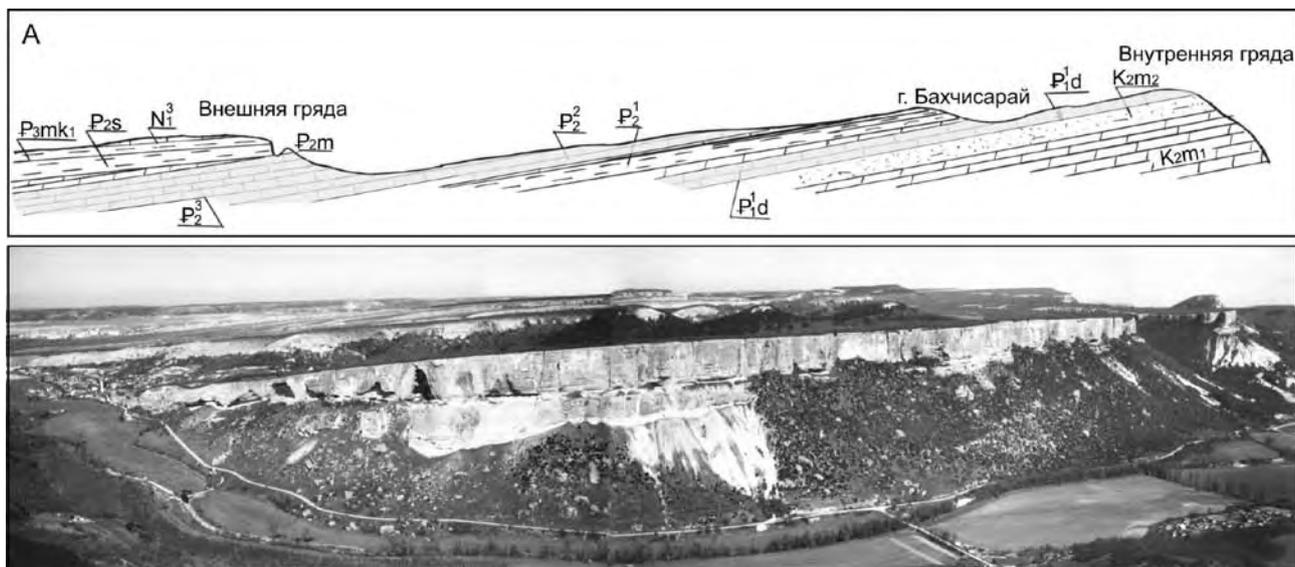


Рис. 2. А = Геологический разрез Внешней и Внутренней гряд (по Муратову, 1960). K_{2m1} – мергели маастрихта; K_{2m2} – песчаники верхнего маастрихта; P_1^d – известняки датского яруса; P_2^1 – глины нижнего эоцена; P_2^2 – нуммулитовые известняки среднего эоцена; P_2^3 – мелоподобные известняки низов верхнего эоцена; P_2^m – верхнеэоценовые глинистые мергели и глины с чешуями рыб; P_2^s – верхнеэоценовые зеленоватые глины; P_{3mk1} – майкопские глины и пески; N_1^3 – известняки сармата. Б = Общий вид куэстовых гряд Предгорного Крыма в долине р. Кача. На переднем плане – палеоэоценовая куэста, на среднем плане – эоценовая куэста, на дальнем плане – Внешняя гряда.

поперечные долины) были заложены, по их мнению, в дочетвертичное время, а по мнению Гришанкова и др. (1973) некоторые (в том числе карстовые морфоскульптуры) даже в позднем мелу.

КАРСТ ВНУТРЕННЕЙ ГРЯДЫ

Западная часть Внутренней куэстовой гряды, входящая в состав Севастопольского, Бахчисарайского и Симферопольского карстовых районов Предгорно-Крымской карстовой области (Вахрушев, 2004), отличается высокой плотностью и прекрасной выраженностью карстовых форм в вертикальных обнажениях. В литературе карсту этого района уделено значительно меньше внимания, чем карсту Главной гряды Крымских гор. Карстовым процессам и явлениям, наблюдаемым здесь, посвящены работы Львовой Е.В. и Мелешина В.П. (1970), Душевского В.П. (1970, 1971, 1978, 1987), Душевского В.П. и Лысенко Н.И. (1982), Лысенко Н.И. (1976), Дублянского В.Н. и Ломаева А.А. (1980), Дублянского В.Н. и Дублянской Г.Н. (1996) и др. К основным карстопроявлениям они относили небольшие пещеры и разнообразные формы растворения в обрывах куэст Внутренней гряды. Первые обычно трактовались как пещеры-источники или пещеры-поноры (Львова, Мелешин, 1970; Дублянский, 1977; Дублянский, Ломаев, 1980) в рамках традиционной эпигенной («нисходящей») концепции спелеогенеза, а вторые – как формы избирательного поверхностного растворения и выветривания на обнажениях. Среди пещер района Душевский В.П. (1970) также выделял расширенные растворением тектонические трещины, связывая их разработку с инфилтрационными и конденсационными водами.

Таким образом, всеми исследователями закарстование Внутренней гряды связывалось с условиями раскрытости гидрогеологической структуры и экспонированности растворимых пород, т.е. с условиями, близкими к современными. Лишь в более поздней работе Дублянского В.Н. и Дублянской Г.Н. (1996), опубликованной после появления артезианской концепции спелеогенеза (Климчук, 1990, 1992), отмечается вероятность образования ряда пещер района в условиях водонапорного комплекса.

Осуществляемое нами специальное исследование карстопроявлений района позволяет утверждать, что закарстованность Внутренней гряды имеет преимущественно гипогенную природу и связана с режимом восходящей разгрузки подземных вод и поперечным водообменом между горизонтами в бывшем водонапорном комплексе в процессе его гидрогеологического раскрытия.

Пещеры

В пределах района известно 26 пещер, главным образом вскрытых обрывами куэст, а также многочисленными гроты и ниши. Пещеры приурочены к пачкам известняков симферопольского (11) и датского (15) ярусов. Карстовые полости в эоценовых известняках часто вскрываются буровыми скважинами в ходе предпроектных изысканий и во время проходки питьевых колодцев. В районе Симферополя водопроводные коммуникации не раз вскрывали

значительные по размерам полости (Львова, Мелешин, 1970). Проведенное нами специальное исследование наиболее значительных пещер (Змеиной, Таврской, Алимова, Мангупской и др.) показало, что по своей литостратиграфической приуроченности, структуре и морфологии они могут уверенно классифицироваться как полости гипогенного генезиса, сформированные в результате поперечного восходящего перетока по спелеоиницирующим трещинам в известняковых слоях от нижних горизонтов к вышележащим. Практически все пещеры Внутренней гряды заложены по одиночным секущим тектоническим трещинам или сериям близкорасположенных трещин. Заложение пещер и их отдельных элементов стратиформно – контролируется литостратиграфией. Обследованные полости отчетливо демонстрируют комплекс признаков и спелеоформ, индикативных для гипогенного спелеогенеза (Klimchouk, 2007, 2008): однообразие размеров и морфологии каналов, находящихся в сходной лито(гидро)стратиграфической позиции, наличие рифтовых (трещинных) и точечных элементов питания снизу («фидеров»), расширенные латерально-протяженные участки («ходы») в определенных интервалах вертикальных закарстованных трещин, восходящие стенные каналы, «карманы», участки губчатого растворения, потолочные выступы, «полутрубы» и купола, в т.ч. купола разгрузки в вышележащие слои с рассеянной проницаемостью. Большинство из вышеперечисленных форм демонстрируют действие свободно-конвективной циркуляции в условиях водонапорной системы. Ниже приводим описание трех представительных пещер, развитых в эоценовых и палеогеновых известняках.

Пещера Змеиная. Расположена в восточной части исследованного участка Внутренней гряды к юго-востоку от с. Левадки (урочище Батарей). Она имеет длину 310 м, площадь – 410 м², объем – 1300 м³. Полость заложена в нуммулитовых известняках эоцена (симферопольский ярус), слабо наклоненных к западу-северо-западу и подстилаемых мергелями маастрихта. Вход в пещеру располагается в крутом восточном обрыве Внутренней куэсты, в глубоком поперечном кулуаре, который является частью пещеры, лишенной кровли. В плане пещера состоит из основного хода, в целом простирающегося на запад-северо-запад поперечно обрыву, но субпараллельно другому обрыву этого выступа куэсты, проходящему в 100 м к юго-западу от пещеры (рис. 3-А), а также из небольших боковых ответвлений. Ходы пещеры заложены по серии латерально пересекающихся вертикальных трещин преимущественных направлений 300-310°, 340-350°, 40-50° и 80-90°, совпадающих с ориентировкой основных линейных фрагментов обрывов куэсты в этом районе. Максимальный прослеживаемый вертикальный размер расширенных растворением трещин достигает 12 м, но трещины продолжают вниз узкими или заполненными отложениями частями, по всей вероятности до уровня подстилающих известняки мергелей. В сечении ходов ближней и средней частей пещеры выделяется наиболее широкая часть, которая трактуется как «основной ход» и контуры которой картируются (рис. 3-Б), образованная в определенном литостратиграфическом интервале.

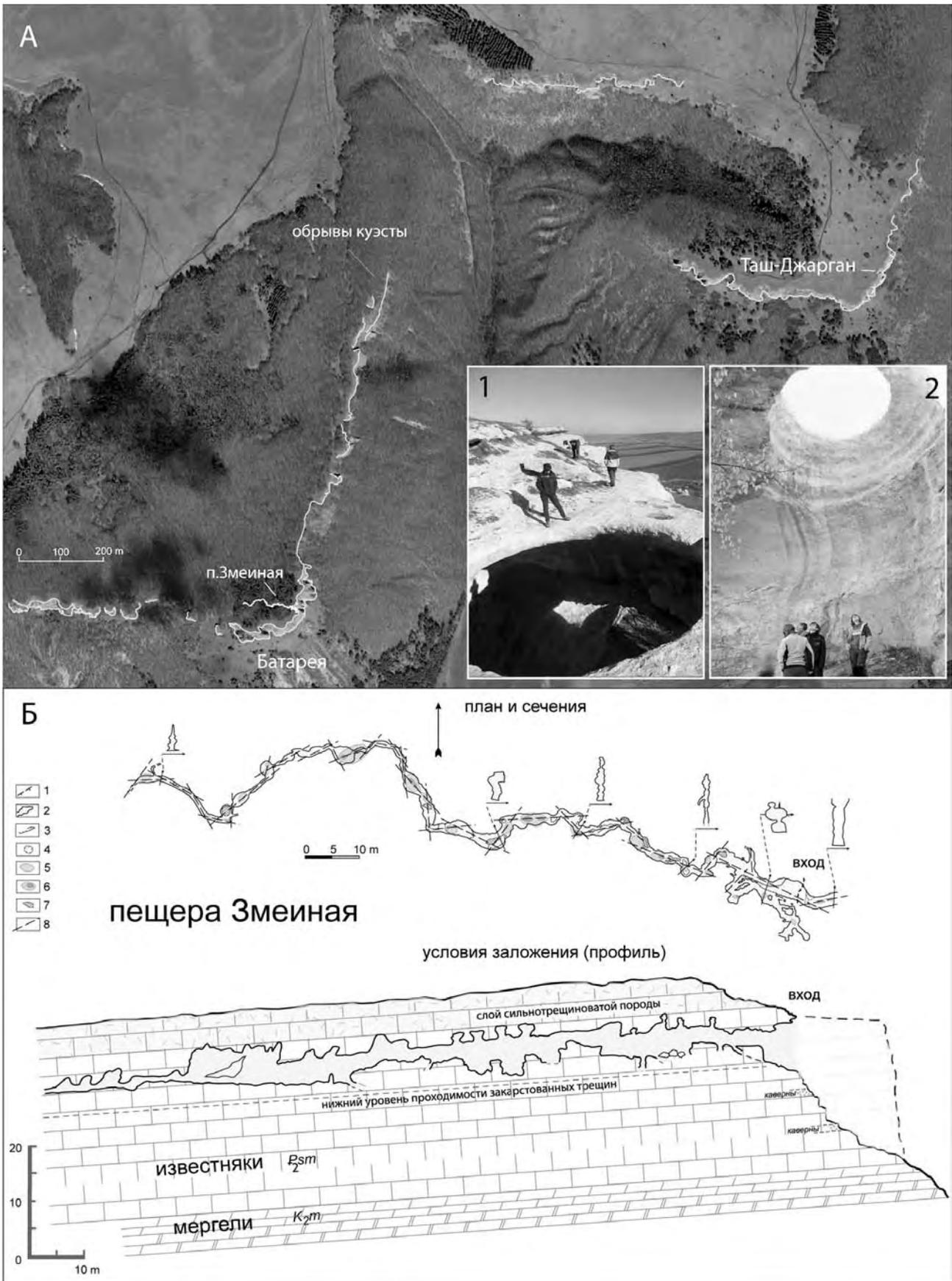


Рис. 3. Условия заложения в куэстовой гряде (А - космоснимок) и морфогенетическая карта (Б) пещеры Змеиная. Фото 1 и 2 в верхней панели: вид сверху и снизу грота-колодца Таш-Джарган. Условные обозначения на карте пещеры: 1 = граница вскрытой и невскрытой частей пещеры, 2 = контуры полости по средней части сечений, 3 = уступы (обрывы) в полу, 4 = колодцы, 5 = купола в потолке, 6 = сложные (составные) купола, 7 = глыбы, 8 = осевые трещины ходов.

В кровле пещеры имеются многочисленные купола, как простые, так и сложные (составные), придающие сечениям в этих участках четкообразную форму (рис. 4, А, Б). Купола поднимаются на 2-7 м от уровня потолка прилегающих участков пещеры. Самые высокие из них выходят на единый лито(гидро)стратиграфический уровень, соответствующий подошве сильнотрещиноватого слоя мергелистых известняков. В нашей генетической трактовке формирование пещеры происходило восходящими водами, перетекающими от нижнего горизонта (мергели?) к верхнему горизонту с «рассеянной» латеральной проницаемостью по крупным вертикальным трещинам через пачку более плотных слабопроницаемых (в матриксе) известняков, представляющих собой пещероформирующий горизонт. Купола являются формами разгрузки подземных вод из пещеры в верхний горизонт рассеянной проницаемости. Питание снизу поступало вдоль всей протяженности трещин, расширенных в нижней части до 1 м и приобретающих морфологию «рифта», однако оно было более обильным в отдельных точках, развившихся до морфологии «фидеров» – вертикальных каналов (рис. 4, В). Купола, примыкающие к ним потолочные каналы («полутрубы») и восходящие стенные каналы являются индикаторами свободно-конвективной циркуляции в слабопроточных напорных условиях. В стенах основного хода пещеры имеются отдельные латеральные каналы-«притоки» диаметром 10-30 см на выходе в основной ход, быстро выклинивающиеся вглубь массива (рис. 4, Г). Такие каналы, как и участки кавернозных стен, приурочены к характерному прослою более пористых известняков. Их образование связано с растворением за счет эффекта коррозии смешивания при «подтягивании» поровых вод по отдельным более проницаемым горизонтам к развивающейся вертикальной дрене за счет увеличения градиента напоров между поровой и каналовой средами.

Из рассмотрения условий заложения пещеры Змеиной на рис. 3-А очевидно, что дальнейшее отступление южного обрыва куэсты путем обрушения блоков будет использовать закарстованную (ослабленную) зону пещеры и приведет к продольному экспонированию в нем пещеры и ее «раскрытой» морфологии.

Ярким примером реликта гипогенной полости является грот Таш-Джарган (в переводе с татарского – каменный кувшин), расположенный в соседнем массиве куэсты к северо-востоку от пещеры Змеиной.

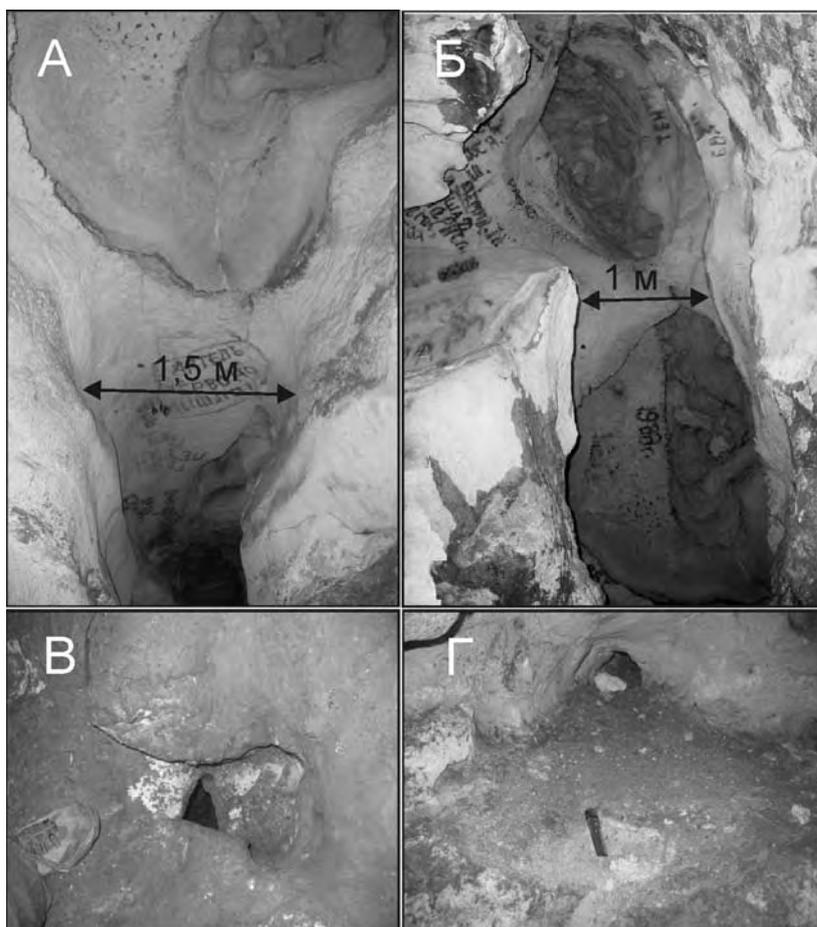


Рис. 4. Гипогенная морфология пещеры Змеиная: А = серия функционально связанных форм напорной конвекционной циркуляции (вид снизу вверх): потолочный канал («полутруба») в кровле хода – восходящий канал – купол; Б = потолочные купола; В = точечный фидер в полу галереи; Г = латеральный канал-«приток» в стене основного хода.

Куполообразный свод грота в пласте прочных известняков открывается сверху круглым отверстием диаметром около 5 м (рис. 3-А, фото 1 и 2). Это отверстие собственно «колодец» Таш-Джарган) представляет собой периметр выхода купола разгрузки гипогенной полости по контакту с вышележащим слоем сильнотрещиноватых мергелистых известняков, ныне удаленным в приборочной части куэсты. Это тот же контакт, на который выходят подобные купола в пещере Змеиной.

Пещера Таврская. Расположена в 2 км к северу от пос. Куйбышево. Вход находится в средней части южного 25-метрового обрыва Внутренней куэсты (г. Арман-Кая), образованной датскими известняками (рис. 5, Б). Плановый рисунок полости показывает фрагмент лабиринтовой сети, состоящий из двух параллельных галерей, соединенных относительно узкими ходами, и нескольких тупиковых боковых ходов (рис. 5, А). Обе галереи расположены на одном гипсометрическом уровне и имеют одинаковый слабый уклон к западу – северо-западу в соответствии с падением пластов. В основании ходов ширина достигает 5-6 м, высота – 7-8 м. В пещере обильно представлены единичные и пространственно сгруппированные потолочные купола и каналы, сферические и овальные стенные

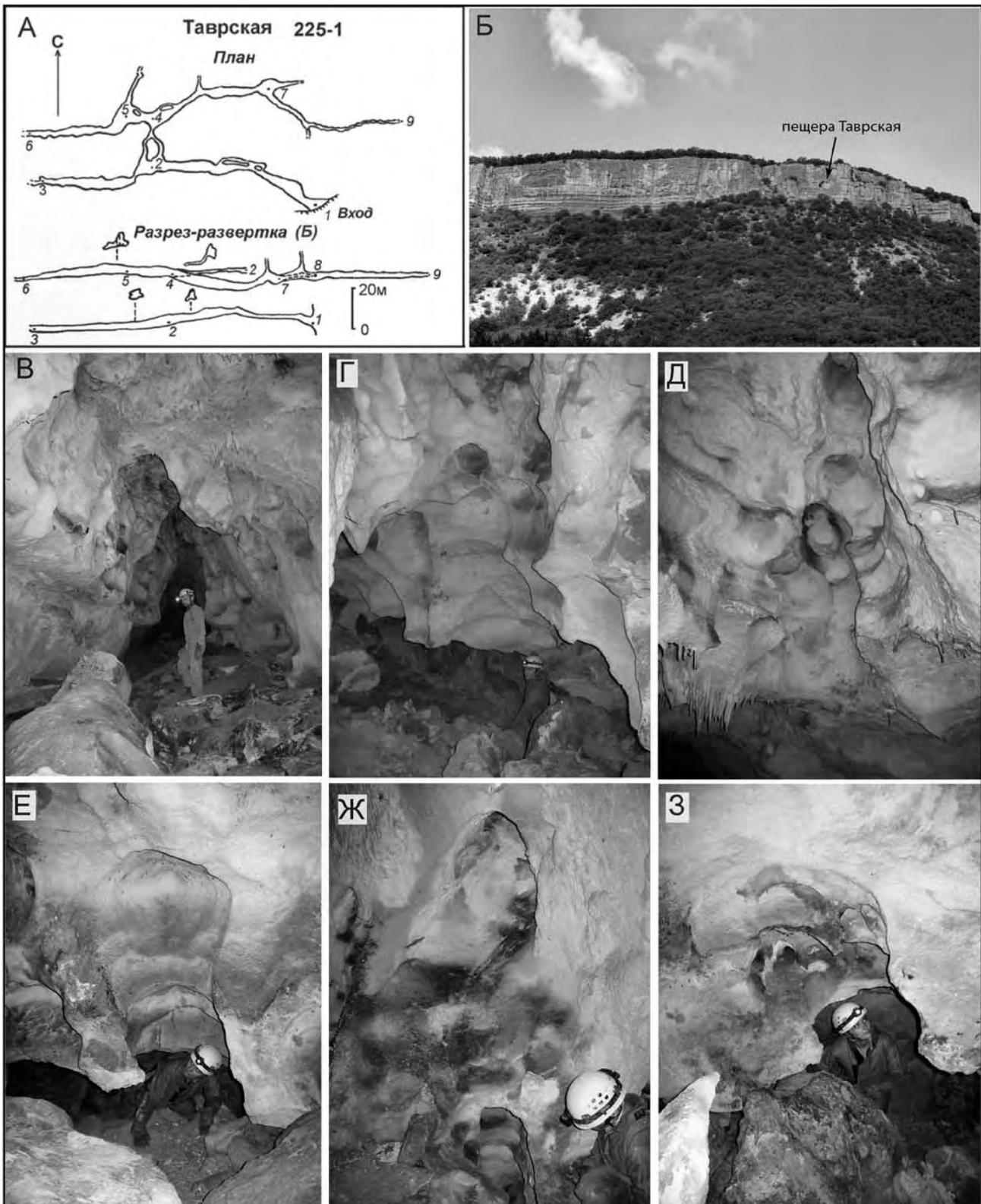


Рис. 5. Пещера Таврская: А = схематический план и разрез-развертка; Б = вход в пещеру в куэстовом обрыве палеоценовых известняков; В-Д = скульптурная морфология ходов с стенными нишами и потолочными куполами (Д); Е-З = каналы восходящего питания («фидеры») с нишами и каналами конвекционного растворения в нависающих стенах.

ниши (рис. 5, В-Д). Имеются прекрасно выраженные каналы восходящего питания («фидеры») с нишами и каналами конвекционного растворения в нависающих над ними стенах. Нижняя часть сечений ходов скрыта

гравитационными отложениями, в составе которых имеется множество фрагментов «подвесок» – скульптурных выступов породы, образующихся между близрасположенными глубокооврезанными потолочными

куполами и каналами. Такие подвески известны во многих гипогенных пещерах; они обычно обрушаются в период потери напора и снижения уровня подземных вод в результате снятия архимедовой силы.

Пещера Мангупская-1. Заложена в толще датских мшанковых известняков, подстилаемых меловыми алевролитами, в юго-восточной части останцового массива Мангуп. Вход представляет собой большой грот в 5 метрах ниже бровки куэсты. Длина пещеры 230 м, площадь 450 м², объем 1050 м³. Общее простираие полости северо-западное. Как и в случае с вышеописанной пещерой Змеиной, ось основного хода параллельна обрыву куэсты. На этой оси находится фрагмент обрыва, расположенный к западу от пещеры (рис. 6). Очевидно, что участок пещеры составит новую линию обнажения по мере дальнейшего отступления обрыва.

Практически на всем своем протяжении основная галерея в поперечном сечении имеет ярко выраженную треугольную форму с глубоким потолочным каналом и напорными куполами. Последние часто заложены всего в 2-3 м от поверхности. Ширина галереи колеблется от 1 до 5 м, высота до 6-7 м. Ниже нее заложен узкий трещинообразный ход. Стены пещеры в отдельных местах демонстрируют следы губчатого растворения. Последующая стадия эпигенной переработки пещеры идентифицируется по натечным кальцитовым образованиям, рост которых продолжается и в настоящее время.

Прочие, многочисленные более мелкие пещеры, обследованные в рамках настоящей работы, характеризуются сходной с описанными пещерами внутренней морфологией и представляют собой фрагменты восходящих гипогенных карстовых систем.

Насколько предложенная гипогенная интерпретация происхождения пещер согласуется с их наблюдаемыми характеристиками, настолько же применяемая ранее традиционная эпигенная трактовка происхождения пещер (пещеры-источники или пещеры-поноры открытого карста) противоречит им. Структура и морфология полостей не содержит признаков, характерных для пещер эпигенного происхождения, проводящих латеральный сток (древовидных структур, меандрирующих каналов, ассиметричных фасеток на стенах, проч.). Некоторые пещеры, вскрытые в обрывах куэст (например, Змеиная), имеют уклон вглубь массивов согласно с падением пород и уклоном поверхностей куэст. Соответственно, они не обладают и не могли обладать в прошлом водосборами для формирования эпигенных пещерных водоносных систем, разгружающихся к обрывам. На поверхностях куэстовых гряд практически отсутствуют карстопроявления, которые могли бы служить питающим аппаратом таких систем. Воронки отмечены лишь на одном участке у сс. Глубокий Яр и Верхнесадовое (Львова, Мелешин, 1970) и связаны с локальным перехватом поверхностного стока уже существующими полостями. Предполагать развитие пещер с питанием от палео-поноров в днищах долин со стороны куэст невозможно ввиду отсутствия условий для разгрузки таких систем в направлении падения пород и ходов; этому также противоречит морфология

ходов, выклинивающихся или оканчивающихся слепыми тупиками в этом направлении. В пещерах, классифицированных В.П. Душевским (1970) как трещины, расширенные растворением инфильтрационными водами, отсутствуют следы свободной вертикальной фильтрации. Напротив, их морфология несет отчетливые признаки формирования в условиях напорного водоносного комплекса путем расширения трещин восходящими вертикальными перетоками через пачку более плотных известняков, разделяющую горизонты с рассеянной латеральной проницаемостью.

Формы в обнажениях куэст

Куэстовое строение Внутренней гряды, где компетентной основой куэст служат датские и симферопольские известняки, обуславливает широкое распространение вертикальных и субвертикальных обнажений этих закарстованных слоев (рис. 2-Б, 5-Б). В обрывах куэст почти повсеместно наблюдается богатое разнообразие форм растворения. Они находятся между собой в различных сочетаниях, в том числе в отношениях «вложения», поэтому их нижеприведенная классификация достаточно условна.

Карстопроявления в обрывах куэст традиционно трактовались как формы избирательного поверхностного растворения и выветривания на обнажениях, но конкретные механизмы образования отдельных форм не рассматривались. Проведенное авторами обследование и картирование форм растворения в обрывах куэст позволяет утверждать, что в подавляющем своем большинстве эти обрывы представляют собой морфологию стен огиогенно-закарстованных трещин и гипогенных полостей, экспонированной в результате отседания и обрушения блоков. Следует подчеркнуть, что формирование вертикальных поверхностей куэстовых обрывов происходит не постепенным их отступанием за счет выветривания и растворения, а путем отседания и обрушения блоков по линиям ослабления структурной целостности массивов. Об этом свидетельствуют остатки обрушенных блоков в основании куэстовых обрывов (см. рис. 2-Б). Линиями ослабления структурной целостности массивов являются, в первую очередь, закарстованные трещины и полости, морфология стен которых широко представлена в обрывах куэст после обрушения блоков. На участках, где известняки обнажаются не в обрывах, а в склонах, достигших гравитационного равновесия, т.е. там, где не работает механизм отступления обрывов путем отседания блоков и морфология поверхностей известняков существенно переработана процессами выветривания, характерных для обрывов форм не наблюдается.

Таким образом, в вертикальные обнажения постоянно выводятся «свежие» поверхности гипогенного закарстования, представляющие морфологию стен продольно-вскрытых форм – закарстованных трещин и полостей. Кроме того, в обнажениях наблюдаются поперечно-вскрытые формы, образованные пересечением плоскостью обнажения поперечно-ориентированных полостей и трещин. В случае с пещерами, таковыми являются их входные отверстия.

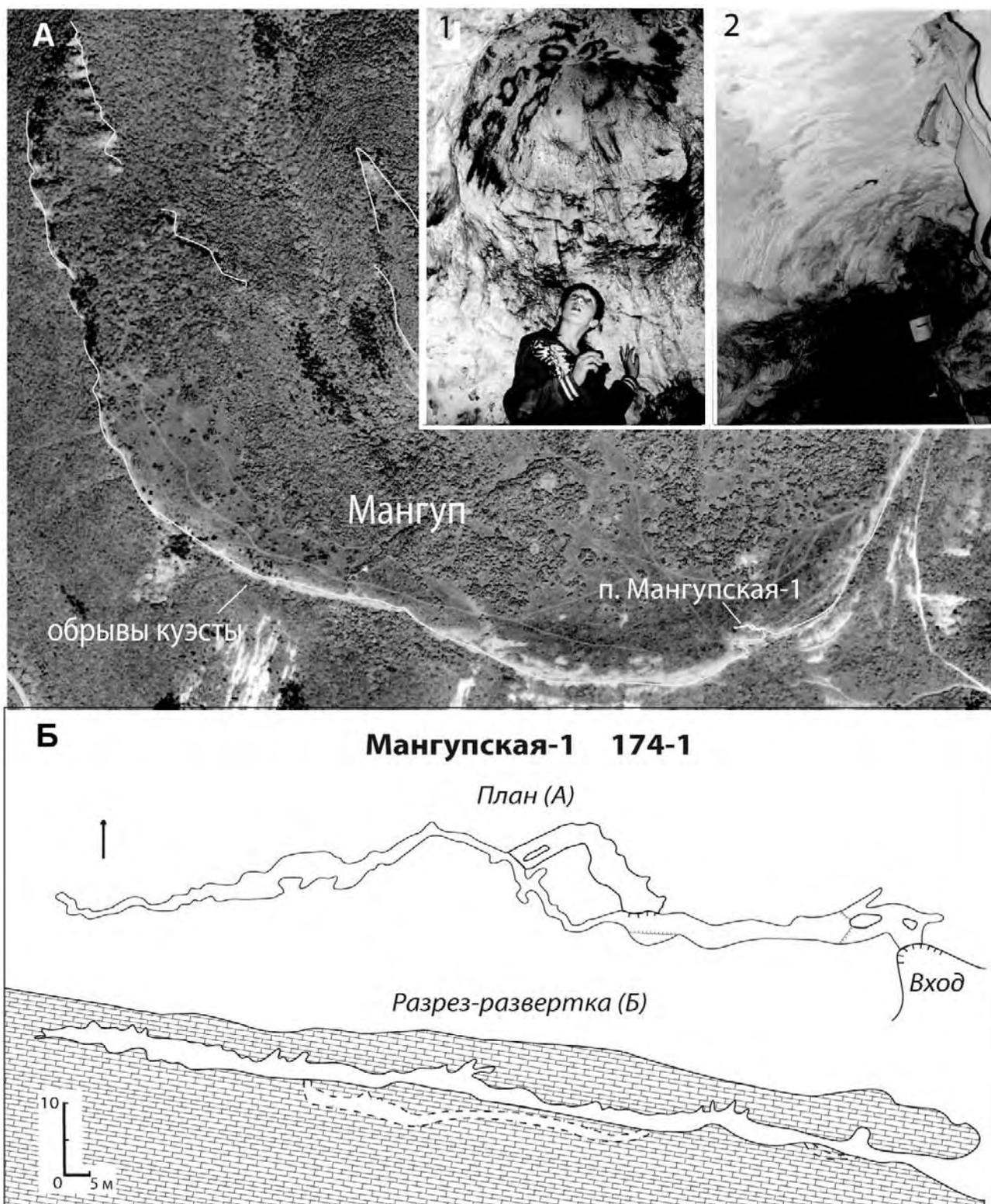


Рис. 6. Пещера Мангупская-1: А = расположение в массиве (космоснимок); Б = план и разрез-развертка; Фото: 1 = потолочный купол; 2 = морфология галереи и потолочные купола.

Зоны площадного растворения (ЗПР): обширные площади обнажения, отрицательные («вогнутые» от нескольких см до нескольких десятков см) по отношению к основной поверхности обнажения, несущие следы интенсивного растворения преимущественно в виде небольших ниш, форм губчатого и сотового растворения и изъеденной

поверхности (рис. 7, фото 4-9). ЗПР являются наиболее распространенной скульптурной морфологией в обнажениях куэст, ключевой (наряду с пещерами) для интерпретации природы закарстованности Внутренней гряды. Они обычно имеют четкие контуры, отделяющие их от основной поверхности обнажения, и образуют вертикальные структуры, сужающиеся кверху. Обычно

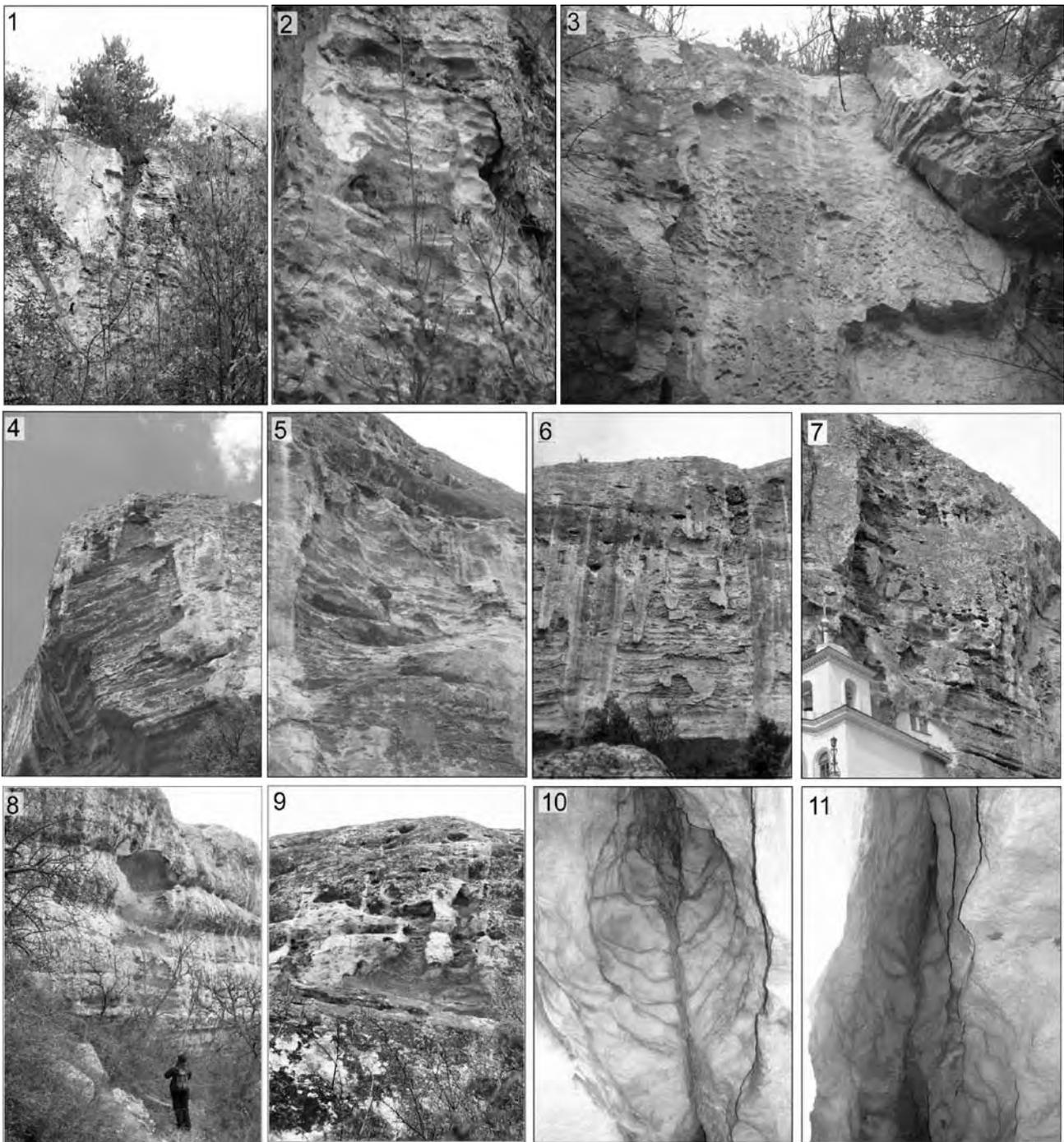


Рис. 7. Формы гипогенного карстообразования в обнажениях (1-9) и в пещерах (10-11). Зоны площадного растворения: 1–3 = в стенках карьера эоценовых известняков в Будапеште; 4-6 = в куэстовых обрывах Качи-Кальон; 7 = в куэстовых обрывах Чуфут-Кале; 8 = в куэстовых обрывах Арман-Кай. Пещерные напорные купола по закарстованным трещинам (вид снизу вверх): 10 = в гипогенной пещере Pal-Völgyi в Будапеште; 11 = в пещере Змеиная.

широкие в нижней части обнажения (до десятка метров и более), ЗГР часто продолжают кверху в виде каналов постоянной ширины (от 0,5 до 2 м). В верхней части обнажения ЗГР выходят на кровлю пласта, либо оканчиваются небольшими куполами-нишами, «упирающимися» в один из слоев. Многие ЗГР образованы вертикально-организованными сериями горизонтальных послонных ниш, четко ограниченных по простиранию контурами зоны. Иногда ЗГР включают в себя более крупные изометричные ниши (рис. 7, фото 8) или отчетливые вертикальные каналы-полутрубы,

заглубленные в породу на 0,5-1 м (рис. 7, фото 9). Вертикальные каналы-полутрубы часто встречаются обособленно и представляют собой более врезанный и локализованный вариант ЗГР.

В общей плоскости обнажений ЗГР четко выделяются не только морфологически, но и по цвету – являются более светлыми или окрашены в бурые тона. Различия в окраске обычно подчеркиваются темным цветом основных (не изъеденных растворением) поверхностей обнажений, приобретаемых после экспонирования в результате плоскостного стока вод

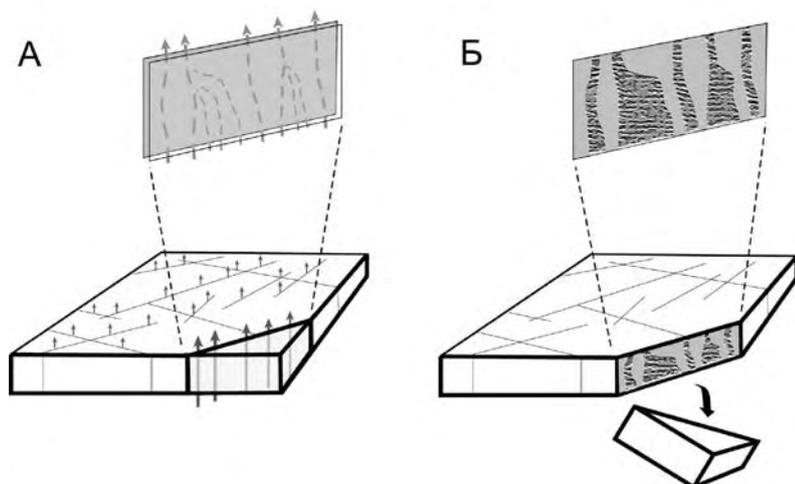


Рис. 8. Концептуальная модель поперечной восходящей фильтрации через слой растворимых пород в напорном водоносном комплексе (А) и экспонирования гипогенно-закарстованной трещины путем отседания блока (Б).

и развития бактериальной пленки по ним. Вогнутые и изъеденные поверхности ЗПР не поддерживают плоскостного стока, а если отдельные участки попадают под сток, то они сглаживаются и теряют характерную для ЗПР морфологию.

Зоны площадного растворения, наблюдаемые в вертикальных обнажениях куэст, являются каналами восходящей фильтрации вод по плоскости трещин в растворимом слое скальных пород в условиях слоистого водонапорного комплекса. Работами по исследованию трещинной фильтрации (например, Чернышев, 1983) показано, что она не происходит равномерно по всей плоскости трещин ввиду их неравномерной начальной раскрытости, а сосредотачивается в областях максимальной раскрытости, образующих «каналы» сложной конфигурации. В растворимых породах такие области подвергаются преимущественному расширению растворением, что резко усиливает их морфологическую выраженность. В условиях куэст Внутренней гряды такие гипогенно-закарстованные области плоскостей трещин образуют трещинообразные пещеры и экспонированы в обрывах в виде ЗПР при продольном вскрытии таких трещин-пещер. На рис. 8 приведена концептуальная модель «поперечного» гипогенного закарстования трещин в пласте растворимых пород, иллюстрирующая формирование ЗПР и вертикальных каналов-полутруб.

Подтверждением приводимой трактовки служит полная аналогия морфологии ЗПР в обрывах куэст Внутренней гряды и стенках карьеров эоценовых известняков в Будапеште, классическом районе восходящего гипогенного (гидротермального) спелеогенеза (рис 7, фото 1-3; сравнить с фото 4-9 – ЗПР в обрывах Внутренней гряды). Для форм типа ЗПР, экспонированных в этом случае в стенах карьера, разрабатываемого с 30-х годов прошлого века, заведомо исключается образование путем поверхностного растворения и выветривания. Карьер в Будапеште в нижней своей части вскрывает

лабиринтовую гипогенную пещеру Pal-Völgyi, а экспонированные в стенах карьера трещины являются вертикальным продолжением трещин, по которым заложены хода пещеры и напорные купола (рис. 7, фото 10 – вид снизу). На фото 11 того же рисунка показан типичный напорный купол в пещере Змеиной, также продолжающийся кверху закарстованной трещиной. Раскрытие такой трещины в результате отседания блока экспонирует зону площадного растворения в обрыве куэсты, как показано на фото 1-9 рис. 7 и модели на рис. 8-Б.

Зоны кавернозности: области густого развития мелких (до 2-5 см в поперечнике) каверн или ячеек, где порода становится подобной крупноячеистой губке (рис. 9, Б, В, Г, Д; рис. 10). Зоны кавернозности окаймляют вертикальные трещины

- каналы вертикальной фильтрации, могут быть локальными без видимой стратиграфической приуроченности (фото Б и В на рис. 9), но чаще стратиформными, приуроченными к определенным слоям, характеризующимся более высокой и рассеянной исходной латеральной проницаемостью (фото Г и Д). В обоих случаях каверны пронизывают породу на глубину до нескольких десятков сантиметров от плоскости трещин, иногда до нескольких метров, но далее вглубь породы исчезают. Такое распределение зон кавернозности хорошо отслеживается, когда основной канал вертикальной фильтрации ориентирован поперек плоскости обнажений. Латерально протяженные стратиформные кавернозные зоны в обнажениях окаймляют трещины (каналы), которые ныне экспонированы (раскрыты) самими обнажениями. Они также выклиниваются по нормали к плоскости обнажений.

Формирование зон кавернозности связывается нами с известными (Лаптев, 1939; Bögli, 1964; Dreybrodt et al., 2005) коррозионными эффектами в результате смешивания двух вод различного состава: в данном случае – восходящего потока по основной трещине-каналу с латеральным потоком (поровых вод или вод мелкой системы стока) по прослою с рассеянной проницаемостью (рис. 9-А). Ввиду возникновения градиента напоров между поровым коллектором и крупными закарстованными трещинами в условиях напорного комплекса, последние служили дренами для поровых вод межтрещинных блоков. Смешение вод разного генезиса и состава в пристеночной зоне трещин обуславливало коррозионный эффект и формирование каверновой «каймы» в интервалах наибольшей доспелеогенной эффективности пористости породы.

Поверхности губчатой/сотовой структуры: характерная морфология растворения поверхностей известняков в виде густого развития мелких каверн или округлых ячеек-углублений, разделенных ребрами или перегородками, размером обычно 2-5 см (рис.

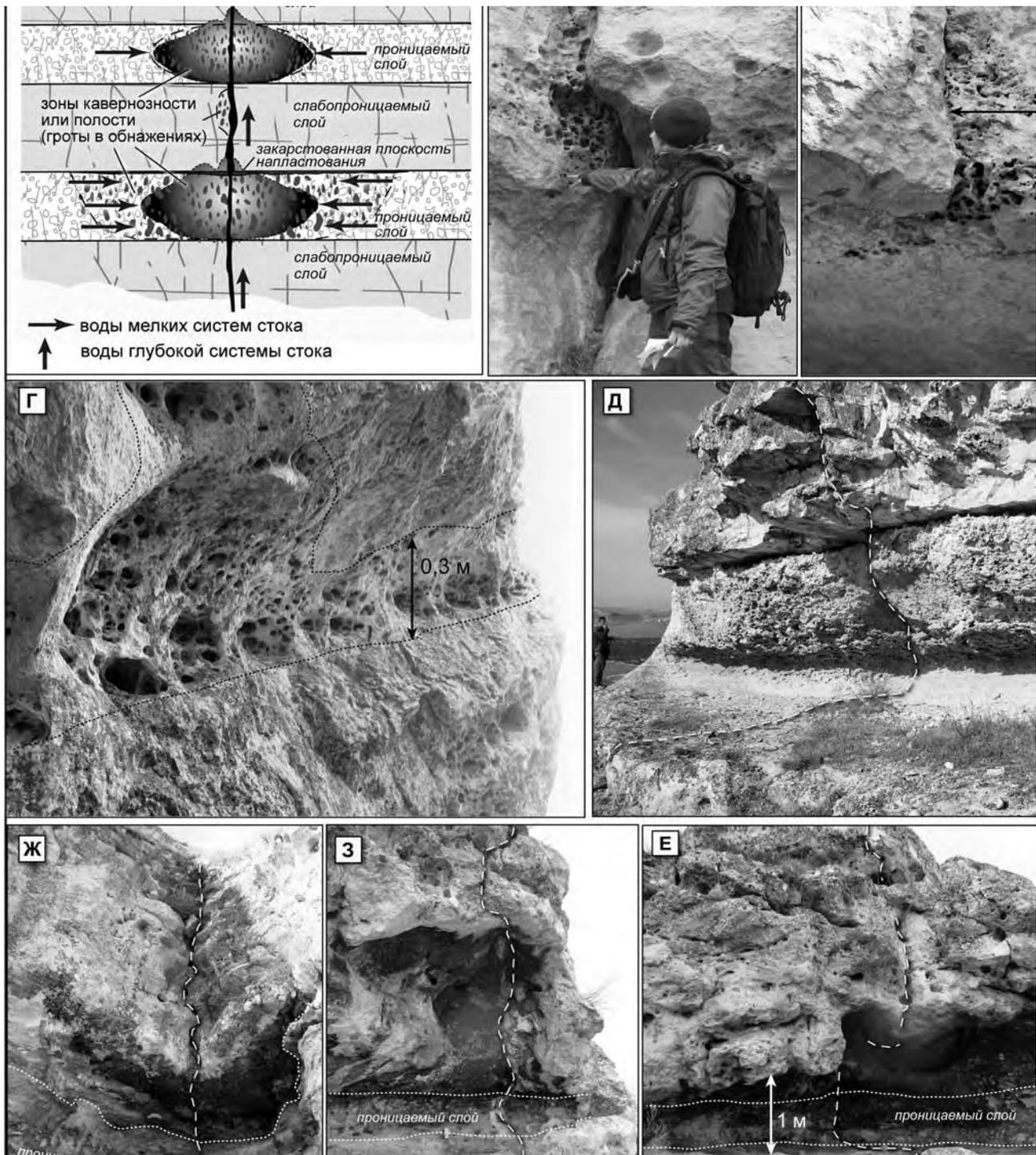


Рис. 9. Зоны кавернозности, гроты и ниши в обрывах куэстовых гряд. А = концептуальная модель формирования зон кавернозности и изолированных полостей (в обнажениях выраженных как гроты и ниши) за счет коррозии при смешивании вертикального и латерального потоков. Б и В = каверновая кайма трещин в районе Чуфут-Кале; Г = латерально выдержанная зона кавернозности в прослое пористых известняков вдоль основного хода пещеры Змеиная; Д = латерально выдержанная зона кавернозности в прослое пористых известняков в массиве Айлянма-Кая, Центральное Предгорье; Ж – Е – гроты и ниши, развитые на пересечении вертикальных каналов фильтрации со слоями рассеянной латеральной проницаемости: Ж = в палеоценовых известняках, массив Айлянма-Кая; З и Е = в эоценовых известняках окрестностей Симферополя. Штриховым пунктиром наведены трещины, точечным пунктиром – границы слоев с более высокой рассеянной латеральной проницаемостью.

10). В отличие от вышеописанных зон кавернозности, губчатые/сотовые структуры растворения проникают вглубь от плоскости обнажений не более, чем на 5-10 см, быстро сменяясь компактной неизменной породой. В разрезе по нормали к плоскости обнажений

губчатые/сотовые структуры образуют своеобразную кайму. Другое отличие таких структур от зон кавернозности состоит в их равномерном площадном распространении в некоторых значительных пределах, обычно четко определенных, образующих описанные

выше зоны площадного растворения (ЗПР) и вертикальные «каналы» в плоскости обнажений.

Поверхности губчатой/сотовой структуры весьма эффектны, их аналоги встречаются в различных природных зонах и обстановках по всему миру, однако вопрос их генезиса и терминологии является весьма проблематичным. К таким формам в Предгорном Крыму часто применялся термин «тафони», однако этим весьма неопределенным термином в мировой литературе также описываются крупномасштабные (до нескольких метров или даже десятков метров в поперечнике) кавернозные формы, которые встречаются на разных литологических основаниях и могут иметь различную природу. Другие термины, встречающиеся в литературе при описании подобных форм, часто подразумевают, что в основе их происхождения лежит процесс выветривания - «alveolar weathering», «honeycomb weathering», «stone lattice», «fretting» (Mustoe, 1981). В большинстве случаев, в том числе и в Предгорном Крыму, происхождение этих форм связывалось с выветриванием (растворением) пород на поверхности.

В куэстах Внутренней гряды поверхности губчатой/сотовой структуры развиты на карбонатных породах различного возраста с различной текстурой и структурой: на палеоценовых и эоценовых известняках, а также на карбонатных мергелях маастрихта. Наиболее выразительны и широко распространены они в определенных интервалах палеоценовых известняков.

Мы считаем, что губчатая/сотовая кайма образована в процессе гипогенного спелеогенеза по трещинам – каналам вертикальной фильтрации путем коррозии смешивания, аналогично описанным выше зонам кавернозности, и выведена в куэстовые обнажения в результате отседания блоков в современных условиях. То, что структуры губчатого/сотового растворения не могут быть результатом внешнего выветривания, подтверждается их находением в пещерах и на других защищенных от внешних факторов поверхностях. Деликатность их морфологической структуры (см. рис. 10-Б) указывает на низкоэнергетичную стабильную среду формирования, характерную для гипогенных условий и недостижимую в условиях обнаженности. Очевидно, что структуры губчатого/сотового растворения приурочены к сравнительно недавно экспонированным гипогенно-закарстованным поверхностям и подвержены разрушению в условиях поверхностного выветривания.

Гроты и ниши: полости в куэстовых обрывах, у которых ширина или высота входа больше протяженности вглубь массива. Ниши отличаются большей шириной - латеральным измерением полости вдоль обрыва. Гроты и ниши являются широко распространенными карстопроявлениями в Предгорном Крыму и обычно трактуются как формы избирательного поверхностного выветривания по отдельным слоям. Нашим исследованием установлено, что в своем подавляющем большинстве гроты и ниши являются реликтами гипогенных полостей, экспонированных обрывами. В случаях продольного вскрытия обрывами гипогенных полостей и

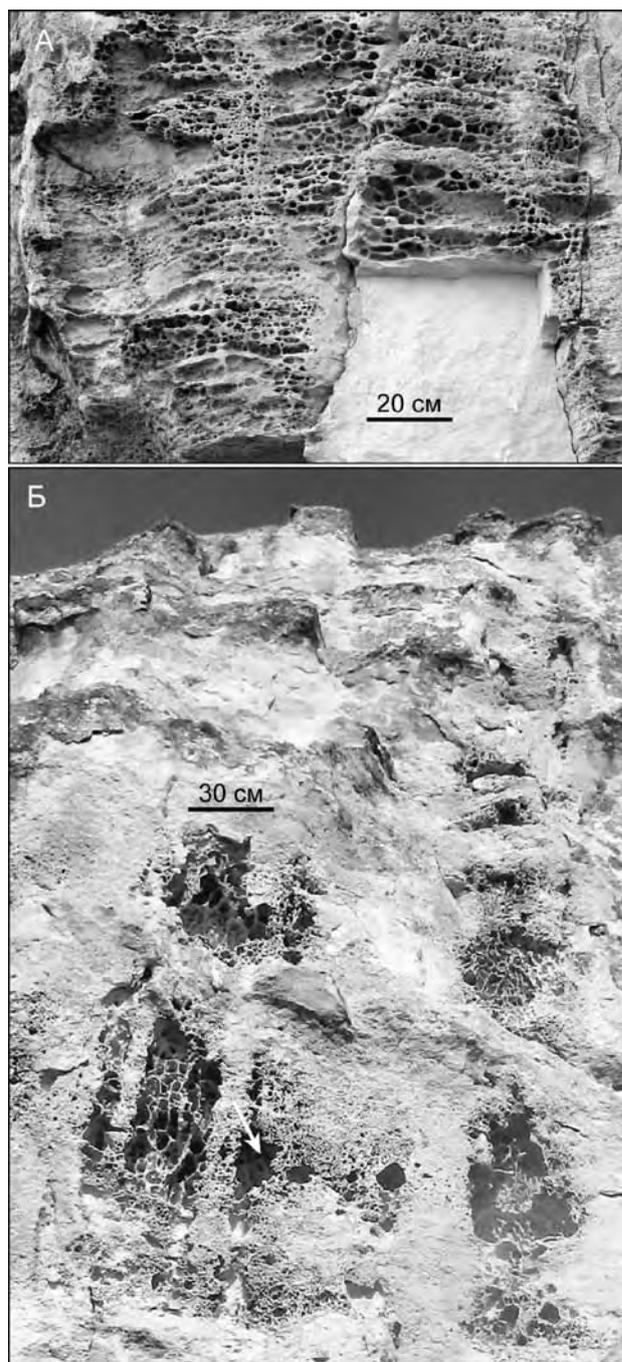


Рис. 10. Поверхности губчатого/сотового растворения в составе зон площадного растворения в стенах раскрытых гипогенно-закарстованных трещин. Палеоценовые известняки: А = в долине р. Бельбек (Западное Предгорье); Б = в массиве Айлянма-Кая (Центральное Предгорье). Фото Б иллюстрирует деликатную морфологическую структуру ячеей. В данном случае они развиты на поверхностях углублений (стрелка), «прикрытых» тонкой кружевной стенкой, оставшейся по плоскости бывшей трещины.

закарстованных трещин (наиболее распространенный вариант), их расширенные участки и поперечные ответвления представлены в обнажениях как гроты и ниши. Обнажения также часто вскрывают поперечные каналы вертикальной фильтрации, на пересечении которых с проникаемыми слоями образуются изолированные полости, - по тому же механизму, что и вышеописанные зоны кавернозности (см.

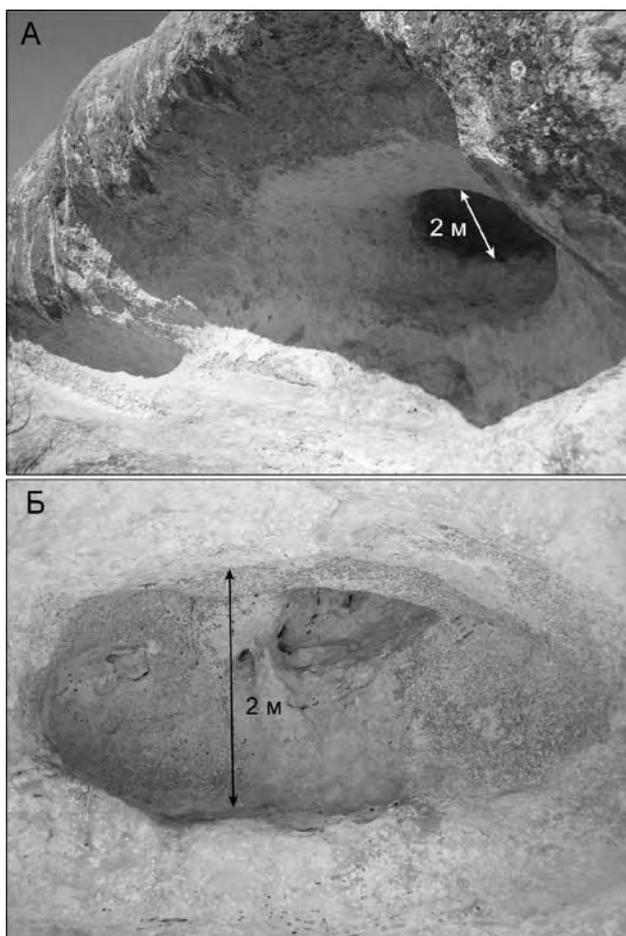


Рис. 11. Гроты в районе Челтер-Мармары с напорными куполами в сводах. См. также фото 1 и 2 на рис. 3.

концептуальную модель на рис. 9-А). Гипогенная природа гротов и ниш убедительно подтверждается сохранностью в их сводах элементов гипогенной мезоморфологии: ственных и потолочных каналов и куполов конвекционного растворения (рис. 3-А, фото 1 и 2; рис. 8, 3 и Е; рис. 11).

Гроты и ниши (в частности, латерально протяженные ниши в обнажениях) образуются также в результате поверхностного выветривания зон кавернозности, сформированных коррозией смешивания в гипогенных условиях. Такие зоны чаще всего формируются в слабоконсолидированных слоях, обладавших повышенной пористостью, и легко поддаются избирательному разрушению в результате действия процессов выветривания.

Крупные гроты в куэстовых обнажениях часто сильно переработаны гравитационными процессами.

ЭВОЛЮЦИЯ КАРСТА ПРЕДГОРНОГО КРЫМА

В свете представлений о гипогенном происхождении карстопоявлений Предгорного Крыма, ключевым для выявления эволюции карста исследуемого региона является анализ информации о геохронологическом положении гидрогеологической обстановки, в период которой на территории Внутренней гряды могли существовать напорные артезианские условия, поддерживавшие гипогенный спелеогенез.

Анализ геологического строения и истории развития структур полуострова свидетельствует, что такие условия могли существовать только в период формирования миоценовой поверхности выравнивания (с конца эоцена до конца плиоцена). В это время предгорье представляло собой выровненную поверхность со слабым уклоном к северу, в пределах которой куэстовый рельеф не был выражен. Денудационная часть поверхности выравнивания простиралась от предгорий до линии Главной гряды, местами превышая ее (Лысенко, 1976). Аккумулятивная часть располагалась в пределах предгорья и Альминской впадины. Судя по залегающим здесь коррелятным денудационной поверхности отложениям, в состав ныне разрушенного южного крыла моноклинали входили известняки, мергели, песчаники и глины палеогенового и мелового возрастов и, возможно, подстилающие их конгломераты верхней юры (по наличию кварцевых галек в сарматских отложениях). В этой слоистой относительно спокойно залегающей толще из чередующихся пород различной проницаемости, которая простиралась с юга на север на расстояние более 30 км, имела перепад высот около 300 м и обширную, возвышенную, хорошо обеспеченную осадками область питания, несомненно, должны были возникнуть условия напорной циркуляции, характерные для артезианских бассейнов.

В послесарматское время в связи со сводовыми поднятиями Горного Крыма и активизацией эрозии миоценовая поверхность выравнивания начинает быстро разрушаться. Этому способствовали денудационная податливость мел-палеогеновых пород, интенсивное формирование гидрографической сети (разработка консеквентных долин) и положение на стыке структур Равнинного и Горного Крыма. Последний фактор особенно ярко проявился в середине плиоцена, когда нагнетание альпийских горообразовательных движений привело к вскрытию и быстрому расширению Южной продольной депрессии, находящейся в зоне Предгорно-Крымского глубинного разлома. Можно считать, что с этого времени бывшая область питания Праальминского артезианского бассейна была отсечена от его остальной части. Подземные воды из области питания на Главной гряде стали разгружаться в Южной продольной депрессии, формируя субсеквентные долины и способствуя экспонированию аструктурного склона Внутренней гряды.

В эоплейстоцене, когда альпийский орогенез достиг своего апофеоза, предгорье окончательно превращается из области аккумуляции в область размыва (Душевский, 1987). Напорный режим в области предгорья сменяется безнапорным. Именно в процессе раскрытия артезианского комплекса, начавшегося в позднем плиоцене и продолжавшемся в течение эоплейстоцена, на территории западного предгорья восходящий гипогенный спелеогенез достиг своей кульминации. Бывшая область питания артезианского бассейна, расположенная к югу от датской куэсты, окончательно распадается на отдельные фрагменты, которые в течение плейстоцена полностью исчезают. Благодаря появлению Северной продольной депрессии и выходу на поверхность «бронирующего»

слоя нуммулитовых известняков эоцена, Внутренняя гряда приобретает облик типичной куэсты. Теперь уже территория Предгорья становится областью питания современного артезианского бассейна, расположенного в Альминской впадине.

В современной геоморфологической обстановке Внутренней гряды отсутствуют условия, способствующие существенной эпигенной переработке реликтовых форм гипогенного карста. В куэстах Внутренней гряды, где компетентной основой служат гипогенно-закарстованные известняковые слои, отступление обрывов происходит за счет отседания блоков по ослабленным (закарстованным) зонам. Таким образом в обрывах постоянно экспонируются «свежие» комплексы гипогенной карстовой морфологии.

ВЫВОДЫ

Проведенное исследование распространения, условий заложения, морфологии и функциональных связей карстопоявлений западной части Предгорного Крыма, как пещер, так и разнообразных форм растворения в обрывах куэст, позволяет уверенно идентифицировать их гипогенное происхождение - связь с режимом восходящей разгрузки подземных вод и водообменом между горизонтами в слоистом водонапорном комплексе. Наблюдаемые особенности карстопоявлений хорошо согласуются с концептуальной моделью гипогенного спелеогенеза и подтверждаются аналогиями с характеристиками карстопоявлений ряда классических регионов гипогенного спелеогенеза.

Гипогенная трактовка карстопоявлений Внутренней гряды демонстрирует тесную генетическую и функциональную взаимосвязь различных форм. Практически все формы, наблюдаемые в обнажениях, идентифицированы в составе морфологии обследованных пещер и закарстованных трещин, еще не экспонированных на поверхность. Карстопоявления разного рода, наблюдаемые в различных литолого-стратиграфических интервалах многослойных обнажений, образуют выраженные вертикальные структуры взаимосвязанных элементов, отражающие природу гипогенного спелеогенеза – связь с режимом восходящей разгрузки подземных вод и поперечным водообменом между горизонтами в слоистом водонапорном комплексе в процессе его гидрогеологического раскрытия.

В постэоценовое время до конца плиоцена регион был частью пра-Альминского артезианского бассейна - слоистой водонапорной системы, представленной разнородными коллекторами. С началом гидрогеологического раскрытия водонапорной системы в середине плиоцена в ней активизировался водообмен между отдельными горизонтами и установился режим восходящей разгрузки, благоприятный для гипогенного спелеогенеза, контролируемый тектоническими нарушениями и формирующимся рельефом. Разгрузка вод глубокой системы стока, вероятно, термальных и, возможно, содержащих CO_2 глубинного происхождения, через слоистую водонапорную толщу с разными коллекторскими свойствами отдельных горизонтов обуславливала формирование

разнообразных структур карстовой проницаемости. Агрессивность вод на некоторых участках разреза возобновлялась при смешивании восходящих вод с водами более мелких систем стока по латерально-проницаемым горизонтам. В течение плейстоцена, в связи с углублением продольных и поперечных долин, бывшая водонапорная система была полностью раскрыта и сдренирована и сформирован нынешний куэстовый рельеф.

В куэстах Внутренней гряды, где компетентной основой служат гипогенно-закарстованные известняковые слои, отступление обрывов происходит за счет отседания блоков по ослабленным (закарстованным) зонам. Таким образом в обрывах постоянно экспонируются «свежие» комплексы гипогенной карстовой морфологии. Среди элементарных структур карстовой проницаемости преобладают закарстованные трещины, линейные и изолированные полости и зоны кавернозности. Карстопоявления разного рода, наблюдаемые в различных литолого-стратиграфических интервалах многослойной толщи, образуют трехмерные структуры взаимосвязанных элементов, имеющие кластерное распространение и обеспечивающих вертикальную связь между горизонтами в слоистой артезианской системе.

Внутренняя гряда представляет собой уникальный полигон для исследования особенностей гипогенного карстообразования в условиях слоистого артезианского бассейна и созданных им карстовых структур. Выраженность и сохранность реликтовых гипогенных карстовых структур в обнажениях куэст, огромная протяженность и прекрасная доступность этих обнажений, не имеют известных аналогов в мире. Дальнейшие исследования могут внести ценный вклад в разработку теории гипогенного карстообразования и дают ключ к пониманию структуры и функционирования активных гипогенных карстовых систем в подобных ныне закрытых артезианских структурах. Последнее особенно актуально по отношению к смежному артезианскому бассейну Равнинного Крыма, где широко развиты закарстованные мел-палеогеновые и неогеновые карбонатные толщи. До настоящего времени представления о глубинной закарстованности Равнинного Крыма основывались главным образом на данных бурения, которые остаются малоинформативными вне рамок адекватной генетической концептуальной модели. Таким образом, изучение реликтовых гипогенных карстовых структур в Предгорном Крыму весьма важно для разработки эффективных подходов к решению вопросов охраны и использования водных ресурсов, а также поиска и эксплуатации нефтегазовых месторождений и других видов полезных ископаемых в Равнинном Крыму.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас. Автономная республика Крым. – Симферополь – Киев, 2003. – 80 с.
- Вахрушев Б.О. Карстовый геоморфогенез Кримсько-Кавказького гірсько-карстового регіону: Автореф. докт. дис. – К., 2004. – 38 с.
- Геологическая карта Горного Крыма. Масштаб 1:200000. – К.,

1984.

Горбач Л.П. Стратиграфия и фауна моллюсков раннего палеоцена Крыма. – М.: Недра, 1972. – 152 с.

Горные страны Европейской части СССР и Кавказ. – М.: Наука, 1974. – 360 с.

Гришанков Г.С., Підгородецький П.Д., Губанов І.Г. Основні риси геоморфології Криму. – Фізична географія та геоморфологія. – 1973. – №9. – С. 129–134.

Друщиц В.В. Атлас нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. – 368 с.

Дублянская Г.Н., Дублянский В.Н. Теоретические основы изучения парагенезиса карст-подтопление. – Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1998. – 204 с.

Дублянский В.Н. Карстовые пещеры и шахты Горного Крыма. – Ленинград: Наука, 1977. – 181 с.

Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. Карстовая республика. – Симферополь, 1996. – 88 с.

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

Дублянский Ю.В. Механизм формирования и моделирование гидротермокарста. – Новосибирск: АН СССР, 1990. – 150 с.

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

Душевский В.П. К формированию поверхностных форм карста Предгорного Крыма // Проблемы географии Крыма. – Симферополь, 1971. – С. 21–25.

Душевский В.П. Морфология поверхностных форм карста Предгорного Крыма // Фізическа географія та геоморфологія. – 1978. – Вып. 20. – С. 36–43.

Душевский В.П. Этапы поверхностного закарстования Предгорного Крыма // Пространство и время в географии. – Казань, 1987. – С. 101–103.

Душевский В.П., Лысенко Н.И. О возрасте пещер Крымского Предгорья // Состояние, задачи и методы изучения глубинного карста СССР. – М., 1982. – С. 174.

Климчук А.Б. Происхождение крупных лабиринтовых пещер в миоценовых гипсах западных областей Украины // Докл. АН УССР. Сер. Б. Геол., хим. и биол. науки. – 1990. – № 7. – С. 28–32.

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

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. – 2008а. – № 1. – С. 23–46.

Климчук А.Б. Гипогенный спелеогенез и его значение в карстологии и практических приложениях // Крымские карстовые чтения: Состояние и проблемы карстолого-спелеологических исследований. – Симферополь, 2008б. – С. 8–11.

Кострицкий М.Е., Терехова В.И. К геоморфологии Крымского предгорья. – Известия Крымск. пед. инст-та. – 1957. – Т. 28. – С. 489–519.

Лаптев Ф.Ф. Агрессивное действие вод на карбонатные породы, гипсы и бетоны. Agressive action of water on carbonate rocks, gypsum and concrete. – Moscow–Leningrad, 1939. – 120 с.

Лысенко Н.И. Новые данные о миоценовой поверхности выравнивания в Горном Крыму // Геоморфология. – 1976. – № 1. – С. 86–90.

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

Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. – 230 с.

Никитин М.Ю., Болотов С.Н. Атлас обнажений горных пород крымской геологической практики МГУ. – М.: МГУ, 2006. – 60 с.

Терехова В.И. Крымское предгорье (общая характеристика природы) // Известия Крымск. пед. инст-та. – 1959. – Т. 34. – С. 49–63.

Чернышов С.Н. Трещины горных пород. – М.: Наука, 1983. – 150 с.

Andre B.J., Rajaram H. Dissolution of limestone fractures by cooling waters: Early development of hypogene karst systems // Water Resources Research. – 2005. – Vol. 41. doi:10.1029/2004WR003331.

Bögli 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.

Dubljansky Ju.V. Hydrothermal speleogenesis: its settings and peculiar features // Klimchouk A., Ford D.C., Palmer A.N. and Dreybrodt W. (Eds.), Speleogenesis: Evolution of karst aquifers. – Huntsville: National Speleological Society, 2000. – P. 292–297.

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. Morphogenesis of hypogenic caves // Geomorphology. – 2008. doi:10.1016/j.geomorph.2008.09.013.

Klimchouk A.B., Ford D.C. (Eds.). Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins. – Simferopol: Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, 2009. – 292 p.

Stafford K.W., Land L., Veni G. (Eds.). Advances in Hypogene Karst Studies. – Carlsbad, NM: National Cave and Karst Institute, 2009. – 182 p.