

Климчук А.Б.
Тимохина Е.И.
Амеличев Г.Н.
Дублянский Ю.В.
Шпетль К.

Гипогенный карст Предгорного Крыма и его геоморфологическая роль



Украинский Институт спелеологии и карстологии

Министерство образования и науки, молодежи и спорта Украины
Таврический национальный университет им. В.И.Вернадского
Украинский Институт спелеологии и карстологии МОНМС Украины и НАН Украины

Климчук А.Б.
Тимохина Е.И.
Амеличев Г.Н.
Дублянский Ю.В.
Шпетль К.

ГИПОГЕННЫЙ КАРСТ ПРЕДГОРНОГО КРЫМА И ЕГО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ РОЛЬ

Симферополь
"ДИАЙПИ"
2013

Рецензенты:Доктор геолого-минералогических наук, профессор *В.Н. Андрейчук*Доктор географических наук, профессор *Б.А. Вахрушев*Доктор геолого-минералогических наук, профессор *А.В. Луцки**Печатается по решению ученого совета Таврического национального университета им. В.И. Вернадского (протокол №2 от 27 февраля 2013 года)*

Книга обґрунтовує та розкриває принципово нове трактування природи карсту Передгірного Криму та його ролі у регіональному геоморфогенезі. На основі систематичних комплексних досліджень, що включають сучасні ізотопні і геохімічні методи, доведено гіпогенне походження карстових порожнин у регіоні, а також їхня контролююча роль у подальшому розчленовуванні монокліналі Передгір'я та формуванні куєзового й останцового рельєфу регіону.

Гіпогенний карст у регіоні формувався у закритих та напівзакритих умовах напірних водоносних систем взаємодією висхідних потоків жильних тріщино-карстових глибинних вод з пластовими потоками шаруватої товщі північного моноклінального макросхилу Кримських гір. Основною передумовою його розвитку є положення регіону у складі крайовій частини суміжного Причорноморського артезіанського басейну та в геодинамічно активній шовній зоні, що розділяє складчато-надвигову структуру Гірського Криму та Скіфську плиту.

Розкриття пластової структури відбувається переважно по субвертикальних скрізьформаційних тріщинно-карстових каналах, що обумовлює відособлення останцових та напівостанцових масивів куєст, вертикальність урвищ, а також обширне експонування морфології стін та порожнинного обрамлення таких каналів в урвищах. Виявлено наявність змін ізотопного складу вуглецю та кисню порід у пристінній зоні карстових порожнин, сформованих під дією гіпогенних флюїдів. До числа форм гіпогенно-карстового і карстозумовленого походження відносяться печери, чисельні гроти та ниші, різноманітні скульптурні та сотово-ячеїсті поверхні урвищ, прибровочні кулуари та скельні останці-"сфінкси". На основі абсолютних датувань кальцитових печерних відкладень різних генерацій за уран-торієвими співвідношенням визначено час формування куєсти Внутрішнього пасма, який виявився значно молодшим, ніж це уявлялось раніше. Таким чином, широкий розвиток гіпогенного карсту у недавньому геологічному минулому явився головною передумовою геоморфологічної своєрідності Передгірного Криму.

Книга призначена карстологам, гідрогеологам, геоморфологам та екологам, що працюють у карстових регіонах, геологам, що вивчають родовища руд і карстові колектори вуглеводнів, а також студентам відповідних спеціальностей вищих навчальних закладів і широким колам краєзнавців, що цікавляться природою кримського Передгір'я.

Ключові слова: карст, геоморфологія карсту, спелеогенез, гіпогенний карст, карбонатні колектори, Передгірний Крим.

УДК [551.44+551.435.8] (477.75)

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

Гипогенный карст Предгорного Крыма и его геоморфологическая роль. – Симферополь: ДИАИПИ. – 2013. – 204 с. Ил. 122, Табл. 8, Библ. 210 наим.

Книга обосновывает и раскрывает принципиально новую трактовку природы карста Предгорного Крыма и его роли в региональном геоморфогенезе. На основе систематических комплексных исследований, включающих современные изотопные и геохимические методы, доказано гипогенное происхождение карстовых полостей в регионе, а также их контролирующая роль в последующем расчленении моноклинали Предгорья и формировании куэзового и останцового рельефа региона.

Гипогенный карст в регионе формировался в закрытых и полужакрытых условиях напорных водоносных систем, взаимодействием восходящих потоков жильных трещинно-карстовых глубинных вод с пластовыми потоками слоистой толщи северного моноклинального макросклона Крымских гор. Основной предпосылкой его развития является положение региона в составе краевой части смежного Причерноморского артезианского бассейна и в геодинамически активной шовной зоне, разделяющей складчато-надвиговую структуру Горного Крыма и Скифскую плиту.

Раскрытие пластовой структуры Предгорья происходит преимущественно по субвертикальным сквозьформационным трещинно-карстовым каналам, что обуславливает обособление останцовых и полуостанцовых массивов куэст, вертикальность обрывов, а также обширное экспонирование морфологии стен и полостного обрамления таких каналов в обрывах. Вывявлено наличие изменений изотопного состава углерода и кислорода пород в пристеночной зоне карстовых полостей, сформированной под воздействием гипогенных флюидов. К числу форм гипогенно-карстового и карстообусловленного происхождения относятся пещеры, многочисленные гроты и ниши, разнообразные скульптурные и ячеисто-сотовые поверхности обрывов, прибровочные кулуары и скальные останцы-"сфинксы". На основании абсолютных датировок кальцитовых пещерных отложений разных генерацій по уран-ториевым соотношениям, определено время формирования куэсты Внутренней гряды, которое оказалось значительно моложе, чем это представлялось ранее. Таким образом, широкое развитие гипогенного карста в недавнем геологическом прошлом явилось главной предпосылкой геоморфологического своеобразия Предгорного Крыма.

Книга предназначена карстологам, гидрогеологам, геоморфологам и экологам, работающим в карстовых регионах, геологам, изучающим месторождения руд и карстовые коллекторы углеводородов, а также студентам соответствующих специальностей вузов и широким кругам краеведов, интересующихся природой крымского Предгорья.

Ключевые слова: карст, геоморфология карста, спелеогенез, гипогенный карст, карбонатные коллекторы, Предгорный Крым.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
1. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕНЕЗИСЕ И ЭВОЛЮЦИИ КАРСТА.....	7
1.1. Развитие представлений о карсте.....	7
1.2. Типы спелеогенеза и гипогенный спелеогенез.....	8
1.3. Генетические типы карста.....	13
1.4. Эволюционные типы карста.....	13
1.5. Взаимоотношения карста и геоморфогенеза.....	14
2. УСЛОВИЯ И ФАКТОРЫ РАЗВИТИЯ КАРСТА ПРЕДГОРНОГО КРЫМА.....	17
2.1. Физико-географические факторы.....	17
2.2. Геологические факторы.....	20
2.3. Геоморфологические факторы.....	27
2.4. Гидрогеологические факторы.....	30
2.5. Анализ условий развития карста.....	34
3. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ КАРСТА ПРЕДГОРЬЯ.....	39
4. ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ И КАРСТА ПРЕДГОРНОГО КРЫМА.....	43
4.1. Проблема генезиса карстопоявлений.....	43
4.2. Проблема генезиса "экзотических" форм рельефа куэст.....	43
4.2.1. Ниши и гроты.....	44
4.2.2. Кавернозность, губчатые и сотово-ячеистые поверхности.....	47
4.2.3. Прочие скульптурные и структурные формы обрывов.....	49
4.2.4. Прибровочные кулуары и выступающие формы.....	49
4.3. Нефлювиальная природа долин на структурном склоне куэст.....	52
4.4. Проблема останцовых массивов куэст.....	55
4.5. Проблема вертикальности обрывов куэст.....	56
4.6. Гипогенно-карстовая гипотеза геоморфологического своеобразия Предгорного Крыма.....	57
5. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ И ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ.....	59
6. СТРУКТУРА, МОРФОЛОГИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ КАНАЛОВО-ПОЛОСТНЫХ СИСТЕМ.....	65
6.1. Типизация и модели формирования элементов каналово-полостных систем.....	65
6.1.1. Субвертикальные трещинно-карстовые каналы-"рифты" и их морфогенез.....	67
6.1.2. Ниши и гроты как формы вскрытия/раскрытия гипогенных полостей.....	72
6.1.3. Зоны мелкой кавернозности.....	79
6.1.4. Сотово-ячеистые поверхности (тафони).....	79
6.1.5. Крупные каверны.....	83
6.1.6. Каналы по плоскостям напластования и каналы межпластовых перетоков.....	84
6.1.7. Морфологические комплексы обрывов куэст.....	85
6.2. Распространение элементов каналово-полостных систем в разрезе (литостратиграфическая приуроченность).....	85
6.3. Распространение каналово-полостных структур по районам и участкам.....	90
6.4. Морфогенетический анализ крупных карстовых полостей.....	130

6.4.1. Пещера Душевского	131
6.4.2. Пещера Таврская	132
6.4.3. Пещера Мангупская-1	142
6.4.4. Пещера Беш-Кош-3 (Летучих Мышей)	143
6.4.5. Пещера Змеиная	145
6.4.6. Пещеры Симферополя	148
7. ВТОРИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ИЗМЕНЕНИЯ ПРИСТЕНОЧНОЙ ЗОНЫ ПОЛОСТЕЙ	151
7.1. Типы и распространение пещерных отложений	151
7.2. Минералогические исследования	152
7.3. Газовый состав флюидных включений во вторичном кальците	155
7.4. Исследования изотопного состава породы в пристеночной зоне каналов	157
7.4.1. Изотопный состав углерода и кислорода неизменных пород	158
7.4.2. Оценка максимальной ширины зоны изотопного изменения	160
7.4.3. Керны из пещеры Таврская	161
7.4.4. Керны из пещеры Подарочная	164
7.4.5. Керн из пещеры Беш-Кош-4	165
7.4.6. Керны из обнажений участка Качи-Кальон	166
7.4.7. Керн из пещеры Душевского	167
7.4.8. Фреатический кальцит из пещер Таврская, Подарочная и Беш-Кош-4	168
7.4.9. Образцы материала тафони	169
7.4.10. Обсуждение изотопных данных	170
7.5. Абсолютное датирование вторичного кальцита	175
8. РАЗВИТИЕ ГИПОГЕННОГО КАРСТА ПРЕДГОРНОГО КРЫМА И ЕГО РОЛЬ В ГЕОМОРФОГЕНЕЗЕ РЕГИОНА	179
8.1. Концептуальная модель спелеогенеза	179
8.2. Основные этапы развития гипогенного карста	182
8.3. Оценка скорости денудации в период среднего - позднего плейстоцена	185
8.4. Роль гипогенного карста в геоморфологическом развитии Внутренней гряды	187
8.5. Спелеогенетический фактор ландшафтного своеобозраия	190
Выводы	193
ЛИТЕРАТУРА	195

ВВЕДЕНИЕ

Предгорный Крым охватывает Внутреннюю (Вторую) и Внешнюю (Третью) гряды Крымских гор и межгрядовые понижения в полосе, протягивающейся от Мекензиевых гор в районе Севастополя до массива Агармыш в районе Старого Крыма на расстояние 125 км при ширине до 15-20 км.

Предгорье стало вторым районом, после отдельных приморских территорий, по времени появления в Крыму различных культур и цивилизаций. В настоящее время это густозаселенный регион с исторически сложившимся высоким уровнем сельскохозяйственного и промышленного освоения. Ярко выраженные геоморфологические особенности Предгорного Крыма, такие как куэстовый рельеф, наличие обособленных останцовых и полуостанцовых массивов, обрывистость склонов, обилие гротов и ниш, оказали прямое и глубокое влияние на освоение региона. Гроты в обрывах привлекали внимание человека с доисторических времен как удобные места укрытия и стоянок. Обрывистые склоны массивов-останцов и полуостанцов послужили природными оборонительными рубежами, требовавшими минимального дополнительного строительства фортификационных сооружений и обеспечивавшими неприступность поселений, основанных в разных районах Внутренней гряды в VI-VIII в. н. э. и просуществовавших вплоть до XIX в. Обилие гротов и ниш, помимо прямого использования, стимулировало создание искусственных полостей и модификацию существующих естественных полостей, что выразилось в специфическом пещерном характере древних поселений. Формы типа "каменных истуканов", "каменных кружев" и другие необычные образо-

вания, широко распространенные в известняковых обнажениях Внутренней гряды, во все времена впечатляли и озадачивали наблюдателей. В настоящее время своеобразный и выразительный рельеф Предгорья и обилие в нем "экзотических" форм привлекают туристов и составляют ценный рекреационный потенциал, впрочем, должным образом не оцененный и нереализованный.

Хотя вопросам происхождения основных черт и "экзотических" форм рельефа Внутренней гряды уделялось значительное внимание исследователей, они оставались далекими от удовлетворительного разрешения. "Экзотическими" формами рельефа Предгорья мы называем, в рабочем порядке, ниши и гроты в известняковых обрывах, чашеобразные (открытые в сторону долины) кулуары-"амфитеатры" и разделяющие их малые останцовые формы (скальные выступы - "бастионы", "каменные истуканы", "сфинксы") в приобрывочных участках куэстовых массивов, а также разнообразные пещеристо-каверновые, губчатые и сотово-ячеистые поверхности (тафони) в известняковых обрывах. Объединяет эти формы их широкое распространение в пределах Внутренней гряды, приуроченность к карбонатным породам, повторяемость морфотипических черт в породах различного состава и возраста, находящихся в разных условиях экспонирования, несоответствие стандартным моделям флювиальных и денудационных рельефообразующих процессов, а также широкое, общее и противоречивое применение к их объяснению "комплексной денудации" и "избирательного выветривания".

Подчеркнем также, что эти проблемные вопросы ранее рассматривались обособленно, в отрыве друг от друга, тогда как сами "экзотические" формы повсеместно демонстрируют совместное распространение и признаки сопряженного развития (парагенетических отношений), а проблематика их происхождения тесно связана с трактовкой происхождения долин и характера склоновых процессов.

Особенностью предшествующих представлений является и то, что упомянутые вопросы геоморфогенеза Предгорья не связывались с карстом. Это представляется естественным и оправданным с точки зрения истории развития представлений о карсте, в которых до недавнего времени господствовала эпигенная парадигма, подразумевающая, что карстообразование подчинено современному рельефу и связано с поверхностным питанием подземных вод. Вместе с тем, такое развитие карста в современных природных условиях региона является весьма ограниченным ввиду неблагоприятности последних, а характеристики и особенности "экзотических" форм рельефа куэст не вписываются в традиционные модели карстовых систем. Соответственно, единственным доступным направлением интерпретации обсуждаемых особенностей геоморфологии Предгорья ранее было общее денудационное.

Ситуация кардинально изменилась в течение последнего десятилетия, в связи с развитием и утверждением представлений о гипогенном карсто(спелео)генезе и соответствующим изменением общей парадигмы карстологии. Учение о гипогенном спелеогенезе открыло принципиально новые возможности интерпретации проблемных вопросов геоморфогенеза Предгорного Крыма и составило для этого содержательную теоретическую и методологическую основу. Такой подход был применен и реализован коллективом Украинского Института спелеологии и карстологии МОНМС Украины и НАН Украины при Таврическом национальном университете им. В.И. Вернадского.

Проведенными в период с 2006 по 2012 годы систематическими комплексными исследованиями, включавшими современные изотопные и геохимические методы, доказано гипогенное происхождение карстовых полостей в регионе, а также их контролирующая роль в последующем расчленении моноклинали Предгорья и формировании куэстового и останцового рельефа региона. Это позволило разработать и предложить принципиально новую трактовку природы карста

Предгорного Крыма и его роли в региональном геоморфогенезе. Предлагаемая читателю книга представляет результаты этих исследований и разносторонне обосновывает положение о том, что главной причиной геоморфологического своеобразия Предгорного Крыма является вскрытие, раскрытие и переработка экзогенными геоморфологическими процессами реликтовых гипогенных каналово-полостных систем, сформированных тут до образования современного рельефа.

Уникальное разнообразие типоморфных карстопроявлений, их функционально-генетическое единство, прекрасная экспонированность и доступность для непосредственного исследования делают регион Предгорного Крыма эталонным в международном масштабе для исследования закономерностей формирования и распределения гипогенной карстовой пустотности. Это особенно важно ввиду того, что гипогенные карстопоявления в обстановках их активного формирования обычно недоступны для прямого исследования и характеризуются лишь косвенными методами и заведомо фрагментарно. Во многих других регионах, где реликтовые гипогенные пещеры вскрыты современным рельефом, обычно доступны лишь крупные полости, но не весь комплекс элементов каналово-полостных систем. Предгорный Крым является уникальным примером, где возможно прослеживание почти всего спектра сквозьформационных отношений таких систем.

Таким образом, исследование гипогенного карста Предгорного Крыма вносит большой вклад как в дальнейшее развитие карстологии и спелеологии, так и в решение многих связанных с карстом проблем гидрогеологии, инженерной геологии, рудной и нефтегазовой геологии, в частности – в исследование закономерностей формирования и свойств карбонатных коллекторов углеводородов.

Авторы приносят благодарность за помощь в проведении исследований, обработке материалов и подготовки данной книги к изданию сотрудникам Украинского Института спелеологии и карстологии Е.Г. Амеличеву, Б.А. Вахрушеву, А.Н. Гребневу, В.Г. Науменко, С.В. Токареву. Мы признательны канд. геол.-мин. наук А.И. Тищенко за помощь в проведении минералогических исследований и подготовке соответствующего раздела, а также ректору Таврического национального университета им. В.И. Вернадского академику НАН Украины Н.И. Багрову за неизменную поддержку деятельности института.

1. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕНЕЗИСЕ И ЭВОЛЮЦИИ КАРСТА

1.1. Развитие представлений о карсте

До недавнего времени в карстологии и геоморфологии господствовали понятия о карсте и его структурно-функциональные и генетические модели, развитые для условий гидрогеологической раскрытости толщ растворимых пород (т.е. их экспонированности и/или эрозионной расчлененности), где карстовые системы развиваются в непосредственной генетической и функциональной связи с поверхностным питанием (аллогенным или автогенным) и имеют яркое геоморфологическое выражение. Большинство традиционных определений карста указывают на соответствующий специфический рельеф как один из его атрибутов, а условие раскрытости обычно принимается как обязательная предпосылка для развития карста.

Потенциал карстообразования в гидрогеологически закрытых условиях и на значительных глубинах оставался до недавнего времени недооцененным и плохо вписывался в традиционную парадигму карста, а своеобразие, закономерности и механизмы такого карстообразования были слабо исследованными. Карстопроявления, документируемые в гидрогеологически закрытых условиях (в том числе на глубинах в сотни метров и километры) при бурении, горнопроходческих работах и геофизическими методами, обычно трактовались как формы палеокарста, т.е. близповерхностного карста, сформированного в прежние эпохи экспонирования, но погруженного вместе с вмещающими толщами под покров более молодых осадков. Соответственно, концептуальные

модели и закономерности карстообразования в открытых условиях переносились на глубинный карст, несмотря на многочисленные противоречия, а масштабы распространения собственно глубинного карста приуменьшались.

С другой стороны, характеристики наблюдаемой в близповерхностных условиях закарстованности во многих регионах также далеко не всегда вписываются в традиционные концепции и модели "открытого" карста. При этом противоречия наблюдаемых эмпирических характеристик традиционным моделям игнорируются или остаются неразрешенными, а возможность изначального формирования карста в глубинных обстановках, с последующим выведением в экспонированные условия, обычно не рассматривается. В основном это происходило ввиду отмеченной выше слабой изученности закономерностей и механизмов глубинного карстообразования, а также закономерностей общей эволюции карста.

Этими обстоятельствами и противоречиями объясняется в целом низкая эффективность традиционных моделей карста в приложении ко многим теоретическим и практическим проблемам гидрогеологии, инженерной геологии, рудной и нефтегазовой геологии.

В последнее десятилетие в мировой карстологии происходит интенсивное развитие теоретических и региональных исследований *гипогенного карста*, формирующегося в породах различного состава, в том числе на больших глубинах, в закрытых и полураскрытых гидрогеологических условиях (водонапорных систем)

восходящим водообменом через слои и толщи растворимых пород. Гипогенный карст имеет лишь опосредованную (свойствами покровной слабопроницаемой толщи) генетическую связь с поверхностью или не имеет таковой вообще, прямо не связан с местным поверхностным питанием и может развиваться на больших (до 3-4 км и более) глубинах. Установлено (Карст в земной коре..., 1992; Климчук, 2010, 2013; Hypogene Speleogenesis..., 2009; Klimchouk, 2007, 2012, 2013; Stafford et al., 2009), что закономерности развития и распространения гипогенного карста кардинально отличаются от таковых "классического" карста, называемого *эпигенным* ("гипергенным"). Утверждение гипогенного карста как одного из фундаментальных и широко распространенных генетических типов карста, не имеющего в большинстве случаев поверхностного выражения, стимулировало разработку новых подходов к общему определению карста (Климчук, Андрейчук, 2010) и решению ряда ключевых теоретических проблем его гидрогеологии, геоморфологии и эволюции (Климчук, 2013), а также к прикладным аспектам карстологических исследований.

Проведенным анализом существующих определений карста показано (Климчук, Андрейчук, 2010), что различные внешние признаки и свойства карста, характеризующиеся в работах эмпирического этапа и использованные в существующих определениях, являются частными выражениями состояний особой (карстовой) эволюции водообменной геосистемы в растворимых породах, контролируемой и направляемой самоорганизацией структур каналовой проницаемости в них. Развитие каналовой проницаемости в растворимых породах растворением по первичным путям сосредоточенной фильтрации подземных вод есть процесс спелеогенеза, характеризующийся выраженными явлениями самоорганизации структуры проницаемости и водообмена вследствие положительной обратной связи между расходом потока и расширением первичных путей фильтрации. *Соответственно, именно спелеогенез является центральным системообразующим процессом в формировании карста* (Климчук, 2008, 2011, 2013).

Положения о примате спелеогенеза в развитии карста и положительной обратной связи водообмена и спелеогенеза составляют основу его нового определения (Климчук, 2010;

Климчук, Андрейчук, 2010), принятого в настоящей работе. *Карст рассматривается как водообменная геосистема (геогидродинамическая система) в определенном объеме гидросферы, в структуре проницаемости которой преобладают каналы, сформированные и организованные для эффективной циркуляции подземных вод в направлении градиента под действием механизма спелеогенеза, включающего позитивную обратную связь между водообменом и растворением пород.*

Регрессивная эволюция карстовой геосистемы включает процессы гравитационной деструкции и разнообразной аккумуляции, ведущие к фрагментации и разрушению структур карстовой проницаемости.

Выраженность характерных форм рельефа и гидрологических явлений является признаком некоторых стадий развития карста, но не является определяющим признаком карста в целом, как это устанавливалось большинством предшествующих определений.

1.2. Типы спелеогенеза и гипогенный спелеогенез

В работах А.Б. Климчука (Klimchouk, 2007; Климчук, 2013) показано, что главные различия в генезисе карстовых каналово-полостных структур (типы спелеогенеза) определяются гидродинамическими особенностями напорных и безнапорных водообменных систем. Основными типами спелеогенеза являются *гипогенный*, развивающийся в напорных (закрытых и полуоткрытых) системах под действием восходящего водообмена через слои и толщи растворимых пород, и *эпигенный* (гипергенный), развивающийся под действием нисходящих и латеральных потоков, формирующихся местным питанием в гидравлически открытых условиях. Гипогенный спелеогенез связан с напорными, межпластовыми и трещинно-жильными водообменными системами различной степени закрытости и глубинности. Рис. 1.1 демонстрирует радикальное различие общих условий и структуры водообмена в обстановках эпигенного (А) и гипогенного (Б) спелеогенеза.

Механизм эпигенного спелеогенеза использует в наиболее сильной форме обратную связь между расходом и ростом каналов, - не только на стадиях раннего спелеогенеза и иницирования, но и в ходе дальнейшего развития. Постоянная высокая конкурентность в эволюции

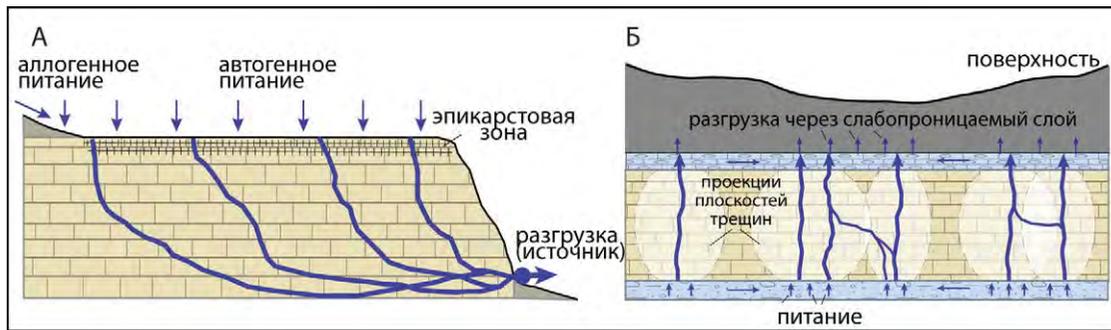


Рис. 1. Концептуальное представление водообменных систем эпигенного (А) и гипогенного (Б) карста. Система гипогенного карста показана в варианте артезианского сквозьпластового спелеогенеза в пластовой водонапорной системе (по Климчуку, 2013).

каналов обуславливает формирование преимущественно древовидных каналово-полостных структур и резкое возрастание неоднородности и анизотропии проницаемости в ходе спелеогенеза. Ввиду прямой связи каналово-полостных систем с поверхностью и адаптацией последней под наиболее эффективное питание таких систем, режим источников характеризуется большими вариациями расходов. Эпигенный спелеогенез усиливает латеральную гидравлическую интеграцию массивов и горизонтов растворимых пород. В иерархической структуре гидростатических (инфильтрационных) водообменных систем (Toth, 1995), эпигенный спелеогенез связан с локальными системами, или областями питания промежуточных и региональных систем.

Эмпирические и теоретические закономерности гипогенного спелеогенеза, его гидрогеологическое значение и роль в эволюции карста, детально исследуются в монографиях А.Б.Климчука (Klimchouk, 2007; Климчук, 2013), по которым ниже дается краткая обобщенная характеристика его основных черт.

Гипогенный спелеогенез определяется как развитие каналов и полостей растворяющим действием восходящих потоков в напорных водообменных системах, в той или иной степени гидравлически закрытых, связанных с удаленными, отделенными (слабопроницаемыми слоями и толщами) или внутренними источниками питания. Он развивается в закрытых и приоткрытых гидрогеологических условиях и приурочен преимущественно к зонам разгрузки и/или взаимодействия водообменных систем различных масштабов, глубинности и природы (инфильтрационных - гидростатический механизм возникновения напора; элизионных - геостатический и геодинамический механизм воз-

никновения напора; эндогенный - термобарический механизм возникновения напора; систем плотностной конвекции).

Важнейшая особенность гипогенного спелеогенеза заключается в значительной степени гидрогеологической отделенности формирующихся в растворимых породах каналов от поверхностных контуров питания и разгрузки (питание и разгрузка через смежные нерастворимые коллекторы и участки трещинно-жильных структур), что обуславливает внешний гидродинамический контроль расхода в каналах, ослабляет действие позитивной обратной связи между расходом и ростом каналов и спелеогенную конкурентность, способствует более равномерному развитию каналов в рамках имеющих структурных предпосылок. В действии упомянутого механизма ослабления обратной связи водообмен-растворение, исследованного на концептуальных (Klimchouk, 2000, 2007) и численных (Rehrl, Birk, Klimchouk, 2008, 2009, 2010) моделях, состоит фундаментальная генетическая причина отличий гипогенного спелеогенеза от спелеогенеза эпигенного, и основная причина различий в структуре и морфологии соответствующих каналово-полостных систем. Подобный механизм вызывается также влиянием на растворение процессов теплообмена с породой в гидротермальных каналовых системах в карбонатных породах (Andre, Rajaram, 2005).

Меж- и сквозьформационные гидродинамические взаимодействия и взаимодействия между водообменными системами различных масштабов и природы, с которыми связан гипогенный спелеогенез, сопровождаются нарушениями равновесного состояния системы "водопорода" и различными реакциями, включая разнообразные механизмы возникновения и

поддержания агрессивности вод по отношению к различным породам. Соответственно, многообразны механизмы растворения, участвующие в гипогенном спелеогенезе. В нем обычно участвуют несколько механизмов растворения, действующих в комбинации или последовательно при изменении граничных условий в ходе геологической эволюции.

Имманентная связь гипогенного спелеогенеза с восходящим водообменом обусловлена способностью последнего поддерживать некоторый уровень обратной связи между расходом и ростом каналов (с тенденцией к ее усилению при последующем раскрытии напорных систем), а также его большей сосредоточенностью и локальной интенсивностью по сравнению с нисходящим водообменом в напорных водоносных комплексах.

Положение об имманентной связи гипогенного спелеогенеза с восходящим водообменом открыло возможность выявления закономерностей его развития и распространения на основе анализа общих и региональных закономерностей водообмена в гидрогеологических структурах в контексте гидрогеологической истории, реализованные в монографии А.Б. Климчука (2013). В ней показано, что региональные закономерности гипогенного спелеогенеза определяются особенностями геодинамической эволюции, гидрогеологической структуры и геоморфологического развития регионов, способствующими поступлению глубинных флюидов в осадочный чехол и восходящему сквозьформационному водообмену в нем. Гипогенный спелеогенез развивается там, где значительное время поддерживается восходящий водообмен через породы и условия неравновесия, вызывающие растворение. Он локализуется преимущественно в зонах разгрузки и/или взаимодействия водообменных систем различных масштабов, глубинности и природы. В упомянутой работе выполнена типизация обстановок гипогенного спелеогенеза по условиям формирования восходящих потоков подземных вод в гидрогеологических структурах различных типов. Выделяются следующие группы обстановок: А) краевых областей разгрузки артезианских бассейнов (три обстановки, соответствующие бассейнам разных типов); Б) верхних этажей внутренних областей артезианских бассейнов; В) сводов локальных поднятий внутренних областей артезианских бассейнов; Г) восходящих линейно-локальных потоков по глу-

бококорневым сквозьформационным системам (в бассейнах и массивах); Д) обстановки взаимодействия восходящих линейно-локальных потоков по глубококорневым сквозьформационным системам с пластовыми потоками верхних этажей в адбассейнах и адмассивах (комбинации Г-А, Г-Б и Г-В). Схематическое изображение локализации гипогенного спелеогенеза в гидрогеологических структурах и их типичных элементах приведено на рис. 2 и 3.

Структурно-функциональные и морфологические особенности гипогенного спелеогенеза обусловлены структурой первичной пустотности, напорным характером и восходящим сквозьформационным вектором водообмена, особенностями механизма спелеогенеза в условиях действия внешнего гидродинамического контроля расхода (тенденцией к относительно равномерному развитию каналов в рамках имеющихся структурных предпосылок), а также особенностями эволюции водообменных систем.

Структура гипогенных каналов-полостных систем контролируется структурой исходных (доспелеогенных) проницаемых элементов, составляющих каркас преимущественной фильтрации (КПФ), - их пространственным распределением и гидравлической связностью, положением гидростратиграфических барьеров в растворимой и смежных толщах, а также характером питания и разгрузки пещероформирующих зон и общими граничными условиями питания и разгрузки водонапорной системы. Смешивание вод разных компонентов водонапорных систем, в частности поперечного восходящего и латерального пластового потоков, определяет зоны выраженного спелеогенного развития и оказывает сильное влияние на структуру каналов-полостных систем. Геодинамические (фазы геодинамической активизации) и общие эволюционные (региональное тектоническое и геоморфологическое развитие) факторы контролируют структуру водообмена и интенсивность (фазы) спелеогенеза и также влияют на структуру каналов-полостных систем гипогенного происхождения.

В монографии А.Б. Климчука (2013) выполнена типизация структур гипогенного каналов-полостных систем в виде трехуровневой иерархической последовательности. На верхнем уровне структуры группируются в две крупных категории по природе создающих их процессов: А) карстовые структуры, созданные исклю-

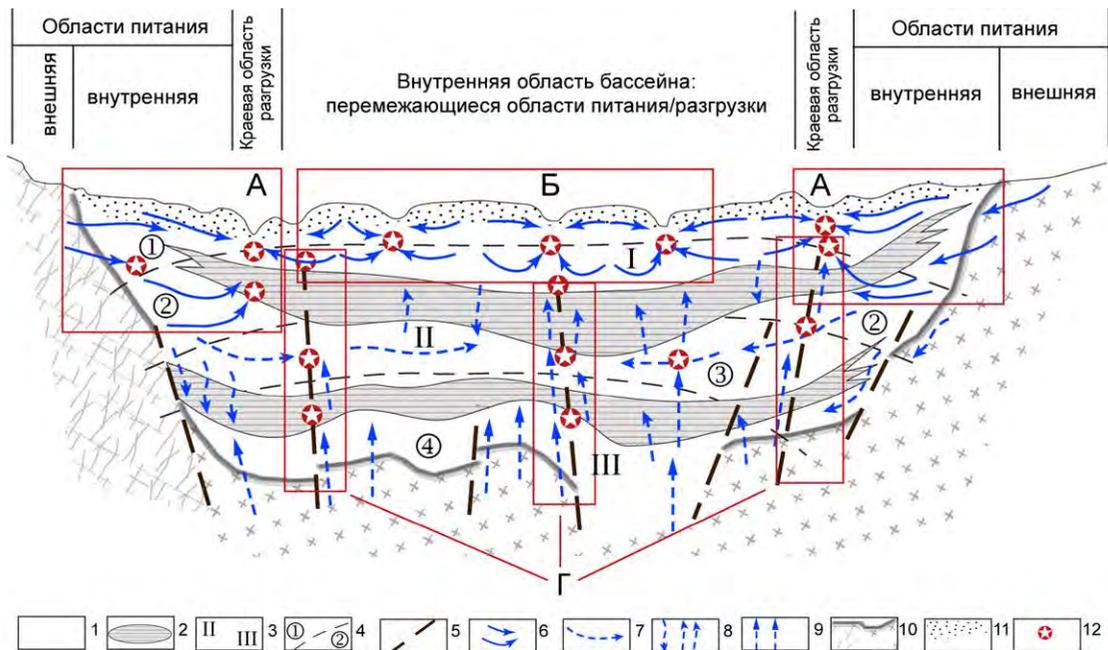


Рис. 2. Локализация гипогенного спелеогенеза в структуре водообмена артезианского бассейна платформенного типа (на основе схемы структурно-гидрогеологической стратификации и гидродинамической зональности В.А.Всезоложского, 2007, по Климу, 2013): 1 - слоистые системы водоносных горизонтов (комплексов) этажей бассейна; 2 - региональные слабопроницаемые толщи; 3 - номера гидрогеологических этажей; 4 - границы и номера гидродинамических зон; 5 - зоны сквозьформационных тектонических нарушений; 6 - система местных потоков подземных вод; 7 - система региональных потоков подземных вод; 8 - субвертикальная фильтрация через слабопроницаемые породы; 9 - внутренние источники питания и восходящие потоки глубинных подземных вод (элизийные процессы, дегидратация, приток глубинных флюидов); 10 - породы обрания и фундамента с зоной выветривания; 11 - область развития эпигенного карста; 12 - локализация гипогенного спелеогенеза. А, Б и Г - обстановки (типы) гипогенного спелеогенеза.

чительно или преимущественно растворением, имеющие скульптурную морфологию, и Б) гравитационно-карстовые структуры, созданные гравитационной деструкцией карстового полостного пространства и продолжающие развиваться с участием растворения как высокопроницаемые зоны. На втором уровне группировка типов структур производится по доминированию в каркасах преимущественной фильтрации слоистой или сквозьформационной организации. В категории А карстовых структур выделяются следующие группы типов: А-I - структур в КПФ с доминированием стратиформной организации, А-II - структур в КПФ с доминированием сквозьформационной организации, А-III - структур в КПФ сложной организации. На третьем уровне типы структур различаются по характеру и организации элементов КПФ, преимущественно используемых спелеогенезом, с учетом положения канало-полостных систем в каркасе преимущественной фильтрации.

Несмотря на большую вариабельность литологии вмещающих пород и гидрогеохимических

механизмов гипогенного спелеогенеза, а также размеров и структур гипогенных полостей, они характеризуются примечательными сходством мезоморфологии (изоморфизмом), обусловленным общими гидродинамическими условиями и механизмами спелеоморфогенеза:

- напорным характером водообменных систем и их низкодинамичной средой;
- восходящим вектором водообмена;
- поперечной (латерально-обособленной) природой полостей, формируемых восходящими потоками по сквозьпластовым и сквозьформационным структурным элементам, и их латеральным слиянием по некоторым горизонтам (ярусам) при определенных условиях;
- большой ролью свободной плотностной (температурной или концентрационной) конвекции, создающей характерные спелеоморфы.

Характерной чертой морфологии гипогенных полостей является широкое распространение разнообразных округлых углублений – ниш, каверн и "карманов" в стенах, восходящих каналов в нависающих стенах, разнообразных скульптурных углублений в сводах (куполов и "каминов" с округлыми замыканиями), а также

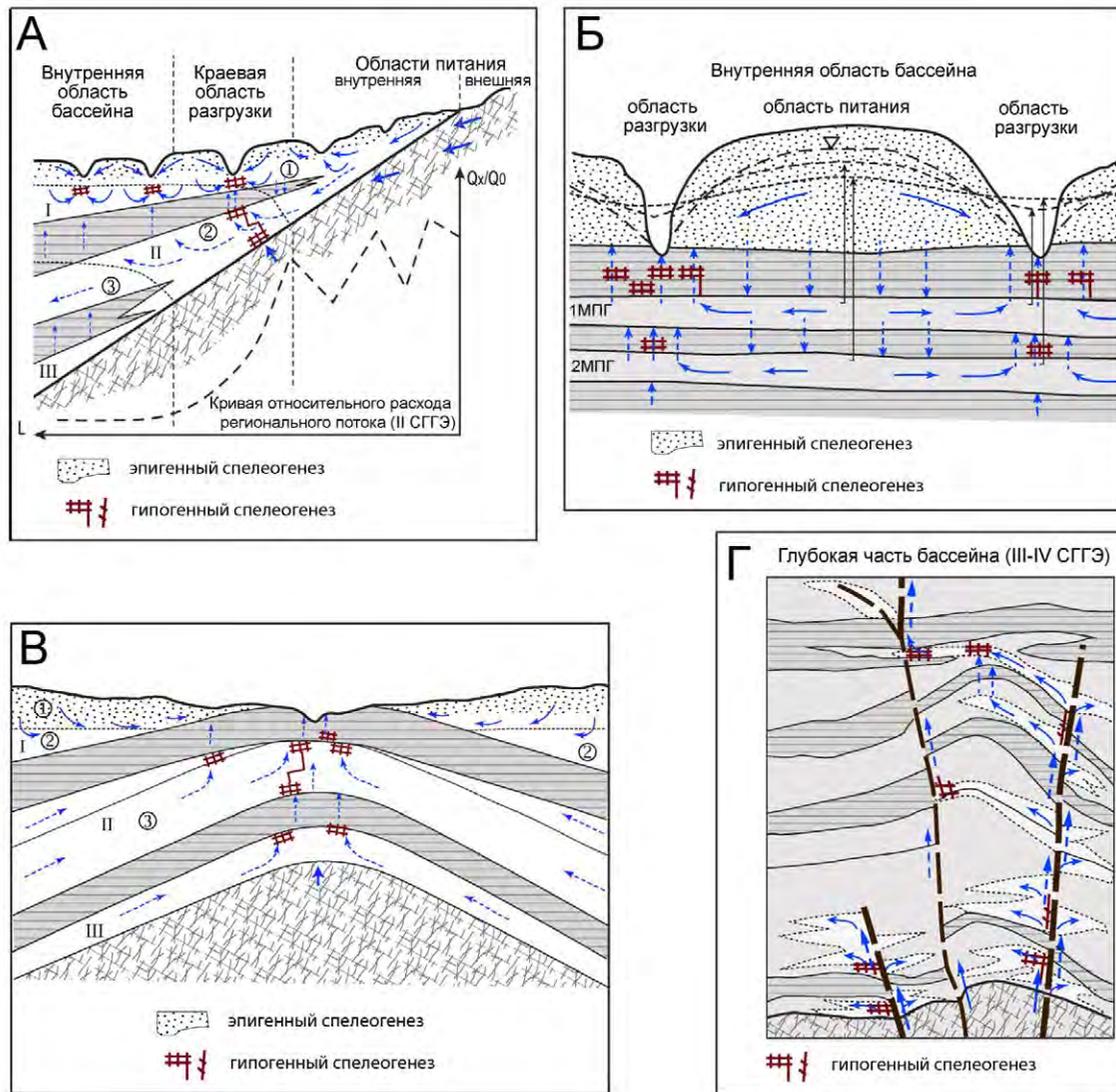


Рис. 3. Детализация обстановок гипогенного спелеогенеза по условиям (схемам) формирования потоков подземных вод (по Климчуку, 2013): А – краевых областей разгрузки артезианских бассейнов (АБ); Б – верхних структурно-гидрогеологических этажей (СГГЭ) внутренних областей АБ (схема А.Н. Мятиева; МПГ - межпластовый горизонт); В – сводов локальных поднятий внутренних областей АБ (II-III СГГЭ); Г – локализованных потоков по зонам тектонических нарушений с глубокими внутренними источниками питания (III-IV СГГЭ). Гидрогеологическая основа рисунков (с дополнениями): А – по В.А. Всеволожскому (2007), Б – по В.М. Шестопалову (1981) и В.А. Всеволожскому (2007), В – по П.П. Иванчуку (1964); Г – по В.И. Дюнину (2000).

тонких скальных перегородок и скульптурных выступов – "подвесок". Также характерным элементом морфологии стратиформных гипогенных полостей является наличие в их нижних частях субвертикальных каналов – "фидеров", которые могут располагаться по оси вытянутых ходов ("рифтовые" фидеры), или иметь очаговый (точечный) характер и быть округлыми субвертикальными каналами, часто с расширенным и ракушкообразными устьевыми частями. Фидеры являются функциональными элементами канало-полостных систем гипогенного происхож-

дения и имеют важное диагностическое значение. Номенклатура применяемых названий и характерные сочетания спелеоформ отражены на рис. 4.

Диагностическим для гипогенных пещер является совместное нахождение спелеоформ, связанных пространственно и функционально в группы-комплексы, в пределах которых прослеживается восходящая организация формирующих потоков и струй (включая конвективные ячейки): от питающих каналов (фидеров) в нижней части полостей, через промежуточные

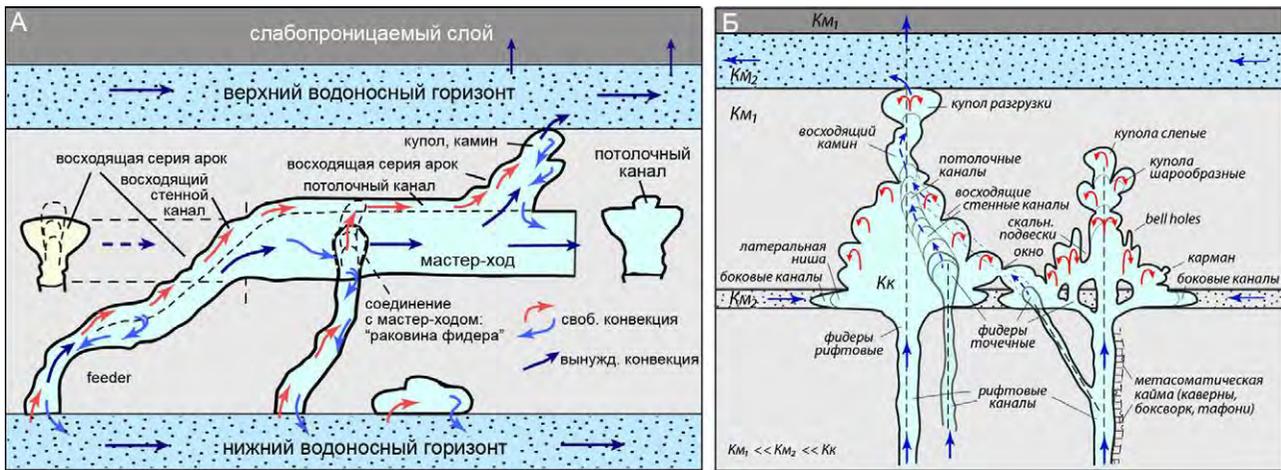


Рис. 4. Морфологические комплексы восходящего потока (МКВП) в гипогенных каналово-полостных системах: А – стратиформной по внутрипластовым трещинам в слоистом водоносном комплексе; Б – сквозьформационной по секущим трещинам. Типичная морфология гипогенных полостей в вертикальных продольном и поперечном сечениях и номенклатура применяемых названий спелеоформ (по Климчуку, 2013). $K_{м1}$ и $K_{м2}$ - проницаемость матрицы разных слоев; $K_{к}$ - каналовая проницаемость.

стенные и потолочные спелеоформы (восходящие стеновые каналы и потолочные каналы-полутрубы, к выводящим потолочным формам (куполом, каминам). Такие группы выделены А.Б. Климчуком в качестве "морфологических комплексов восходящих потоков" (МКВП; рис. 4), а их наличие является сильным диагностическим признаком гипогенного происхождения пещер. В многочисленных последующих публикациях разных авторов показано широкое распространение МКВП в гипогенных пещерах в различных породах и обстановках и подтверждена эффективность его использования в качестве одного из основных диагностических критериев.

1.3. Генетические типы карста

Ввиду определяющей роли спелеогенеза в развитии карста, *генетические типы карста* верхней части земной коры выделяются по генезису и структурно-функциональным особенностям каналово-полостных систем, т.е. по типам спелеогенеза (эпигенного и гипогенного) (Климчук, 2010, 2013). Генетические типы карста обособляются вследствие кардинальных различий граничных условий, литолого-структурных предпосылок, геохимических условий и гидродинамических режимов водообмена и спелеогенеза, а также различий в эволюционных траекториях соответствующих карстовых систем.

В соответствии с активным в данной гидрогеологической обстановке типом спелеогенеза, в пределах верхней части земной коры выделя-

ются два основных генетических типа карста: 1) гипогенный; 2) эпигенный (гипергенный). Ввиду значительной специфики спелеогенеза в литогенетически незрелых породах в прибрежно-островных обстановках молодых карбонатных платформ, некоторые авторы предлагают выделять карст в них в отдельный тип 3) прибрежно-островного галоклинного карста. Однако, как показано в работе (Климчук, 2013), спелеогенез в этих обстановках развивается, в зависимости от гидрогеологических условий и выраженности слоистой неоднородности поровой проницаемости, либо по гипогенному, либо по эпигенному механизмам.

1.4. Эволюционные типы карста

Эволюционный подход к типологии карста основан на рассмотрении всей геологической эволюции тела карстующихся пород (пласта, формации) и водообменной системы на фоне цикличности и направленности геологического развития (Климчук, 2010, 2013). Различные стадии постседиментационного преобразования пород и развития водообменных геосистем характеризуются определенными устойчивыми комбинациями литологических и структурных предпосылок водообмена и спелеогенеза, режимов водообмена, условий питания, движения и разгрузки подземных вод, термобарических и геохимических условий, вызывающими формирование карстовых систем с определенными характерными свойствами – типов кар-

ста. Направленность геологического развития, выраженная процессами тектонической, геоморфологической и гидрогеологической эволюции, определяет изменение граничных условий водообмена и спелеогенеза и закономерную смену эволюционных типов карста. Таким образом, эти типы интегрально характеризуют наиболее существенные свойства карстовых систем и обстановок их развития, доминантные механизмы спелеогенеза в этих обстановках, степень и характер выражения карстовых систем в рельефе, гидрогеологические особенности, потенциал провально-просадочной опасности, проч., а также потенциал унаследования структур пустотности и проницаемости от предшествующих стадий.

Карст, который развивается в молодых, диагенетически незрелых, растворимых породах, не испытавших погребения, называется *сингенетическим* или *эогенетическим*. Большинство формаций в нормальном геологическом цикле испытывают погружение и погребение под более молодые осадки (с соответствующими катагенетическими преобразованиями), а затем - поднятие с выводом в зону гипергенеза и экспонированием на поверхность. Постседиментационное закарстование растворимых пород может происходить (непрерывно или прерывисто) на любой стадии этого цикла, однако условия карстообразования закономерно различаются по стадиям развития в цикле погребения и раскрытия. Карст, развивающийся на глубине под ранее накопленным покровом осадков и не имеющий поверхностного выражения, называется *закрытым*. Спелеогенез в закрытых условиях почти всегда гипогенный. На восходящей ветви цикла выделяются следующие последовательно сменяющиеся типы карста, характеризующиеся возрастающей степенью раскрытия и вовлеченности поверхностных факторов: *приоткрытый*, *взрезанный* и *раскрытый*. Соответственно, ранее заложенные карстовые системы испытывают завершающие фазы гипогенного развития, становятся реликтовыми или могут частично перерабатываться эпигенным спелеогенезом, который на определенной стадии становится доминирующим. Начиная со стадии приоткрытого карста, карстовые системы в возрастающей степени взаимодействуют с поверхностными условиями и факторами, а их наличие и развитие становится одним из ведущих факторов рельефообразования.

В неблагоприятных условиях, существенного гипогенного закарстования в закрытых условиях может не происходить вообще, а развитие карста, целиком эпигенного, может начаться лишь после частичного (приоткрытый и взрезанный карст) или полного экспонирования пород на поверхность. Последняя ситуация характеризует тип *открытого карста*. Раскрытый и открытый карст различаются по своей эволюционной истории и наличию карстопроявлений, унаследованных от предшествующих стадий.

Развитие покрова на экспонированных карстующихся породах, который формируется сингенетично с закарстованием, создает *покрытый карст*. Повторные циклы погребения уже закарстованных пород под более молодые (чем карст) осадки создают обстановки *погребенного карста*. Новое экспонирование погребенного карста создает *откопанный карст*.

Таким образом, в зависимости от места эволюционных типов карста в ряду развития, они могут включать системы пустотности и каналовой проницаемости, сформированные на предшествующих стадиях карстовой эволюции, в той или иной степени реликтовые по отношению к данному типу карста. *Эволюционные типы-стадии карста кумулятивно отражают его генезис*. Более поздние стадии обычно характеризуются полигенетичным карстом, кроме открытого карста, прямо и исключительно соответствующего генетическому типу эпигенного карста.

Начиная со стадии приоткрытого карста, карстовые системы в возрастающей степени взаимодействуют с верхней гидродинамической границей и прочими поверхностными условиями и факторами, в связи с чем радикально изменяются граничные условия водообмена и развития карстовых систем. Карст становится одним из ведущих факторов рельефообразования и формирования гидрологических особенностей территорий.

1.5. Взаимоотношения карста и геоморфогенеза

Карст получает выражение в рельефе, непосредственно взаимодействует с внешними рельефообразующими факторами и сам становится фактором геоморфогенеза на определенных стадиях развития, когда толща растворимых пород изначально находится в экспонированном состоянии (сингенетический карст) или возвращается в неглубокое или экспонированное

залегание в ходе цикла погребения-поднятия (группа экспонированных типов-стадий). На стадии закрытого карста он не имеет геоморфологического выражения. Таким образом, как отмечено выше, выраженность в рельефе не является атрибутивным признаком карста, а понятие глубинного карста практически эквивалентно понятию спелеогенеза.

Гипогенный и эпигенный генетические типы карста характеризуются принципиально различными взаимоотношениями с геоморфогенезом и рельефом земной поверхности (Климчук, 2013).

Развитие гипогенного карста не связано с местным поверхностным питанием, а определяется восходящими перетоками и разгрузкой подземных вод в системе межпластовых напорных водоносных горизонтов и комплексов, а также по зонам тектонических нарушений. Мега- и макрорельеф поверхности опосредованно влияет на гипогенный спелеогенез в пределах первого и иногда второго гидрогеологических этажей бассейнов, - в той мере, в которой он влияет на структуру и интенсивность потоков (перетоков) межпластовых вод. Гипогенный спелеогенез, локализованный по сквозьформационным нарушениям, может быть не связанным с рельефом вообще. В контексте долговременного геологического и геоморфологического развития, геоморфогенез опосредованно влияет на развитие гипогенного карста через изменение граничных условий водонапорных систем на верхнем контуре (эрозионное расчленение и денудация основных слабопроницаемых толщ).

Осознание возможности развития гипогенных каналово-полостных систем на значительных и больших глубинах, и в масштабах времени, значительно превышающих возраст современного рельефа, заставляют кардинально изменять общие представления о взаимоотношениях карста и геоморфогенеза. Гипогенный карст, представленный на большей части времени своей эволюции лишь каналово-полостными системами, может быть значительно старше современного рельефа. При выведении закарстованной толщи в близповерхностное положение в ходе поднятия и денудации, взаимодействие карста и геоморфогенеза осуществляется по принципиально иной схеме, чем в случае с эпигенным карстом. Гипогенные каналово-полостные структуры, сформированные независимо от рельефа поверхности, взаимодействуют с ним путем сосредоточенной разгрузки подземных вод (и соответствующего вклада в локализацию и развитие эрозионных форм), провалов сводов значительных полостей, перехвата и сосредоточения поверхностного стока по вскрытым закарстованным зонам, экспонирования реликтовой карстовой морфологии в бортах врезающихся долин, дальнейшего разрушения (расчленения) взрезанных массивов по каналово-полостным системам, проч. Таким образом, не карст "следует" за рельефом (как в случае с эпигенным карстом), а развитие рельефа на стадии вскрытия гипогенно-закарстованных интервалов разреза во многом контролируется структурами гипогенного карста.

2. УСЛОВИЯ И ФАКТОРЫ РАЗВИТИЯ КАРСТА ПРЕДГОРНОГО КРЫМА

При характеристике основных компонентов природной среды, определяющих характер и особенности процесса карстообразования в Предгорном Крыму, рассматривается их вклад в сформулированные Ф.П. Саваренским (1939) и Д.С. Соколовым (1962) четыре основных условия развития карста: 1) наличие растворимых пород, 2) их водопроницаемость, 3) наличие движущихся вод, 4) их растворяющая способность. Конкретные проявления этих условий определяются ведущими факторами, под которыми понимаются компоненты геологических и географических условий и географической среды развития карста (Гвоздецкий, 1972; Чикишев, 1975). При их рассмотрении факторы объединены в группы физико-географических, геологических, геоморфологических и гидрогеологических факторов.

2.1. Физико-географические факторы

При характеристике физико-географических факторов развития карста необходимо учитывать, что современная природная обстановка оказывает неодинаковое влияние на различные генетические типы карста, представленные в регионе. Эта характеристика мало информативна для оценки и понимания процессов гипогенного карстообразования, проходивших в закрытых условиях прошлых геологических эпох. Но в ходе эволюционного развития карста, по мере раскрытия напорных карстово-водоносных систем и изменения режима и структуры водообмена, роль внешних факторов прогрессивно возрастает, определяя формирование генети-

ческого типа эпигенного карста. Таким образом, современные физико-географические факторы в значительной степени характеризуют обстановку развития эпигенного карста, на фоне которой происходит раскрытие и денудационное разрушение реликтовых гипогенных форм и продолжается современный геоморфогенез Предгорья.

Исследуемый район охватывает Внутреннюю (Вторую) гряду Крымских гор, протягивающуюся от Мекензиевых гор в районе Севастополя до массива Агармыш в районе Старого Крыма на расстояние 125 км при ширине до 8 км. Площадь исследуемого района составляет около 2300 км². Максимальная высота гряды – 739 м (г. Кубалач) при типичных абсолютных высотах у бровки куэст 400-500 м над у.м. Относительные высоты колеблются от 10-15 м в центральной части гряды до 200-250 м на западе.

Согласно карте физико-географического районирования Крыма (Подгородецкий, 1988) Внутренняя гряда относится к природной области Предгорной лесостепи в пределах провинции Горного Крыма и включает Чернореченский, Южный предгорный и частично Индольский районы (рис. 5).

По схеме районирования карста Крымского полуострова, выполненной Б.А. Вахрушевым (2009), Предгорно-Крымская карстовая область входит в состав Крымско-Кавказской горной страны, провинции Горного Крыма и включает Севастопольский, Бахчисарайский, Симферопольский и Белогорский карстовые районы (рис. 6).

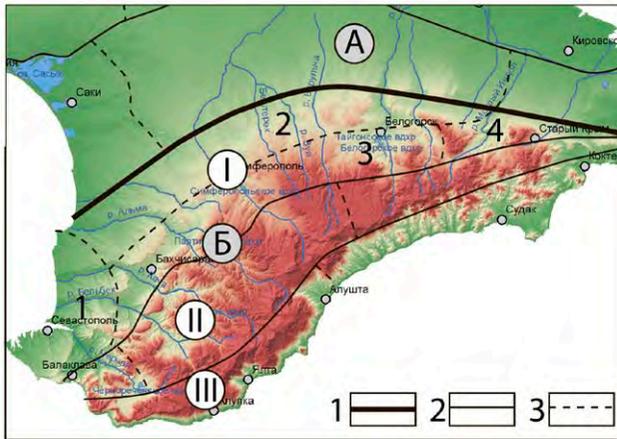


Рис. 5. Схема физико-географического районирования Предгорного Крыма (Подгородецкий, 1988). А - Крымская степная провинция. Б - Горный Крым. I - Предгорная лесостепь. Районы: 1 - Чернореченский, 2 - Северный предгорный, 3 - Южный предгорный, 4 - Индольский. II - Главная горно-лугово-лесная гряда. III - Крымское южнобережное субсредиземноморье. Границы: 1 - физико-географических провинций, 2 - областей, 3 - районов.

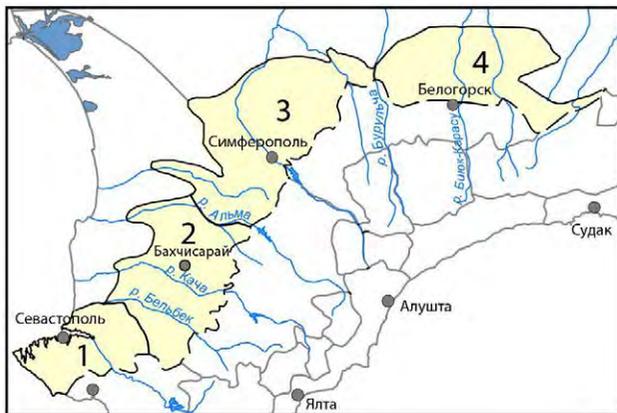


Рис. 6. Схема районирования карста Предгорно-Крымской карстовой области (Вахрушев, 2009). Предгорно-Крымская карстовая область, карстовые районы: 1 - Севастопольский; 2 - Бакчисарайский; 3 - Симферопольский; 4 - Белогорский.

Климатические условия Внутренней гряды во многом определяются ее пограничным положением между горной и равнинной частями полуострова. Климат исследуемой территории умеренно-континентальный, сухой, с жарким и засушливым летом и мягкой влажной зимой. В.И. Важов (1979) в пределах Предгорья выделяет три климатических района: 1 – Западный предгорный (очень засушливый, умеренно жаркий с очень мягкой зимой); 2 – Юго-западный предгорный (полузасушливый, теплый с очень мягкой зимой); 3 – Восточный предгорный (полузасушливый, теплый, с мягкой зимой).

18

Атмосферные осадки служат важнейшим фактором, определяющим интенсивность развития карста с инфильтрационным и инфилюационным питанием, а также контролируют динамику других геоморфологических процессов. Годовое количество осадков определяет величину годового стока, а распределение осадков по сезонам – периоды наиболее интенсивного карстования. Количество осадков в Предгорье в среднем составляет 350-550 мм/год, из которых до 60 % выпадает в теплый период, в значительной мере расходуясь на испарение и транспирацию. Осадки распределяются по территории неравномерно: в Западном предгорном климатическом районе выпадает 350-450 мм/год, в Юго-западном – 450-500 мм/год, в Восточном – 500-600 мм/год (Ведь, 2000). Для Западного предгорного района характерен средиземноморский тип хода осадков с осенне-зимним максимумом. Летом осадки выпадают в виде интенсивных, но чаще кратковременных дождей. Воды атмосферных осадков имеют преимущественно хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый состав с минерализацией 50,9 мг/л (Шутов, 1970).

Температура воздуха контролирует выпадение осадков в твердой или жидкой фазе, стаивание снега, промерзание почвы и другие важные для инфильтрационного стока факторы. Среднегодовая температура Предгорья составляет 10-11°C с распределением средних температур по периодам: теплый период – 21-22°C (июль), холодный период – 0°C (январь) в Севастопольском районе, до -1°C в Бакчисарайском и Белогорском районах и до -2°C в Симферопольском районе (Атлас АРК, 2003). Температурные условия не способствуют устойчивости снежного покрова, характерны частые оттепели.

Коррозионное влияние агрессивных снеговых вод для Предгорья невелико и варьирует в зависимости от характера рельефа, залесенности склонов и ветрового перераспределения снега. На безлесных склонах южных экспозиций снег сохраняется маломощным слоем или отсутствует, на склонах северных и теневых экспозиций сохраняется слоем до 5 см, на склонах, занятых лесом, распределяется равномерным слоем и не сдувается. В таких условиях доля снеговых вод в формировании инфильтрационного питания максимальна.

Испарение является важным водно-балансовым показателем в Предгорье. Среднегодовые значения испарения возрастают здесь с запада на восток следующим образом: в Западном предгорном климатическом районе испарение составляет 340-380 мм, в Юго-западном районе - 380-420 мм, в Восточном районе - 420-460 мм (Важов, 1979). Разность между величинами осадков и испарения позволяет судить о среднегодовой величине эффективных осадков. В Западном предгорном климатическом районе она составляет 10-70 мм/год, в Юго-западном - 70-80 мм/год, в Восточном - 80-140 мм/год. Коэффициенты увлажнения составляют соответственно: 1-1,18 в Западном районе, 1,18-1,19 в Юго-западном районе, 1,19-1,3 в Восточном районе.

Таким образом, влияние климатических условий на формирование эпигенного карста и некоторых других процессов экзоморфогенеза Предгорья можно оценить как мало- и среднеблагоприятное со следующими изменениями по территории и в течение года: 1) в теплый период года больше увлажнения получают склоны северной и северо-западной экспозиции, в холодный период - южных экспозиций; 2) в течение всего года больше тепла получают склоны южных экспозиций; 3) за год больше всего эффективных осадков получает Восточный климатический район, меньше всего - Западный.

Поверхностные водотоки и подземные воды. Предгорье характеризуется сравнительно хорошо развитой гидрографической сетью. На склонах куэстовых гряд расположены части бассейнов транзитных рек Черной, Бельбека, Качи, Альмы, Западного Булганака, Салгира, Биюк-Карасу и Мокрого Индола, где наблюдаются наибольшие среднегодовые расходы – от 2,94 м³/сек на р. Бельбек у с. Фруктового до 0,25 м³/сек на р. Су-Индол (приток р. Мокрый Индол) у с. Тополевки (Терехова, 1959).

Основной областью питания транзитных рек является Главная гряда, по мере удаления от которой увеличиваются потери стока на инфильтрацию, испарение и питание вод аллювиальных и нижележащих отложений (Терехова, 1959; Ткачук и др., 1966; Атлас АРК, 2003). В отдельных случаях имеет место пополнение речного стока за счет дренирования водоносных пород. Так, в пределах долин Бельбека, Альмы и Качи, где происходит дренирование готерив-барремских песчано-галечниковых отложений, датских и

эоценовых известняков, поверхностный сток увеличивается на 10-30 %. В то же время, в пределах участков развития мергелистых пород мела и эоцена, трещиноватых песчаников и песков среднего миоцена, происходит поглощение поверхностного стока и питание подземных вод за счет речных (Ткачук и др., 1966). На р. Каче у с. Предущельного и на р. Бельбек у с. Красный Мак были установлены значительные потери воды, что свидетельствует о возможности систематического перехода речного стока в трещинно-карстовый (Гидрогеология СССР, 1970). Ю.И. Шутов (1969) приводит следующие величины потерь поверхностного стока при прохождении реками зон трещиноватых пород: р. Бельбек у с. Малосадового – 37 %, в межень 100 %; р. Кача у с. Верхоречье – 43 %; р. Альма от с. Кизилкое до с. Малиновка – 48 %. О поглощении поверхностного стока упоминают также Е.В. Львова и В.П. Мелешин (1970).

Более подробная характеристика подземных вод приводится в разделе 2.4.

Растительность и почвы. В карстологической литературе (Соколов, 1962; Гвоздецкий, 1954, 1972; Колодяжная, 1967) обычно отмечают три основных аспекта влияния растительности на развитие карста: формирование агрессивных свойств инфильтрующихся атмосферных осадков, регулирующее влияние на поверхностный сток и инфильтрацию, почвоохранная функция. Почвенный покров является важнейшим регулятором инфильтрации, а формируемая в почве кислотность определяет агрессивность инфильтрационных вод по отношению к карбонатным породам.

Предгорье Крыма располагается в лесостепном поясе. В переходной к равнинам части распространены луговые степи, которые на высотах более 200 м над у.м. перемежаются с дубово-грабинниковым шибляком, дубовыми лесами шиблякового типа, а также с зарослями мезоксерофитных кустарников и низкорослых дубовых лесов в восточной части пояса (Атлас АРК, 2003).

Разнообразие растительного покрова определяет особенности инфильтрации и поверхностного стока на разных участках склонов Внутренней гряды. Максимальное его влияние отмечается на участках известняковых склонов, покрытых лесной растительностью (Кочкин, 1967). Причинами служат повышение агрессивности вод, как за счет взаимодействия с кронами и стволами деревьев, так и при фильтра-

ции через лесную подстилку, которая при разложении приобретает повышенную кислотность (Гвоздецкий, 1972). Степная растительность задерживает поверхностный сток в меньшей степени, однако при небольшой крутизне склонов и их неровной поверхности она может усиливать инфильтрацию осадков. На бровках куэстовых массивов расположены участки, где регулирующее влияние растительного и почвенного покрова минимально. Осадки, выпадающие на поверхность обнаженных пород, образуют здесь скульптурные формы растворения и стекают по трещинам в глубь известняков. Такие участки голого карста обладают высокой водопоглотительной способностью и низкими величинами поверхностного стока.

Почвенный покров Предгорья, благодаря различиям мезо- и микроклимата и растительности, имеет сложный характер территориального распределения. Разные типы почв оказывают неодинаковое влияние на формирование агрессивности инфильтрационных вод в силу различного содержания в них органических и минеральных кислот, CO_2 в газовой фазе, ионов водорода в коллоидной фракции. Инфильтрация природных вод определяется механическим составом, мощностью и структурой почвенного профиля. Детально эти вопросы рассмотрены А.В. Ступишиным (1958), Н.А. Гвоздецким (1972), А.А. Колодяжной (1972), Д.С. Соколовым (1962), А.Г. Чикишевым (1975) и др.

На склонах куэст Предгорного Крыма, террасовых участках речных долин, в Южной и Северной продольных депрессиях развиты почвы черноземного типа. Они формируются под разнотравно-злаковой степной и лесостепной растительностью в условиях умеренно-теплого, с недостаточным увлажнением, климата и отличаются слабой гумусированностью верхней части профиля. Разности черноземов обладают многими общими чертами (карбонатность, распространение в них известняковых гальки и дресвы, периодически промывной водный режим, эродированность), но в тоже время отличаются по мощности и количеству гумуса. Благодаря наличию гумусового горизонта почвы черноземного типа обогащены гуминовыми и другими органическими кислотами, которые играют важную роль в увеличении кислотности инфильтрационных вод и формировании агрессивных подземных вод. Согласно М.А. Кочкину (1967) почвы Предгорья

имеют показатель кислотности $\text{pH}=6,3-7,87$, что способствует формированию агрессивности инфильтрационных вод. Агрегатная структура предгорных черноземов обеспечивает хорошую водопроницаемость этих почв. Глубина промачивания зависит от интенсивности осадков: при осадках до 10 мм/сутки она не превышает 15 см, при 20 мм/сутки – 25 см (Дублянский, 1967).

Под разреженными дубовыми лесами с типичаково-разнотравным травянистым покровом на северных склонах Внутренней гряды и отдельных возвышенностях Южной депрессии развиты дерново-карбонатные почвы и их переходные формы к бурым лесным и коричневым почвам. Из-за малой мощности и низкого содержания гумуса эти почвы оказывают малое влияние на задержку инфильтрационных вод и на увеличение их агрессивности.

Коричневые почвы, распространенные под разреженными ксерофильными лесами и кустарниками в юго-западной и восточной частях Предгорья, из-за недостатка влаги и небольшой глубины промачивания также не оказывают существенного влияния на активизацию современных карстовых процессов.

Влияние хозяйственной деятельности на развитие современного карста может рассматриваться двояко. С одной стороны, снижение агрессивности инфильтрационных вод происходит из-за сокращения мощности и гумусности почв, имеющих место при нерациональном природопользовании, приводящем к водной и ветровой эрозии, а также из-за неуклонной смены лесной растительности на степную в историческом ходе хозяйственной деятельности. Смена растительности приводит к изменению температурного режима приземного слоя воздуха и верхнего слоя почвы и, как следствие, изменению водного режима почв. Увеличение испарения влаги вызывает уменьшение запасов воды в почве, сокращение выноса подвижных продуктов почвообразования, в весенне-летний период – подтягивание капиллярных вод и засоление. С другой стороны, полное или частичное уничтожение почвенного покрова и растительности способствует обнажению карстующихся пород и усилению инфильтрации.

2.2. Геологические факторы

Среди геологических факторов развития карста наиболее важными являются тектоническое строение и литологический состав пород, а

также изменчивость этих характеристик по площади и в разрезе.

Тектоническое строение Предгорного Крыма весьма сложно и интерпретируется неоднозначно. Территория находится в зоне сочленения двух основных региональных тектонических структур Крымского полуострова – Горно-Крымского складчатого сооружения и эпигерцинской Скифской платформы (Атлас АРК, 2003). Еще в первой половине 20-го века были высказаны предположения о наличии в зоне сочленения этих структур глубинного разлома, четкое положение которого так и не было установлено. В.А. Обручев (1924) и С.В. Альбов (1948) предполагали наличие серии разломов в области продольных долин между грядями Горного Крыма. М.В. Муратов (Геология СССР, 1969), на основании данных аэромагнитной и геологической съемки, предположил существование единого глубинного разлома, являющегося структурно-тектонической границей между Скифской плитой и областью альпийской складчатости. Он пришел к выводу, что гребень моноклиальной Внутренней гряды и Парпацкий гребень совпа-

дают с линией предполагаемого глубинного разлома. Основываясь на данных геофизических исследований, Т.С. Лебедев с соавторами (Тектоника центральной части..., 1963) проводили этот разлом в юго-западном Крыму между Главной и Внутренней грядами вдоль последней. На многих современных картах (Ванина и др., 1988; Атлас АРК, 2003; Национальный атлас Украины, 2008) положение линии разлома не совпадает, что по мнению сторонников структурно-мобилистской концепции (Юдин, 2011; Казанцев, 1982; Попадюк, Смирнов, 1991) является следствием неоднозначного понимания морфологии и кинематики разрыва, направления его падения и критериев выделения.

С позиций теории тектоники литосферных плит и актуалистической геодинамики, структурно-геологическую основу Предгорного Крыма составляет мезозойский коллизионный шов, возникший в результате столкновения палеотеррейна Горного Крыма с Евразией (рис. 7). Его элементами являются Предгорная сутура, Присутурный и Симферопольский меланжи и мощный (2-3 км) аккреционный клин (Юдин, 2011).

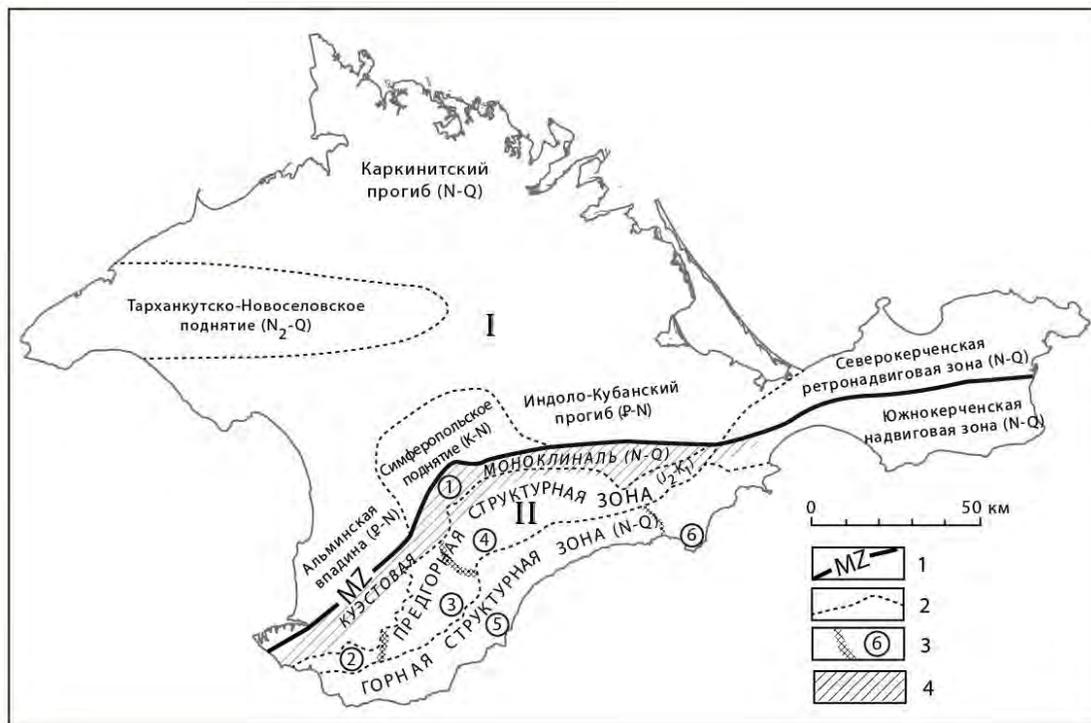


Рис. 7. Тектоническое районирование Крыма (по Юдину, 2001). Структуры I порядка: I – Скифская плита (PZ_3); II – Горнокрымский терреин (T_3-K_1), ныне Горнокрымская складчато-надвигивая область ($J-K_1+N-Q$). Условные обозначения в легенде: 1 – граница структур I порядка (MZ – Предгорная сутура); 2 – граница структур II порядка; 3 – граница структур III порядка: 1 – Симферопольский погребенный вал, 2 – Чернореченское поперечное опускание, 3 – Альминское поперечное поднятие, 4 – Салгирское поперечное опускание, 5 – Алуштинская структурная подзона, 6 – Меганомская структурная подзона. 4 – перекрытый мезо-кайнозойским чехлом Битакский краевой прогиб.

Предгорная коллизионная сutura представляет собой крупное разрывное нарушение – надвиг с пологим северным падением сместителя, возникший в результате схождения края Евроазиатской плиты с субконтинентальным фрагментом коры Горного Крыма. Формирование сутуры происходило в течение 80 млн. лет – от ранней-средней юры до раннего мела - сеномана включительно, с последующей менее значительной активизацией в кайнозой. К югу от Предгорной сутуры залегает полоса смятых среднеюрских конгломератов и песчаников мощностью до 5 км, характеризующаяся как Битакский краевой прогиб (Юдин, 2011).

В зоне сутуры под мел-кайнозойским чехлом бурением и сейсморазведкой вскрыты метаморфические породы, что позволило В.В. Юдину (1995) обосновать нахождение здесь Присутурного меланжа (рис. 8). Он представлен зоной динамометаморфических сланцев и милонитов шириной 2,5-6 км. Симферопольский меланж, в отличие от Присутурного, доступен для визуального изучения в отдельных обнажениях. Нижнемеловые отложения этого структурного этажа дислоцированы по субпослой-

ным срывам, содержат дуплексы со складками. Аккреционный клин состоит из складчато-надвигового комплекса юрских и частично нижнемеловых пород (Юдин, 2011).

Верхний структурный этаж, состоящий из слабодислоцированных отложений мел-палеоген-неогенового возраста, образует куэстовую моноклинал, относимую к структурам неокиммерид. Она была сформирована пологим надвиговым срывом по глинам нижнего мела и выражена Внутренней и Внешней грядами с наклоном слоев к северу под углом 3-10°. На восточном участке Внутренней гряды В.В. Юдиным (2011) выделен Белогорский гравигенно-тектонический меланж, связанный с послойным срывом по пластичным глинам майкопской серии в период плиоцен-четвертичных горообразовательных движений.

Литологический состав и стратиграфическое строение региона определяют распространение по площади и в разрезе разновозрастных пород различной степени растворимости и проницаемости, что имеет ключевое значение для оценки и интерпретации особенностей протекания карстовых процессов. Так, растворимость

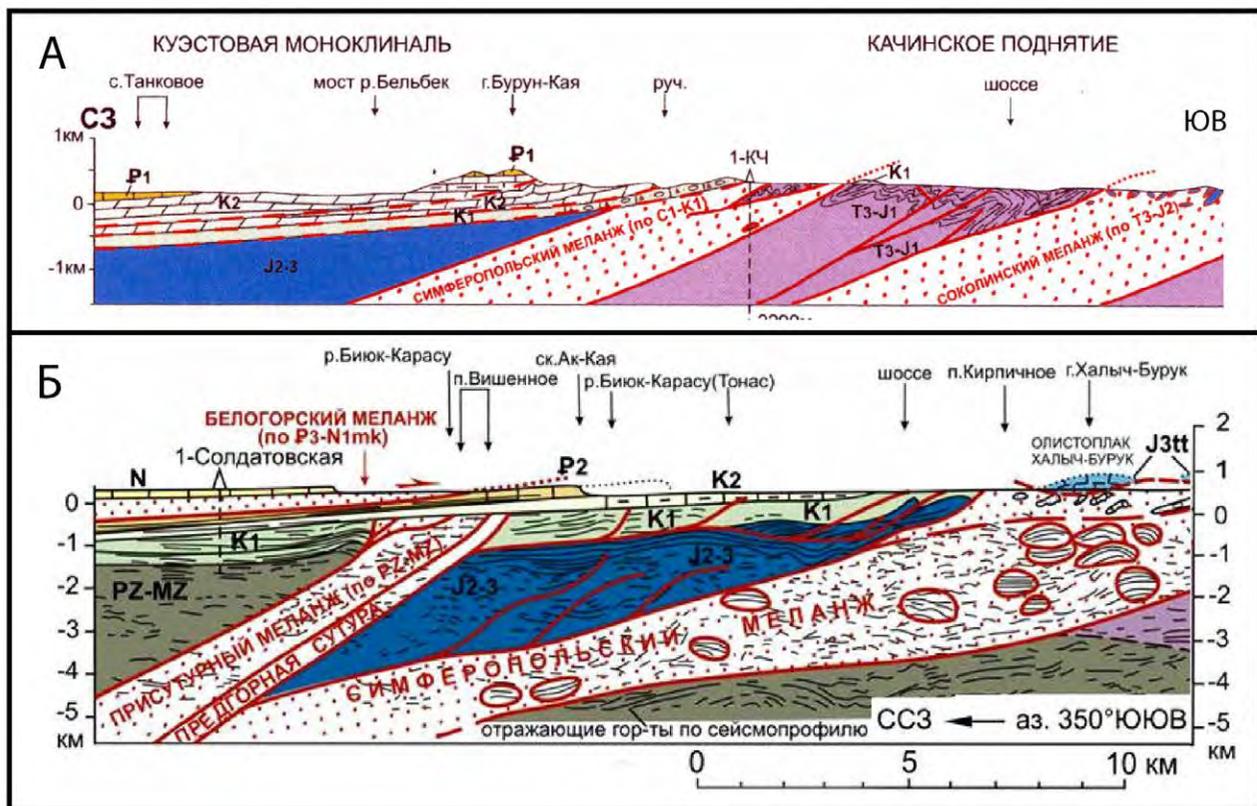


Рис. 8. Поперечные геологические разрезы через Южную продольную депрессию и Внутреннюю гряду: А – на участке долины р.Бельбек, Б – на участке долины р. Биюк-Карасу (Юдин, 2011).

породы зависит не только от состава и свойств минеральных зерен и связей между ними, но и от физико-химических условий среды, в которой происходит растворение. Работы, посвященные изучению глубоких частей карстосферы (Костенко, Лушников, 1980; Дублянский, 1990; Карст в земной коре..., 1992; Файф и др., 1981; Klimchouk, 2007, 2012; Климчук, 2013 и др.) показали, что в определенных условиях растворимыми могут быть практически любые горные породы, вне зависимости от их генезиса и литолого-химического состава.

Водопроницаемость пород зависит от конкретных литостратиграфических факторов: характера залегания, структуры породы (размера и формы её составных частей), размера и формы водовмещающих пустот, мощности, крепости, слоистости и химического состава пород. Эти факторы можно рассматривать как определяющие начальную ("доспелеогенную") проницаемость породы, в то время, как развитие канало-полостных систем опережает изменение проницаемости в ходе спелеогенеза. То есть, водопроницаемость является динамичным свойством карстующихся пород, что приводит к ее закономерной крайне высокой пространственной неоднородности и анизотропии, возникающим в результате эволюции водовмещающих пустот от поровых и трещинных до карстовых (каналовых) (Климчук, 2008; 2013).

Для характеристики литостратиграфического строения пород Внутренней гряды используется детальная схема стратификации отложений мезозоя и кайнозоя Западно-Черноморской впадины, с выделением разноранговых стратон (Stratigraphic Model..., 2008). В соответствии с этой схемой принимается двучленное деление палеоцена, где к нижнему подотделу относится датский ярус, а к верхнему – зеландский и танетский. Эоцен принимается в трехчленном делении на нижний (ипрский ярус), средний (лютец-

кий и бартонский яруса) и верхний (приабонский ярус) подотделы, а также на бахчисарайский, симферопольский, новопавловский, кумский и альминский региональсы.

В геологическом разрезе Предгорного Крыма выделяются следующие комплексы растворимых пород: датский, эоценовый, среднемиоценовый и верхненеогеновый (сармат-мэотис-понтический), представленные известняками и их переходными разностями, разделенные некарстующимися песчано-глинистыми породами и слабо карстующимися мергелями и глинистыми известняками маастрихта, верхнего палеоцена, нижнего эоцена и толщами в основном глинистых пород майкопской серии, нижнего и среднего сармата. Эти комплексы залегают с общим наклоном к северо-западу и северу с углами падения от 3-4 до 15-20° (рис. 9).

По простиранию полоса выходов известняков и разделяющих их пород прерывиста (рис. 10, 11), на основании чего можно выделить три участка: 1 - юго-западный, простирающийся от Инкермана до междуречья рек Альма и Бодрак, где обнажаются датские и среднеэоценовые отложения; 2 – центральный, простирающийся от долины р. Бодрак до юго-восточных отрогов г. Ак-Кая, где из разреза выпадает датский ярус; 3 – восточный, начинающийся юго-восточными обрывами г. Ак-Кая и протягивающийся до северо-западных отрогов г. Агармыш. На юго-западном участке слои наклонены на северо-запад под углами 8-15° и лежат сравнительно спокойно. Лишь местами в них имеются пологие перегибы, не меняющие основного направления падения. На отдельных участках (долина р. Кача) развита значительная тектоническая трещиноватость северо-западного простирания без подвижек по трещинам. Центральный и восточный участки имеют значительные отличия из-за блокового строения, обусловленного раз-

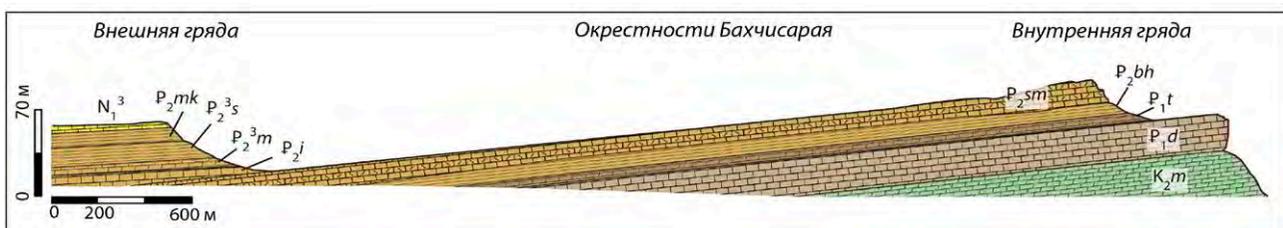


Рис. 9. Геологический разрез Внешней и Внутренней гряд (по Мурагову, 1960, с уточнениями). Условные обозначения: K_2^m – мергели маастрихта, вверху песчанистые; P_1^d – известняки дата; P_1^t – мергели танета; P_2^{bh} – глины известковистые бахчисарайского яруса с прослоями глинистых известняков и мергелей; P_2^{sm} – нуммулитовые известняки симферопольского яруса; P_2^i – мелоподобные известняки низов верхнего эоцена; P_2^3m – верхнеэоценовые зеленоватые глины; P_2^{mk} – олигоценые глины и пески; N_1^3 – известняки сармата.

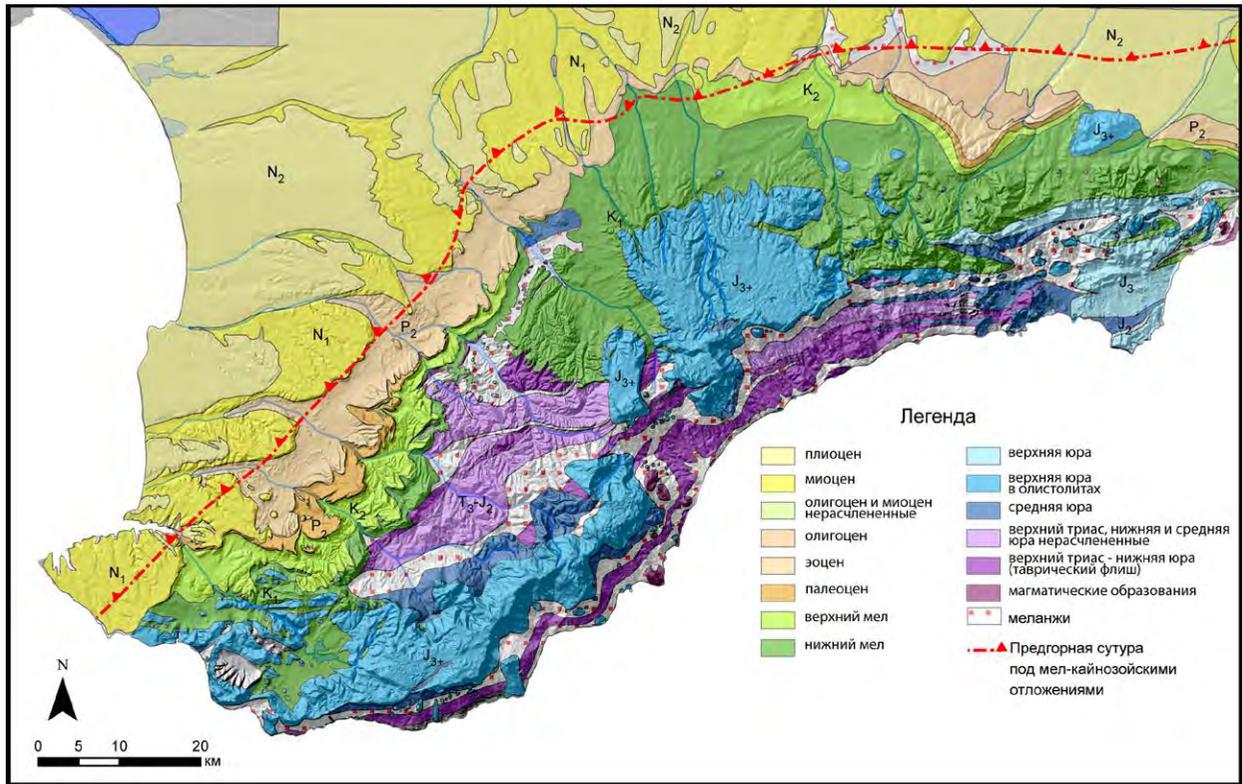


Рис. 10. Геологическая карта Горного Крыма (по Юдину, 2011), наложенная на рельефную основу, построенную по данным проекта SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, NASA).

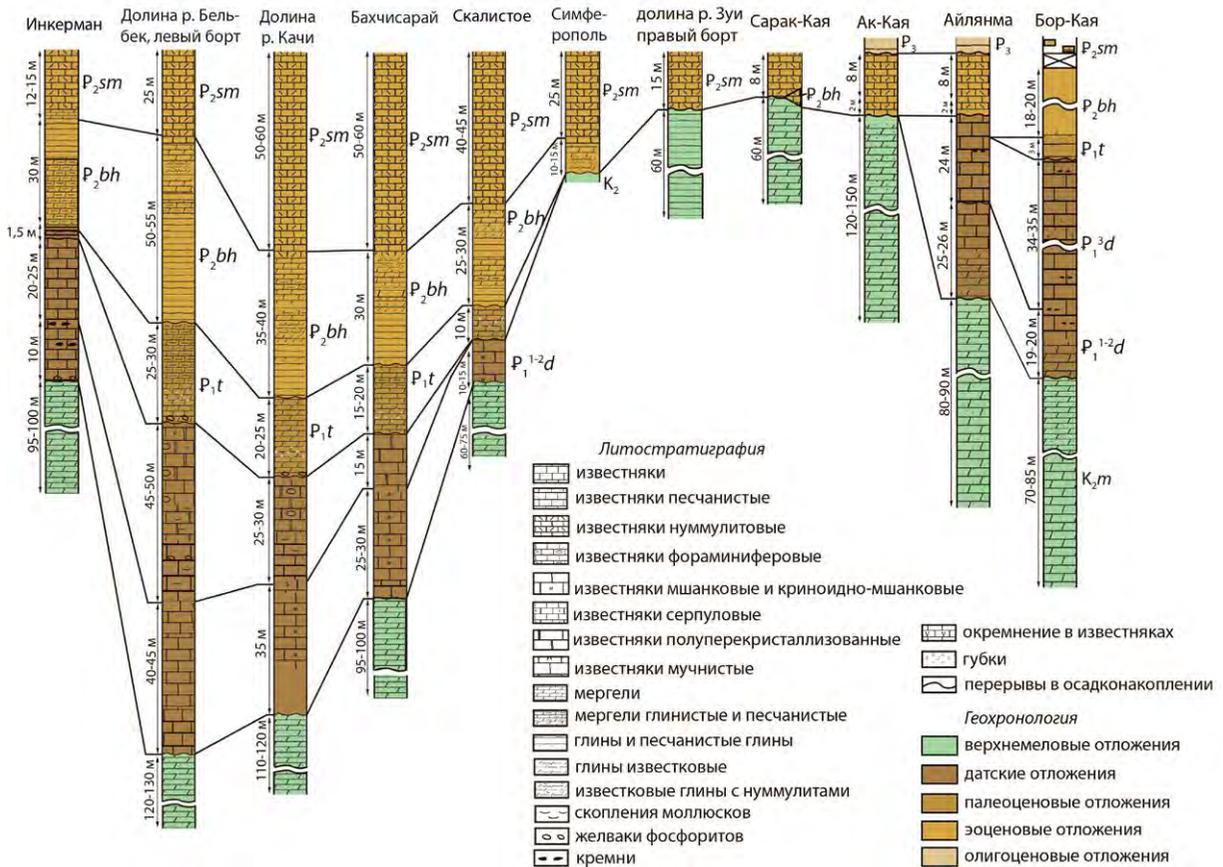


Рис. 11. Корреляция геологических разрезов Внутренней гряды (по данным Горбач, 1972; Лыгиной, 2010)

витиём большого количества сбросов и сдвигов (Пограничные мел-палеогеновые..., 1964; Душевский, Лысенко, 1978). Кроме того, в пределах восточного участка между жесткими породами палеогена и неогена фиксируются зоны аномальной дислоцированности пород, связанные с Белогорским гравигенно-тектоническим меланжем (Юдин, 2011).

Ниже приводится характеристика основных литостратиграфических таксонов верхнего структурного этажа, в пределах которого карстовые процессы и явления получили наибольшее распространение.

Верхнемеловой комплекс растворимых пород включает отложения сеноманского, туронского, коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского ярусов. Мощность отложений колеблется от 0-50 м (Симферопольское поднятие) до 700 м (Равнинный Крым). Их выходы оконтуривают с юга – юго-востока Внутреннюю грядку и в субширотном направлении протягиваются от Инкермана до с. Кирпичное под Симферополем, и далее к востоку – от долины р. Бурульча до г. Бор-Кая. На север – северо-запад они погружаются под мощный чехол палеогеновых, неогеновых и четвертичных образований предгорных куэстовых гряд и Равнинного Крыма.

Отложения верхнего мела представлены толщами органогенно-детритусовых и афанитовых известняков с примесью рассеянного глинистого материала (туронский и коньякский ярусы), известняков и мергелей (сантон и кампан), известняков и мергелей с глинистыми прослоями (маастрихт) (Подземные воды..., 1981; Геология СССР, 1969). Выходы маастрихтского яруса наблюдаются практически на всем протяжении Внутренней гряды, выклиниваясь лишь на Симферопольском поднятии. Они лежат без следов перерыва на кампанских мергелях кудринской свиты. В их разрезе литологически выделяют два подъяруса: нижний, сложенный преимущественно белыми и светло-серыми мергелями и алевритистыми мергелями, и верхний, сложенный алевритистыми мергелями, сменяющимися сверху алевролитами. Нарастание алевритистости происходит не только снизу вверх, но и с запада на восток (Пограничные мел-палеогеновые..., 1964). Мощности маастрихтских отложений на юго-западе и крайнем востоке полосы их выходов колеблются в пределах 80-90 м. В районе г. Ак-Кая мощность маастрихтских отложений достигает 150 м. Граница с вышеле-

жащими датскими отложениями весьма четкая из-за перерыва в осадконакоплении, который прослеживается на всем протяжении обнажений. Она маркируется сильно глауконитовым песчаником. В разрезе Инкермана на юго-западном участке вблизи нее присутствует фосфоритовый слой (Пограничные мел-палеогеновые..., 1964).

Пористость известняково-мергельной толщи маастрихтского яруса колеблется от 3,5 до 13 %, а карбонатность - от 58 до 92 % (Подземные воды..., 1981).

Датский комплекс растворимых пород залегает на меловой толще часто со следами размыва и представлен прочными мшанковыми и фораминиферовыми известняками, которые детально охарактеризованы Л.П. Горбач (1972), Е.А. Лыгиной (2010) и др. Их мощность колеблется от 10 до 100 м, убывая от юго-западного и восточного участков к центральному, где они исчезают, срезаясь предтанетским размывом.

По литологии в толще ниже-среднедатских отложений юго-западного участка Л.П. Горбач (1972) выделяет три горизонта: нижний (базальный глауконитово-кварцевый песчаник с фосфоритами мощностью 0,1-1,2 м), средний (известковистые алевролиты и алевритистые известняки мощностью 4-12 м) и верхний (известняки мшанковые, криноидно-мшанковые, серпуловые мощностью до 20-25 м). На восточном участке между горами Ак-Кая и Аджилар отложения ниже-среднего дата представлены лишь низами базального слоя из рыхлого глауконитового песчаника, плотность которого повышается кверху. Далее к востоку мощность отложений увеличивается до 12-15 м. На южном склоне г. Аджилар они представлены грубым чередованием известковистых глауконитовых алевролитов и алевритистых известняков. На г. Бурундук ниже-среднедатские отложения достигают мощности 27-30 м. Здесь возрастает их песчаность, а также появляется окремнение в виде отдельных и цепочкообразных стяжений. У сел Лечебное и Русское мощность отложений значительно сокращается из-за предтанетского размыва. В южных склонах г. Кубалач (район с. Тополевка) Л.П. Горбач к датскому слою относит толщу алевритистых мергелей с прослоями алевритистых известняков, выделяя ее как нижнюю часть (до 30-40 м) единой палеоценовой толщи (Пограничные мел-палеогеновые..., 1964). Такое же строение и мощность ниже-среднедатские

отложения имеют в крайнем восточном обнажении у г. Бор-Кая.

Переход к верхнедатским отложениям отчетливо выражен только в бассейне долины р. Кучук-Карасу, а в других районах он постепенный.

Полоса выходов верхнедатских отложений пространственно ограничена. Начинаясь от Инкермана, она протягивается на северо-восток до с. Глубокий Яр и выклинивается, не доходя до долины р. Бодрак. На востоке отложения вновь появляются на левом берегу р. Кучук-Карасу (г. Айлянма). На обоих участках выхода верхний дат представлен белыми и кремевыми неравномерно перекристаллизованными органогенными фораминиферовыми известняками и известняками-ракушечниками. Исключение составляют разрезы г. Кубалач и окрестностей с. Тополевка, где преобладают микроорганогенно-детритусовые и песчанистые известняки с включениями кремня. На юго-западном участке наиболее полный разрез вскрыт в долине р. Кача, где его мощность составляет 35 м. Восточные выходы верхнедатских отложений более мощные – от 24-26 м на г. Айлянма до 50-60 м на г. Бурундук.

Карбонатность известняков датского комплекса составляет 70-80 %, в ряде случаев - 87-99,9 %. Низкое количество нерастворимого остатка создает хорошие предпосылки для развития карста в этих отложениях. Средняя их пористость достигает 10-22 %, в отдельных случаях 35-38 %. Проницаемость пород за счет микротрещиноватости составляет 80-100 мД. Трещины, обычно прямолинейные, ориентированы перпендикулярно к слоистости, ширина 0,05-0,12 мм, интенсивность 0,47-0,78 см/см² (Подземные воды..., 1981).

В геоморфологическом отношении датские отложения формируют вершинную часть мощной палеоценовой куэсты и ряд останцовых плато с крутыми склонами.

Перекрывающие датский комплекс отложения верхнего палеоцена (качинский региоярус) и нижнего эоцена (бахчисарайский региоярус) представлены преимущественно мергелями и известковыми глинами, песчаниками с глауконитом и известняками с прослоями глин. Карбонатность уменьшается по разрезу снизу вверх от 60-70 % до 35-40 %, пористость 8-15 %. Площадь выходов отложений качинского реги-

ояруса значительно меньше нижнепалеоценовых. На крайнем западе в районе Инкермана обнажен лишь самый нижний сохранившийся от размыва слой песчанистого мергеля мощностью 1-1,5 м. В разрезах у рек Бельбек, Кача и у г. Бахчисарай верхнепалеоценовые отложения имеют мощность до 26-28 м. К долине р. Бодрак их мощность сокращается до 10 м, а на правобережье р. Альма они выклиниваются.

Качинские отложения в юго-западном Предгорье представлены толщей серых мергелей. В ней Л.П. Горбач (Пограничные мелпалеогеновые..., 1964) выделяет нижний горизонт алевритистых серых мергелей, песчанистых у основания и с большим количеством окремнелых губок в верхней части, и верхний горизонт, представленный однородной толщей голубовато-серых мергелей. В подошве и кровле толща качинского региояруса ограничена поверхностями перерыва в осадконакоплении, местами со следами явного размыва.

Нижнеэоценовые отложения (ипрский ярус, бахчисарайский региоярус) юго-западного участка Предгорного Крыма, перекрывающие качинскую толщу, представлены зелеными глинами мощностью до 40 м, у основания сильно обогащенными темно-зеленым глауконитом, у кровли сменяющимися мергелями. Мощность обогащенного глауконитом слоя колеблется от 0,5 до 1,5 м.

В районе г. Ак-Кая отложения бахчисарайского региояруса имеют мощность 1-2 м. Они представлены глауконитовыми известняками, которые маркируются в виде протяженной стратиформной ниши в верхней части правобережного обрыва над р. Биюк-Карасу. В разрезе между селами Лечебное и Русское в их основании появляются сначала тонкие прослои литомниевых известняков, а затем и более значительные (до 12 м) слои. На восточном окончании Внутренней гряды у г. Бор-Кая мощность бахчисарайского региояруса достигает 32 м. Нижняя (12 м) часть толщи здесь представлена рыхлыми глауконитовыми песчаниками, а верхняя – песчанистыми глинами с прослоями известняков (Геология СССР, 1969).

Среднеэоценовый комплекс пород (симферопольский региоярус) представлен нуммулитовыми известняками и мергелями. Хорошо карстующиеся нуммулитовые известняки представляют собой один из наиболее характерных и

выдержанных горизонтов палеогеновых отложений Крыма (Муратов, Немков, 1960). Они залегают согласно на отложениях бахчисарайского регионаруса.

В юго-западном Предгорье в основании симферопольского регионаруса залегает слой светло-серых мергелей мощностью 5-6 м, который кверху сменяется желтоватыми нуммулитовыми известняками (40-50 м). Благодаря высокой денудационной стойкости они хорошо обнажены, образуют куэсту с ярко выраженным уступом и отдельными останцовыми формами в виде "каменных истуканов" ("сфинксов"). В окрестностях Симферополя стратотип мало изменяется, но по направлению к Ак-Кае его мощность снижается до 10 м. В восточном Предгорье симферопольские отложения представлены песчанистым известняком мощностью до 50 м.

Среднеэоценовые известняки обладают крайне неравномерной водопроницаемостью, характеризуемой коэффициентами фильтрации 0,002-5,8 м/сут (Дублянская, Дублянский, 1998). Их карбонатность достигает 84,5 %, открытая пористость изменяется в пределах 12-47,2 %.

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.

В восточном фрагменте Внутренней гряды эоценовые известняки сменяются кверху с размывом коричневыми глинами майкопской серии с редкими пачками алевролитов и глинистых песков. Этот контакт хорошо прослеживается в обнажениях бортов небольшого карьера на Ак-Кае (Лыгина, 2010).

Среднемиоценовый (тортонский) комплекс пород Предгорья включает отложения трех горизонтов из четырех, характерных для Крыма. Чокракские, караганские и конкские терригенно-карбонатные осадки обнажаются почти непрерывной узкой полосой вдоль северной периферии Внутренней гряды. Они с размывом контактируют между собой и с ниже- и вышележащими

толщами. В составе горизонтов преобладают песчанистые и детритусовые известняки с кварцевой галькой мощностью 5-25 м, включающие многочисленные прослои песков, глин и мергелей.

В органогенных известняках пористость колеблется от 24 до 40,9 %, в обломочных и детритусовых от 14 до 36 %. Карбонатность изменяется от 82 до 95,5 %, проницаемость - от 0,1 до 250 мД (Подземные воды..., 1981).

Сармат-мэотис-понтический комплекс отложений слагает склоны Внешней гряды. В его основании на отметках 150-200 м над у.м. залегают ниже- и среднесарматские глины мощностью до 40 м. Верхнесарматские отложения представлены оолитовыми, детритусовыми и раковинными известняками с редкими прослоями мергелей, глин и песков. Нерастворимый остаток составляет 0,5-4,5 %, содержание кальция 94-98 %. Отложения мэотического яруса выходят на поверхность по долине р. Бююк-Карасу. Они представлены ракушечными, оолитовыми известняками с прослойками мергелей и глин. Венчают разрез ракушечные известняки понтического яруса, состоящие из битых створок и ядер моллюсков, сцементированных известковистым цементом. Пористость их высока (45-60 %), нерастворимый остаток составляет 0,1-3,4 % (Подземные воды..., 1981).

Таким образом, в литолого-стратиграфическом комплексе пород Предгорного Крыма выделяются нижнепалеоэоценовые и среднеэоценовые отложения с явным преобладанием мощных, хорошо выдержанных известняков с незначительным содержанием нерастворимых примесей и относительно высокой пористостью и проницаемостью.

2.3. Геоморфологические факторы

Геоморфологические факторы, влияющие на современный карст Предгорного Крыма, включают в себя гипсометрическое расположение района, высоту над общим и местным базисом эрозии, интенсивность горизонтального и вертикального расчленения рельефа, глубину и характер расчленения обнаженных карбонатных пород и покровных отложений, морфологию и генезис форм рельефа, историю его развития и возраст.

Предгорный Крым орографически является северной краевой частью Горного Крыма и состоит из двух (Внутренней и Внешней) низ-

когорных гряд, разделенных Северной продольной депрессией. Главная гряда отделена от Предгорья Южной продольной депрессией. Выделение трех гряд Крымских гор принадлежит К.И. Габлицу (Ена и др., 2007), описавшему "передовые" горы (Внешняя, или Третья гряда), "средние" (Внутренняя, или Вторая гряда) и "крайний Южный хребет" (Главная гряда) в 18 веке. Это районирование сохранилось до наших дней, несмотря на то, что иногда применяются другие названия гряд.

Внутренняя гряда занимает ключевое место в карстологических и морфогенетических исследованиях Предгорного Крыма. По простиранию она расчленена поперечными речными долинами Бельбека, Качи, Альмы, Салгира, Зуи, Бурульчи и Биюк-Карасу на отдельные участки. Её начало на юго-западе фиксируется в рельефе Инкерманскими высотами на правом борту реки Чёрной. Далее гряда тянется в северо-восточном направлении до долины реки Бельбек, включая горы Кара-Коба (280,5 м), Шулдан-Бурун (538 м), Чардаклы-Баир (557 м) и обособленный останец Мангуп-Кале (584 м). На правобережье Бельбека куэста продолжается от горы Арман-Кая до скалы Бурун-Кая, сохраняя высоту гребня около 520-560 м. Над долиной реки Качи, пересекающей куэсту поперек, возвышается массив Качи-Кальон, от которого далее через горы Кыз-Куле-Бурун, Тепе-Кермен, Чуфут-Кале, Беш-Кош, возвышенность Аныхсырт, гряда следует к реке Бодрак. В междуречье Бодрака и Альмы наблюдается некоторое понижение гряды (гора Бакла 472 м, Куктамецкий Бугор 361 м), но затем вплоть до Симферополя (Петровские скалы) она ярко выражена в рельефе горами Таш-Джарган (537 м), Чумакары (469 м) и безымянной вершиной (455 м). От Симферополя выраженность рельефа гряды резко снижается вплоть до г. Ак-Кая. Гряда проявляется лишь в отдельных безымянных невысоких (240-300 м над у.м.) массивах возле сел Литвиненково, Цветочное, Русаковка и горы Сарык-Кая. От Ак-Кая гряда снова хорошо выражена в рельефе, тянется на юго-восток до горы Кубалач (738 м), и постепенно понижаясь, орографически заканчивается, вплотную подходя к массиву Агармыш (Кострицкий, Терехова, 1957). Крайние восточные изолированные выходы нижнепалеоценовых пород прослеживаются к юго-востоку от Старого Крыма вплоть до Феодосии, однако из-за слабой выраженности и фрагментарности

они не образуют ярко выраженной в рельефе куэстовой гряды.

В настоящее время существует несколько схем морфоструктурного районирования Крыма. Согласно Б.А. Вахрушеву (2010) морфоструктурой первого порядка является весь Горный Крым, включающий три гряды. Предгорно-Крымская блоково-моноклиналиная морфоструктура второго порядка соответствует Внутренней и Внешней грядам, а также Южной и Северной продольным депрессиям (рис. 12). В более ранней схеме Г.Е. Гришанкова с соавторами (1973), морфоструктурой первого порядка считается лишь краевая подвижная зона Крымского участка Скифской плиты, перекрытая главным образом меловыми и палеоген-неогеновыми породами. Она отвечает куэстовому низкогорью и наклонным равнинам Предгорья, полностью сформированным в неотектонический этап развития Крыма. К морфоструктурам второго порядка относились моноклиналиные структурно-денудационно-аккумулятивные приподнятые равнины и глыбово-моноклиналиное куэстовое низкогорье. Структурами третьего порядка выступают моноклиналиные структурно-денудационные и пластово-аккумулятивные равнины, покрытые плащом плиоценово-антропогенных галечников.

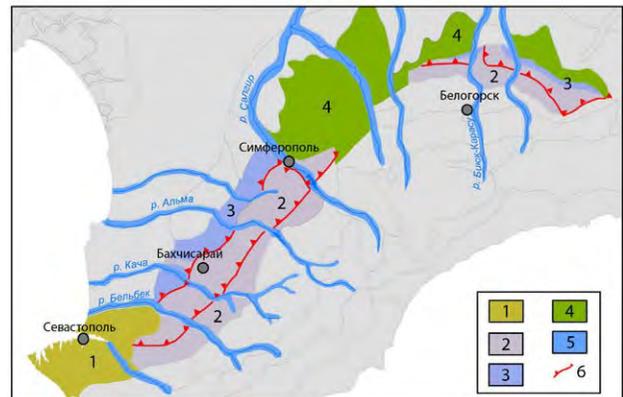


Рис. 12. Морфоструктурная карта района исследования (Атлас АРК, 2003). Цифрами обозначены: 1 – холмистые равнины на неогеновых известняках и мергелях; 2 - моноклиналино-глыбовые низкогорья на верхнемеловых и палеогеновых известняках и мергелях; 3 - моноклиналино-глыбовые низкогорья на неогеновых известняках; 4 - пологоволнистые наклонные равнины на палеогеновых и неогеновых известняках, песчаниках, глинах; 5 - террасированные речные долины; 6 – уступ куэста.

И.Л. Соколовский в морфоструктуре складчатой системы Горного Крыма выделяет следующие комплексы морфоскульптур: комплексы структурно-денудационных форм рельефа Внутренней и Внешней гряд и комплексы эрозионно-аккумулятивных форм рельефа продольных долинообразных низменностей, разделяющих гряды (Соколовский, 1973). Л.В. Беляков и С.М. Кропачев (1987) говорят об эрозионно-денудационном рельефе куэст и подчиненной роли эрозионно-аккумулятивного рельефа (долины рек, речные террасы, плоские днища оврагов).

Анализ существующих схем морфоструктурного районирования Горного Крыма показывает, что все авторы, несмотря на описанные выше различия, сходятся во мнении, что главной чертой геоморфологического облика Предгорья является наличие куэстовых гряд, хотя они не везде являются преобладающей морфоструктурой в рельефе (Гришанков, Позаченюк, 1984). Неравномерная выраженность предгорных гряд (особенно Внешней куэсты) на отдельных отрезках связана с особенностями геологического строения (чередование податливых и устойчивых к разрушению пород), тектоники и истории развития территории. Особую роль в этом явлении играют экзогенные процессы, моделирующие морфоструктурные поверхности и формирующие морфоскульптурные, часто полигенетические комплексы.

Один из наиболее распространенных типов рельефа Внутренней гряды – флювиальный. Он представлен овражно-балочной сетью на склонах куэст и продольных депрессий и крупными долинами транзитных рек, прорезающих гряды поперек. Поперечные (консеквентные) долины характеризуются чередованием широких (1-1,5 км) террасовых участков, выработанных в мягких породах депрессий, и узких (300-400 м) крутосклонных участков в пределах куэстовых гряд (Терехова, 1959). Хорошая геоморфологическая выраженность поперечных долин обеспечивается положением в зонах развития альпийских тектонических сбросов (Душевский, Лысенко, 1978). Субсеквентные долины чаще всего приурочены к мягким, легко размываемым песчано-глинистым и мергелистым отложениям, залегающим между известняками. Однако на отдельных участках долины могут быть приурочены к тектоническим трещинам (Кострицкий, Терехова, 1957).

Таким образом, в литературе упоминается тектоническая предпосылка заложения речных долин, однако конкретные причины и предпосылки высокой степени расчлененности рельефа Предгорья не объясняются. Обычно подразумевается главная роль эрозионного фактора (Терехова, 1959; Кострицкий, Терехова, 1957; Никитин, Болотов, 2006). Проведенные нами исследования позволяют утверждать, что заложение долин, расчленяющих моноклинали Внутренней гряды, контролировалось гипогенно-закарстованными трещинными зонами ("коридорами"), а эрозионному развитию долин на начальном этапе способствовала восходящая разгрузка подземных вод по раскрываемым денудацией гипогенным карстовым системам (Тимохина и др., 2011; Климчук и др., 2012а). Подробно этот вопрос рассмотрен в разделах 4.2, 4.3 и 8.4.

Обильно представленные в регионе скульптурные формы известняковых обрывов куэст до недавнего времени относили к продуктам комплексного выветривания (Терехова, 1959; Блага, Попов, 2009; Кузнецов и др., 2009; Блага, Васина, 2011). В литературе прочно закрепилось мнение, что поверхностные и подземные карстовые морфоскульптуры в Предгорье выражены слабо. Действительно, современное поверхностное закарствование на структурных склонах куэст развито слабо в силу климатического фактора, а также ввиду прикрытости известняков глинистыми отложениями. Исключение составляют узкие прирвовочные участки, где встречаются несколько видов карров, мелкие воронки и редкие поноры (Душевский, 1971). На их морфологию оказывают влияние литолого-текстурные особенности карбонатных пород: блюдцеобразные понижения встречаются чаще в песчаных и мергелистых слоистых известняках, котлообразные – в толстослоистых и более плотных известняках, вытянутые карровые борозды и желоба – на склонах крутизной 10-25° по простиранию трещин. Карровые поля площадью до нескольких десятков м² получили развитие лишь на водораздельных пространствах с сильно разреженным растительным покровом и мало мощным и мозаичным почвенным покровом. Карстовые воронки имеют небольшие размеры (диаметр до 6 м при глубине до 2 м) и слабую выраженность в рельефе. Они приурочены к зонам тектонической трещиноватости и расположены либо в верховьях современных эрози-

онных ложбин либо над полостями (воронки просадочного происхождения). Плотность карстовых воронок нигде не превышает 10 шт./км² (Амеличев и др., 2008).

Плотность карстовых пещер Внутренней гряды примерно в 30 раз меньше, чем на Главной гряде. Большинство пещер сосредоточено в аструктурных обрывах куэсты и долинах прорыва через гряду. Относительно малое количество полостей объяснялось неблагоприятными климатическими факторами (малое количество осадков, высокое испарение) и влиянием оформлявших куэстовый облик региона речных вод и процессов комплексной денудации (Душевский, 1970; Душевский, 1975; 1987; Душевский, Лысенко, 1982; Душевский, Подгородецкий, 1987; Душевский, Кузнецов, 1991; Душевский и др., 1979; Вахрушев, 2009). Нашими исследованиями показано, что большинство так называемых "форм комплексного выветривания" являются реликтовыми формами гипогенного спелеогенеза, вскрытыми денудацией в ходе геоморфологического раскрытия уже закарстованной моноклиальной пластовой структуры (Климчук и др., 2009; 2012а; Амеличев и др., 2011; Тимохина и др., 2011, 2012, и др.).

Таким образом, анализ литературных источников показывает, что существующие представления о геоморфологическом развитии региона не учитывали или не раскрывали должным образом ряд важных особенностей, главными из которых являются: вертикальность обрывов, генезис карстопроявлений и скульптурной морфологии известняковых обрывов; отсутствие водосборов для развития существующей относительно густой, но большей частью пассивной "эрозионной" сети; наличие слепых котлообразных замыканий долин в верховьях; пространственно локализованное расположение истоков эрозионных форм; аномально большие размеры (средние удельные объем и длина) пещер в палеоценовых известняках и др. Эти и другие проблемные вопросы геоморфогенеза Внутренней гряды рассматриваются более подробно в разделах 4 и 8.4. Разработанная в настоящей работе региональная модель гипогенного спелеогенеза не только объясняет происхождение наблюдаемых карстопроявлений, но и раскрывает важнейшую роль гипогенных каналово-полостных структур в формировании и обособлении основных морфоструктурных элементов и морфоскульптурных комплексов крымского предгорья.

2.4. Гидрогеологические факторы

Особенности распространения подземных вод Предгорного Крыма описаны в ряде обобщающих работ (Ткачук и др., 1966; Геология СССР, 1969; Гидрогеология СССР, 1970; Шутов, 1970; Подземные воды..., 1981; Дублянский, Кикнадзе, 1984; Лущик, Лисиченко, Яковлев, 1988). Согласно схеме гидрогеологического районирования, составленной Е.А. Ришес (Гидрогеология СССР, 1970), исследуемый район находится в пределах юго-восточной части Причерноморского артезианского бассейна (провинция А) и западной части Приазовского артезианского бассейна (провинция Б). Граница между ними проведена на основе структурных условий с учетом карт гидроизопьез неогеновых водоносных горизонтов по водоразделу, от которого подземные воды растекаются к Азовскому и Черному морям. В составе провинций выделены гидрогеологические районы, среди которых на территории Внутренней гряды расположены Альминский артезианский бассейн и Симферопольское поднятие (в провинции А) и Белогорский артезианский бассейн (в провинции Б). В настоящее время Приазовский бассейн рассматривается как часть единой Причерноморской водообменной системы (Сучасні принципи..., 2010), а территории, лежащие между Внутренней грядой и Сивашом относят к единому Северо-Крымскому гидрогеологическому району (Національний атлас... 2008, с.146).

Подземные воды региона характеризуются преимущественно пластовой структурой типа адбассейна, где водоносные горизонты в хорошо проницаемых слоях разделяются слабопроницаемыми горизонтами.

Материалы гидрогеологических исследований (Подземные воды..., 1981; Лущик, Лисиченко, Яковлев, 1988) дают представление о строении двух региональных водоносных комплексов Внутренней гряды. Нижний из них представлен раннепалеоценовыми мшанковыми известняками, верхний – нуммулитовыми известняками эоцена. Оба комплекса в соответствии с блоково-моноклиальным строением куэсты погружаются под углами около 10° к северо-западу, включаясь в состав водонапорных систем Альминской впадины, Белогорского прогиба и Симферопольского поднятия. Современной областью питания этих водоносных комплексов являются аструктурные обрывистые склоны Внутренней гряды, "бронирован-

ные" участки на ее пологом северном склоне и отдельные зоны поглощения речного стока в долинах прорыва крупных рек через куэсту (Ткачук и др., 1966). Питание вод закарстованных мергельно-известняковых пород палеоцена и эоцена может также осуществляться благодаря интенсивной трещиноватости на участках вторичной складчатости и наличию крупных разломов, создающих условия для взаимосвязи различных водоносных комплексов и перелива вод из одних стратиграфических толщ в другие. Наши исследования показывают, что гипогенные карстовые системы, развитые по трещинным зонам, играют роль сквозьформационных водопроводящих структур, обеспечивающих вертикальную взаимосвязь водоносных горизонтов и комплексов (подробно этот вопрос охарактеризован в разделе 8.1).

Ниже приведена подробная характеристика основных водоносных комплексов Предгорного Крыма и разделяющих их толщ (Гидрогеология СССР, 1970).

Раннепалеоценовый водоносный комплекс развит на южных крыльях Альминского и Белогорского бассейнов. Его хорошо проницаемые и растворимые датские известняки выходят на поверхность на южных склонах Внутренней гряды, где располагается небольшая по площади область питания. Нижняя подстилающая толща комплекса представлена преимущественно слабопроницаемыми мергелями, глауконитовыми песчаниками и глинами верхнего мела, циркуляция воды в которых возможна лишь в зонах трещиноватости. Плотные мергели качинского яруса вместе с глинами нижнего эоцена образуют верхний слабопроницаемый покров данного комплекса. Изолирующие свойства верхнего раздельного слоя также ослаблены вдоль линейно-локальных трещинных зон и разломов. Геофизические работы в Альминской впадине показывают, что обводнена в основном верхняя часть пород мощностью 14-20 м, соответствующая интервалу залегания известняков верхнего дата и лишь частично захватывающая известняки нижнего и среднего дата. Мощность датских известняков здесь колеблется от 45 до 70 м, увеличиваясь по направлению погружения пород на северо-запад. В зоне выхода известняков на поверхность они сильно закарстованы, к ним приурочены грунтовые воды. На участках, примыкающих к области питания севернее, пьезометрические уровни устанавливаются на 24-33 м ниже поверхности земли, на абсолютных отметках 130-90 м. В направлении погружения

водовмещающих пород отмечаются увеличение напоров до 1000-1500 м и уменьшение глубины залегания пьезометрических уровней. На южных крыльях Альминского и Белогорского бассейнов самоизлив из скважин отмечен только на участках с пониженным рельефом, как, например, в долине р. Бельбек, где пьезометрические уровни устанавливаются на 5-41 м выше поверхности земли (Гидрогеология СССР, 1970).

Наибольшая обводненность датских отложений отмечается на относительно приподнятых участках, примыкающих к области питания, наименьшая – в области их погружения. Дебиты нисходящих источников вблизи области питания Альминского бассейна (районы с. Залесное, между селами Скалистое и Глубокий Яр, с. Староселье) изменяются от 0,5 до 2 л/с. Дебиты нисходящих источников в межень уменьшаются в полтора-два раза, дебиты восходящих источников снижаются незначительно. Изрезанность рельефа в юго-западном направлении уменьшается; в этом же направлении уменьшаются количество источников и их дебит, создаются более благоприятные условия для накопления напорных вод.

На восточном участке южного крыла Белогорского бассейна (от с. Долинное до г. Старый Крым) водообильность датских отложений непостоянна и различается не только на площади отдельных блоков, но даже в пределах одного и того же блока. Ее максимальные показатели фиксируются в скважинах по северной периферии массива Агармыш, где с глубин 30-375 м получены напорные (20-204 м) воды с дебитами до 4 л/с. Здесь в районе Субашских источников предполагается подпитка раннепалеоценового водоносного комплекса восходящими водами из верхнеюрских известняков погруженной окраины массива Агармыш.

Выше водоносного раннепалеоценового комплекса залегает слабопроницаемая толща танетских глин и мергелей, которые являются слабопроницаемым основанием для перекрывающего среднеэоценового водоносного горизонта. Проницаемость этой раздельной толщи обеспечивается только тектонической трещиноватостью и наличием гидрогеологических окон. Примером такой проницаемости служит водоносный комплекс палеоценовых и среднеэоценовых отложений на участке Белогорского бассейна от г. Белогорск до с. Долинное. Здесь слой кварцево-известняковых песчаников нижнего эоцена мощностью 15-30 м, залегающих в основании обводненных известняков среднего

эоцена, участками выклинивается, вследствие чего палеоценовые известняки и нуммулитовые известняки среднего эоцена разделены повсеместно. Кроме того, гидравлической связи вод этих горизонтов способствует развитие в них системы тектонических трещин меридионального направления. Основное питание водоносные горизонты получают в области выхода известняков на поверхность. Кроме того, на северном склоне Внутренней гряды известняки палеоцена, прорезанные долинами рек Биюк-Карасу и Кучук-Карасу, насыщаются подрусловыми водами. Несколько источников, расположенных севернее линии погружения палеогеновых известняков под более молодые отложения, являются восходящими. Все они увязываются с линиями выявленных и предполагаемых разломов (Гидрогеология СССР, 1970). Наиболее крупные восходящие источники находятся юго-западнее с. Кривцово (истоки р. Булганак) и в долине р. Кучук-Карасу у с. Пролом.

Среднеэоценовый водоносный комплекс обнажается на северном склоне Внутренней гряды и в Северной продольной депрессии, где он представлен нуммулитовыми известняками мощностью 40 м в приподнятых частях Альминского бассейна, до 100 м на Симферопольском поднятии и от 10 до 40 м в Белогорском бассейне. К северу от Предгорья отложения эоцена погружаются под мощные толщи мергелей и глин верхнего эоцена и олигоцена.

Областью питания вод этого комплекса являются северные склоны Внутренней гряды, прорезанные большим количеством балок, дренирующих эти отложения и содержащих нисходящие источники с дебитом до 0,5 л/с. Воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,4-0,6 г/л и температурой 13-15°C. Питание осуществляется атмосферными осадками и речными водами на участках пересечения среднеэоценовых известняков реками Кача, Чурук-Су, Альма, Салгир. В области погружения напорные воды вскрыты скважинами в Альминском бассейне, восточном крыле Симферопольского поднятия и в Белогорском бассейне (табл. 1). Их химический состав характеризуется возрастанием содержания ионов натрия и хлора и минерализацией на один-два порядка большей, чем в области питания. На участках, где отсутствует слабопроницаемый покров комплекса, в известняках среднего эоцена накапливаются пресные грунтовые воды (Гидрогеология СССР, 1970).

Минеральные воды предгорных гряд и продольных депрессий выявлены и описаны В.А. Обручевым, С.П. Поповым, Д.В. Соколовым, А.С. Моисеевым, М.М. Фомичевым, С.В. Альбовым и другими геологами (Альбов, 1956). Они вскрываются в отложениях от среднемиоценового до палеозойского возраста. Одним из первых был описан источник Бурун-Кая в окрестностях Бахчисарая, обследованный В.А. Обручевым. Точное содержание в воде углекислого газа не было установлено, однако в нем наблюдалось газирование. Также газирование фиксировалось в водах, вскрытых у с. Белоглинка под Симферополем. Содержание свободной углекислоты в них составило 1314 мг/л. Слабо газированы хлоридные натриевые воды скважины у с. Васильевка. Также С.В. Альбов указывает на обнаружение сухих газовых струй в шурфах при геологоразведочных работах в скважинах западнее Бахчисарая и в окрестностях Старого Крыма и предполагает наличие на глубине зоны насыщения горных пород азотно-углекислой или углекислой минеральной водой (Альбов, 1956). Сульфатные и хлоридно-сульфатные воды содержатся в источнике Лечебный у с. Богатое, а также вскрываются скважиной на глубине всего 5-10 м в 4 км южнее Белогорска. Очень высокая минерализация этих вод (55 г/л) позволяет предполагать их связь с более глубокими водоносными горизонтами по трещинам разломов (Гидрогеология СССР, 1970).

В Предгорном Крыму также часто вскрываются скважинами и выходят в виде источников воды с высоким содержанием сероводорода, метана, редких инертных газов (табл. 1, рис. 13).

Особый интерес представляют проявления термальных вод¹, часто самоизливающихся (табл. 1, рис. 13). Эти воды имеют азотный, метановый или сложный газовый состав и залегают в отложениях мелового и палеогенового возраста. Локальные очаги термальных вод по северному обрамлению Внутренней гряды вскрыты скважинами в селах Верхнесадовое, Белоглинка, Новоандреевка, Новоалександровка, Васильевка и др. Также обнаружены термальные воды и в юрских отложениях, на погружении их от Горного к Равнинному Крыму. В с. Бабенково на глубине 728 м вскрыта хлоридно-натриевая вода с тем-

¹ Под термальными водами тут понимаются воды, температура которых существенно превышает среднегодовую температуру воздуха в регионе, составляющую в Предгорном Крыму 10-11°C. Соответственно, к термальным можно относить воды с температурой выше 15°C.

Таблица 1.

Характеристика минеральных и термальных водопроявлений Предгорного Крыма (составлено по данным Альбова, 1956; Шутова, 1970; Гидрогеологии СССР, 1970 и авторов)

№ на карте	Название водопункта	Местоположение водопункта	Литология и возраст водовмещающих пород	Глубина водоносного горизонта, м	Дебит, л/сек	Компоненты	Температура, °С	Минерализация, г/л
1	Скважина 1011	с. Верхнесадовое, Севастопольский район	известняки, P_1d	450	0,4-1,5	запах сероводорода	25,7-26,5	0,384-0,452
2	Скважина	с. Новоульяновка, Бахчисарайский район	мергели K_2	400	-	Cl, Na, I, Br	-	5,43
3	Скважина	окрестности с. Куйбышево, Бахчисарайский район	мергели K_2	-	-	H_2S	-	-
4	Восходящий источник Бурун-Кая (Обручевский)	окрестности с. Баштановка, Бахчисарайский район	мергели известковистые, K_2	-	10-12	Fe, Br, B	12,0	-
5	Несколько скважин	с. Белоглинка, Симферопольский район	конгломераты, J_2	306-357	3-3,5	As, F, N_2 , He	24,2	2,6
6	Восходящий источник	с. Белое, Симферопольский район	известняки, мергели, P_2	-	1-3	-	12,4	0,957
7	Скважина	с. Каменка, Симферопольский район	известняки, P_2	-	-	H_2S	-	-
8	Скважина 730	с. Новоандреевка, Симферопольский район	мазанская свита, $K_1h - K_1bm$	745	-	Br, I, He, Ne	22,7	1,009
9	Скважина	с. Русаковка, Белогорский район	-	-	0,02	-	13,4	0,532
10	Скважина 821	с. Васильевка, Белогорский район	известняки, $P_1 - P_2$	332	12,1	H_2S , CH_4 , Ti, Sr, Zr	27,7 / 20,9	2,81 / 0,545
11	Источник Катырша-Сарай	с. Лечебное - с. Богатое, Белогорский район	известняки, $P_1 - P_2$	-	0,3	Li, Br_2 , B	-	7
12	Источник Су-Баши	с. Приветное, Кировский район	-	-	-	-	16,7	0,407-0,540
13	Скважина	с. Бабенково, Кировский район	известняки, J_3	69,8	4-7	N_2 , CH_4	38,2	-
14	Скважина 970	с. Первомайское, Кировский район	известняки, P_1	70-91	-	H_2S	-	1,8
15	Восходящий источник Акмелез (Кошка-Чокрак)	с. Ключевое, Кировский район	доломитизированные известняки, P_1	-	9,4	-	-	-

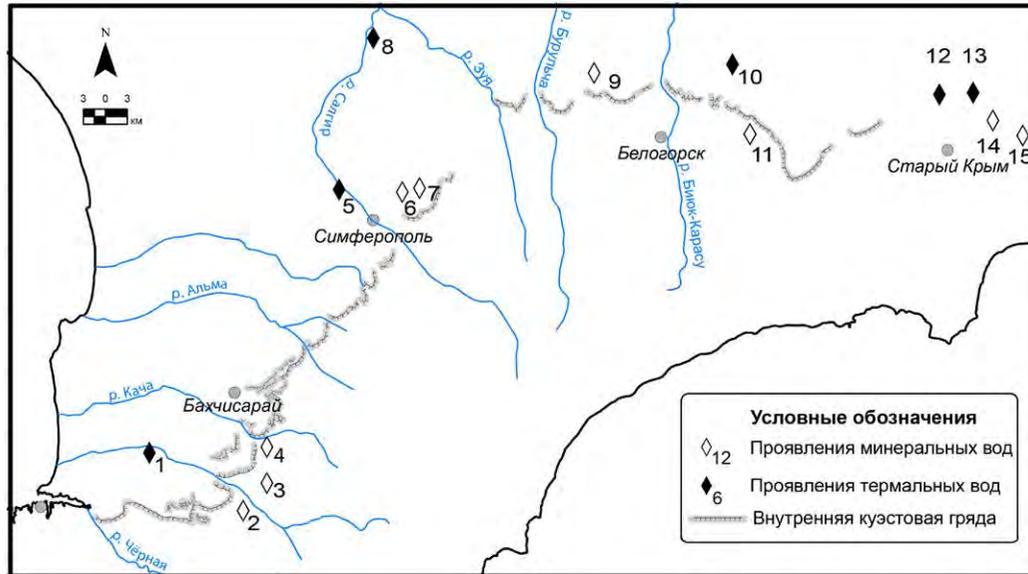


Рис. 13. Схема расположения основных водопроявлений минеральных и термальных вод в Предгорном Крыму (Шутов, 1970; Альбов, 1956; Гидрогеология СССР, 1970; по собственным изысканиям). Номера водопроявлений см. в табл. 1.

пературой на изливе $38,2^{\circ}\text{C}$, газлирующая азотом и метаном. Дебит скважины высокий – до 30 л/с при самоизливе (Гидрогеология СССР, 1970).

Приведенные в основном по литературным источникам материалы свидетельствуют о сложной организации гидрогеологических структур в пределах Предгорного Крыма. В целом, преобладает преимущественно латеральный пластовый сток подземных вод к северу по моноклиналино залегающим водоносным комплексам мела и палеогена, местами нарушенного мелкой складчатостью и разрывными нарушениями. Имеются многочисленные сведения о восходящих перетоках напорных вод от нижележащих водоносных горизонтов к приповерхностным через отдельные слои. Также обозначены локализованные участки и отдельные объекты проявления термальных и гидрохимических аномалий. Эти особенности гидрогеологии региона иллюстрируют наличие в погруженной части полосы Предгорья активных сквозьформационных трещинно-жильных водообменных структур, взаимодействующих с пластовыми структурами верхнего этажа, что является важнейшей предпосылкой и индикацией гипогенного спелеогенеза.

2.5. Анализ условий развития карста

Условие наличия растворимых горных пород определяется распространением карстующихся пород в плане и разрезе, их литологией и мощностью. Для оценки условий развития карста

также важны характер и мощность перекрывающих отложений.

В пределах Предгорного Крыма широкая обнаженность карстующихся пород на поверхности определяется моноклиналиным строением Внутренней и Внешней гряд, структурные склоны которых сложены известняками датского яруса палеоцена, симферопольского регионаруса эоцена и сарматского яруса миоцена. Аструктурные склоны, в которых выше-названные породы чередуются с разнокарстующимися и слабокарстующимися толщами маастрихтского, качинского и бахчисарайского ярусов, в плане занимают значительно меньшую площадь, но экспонируют закарстованные разрезы этих толщ. В процентном соотношении это выглядит следующим образом: выходы хорошо карстующихся пород занимают 76,5 % площади исследуемой территории (из них датских известняков – 18,6 %, симферопольских известняков – 53,4 %, неогеновых известняков – 4,5 %), среднекарстующихся пород (песчаных известняков, мергелистых известняков, известковистых мергелей) – 17,7 %, слабокарстующихся и некарстующихся (пески, песчаники, песчаные глины, глины известковистые, глины) – 5,8 %.

Изменение соотношения этих категорий пород в разрезе можно проследить по рисунку 14, на котором схематично представлены данные по мощности пород разной степени карструемости в разрезах с запада на восток вдоль

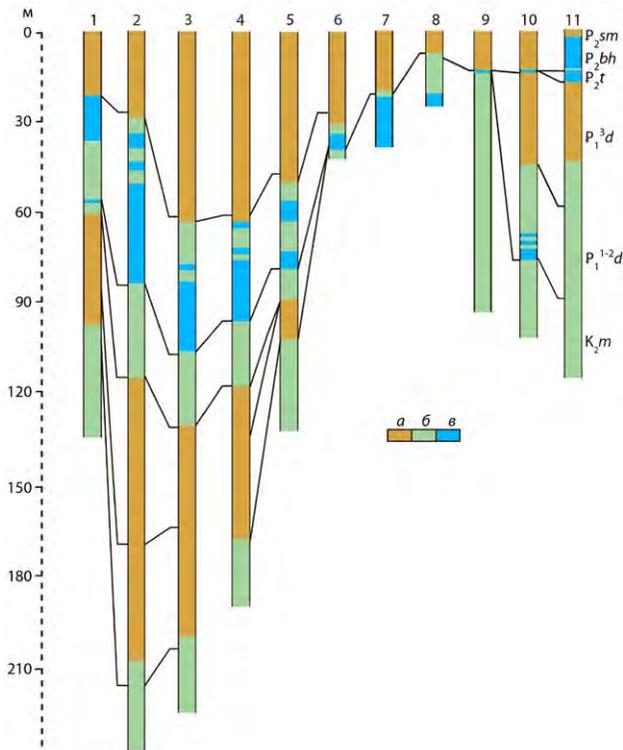


Рис. 14. Изменение соотношения в разрезах различных категорий пород по степени карстуемости (а – хорошо карстующихся, б – средне карстующихся, в – слабокарстующихся и некарстующихся) в разрезах: 1 – Инкерман; 2 – долина р. Бельбек, левый борт; 3 – долина р. Кача; 4 – Бахчисарай; 5 – Скалистое; 6 – Симферополь (окрестности с. Марьино); 7 – долина р. Зуя, правый борт; 8 – г. Сарак-Кая; 9 – г. Ак-Кая, 10 – г. Айляйна, 11 – г. Бор-Кая.

простираения Внутренней гряды. Разбавление карбонатной составляющей песчано-алевритовым материалом наиболее характерно для верхней части маастрихтской, в низах датской и танетской толщ, а также в большей степени для восточных разрезов по сравнению с западными. Наибольшую мощность среди карстующихся пород имеют известняки датского яруса (около 85 м на юго-западном участке (Горбач, 1972) и до 140 м на восточном), несколько меньшую – симферопольского региояруса (до 45 м на юго-западном участке, до 10 м на центральном (Лыгина, 2010), до 75 м на восточном (Немков, Бархатова, 1961). Несмотря на меньшую мощность, эоценовые известняки образуют более выдержанный горизонт, в то время как датские полностью отсутствуют на центральном участке от междуречья рр. Бодрак и Альма до юго-восточных склонов г. Ак-Кая.

Таким образом, в разрезе четко выделяется два комплекса хорошо карстующихся пород,

имеющих значительные площадное распространение и мощность в разрезе: 1) нижнепалеоценовые известняки датского яруса и 2) среднеэоценовые известняки симферопольского региояруса. Первый комплекс представлен мшанковыми, криноидно-мшанковыми, серпулиево-мшанковыми и фораминиферовыми разностями с содержанием карбоната кальция 70-80 % (иногда до 99 %) и 2-15 % нерастворимого остатка (Подземные воды..., 1981). Второй комплекс представлен нуммулитовыми известняками с карбонатностью 50-80 %. Наличие в карстующихся породах большого количества глинистого нерастворимого остатка, колыматирующего трещины, наряду с другими факторами, ограничивает развитие современного карста (Вахрушев, 2009).

Комплексы карстующихся пород разделены слабо- и некарстующимися верхнепалеоценовой глинисто-мергельной толщей (качинский региоярус) и нижнеэоценовой глинистой толщей (бахчисарайский региоярус).

Комплекс датского яруса подстилают средне- и слабо карстующиеся породы, представленные известково-мергельной толщей с карбонатностью от 58 до 92 % (Подземные воды..., 1981). В ней обнаружены крупные линейно-вертикальные карстовые каналы, сформированные по сквозьформационным нарушениям.

Условие наличия водопроницаемости пород. Водопроницаемость пород определяется преобладающим типом водовмещающих пустот (поры, трещины, каналы) и вкладом каждого типа в фильтрационные свойства породы, а также связностью пустот. Свободное пространство в минеральном скелете породы, представленное пустотами различной формы, размера и генезиса, называют, согласно В.А. Всеволожскому (2007), пустотностью. Термин пористость, часто используемый синонимично пустотности, относится только к межзерновым пустотам пород, сформированным в ходе седиментогенеза и раннего диагенеза и имеющим раскрытие до 0,1 мм. Это различие важно, поскольку использование термина "пористость" в расширенном значении затрудняет различение типов пустотности. Высокая пористость породы не всегда свидетельствует о ее высокой проницаемости, а лишь о высоких емкостных свойствах. В формировании фильтрационных свойств карстующихся пород основную роль играет не столько поровая, сколько трещинная и карстово-каналовая (в наибольшей степени) пустот-

ность (Прогноз водопритоков..., 1972; Боровский, Самсонов, Язвин, 1973; Боровский, Хордикайен, Язвин, 1976; Worthington, Ford, Beddows, 2000). Характеристика водопроницаемости закарстованных пород Внутренней гряды на сегодняшний день не может быть полной, т.к. имеющиеся в литературе оценки пустотности закарстованных пород Внутренней гряды обычно касаются только поровой пустотности. Л.П. Горбач указывает на 40 % объема породы, занимаемого порами в известняках ниже-среднедатского подъяруса Внутренней гряды и 5 % - в известняках подъяруса верхнего дата (Пограничные мелпалеогеновые..., 1964). По данным Е.А. Лыгиной (2010), в эоценовых известняках Инкермана межзерновая пористость достигает 25-30 %. Величины пористости пород, определенные в Равнинном Крыму (датские известняки - 10-22 %, эоценовые – до 47 %), лишь косвенно характеризуют пустотность этих же пород Внутренней гряды, поскольку залегают под чехлом более молодых отложений на значительных глубинах (до 1500-2100 м). Различия в приводимых значениях указывают как на диагенетические/литогенетические вариации, так и на разные методы, используемые при подсчетах и разные размеры области опробования.

Крайне неравномерная водопроницаемость нижнепалеоценовых и среднеэоценовых отложений Равнинного Крыма (0,1-82,5 мД и 0,1–10 мД; Подземные воды..., 1981) и Внутренней гряды (коэффициент фильтрации 0,002-5,8 м/сут.; Дублянская, Дублянский, 1998) отражают масштабный эффект и многоуровненность фильтрационной среды (Климчук, 2008): величины порядка нижнего предела характеризуют проницаемость нетрещиноватых и незакарстованных пород, а величины порядка верхнего предела – проницаемость трещиноватых и закарстованных зон. Распространение этих зон на территории Внутренней гряды неравномерно. Густота трещин резко возрастает на придолинных участках и склонах консеквентных долин, в то время как на удалении от долин в пределах структурного склона куэсты наблюдениями в карьерах выявляются редкие одиночные субвертикальные и косые трещины, преимущественно незакарстованные, с шагом в десятки и сотни метров в системах. Тектонические трещины придолинных участков и долин преимущественно субвертикальные, с меньшей долей наклонных, и несут признаки закарстованности и минерализации.

Преобладают субширотные (270-310°) и субмеридиональные (0-40°) направления (Душевский, 1971). Развиты как внутривластовые трещины в датских и симферопольских известняках, прекращающиеся на выраженных плоскостях напластования, так и вертикально-протяженные, секущие несколько пластов (сквозьформационные). Разгрузка напряжений в бортах массивов выражается в дополнительном раскрытии закарстованных тектонических трещин и отседании по ним скальных блоков в обрывах. Новообразованные трещины разгрузки и гравитационные трещины скола имеют признаки молодого возраста (отсутствие закарстованности и минерализации) и более разнообразны по пространственной ориентировке. По мнению Л.П. Горбач, трещины со смещением – сбросы и сдвиги, более характерны для центрального и восточного районов и менее - для юго-западного, где развита преимущественно трещиноватость без подвижек (Пограничные мелпалеогеновые..., 1964).

Проведенные нами анализ трещинных линейментов, выделенных по крупномасштабным космоснимкам, указывает на существование тектонических трещинных зон (кластеров, коридоров) шириной до первых десятков и сотен метров, характеризующихся высокой густотой трещин и контролирующим заложение долин. Для увязки этих зон с нарушениями в подстилающей толще пород необходимы данные детального картирования трещиноватости региона или трехмерных сейсмических съемок, которые на сегодняшний день отсутствуют.

Изучение толщ мергелей также свидетельствует о многоуровненности их фильтрационной среды. Из-за высокого содержания глинистого материала они считаются слабо карстующимися, однако при буровых работах в Равнинном Крыму было установлено несколько зон интенсивной трещиноватости и кавернозности пород в разрезе коньяк-туруна и верхней части кампана (Подземные воды..., 1981). Нашими исследованиями в разрезе верхнего маастрихта выявлены крупные линейно-вертикальные карстовые каналы, проницаемые зоны закарстованной тектонической трещиноватости, сформированные по сквозьформационным нарушениям (Климчук, Тимохина, 2011).

Условие наличия движущихся вод мы рассматриваем в контексте эволюции водообменных систем и карста. Согласно эволюционному под-

ходу к типологии карста (Климчук, 2010, 2013), гидрогеологические условия и факторы развития карста, такие как режим водообмена, условия питания, движения и разгрузки подземных вод и др., претерпевают изменения в ходе эволюции осадочных пород, которая характеризуется направленностью и цикличностью. Для региона Внутренней гряды мы выделяем три эволюционных стадии развития карста по классификации А.Б. Климчука: 1) закрытого карста с напорным характером водоносных систем; 2) приоткрытого карста со смешанным, напорно-безнапорным режимом водообмена; 3) раскрытого карста с преимущественно нисходящим режимом водообмена.

Первая стадия связывается с условиями сложного локально-нарушенного водонапорного комплекса складчато-надвигового обрамления, моноклиального склона и краевой области разгрузки Причерноморского артезианского бассейна (Тимохина и др., 2012), что соответствует обстановкам А1 и Г-А гипогенного спелеогенеза (Климчук, 2013). Развитие каналково-полостных структур осуществлялось восходящими потоками трещинно-жильных вод зон тектонических нарушений и их взаимодействием с латеральными потоками межпластовых и поровых внутрипластовых вод отдельных горизонтов. Начало гипогенного карстообразования в закрытой обстановке связывается нами с поднятием и раскрытием юрских известняковых массивов Главной гряды из-под покрова верхнемеловых-палеогеновых отложений в сарматское время, в связи с чем сформировались области питания Причерноморского бассейна, водонапорный комплекс его склона (переслаивание известняков, мергелей, песчаников и глин) и краевая область разгрузки в нынешнем Предгорье.

Вторая стадия связана с началом расчленения склона в течение плиоцена и раннего плейстоцена. Оформление и углубление Южной продольной депрессии, предположительно в течение раннего и среднего плейстоцена, вызывало увеличение восходящей разгрузки пластовых напорных горизонтов в полосе Предгорной сутуры в виде карстовых источников (краевая область разгрузки). Такая разгрузка, в свою очередь, усиливала дальнейшее эрозионное расчленение основания. Расчленение известняковых пластов, сначала эоценового, а затем и палеоценового возраста, способствовало снятию в них напорных условий с последующим пол-

ным дренированием. Это знаменовало переход гипогенных систем в реликтовое состояние и начало третьей – современной – стадии. Она характеризуется нисходящим питанием на структурных склонах куэст, латеральным транзитом и разгрузкой в смежных продольных депрессиях. Основными источниками питания служат инфильтрация атмосферных осадков, конденсация и инфлюация при пересечении долинами рек Бельбек, Альма, Бодрак карстующихся пород.

Каждая из трех стадий характеризовалась не только разным положением контуров и участков питания-разгрузки, но и интенсивностью водообмена. Наибольшая интенсивность характерна для ранних фаз второй стадии, во время которых произошло формирование основных объемов карстовых каналково-полостных систем.

Объем питания карстовых вод на современном этапе недостаточен для активного образования новых карстовых полостей в Предгорном Крыму. Малое количество осадков и высокие значения испарения приводят к тому, что количество эффективной влаги (т.е. участвующей в процессе растворения) остается минимальным. Величины инфлюационного поглощения в долинах транзитных рек пока недостаточно изучены. Этот вид питания не влияет на карст куэстовых гряд, расположенный выше базиса эрозии. Его роль более существенна в поддержании напорной циркуляции вод на погружении под Северную депрессию, Внешнюю гряду и далее в сторону Равнинного Крыма, где восходящие перетоки участвуют в современном гипогенном спелеогенезе в закрытых условиях.

На всем протяжении эволюции карстовых систем Внутренней гряды закономерно изменялись факторы, определяющие *условие наличия растворяющей способности воды*. Нисходящие воды современной инфильтрации на площадях обнаженных известняков или участках их неглубокого залегания быстро достигают насыщения по отношению к кальциту. В обстановке восходящего движения глубинных флюидов по сквозьформационным нарушениям и их взаимодействия с латеральными пластовыми потоками напорных вод растворяющая способность вод восстанавливалась под действием эффекта "коррозии смешивания", что в итоге обусловило формирование крупных каналов.

Комплексную оценку интенсивности современных карстовых процессов дает вели-

чина химической (карстовой) денудации. Для Внутренней гряды она в среднем составляет 10 мкм/год. Эта величина определена на основании химических анализов проб воды из 24 источников, водосборы которых сложены ниже-верхнемеловыми и палеогеновыми известняками. Для сравнения среднее значение химической денудации для карстовых массивов Главной гряды составляет 42,9 мкм/год (Дублянский и др., 1990).

Проведенный анализ условий развития карста Внутренней гряды свидетельствует о необходимости рассматривать их во взаимосвязи с эволюцией осадочных толщ, рельефа и водообменных систем региона. На каждом этапе их эволюции литологические и структурные предпосылки водообмена и спелеогенеза, режим водообмена, условия питания, движения и разгрузки подземных вод, термобарические и геохимические условия реализовывались по-разному, формируя различные обстановки карстообразования и определяя развитие разных генетических типов карста. Смена обстановок обусловлена процессами тектонической и геоморфологической эволюции региона, которые в совокупности определяют изменение граничных условий водообмена и спелеогенеза (Климчук, 2010). Так, поднятие и раскрытие юрских известняковых массивов Главной гряды из-под покрова

верхнемеловых-палеогеновых отложений в сарматское время привели к формированию на южном (крымском) крыле Причерноморского бассейна области питания, состоящей из склонового моноклиналичного водонапорного комплекса (переслаивание известняков, мергелей, песчаников и глин). Повышенная нарушенность пород верхнего структурного яруса и геодинамическая активность в полосе региональной шовной зоны (Предгорной сутуры), наряду с увеличением погруженности пластовых водоносных комплексов далее к северу, обусловили формирование краевой области разгрузки в нынешнем Предгорье. В гидрогеологически закрытой обстановке происходило взаимодействие глубинных флюидов и латеральных пластовых потоков напорных вод, обусловившее гипогенный спелеогенез. Наиболее активно карстообразование происходило при углублении Южной продольной депрессии и последовавшим за ним эрозионным раскрытием известняковых пластов, вызвавшим увеличение восходящей разгрузки пластовых напорных горизонтов в полосе Предгорной сутуры. На современном этапе полости, унаследованные от предыдущих этапов карстообразования, пребывают в реликтовом состоянии и подвергаются разрушающему воздействию разнообразных экзогенных геоморфологических процессов.

3. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ КАРСТА ПРЕДГОРЬЯ

Первые специальные научные описания и исследования карста Предгорного Крыма относятся лишь к середине XX в., однако карстовые явления Внутренней гряды были объектом познания и использования человеком уже в древние времена. Гроты, в которых найдены следы пребывания древних людей, датируются периодом 100 – 40 тыс. лет назад (мустьерская эпоха). В средние века многочисленные гроты и ниши широко использовались, а практика такого использования сопровождалась модификацией естественных полостей и стимулировала создание искусственных пещерных сооружений. Обособленность ряда массивов гряды долинами и балками и отвесность известняковых обрывов обеспечивали неприступность и оборонительные возможности поселений, основанных здесь в VI-VIII в. н. э. (Инкерман, Чилтер-Мармара, Шулдан, Челтер-Коба, Эски-Кермен, Мангуп, Качи-Кальон, Чуфут-Кале, Кыз-Кермен, Тепе-Кермен, Бакла).

В истории изучения карста Предгорного Крыма можно выделить несколько этапов. Первый, донаучный, связан с непосредственным освоением и использованием человеком подземных полостей в качестве жилья, в культовых и хозяйственных целях. При этом происходило их преобразование полостей для различных нужд и добыча строительного камня, в ходе чего изучались свойства породы.

Начало следующего этапа положили первые работы археологов, посвященные изучению палеолитических стоянок. Среди них наиболее важными были Волчий грот, открытый в 1879-

1880 гг. К.С. Мережковским (Мережковский, 1881), Киик-Коба и Шайтан-Коба, открытые в 1924 г. Г.А. Бонч-Осмоловским (Бонч-Осмоловский, 1930), грот Чокурча (Эрнст, 1929) и др.

Косвенно проблемы карста затрагивались и гидрогеологами при изысканиях в Предгорье. Так, к 1916-1917 гг. относится открытие В.А. Обручевым первого в регионе минерального углекислого источника в долине реки Кача. С.В. Альбов упоминает о восходящих, часто значительных источниках с дебитом до 2-4 л/с в засушливое время в средней части долины между Внутренней и Внешней грядами (Альбов, 1948).

Дальнейшие гидрогеологические исследования носили плановый характер, связанный с широким изучением водных ресурсов Крыма. С 1947 по 1950 г. Крымское геологическое отделение, позже преобразованное в Южную гидрогеологическую экспедицию Министерства геологии СССР, проводило гидрогеологическую съемку в районе предгорья Горного Крыма (Гидрогеология СССР, 1970).

В 1953 г. ВНИГНИ была организована тематическая партия под руководством Г.Х. Дикенштейна с целью выяснения перспектив нефтегазоносности территории полуострова. Основные работы были сосредоточены в районах степного и предгорного Крыма, относительно слабо изученных предшествующими исследователями. В работах принимали участие геологи ВНИГНИ, конторы бурения Крымнефтегазразведка, палеонтологи МГУ и ВНИГНИ (Геология и нефтегазоносность..., 1958).

К этому времени относится начало специальных карстовых исследований, обозначивших новый этап в истории изучения карста Предгорья. В 1957 г. публикуется первая статья о карстовом колодце Крымского предгорья (Щепинский, 1957). Появляются другие описания поверхностных и подземных карстовых форм, общий анализ распространения и развития которых впервые был сделан в работе М.Е. Кострицкого и В.Н. Тереховой (1957).

В 1960-х гг. проходят первые карстолого-геофизические исследования в Предгорно-Крымской карстовой области. Полевые комплексные исследования участка Новоульяновского водохранилища, расположенного на известняково-мергельных отложениях верхнего мела, показали возможность глубокого избирательного закарствования даже при отсутствии поверхностных карстопоявлений. Наличие обнаруженных геофизическими методами систем трещинно-карстовых полостей в этой толще было подтверждено бурением. В связи с этим, комплекс геофизических работ был рекомендован в качестве обязательного при изысканиях на территории распространения карстующихся карбонатных пород верхнего мела (Иванов и др., 1966).

В 1964 г. в Институте минеральных ресурсов, одновременно с исследованиями карстовой области равнинного Крыма, начато изучение карстовых полостей Предгорно-Крымской карстовой области (Львова, Мелешин, 1970).

Обзорные главы по карсту Предгорья содержат труды "Геология СССР" (1969) и "Гидрогеология СССР" (1970).

Наибольшее количество работ по карсту региона принадлежит В.П. Душевскому, детально охарактеризовавшему поверхностные и подземные карстовые формы Предгорья, их морфологические и микроклиматические особенности, историю развития, влияние на хозяйственную деятельность человека и вопросы их охраны (работы 1970-1998 гг.).

Карст региона рассматривается в обобщающих работах Е.В. Львовой и В.П. Мелешина (1970), В.Н. Дублянского и А.А. Ломаева (1980), В.Н. Дублянского и Г.Н. Дублянской (1996) и др. Изучению возраста пещер посвящена работа В.П. Душевского и Н.И. Лысенко (1982).

Начиная с последней четверти 20-го века появляются работы, затрагивающие вопросы

генезиса карстопоявлений региона (Душевский, 1971, 1987; Душевский, 1970; Душевский и др., 1979; Душевский, Подгородецкий, 1987). К основным карстопоявлениям исследователи относили немногочисленные поверхностные формы водораздельных пространств (карры, карровые поля, воронки, поноры) (Кострицкий, Терехова, 1957; Львова, Мелешин, 1970; Душевский, 1971, 1987; Душевский, Кузнецов, 1985) и пещеры, образование которых чаще всего трактовалось исходя из условий раскрытой гидрогеологической структуры и экспонированности растворимых пород. По аналогии с карстовыми полостями Главной гряды, происхождение пещер Внутренней гряды связывалось с поглощением поверхностного стока, расширением тектонических трещин и трещин разгрузки растворением инфильтрационными и конденсационными водами (Львова, Мелешин, 1970; Душевский, 1970; Душевский, 1987).

Отдельно рассматривались обильно представленные в регионе гроты и ниши, образование и рост которых связывались с комплексной денудацией и избирательным выветриванием, а не с карстом. В.П. Душевский выделил их в коррозионно-денудационный класс, отнеся к нему около 60 % всех полостей Предгорно-Крымской карстовой области (Душевский, 1987).

Продолжающиеся археологические исследования привели к открытию в 1996 г. пещеры Таврской (Лысенко, 2003), являющейся на сегодняшний день самой протяженной пещерой Предгорья.

Современный этап изучения карстовых полостей Предгорья связан с исследованиями НУЦ "Украинский Институт спелеологии и карстологии" МОНМС Украины и НАН Украины при ТНУ им. В.И. Вернадского, начатыми в 2007 г. и продолжающимися в настоящее время. В основу трактовки генезиса карста региона положена концепция карстообразования в гидрогеологически закрытых условиях, принципиально отличная от применявшейся ранее эпигенной концепции. Возможное участие напорных вод в образовании карстовых полостей Внутренней гряды упоминалось В.П. Душевским (Душевский, 1970), однако эта идея не получила дальнейшего развития в его работах. В.Н. Дублянский и Г.Н. Дублянская (1996), опираясь на концепцию спелеогенеза в артезианских условиях А.Б. Климчука (Климчук, 1990, 1992; Климчук, Шестопапов, 1990), отмечали вероятность обра-

зования ряда пещер района в условиях водонапорного комплекса. Гипогенное происхождение каналово-полостных систем Предгорного Крыма всесторонне подтверждается результатами комплексных исследований, выполненных в последние годы (Тимохина и др., 2011, 2012; Климчук и др., 2009, 2011, 2012а, 2012б; Климчук, Тимохина, 2011; Амеличев и др., 2011) и представленных в настоящей монографии. Научные аспекты гипогенного карстообразования уже популяризируются в краеведческой литературе (Ена Ал., Ена Ан., 2010).

Обзор истории изучения карста Предгорного Крыма позволяет выделить несколько направлений в изучении карста региона. Самое раннее из них следует относить к донаучному этапу изучения карста, связанному с практическим использованием полостей в качестве жилья, хозяйственных и культовых помещений.

С изучением полостей, использовавшихся человеком, связано археологическое направление в изучении карстовых полостей, начавшееся во второй половине 19-го века и продолжающееся до сих пор.

Исследования не только доступных для человека карстовых полостей, но и глубинной закарстованности, связанные с решением инженерно-геологических и гидрогеологических задач, составляют практическое направление, возникшее в середине 20-го века. При этом происходило расширение методической базы путем активного применения геофизических методов исследования. Региональное обобщение данных о распространении карстовых явлений выполнялось как в виде самостоятельных работ, так и в виде соответствующих разделов монографий, посвященных геологии и гидрогеологии всего Крыма.

Несмотря на накопление значительного фактического материала в ходе предшествовавших исследований, целый ряд вопросов генезиса карстопроявлений региона трактовались непоследовательно и противоречиво, что не позволяло создать стройную основу для оценки научного и практического значения карста и его прогноза. Изначально применявшийся, явно или неявно, подход к генетической интерпретации карстопроявлений исключительно в рамках эпигенной концепции противоречил их наблюдаемым характеристикам (таким, как отсутствие функционально-генетических связей пещер с поверхностными водопоглощающими формами, крайняя бедность последних, несоответствие свойств морфологии и отложений пещер их постулируемому генезису), а образование огромного числа гротов, ниш и других особых скульптурных форм в обрывах куэст вообще не связывалось с карстом. Также обособленно от карста рассматривались вопросы формирования макрорельефа Предгорного Крыма, основными среди которых являются предпосылки и механизмы расчленения исходной пластовой структуры моноклиналичного северного склона Крымских гор. Такая ситуация была обусловлена недостаточностью теоретической и методологической базы карстологии и господством в ней эпигенной парадигмы вплоть до конца 90-х гг. прошлого века. Использование современных достижений в развитии теории спелеогенеза и эволюции карста, а также новейших методов исследования, включая изотопные, позволило обосновать принципиально новую для региона гипогенную концепцию спелеогенеза и выявить важнейшую роль последнего в геоморфогенезе Предгорного Крыма.

4. ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ И КАРСТА ПРЕДГОРНОГО КРЫМА

4.1. Проблема генезиса карстопоявлений

Карстовые процессы и явления Предгорного Крыма до недавнего времени оставались малоизученными. В литературе им уделено значительно меньше внимания, чем карсту Главной гряды. Карсту Предгорья и полостным формам обрывов, которые мы относим к карстовым (что не всегда полагалось упомянутыми ниже работами), посвящены публикации М.Е. Кострицкого и В.И. Тереховой (1957), Е.В. Львовой и В.П. Мелешина (1970), В.П. Душевского (Душевский, 1970; Душевский, 1971; 1975; 1978; 1982; 1987; 1994), В.П. Душевского и Н.И. Лысенко (1982), В.П. Душевского и П.Д. Подгородецкого (1987), В.П. Душевского и А.Г. Кузнецова (1991), Н.И. Лысенко и И.А. Башкина (2000), В.Н. Дублянского и А.А. Ломаева (1980), В.Н. Дублянского и Г.Н. Дублянской (1996), Н.Н. Благи и А.В. Попова (2009) и др.

К основным карстопоявлениям исследователи относили немногочисленные поверхностные формы водораздельных пространств (карры, воронки) и подземные полости (пещеры). Образование последних связывалось с поглощением поверхностного стока и выводом его по каналам в долины (по схеме понор-пещера-источник), а также с расширением тектонических трещин и трещин разгрузки действием инфильтрационных и конденсационных вод (Кострицкий, Терехова, 1957; Львова, Мелешин, 1970; Душевский, 1970; Душевский, 1987; Дублянский, Ломаев, 1980). Такая трактовка основывалась на господствующей эпигенной концепции карста и подразумевала, что карст

развивался в геоморфологических условиях, близких к современным. Проблемными вопросами этой интерпретации являются отсутствие функционально-генетических связей пещер с поверхностными водопоглощающими формами, крайняя бедность последних (не соответствующая относительно широкому распространению пещер), несоответствие характеристик морфологии и отложений пещер их постулируемому генезису, и др. Эти аспекты подробно рассмотрены в разделе 6.1. Слабое развитие карста в современных условиях считается результатом засушливости климата, сравнительно слабой трещиноватости и небольшой мощности массивов карбонатных пород (Душевский, 1971; Душевский, Кузнецов, 1991; Клюкин, 2007).

4.2. Проблема генезиса "экзотических" форм рельефа куэст

Куэстовое строение Внутренней гряды, где компетентной основой куэст служат датские и симферопольские известняки, обуславливает широкое распространение вертикальных и субвертикальных обнажений этих толщ, содержащих богатое разнообразие форм, генезис которых до недавнего времени в основном не связывался с карстом. Чаще всего эти формы трактовались как результат избирательного поверхностного выветривания на обнажениях, но конкретные механизмы образования отдельных форм не рассматривались, а многочисленные противоречия таких трактовок игнорировались.

"Экзотическими" формами рельефа Предгорья мы называем, в рабочем порядке,

ниши и гроты в известняковых обрывах, чашеобразные (открытые в сторону долины) кулуары-"амфитеатры" и разделяющие их малые останцовые формы (скальные выступы - "бастионы", "каменные истуканы", "сфинксы") в прирочных участках куэстовых массивов, а также разнообразные пещеристо-каверновые, губчатые и сотово-ячеистые поверхности (тафони) в известняковых обрывах. Объединяет эти формы их широкое распространение в пределах Внутренней гряды, приуроченность к карбонатным породам, повторяемость морфотипических черт в породах разного состава и возраста, находящихся в разных условиях экспонирования, несоответствие стандартным моделям флювиальных и денудационных рельефообразующих процессов, а также широкое, общее и противоречивое применение к их объяснению "комплексной денудации" и "избирательного выветривания". Являясь широко распространенными в пределах Внутренней гряды и типичными для нее, эти формы являются редкими и нехарактерными для большинства других регионов, где карбонатные породы подобным образом экспонированы действию денудационных процессов, в том числе для смежной Главной гряды Крымских гор. Ниже проблемные вопросы происхождения названных форм рассмотрены более подробно.

4.2.1. Ниши и гроты

Ниши и гроты чрезвычайно широко распространены в обрывах эоценовых и палеоценовых известняков Внутренней гряды, где количество значительных и крупных объектов измеряется многими сотнями (рис. 15, 16). Они также развиты, хотя и не так широко, в обнажениях неогеновых известняков Внешней гряды, где имеют меньшие размеры. Большое количество ниш и гротов является яркой специфической характеристикой региона Предгорного Крыма, что требует соответствующего объяснения. К примеру, гроты являются редким явлением в обрывах известняковых массивов смежной Главной гряды.

Термины "грот" и "ниша" имеют морфолого-морфометрический, но не генетический смысл, но при этом остаются неопределенными (Тимофеев и др., 1991). Под гротом мы понимаем полость типа камеры, открытую с одной стороны на поверхность, у которой латеральное углубление в массив по нормали к обнажению меньше ширины или высоты входа, или сравнимо с ними. В связи с тем, что многие

гроты изометричны в плане, понятие "длины" к таким полостям является трудно приложимым, но обычно "длиной" грота считается латеральное измерение по нормали к обнажению. Если длина заметно превышает поперечные размеры входа, или если в глубине грота имеются линейные продолжения, то такая полость уже относится к категории пещер. Ниши отличаются от гротов меньшей углубленностью в массив и обычно бóльшим отношением ширины к высоте "входного" контура, но строгое разграничение гротов и ниш недостижимо и на практике не выдерживается.

Образование ниш и гротов в обрывах Внутренней гряды традиционно связывалось с процессами комплексной денудации экспонированных известняковых поверхностей. В.П.Душевский (1987) выделил ниши и гроты в коррозионно-денудационный класс, относя к нему около 60 % всех полостей Предгорно-Крымской карстовой области. Среди денудационных процессов, участвующих в образовании ниш и гротов, упоминаются дефляция, дексвамация, эрозия и гравитационный снос (Душевский, 1970; Подгородецкий, Душевский, 1974; Славин, 1975; Душевский и др., 1979; Душевский, Кузнецов, 1991; Никонов, 1996; Блага, Попов, 2009 и др.). Широко используются общие ссылки на процессы выветривания, иногда с перечислением его процессуальных видов (гидратационное, биохимическое, морозное, солевое, инсоляционное; Ключин, 2007), однако без конкретизации их вкладов в определенное формообразование.

Соотношение названных процессов в образовании ниш и гротов трактовалось по-разному, а факторы избирательности действия названных процессов и механизмы развития этих форм указывались в самой общей форме или вообще не рассматривались. В.И. Славин (1975) основную роль отводил дефляции ("нишеобразные формы выдувания"). В большинстве работ упоминается избирательное выветривание "податливых слоев", более интенсивное выветривание в местах повышенного увлажнения (или переменного увлажнения-иссушения). В основных работах по проблеме (Душевский, 1987, 1989; Душевский и др., 1979; Душевский, Подгородецкий, 1987) развитие полостных форм в обрывах объясняется преимущественной денудацией в тыльной части гротов и ниш ввиду особого микроклимата, с удалением обломочных

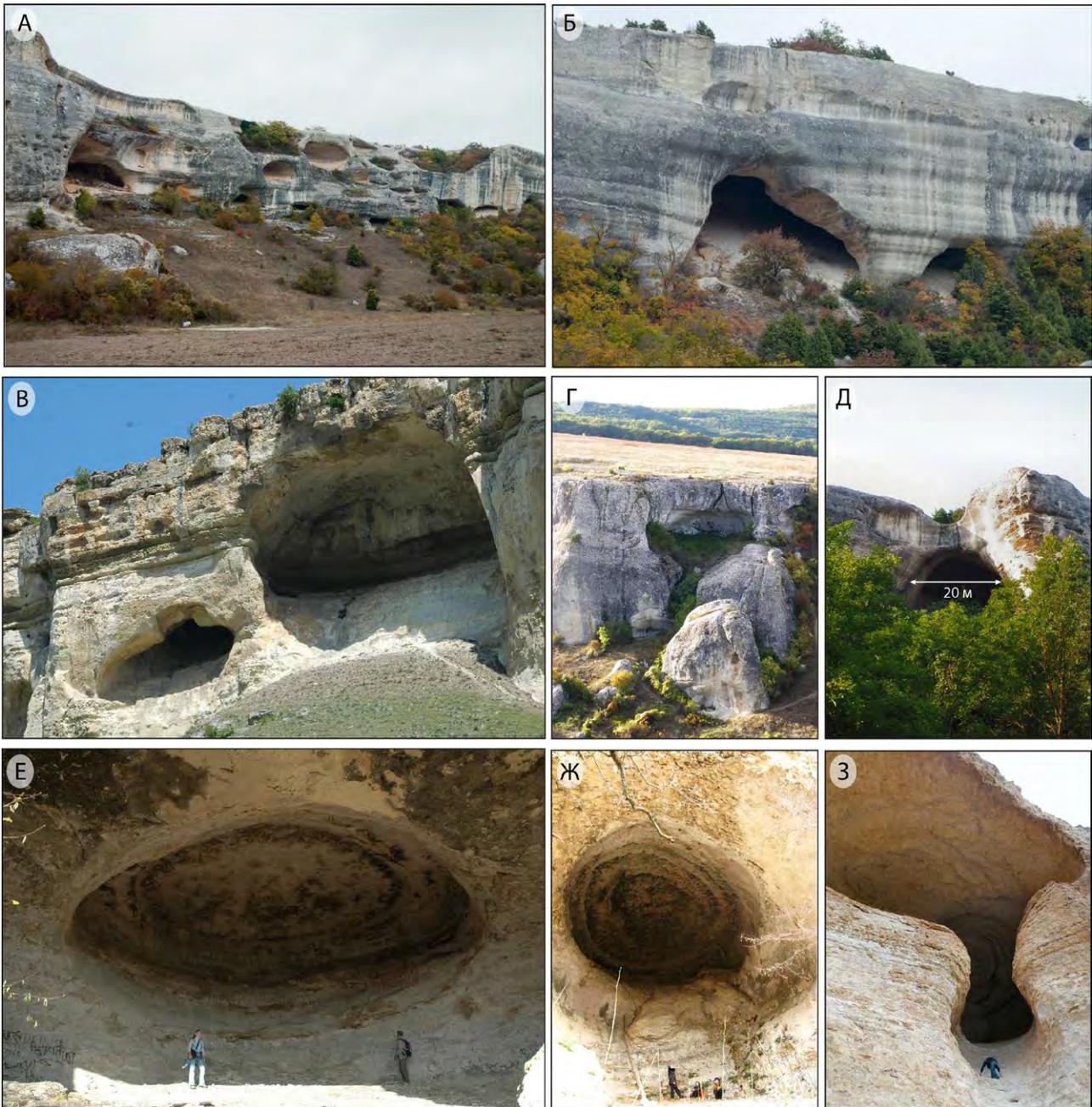


Рис. 15. Типичные гроты Внутренней гряды: в эоценовых известняках (А-Б, Г-З), на их контакте с подстилающими мергелями маастрихта (В) и в палеоэоценовых (дат) известняках. А-Б и Г-Д - на участке Эски-Кермен - Красный Мак; В - на участке Ак-Кая; Е - в междуречье Альмы - Салгира; Ж - массив Чердаклы; З - в междуречье Кучук-Карасу - Индол, массив Бор-Кая.

продуктов выветривания под действием силы тяжести благодаря значительному наклону пола к выходу. Эволюционный ряд развития таких денудационных полостей представляется в следующем виде: обрыв – ниша – навес – грот – пещера. На отдельных ключевых площадках была проведена количественная оценка современной скорости роста таких полостей за счет десквамации (Душевский, 1989; Душевский и

др., 1974, 1979). Причины и условия локализации начальных ниш для дальнейшего развития по ним гротов и развития гротов в отдельных участках латерально-протяженных ниш, в этих работах не рассматривались. Некарстовая природа полостей объяснялась невозможностью проникновения в них атмосферных осадков и подземных вод, которые бы производили растворяющую работу и создавали подобные поло-

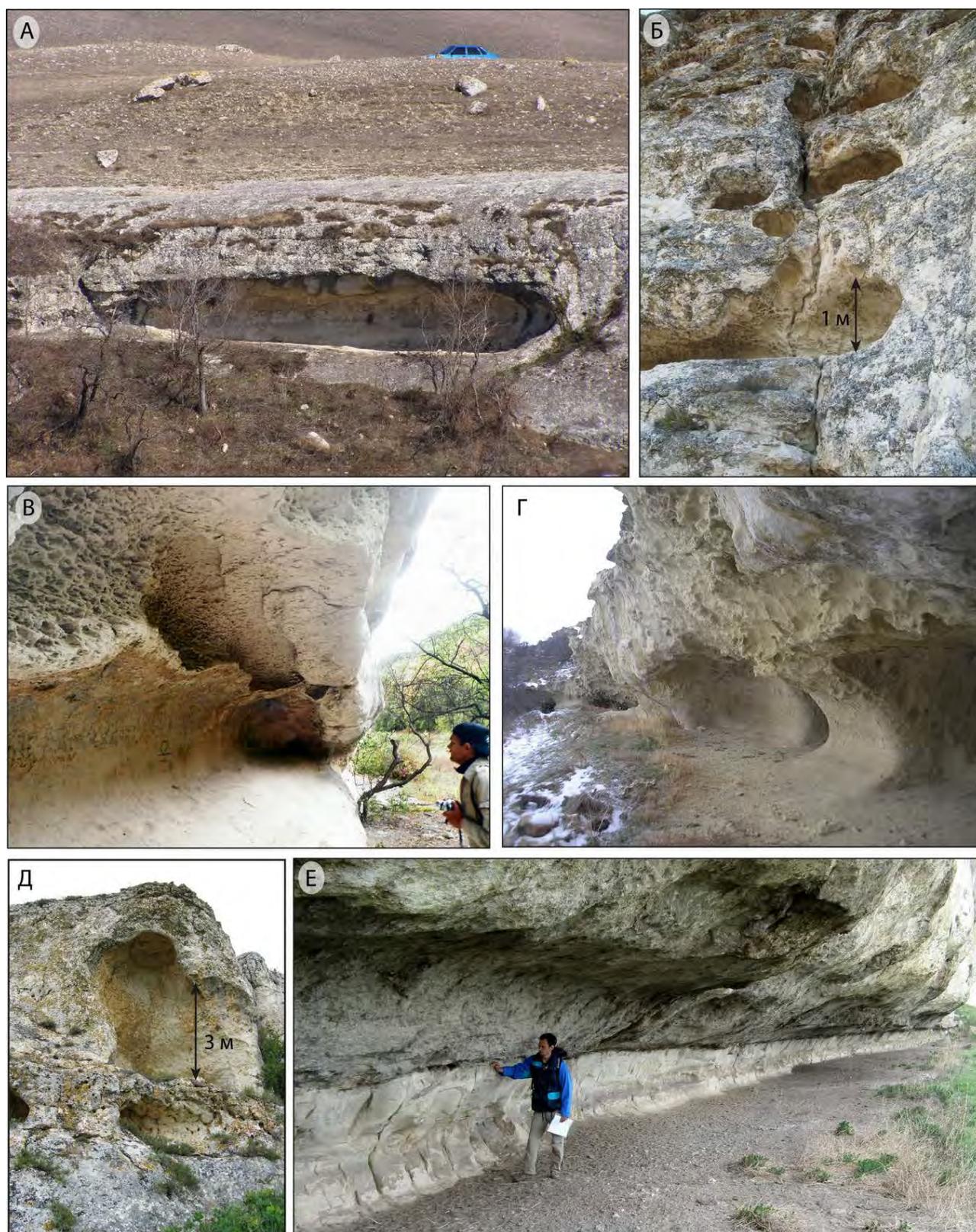


Рис. 16. Типичные ниши Внутренней гряды: в эоценовых известняках (А-Д) и на контакте маастрихтских мергелей и эоценовых известняков (Е): А - на участке Ак-Кая, долина Красная; Б - в междуречье Альмы - Салгира, массив Таш-Джарган; В - на участке Эски-Кермен - Красный Мак, окрестности с. Красный Мак; Г - в междуречье Бодрак - Альма, массив Бакла; Д и Е - на участке Сарак-Кая.

сти (Душевский и др., 1974). Это утверждение справедливо лишь для современных условий, однако оно не учитывает возможность образования полостей подземными водами в условиях, предшествовавших современному эрозионному раскрытию пластовой структуры Предгорья. В более поздних работах (Блага, Попов, 2009), к перечню факторов образования таких полостей добавлены эффекты разгрузки горного давления в основании обрывов и кровле возникающих полостей.

Анализ имеющихся публикаций позволяет выделить следующие основные проблемы в интерпретации генезиса ниш и гротов Предгорного Крыма:

1. Ссылки на "процессы комплексной денудации" и выветривания, а также на действие эффектов разгрузки горного давления слишком общие и неконкретные, не могут быть приложимы к образованию четко локализованных негативных форм и не согласуются с особенностями локализации и морфологии ниш и гротов.
2. Несмотря на значительное внимание к вопросам происхождения ниш и гротов региона, отсутствуют региональные обобщения их основных характеристик и свойств: распространения, условий локализации и морфологии.
3. Отсутствует рассмотрение конкретных факторов (литологических, геоморфологических, ландшафтных, микроклиматических, реологических, проч.) избирательности заложения ниш и гротов в вертикальном разрезе и по простиранию обнажений, а также модели (механизмы) развития форм от начальных углублений до крупных гротов.
4. Условия действия постулируемых процессов образования ниш и гротов, как общих, так и частных, не согласуются с наблюдаемыми характеристиками их локализации и морфологии.

5. Происхождение ниш и гротов рассматривалось в отрыве от генезиса других форм специфической полостной скульптурной морфологии известняков, таких как губчатые и сотово-ячеистые поверхности, зоны кавернозности, крупные каверны, закарстованные трещины и пещеры, которые часто сопряжены пространственно с нишами и гротами.

Упомянутые проблемные вопросы и противоречия рассмотрены более подробно в подразделе 6.1.2.

4.2.2. Кавернозность, губчатые и сотово-ячеистые поверхности

Разнообразные кавернозные и сотово-ячеистые формы, составляющие характерные поверхности (зоны), широко распространены в обрывах известняков Предгорного Крыма, а также местами в обрывах меловых известняков северных склонов Главной гряды. Зоны мелкой кавернозности часто образуют поверхности, где порода становится подобной крупноячеистой губке (рис. 17). Такие зоны могут быть стратиформными или распространены обособленными кластерами по поверхности обнажений. Сотово-ячеистые поверхности представляют собой зоны густого развития округлых или "коробчатых" ячеек-углублений размером обычно 2-5 см, разделенных перемычками, часто в виде тонких ребер (рис. 18). Некоторые варианты этих образований называют каменными решетками, каменными кружевами (Кострицкий, Терехова, 1957), а также тафони.

Несмотря на широкое развитие и морфологическую выразительность этих форм и поверхностей, специальные их исследования не проводи-

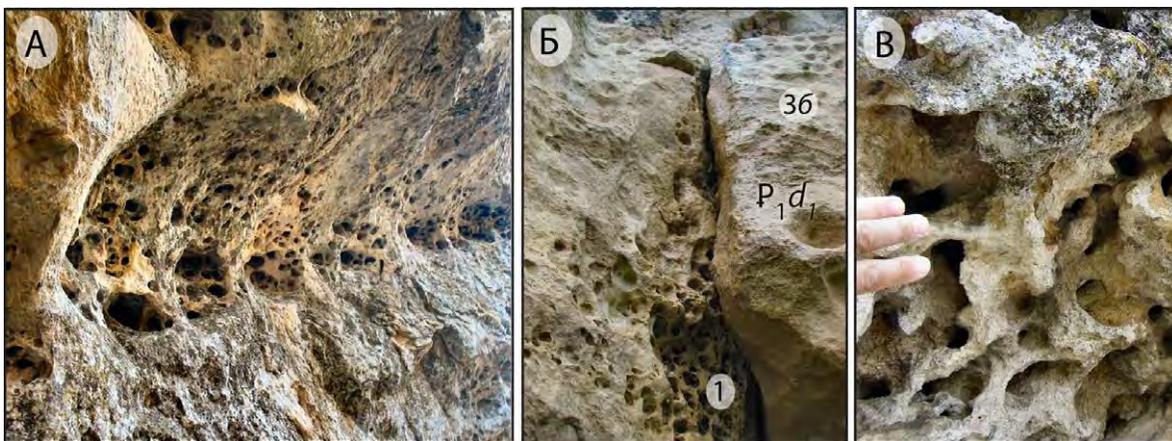


Рис. 17. Примеры губчатых поверхностей, образованных зонами мелкой кавернозности: А - в эоценовых известняках, Б и В - в палеоценовых известняках. А - в междуречье Альмы - Салгира, массив Таш-Джарган; Б - в междуречье Кача - Альма, массив Чуфут-Кале; В - в междуречье Биюк-Карасу - Кучук-Карасу, массив Айлянма-Кая.

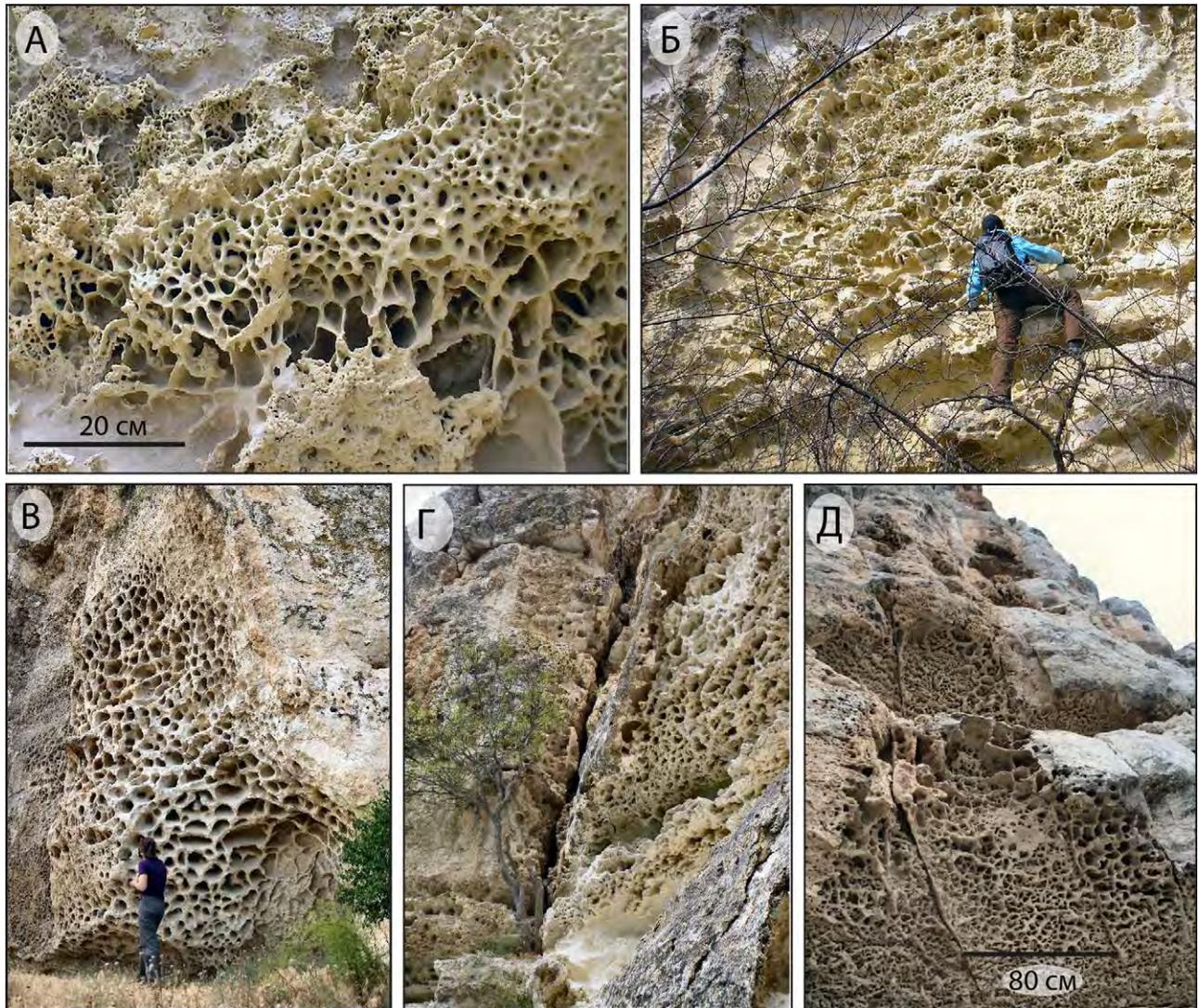


Рис. 18. Примеры сотово-ячеистых и губчатых поверхностей в обрывах Внутренней гряды: А, Б и В - эоценовых известняков, Г и Д - палеоценовых (дат) известняков. А и Б - в междуречье Бодрак - Альма, массив Бакла; В - на участке Сарак-Кая; Г - на восточной оконечности Мекензиевых гор; Д - в междуречье Бельбек - Кача, массив Курушлюк.

лись. На уровне общих высказываний, их образование связывается с поверхностным выветриванием. М.Е. Кострицкий и В.Н. Терехова (1957) полагали, что каменные решетки и кружева возникают в результате динамического воздействия ветра, механического и химического воздействия воды. По В.И. Славину, "при совместном действии выветривания и ветра создаются оригинальные формы мелких и достаточно крупных дырочек на отвесных стенках меловых известняков в Первой гряде – это сотовые формы выветривания и выдувания" (Славин, 1975, с. 57). По А.А. Ключину, эти формы образуются на сухих обрывах, где "породы дезинтегрируются неэффективным температурным

(инсоляционным) выветриванием и только локально подвергаются воздействию других механизмов выветривания, в связи с чем в них возникают ниши, ячеи и котлы – тафони. Ячеи разрастаются, соединяются друг с другом, образуют "соты" и постепенно съедают поверхность обрыва" (Ключин, 2007, с. 103). Очевидно, что подобные интерпретации нельзя признать удовлетворительными, поскольку они не объясняют избирательность локализации и механизм образования как самих ячеек и перегородок, так и соответствующих поверхностей. Не менее трудноприложимы денудационные трактовки к образованию зон кавернозности в обрывах.

4.2.3. Прочие скульптурные и структурные формы обрывов

Куэстовые обрывы Внутренней гряды изобилуют также прочими «экзотическими» формами, нехарактерными для обрывов подобных пород в других регионах. Поверхности стен обрывов чаще всего демонстрируют специфический скульптурный и структурный рельеф, при всем своем разнообразии легко отличимый от поверхностей отрыва незакарстованных трещин, а также от поверхностей, существенно переработанных поверхностной денудацией, в частности – плоскостным смывом.

Наиболее типичными являются *волнисто-ребристые поверхности с латерально-протяженными сглаженными выступами и углублениями* (рис. 19 А-Г). Они часто осложнены участками развития ячеистых, сотовых или губчатых (кавернозных) поверхностей, охарактеризованных выше. В поперечном профиле волнисто-ребристых поверхностей расстояния между смежными гребнями варьируют от 5-10 см до метра и более. Отдельные вытянутые углубления или несколько смежных углублений, обычно развитые по более пористым слоям или пронизаемым литологическим контактам, иногда приобретают значительные поперечные размеры и образуют выраженные ниши в обрыве (фото Б). Волнисто-ребристые поверхности развиты в обрывах карбонатных пород разного возраста и состава – эоценовых и палеоценовых известняков, мергелей и известковистых песчаников верхнего мела.

В обрывах эоценовых известняков юго-западного района Внутренней гряды, на фоне волнисто-ребристых поверхностей, местами интенсивно развиты крупные каверны с четкими краями и дециметровыми (до 1 м и более) поперечными размерами (рис. 19 А и Г). Такие каверны организованы в более или менее выдержанные по простиранию латеральные серии, приуроченные к углублениям волнисто-ребристых поверхностей. Иногда сближенные каверны имеют небольшую глубину, а перемычки между ними выглядят как ребра, что придает таким поверхностям вид «мега-сот». Морфотипом этих образований являются обрывы у с. Белокаменное Бахчисарайского района.

На многих участках обрывов карбонатных пород разного возраста представлены крупные полуканалы и нишеобразные формы, выражен-

ные как «вдавленные» (до 1-2 м от плоскости стены и более) углубления различных форм и размеров, с более или менее резкими контурами в плоскости раскрытой трещины (рис. 19 Д–З). Характерными являются углубления, организованные в вертикальные серии, и целостные вертикально вытянутые углубления (полуканалы) шириной 1-3 м, протягивающиеся снизу вверх на всю высоту обрывов или большую ее часть (фото Д и Е). Также часты резко вдавленные ниши различных конфигураций, извилистые каналы и прочие полостные формы (фото Ж и З).

Упомянутые и другие формы образуют обширные поверхности, обычно на всю высоту обрывов, протягивающиеся на многие десятки метров по латерали, прерываемые (фрагментируемые) свежими поверхностями отрыва блоков по трещинам разгрузки или гравитационным трещинам, либо участками интенсивной денудации, «затирающей» исходную скульптурную морфологию. Работы по специальному исследованию этих форм нам не известны, однако «по умолчанию» они относятся к формам избирательного выветривания.

4.2.4. Прибровочные кулуары и выступающие формы

Примечательными формами рельефа прибровочных участков куэстовых массивов Внутренней гряды являются чашеобразные (открытые в сторону долины) кулуары-«амфитеатры» и разделяющие их выступающие формы («бастионы», скальные останцы, «каменные истуканы», «сфинксы») (рис. 20 А-Г). Кулуары-амфитеатры обычно имеют округлую, иногда овальную форму в плане, поперечные размеры 10-50 м и наклонное в сторону долины под углом 30-35° основание. Поперечные размеры выступающих форм варьируют от нескольких метров до 30-40 м и более. При больших размерах вдоль склона выступающий характер промежутков между смежными кулуарами утрачивается, а кулуары выглядят как впадины на фоне монотонного склона с выпуклым профилем.

На отдельных линейных участках бортов долин регулярное чередование амфитеатров и выступов-бастионов наблюдается на протяжении сотен метров (до нескольких километров в левом борту долины р. Каралезка), создавая своеобразный фестончатый рельеф прибровочных участков (рис. 20 Г). Когда выступы-бастионы обособляются от массива расщелинами или

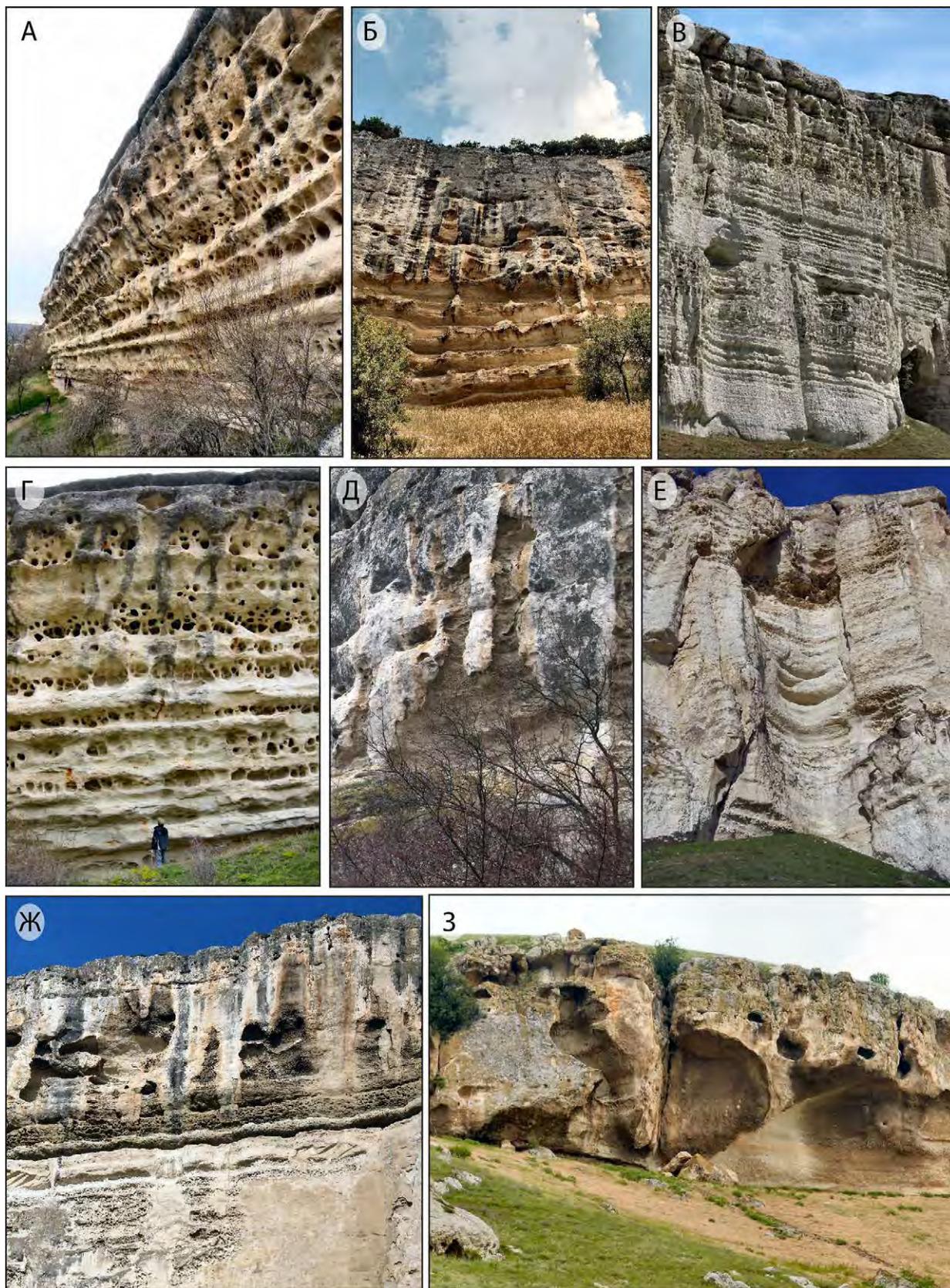


Рис. 19. Характерные скульптурные и структурные формы обрывов Внутренней гряды: А - Г - волнисто-ребристые поверхности; А и Г - крупные каверны в стратиформных сериях; Д и Е - вертикальные полуканалы; Ж и З - сложные "вдавленные" углубления. А, Г, Ж и З - в эоценовых известняках (А и Г - в междуречье Бельбек - Кача, с. Белокаменное; Ж – массив Ак-Кая; З - массив Сарык-Кая); Б и Д - в палеоценовых известняках (в междуречье Бельбек-Кача, массив Курушлюк); В и Е - в мергелях маастрихта (массив Ак-Кая).

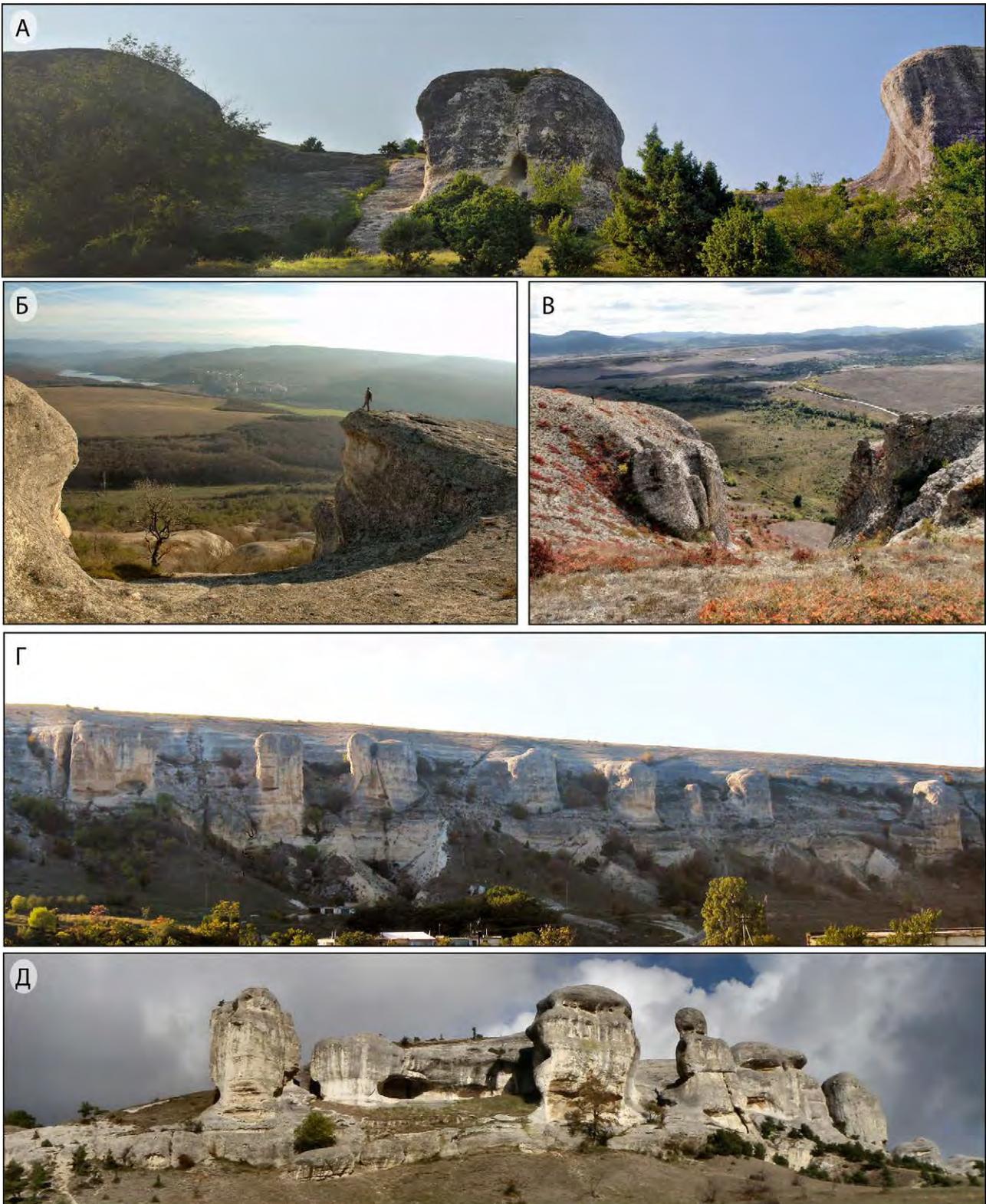


Рис. 20. Прибровочные кулуары и выступающие формы Внутренней гряды: А, Б, Г и Д - в эоценовых известняках, В - в палеоценовых известняках. А - в долине р. Бельбек, Б - в междуречье Альма - Салгир (с. Приятное Свидание), В - в междуречье Кучук-Карасу – Индол (массив Бор-Кая), Г - в долине р. Каралезка, Д - в долине р. Чурук-Су (долина Сфинксов в Бахчисарае).

понижениями, они принимают вид останцев, называемых каменными истуканами или "сфинксами" (Ена, 1958). Яркими примерами последних являются формы правого борта долины Чурук-Су в Бахчисарае ("долина Сфинксов"), образующие геологический памятник природы (фото Д). Иногда каменные истуканы являются полными останцами, т.е. венчают обособленные от куэстовой гряды останцовые массивы (правобережье р. Каралезка).

Денудационная природа останцовых форм является общепризнанной. Представления о предпосылках и процессах образования разделяющих их амфитеатров и отделяющих от массивов углублений в целом сводятся к выветриванию и флювиальной денудации (Кострицкий, Терехова, 1957; Криволуцкий, 1966). Ал. В. Ена и Ан. В. Ена (2010) отмечают роль трещиноватости, выветривание по которой обуславливает обособление останцев. Н.Н. Блага и А.Г. Васина (2011) упоминают обрушение сводов гротов и навесов в качестве предпосылки формирования амфитеатров, однако графическое изображение (рис. 21) и дальнейшее обсуждение эту предпосылку не отражают и не учитывают. Авторы заключают, что формирование каменных "сфинксов" Крымского Предгорья предопределено сравнительно низкой противоденудационной устойчивостью нуммулитовых известняков и происходит двумя основными путями:

- разделением вертикальными трещинами небольшого скального массива и дальнейшим выветриванием каменных "заготовок";
- развитием в надобрывной части склона густой сети флювиальных форм и перераспределением ими поверхностного стока.

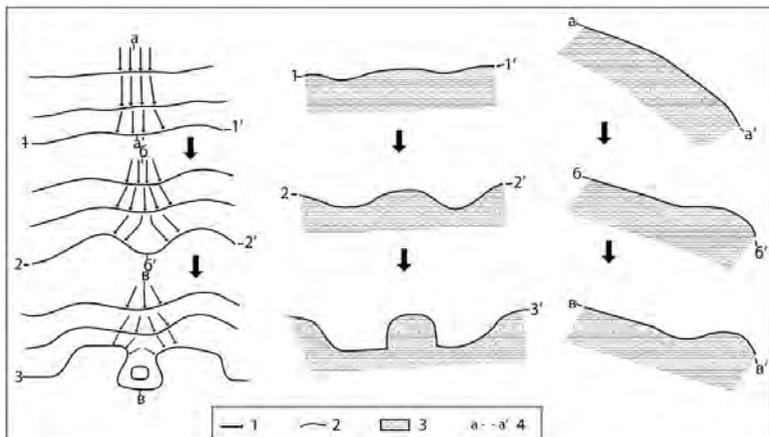


Рис. 21. Схема образования природных "сфинксов" по Н.Н. Благге и А.Г. Васиной (2011). Условные обозначения: 1 – направление стока воды, 2 – горизонтали, 3 – известняки, 4 – направления разрезов.

Это объяснение содержит противоречия. Тезис о низкой противоденудационной устойчивости нуммулитовых известняков не согласуется с локальностью форм, сопряженностью отрицательных и положительных форм и их регулярностью в сериях. Само по себе наличие вертикальных трещин не обуславливает обособление скальных останцев, что иллюстрируется наличием таких трещин во многих из них, а также отсутствием останцев на многих участках с крупными трещинами. Морфология подавляющего большинства кулуаров-амфитеатров демонстрирует отсутствие флювиальных форм и связи с такими формами в прирвовочной части куэстовых массивов.

4.3. Нефлювиальная природа долин на структурном склоне куэст

Молодые долины на структурном склоне куэсты Внутренней гряды демонстрируют выразительные черты, не согласующиеся со стандартной флювиальной моделью. К их числу относятся слепые мешкообразные замыкания в верховьях (рис. 22), аномальная сближенность долин в субпараллельных системах (при ширине разделяющих массивов-перемычек, иногда составляющей всего несколько десятков метров; рис. 23, 24), вертикальность бортов (обычно с нишами и гротами) даже в молодых и неглубоких долинах (рис. 22 Г и Е; 23 В). Напротив, признаки равномерного флювиального углубления от контурных верховий к врезанным частям долин часто полностью отсутствуют, как отсутствует и сеть флювиальных ложбин-притоков (рис. 24 А). Мешкообразные замыкания долин выражены резкими и глубокими уступами, обычно с гротами – реликтами крупных камер

(рис. 22 Е). В некоторых случаях обрывистые верхние замыкания долин расположены в нескольких десятках метров от фронтального обрыва куэсты или противоположного обрыва узкого останцового массива, отделяясь от них плоской перемычкой, что подчеркивает отсутствие флювиальной эрозии (и отсутствие водосборов для таковой; рис. 24 А). Местами короткие, резко очерченные обрывами долины выходят на главный фронт куэсты или в заглубленные основные долины, с выраженными уступами в



Рис. 22. Слепые мешкообразные долины и кулуары в приобвочной части обрывов эоценовой куэсты Внутренней гряды. Массив Ак-Кая в восточной части гряды (Г и Д) представляет собой участок куэсты с обрывами в эоценовых и верхнемеловых отложениях. Стрелками показаны замыкания верховий слепых долин или приобвочных кулуаров. Красные стрелки на Е и Ж обозначают соответствие объектов на карте и фотографии. А-В, Д и Ж - космоснимки Digital Globe.

продольном профиле, оставаясь подвешенными. В нижних по макросклону куэсты частях долин они обычно не имеют никакого флювиального продолжения и бесследно исчезают в рельефе, иногда даже имея обратный уклон продоль-

ного профиля, т.е. некоторые долины оказываются полностью замкнутыми для поверхностного стока. Ориентировка долин зачастую диагональна или поперечна направлению падения пород и уклону поверхности. Наряду с отчетли-

вой прямолинейностью многих участков долин, это свидетельствует о структурном контроле в их заложении.

Показательным примером аномальной сближенности долин является участок Красный Мак в юго-западном районе Внутренней гряды, где шесть резко очерченных субпараллельных долин врезаны в эоценовые известняки на протяжении двух километров поперечного профиля через массив левого борта р. Каралезка (см. рис. 23 Б). Три восточные долины в этой группе образуют "коридорно-кольцевую структуру" с полностью обособленными внутренними плоско-наклонными останцами-перегородками и практически полным отсутствием площадей и морфологических признаков флювиального питания. Преимущественно отвесные борта этих долин демонстрируют разнообразную полост-

ную и скульптурную морфологию. Три западных долины выходят "вверх по течению" на южный фронт куэсты, где отделяются перегибами в профилях от продольной долины и где флювиальное питание отсутствовало, а к северу бесследно выклиниваются.

Отчетливо нефлювиальный характер демонстрируют три сближенных долины участка Эски-Кермен, скальные борта которых изобилуют гротами и крупными мешкообразными кулуарами (малыми подвешенными долинами) (рис. 23 А и В). Долина VE-2 имеет мешкообразные замыкания верховий, которые остались непрорванными на южный фронт куэсты. Очевидно, что выход на фронт куэсты прочих долин обоих участков происходил отступанием их первоначально мешкообразных верховий. Мешкообразные кулуары – мини-долины, заложенные в северо-западном борту останца Топшан, содержат отчетливые

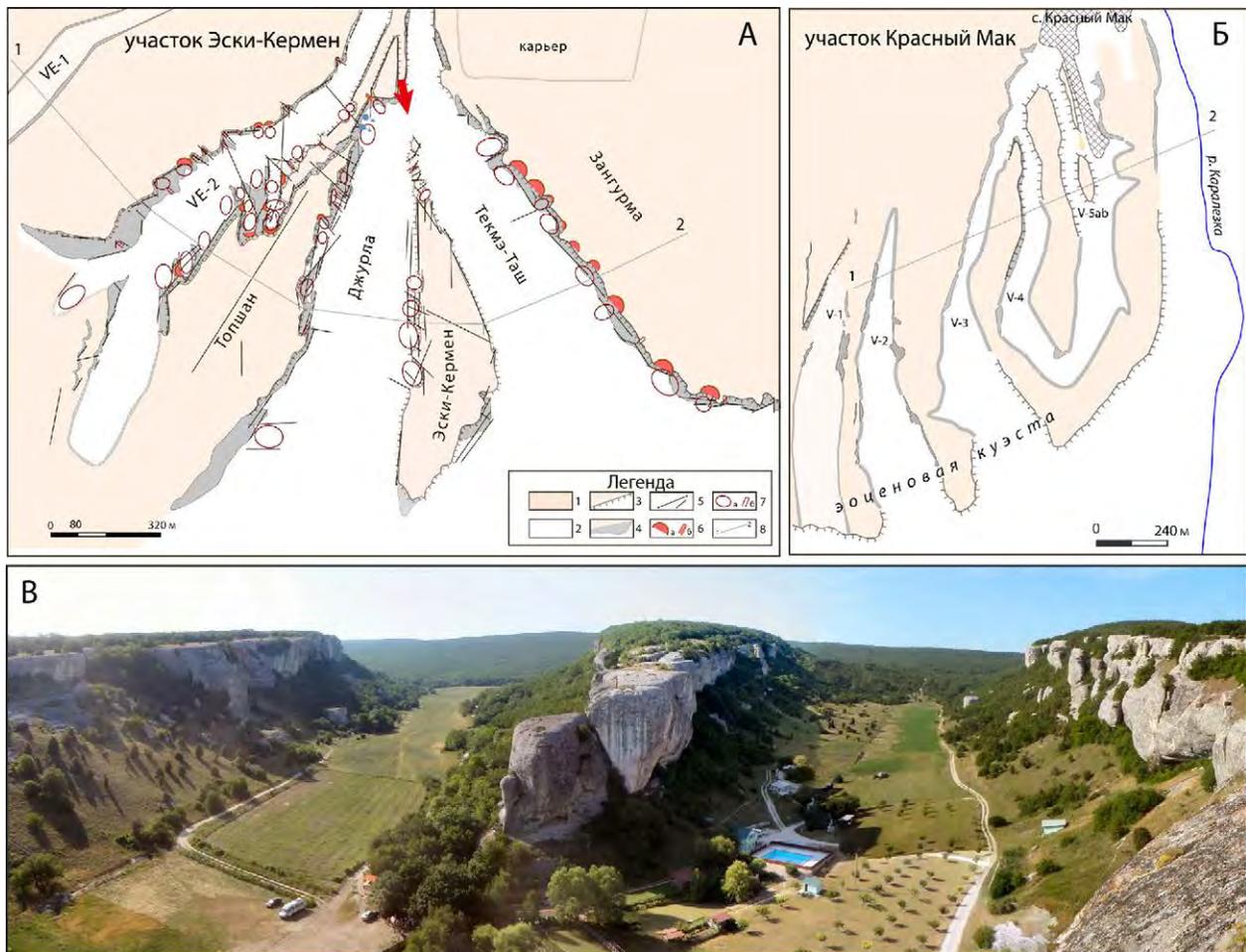


Рис. 23. Аномально сближенные долины на участках Эски-Кермен и Красный Мак эоценовой куэсты Внутренней гряды. А и Б - схемы участков; В - вид сближенных долин Текмэ-Таш (слева) и Джурла (справа). Направление съемки показано красной стрелкой на А. Условные обозначения к А: 1 - известняки симферопольского регионаруса эоцена, 2 - глинисто-мергелистые отложения нижнего эоцена в днищах долин и у подножий куэсты; 3 - бровки обрывов; 4 - наклонные основания склонов; 5 - крупные трещины; 6 - гроты; 7 - реконструкция полостей-камер; 8 - линии разрезов (тут не показанных).

признаки формирования путем вскрытия крупных полостей типа камер (рис. 22 Е). Они сохраняются в малоизмененном виде из-за ограниченности питания для попятной эрозии на изолированном останце Топшан (рис. 22 Ж).

Выразительный "антифлювиальный" характер имеют многочисленные разновозрастные и разномасштабные долины участка гряды в окрестностях Бахчисарая (рис. 24). В восточном секторе Внутренней гряды примером значительной мешкообразной долины провального-карстового происхождения является долина Красная на массиве Ак-Кая, сформированная по линии интенсивного развития камер на контакте толщ маастрихта и эоцена (рис. 22 Г и Д).

Эти особенности морфологии долин Внутренней гряды не находили отражения в геоморфологической литературе и требуют своего объяснения.

4.4. Проблема останцовых массивов куэст

В юго-западном секторе Внутренней гряды, для возвышенных (прифронтальных) участков куэст характерны останцовые массивы, полностью или частично обособленные от основных куэстовых массивов долинами и балками. Они имеются как в эоценовой, так и в палеоценовой куэстах, в последней отличаясь более крупными поперечными размерами и большей высотой относительно днищ смежных долин и балок.

В плане многие массивы имеют близкую к прямоугольной форму, при большей или меньшей вытянутости, но также распространены (особенно в эоценовой куэсте) узкие и длинные останцы, приобретающие характер перемычек между смежными аномально сближенными долинами (рис. 23). Поперечные разрезы через останцовые массивы, ограниченные глубо-

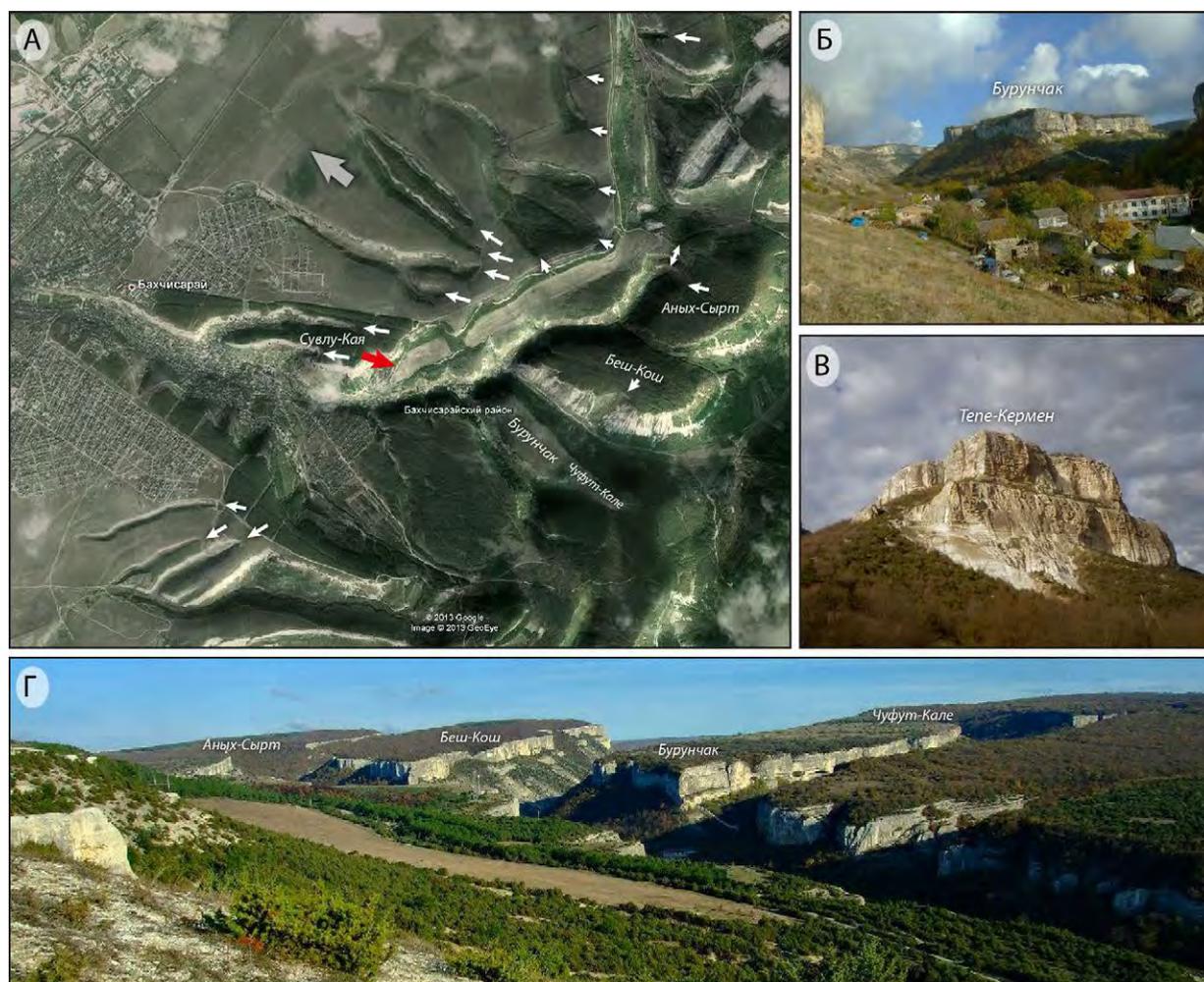


Рис. 24. Аномально сближенные долины и останцовые массивы Внутренней гряды. А - космоснимок района долины Чурук-Су в восточной части Бахчисарая (GeoEye); Б и В - вид отдельных останцов; Г - панорама долины Чурук-Су и останцовых массивов (направление съемки обозначено красной стрелкой на А). Белыми стрелками обозначены замыкания верховий слепых долин.

кими долинами, демонстрируют субвертикальные склоны в верхней части, в интервале пластов "бронирующих" известняков, и более пологие склоны в основании, сложенном глинисто-мергельными породами (рис. 24). Вершинная поверхность останцовых массивов уплощенная ("столовая"), с уклоном, соответствующим уклону известняков и основных куэстовых массивов. Сочетание уплощенных поверхностей с обрывами по контурам останцовых и полуостанцовых массивов, наряду с обилием ниш и гротов в бортах, обусловили использование этих форм для древних поселений-крепостей.

Наиболее крупными и (или) выразительными останцовыми и полуостанцовыми массивами являются Мангуп, Тепе-Кермен, Бурунчак, Беш-Кош, Чуфут, Хыз-Хухлен-Бурун, Аных-Сырт (в палеоценовой куэсте), Эски-Кермен, Топшан, а также ряд безымянных останцев-перемычек в районе с. Красный Мак (в эоценовой куэсте).

Очевидно, что формирование останцовых массивов определяется предпосылками и процессами заложения и развития долин на структурном склоне, остающимися во многом неясными (см. предыдущий раздел). Причиной и механизмам отделения останцов от куэст посвящена статья С.В. Лютцау (1962), где они сводятся к распределению поверхностного стока в условиях двух куэст (палеоценовой и эоценовой) и усиленной эрозии бронирующих палеоценовых известняков в основании уступа эоценовой куэсты. Такая трактовка не применима к расчленению эоценовой куэсты, не согласуется с упомянутыми выше особенностями молодых долин, не учитывает очевидный структурный контроль в их заложении.

4.5. Проблема вертикальности обрывов куэст

В немногочисленных работах, упоминавших тектонический контроль расчленения моноклиальной структуры Предгорного Крыма и заложения речных долин, конкретные предпосылки и механизмы этого процесса не рассматривались. Обычно подразумевается главная роль эрозионного фактора (Кострицкий, Терехова, 1957; Терехова, 1959; Лысенко, 1966). Также малоизученной остается реализация гравитационных процессов на уже сформированных крутых и обрывистых известняковых склонах куэст, проявляющихся во времени дискретно (импульсно). Считается, что протекание тех или иных склоновых процессов на склонах разной

крутизны определяется особенностями литологического состава пород, формирующих профили Внешней и Внутренней гряд, а также экспозицией отдельных склонов. Наиболее изучены являются процессы, протекающие на склонах, сложенных верхнемеловыми мергелями и четвертичными делювиальными суглинками (Душевский и др., 1974; Клюкин, Московкин, 1979). Это, как правило, склоны с крутизной меньше угла естественного откоса. Процессы, протекающие на них (выветривание, осыпание, плоскостной смыв), относятся к условно-непрерывным, что позволяет определять их линейную скорость, применяя различные методы оценки (перемещения отдельных частиц - метод фотоплощадок, стереофотоплощадок, фототеодолитных площадок, покрашенных склоновых створов и т.д.; улавливания снесенного материала - метод овражных уловителей и осыпных тел; фиксации целостных изменений - метод микро-нивелировок, историко-археологический метод, геолого-геоморфологический метод; дендрохронологические методы). Для вычисления скорости по массе снесенных обломков применяют метод площадок и траншей-ловушек (Толстых, Клюкин, 1984).

Значительно меньшее число работ посвящено изучению субвертикальных обрывов куэст, сложенных мшанковыми известняками датского яруса палеоцена и нуммулитовыми известняками симферопольского яруса эоцена, и обладающих тут прерывистых гравитационных процессов – обвалов и камнепадов (Душевский, 1989; 1995; Толстых, Клюкин, 1984). Это объясняется объективными трудностями изучения прерывистых процессов - сложностью идентификации прошлых событий и определения объемов обвалов и камнепадов, невозможностью подсчитать линейную скорость их протекания и т.д. Для оценки активности таких процессов применяют единицы не собственно скорости, а частоты. Разница в объеме и массе материала, удаляемого условно-непрерывными и прерывистыми процессами, может отличаться на несколько порядков. Наблюдения прерывистых процессов на обрывах ограничены историко-археологическим и геолого-геоморфологическим методами, позволяющими судить о времени прохождения процессов по следам их протекания (Толстых, Клюкин, 1984). В литературе по Предгорью обычно шла речь о результатах древних исторических либо экстремальных (катастрофических) процессов (Клюкин, 2005, 2007; Душевский, 1995).

При рассмотрении склоновых процессов следует различать механизмы нарушения сплошности породы в массиве (отделения обломков) и механизмы их удаления или перемещения (Poisel, Preh, Hofmann, 2011). Большинство классификаций рассматривают только механизмы удаления-перемещения, такие как обвалы, осыпи (камнепады), оползни, массовое перемещение обломочных материалов ("течение"), плоскостной безрусловой смыв. Среди механизмов декомпозиции обычно называются процессы выветривания и денудации, а также разгрузки напряжений. Блочная делимость массивов, определяемая слоистостью и трещиноватостью (а также постдиагенетическими изменениями этих структур, например – их закарстованием) играет важнейшую роль в декомпозиции скальных массивов и создании потенциала для тех или иных процессов удаления-перемещения. Среди механизмов удаления-перемещения на фронтальных участках куэст и в крутых бортах долин палеоценовых и эоценовых известняков явно преобладает механизм блоково-глыбового обрушения и опрокидывания (топлинг), с отделением блоков по крупным субвертикальными закарстованным трещинам (карстовым полостям). Об этом свидетельствует вертикальность известняковых обрывов и широкое распространение блоково-глыбового материала в основании склонов, причем как обрывы, так и обрушенные блоки и глыбы демонстрируют отчетливую скульптурную морфологию, называемую пока "экзотической". Очевидно, что рассмотренные в предыдущих разделах представления о большой роли процессов "комплексной денудации" в формировании ниш, гротов, тафони и прочих экзотических форм обрывов, не согласуются с такими особенностями склонов. Вместе с тем, внешние денудационные процессы становятся преобладающими на тех участках склонов, где условия блоково-глыбового обрушения не поддерживаются, что отчетливо выражается в выполаживании обрывов, сглаженности больших и малых бровок и граней, явных признаках текущего уничтожения форм "экзотической" морфологии, выраженности остаточных выступающих форм.

Не будет преувеличением утверждать, что именно предпосылки и механизмы расчленения долинами и дальнейшего распада бронирующих известняковых слоев определяют важнейшие аспекты современного геоморфогенеза Предгорья. Проблема происхождения (зало-

жения) молодых долин в куэстовых массивах Предгорья обозначена выше, но она же имеет отношение и к главным долинам, к настоящему времени эволюционировавшим с существенным участием флювиальных процессов. Обрывистые склоны долин в интервале раскрытия палеоценовых и эоценовых известняков определяют четкую куэстовую выраженность Предгорья, а дальнейшее расчленение куэстовых гряд и отступление обрывов приводит к обособлению характерных останцовых столообразных массивов. Поддержание вертикальности обрывов отчетливо указывает на преобладание механизма блокового обрушения в отступании склонов, чему имеются особые предпосылки. С правильным пониманием этих предпосылок тесно связана проблема интерпретации описанной выше своеобразной и чрезвычайно богатой скульптурной морфологии субвертикальных известняковых обрывов Предгорья: гротов, ниш, разнообразных каналов и каверн, ребристо-волнистых поверхностей, губчатых и сотово-ячеистых поверхностей и др.

4.6. Гипогенно-карстовая гипотеза геоморфологического своеобразия Предгорного Крыма

Выше рассмотрены наиболее очевидные противоречия в некритичном применении стандартных геоморфологических представлений, в частности о денудационном происхождении полостных форм в обрывах, денудационных механизмах отступления склонов и флювиальном генезисе долин, к объяснению выразительных особых феноменов геоморфологии Внутренней гряды. Подчеркнем также, что эти проблемные вопросы ранее рассматривались обособленно, в отрыве друг от друга, тогда как сами "экзотические" формы повсеместно демонстрируют сопряженное распространение и признаки сопряженного развития (парагенезис), а проблематика их происхождения тесно связана с трактовкой происхождения долин и характера склоновых процессов. Выполненный в настоящем разделе обзор убедительно демонстрирует кризис традиционных взглядов по рассматриваемой проблематике и необходимость применения принципиально новых подходов к интерпретации геоморфогенеза Предгорного Крыма.

Очевидной и важной особенностью предшествующих представлений является и то, что рассматриваемые вопросы геоморфогенеза Предгорья не связывались с карстом. Это пред-

ставляется естественным и оправданным с точки зрения истории развития представлений о карсте, в которых до недавнего времени господствовала эпигенная парадигма, подразумевающая, что карстообразование подчинено современному рельефу и связано с поверхностным питанием (см. раздел 1.4). Вместе с тем, развитие карста в современных природных условиях Предгорья является весьма ограниченным ввиду неблагоприятности последних (см. раздел 2), а характеристики и особенности "экзотических" форм рельефа куэст не вписываются в традиционные модели карстовых систем. Соответственно, единственным доступным направлением интерпретации обсуждаемых особенностей геоморфологии Предгорья ранее было денудационное.

Ситуация кардинально изменилась в течение последнего десятилетия, в связи с развитием и утверждением представлений о гипогенном карсто(спелео)генезе и соответствующим изменением общей парадигмы карстологии (Климчук, 2013; см. также раздел 1). Учение о гипогенном спелеогенезе открывает принципиально новые возможности интерпретации проблемных вопросов геоморфогенеза Предгорного Крыма и составляет для этого содержательную теоретическую основу.

Результатами комплексных исследований, выполняемых авторами в последние годы (Амеличев и др., 2011; Климчук и др., 2009, 2011, 2012а; Климчук, Тимохина, 2011; Тимохина, Климчук, Амеличев, 2011, 2012; Klimchouk et al., 2012), всесторонне обосновывается гипогенное происхождение каналово-полостных систем Предгорного Крыма - их формирование в закрытых гидрогеологических условиях напорного водоносного комплекса, в относительно низкодинамичной среде, при взаимодействии восходящих трещинно-жильных глубинных флюидов с пластовыми водами более мелкой системы стока. Важнейшие геодинамические и геолого-гидрогеологические особенности региона, представляющего собой краевую часть артезианского бассейна, находящегося на стыке (в шовной зоне) крупных тектонических структур Горного Крыма и Скифской плиты и испытывавшего значительную геодинамическую активность в неоген-четвертичное время, являются весьма благоприятными для развития гипогенного спелеогенеза по обозначенной модели. Свидетельства гипогенного происхождения каналово-полостных систем отражены в

структуре, условиях заложения, морфологии и отложениях, а также в метасоматических изменениях пристеночной зоны каналов. В морфологии полостей отчетливо выражена большая роль конвективной циркуляции, мезоформы которой являются одним из ключевых признаков-индикаторов гипогенного спелеогенеза. Такая трактовка подтверждается аналогиями с характеристиками карстопоявлений ряда классических регионов гипогенного спелеогенеза, соответствием наблюдаемых особенностей карстопоявлений общей модели гипогенного спелеогенеза (Климчук, 2013), а также соответствием региональной спелеогенетической модели особенностям геодинамической и геоморфологической истории Предгорного Крыма.

Установление гипогенного генезиса карста Предгорья дает основание к новой трактовке геоморфогенеза как на локальном (происхождение форм известняковых обрывов), так и на региональном (закономерности и процессы расчленения первичного моноклиального структурного склона Горного Крыма) уровнях в нескольких взаимосвязанных аспектах. Во-первых, сквозьформационные структуры гипогенного карста, формирование которых предшествовало формированию рельефа, являлись важнейшей предпосылкой заложения и развития долин на моноклиальном склоне. Во-вторых, продолжающийся распад остающихся структур гипогенного карста вдоль бортов уже врезанных в известняки долин определяет механизмы отступления склонов, контролирует положение и конфигурацию их сегментов и определяет морфологическое своеобразие прибрежных участков (кулуары-амфитеатры и останцовые формы). В-третьих, скульптурная морфология остающихся в бортах массивов стенок раскрытых трещинно-карстовых каналов определяет номенклатуру и своеобразие "экзотических" форм, экспонированных в известняковых обрывах куэст, которые являются реликтовыми проявлениями гипогенного спелеогенеза.

Таким образом, разнообразные "экзотические" формы обрывов куэст являются карстовыми, а многие важные особенности геоморфологии Предгорного Крыма – карстообусловленными.

В нижеследующих разделах приводится развернутое обоснование гипогенного генезиса карста Предгорного Крыма, систематическая характеристика его проявлений и интерпретация рассмотренных выше проблемных вопросов геоморфогенеза региона с этих позиций.

5. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ И ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Методологическую основу данного исследования составили современные представления о ведущей роли спелеогенеза в формировании и эволюции карста, о потенциале его развития в широком диапазоне обстановок на протяжении всей геологической эволюции растворимых пород и водообменных систем, а также сформировавшееся в последнее десятилетие учение о гипогенном спелеогенезе (Карст в земной коре..., 1992; Климчук, 2010, 2013; Климчук, Андрейчук, 2010; Klimchouk, 2007; Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers, 2000; Treatise on Geomorphology..., 2013b).

При изучении карста и пещер используется широкий спектр методов основных наук о Земле (геологии, геоморфологии, гидрогеологии и др.), в той или иной степени адаптированных к задачам конкретного исследования. Ввиду того, что основная задача данного исследования состояла в выявлении генезиса карста, который определяется типом спелеогенеза (Климчук, 2013), центральной в нем была методология *сопряженного спелеогенетического анализа*, развиваемая в спелеологии (Дублянский, 1977; Климчук, 1985, 1999; Ford, Williams, 2007; Klimchouk, 2007; 2009; Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers, 2000; Palmer, 2007 и др.).

Первичная информация о каналово-полостных структурах (их распределении, организации, морфологии, гидрогеологическом функционировании, проч.) извлекается из данных бурения, горнопроходческой практики, геофизических исследований, гидрогеологических исследований, но ключевое значение для их характери-

стики и интерпретации имеют прямые исследования спелеологических объектов. При раскрытии элементов каналово-полостных систем на поверхность геоморфологическими процессами, их морфология экспонируется и становится своеобразной частью поверхностного морфоскульптурного комплекса. В некоторых регионах раскрытые реликтовые формы (т.е. формы, лишенные функциональности, присущей им в период формирования) сохраняют оригинальные спелеогенные черты. Разнообразные формы растворения в обрывах куэст, обозначенные в разделе 4 как "экзотические", рассматриваются нами как реликтовая морфология гипогенных каналово-полостных структур, экспонированная в результате вскрытия (раскрытия) различными элементами поверхностного рельефа. Диагностика и генетическая интерпретация таких реликтовых форм в обнажениях подразумевает реконструкцию их положения и функционирования в структуре ненарушенных каналово-полостных систем, а также механизмов вскрытия (раскрытия) в различных геоморфологических ситуациях и процессов их дальнейшей переработки агентами поверхностной денудации.

Ключевое место в реализации такого подхода имеет исследование характеристик каналово-полостных структур в их ненарушенном (закрытом) состоянии и систематическое исследование реликтовых проявлений в поверхностных обнажениях с применением приемов и результатов спелеогенетического анализа к интерпретации соответствующих поверхностных форм. Важное доказательное значение имеют

наблюдения элементов каналово-полостных структур в их полураскрытом состоянии, когда их морфология может быть прослежена от открытых к закрытым участкам.

В сопряженном спелеогенетическом анализе, выявляемые морфогенетическими, минералого-седиментологическими и изотопно-геохимическими методами события и фазы "собственной" эволюции каналово-полостных элементов увязываются и согласуются с региональной геологической, гидрогеологической и геоморфологической историей, выявляемой общегеологическими методами. Широко используемый нами *спелеоморфогенетический метод* основан на соответствии характерных морфологических элементов каналово-полостных систем определенным спелеогенетическим агентам (растворам с их физическими и химическими атрибутами, действующим в определенных гидродинамических обстановках). Это соответствие устанавливается эмпирическими обобщениями, теоретическим анализом и физическим, аналитическим и численным моделированием. Анализ взаимоотношений морфоэлементов и их комплексов, образованных в различных обстановках, позволяет восстанавливать историю изменений гидрогеологических условий. Минералого-седиментологические и изотопно-геохимические исследования вторичных отложений полостей и вмещающих пород дают ценную информацию о свойствах флюидов, физико-химических процессах и условиях обстановок спелеогенеза, а также позволяют датировать эти обстановки. Таким образом, сопряженный спелеогенетический анализ позволяет выявлять палеогидрогеологические условия в периоды формирования каналово-полостных структур, а также прослеживать их изменения в ходе дальнейшей эволюции водообменных систем, контролируемой как внешними факторами, так и собственной спелеогенной эволюцией проницаемости.

Фактической основой этого исследования послужили данные систематического изучения известняковых обнажений обрывов куэст, а также форм в их прирвовочных участках и на структурных склонах, на всем протяжении Внутренней гряды Предгорного Крыма. Общая площадь территории исследования составила 197 км². Детальное обследование выполнялось в пределах девяти ключевых участков, представляющих все секторы гряды (см. рис. 43): в юго-

западном районе – 1) Эски-Кермен – Красный Мак, 2) долин рек Бельбек и Кача, 3) долины реки Чурук-Су; 4) долин рек Бодрак и Альма; в центральном районе – 1) долин рек Альма и Салгир, 2) долин рек Зуя и Бурульча, 3) Сарак-Кая, 4) Ак-Кая; в восточном районе – 1) долин рек Кучук-Карасу – Индол. На таких участках документировались сами формы, геологические разрезы, проявления подземных вод. При этом использовались полевые исследования, сбор литературных и фондовых материалов, анализ картографического материала и аэрофото- и космоснимков.

В ходе исследований применялся комплекс методов, который можно разделить на следующие группы:

Геологические методы. С использованием методик и приемов геологического картирования изучались состав и структурно-текстурные характеристики карстующихся пород, их трещиноватость, условия залегания, стратиграфическое положение пород в разрезе, изменения их мощности, а также структурно-тектонические особенности районов и участков. Обследование пород в естественных обнажениях и карьерах было направлено на изучение степени закарстованности, пористости и кавернозности пород, следов минерализации, вскрытых карстовых пустот и зон реликтовой закарстованности. С использованием морфометрических и морфоструктурных методов анализа линейментов строились розы-диаграммы трещиноватости отдельно для каждого участка, а в пределах участков - отдельно для палеоценовой и эоценовой куэсты, что позволило выявить территориальные различия в трещинном контроле гипогенных карстовых полостей и морфологии обрывов.

Гидрогеологические методы. Картировались водопрооявления (источники, скважины) с выделением термальных водопрооявлений и водопрооявлений с повышенной минерализацией и выделением газов. Электропроводность, минерализация и температура воды на месте изучались с помощью прибора YSI EC300. Для дальнейшего лабораторного геохимического и изотопного изучения проводился отбор проб воды.

Геоморфологические методы. Морфографический метод использовался при документации всей номенклатуры скульптурных форм, встречаемой в подземных и экспонированных условиях. Морфометрический метод

Таблица 2.

Фактический материал и методы изотопно-геохимического исследования вторичного кальцита и пород пристеночной зоны полостей Внутренней гряды.

Серии полевых образцов и аналитических проб	К-во образцов	К-во анализов изотопного состава С и О	Геохимия ICP MS, к-во анализов	Флюидные включения (квадрупольная масс-спектрометрия), к-во анализов	Датировки U/Th
Керны Kachi-5, -6	2	101			
Керны Т-1, -2, -3 (п. Таврская)	3	66			
Керны Т-1, -2, -3 профили высокого разрешения	3	177			
Керн Беш-Кош	1	62			
Керн Подарочная LC	1	62	10		
Керн Подарочная LCT	1	56	11		
Порода, карьер Скалистое (эоцен)	1	5			
Порода, карьер Скалистое (палеоцен)	24	176			
Порода, карьер б.Змеиная, Качи-Кальон (палеоцен)	1	5			
Порода, карьер Инкерман (палеоцен)	5	10			
Порода Боркая палеоцен	1	8			
Керн п. Душевского	1	44			
Керны п. Змеиная ZM-0, -1, -2	3	74	8		
Кальцит фреатический п. Подарочная	1	22		5	1
Кальцит фреатический п. Таврская	2	25	5	14	2
Материал тафони TAVR-1 и TAVR-2	2	16	6		
Кальцит жильный Bork 1	1	7		9	
Кальцит жильный Bork 2	1	16		5	1
Кальцит жильный Агармыш	1	2		4	1
Сталагмиты п. Таврская	4				12
Всего:	59	934	40	40	17

применялся при топосъемке пещер, а также замерах и количественной характеристике карстопроявлений в обрывах на ключевых участках. Морфогенетический метод применялся для идентификации реликтовых карстопоявлений, экспонированных в обрывах куэст и аналогичных форм карстовых полостей, ввиду чего этот метод использовался совместно со спелеоморфогенетическим методом. Формы и комплексы морфологии обрывов на поверхности сравнивались с аналогичными формами, наблюдаемыми в пещерах. Выявлялись закономерности локали-

зации и распространения типовых форм и комплексов, анализировались их взаимосвязи с другими формами рельефа.

Методы спелеоморфогенетического анализа. Было произведено детальное морфогенетическое картирование наиболее крупных пещер региона - Таврской (507 м), Змеиной (320 м) и Беш-Кош-3 (56 м). В результате создавались аналитические карты пещер, где в различных проекциях отражались: 1) морфографические особенности рельефа пола, сводов и стен (спе-

леоформы и их совокупности); 2) участки пещер, разнородные по морфологическому облику, комплексам спелеоформ и вторичных отложений. При массовом обследовании остальных полостей выполнялось маршрутное описание с фиксацией и фотодокументацией ключевых морфологических особенностей и вторичных отложений.

Минералогические и изотопно-геохимические методы. Для изучения вмещающих пород (наложенных изменений в пристеночном слое карстовых каналов) и вторичных образований пещер применен широкий комплекс минералогических, геохимических и изотопных методов. С привлечением аналитических ресурсов университетов Инсбрука (Австрия),

Кельна и Гейдельберга (Германия), Миннесоты (США), МГУ (Россия), ИГМР НАН Украины и Симферопольского филиала УкрГГРИ, получены и использованы данные рентгеноструктурного анализа, электронной микроскопии, КР-спектроскопии, масс-спектрометрических определений изотопного состава углерода, кислорода и уран-ториевых соотношений (абсолютная датировка вторичного кальцита), определенных микроэлементного состава методом ICP-MS, масс-спектрометрических анализов флюидных включений и др. В табл. 2 охарактеризованы объемы выполненных аналитических работ по некоторым ключевым методам. Методика аналитических работ охарактеризована более подробно в соответствующих разделах.

6. СТРУКТУРА, МОРФОЛОГИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ КАНАЛОВО-ПОЛОСТНЫХ СИСТЕМ

6.1. Типизация и модели формирования элементов каналково-полостных систем

Разнообразные формы растворения в обрывах куэст, обозначенные в разделе 4 как "экзотические", рассматриваются нами как реликтовая морфология элементов гипогенных каналково-полостных систем, экспонированная в результате вскрытия (раскрытия) различными элементами поверхностного рельефа. Как отмечено в разделе 5, диагностика и генетическая интерпретация таких реликтовых форм в обнажениях подразумевает реконструкцию их положения в структуре ненарушенных каналково-полостных систем, их происхождения в контексте генезиса этих систем, а также учет механизмов вскрытия (раскрытия) в различных геоморфологических ситуациях и процессов их дальнейшей переработки агентами поверхностной денудации.

Доступные для непосредственного исследования реликтовые гипогенные каналково-полостные системы являются, как правило, значительно более древними, чем современный рельеф, и генетически с ним не связаны (Климчук, 2013; см. раздел 1.4). Их экспонирование на поверхность осуществляется поверхностными геоморфологическими процессами, среди которых ведущую роль играют гравитационные: обрушение блоков в обрывистых склонах и провалы кровли полостей при денудационном снижении поверхности. В дальнейшей переработке и уничтожении раскрытых полостных форм принимает участие широкий спектр процессов комплексной денудации.

В экспонировании элементов каналково-полостных систем на поверхность различаются ситуации вскрытия и раскрытия. О *вскрытии* следует говорить, если на поверхность открывается относительно небольшое входовое отверстие полости (в сравнении с ее размерами), а большая ее часть остается закрытой. Ситуация вскрытия обычно наблюдается при пересекающих (поперечно или под острыми углами) пространственных взаимоотношениях латерально-протяженных элементов рельефа и каналково-полостных систем, например – обрыва и карстового канала. Входы в пещеры в обрывах куэст являются примерами вскрытия. Вскрытием также является подсечение (с провалом или без него) зальной или трещинной полости субгоризонтальной поверхностью, если размеры вскрытия намного меньше размеров сохраняющейся полости. Под *раскрытием* подразумевается полное или почти полное экспонирование полости на поверхность в плоскости, копланарной с плоскостью максимальных размеров последней, например, раскрытие вертикального трещинно-карстового канала обрывом при отделении по нему и удалении (обрушении) блока породы, или раскрытие уплощенной камеры провалом на субгоризонтальной поверхности. При раскрытии полости в горизонтальной плоскости провалом, продукты обрушения остаются в полости, частично или полностью скрывая ее скульптурную морфологию. Продольное раскрытие субвертикальной полости экспонирует морфологию ее сохранившейся стенки, которая становится стенкой обрыва.

Как отмечено в разделе 4.5, формирование вертикальных куэстовых обрывов происходит не постепенным их отступанием за счет выветривания и растворения, а путем отседания и обрушения блоков по линиям ослабления структурной целостности массивов. Такими линиями являются, в первую очередь, закарстованные трещины и полости. При продольном раскрытии карстовых каналово-полостных структур обрушением блоков и глыб, морфология их стен экспонируется в обрывах куэст (рис. 25 Б). На участках, где структурно-карстовые предпосылки даль-

нейшего отделения и обрушения блоков отсутствуют, исходная морфология их поверхностей существенно перерабатывается процессами выветривания и форм, характерных для свежеекспонированных обрывов не наблюдается, или наблюдаются лишь их исчезающие реликты.

Таким образом, главной причиной геоморфологического своеобразия Предгорного Крыма, в частности - разнообразия и обилия "экзотических" форм в прибрежных участках и обрывах куэст, является широкое развитие в регионе гипогенного карста в недавнем геологическом прошлом, широкое распространение его реликтовых каналово-полостных структур, а также особенности процессов их вскрытия, раскрытия и уничтожения современными рельефообразующими процессами. Соответственно, формы, рассмотренные в разделе 4 как "экзотические", следует рассматривать как карстовые и карстообусловленные, имея ввиду гипогенный генезис карста и его особые (в сравнении с эпигенным карстом) взаимоотношения с рельефом.

Ниже приводится типология элементов гипогенных каналово-полостных систем, тем или иным способом экспонированных в обнажениях куэст Предгорного Крыма, а также присущих им поверхностей особой морфологии. При этом задается используемая терминология, обсуждаются модели образования отдельных форм и приводятся их типоморфные примеры. Следует иметь ввиду, что в силу особенностей решаемой задачи исследуемые формы рассматриваются в двух состояниях: 1) в закрытом – в составе исходных каналово-полостных систем, и 2) в раскрытом – после их экспонирования на поверхность. Эти различные ракурсы рассмотрения по возможности отражаются в терминологии. Например, полости камерного (зального) типа при раскрытии в обрывах характеризуются как гроты, а при раскрытии провалом кровли в прибрежной части обрывов – как кулуары-амфитеатры; стратиформные расширения в поперечном профиле трещинно-карстовых каналов после продольного раскрытия последних наблюдаются как латерально-протяженные ниши в обрывах, и т.п.

В исследуемом регионе выделяются следующие основные элементы гипогенных каналово-полостных структур, связанные функционально-генетическими отношениями в системе взаимодействия сквозьформационных восходящих и пластовых латеральных потоков подземных вод:



Рис. 25. А - Концептуальная модель "поперечного" гипогенного спелеогенеза в пластовой структуре (по Klimchouk, 2003); Б - обобщенная схема строения гипогенной карстовой системы Внутренней гряды и экспонирования ее элементов (по Тимохиной, Климчуку, Амеличеву, 2012). Схема также иллюстрирует тектоно-карстовый контроль склоновых процессов и морфологии обрывов.

- субвертикальные трещинно-карстовые каналы-"рифты";

- камеры (зальные формы) и каналы на пересечениях трещинно-карстовых каналов между собой и со стратиформными водопроводящими структурами (плоскостями напластования и слоями повышенной проницаемости), а также камеры на верхних замыканиях трещинно-карстовых каналов;

- каналы по плоскостям напластования;

- каналы межпластовых перетоков по мелким внутривластовым трещинам или системам первичной пористости.

Внутренние поверхности каналово-полостных структур могут приобретать особую морфологию вследствие особенностей процессов взаимодействия подземных вод с вмещающими породами. Такие поверхности и модели их формирования также рассматриваются в нижеследующих разделах.

6.1.1. Субвертикальные трещинно-карстовые каналы-"рифты" и их морфогенез

Основными элементами гипогенных карстовых систем региона, образующими их пространственный каркас, являются линейные субвертикальные каналы трещинообразной (щелеобразной, каньонообразной) морфологии. Такие каналы, называемые "рифтами" в международной спелеологической литературе¹, доминируют в структуре гипогенных сквозьформационных каналово-полостных систем (Климчук, 2013). Они представляют собой крупные тектонические трещины, разработанные растворением восходящими потоками на ширину от нескольких сантиметров до 2-3 метров. Вертикальные размеры таких единичных каналов варьируют от нескольких метров до 60-80 м, а латеральная протяженность – от первых десятков метров до первых сотен метров.

В Предгорном Крыму составляющие основу рифтов субвертикальные трещины образуют четко локализованные линейные разломно-трещинные зоны (трещинные коридоры) шириной 100-400 м, которые были закарстованы в гипогенных условиях и использованы основными долинами при геоморфологическом раскрытии пластовой структуры. Проведенными исследо-

¹ Такое использование соответствует английским словарным значениям слова "рифт" (трещина; расселина; разлом; щель; прорез). Ввиду определенности и распространенности этого общего и основного значения, использование слова "рифт" в качестве описательного морфологического термина в спелеологии оправдано и целесообразно, с пониманием отличия от значения этого слова в качестве тектонического термина (Климчук, 2013).

ваниями установлено, что организованные в линейные зоны-коридоры субвертикальные трещинно-карстовые каналы типа рифтов являются главной предпосылкой блоковой делимости куэстовых массивов Внутренней гряды, формирования расчленяющих ее долин и вертикальных обрывов в склонах последних путем обрушения блоков и глыб (Тимохина, Климчук, Амеличев, 2012). В приподнятых частях куэстовых массивов и вдоль их фронта, осевые области разломно-трещинных зон-коридоров использованы долинами, а их обрывистые склоны контролируются остающимися тут периферийными элементами. Продольное раскрытие рифтовых каналов (рис. 25 Б) экспонирует в обрывах разнообразную морфологию их стен и элементов их полостной каймы (рис. 19), номенклатура которых охарактеризована ниже. Практически все "экзотические" формы обрывов Внутренней гряды, проблематика которых рассмотрена в разделе 4, находят свое место в этой номенклатуре.

Доказательства формирования обрывов по субвертикальным трещинно-карстовым каналам типа рифтов и другим линейным карстовым полостям многообразны и сводятся к следующему:

- систематическое обследование прирвовочных участков обрывов и морфогенетический анализ пещер и обрывов показывают соответствие характеристик скульптурных форм в обрывах условиям и процессам их образования в гипогенных пещерах; при этом эти характеристики не соответствуют факторам и процессам современной обстановки нахождения форм в обрывах, где происходит не образование, а уничтожение этих форм;

- наблюдения карстовых каналов в их вскрытом (сверху) или полураскрытом (в обрывах) состоянии (рис. 26) дают ключевые основания для интерпретации спелеогенной природы форм обрывов: во многих случаях морфология рифтовых каналов может наблюдаться непосредственно в их исходном состоянии (рис. 26 Г, Д, З), а местами непрерывно прослежена от закрытых к открытым участкам (фото Ж, И и К). Аналогичный статус ключевых наблюдений имеют обнаруживаемые вдоль обрывов фрагменты-реликты целостности исходной каналово-полостной морфологии (рис. 27);

- исследования изотопного состава пород в пристеночной зоне в обрывах и закрытых каналах выявляют наличие сходных зон изотопных изменений, указывающих на воздействие гипогенных флюидов; см. раздел 7.4);

- нефлювиальный характер долин на структурных склонах куэст, а также широкое развитие и особенности прирвовочных останцовых форм и кулуаров типа амфитеатров и каньонов, полностью вписы-

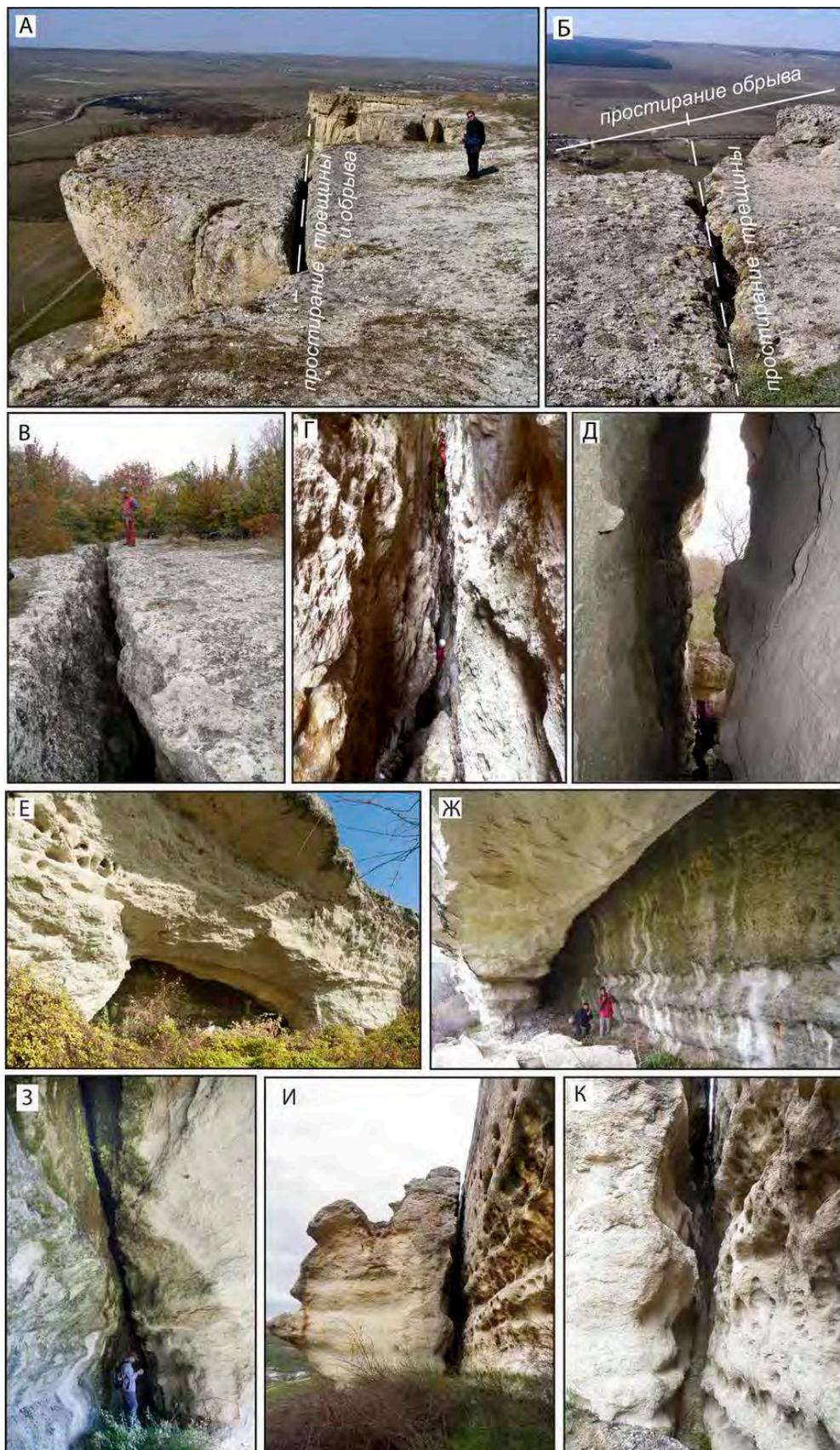


Рис. 26. Морфология и современное положение в прибрежных частях массивов сквозьформационных вертикальных трещинно-карстовых каналов-рифтов на различных участках Внутренней гряды: А, Б, Д, К – в эоценовых известняках; В и Г - в палеоценовых известняках. А, Б - массив Ак-Кая; В, Г – участок Качи-Кальон, Д, Е, З - окрестности с. Малиновка; Ж, И, К - окрестности с. Белокаменное.



Рис. 27. Примеры раскрытых карстовых каналов типа рифтов с фрагментами целостности исходной каналовой морфологии. А - "сфинкс" бахчисарайской группы со "сквозным" рифтовым каналом в тылу, по которому происходит отделение останца от массива; Б - поперечное сечение канала-рифта с "раздвигом" - сквозной фрагмент пещерного хода в тылу другого "сфинкса" бахчисарайской группы; В - карстовая арка - фрагмент карстового канала в борту одной из "аномальных" долин участка Красный Мак (см. рис. 23 Б), демонстрирующая, что остальная морфология обрыва на этом участке является реликтом морфологии канала. Наблюдения такого рода являются ключевыми для интерпретации подобных форм в обрывах куэст.

ваются в модель гипогенно-карстового контроля геоморфологического раскрытия моноклинально-пластовой морфоструктуры Предгорного Крыма и служат дополнительной иллюстрацией ранних и поздних фаз такого раскрытия и распада карстово-полостных систем.

Морфология обрывов, образованных раскрытием рифтовых каналов, весьма разнообразна. Поскольку большинство специфических форм и поверхностей стен, наблюдаемых в обрывах, образуются при развитии каналов в составе гипогенных сквозьформационных карстовых систем, вопросы их происхождения должны рассматриваться в рамках моделей гипогенного спелеогенеза и соотноситься с данными исследования морфологии пещер.

Морфология стен рифтовых каналов определяется процессами растворения восходящими напорными потоками, процессами метасоматического преобразования пород в пристеночной

зоне и наложенными денудационными процессами после экспонирования. Основными факторами, определяющими неравномерность растворения стенок рифтового канала, являются вариации расхода восходящего потока в различных сегментах канала (расход зависит от вариаций поперечных размеров) и литостратиграфическая вариабельность состава, пористости и водопроницаемости пород в вертикальном разрезе.

Расход восходящего потока по вертикальной трещине будет большим по сегментам с большим раскрытием, а также вдоль линий пересечения двух субвертикальных трещин. Морфологическим выражением концентрации восходящего тока вод по определенным сегментам в плоскости рифтового канала является образование более широких участков по сравнению со смежными (рис. 25 А). Если расход

оказывался повышенным в широком сегменте вертикальной трещины (несколько метров или десятков метров), то весь такой сегмент будет разработан до значительной ширины и выклиниваться в малоизмененную трещину по простираю (в сегменты с меньшим расходом). Аналогично выглядят каналы, развитие которых было примерно равномерным по всей их длине. При бóльшей концентрации потока по локализованным сегментам, формируются четкие вертикальные каналы в плоскости менее разработанной трещины, с эллипсовидным (округлым) горизонтальным сечением. При экспонировании в обрыве (одной стене) они выглядят как вдавленные полуканалы (рис. 19 Д и Е).

Литостратиграфическими факторами определяются вариации двух важных параметров процесса растворения, влияющих на морфологию каналов: 1) растворимость пород в отдельных слоях, и 2) пористость и проницаемость отдельных слоев (матрикса) и плоскостей напластования, определяющие их водообильность. Эти факторы обуславливают формирование стратиформных, часто латерально-протяженных, неоднородностей морфологии каналов. Различия в растворимости пород в отдельных слоях обычно незначительны, но могут способствовать образованию характерных волнисто-ребристых поверхностей стен (рис. 19 В). Значительно большее значение имеет второй фактор, поскольку он определяет возможность и величину притока поровых вод по отдельным пластам к вертикальному каналу-рифту, а следовательно – потенциал коррозии смешивания.

Коррозия смешивания – эффект возобновления или увеличения агрессивности при смешивании двух вод, даже насыщенных карбонатом кальция, если они существенно различаются по содержанию CO_2 или H_2S , или по солености, что обусловлено нелинейностью кривых растворимости кальцита (Лаптев, 1939; Runnells, 1969; Plummer, 1975; рис. 28). Он играет важную роль в карстообразовании как во фреатических условиях эпигенного карста (Bogli, 1964; Palmer, 1991, 2007), так и в гипогенном карсте, - в ситуациях смешивания глубоких трещинно-жильных вод (восходящих по сквозьформационным флюидопроводящим системам) с пластовыми трещинными или поровыми водами верхних горизонтов и комплексов (Климчук, 2013). Именно такая ситуация была широко представлена в Предгорном Крыму в период гипогенного спе-

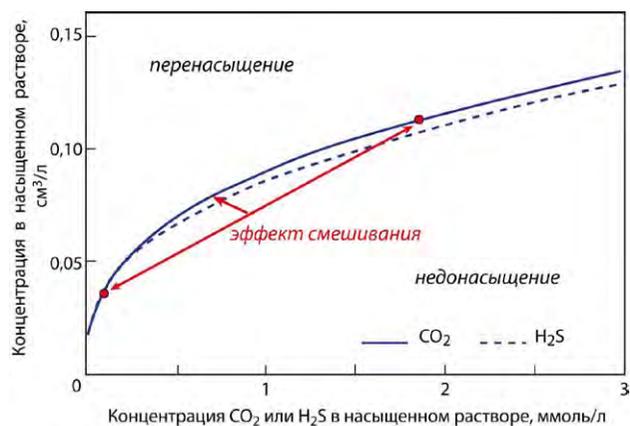


Рис. 28. Эффект возобновления карбонатной агрессивности при смешивании вод с различным содержанием CO_2 и H_2S (по Palmer, 1991).

леогенеза, что выразилось в разнообразных и отчетливых морфологических эффектах в гипогенных каналково-полостных системах (Klimchouk, Tymokhina, Amelichev, 2012).

Рифтовые каналы, являясь основными элементами сквозьформационных флюидопроводящих систем, обладают высокой водопроницаемостью и являются дренами по отношению к потокам поровых вод в латеральных проницаемых слоях (рис. 29). При равномерном боковом подтоке поровых вод по отдельным слоям с более высокой проницаемостью в стенах рифтового канала формируются латерально-протяженные углубления, образующие "раздув"-расширение в поперечном сечении рифта (рис. 29 Б б). Такие углубления могут достигать значительных размеров, а при экспонировании в обрыве (одной стене) они выглядят как крупные ниши (рис. 16 В, Г и Е). При циклическом чередовании слоев с различной проницаемостью матрикса образуются многоярусные ниши, в обрывах выраженные как крупноамплитудные волнисто-ребристые поверхности (рис. 19 А, Б и Г).

При равномерной проницаемости в слое, интенсивность притока поровых вод по нему к секущей линейной дрене (рифтовому каналу) может быть примерно одинаковой или различной по сторонам канала, в зависимости от его положения в гидродинамическом поле латерального пластового потока (рис. 29 Б). От интенсивности притока поровых вод (точнее - от соотношения расходов вертикального жильного и латерального пластового потоков) зависит степень приближения смеси к пропорции, при которой прирост агрессивности максимален (см.

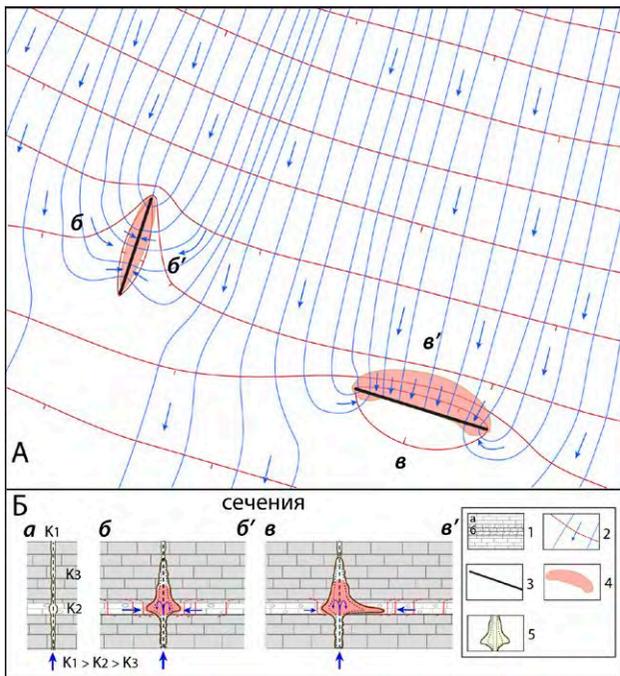


Рис. 29. Концептуальная модель влияния коррозии смешивания на морфологию полостей при взаимодействии восходящего потока по вертикальному высокопроницаемому каналу с латеральным потоком по отдельному слою повышенной проницаемости (показаны на сечениях). А - положение вертикальных каналов в гидродинамическом поле латерального потока (план); Б – поперечные сечения вертикальных каналов. Симметрия-асимметрия расширения вертикальных каналов в интервале высокопроницаемого слоя определяется их различной ориентировкой в гидродинамическом поле латерального потока. Условные обозначения: 1 - известняки в разрезе: а - с низкой проницаемостью матрикса, б - с высокой проницаемостью матрикса (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).

рис. 28). Соответственно, скорость расширения стен вертикального канала в интервале проницаемого прослоя будет равной или различной, а степень выработки ниш (форма поперечного сечения) - равносторонней или ассиметричной, в зависимости от ориентировки рифтового канала по отношению к направлению пластового потока. Расположение канала параллельно общему направлению потока вызывает его равномерное по сторонам возмущение и равную интенсивность притока. Расположение канала под углами обуславливает преимущественный приток со стороны, обращенной к направлению общего течения. Эти обстоятельства и соответствующее распределение эффектов коррозии смешивания обуславливают формирование отклонений от "базовой" щелевидной формы сечений, как симметричных, так и ассиметричных ниш и крупных каверн в стенах (рис. 29 Б).

Вследствие плотностных различий смешивающихся вод (ввиду различий в их минерализации и/или температуры), а также в соответствии с восходящей направленностью потока в основном канале-рифте, растворяющий эффект коррозии смешивания распространяется преимущественно вверх от уровня взаимодействия потоков, с соответствующим расширением рифтового канала в области над уровнем притока, постепенно выклинивающимся кверху (рис. 29 Б б и в). При этом формируется структура свободно-конвективной циркуляции и связанные с ней

скульптурные формы в стенах и сводах полости.

Таким образом, в результате взаимодействия восходящих жильных потоков и латеральных пластовых потоков формируются латерально-протяженные расширения-раздувы в поперечном сечении рифтовых каналов, обычно воспринимаемые как латеральные каналы, на самом деле таковыми функционально не являющиеся (Климчук, 2013). По данным детальных исследований и морфогенетического анализа значительных линейных пещер Предгорного Крыма (см. раздел 6.4), все они представлены такими расширениями-раздувами рифтов.

Часто проявляющаяся неравномерность горизонтальной поровой проницаемости в слоях карбонатных пород, обусловленная седиментогенными и диагенетическими факторами, определяет локальную выраженность определенных преимущественных путей латеральной фильтрации поровых вод и локализацию мест их выхода в вертикальный канал-рифт. С этим связано формирование различных локализованных форм растворения в отдельных интервалах стен основных каналов: небольших обособленных, быстро выклинивающих вглубь массива каналов-тупиков, округлых или неправильной формы ниш, крупных каверн ("карманов"), кластеров мелкой кавернозности т.п. Такие формы обычно располагаются на стене стратиформно, по отдельным слоям, но в той или иной степени обособленно друг от друга.

Ввиду восходящего распространения морфологических эффектов свободно-конвективной циркуляции, преимущественное полостеобразование также может иметь место на верхних замыканиях оперяющих трещин в составе тектонически нарушенной зоны, особенно если эти замыкания подсекают слой с высокой проницаемостью матрицы (что возобновляет смешивание и усиливает агрессивность вод) и располагаются под слабопроницаемой толщей (Климчук, 2013).

6.1.2. Ниши и гроты как формы вскрытия/раскрытия гипогенных полостей

В подразделе 4.2.1 были обозначены проблемные вопросы, связанные с традиционной интерпретацией ниш и гротов в обрывах куэст Предгорного Крыма как продуктов комплексной денудации (поверхностного выветривания). Там же было отмечено, что несмотря на значительное внимание исследователей к вопросам происхождения ниш и гротов региона, отсутствуют региональные обобщения их основных характеристик и свойств: распространения, условий локализации и морфологии.

Выполненное нами систематическое обследование ниш и гротов в обрывах Внутренней гряды на всем ее протяжении от Севастополя на западе до района Старого Крыма на востоке, позволяет дать обобщенную характеристику этих форм, продемонстрировать ее несоответствие условиям действия традиционно постулируемых процессов их образования и обосновать новую генетическую интерпретацию в рамках региональной модели гипогенного спелеогенеза.

Ниши и гроты развиты в обнажениях карбонатных пород в вертикальных обрывах и крутых склонах (см. рис. 15 и 16), находящиеся в различных геоморфологических ситуациях: на главном фронте куэст, в крупных поперечных долинах, во внутренних обрывах узких балок, урочищ и кулуаров, расчленяющих куэстовые массивы как консеквентно, так и субсеквентно. Они встречаются в обрывах разной относительной высоты (от 5-10 до 80-100 м), как в мелких висячих долинах, так и в глубоких долинах, определяющих местный базис эрозии. Ниши и гроты распространены в обрывах любой экспозиции и в разнообразных ландшафтных условиях, как на залесенных, так и на открытых участках. Соответственно, процессы, контролируемые микроклиматическими условиями, не могут являться определяющими в образовании этих форм.

Ниши и гроты встречаются в карбонатных породах различного возраста и состава: мергелях, мергелистых известняках и карбонатных песчаниках верхнего мела (маастрихт), мшанковых, фораминиферовых, детритусовых и песчаных известняках палеоцена (дат), мергелях (бахчисарайский ярус) и нуммулировых известняках (симферопольский ярус) эоцена, органических и детритусовых известняках различных пачек неогена. Наибольшее их количество отмечается в известняках дата и симферопольского яруса, но сходные по морфологии формы встречаются и в других литостратиграфических подразделениях. При упомянутой высокой вариативности литологических, текстурных и структурных свойств вмещающих пород в разрезе, они весьма выдержаны по латерали в пределах отдельных слоев и пачек (по крайней мере, в локальном масштабе). Таким образом, состав и свойства пород не являются определяющими в локализации ниш и гротов, как по вертикали, так и по латерали.

Большинство ниш являются стратиформными, т.е. они приурочены к определенным слоям карбонатных толщ (рис. 16). Выделяются ниши латерально-протяженные, прослеживаемые на десятки метров вдоль обнажения, обычно не имеющие четких боковых границ (фото Г и Е), и ниши локализованные, с ограниченной латеральной протяженностью и более или менее четкими боковыми границами (фото А и В). Часты также ниши, расположение которых в плоскости обнажения не контролируется напластованием, или контролируется совместно напластованием и секущими трещинами (фото Б). Обычны также ниши с округлыми, а не вытянутыми контурами (фото Д).

Гроты обычно имеют отчетливую локализацию в плоскости склоновых обнажений. Крупные гроты не являются стратиформными и распространяются через несколько слоев в вертикальном сечении, но внутри гротов часто хорошо выражены стратиформные ниши по отдельным слоям.

Морфология и размеры гротов разнообразны (рис. 15). Весьма характерными являются гроты изометричные в плане, или слегка вытянутые вдоль линии обрыва, с поперечными размерами около 10-20 м (иногда до 40-50 м) и высотой 3-10 м. Среди таких уплощенных полостей различаются наклонные, с уклоном пола в 25-40° в сторону обрыва, и полости с субгори-

зонтальным полом. Наклонные гроты часто расположены вдоль прямолинейных участков обрывов определенных ориентировок через регулярные интервалы (70-100 м) и на одном уровне. Уп্লощенные гроты с субгоризонтальным полом обычно приурочены к выраженным контактам между слоями и пачками известняков. Широко распространены гроты меньших размеров, до 10 м в плане и 2-3 м высотой. Наряду с простыми относительно изометричными гротами, нередко встречаются гроты сложной морфологии, образованные слиянием нескольких камер.

Для внутренней морфологии гротов характерны плавные сглаженные поверхности и наложенные полостные формы типа округлых сферических или эллипсоидных куполов, боковых ниш, а также стальных и потолочных каналов. Идентичные формы широко распространены в карстовых пещерах гипогенного происхождения и связаны со свободно-конвективной циркуляцией вод.

В заложении ниш и гротов часто обнаруживается структурный контроль субвертикальными трещинами поперечной или касательной к обрыву ориентировок, но во многих случаях такого контроля нет. Важно, однако, заметить, что сами вертикальные обрывы обычно заложены по крупным трещинам (рифтовым каналам) и представляют собой их оставшиеся в массиве стенки. Следовательно, если считать ниши и гроты формами внутренней морфологии таких каналов, ныне экспонированными в обрывах, то практически все они имеют структурный контроль.

Ниши и гроты располагаются на различных уровнях субвертикальных обрывов, причем весьма распространены ситуации их многоэтажной локализации в вертикальных сериях (рис. 15 А, 16 Б). В некоторых линейных участках обрывов одинаковое расположение гротов в вертикальном профиле задается не литостратиграфическим, а структурно-тектоническим фактором – единым уровнем расположения наклонных трещин, по которым развиты гроты.

Наряду с гротами, широко раскрытыми в склон, нередко встречаются камеры, сохранившие значительную степень обособленности от склона скальными перемычками (рис. 30 А и Б). Входные контуры таких полостей, созданные обычно вывалами участков перемычек, существенно меньшие, чем размеры самой полости, а входные порталы и обломки перемычек

демонстрируют свежие поверхности отрыва, указывающие на недавнее вскрытие. В районах интенсивной инженерной деятельности, таких как города Севастополь и Симферополь, известны случаи вскрытия полностью изолированных от поверхности камер с морфологией, аналогичной обычным гротам данной местности. Наконец, многие гроты вскрыты не обрывами сбоку, а провалами части кровли сверху. Пример такого грота, расположенного на пониженной поверхности северо-западной оконечности массива Ак-Кая (грот Водопадный), показан на рис. 30 В-Д. В высоком обрыве этого массива открываются крупные гроты, аналогичные по морфологии (фото И).

Предшествующие представления о формировании гротов и ниш процессами комплексной поверхностной денудации и разгрузки горного давления не согласуются с охарактеризованными выше основными особенностями локализации, распространения и морфологии этих форм. Рассмотрим наиболее явные противоречия.

Первоначальное образование небольших ниш связывалось с избирательным выветриванием "более податливых слоев", а процесс их углубления и развития в более обособленные полостные формы (гроты) объяснялся интенсивной десквамацией за счет переменного увлажнения и иссушения в условиях особого микроклимата в тыловой части. Наряду с наличием "податливых слоев", условием развития гротов принималось заложение в основании скальных обрывов, в зоне их наибольшего увлажнения. Для подтверждения этих взглядов и количественной оценки скорости роста гротов привлекались весовые измерения продуктов денудации на экспериментальных площадках (Душевский и др., 1979). По данным 7-летних наблюдений в гроте, заложеном в маастрихтских песчаных известняках Ак-Кая, скорость роста тыловой части оценена в 0,52 мм/год. Экстраполяцией этих данных на длительный период, время углубления полости на 15 м по нормали в массив оценено в 30 тыс. лет.

Эти взгляды с некоторыми модификациями воспроизводятся в современных публикациях (Блага, Попов, 2009). Авторы этой работы постулируют строгую приуроченность гротов к основаниям обрывов и связывают первоначальное формирование ниш и скальных навесов с отслаиванием пород в результате разгрузки напряже-

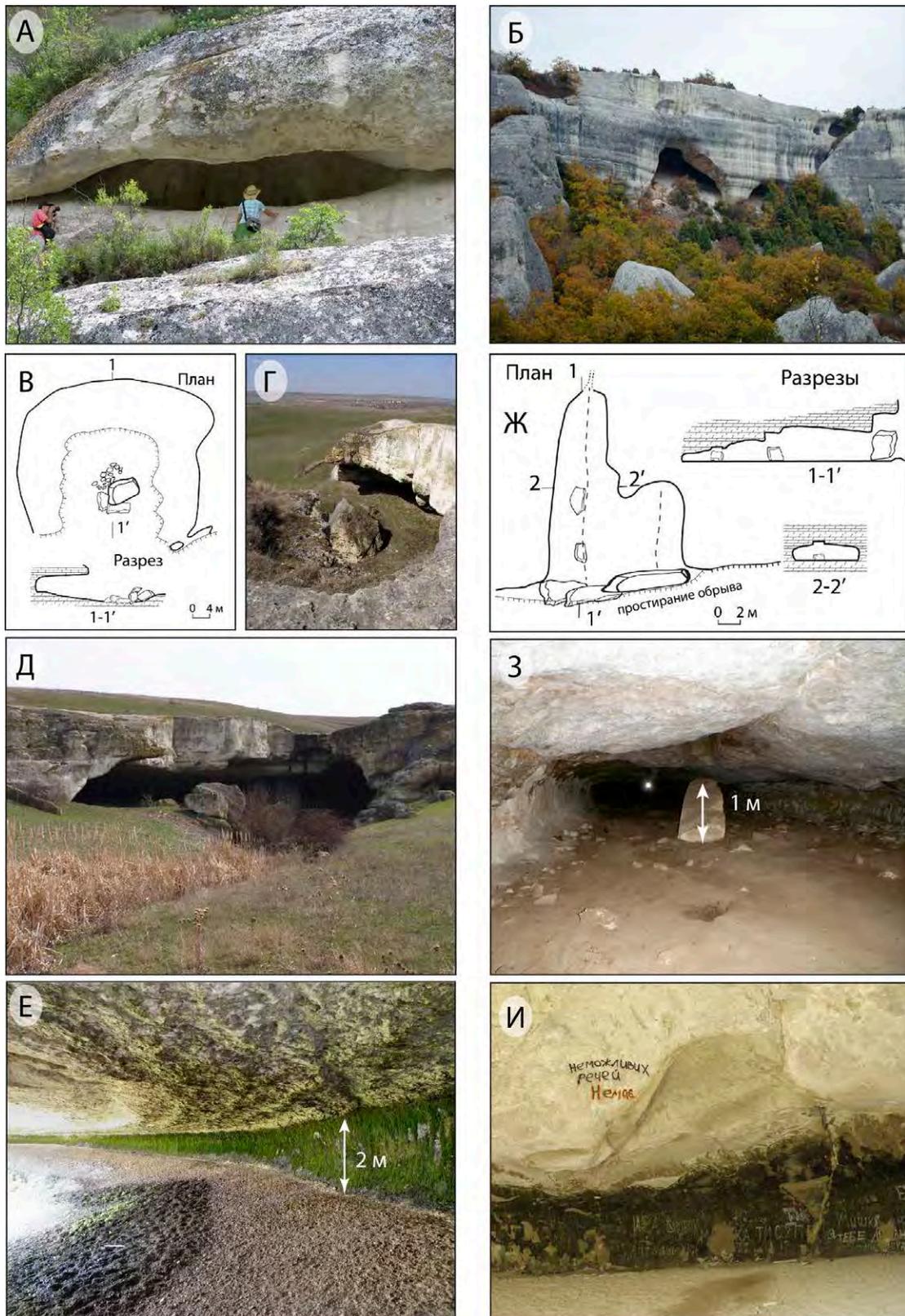


Рис. 30. Особенности заложения и морфологии гротов Внутренней гряды (см. также рис. 15 и 16). А и Б - камеры в эоценовых известняках (участок Эски-Кермен), вскрытые в склоне вывалами участков перемычек, сохранившие значительную обособленность полостного пространства от поверхности. В - Д - особенности заложения, вскрытия и морфологии грота Водопадного на контакте мергелей маастрихта с известняками эоцена (массив Ак-Кая), вскрытого сверху провалом кровли. Ж и З - вытянутая камера на том же контакте (участок Сарак-Кая), ориентированная поперечно обрыву с нишей, аналогичной контурам камеры. И - ниша по контурам камеры, вскрытой сбоку главным обрывом массива Ак-Кая.

ний в массивах горных пород в местах их наибольшей концентрации, т.е. в основании скальных уступов. К объяснению роста ниш вглубь ими привлекаются как традиционные соображения повышенной активности выветривания в особых микроклиматических условиях тыловых частей, так и эффекты отслаивания и обрушения в кровле возникшей полости в результате разгрузки горного давления в возникшую полость.

Упомянутые представления (назовем их в совокупности денудационно-реологической гипотезой генезиса гротов) представляют собой общие суждения об упомянутых процессах и механизмах их проявления, основанные на ошибочных утверждениях об основных характеристиках объектов. Прежде всего, отметим противоречия постулируемых условий действия этих процессов фактическим данным по распространению, локализации и морфологии ниш и гротов.

В рассматриваемых представлениях фигурируют три основных фактора зарождения и роста ниш и гротов: 1) избирательное выветривание, 2) особый микроклимат в тыловых частях ниш и 3) локализация в участках предполагаемой концентрации и разгрузки напряжений (в основании обрывов). Все они предполагают определенные и весьма узкие диапазоны условий эффективного действия процессов, что должно было бы приводить к прогнозируемым, выраженным и легко документируемым особенностям локализации ниш и гротов по условиям литологической неоднородности, ландшафтного положения, экспонирования, положения в профиле обрывов и т.п., а также к особенностям морфологии. Однако эмпирические данные противоречат этим ожидаемым характеристикам и исключают возможность приложения денудационно-реологической гипотезы к общему объяснению генезиса гротов Внутренней гряды, поскольку эта гипотеза предполагает значительно более узкие условия эффективности механизмов зарождения и роста этих форм. Кроме того, действие упомянутых факторов не специфично для Внутренней гряды Предгорного Крыма и обнаженных тут пород. Если бы эти факторы образовывали эффективный механизм формирования гротов, то последние были бы столь же обильно распространены во многих других регионах мира со сходными условиями, что опять-таки не соответствует эмпирическим данным.

Денудационно-реологическая гипотеза не способна объяснить причины локализации гро-

тов в латеральном направлении в пределах некоторого литостратиграфического интервала. При значительной вертикальной дифференциации свойств пород в слоистой толще региона, их латеральная изменчивость в пределах участков обычно практически отсутствует. Если соображения избирательного выветривания или локализации напряжений в основании обрывов еще формально приложимы для объяснения положения ниш и гротов в вертикальном профиле куэстовых обрывов, то причин латеральной локализации они не объясняют. Иными словами, они не объясняют, каким образом в начальной латерально-протяженной нише, образованной то ли избирательным выветриванием по определенному слою, то ли в результате действия эффекта разгрузки напряжений в основании обрыва, формируется локализованное углубление, "запускающее" механизм роста грота вглубь массива за счет выветривания в особом микроклимате. Учитывая регулярность интервалов между гrotами, наблюдаемую на многих участках, случайные причины локализации первичных углублений исключаются.

В значительном морфологическом разнообразии ниш и гротов в обрывах Внутренней гряды выделяются определенные типы со сходной морфологией, причем различия между ними определяются не условиями экспозиции или высотой заложения над основанием скальных уступов, а структурными и литостратиграфическими факторами спелеогенеза. В гротах и нишах всех типов обычно наблюдается скульптурный внутренний рельеф стен и сводов в виде восходящих каналов и сферических ниш и куполов, который не может создаваться процессами десквамации и гравитационной деструкции, но характерен для карстовых полостей гипогенного происхождения. Процессы десквамации и гравитационной деструкции заметны в большинстве гротов и ниш и ведут к деградации скульптурной карстовой морфологии, но лишь в относительно немногих случаях они уничтожают карстовую скульптуру полностью. Очевидно, что они играют лишь модифицирующую, но не формирующую морфогенетическую роль.

Одним из характерных типов полостей в обрывах куэст являются гроты с наклонным наружу полом (рис. 30 Б), что объясняется (Душевский и др., 1979) аккумуляцией части продуктов денудации у основания крутой тыльной стенки, где происходит активная деструкция

породы и преимущественный рост грота вглубь массива и вверх. Однако наклонный профиль пола гротов задается не отложениями, мощность которых, как правило, невелика и уменьшается вглубь таких гротов, а наклонным положением самого коренного ложа. С другой стороны, постулируется удаление части обломочного материала гравитационным перемещением по уклону пола, поскольку очевидно, что существенная аккумуляция в полости еще на ранних стадиях привела бы к ее заполнению и прекращению роста ввиду значительного увеличения объема разуплотненного материала (обычно на 30-70 %, в зависимости от крупности и типичной формы обломков). Однако не меньше наклонных гротов распространены гроты с субгоризонтальным полом по стратиграфическим границам. Образование таких форм за счет механической деструкции вмещающих пород заведомо невозможно по упомянутой причине "самозаполнения".

Следует отметить, что активность процессов шелушения и отслаивания мелких обломков действительно заметна во многих нишах и гротах, но при этом значительные скопления обломочных отложений в них встречаются редко и связаны, главным образом, с глыбовыми обрушениями. Очевидность современной активности выветривания в нишах и гротах и явилась главной причиной возникновения и развития денудационно-реологической гипотезы их происхождения, в рамках которой выветривание было принято за полостеформирующий процесс. Однако нашими исследованиями выявлено, что с гипогенным закарстованием региона связан феномен существенного петрографического и геохимического изменения пород в пристеночной зоне карстовых каналов и камер, возникающий при взаимодействии гипогенных флюидов с вмещающими породами. Измененная порода в этой зоне, имеющей мощность 5-20 см (иногда более), получила рабочее название *алтерит* (от англ. alter – изменять). Свойства алтерита варьируют в зависимости от состава и свойств материнской породы, но обычно он представляет собой разуплотненный, иногда туфообразный субстрат, часто с внутренними объемно-скелетными структурами более плотного материала. Алтерит легко подвергается выветриванию, когда поверхности трещинно-карстовых каналов и камер экспонируются в обрывах. Таким образом, наблюдаемая в нишах и гротах активность

процессов десквамации характеризует динамику выветривания относительно недавно экспонированного алтерита, но не коренной породы. Экстраполяция этой динамики на значительные периоды времени, соответственно, неправомерна.

Также не соответствуют реальности положенные в основу рассматриваемой гипотезы утверждения об особенностях микроклимата полостей. Повышенное увлажнение в тыловых частях ниш и гротов связано с высачиванием по отдельным крупным вертикальным трещинам или более проницаемым пластам вод современного нисходящего фильтрационного потока (см. рис. 30 Е, где высачивание по контуру камеры маркируется интенсивным развитием мхов) и наблюдается лишь в отдельных объектах, где локальные геоморфологические условия в приобрывочной части плато обеспечивают концентрацию поверхностного питания. Для подавляющего большинства ниш и гротов повышенное увлажнение в тыловых частях не характерно. При значительной открытости большинства ниш и гротов и отмеченном выше разнообразии ландшафтно-геоморфологических условий и морфологии обрывов и открытых полостных форм невозможно говорить о сколько-нибудь устойчивых характеристиках их "особого микроклимата", а тем более приписывать им полостеформирующее значение. Заметим, что при всей важности роли, приписываемой конденсации в рассматриваемой гипотезе, конкретные физические модели ее прохождения в нишах и гротах не предлагались. Одно из теоретических ограничений в таких условиях определяется высвобождением тепла на поверхности породы при конденсации влаги, что замедляет или полностью прекращает процесс (Dreybrodt, 2003; Lismonde, 2003). Поддержание процесса и получение существенного эффекта возможно лишь в особых условиях при поддержании существенного градиента температур на поверхности и в глубине породы, что достигается в гидротермальных системах, но очевидно не обеспечивается в обрывах куэст.

Отметим также неправомерность применения в денудационно-реологической гипотезе генезиса ниш и гротов ссылок на эффекты горного давления в разрушении кровли полостей (Блага, Попов, 2009). Теория горного давления разработана для искусственных выработок, где резкое изменение сплошности массива с выра-

боткой полостей приводит к возникновению новых напряжений и деформаций. Однако она в существующем виде имеет весьма ограниченную применимость к естественным полостям, формирование которых является длительным постепенным процессом, в ходе которого поле напряжений в массиве определенным образом реорганизуется. Известно, что устойчивость сводов карстовых полостей, как правило, значительно превышает пределы, предсказываемые теорией горного давления, а скульптурная морфология пещер в общем случае демонстрирует лишь ограниченные и локальные деформации вмещающих пород. Неприменимость стандартной теории горного давления к природным полостям иллюстрируется способностью пещер сохранять ненарушенную скульптурную форму в течение миллионов лет (возраст древнейшей известной пещеры определяется ранним карбонем – свыше 340 млн. лет (Osborne, 2007), даже переживая глубокое погружение под покров новых осадков. Приуроченность гротов и ниш к основаниям обрывов, упоминаемая для обоснования действия фактора разгрузки горного давления, не соответствует действительности в качестве общей характеристики (см. рис. 15 и вышеприведенную сводку по этим формам).

Наконец, отмеченные выше наблюдения камер, вскрытых провалами с поверхности (а не сбоку обрывами), а также полностью изолированных камер, вскрытых искусственными выработками (при полной идентичности их морфологии соответствующим типам гротов), окончательно доказывают несостоятельность рассмотренных представлений о происхождении ниш и гротов в скальных обрывах Предгорного Крыма за счет действия процессов разгрузки горного давления и комплексной денудации (избирательного выветривания).

Разработанная нами генетическая интерпретация ниш и гротов как экспонированных реликтов-фрагментов морфологии гипогенных карстовых каналово-полостных систем (Климчук и др., 2012а; Тимохина, Климчук, Амеличев, 2012), полностью согласуется с общими моделями гипогенного спелеогенеза и хорошо объясняет все основные особенности распространения, локализации и морфологии этих форм в Предгорном Крыму.

Латерально-протяженные ниши в обрывах образуются как расширения-"раздувы" в поперечном профиле субвертикальных рифто-

вых каналов, за счет растворения при смешивании восходящего потока по рифтовым каналам и латерального потока поровых вод по отдельным слоям и плоскостям напластования. Такие расширения контролируются литолого-структурными особенностями пород слоев и прослоев (стратиформны). Латерально-протяженные расширения рифтов составляют основной доступный путь для проникновения человека во всех значительных пещерах Внутренней гряды (см. раздел 6.4), а при раскрытии рифтов они представлены протяженными нишами в обрывах (рис. 16 В, Г и Е).

Латерально-обособленные ниши (т.е. ниши с четкими боковыми границами; см. рис. 16 А и Б) возникают при раскрытии уплощенных камер (рис. 30 А, Е и И), а причины их локализации рассмотрены ниже.

Гроты (более крупные и локализованные камеры) образуются раскрытием обособленных камер, формирующихся в двух ситуациях, рассмотренных ниже. Соответственно, выделяются два основных типа камер и образуемых по ним гротов: 1) стратиформных, с субгоризонтальным основанием; 2) сквозьпластовых, с наклонным основанием.

Образование камер первого типа происходит по вышеупомянутой модели смешивания восходящего жильного и латерального пластового потоков (рис. 31 А) на плоскости субвертикального трещинно-карстового канала. Оно происходит там, где эта плоскость пересекает локализованную высокопроницаемую зону в пористом пласте или плоскости напластования, обусловленную диагенетическими или постдиагенетическими неоднородностями матрикса или контакта (рис. 31 А и Б). Более интенсивный, по сравнению со смежными участками, приток пластовых вод к трещинно-карстовому каналу (рифту) в этом месте обуславливает большую интенсивность коррозии смешивания и локализацию развития камеры (рис. 31 Б план). Такие стратиформные камеры могут быть небольшими и относительно изометричными, но могут быть уплощенными и достигать больших размеров в плане, как в восточном Предгорье (участки Сарык-Кая и Ак-Кая), где повышенная водообильность вдоль контакта мергелей и песчаников маастрихта с эоценовыми известняками обусловила интенсивную закарстованность и формирование крупных камер по нему (рис. 30 В-И). Еще более высокая интенсивность водообмена,

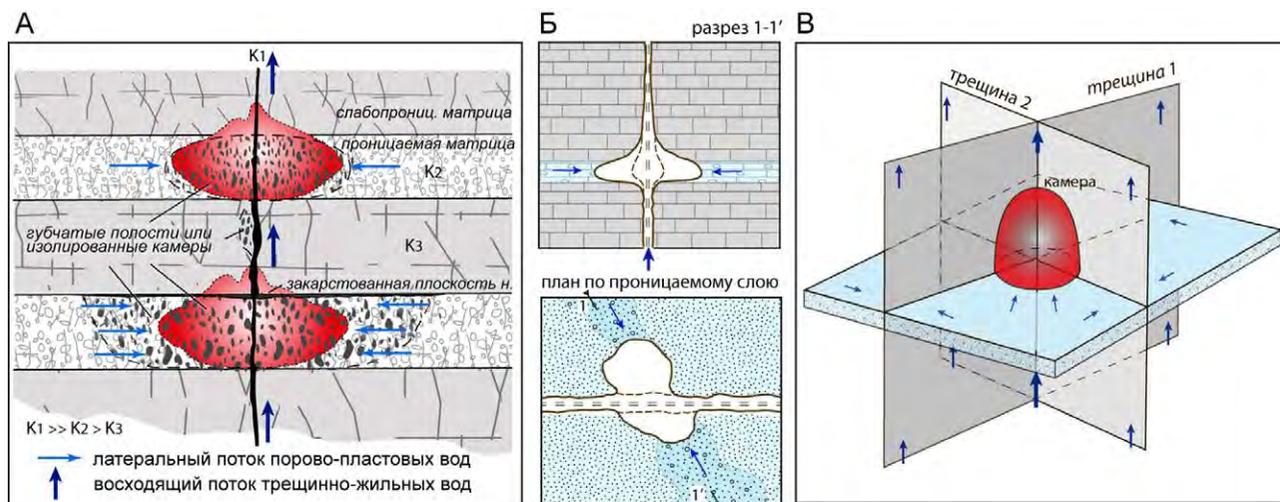


Рис. 31. Концептуальные модели формирования стратиформных полостей (расширений рифтовых каналов, камер, кавернозности) растворением при смешивании восходящего жильного и латерального пластового потоков подземных вод: А - в разрезе с переслаиванием слоев с высокой и низкой проницаемостью матрикса; Б - в разрезе с отдельным высокопроницаемым слоем в слабопроницаемой толще при неравномерном распределении в нем поровой проницаемости (вверху - разрез; внизу - план); В - на пересечении двух вертикальных трещин и высокопроницаемого слоя.

смешивания и соответствующего растворения достигается там, где линия пересечения двух вертикальных трещинных каналов пересекает проницаемый слой (рис. 31 В), что также является распространенным вариантом формирования камер, особенно высоких.

Полостные реликты камер, образованных в стенах трещинно-карстовых каналов, ориентированных субпараллельно склону, раскрываются по этим каналам, и поэтому не имеют видимых контролирующих трещин в экспонированном гроте. Если гроты контролируются пересечением двух трещин, то трещина, поперечная к простиранию обрыва, прослеживается в основании, замыкании и своде гротов.

Камеры второго типа (сквозьпластовые, с наклонным основанием) образуются по боковым наклонным трещинам, оперяющим линейные зоны тектонических нарушений и их основные вертикальные элементы - рифтовые каналы. На рис. 32 А приведена общая структурная модель образования боковых оперяющих трещин при взбросах (а) и сбросах (б), а на панели Б - концептуальная модель формирования наклонных камер по ним.

Как показано выше (рис. 25 Б и 26), основой каркаса гипогенных каналово-полостных систем в регионе являются каналы рифтового типа, сформированные по крупным субвертикальным трещинам, образующим линейные

разломно-трещинные зоны (трещинные коридоры) вокруг сдвиговых деформаций (Singh et al., 2008). Наряду с субвертикальными трещинами, в составе таких зон-коридоров в пределах Внутренней гряды широко распространены закарстованные боковые наклонные оперяющие трещины отрыва, которые контролируют наклонные грани скальных склонов долин (рис. 33), что особенно характерно для юго-западного района Предгорья. На рис. 33 А, В, Г и Ж хорошо видно, что наклонные грани оперяют интенсивно закарстованные вертикальные обрывы - бывшие каналы-рифты.

Представленная на рис. 32 Б модель иллюстрирует условия формирования уплощенных камер с наклонным основанием по боковым оперяющим трещинам. Разработка значительных объемов камер на верхних замыканиях таких трещин (рис. 32 Г и Д) происходит там, где они пересекают слой повышенной проницаемости, чем запускается механизм коррозии смешивания. Эффект свободной конвекции обеспечивает локализацию растворяющего воздействия в своде камеры. Если верхние замыкания оперяющих трещин являются слепыми, удаление растворенного материала осуществляется нисходящими токами конвекционных ячеек, возвращающимися в основной рифтовый канал. В некоторых случаях, верхними тыловыми частями наклонных камер пересекается параллельная

основному рифту трещина, которая служит каналом для сквозного прохождения восходящего потока по такой боковой ветви (фото Е на рис. 32).

Фото В на рис. 32 хорошо иллюстрирует взаимоотношения рифтового канала и наклонной камеры по оперяющим трещинам. Фронтальная стенка обрыва образована раскрытием вертикального рифтового канала, о чем свидетельствуют реликты крупных каверн и стратиформной ниши (половинки "раздува" бывшего рифта) в верхней части обрыва, уничтожаемые денудационными процессами в современных условиях экспонирования. В основании обрыва видны входы в крупную наклонную камеру, верхнее замыкание которой находится намного выше видимого входа, а сама камера развита вдоль всего видимого фрагмента обрыва (в том числе за стеной-перемычкой). Частичное или полное раскрытие таких наклонных камер (см. фотографии на рис. 33) представляет эволюционный ряд карстовых и карстообусловленных денудационных форм куэстовых обрывов: гроты с наклонным основанием - прирвовочные кулуары-амфитеатры - наклонные грани обрывов с останцовыми формами типа "бастионов" и "сфинксов". Отвесные ступени кулуаров, стены останцовых форм на наклонных гранях и отвесные обрывы в их основании изобилуют нишами, фрагментами сотово-ячеистых поверхностей и крупнокаверновыми формами, распределение которых полностью соответствует модели, представленной на рис. 32 Б.

6.1.3. Зоны мелкой кавернозности

Зоны мелкой кавернозности образованы плотным развитием небольших (обычно 1-5 см в поперечнике) каверн и могут иметь стратиформную или кластерную локализацию на поверхностях обнажений (см. рис. 17). Такие зоны в равной мере встречаются как в обрывах, так и в пещерах. От стенок трещинно-карстовых каналов вглубь породы каверны распространяются не более, чем на 1 - 2 м, чаще в пределах первых дециметров. Такое распределение хорошо отслеживается, когда канал ориентирован поперек плоскости обнажений (фото Б на рис. 17). При стратиформной локализации, кавернозность обычно сконцентрирована в латеральных углублениях-нишах. Кавернозные зоны в стенках обрывов окаймляют бывшие каналы, по которым теперь заложены сами обрывы. Эти особенности распределения каверн указывают на их формирование коррозионными эффектами в

результате дренирования поровых вод к каналу и их смешивания с каналовыми флюидами (см. рис. 31 А).

6.1.4. Сотово-ячеистые поверхности (тафони)

Как отмечено в подразделе 4.2.2, одной из характерных "экзотических" морфологий известняковых обрывов Внутренней гряды являются поверхности плотно расположенных сотово-ячеистых, кружевных или нерегулярных (губчатых) углублений, размером обычно 2-5 см (иногда до 10 см и более), разделенных перемычками, часто в виде тонких ребер или нерегулярной формы (см. рис. 18 и 34). Такие образования в регионе назывались в литературе каменными решетками, каменными кружевами, а также тафони.

Аналогичные формы встречаются в различных регионах мира, преимущественно в карбонатных породах и песчаниках, однако вопросы их происхождения и номенклатуры остаются проблематичными. Термин "тафони" является весьма неопределенным в морфологическом отношении и применяется, помимо мелкоячеистых образований, к крупномасштабным (дециметровых и метровых размеров) округлым углублениям в скальных поверхностях обнажений. При всем разнообразии представлений о происхождении этих форм, почти все они предполагают различные вариации процесса поверхностного выветривания, что выражается в соответствующей терминологии ("alveolar weathering", "honeycomb weathering", "stone lattice", "fretting"). Подробный анализ проблемы выходит за рамки настоящей работы и требует отдельного исследования. В дальнейшем изложении мы будем использовать термин "тафони" как морфологический, для обозначения упомянутого выше семейства сотово-ячеистых, кружевных и губчатых форм (поверхностей), однако дадим этим образованиям иную генетическую трактовку.

В куэстах Внутренней гряды тафони развиты на карбонатных породах различного возраста, имеющих различные текстуры и структуры, поэтому факторы седиментационно-диагенетической неоднородности пород в их образовании не являются доминирующими. Вместе с тем, эти факторы влияют на морфологию тафони. Также не проявляется никакой преимущественной приуроченности тафони к обрывам определенной экспозиции и ландшафтно-микrokлиматиче-

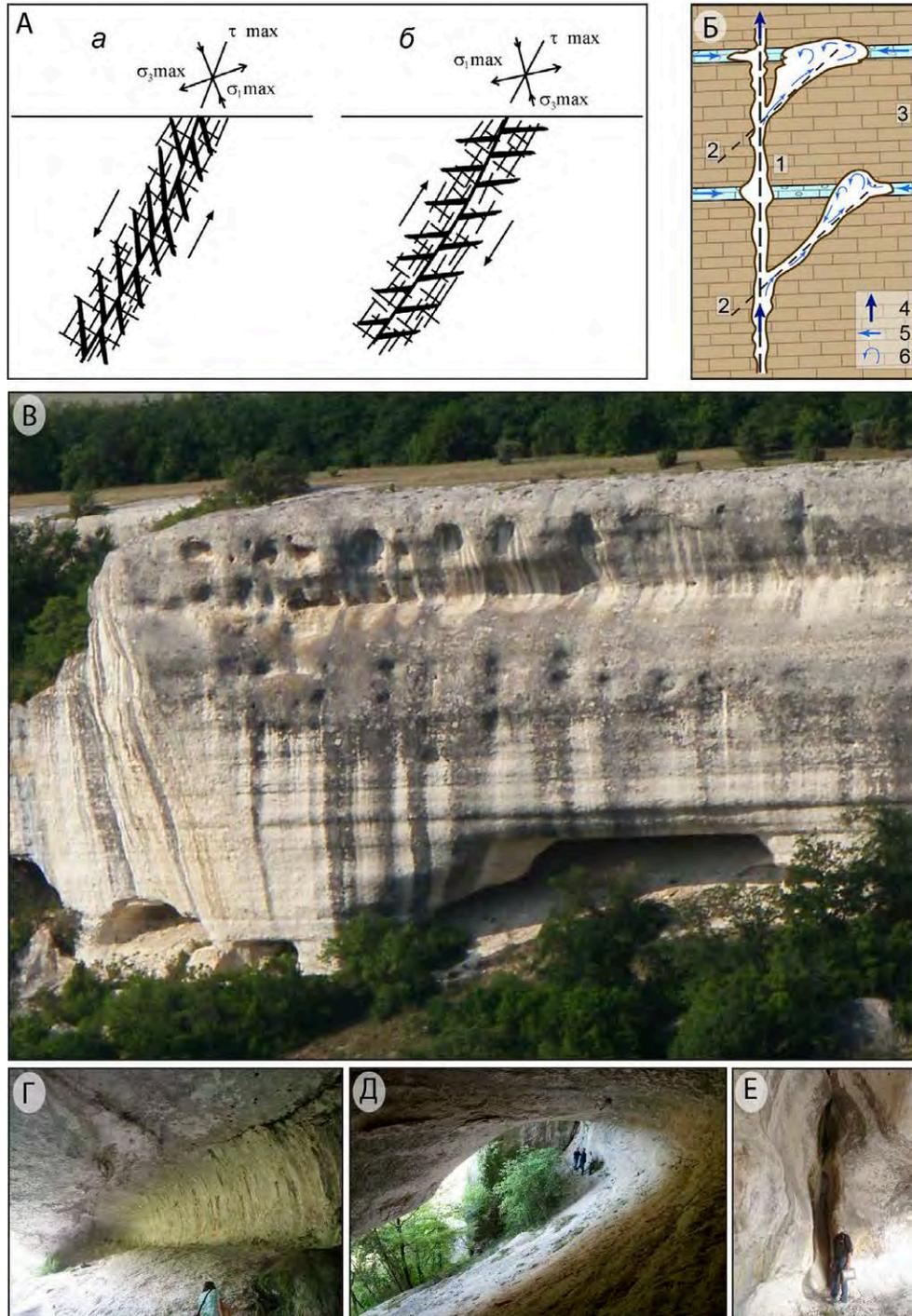


Рис. 32. Структурные предпосылки (А) и концептуальная модель (Б) формирования наклонных камер по слепым замыканиям боковых оперяющих трещин, и ключевые примеры гротов по таким камерам (В-Г). А - боковые оперяющие трещины, образующиеся при взбросе (а) и сбросе (б) в разрезах. Трещины скалывания (тонкие линии, параллельные плоскости сместителя) и трещины отрыва (жирные линии, расположенные под углом к плоскости сместителя). Стрелками указано направление смещения крыльев разрывов и направление максимальных касательных (τ_{\max}) и нормальных (σ_{\max}) напряжений (по Кнышу и др., 2008). Б - концептуальная модель формирования камер. Обозначения: 1 - субвертикальные трещины отрыва, параллельные плоскости сквозьформационного нарушения; 2 - боковые оперяющие трещины отрыва; 3 - слои повышенной проницаемости матрицы; 4 - восходящий поток трещинно-жилльных вод; 5 - латеральный поток порово-пластовых вод; 6 - свободно-конвективная циркуляция. В - обрыв по вертикальному трещинно-карстовому каналу с наклонным гротом в основании/тылу; Г и Д - верхние слепые замыкания камер-гротов этого типа. Е - подсечение тыловым замыканием камеры-грота вертикальной трещины, со следами коррозионной разработки в напорных условиях. В, Г и Д - в эоценовых известняках массива Зангурма - Баллы-Коба; Е - долина Чурук-Су в Бахчисарае (юго-западное Предгорье). См. обсуждение в тексте и рис. 33.



Рис. 33. Примеры рельефа, контролируемого субвертикальными основными и наклонными оперяющими (боковыми) трещинами и развитыми по ним гипогенными полостями: А - Г и Ж- наклонные грани с вертикальными обрывами в основании, в склонах долин, сложенных известняками симферопольского яруса эоцена. Вертикальные и наклонные грани образованы полным раскрытием закарстованных трещин и развитых по ним полостей, соответственно рифтовых каналов и наклонных уплощенных гротов. Фотографии также демонстрируют останцовые ("бастионы", "сфинксы") формы, образованные денудационным препарированием целиков породы между раскрытыми камерами. Д и Е - различные стадии раскрытия гипогенных карстовых камер, образованных по наклонным оперяющим трещинам (Д - стадия гротов; Е - стадия кулуаров и останцов). А – окрестности Бахчисарая; Б – Г – окрестности с. Белокаменное; Д – участок Эски-Кермен; Е – долина р. Бельбек; Ж – участок Бакла.



Рис. 34. Особенности локализации и морфологии согово-ячеистых поверхностей (тафони) в обрывах Внутренней гряды: А и Б - в эоценовых известняках, В - З - в палеоценовых (дат) известняках. А - участок Сарак-Кая; Б - участок Бакла; В - участок Айлянма-Кая; Г - З - междуречье Бельбек - Кача.

ским обстановкам, что не согласуется с доминирующими представлениями об их образовании в условиях экспонирования под воздействием поверхностного выветривания.

Главной закономерностью распределения тафони в обрывах является их отчетливая приуроченность к участкам, имеющим разнообразные признаки повышенной интенсивности гипогенной закарстованности (расширенные трещины, карманы, ниши, гроты, каналы, проч.) – карстовым кластерам. Тафони развиты преимущественно на вертикальных поверхностях, образованных раскрытием закарстованных трещин, а также на внутренних поверхностях скульптурных углублений (ниш, гротов, устьевых частях округлых каналов), причем в рельефе таких углублений они наиболее выражены на нависающих поверхностях. В нижних частях открытых углублений и на их выпущенных поверхностях (положительных), подверженных прямому воздействию осадков и плоскостного смыва, тафони обычно имеют очевидные признаки деградации или отсутствуют. Отсутствуют они также на поверхностях отрыва незакарстованных и не несущих следов флюидной активности трещин. Эти особенности их распределения иллюстрируются фотографиями на рис. 34 (см. также рис. 18) и однозначно указывают на то, что *главными предпосылками образования тафони являются процессы, связанные с циркуляцией флюидов по закарстованным трещинам и полостям*. Вывод тафонинесущих поверхностей в экспонированное состояние неизбежно ведет к их деградации и уничтожению процессами комплексной денудации.

Наблюдения поверхностей, где тафони находятся на различных стадиях деградации, а также изучение свежих поперечных расколов и разрезов тафонинесущих поверхностей, выявляют еще одну важнейшую особенность этих форм – *объемная каркасная структура тафони формируется в пределах некоего пристеночного слоя породы, петрографически отличного от подстилающего субстрата*. Толщина этого слоя обычно варьирует от нескольких до 15-20 см. Различна также степень его петрографической контрастности по отношению к субстрату (неизменной породе). Во многих случаях она такова, что тафонинесущий слой может отделяться от подстилающей породы (см. рис. 34 Е).

Визуальное исследование тафонинесущего слоя позволяет утверждать, что его внутренняя структура определяется наличием объемного каркаса, сложенного более прочным крепко-

цементированным материалом, выполненного разуплотненным, часто пористым и туфообразным, иногда песчаным, материалом. Образование такого слоя и структуры его внутренней неоднородности является главной предпосылкой образования тафони и является результатом метасоматических изменений пристеночной зоны трещинно-карстовых каналов, формируемых при взаимодействии проходящих по ним флюидов с породой (и ее поровыми водами). Препарирование объемно-каркасной структуры этой пристеночной зоны каналов составляет сам процесс образования сотовой морфологии тафони и может происходить как в результате спелеогенного растворения, так и в результате внешнего выветривания при экспонировании. Материалы систематического изучения тафони Внутренней гряды содержат свидетельства обоих названных вариантов. Процессы метасоматоза и гипогенного спелеогенеза не тождественны, но находятся в парагенетических отношениях.

Для выявления механизмов и процессов метасоматоза, приводящих к формированию петрографически измененной пристеночной зоны, необходимы дальнейшие детальные минералогические, изотопно-геохимические и другие исследования. Проведенное нами изучение состава стабильных изотопов углерода и кислорода в пристеночной области гипогенных трещинно-карстовых каналов (см. раздел 7.4) выявило отчетливую зональность по этим параметрам даже в случаях отсутствия видимых петрографических изменений. Изотопные характеристики материала прочного каркаса выраженных тафони в датских известняках дают компактное поле значений на диаграмме $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$, несколько обособленное от неизменной породы этой местности в сторону утяжеления по углероду (на 0,6 - 0,8 ‰). Это подтверждает гипотезу образования тафони в результате взаимодействий в системе флюид-порода, по зоне метасоматических изменений, обрамляющей трещинно-карстовые каналы, но противоречит традиционным представлениям об их формировании процессами внешнего выветривания.

6.1.5. Крупные каверны

Вертикальные обрывы нижней части толщи известняков симферопольского яруса эоцена в юго-западном секторе Внутренней гряды часто демонстрируют обилие крупных каверн, обычно организованных в стратиформные серии (рис.

35). На некоторых участках (с. Белокаменное, с. Приятное Свидание) эти каверны тяготеют к стратиформным углублениям волнисто-ребристых поверхностей, но в других случаях (Бакла, с. Красный Мак) такая приуроченность строго не выдержана. Такие каверны представляют собой сферические или овальные полости дециметровой размерности (до 1 м, изредка больше), иногда смыкающиеся между собой. Они обрамляют стенки раскрытых рифтовых каналов (обрывов), не распространяясь далее вглубь породы. В случаях плотного расположения таких каверн по обрыву, они разделены лишь ребрами, так что поверхности их развития приобретают ячеистый облик, напоминающий вышеописанные тафони в мега-варианте.

Наблюдения в обрывах, образованных недавно недавним гравитационным раскрытием рифтовых каналов, а также в закрытых частях рифтов, являющихся продолжением смежных по простиранию обрывов, выявляют два исходных (до экспонирования) варианта состояния таких каверн. В одних случаях они являются уже зияющими при экспонировании, т.е. наблюдаются в таком состоянии и в закрытых участках рифтовых каналов. В других случаях каверны до экспонирования находятся в "скрытом" состоянии, выраженном в крипто-каверновой объемной структуре пристеночной зоны породы, определяемой распределением плотно-сцементированных и разуплотненных участков. При этом буду-

щие каверны проявляются сглаженно в рельефе стенки канала (рис. 35 В). На смежных участках стен каналов, экспонированных относительно недавно, эти каверны уже являются зияющими. Наличие постепенных переходов от крипто-кавернового до зияющего состояния указывает на то, что освобождение крипто-каверн от разуплотненного материала происходит весьма быстро уже после экспонирования, под действием внешнего выветривания.

Очевидно, что образование каверн этого типа предопределяется взаимодействием каналовых флюидов с породой и поровыми водами. Вопрос о том, образуется ли при этом полостное пространство каверн с участием коррозии смешивания, или образуется крипто-каверновая внутренняя структура пристеночной зоны в результате метасоматоза (с последующей препарировкой спелеогенным растворением или при экспонировании), остается открытым. Таким образом, происхождение этих каверн можно рассматривать с позиций, аналогичных происхождению тафони.

6.1.6. Каналы по плоскостям напластования и каналы межпластовых перетоков

Помимо рассмотренных выше полостных форм, в обрывах куэст часто экспонируются небольшие каналы по плоскостям напластования, а также каналы межпластовых перетоков по мелким внутривластовым трещинам или системам первичной пористости.

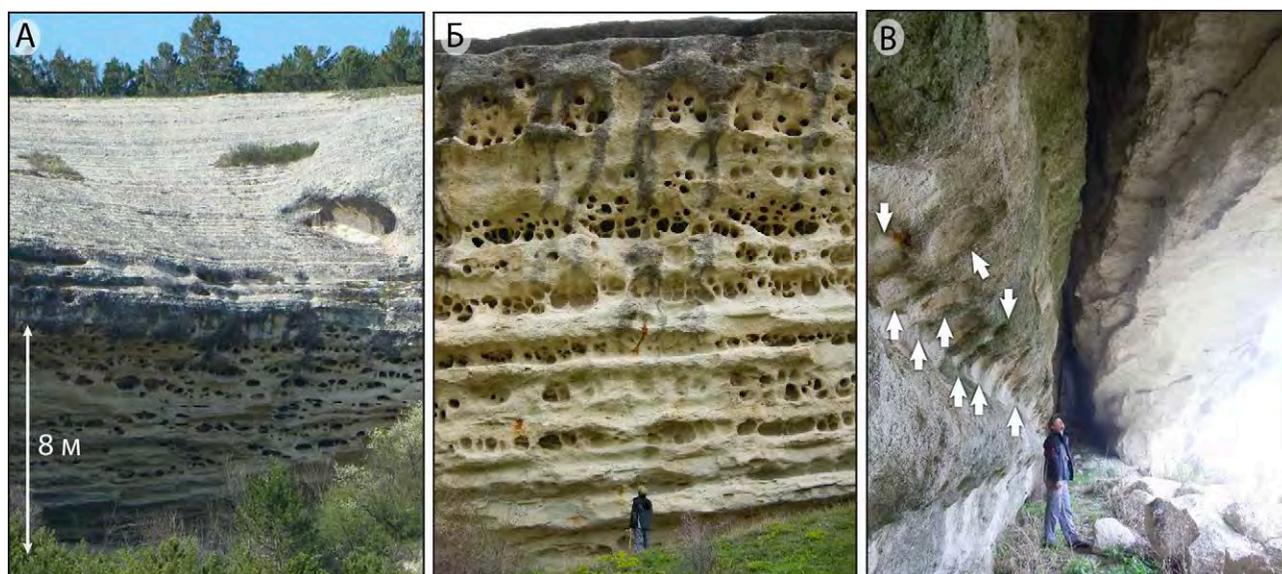


Рис. 35. Крупные каверны в известняках симферопольского яруса эоцена: А и Б – в зияющем состоянии в обрывах; В – в "скрытом" состоянии во внутренних частях рифтового канала. А – участок Бакла, Б – участок с. Белокаменное, В – участок с. Приятное Свидание.

Первые приурочены к хорошо выраженным плоскостям напластования, гидрогеологически активными в период спелеогенеза, по которым осуществлялись локальные перетоки между смежными субвертикальными рифтовыми каналами. Такие плоскости напластования отмечаются как в пределах отдельных стратиграфических подразделений (например, плоскость в средней части обрыва палеоценовой куэсты, хорошо выраженная в междуречьях Бельбек–Кача и Кача–Альма), так и по контакту разновозрастных толщ (например, контакт маастрихта и эоцена в центральном секторе Предгорья). Местами каналы по напластованию могут достигать значительных (метровых) размеров, как входной канал пещеры Таврской.

Каналы межпластовых перетоков обычно наблюдаются поперек плотных слабопроницаемых слоев, разделяющих смежные по вертикали пористые и проницаемые слои, что чаще всего наблюдается в центральном и восточном секторах Предгорья в силу большей текстурно-структурной вариабельности разрезов. Они имеют округлую (трубообразную) морфологию и небольшие (дециметровые) размеры.

Каналы обеих типов тяготеют к сквозьформационным каналово-полостным системам, чем и объясняется их частое экспонирование в обрывах (образованных по основным элементам этих систем).

6.1.7. Морфологические комплексы обрывов куэст

Проведенное выше рассмотрение показывает, что все основные аспекты морфологического своеобразия обрывов и прибровочных участков куэст Внутренней гряды находят свое естественное место и объяснение в рамках концепции геоморфологического раскрытия ее пластовой моноклиальной основы по сквозьформационным гипогенным каналово-полостным структурам. При этом, сами наблюдаемые формы демонстрируют доказательно интерпретируемые функционально-генетические взаимоотношения, полностью отвечающие механизмам и процессам гипогенного спелеогенеза. Продольное раскрытие субвертикальных рифтовых каналов экспонирует в обрывах разнообразную карстовую морфологию их стен и элементов полостной каймы, а раскрытие камер в прибровочных участках массивов и денудационное препарирование останцев создает их особую морфологию.

Различные участки обрывов раскрывались по каналово-полостным структурам в разное время, т.е. поверхности стен этих структур разное время находятся в экспонированном состоянии и, соответственно, в разной степени переработаны денудационными процессами. В обрывах также присутствуют поверхности отрыва по слабозакарстованным и незакарстованным трещинам тектонических генераций, а также по молодым гравитационным трещинам (трещинам отседания, проч.). Эти участки легко различаются по морфологии поверхностей. Относительно свежераскрытые гипогенно-закарстованные поверхности обрывов (продольно-раскрытые рифты) часто пересекаются поперечно-вскрытыми каналовыми формами (рифтами, округлыми каналами) и образуют так называемые карстовые кластеры – участки хорошей выраженности и повышенной плотности разнообразных карстовых форм в обрывах и прибровочной полосе.

Разнообразие морфологии закарстованных поверхностей в обрывах куэст обусловлено литостратиграфическими особенностями разрезов, литолого-текстурными и структурными вариациями пород, характером раскрытия/вскрытия каналово-полостных структур, спелеогенетическими (функциональными) особенностями раскрытых каналов в гипогенной системе, локальными особенностями интенсивности спелеогенеза, степенью развитости алтерита и особенностями форм полостной каймы в пристеночной зоне. Отмеченными факторами объясняются все основные порайонные и локальные особенности морфологии карстовых обрывов и прибровочных участков Внутренней гряды, систематически охарактеризованные в следующем разделе.

6.2. Распространение элементов каналово-полостных систем в разрезе (литостратиграфическая приуроченность)

Литолого-стратиграфические, текстурные и структурные вариации пород в разрезе и по площади контролируют структуру и морфологию полостей, главным образом через факторы мощности, первичной пустотности и растворимости пород.

Региональные различия состава и свойств пород в разрезах, отмеченные в разделе 2.5 и на рисунках 11 и 14, составляют основу для анализа особенностей вертикального распределения карстопроявлений по выделенным выше районам Предгорного Крыма. Анализ литостратигра-

фической приуроченности каналово-полостных систем Внутренней гряды опирается на схемы корреляции, представленные на рисунках 36-38. Следует отметить, что в отличие от геологических профилей, построенных по литературным данным и являющимся сводными, профили карстопоявлений построены в результате полевых наблюдений на известняковых склонах и потому ярусы некарстующихся пород на них не отображены либо отображены частично.

В основании разреза карстующихся пород всех трех районов залегает толща верхнемеловых (маастрихтских) мергелей. Из-за высокого содержания глинистого материала мергели считаются слабо карстующимися породами, однако в юго-западном и в восточном районах в них

имеются субвертикальные трещинно-карстовые каналы-"рифты" (см. подраздел 6.1.1), камеры и проницаемые зоны закарстованной тектонической трещиноватости. Ярким примером вертикального рифтового канала в юго-западном районе служит пещера Душевского (подробное описание дано в разделе 6.4). Исходя из положения в разрезе и морфологических особенностей (рис. 39 А), она функционально служила нижним (из доступных для непосредственного исследования) элементом сквозформационной гипогенной системы, проводившим восходящий поток подземных вод. В районе с. Ульяновка также был обследован узкий субгоризонтальный канал в борту оврага в тех же отложениях, который мог проводить сток между соседними субвертикальными рифтообразными каналами.

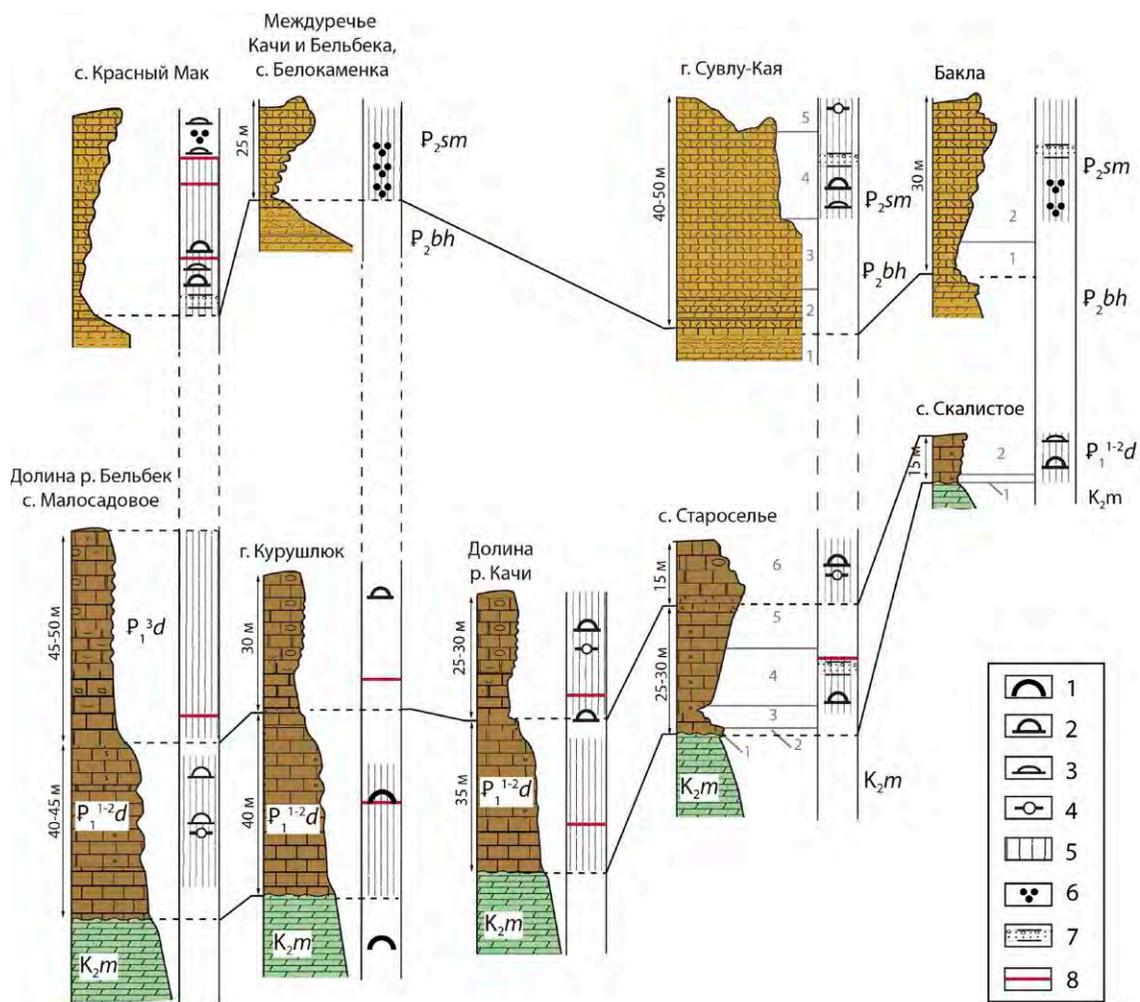


Рис. 36. Схема корреляции литологии и карстопоявлений палеоценовых и эоценовых отложений юго-западного Предгорья. Легенда карстопоявлений: *Вскрытые формы*: 1 – крупные полости (пещеры); 2 – крупные камеры (зальные формы); 3 – уплощенные камеры; 4 – отдельные крупные каверны диаметром до 1 м. Раскрытые формы: 5 – фрагменты плоскостей трещинно-карстовых каналов; 6 – кластеры мелкой кавернозности; 7 – стратиформные зоны мелкой кавернозности; 8 – активные плоскости напластования. Легенду к литологии см. на рис. 11.

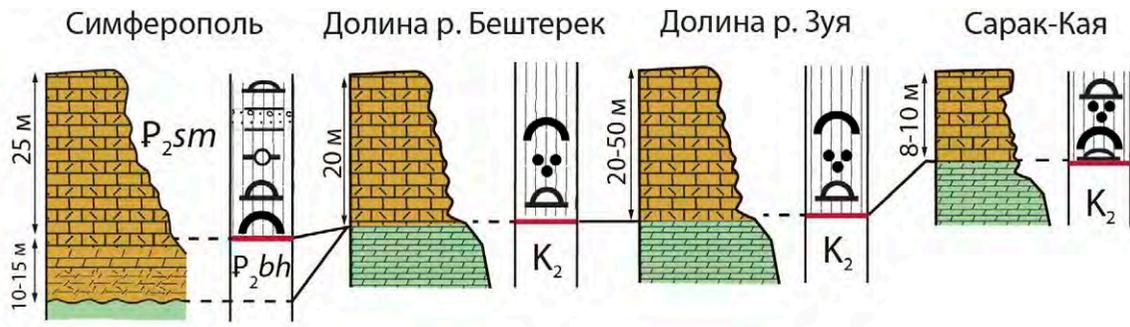


Рис. 37. Схема корреляции литологии и карстопоявлений палеоценовых и эоценовых отложений центрального Предгорья. Обозначения см. на рис. 36.

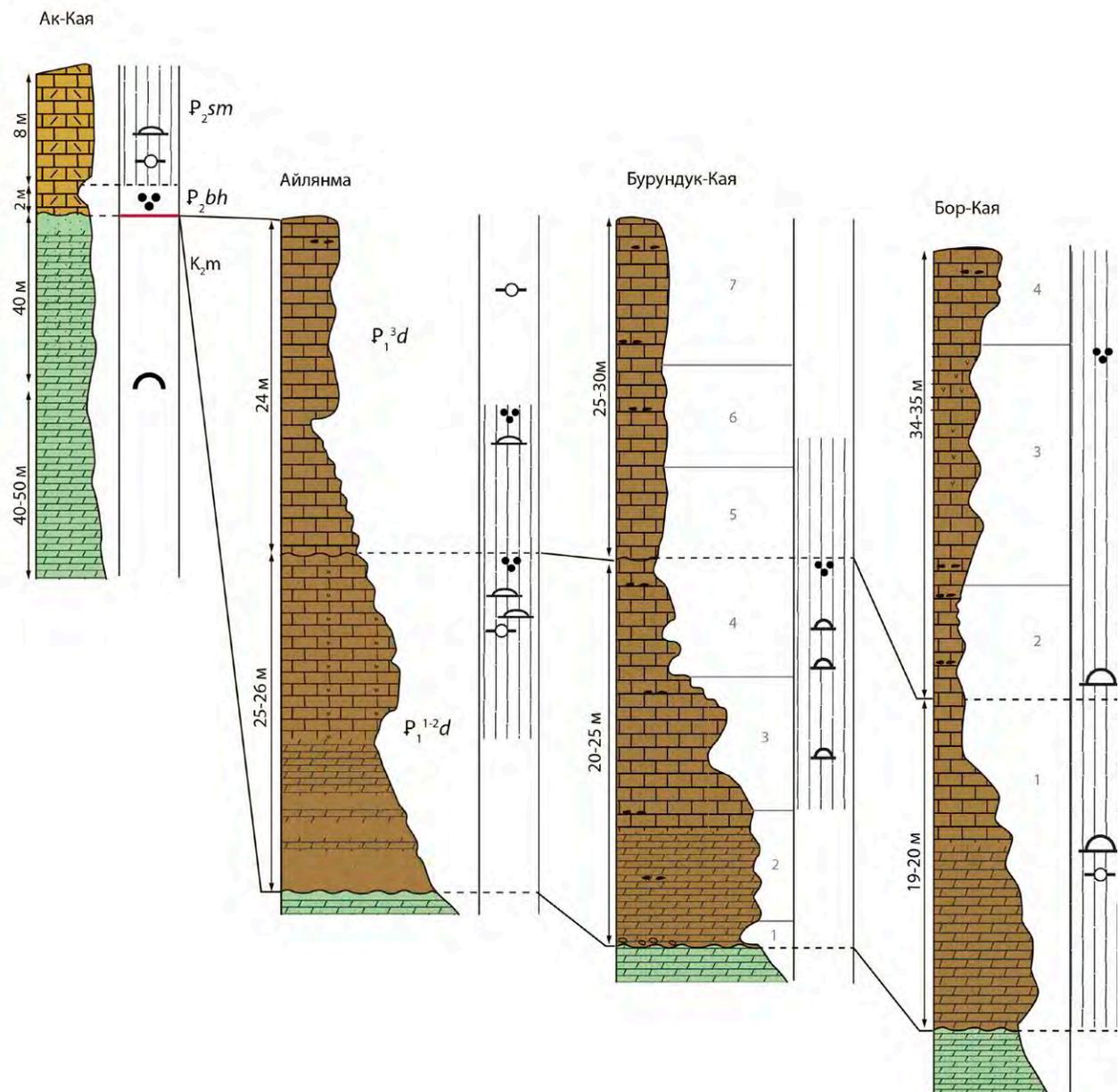


Рис. 38. Схема корреляции литологии и карстопоявлений верхнемеловых, палеоценовых и эоценовых отложений восточного Предгорья. Обозначения см. на рис. 36.

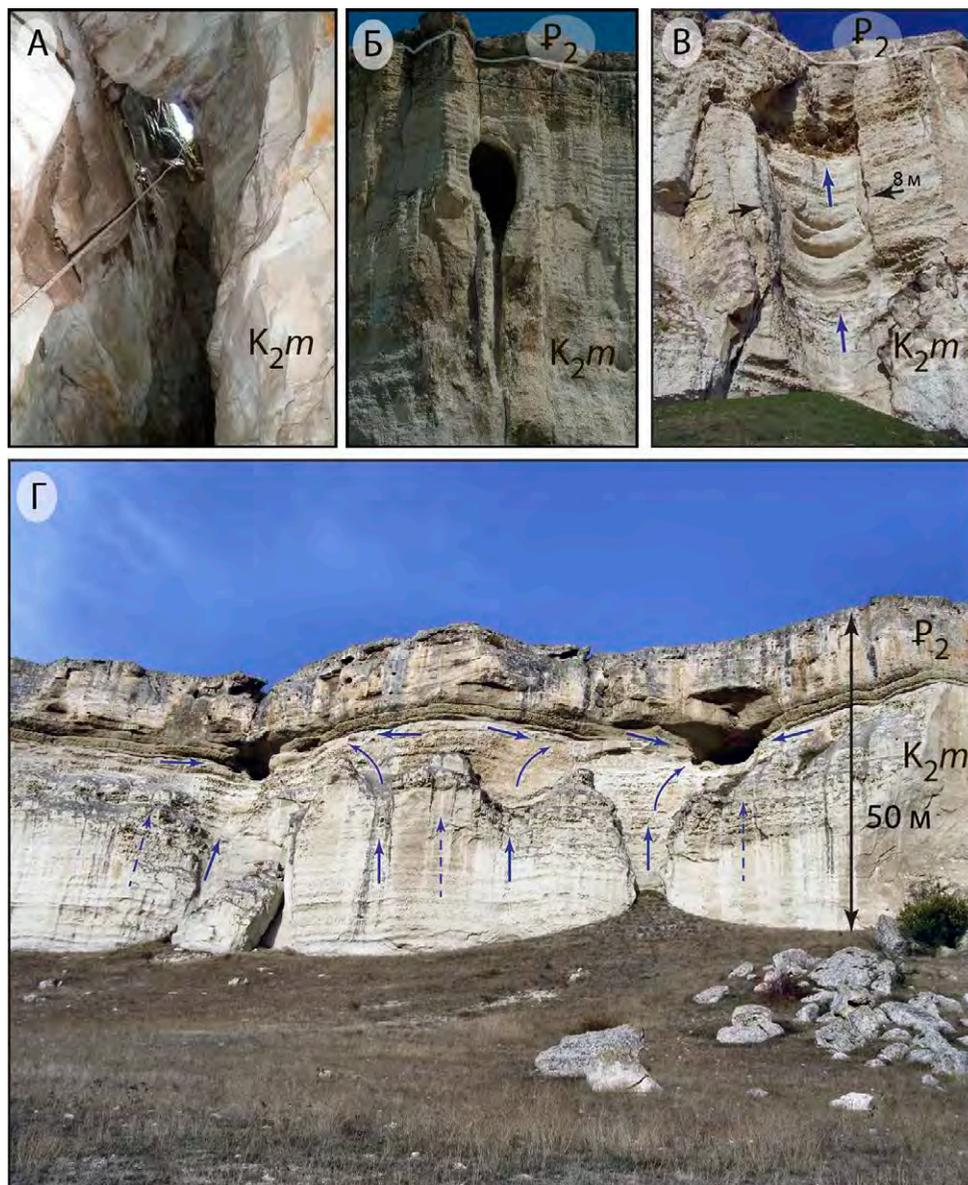


Рис. 39. Карстопроявления в маастрихтских мергелях: А – пещ. Душевского (юго-западное Предгорье); Б-Г – каналы и гроты в обрыве массива Ак-Кая (центральное Предгорье). Стрелками обозначены реконструируемые по морфологии обрывов траектории концентрированных токов подземных вод в плоскости раскрытых рифтовых каналов.

Крупные (шириной до 1-3 м) фрагменты рифтовых каналов в отложениях маастрихта также выявлены в массиве Ак-Кая и примыкающем к западу участке гряды, где по ним сформированы поперечные кулуары (см. рис. 74).

Расширенные латерально-протяженные ходы и изометричные камеры на пересечении вертикальных каналов в маастрихте и их контакта с вышележащими эоценовыми известняками, развиты в центральном районе, в отвесном склоне массива Ак-Кая и представлены в экспонированном виде нишами и гротами (рис. 39 Б-Г; см. подраздел 6.1.2).

Важным фактором концентрации карстопоявлений является контакт маастрихта с вышележащими толщами: на юго-западном и восточном участках – с палеоценовыми, на центральном – с эоценовыми. Этот контакт четко выражен на всем протяжении полосы выходов маастрихтских отложений и маркируется сильно глауконитовым песчаником. В аспекте гидростратиграфии, он играл роль латеральной высокопроницаемой зоны. Характерными карстопоявлениями на контакте маастрихта с эоценом являются крупные уплощенные полости и каналы, экспонированные в обрывах в качестве

протяженных ниш, механизм образования которых описан подразделе 6.1.6. В центральном и восточном районах такие ниши хорошо выражены в обрывах Сарак-Каи и Ак-Каи (см. рис. 30 В-И) и в окрестностях с. Приятное Свидание (см. рис. 15 Е). В юго-западном районе, где на маастрихтских отложениях залегают датские известняки, такие ниши, как правило, не развиты.

Спелеогенез на верхнем контакте маастрихта связан с эффектом усиления коррозии, возникшим вследствие смешивания трещинных вод глубокой системы стока, восходящих сквозь толщу мергелей, с пластовыми водами, циркулировавшими в по контакту и в более проницаемой песчанниковой части разреза (механизм коррозии смешивания описан в подразделе 6.1.1). Развитию полостей в верхней части маастрихта также способствовали рост карбонатности и уменьшение глинистости мергелей. Эта тенденция сохранилась и для вышележащей пачки эоценовых известняков (Лыгина, 2010).

Среди отложений нижнего и среднего дата юго-западного района значительной закарстованностью обладает мощный (20-25 м) и выдержанный по простиранию слой известняков, образованный многочисленными мшанковыми, криноидно-мшанковыми и серпуловыми биостромами и обломочно-органогенным материалом (Горбач, 1972). Именно в нем наблюдается основная масса разнообразных форм гипогенных карстопоявлений.

Наиболее характерными формами фрагментов плоскостей продольно-раскрытых трещин являются вертикально вытянутые полуканалы, образованные продольным раскрытием трещинно-карстовых каналов и выраженные как "вдавленные" (до 1-2 м от плоскости стены и более) углубления с более или менее резкими контурами в плоскости раскрытой трещины. Такие часто хорошо выражены ниши и отдельные крупные каверны, организованные в вертикальные серии, с участками стратиформной кавернозности (рис. 40). Вертикальные полуканалы и серии "вдавленных" форм в некоторых обнажениях венчаются нишами, расположенными на одном уровне. Такой рисунок карстопоявлений характерен для обрывов куэсты юго-западного района, где датские отложения имеют максимальную мощность.

На восточном участке карстопоявления в датских отложениях связаны с алевритистыми мергелями и известняками. Фрагменты плоско-

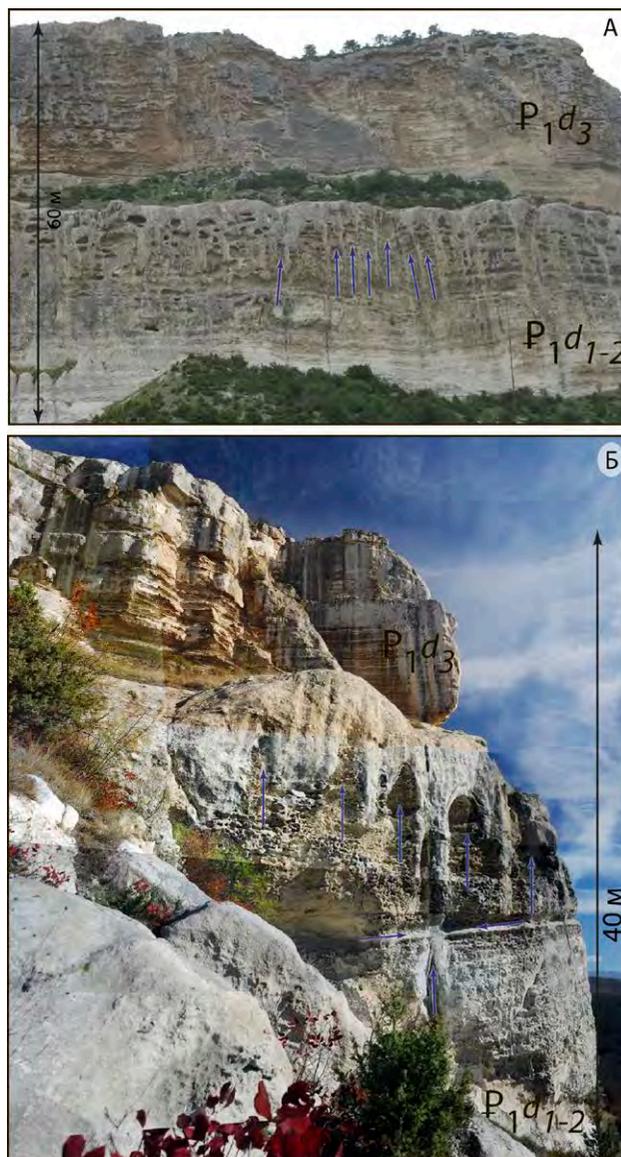


Рис. 40. Карстопоявления в датских толщах в окрестностях с. Танковое (долина р. Бельбек) (А) и массива Беш-Кош (Б) (юго-западное Предгорье).

стей продольно-раскрытых трещин представлены волнисто-ребристыми поверхностями с латерально-протяженными сглаженными выступами и углублениями. Отдельные углубления, развитые по проницаемым литологическим контактам или отдельным слоям повышенной проницаемости, иногда приобретают значительные поперечные размеры и образуют выраженные ниши в обрыве, стены и потолок которых часто осложнены объемно-каркасными структурами типа тафони, отпрепарированными в результате спелеогенного промыва преобразованной зоны и/или ее внешнего выветривания уже после экспонирования стенок трещинных каналов.

Номенклатура карстопоявлений в обнажениях верхнего дата значительно шире, чем в выходах нижнего и среднего дата. Из поперечно вскрытых форм показательна пещера Таврская, самая протяженная в Предгорье (507 м), а также пещеры Мангупская, Беш-Кош-3 и др., морфогенетический анализ которых дает ключ к интерпретации генезиса пещер региона и многих экспонированных форм (см. раздел 6.4). Входы почти всех пещер приурочены к отчетливой плоскости напластования, хорошая морфологическая выраженность которой вдоль обрыва куэсты всего юго-западного района указывает на ее существенную гидрогеологическую активность в некоторый период. По этой плоскости развиты также зоны кавернозности и отдельные камеры. Морфология пещер демонстрирует богатое разнообразие мезоформ (латеральные ниши, вертикальные питающие каналы, купола и т.д.). Эти же формы, часто значительно переработанные денудацией, представлены в экспонированном виде в обрывах этой же толщи. Помимо поперечных, часто оказываются вскрытыми и диагональные или поперечные к обрыву каналы (как рифтовые, так и округлые), демонстрирующие в плоскости обрыва поперечные сечения. Показательным примером поперечного к обрыву рифтового канала, доступного для проникновения человека, является таковой на Качи-Кальоне (см. рис. 26 В-Г).

Качинские отложения слабо карстуются и литологически несколько изменяются по региону. В юго-западном районе они выражены серыми, в нижней части алевритистыми мергелями, в восточном – представлены алевритистыми мергелями и известняками, местами немного окремненными. Качинские отложения всюду перекрываются ипрскими (бахчисарайскими) глинами. Карстопоявления задокументированы только в восточном районе, где по контакту с бахчисарайским региоарусом развиты протяженные крупные ниши (в массивах Айлянма-Кая и Бор-Кая). Здесь, как и в случае ниш на контакте маастрихта и эоцена, признаками их гипогенно-карстового происхождения являются повсеместное наличие в них скульптурных мезоформ типа расширенных устьев поперечных трещин и сферических конвекционных ниш и куполов, согласные переходы между поверхностями ниш и поверхностями открывающихся в них каналов напорно-конвекционной морфологии, характерные функциональные отношения форм в нишах с формами в вышележащей толще.

Выше по разрезу трансгрессивно залегают эоценовые отложения, представленные бахчисарайским (ипрским) и симферопольским (лютенским) региоарусами. В первом из них преобладают глауконитовые и известковистые глины с прослоями известняков (общая мощность 40 м), во втором – нуммулитовые известняки той же мощности. Карстопоявления в известняках симферопольского региоаруса образуют сложнопостроенные зоны (кластеры) гипогенного закарствования, демонстрирующие всю номенклатуру форм – от протяженных пещер (поперечно-вскрытых форм) до продольно-раскрытых трещинно-карстовых каналов с соответствующей полостной каверновой каймой. При этом, из-за различий в мощности и литологическом составе эоценовой куэсты, карстопоявления в каждом районе имеют свои отличия.

Характерной чертой всего отрезка эоценовой куэсты в юго-западном и центральном районах служит яркая выраженность стратиформных ниш, серий крупных каверн (см. подраздел 6.1.5 и рис. 41 А и 19 А, Г), стратиформных зон мелкой кавернозности и сквозьпластовых каналов (рис. 41 Б - Г). В юго-западном районе, особенности структуры трещиноватости и развитых по ним каналов-полостных систем, – сочетание вертикальных каналов типа рифтов и наклонных камер по боковым оперяющим трещинам, обусловили еще одну характерную черту морфологии бровок куэсты, – обилие кулуаров-амфитеатров и разделяющих их останковых форм ("бастионов" и "сфинксов"). Примерами служат Каралезская долина, склон г. Сувлук-Кая в Бахчисарае, отрезки куэсты в районе сс. Белокаменное, Малиновка.

К нуммулитовым известнякам симферопольского региоаруса эоцена приурочены все значительные пещеры центрального района (пещеры Змеиная, Алимова, Лисья, Марьинская и др.; см. раздел 6.4). Некоторые гроты района (Таш-Джарган) имеют необъяснимую с точки зрения внешней денудации морфологию, аналоги которой в обилии представлены в пещерах, что указывает на образование таких экзотических форм путем раскрытия пещер.

6.3. Распространение каналов-полостных структур по районам и участкам

В строении верхних платообразных северных склонов куэст Внутренней гряды участвуют датские отложения палеоэоцена и отложения симферопольского региоаруса эоцена.

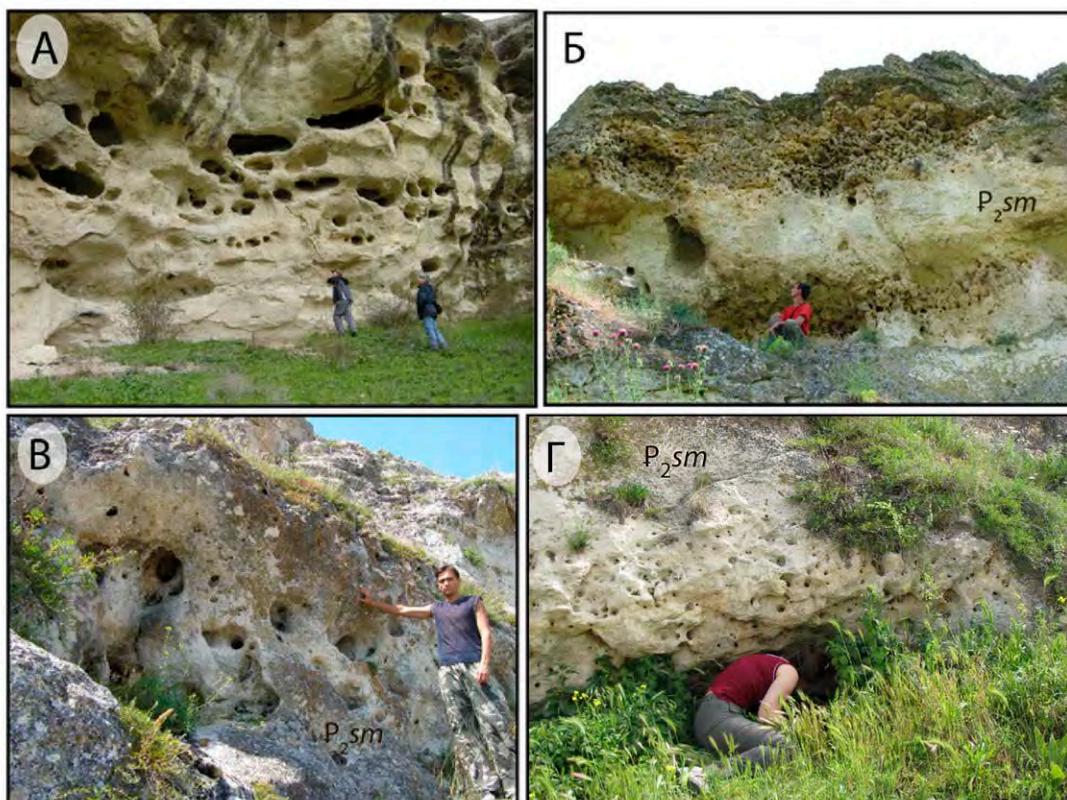


Рис. 41. Карстопоявления в эоценовых известняках Предгорного Крыма. А – серии горизонтальных каверн (окрестности с. Белокаменное, юго-западное Предгорье); Б – стратиформные зоны крупной кавернзности в долине р. Зуя (центральное Предгорье); В - стратиформные зоны кавернзности в окрестностях с. Марьино (центральное Предгорье); Г - зоны мелкой кавернзности в долине р. Бештерек (центральное Предгорье).

Ограниченное распространение датских отложений в Предгорном Крыму и их изменчивость в фациальном отношении использованы как основание для выделения трех районов, отличающихся по литолого-стратиграфическим условиям и структурным предпосылкам гипогенного карстогенеза – юго-западного, центрального и восточного. Эти районы также отличаются по своему общему геоморфологическому облику, что вероятно определяется особенностями геодинамической активности и тектонической истории.

В юго-западном районе датские отложения вверх по разрезу постепенно переходят в верхнепалеоценовые осадки. В центральном районе они срезаются танетскими слоями. В восточном районе отложения дата появляются вновь, претерпевая значительные изменения литологического состава. Если в юго-западном районе самыми распространенными породами являются мшанковые известняки, местами серпулиево-мшанковые и криноидные, то в восточном районе основная часть разреза представлена алевролитами и алевритистыми известняками.

Ключевые участки исследований приурочены к поперечным долинам рек и южному фронту куэст в междуречьях, где обнажения в обрывах ярко выражены и доступны для изучения.

Юго-западный район охватывает отрезок Внутренней гряды, ограниченный долинами рек Черная на западе и Альма на востоке (рис. 42). В этом районе в разрезах присутствуют верхнемеловые, палеоценовые и эоценовые отложения. Территория района входит в состав Севастопольского и Бахчисарайского административных районов. По схеме карстологического районирования Б.А. Вахрушева (2009) район охватывает одноименные карстовые районы Предгорно-Крымской карстовой области.

Участок Эски-Кермен – Красный Мак (участок 1 на рис. 42; рис. 43; см. также рис. 23) расположен в междуречье рек Чёрная и Бельбек, к северу от с. Терновка и к западу от с. Залесное и долины р. Каралезка. Это крайний юго-западный участок выходов эоценовых отложений Внутренней гряды. В рельефе тут выражены

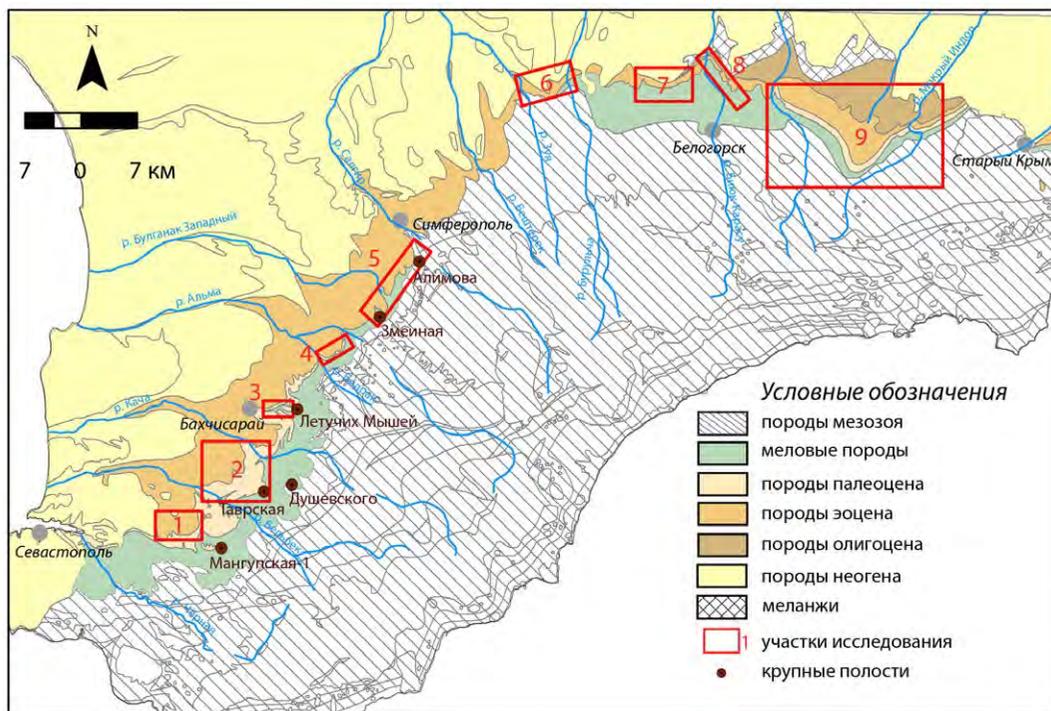


Рис. 42. Расположение районов и участков исследований в пределах Внутренней гряды. *Юго-западный район*: 1 – участок Эски-Кермен - Красный Мак; 2 – участок междуречья Бельбек - Кача; 3 - участок долины реки Чурук-Су; 4 - участок междуречья Бодрак - Альма. *Центральный район*: 5 - участок междуречья Альма - Салгир; 6 – участок междуречья Зуя - Бурульча; 7 - участок Сарак-Кая; 8 - участок Ак-Кая. *Восточный район*. 9 - участок междуречья Кучук-Карасу - Индол.

обращенные к югу палеоцен-верхнемеловая куэста и находящаяся на ее структурном склоне эоценовая куэста. Последняя исчезает в 5 км западнее Каралезской долины с погружением эоценовых известняков под неогеновый покров. Выраженность обеих куэст в рельефе обусловлена наличием и моноклиальным залеганием (5-10° к северу-северо-западу) известняковых слоев соответствующего возраста. Наклоненная на север структурная поверхность эоценовой куэсты в этом районе расчленена сериями сближенных U-образных долин с обрывами эоценовых известняков, в которых экспонированы многочисленные карстопроявления. Одна такая серия, состоящая из семи долин, расположена непосредственно западнее с. Красный Мак и Каралезской долины. Вторая серия из четырех долин расположена в 3,5 км к юго-западу и включает междолинный останец и пещерное городище Эски-Кермен.

В обоих секторах долины расчленяют пласт эоценовых известняков на узкие (50 – 400 м шириной) останцы, полностью или в значительной степени обособленные, с плоскими наклоненными к северу поверхностями.

Долины сектора Красный Мак простираются субпаралельно. Три западные долины верховьями (к югу) выходят на фронт уступа эоценовой куэсты, но долина V-1 его не вскрывает полностью и остается подвешенной. Три восточные долины сочленяются между собой и в верхней, и в нижней частях, разграничивая узкие полностью обособленные останцы. Объединенное верховье долин V-4 и V-5 остается замкнутым к югу, отделяясь узкой перемычкой нерасчлененных известняков от смежного к югу уступа куэсты. Наиболее глубокой среди них является долина V-4 (отметки 210 м в средней части). Относительные превышения поверхностей останцов над соседними долинами колеблются от нескольких метров до 70 м. Ширина долин колеблется от 80 до 150 м; лишь выходящие на уступ куэсты западные долины расширяются там до 250-300 м.

Долины сектора Эски-Кермен расходятся веером в южных румбах от одной точки в долине Текмэ-Таш. Долины Текмэ-Таш и Джурла к югу выходят на фронт уступа эоценовой куэсты, а три отвершка долины VE-2 остаются замкнутыми (мешкообразными в плане), отделяясь от уступа

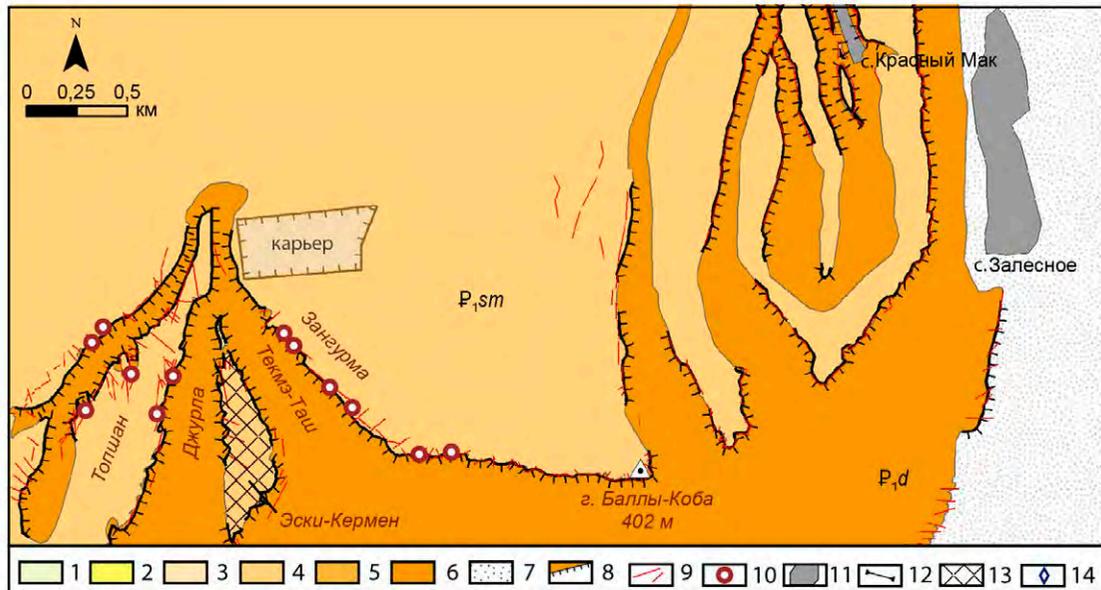


Рис. 43. Орогидрографическая и геологическая схема участка Эски-Кермен – Красный Мак. Сводная легенда к орогидрографической и геологической схемам участков Внутренней гряды. *Осадочные отложения* (в т.ч. не показанные здесь): 1 – плиоцена; 2 – миоцена; 3 – олигоцена и миоцена, нерасчлененные майкопские глины; 4 – нуммулитовые известняки симферопольского региояруса эоцена; 5 – нерасчлененные глины танетского яруса палеоцена и бахчисарайского региояруса эоцена; 6 – известняки датского яруса палеоцена; 7 – Южной продольной депрессии. *Другие обозначения* (в т.ч. не показанные здесь): 8 - субвертикальные обрывы; 9 - линеаменты; 10 - пещеры и гроты; 11 – населенные пункты; 12 - геологические разрезы; 13 – пещерные города; 14 – минеральные и термальные источники.

значительной плосковершинной перемычкой. Отметки днищ долин в их средних частях снижаются с запада на восток от 260 м (VE-1) до 210 м (Текмэ-Таш), а в месте слияния всех долин в нижней части отметки днища снижаются до 180 м. Абсолютные высоты вершинных поверхностей останцев достигают 360-380 м, с относительным превышением над днищами до 110 м. Ширина долин в средней части достигает 300 м.

Описанные серии долин являются яркими примерами их нефлювиального происхождения (см. раздел 4.3).

Полная обособленность останцового массива Эски-Кермен обусловила появление здесь в VI в. н.э. "пещерного" города, одного из самых больших в Крыму, насчитывающего около 400 искусственно вырубленных полостей. В устройстве значительной их части, вероятно, использовались естественные полости, модифицируемые под потребности использования. Как и во многих других местах Предгорного Крыма, в секторе Эски-Кермен изобилие естественных гротов и ниш в обрывах долин и, особенно, плосковершинных останцев, использовалось человеком и провоцировало создание искусственных полостей и поселений "пещерного" типа.

Литостратиграфическая характеристика разреза склоновых обнажений участка представлена на рис. 36 (разрез обнажения сектора Красный Мак). В склонах долин обнажаются эоценовые отложения, с видимым уклоном слоев от 1-2° до 8-10° в зависимости от ориентировки участков обнажений по отношению к направлению падения. Днища наиболее низких сегментов долин верхнего яруса (кроме более глубокой Каралезской долины) заложены по мергелисто-глинистой толще бахчисарайского яруса. В обрывистой части склонов долин района обнажаются карбонатные породы симферопольского и новопавловского ярусов, а на структурной поверхности эоценовой куэсты местами сохранены мергелисто-глинистые отложения кумской и альминской свит.

Бахчисарайский ярус залегает на качинских (палеоцен) мергелях и глинах с перерывом, фиксирующимся по резкой смене литологического состава и наличию глауконитового песчаника, связанным с трансгрессией в раннем-среднем эоцене. Отложения качинской свиты обнажаются в нижних частях Каралезской долины и южнее уступа эоценовой куэсты. К северо-востоку по

простирацию эоценовых пород мощности бахчисарайского яруса возрастают, достигая максимума на левобережье р. Бельбек.

Разрез нуммулитовых известняков симферопольского яруса, слагающих основу обрывистых скальных обнажений с карстовыми формами, неоднороден по структурно-текстурным характеристикам, но переходы между отдельными пачками постепенные. В основании залегают песчанистые известняки с глауконитово-кварцевыми зернами. Выше по разрезу чередуются слои разной мощности преимущественно светло-серой окраски, различающиеся по плотности, первичной пористости и проницаемости. В карстовой морфологии обрывов четко отражаются активные плоскости между отдельными слоями и слои, характеризующиеся более высокой рассеяной (поровой) проницаемостью. Часто встречается вторичное ожелезнение. В верхней части обнажений залегает 15-метровая толща более плотных нуммулитовых известняков, равномерно насыщенная раковинами крупных фораминифер (до 20% от породы), с субвертикальными ходами илоедов размером до 15 см, заполненными пелитоморфным рыхлым материалом. В породе присутствуют остатки морских ежей, двустворок (Лыгина, 2010).

Трещиноватость. Выделение по крупномасштабным космоснимкам и анализ линейных элементов (рис. 44) по следам трещин на обнаженных поверхностях известняков в бортах долин участка Эски-Кермен показывают преобладание субмеридиональной ($0-10^\circ - 180-190^\circ$) и диагональных ($310-330^\circ - 130-150^\circ$ и $20-30^\circ - 200-110^\circ$) систем, но доминирующая и модальные ориентировки несколько меняются от долины к долине. Простираения прямолинейных участков отдельных долин (показаны линиями на розах-диаграммах) соответствуют доминирующим

направлениям трещиноватости, за исключением долины VE-2, где общедолинные трендовые направления соответствуют подчиненным модам диаграмм.

Приведенные наблюдения и анализ рисунка 23 указывают на то, что заложение долин, вскрывающих пласт эоценовых известняков, контролируется положением определенным образом ориентированных тектонических трещинных зон шириной 100-400 м, характеризующихся высокой плотностью трещиноватости. Следует предположить, что такие трещинные зоны соответствуют крупным нарушениям в подстилающей толще пород. Следует подчеркнуть, что в направлении от бортов долин вглубь массивов плотность крупных секущих трещин быстро уменьшается вплоть до почти полного их исчезновения, о чем свидетельствуют как наблюдения в карьере, так и данные дешифрирования космоснимков.

Характеристика карстопоявлений. Ниже приводится описание карстопоявлений участка по данным проведенных полевых исследований, с использованием типологии элементов каналово-полостных систем, данной в разделе 6.1. Условия заложения, особенности распределения и морфология отдельных карстопоявлений иллюстрируются фотографиями на рисунках 15 А, Б, Г, Д, 19 А, Г, 45.

1. Субвертикальные трещинно-карстовые каналы - "рифты". При раскрытии долинами и гравитационно-обвальном удалении материала в сторону долин (рис. 45 Б), закарстованные трещины систем, субпараллельных простираению обрывов, демонстрируют сложную морфологию оставшейся стенки (1 на рис. 45 В).

2. Расширенные до метровых размеров интервалы закарстованных трещинных каналов, идентифицируемые как латеральные карстовые каналы (ходы в пещерах), как ниши в раскрытых субпараллельных обрыву системах (2 на рис. 45 В) и как фрагменты реликтовых пещерных ходов в поперечных системах.

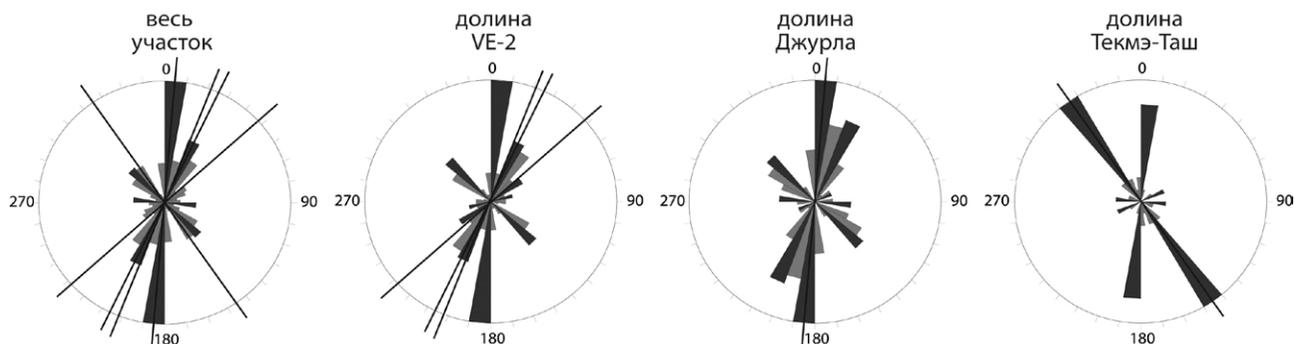


Рис. 44. Розы-диаграммы трещиноватости участка Эски-Кермен: сводная (слева) и по отдельным долинам (остальные). Простираения прямолинейных участков долин показаны линиями.

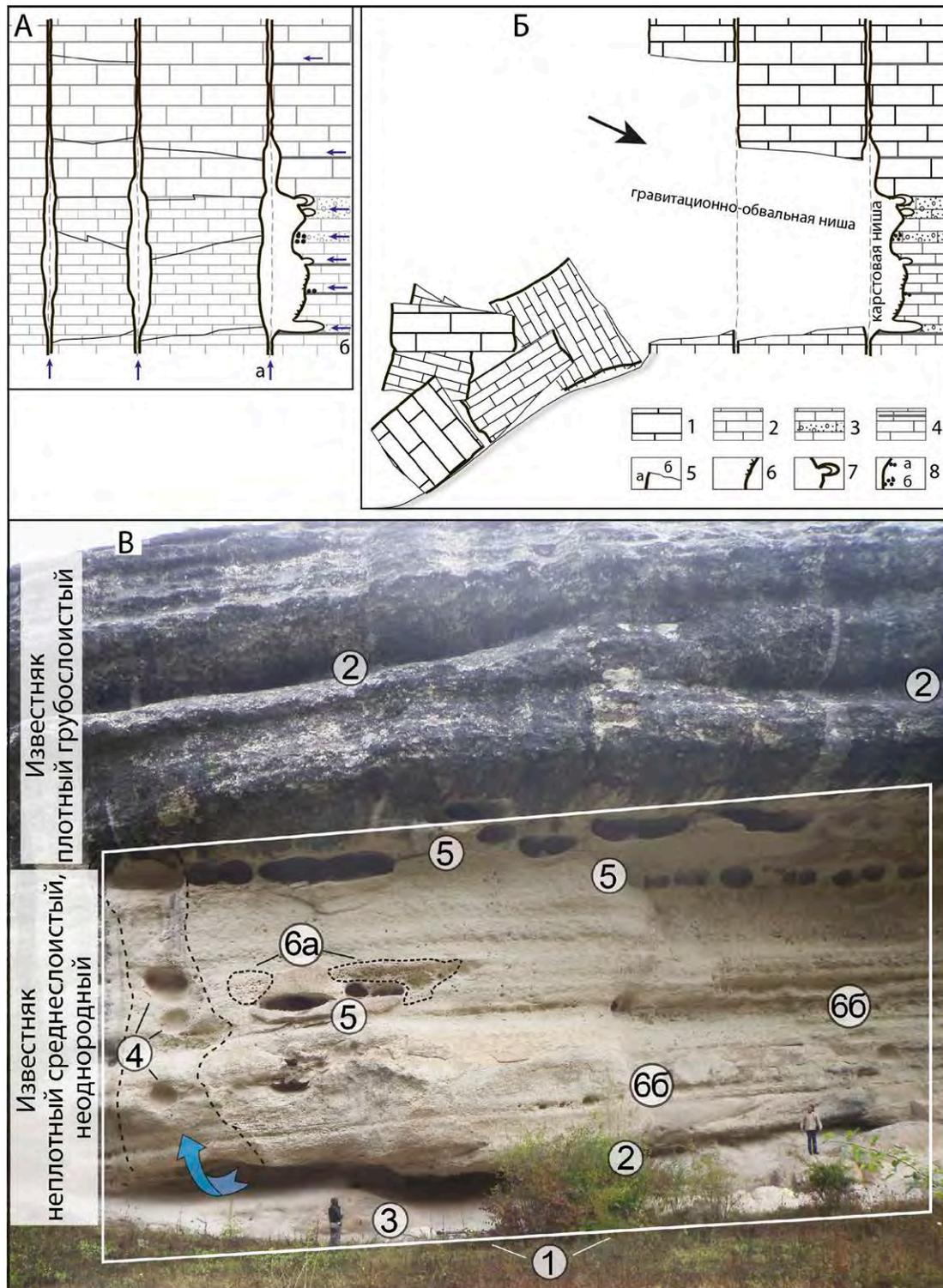


Рис. 45. Условия формирования (А), механизм экспонирования (Б) и номенклатура полостных карстопоявлений в эоценовых известняках на участке Красный Мак. А - Типы гипогенных полостей в гидрогеологически закрытой обстановке их формирования (стрелками показано движение подземных вод: а - восходящее по трещинным каналам; б - латеральное по более проницаемым прослоям и активным плоскостям напластования. Б - Гравитационно-обвальный механизм экспонирования гипогенной карстовой скульптуры в современных вертикальных обнажениях. Условные обозначения к Б: 1 - грубослоистые плотные известняки; 2 - среднеслоистые неплотные известняки; 3 - прослои с повышенной пористостью и проницаемостью; 4 - раскрытые (активные) плоскости напластования; 5 - а - поверхности гипогенного растворения; б - поверхности гравитационного отрыва и внешнего выветривания; 6 - участки ячеистой поверхности ("тафони") по коре гипогенного выветривания; 7 - пристеночные крупные каверны (камеры); 8 - пристеночные зоны кавернозности; а - стратоформные; б - кластерные. Пояснения к формам на фото (цифры в кружках) в тексте.

3. Реликты камер – изолированных полостей с субгоризонтальными (первый тип) и наклонными (второй тип) основаниями, размерностью в плане от единиц до первых десятков метров. При раскрытии и частичном уничтожении таких камер долинами, их реликты в субвертикальных обнажениях идентифицируются как гроты (рис. 15 А, Б, Г и Д), а при полном уничтожении навесов камер второго типа – как округлые кулуары-амфитеатры в обрывах, иногда образующие фестончатые серии в скальных бортах долин (см. рис. 20 А и Г).

4. Полусферические конвекционные карманы. Могут располагаться обособленно в стенах трещинно-карстовых каналов, но часто организованы в вертикальные серии, отражающие участки сосредоточения восходящего потока по трещине и соответствующего расширения (4 на рис. 45 В). Такие участки иногда выделяются в виде восходящих стеновых каналов. Крупные конвекционные карманы в экспонированных стенках закарстованных трещин (т.е. – в обрывах) часто трактуются как гроты.

5. Крупные каверны – изометричные или овальные полости с размерностью от первых десятков сантиметров до метра, иногда смыкающиеся между собой (2-3 полости), часто организованные в стратиформные серии. Входят в состав полостной каймы субвертикальных трещинно-карстовых каналов. Полости этого типа встречены в изобилии в секторе Красный Мак.

6. Зоны кавернозности – площади густого развития мелких (1-10 см в поперечнике) каверн в плоскости обнажений, где порода становится подобной губке. Такие зоны могут быть кластерными (6а на рис. 45) или стратиформными (6б). Входят в состав полостной каймы субвертикальных трещинно-карстовых каналов.

Среди этих форм основными, контролирующими все остальные, являются закарстованные трещины – субвертикальные трещинно-карстовые каналы. Гроты и ниши (формы 2 и 3 на рис. 45), а также конвекционные карманы (4) являются формами расширенных участков стен таких каналов, экспонированных в обнажениях при распаде массивов. Формы 5 и 6 являются полостями пристеночной полостной каймы таких каналов и распространяются вглубь породы не более чем на 1 - 2 м.

В обнажениях долин верхнего яруса сектора Красный Мак преобладают гроты, образованные по уплощенным наклонным камерам, хотя в борту Каралезской долины встречаются крупные изометричные гроты. Тут также обильно представлены крупные каверны в стратиформных сериях (5 на рис. 45) и зоны кавернозности, которые менее заметны в секторе Эски-Кермен в связи с малой обнаженностью соответствующей пачки эоценовых известняков. В восточном борту долины V-3 сектора Красный Мак обнару-

жен фрагмент целостного поперечного сечения пещерного канала по рифту, полностью раскрытого в смежных участках обнажения (рис. 27 В).

В секторе Эски-Кермен широко распространены крупные гроты, как образованные в результате вскрытия камер, так и представляющие собой крупные конвекционные карманы. Многие гроты контролируются трещинами, поперечными к простиранию обрывов, прослеживаемыми в основании, замыкании и своде гротов. Однозначными свидетельствами "закрытого" (в массиве) карстового генезиса гротов являются многочисленные примеры их значительной обособленности от долины (см. рис. 15 Б и 32 В) и наличия скульптурных округлых и каналобразных форм конвекционного растворения на внутренних стенах и сводах. В северо-западном борту останца Топшан имеются мешкообразные мини-долины – кулуары, содержащие отчетливые признаки формирования путем вскрытия крупных полостей типа камер (рис. 22 Е). Они сохраняются в малоизмененном виде из-за ограниченности питания для попятной эрозии на изолированном останце (рис. 22 Ж). Целики между кулуарами выделяются в борту долины как скалы-бастионы.

Таким образом, реликтовые карстопроявления, экспонированные в обрывах останцовых массивов эоценовой куэсты на описываемом участке, демонстрируют выразительную морфологию, характерную для гипогенного спелеогенеза и наблюдаемую в "закрытых" полостях. Выявленные тут формы проявляют тесные функциональные взаимосвязи между отдельными элементами спелеогенного морфоскульптурного комплекса.

Особенности морфологии скальных бортов долин описываемого участка полностью соответствуют модели развития по структурам гипогенного спелеогенеза. В секторе Красный Мак долины наиболее молодые, сближенные и узкие, характеризуются меньшим количеством гротов и их менее крупными размерами. Борты долин характеризуются вертикальностью и продолжающимся отступанием по трещинно-карстовым каналам. В секторе Эски-Кермен долины более разработаны в ширину. Их борты контролируются краевыми трещинно-карстовыми каналами с большим количеством крупных камер, экспонированных как гроты (см. рис. 15 А, 23 А, В). Значительная степень выработанности долинами линейных элементов трещинно-карстовых зон обуславливает замедление процесса отседа-

ния блоков и более высокую степень сглаженности скальных обнажений поверхностной денудацией. На многих участках бортов гроты расположены в регулярных сериях, а их дальнейшее раскрытие приведет к образованию округлых кулуаров-амфитеатров.

Обилие округлых кулуаров-амфитеатров, образующих фестончатые серии в скальных бортах, наблюдается в более глубоких и разработанных в ширину долинах участка за пределами упомянутых двух секторов. Типовым примером является левый борт Каралезской долины вдоль села Красный Мак севернее описанного выше сектора сближенных мелких долин. Четкая фестончатая серия округлых кулуаров-амфитеатров, образованная почти полным раскрытием и денудацией крупных камер-гротов с наклонным основанием, тут прослеживается на расстоянии свыше километра (рис. 46, а также см. рис. 20 Г).

Распределение ориентировок трещиноватости эоценовых известняков в полосе скального обнажения показывает доминирование субмеридионального направления, по которому и заложен борт долины, а также выраженность субширотной и диагональной систем. Такая морфология борта соответствует полной раскрытости каналово-полостных структур направляющей трещинно-карстовой зоны и значительной степени денудационной переработки обнажений. Этот пример подчеркивает, что процессы комплексной денудации не создают гроты и ниши, а ведут к уничтожению оригинальной карстовой скульптуры скальных бортов долин.

Последующая эволюция скальных известняковых бортов долин под воздействием комплексной денудации ведет к их дальнейшему сглаживанию и выполаживанию, с обособлением малых останцев между денудационно-карстовыми кулуарами. Многочисленные примеры таких останцев-"сфинксов" наблюдаются в полосе эоценовой куэсты к северо-западу от Каралезской долины.

Участок междуречья Бельбек – Кача (2 на рис. 42; рис. 47). Участок охватывает правый борт долины р. Бельбек и оба борта долины р. Кача в их среднем течении, расположенные в пределах Внутренней гряды между селами Танковое – Куйбышево и Предущельное – Баштановка соответственно, а также сегменты палеоценовой и эоценовой куэст, лежащие в пределах их междуречья.

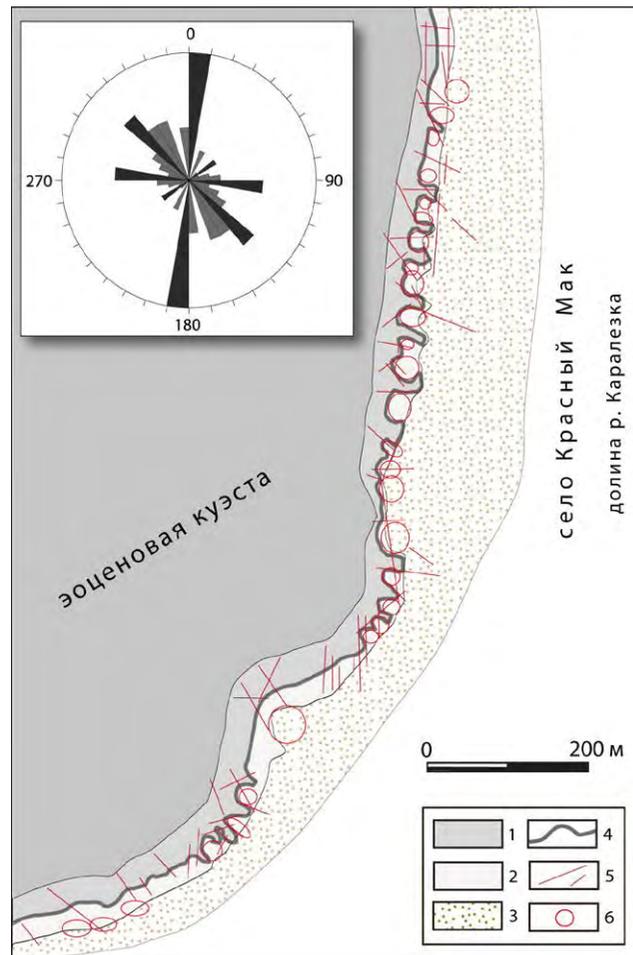


Рис. 46. Фестончатая морфология скальных бортов Каралезской долины, обусловленная раскрытием и денудационной переработкой краевых серий камер с наклонным основанием трещинно-карстовой зоны, по которой заложена долина. Условные обозначения: 1 – структурная поверхность эоценовой куэсты; 2 – верхняя скальная часть склона; 3 – нижняя пологая часть склона; 4 – контур по средней части скального склона, в интервале максимальной крутизны; 5 – следы трещин в скальном обнажении; 6 – реконструированное (примерное) положение камер (гротов).

Обрывистый аструктурный склон палеоценовой куэсты имеет юго-восточную – восточную экспозицию и относительно слабо расчленен балками и урочищами, направление которых субпараллельно линии главного эскарпа (ур. Змеиная балка, ур. Медведь, Алимova балка, ур. Калая-Бурун). Ширина водораздела около 7,8 км, доминирующая вершины - г. Курушлюк (597 м). Относительное превышение бровки палеоценовой куэсты над днищем Южной продольной депрессии составляет около 200-300 м, при этом значительную часть склона пологой и

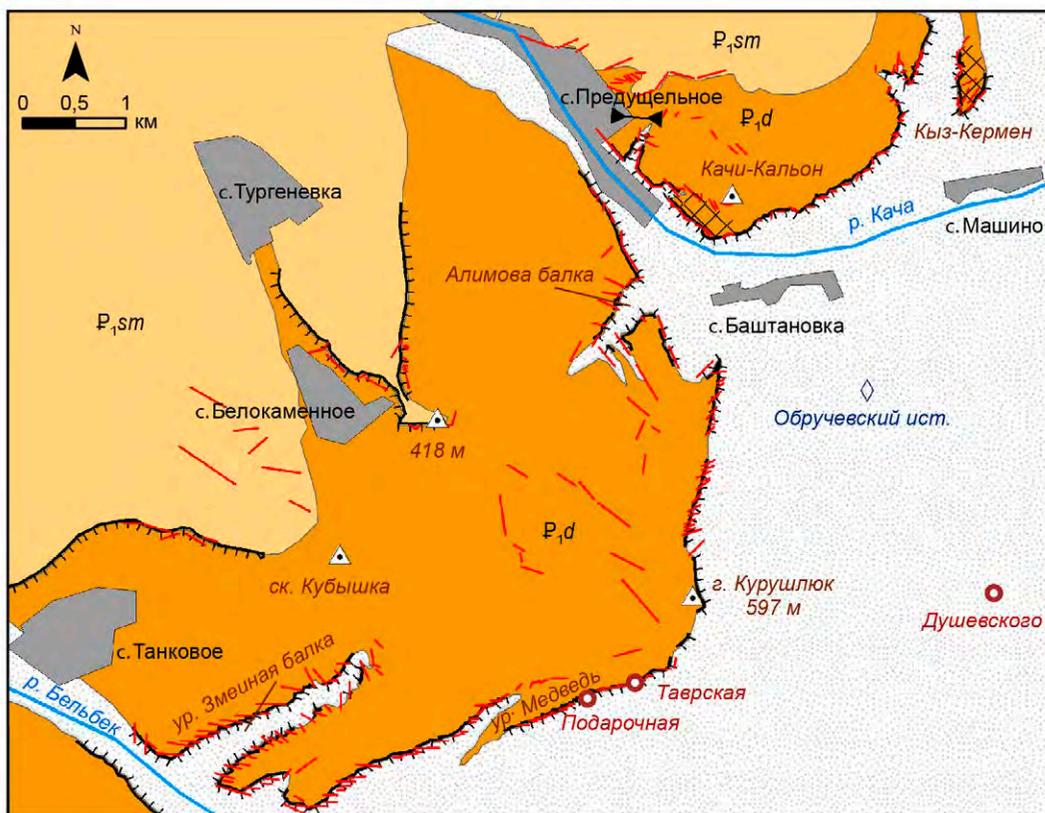


Рис. 47. Орогидрографическая схема участка Бельбек-Кача. Условные обозначения как на рис. 43.

средней крутизны составляют мергелистые отложения верхнего мела, в которых развита овражно-балочная сеть. Эоценовая куэста расчленена значительно сильнее и представляет собой ряд отдельных массивов и останцев (г. Курбан-Кая, 380 м). Их разделяет серия узких веерообразных долин и балок на юго-западе участка, и балка Кислая на северо-востоке, обособившая в рельефе г. Кызыл-Бурун (418 м). Превышение бровки эоценовой куэсты над днищем долин составляет не более 80 м. В верховье балки Кислой лежит с. Белокаменное. На правом берегу р. Кача в пределах данного участка были исследованы палеоценовые эскарпы массивов Фыцки, Качи-Кальон и Кыз-Кермен.

Литостратиграфическая характеристика разрезов склоновых обнажений района представлена на рис. 36 (разрез обнажений с. Малосадовое, с. Белокаменка, г. Курушлюк, долина р. Качи). В основании обнажений в долине р. Кача и междуречье Качи и Бельбека залегают отложения маастрихта, без следов перерыва лежащие на кампанских мергелях. Исключение составляет пограничный слой этих ярусов в долине реки Бельбек – здесь наблюдаются рассеянные желваки фосфоритов.

Маастрихт представлен двумя подъярусами: нижним, сложенным преимущественно белыми и светло-серыми мергелями и алевритистыми мергелями, и верхним, сложенным алевритистыми мергелями, сменяющимися выше по разрезу алевритами с большим количеством устриц, пектенев и серпул, образующих характерные скопления-намывы. Верхняя граница маастрихтского яруса выражена нечетко из-за отсутствия маркирующего фосфоритового горизонта и поверхности размыва "hard ground" у основания датских отложений, присутствующих в других разрезах юго-западного района. Определить границу дают возможность появление большого числа ростров белемнитов и интенсивно-зеленая окраска, обусловленная присутствием крупных зерен аутигенного глаукопита.

В долине р. Бельбек отложения нижнего и среднего дата детально описаны по правому борту на участке между сс. Малосадовое и Танковое, верхнедатские (монские) – по левому борту долины и левому оврагу у с. Танковое. В долине р. Качи отложения нижнего и среднего дата описаны по обоим бортам на участке между селами Баштановка и Предущельное.

Контакт с подстилающими маастрихтскими отложениями описан по обнажениям в Качи-Кальоне и в районе Алимовой балки (Горбач, 1972).

Строение ниже-среднедатской толщи сходно в обнажениях обеих долин (рис. 36). В основании разреза залегает 3-метровый слой мелкозернистого зеленовато-серого кварцево-глауконитового песчаника, переходящего выше в алевритистый известняк. Алевритистость известняка изменяется вверх по разрезу неравномерно, формируя то более, то менее алевритистые слои. Грубослоистые зеленовато-светло-серые известняки кверху сменяются почти белыми обломочно-мшанковыми слабо алевритистыми разностями. Венчают средний подърус дата белые мшанковые известняки с кавернозными конкрециями черных кремней, располагающихся послойно. Переход к верхнему дату постепенный. В основании верхнего дата залегают белые органогенно-обломочные массивные пористые известняки с участками более плотных полуперекристаллизованных. Их перекрывают розовато-светло-серые фораминиферовые известняки с периодическими раковинными прослоями. Характерной чертой последних является грубая слоистость, вызванная чередованием слоев массивных равномерноперекристаллизованных и "глыбовых" - с неравномерной перекристаллизацией внутри слоя. Выше в них появляются линзовидные участки белых мучнистых известняков. На неровной размытой поверхности известняков лежат известковистые глауконитовые алевролиты с большим количеством танетских моллюсков.

Верхний палеоцен и эоцен описаны по правому борту долины р. Кача (Пограничные мел-палеогеновые..., 1964). У осно-

вания верхнего палеоцена находится тонкий (10-20 см) прослой глауконитово-кварцевого песчаника. Он перекрывается метровым слоем плотного песчаного известняка, переполненного фораминиферами и их детритом. Выше он становится мергелистым, постепенно переходя в алевритистый мергель, то более карбонатный, то более глинистый. Вверх количество алевритистой примеси убывает. Танетский ярус перекрывается мергелями нижнего эоцена, выше которых залегают нуммулитовые известняки симферопольского регионаруса среднего эоцена.

Трещиноватость. Анализ линеаментов по следам трещин на обнаженных поверхностях палеоценовых известняков по обоим бортам долины р. Кача и правому борту р. Бельбек, а также в их междуречье, показывает преобладание субширотной ($90-100^\circ - 270-280^\circ$) и диагональных ($310-320^\circ - 130-140^\circ$ и $40-50^\circ - 220-230^\circ$) систем (рис. 48). Простираения прямолинейных участков отдельных балок (урочище Медведь, Змеинная балка, Алимова балка) соответствуют доминирующим направлениям трещиноватости, что указывает на тектоно-карстовый контроль в их заложении. То же касается блока с пещерой Таврской. Общее простираение полости западное - северо-западное, соответствующее простираению ближайшего фрагмента обрыва на этом участке. Плановый рисунок полости показывает два хода диагональной ($130-310^\circ$) ориентировки, соответствующей одному из доминирующих диагональных направлений. Денудационные процессы привели к частичному разрушению привходовой части пещеры, о чем свидетельствуют обвалившиеся глыбы и блок породы, лежащие ниже по склону на выположенном мергелистом участке профиля, а также реликты карстовой морфологии на этом участке обрыва.



Рис. 48. Розы-диаграммы трещиноватости участка междуречья Бельбек - Кача.

Дальнейшее отступление обрыва приведет к вскрытию сначала южной, а затем и северной галерей пещеры.

В глубине междуречья Бельбека и Качи (район с. Белокаменное) выделяется больше модальных направлений систем трещин: 30-40° – 210-220°, 70-80° – 250-260°, 100-110° – 280-290°, 120-130° – 300-310°.

Характеристика карстопроявлений. Участок является показательным как по количеству и разнообразию гипогенных карстовых форм, так и по их значимости для установления закономерностей их взаимного расположения и роли в современном морфогенезе Предгорья. Важным является идентификация гипогенных карстопроявлений по всему разрезу Внутренней гряды – в маастрихтских отложениях, датских известняках и известняках симферопольского региона, что позволяет судить не только об отличиях элементов каналково-полостных систем в разных стратиграфических интервалах, но и реконструировать общую структуру функционировавших ранее здесь сквозьформационных каналково-полостных систем. Характеристика карстопроявлений участка приводится в стратиграфическом порядке.

Карстопроявления маастрихтского яруса верхнего мела. Несмотря на то, что мергели, которыми представлен верхний маастрихт, обычно считаются некарстующимися, на данном участке в них задокументировано два значительных карстопроявления – пещера Душевского (3 км к северо-западу от с. Высокое) и безымянная пещера в балке Собачья (1 км к югу от с. Новоульяновка). В пределах рассматриваемой части разреза Внутренней гряды, они представляют самые нижние элементы реликтовой каналково-полостной системы, функционально являвшиеся питающими каналами для вышерасположенных (в известняках палеоцена и эоцена) элементов. Пещера Душевского представляет собой субвертикальный трещинно-карстовый рифтовый канал, значительный по размерам (глубина 50 м, протяженность 130 м, объем 2100 м³). Ее подробная характеристика приводится в разделе 6.4. Пещера в балке Собачья представляет собой горизонтальный канал (протяженность 20 м, ширина 1 м), по которому происходил переток между соседними каналами-рифтами (см. подраздел 6.1.6). Ранее на этом участке системы трещинно-карстовых полостей были выявлены геофизическими методами и подтверждены

бурением (Иванов и др., 1966), что объясняет имеющее место утечки из Новоульяновского водохранилища.

Карстопроявления датского яруса палеоцена. В обнажениях нижнего дата, сложенного алевритистым грубослоистым известняком, задокументированы фрагменты плоскостей продольно-раскрытых вертикальных трещинно-карстовых каналов с сохранившимися реликтами субвертикальных полуканалов, венчающихся нишами. В правом борту долины р. Бельбек, возле Змеиной балки, и в правом борту долины р. Качи, такие ниши образуют ярко выраженные вертикальные серии (рис. 40 и рис. 49 А, В). Ниши наблюдаются и в толще среднего дата, но уже без организации в вертикальные серии.

В фораминиферовом известняке верхнего дата из-за его неравномерной перекристаллизованности и разной пористости слоев ярко выражен контроль элементов каналково-полостных структур слоистостью, а также плоскостями напластования – участки губчатой морфологии, стратиформные кавернозные зоны. Одна из плоскостей контролирует залегание пещеры Таврской (см. раздел 6.4), а также некоторых вскрытых камер, имеющих вод гротов. Обилие гротов разных размеров – характерная черта обнажения массива Качи-Кальон, где большинство из них были переработаны гравитационными процессами и человеком, с утратой исходной карстовой морфологии камер. Самый крупный Четвертый грот, известный также как Родниковый, имеет длину 110 м, глубину 36 м и площадь 2000 м² (Горный массив Качи-Кальон..., 2011). Он имеет преимущественно гравитационную морфологию и образован выколом и вывалом крупного фрагмента скального целика, расположенного между фронтальным обрывом и параллельной закарстованной трещиной в тылу грота. При этом верхняя пачка палеоценовых известняков осталась ненарушенной и образует кровлю-навес грота. Следующая в тылу грота линия делимости массива образована крупным трещинно-карстовым каналом-рифтом с простиранием 305–125°, юго-восточная часть протяжения которого уже раскрыта обрывом (где стена рифта, соответственно, экспонирована), а северо-западная часть уходит в массив на 40 м (рис. 50 Б, В). В этой части рифт имеет ширину 0,5 – 2 м и доступен для проникновения сверху с плато до глубины около 15 м (см. рис. 26 В, Г). Рифт продолжается вниз, но перекрыт коллю-

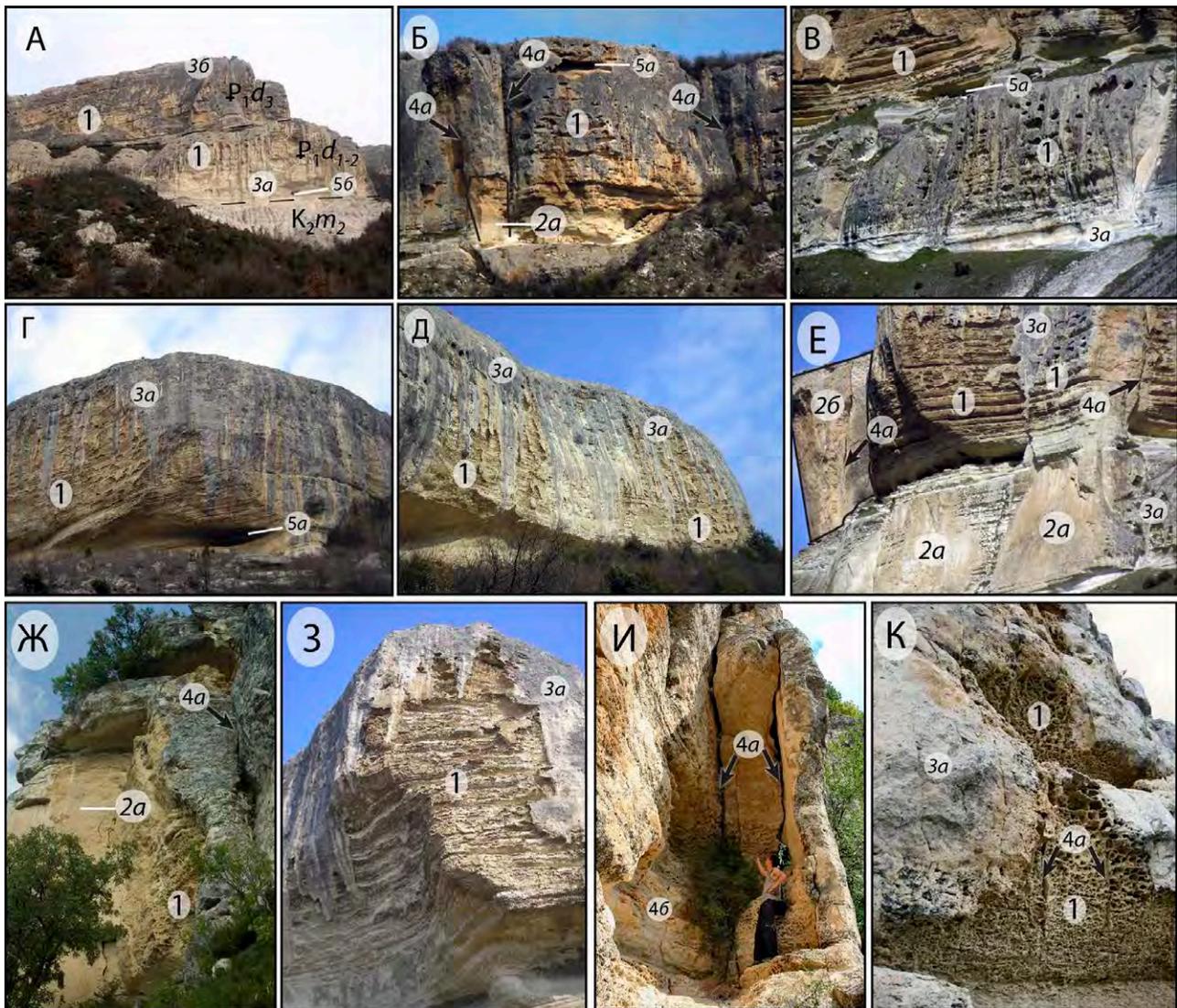


Рис. 49. Карстопроявления нижнего и среднего дата участка междуречья Бельбек - Кача. Экспонированные поверхности трещинно-карстовых каналов в обрывах: 1 - гипогенно-закарстованные, с различной скульптурной морфологией и формами полостной каймы; 2 - незакарстованные, по трещинам отрыва и скола: 2а - без минерализации (свежие поверхности); 2б - с минерализацией; 3 - переработанные денудацией (плоскостным смывом и выветриванием): 3а - с умеренной модификацией исходной поверхности раскрытых трещин; 3б - с полным уничтожением исходной скульптуры раскрытых трещин; 4 - поперечно-вскрытые полости: 4а - закарстованные трещины; 4б - каналы; 5 - гроты и ниши: 5а - реликты стратиформных расширений рифтов; 5б - реликты локализованных расширений рифтов.

виальными отложениями, создающими псевдоэтажность. Стены внутренних участков рифта содержат участки губчатой морфологии, стратиформные кавернозные зоны и другие особенности, аналогичные формам, наблюдаемым в обнажениях и идентифицируемым как элементы спелеогенного морфоскульптурного комплекса. Очевидно, что по описанному трещинно-карстовому каналу в ближайшем геологическом (историческом?) будущем неизбежно произойдет отделение и обрушение блока, вмещающего Четвертый грот, что приведет к полному раскры-

тию последнего и экспонированию его гипогенной морфологии непосредственно в обрыв.

Карстопроявления симферопольского региона эоцена. В междуречье Бельбека и Качи, в окрестностях с. Белокаменное, толща плотных нуммулитовых известняков видимой мощностью до 20 м образует склон эоценовой куэсты с субвертикальным уступом в основании и наклонной (30-40°) гранью вверх. Отступление склона происходит по линиям раскрытия трещинно-карстовых каналов-рифтов. Некоторые из них раскрыты не полностью и демонстрируют механизм обра-



Рис. 50. Массив Качи-Кальон (А, Б) и схема трещинно-карстового канала-рифта (В) в тыловой части обрыва.

зования гротов локальными вывалами блоков, через которые вскрываются каналы-рифты следующего, параллельного фронтальной линии обрыва, эшелона рифтов в глубине массива (см. рис. 26 Ж). На смежном участке обрыва "внутренний" рифт становится фронтальным и образует обрыв (см. рис. 26 И). Наклонная грань верхней части известнякового склона образована раскрытием системы боковых наклонных опирающихся трещин и развитых по ним уплощенных наклонных камер (см. подраздел 6.1.2), тогда как целики между смежными такими камерами препарируются денудацией до морфологии скальных "бастионов" и "сфинксов" (рис. 33 Б-Г). Участок у с. Белокаменное ярко иллюстрирует тектоно-карстовый контроль положения и морфологии обрывов эоценовых известняков.

Преобладающим элементом морфологии стен полностью экспонированных в обрыве трещинно-карстовых каналов служат волнисто-ребристые поверхности и развитые по углублениям горизонтальные серии крупных каверн, простирающиеся в нижней и средней частях

обнажений (см. рис. 19 А, Г; механизм образования – в подразделе 6.1.5). В закрытых участках каналов-рифтов эти каверны "просвечивают" из-под покрова алтерита (рис. 35 В).

Особенности морфологии скальных бортов долин участка демонстрируют контроль трещиноватости над положением бровок бортов. Так, форма кромки палеоценовой куэсты зигзагообразна благодаря двум преобладающим диагональным системам направлений трещин ($310-320^\circ - 130-140^\circ$ и $40-50^\circ - 220-230^\circ$) (см. рис. 47, 48). Бровка эоценовой куэсты демонстрирует более высокую степень сглаженности поверхностной денудацией.

Участок долины реки Чурук-Су. Участок охватывает оба борта долины реки Чурук-Су в ее верхнем и среднем течении и прилегающее ущелье Ханлы-Дере, территориально лежащие в границах г. Бахчисарай и входящего в его состав бывшего с. Староселье (Салачик) (участок 3 на рис. 42; рис. 51). Река Чурук-Су является правым притоком р. Кача. Она начинается в урочище Биюк-Ашлама и через 11 км впадает

в Качу у с. Новенькое. Правый борт долины, входящий в состав участка исследования, мало расчленен и представляет собой крутой и обрывистый склон палеоценовой куэсты и лежащей выше эоценовой куэсты. К левому борту долины примыкают овраг Марьям-Дере, разделяющий плато Бурунчак и Успенскую скалу, и овраг Канлы-Дере, отделяющий Успенскую скалу от возвышенности Ташлых. Полевые исследования также проводились на известняковых склонах горы Сувлу-Кая (правый борт долины р. Чурук-Су), плато Бурунчак с располагающимся на нем пещерным городом Чуфут-Кале и возвышенности Беш-Кош. Плато Бурунчак представляет собой полуостанец, вытянутый с северо-запада на юго-восток на 1,5 км при средней ширине 400 м, с трех сторон имеющий обрывистые известняковые склоны и лишь с четвертой – юго-восточной – соединяющийся с основным массивом палеоценовой куэсты узким (0,11 км) перешейком. Возвышенность Беш-Кош (537 м) является останцом палеоценовых отложений, отделенным балками Биюк-Ашлама (Цыганская) и Кучук-Ашлама от соседних массивов.

Литостратиграфическая характеристика разреза склоновых обнажений района представлена на рис. 36 (разрез обнажений с. Староселье, г. Сувлу-Кая). Разрез датских отложений описан по обнажению над с. Староселье (по материалам Лыгиной, 2010; Никитина, Болотова, 2006). В основании обнажения на восточном окончании с. Староселье залегают мергели маастрихта, в кровле которых четко видна поверхность размыва – "hard ground". В основании дата находится линзовидный прослой песчаника (0,2 – 0,5 м). Выше него детритовый песчаный

известняк образует выступ с волнистой поверхностью. Вышележащий органогенно-обломочный криноидно-мшанковый известняк образует в рельефе полого-наклонный склон со слабо-выраженными ступенями. Через 3 м от основания пачки известняк становится более плотным и образует крутой ступенчатый склон с высотой ступеней 0,4 – 0,3 м (Лыгина, 2010). Выше высота ступеней увеличивается до 1 м, известняк переходит в серпулово-криноидно-мшанковый. В вышележащей пачке известняка возрастает пористость породы, образующей ступенчатый склон. На пологих поверхностях известняк местами ожелезнен, имеются формы поверхностного карста. Породы верхнего дата образуют в рельефе ступени меньшей высоты по сравнению с предыдущей пачкой. Поверхность пачки, соответствующая контакту дата с танетом, неровная, содержит поверхностные карстовые формы, заполненные карбонатным глауконитовым песком.

Нижне-среднеэоценовые отложения описаны по разрезу горы Сувлу-Кая (Бахчисарай) (по материалам Лыгиной, 2010; Никитина, Болотова, 2006). Разрез находится на юго-восточном склоне горы, в верховьях крупной промоины. В его основании залегает бахчисарайский региоярус, представленный темно-серыми карбонатными глинами. Переход к нуммулитовым известнякам симферопольского региояруса постепенный. Он выражен в "переходной" пачке, формирующей крутой склон. Пачка представлена чередованием прослоев глинистых песчаных мергелей и глинистых известняков мощностью по 0,2-0,3 м и 0,3-0,4 м соответственно.

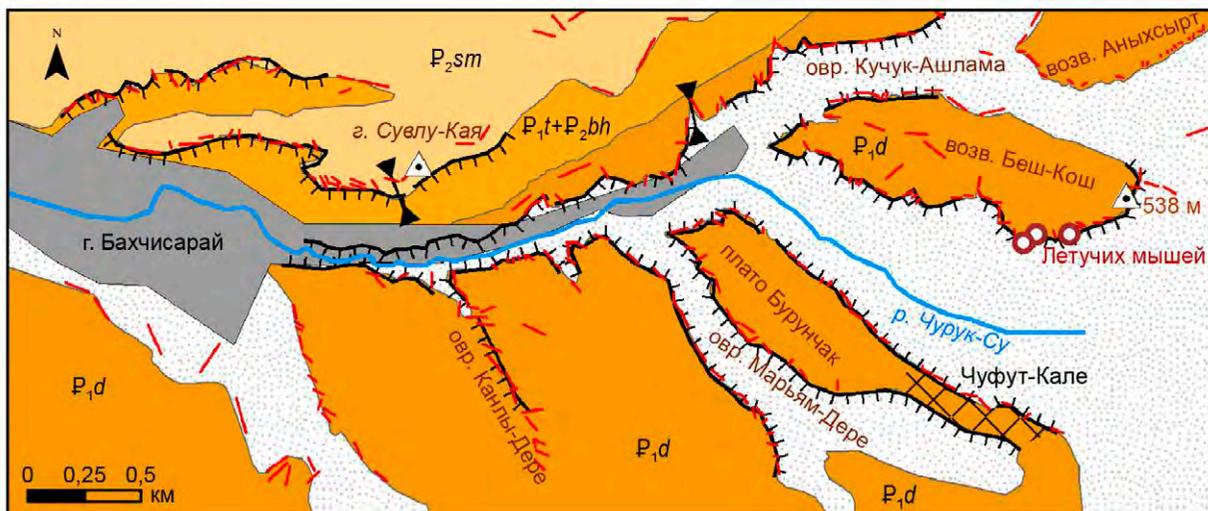


Рис. 51. Орографическая схема участка долины р. Чурук-Су. Условные обозначения см. в подписи к рис. 43.

Трещиноватость. Анализ роз-диаграмм трещинных линейментов по обоим бортам долины р. Чурук-Су показывает преобладание диагональных ($30-40^\circ - 210-220^\circ$, $70-80^\circ - 250-260^\circ$, $90-100^\circ - 270-280^\circ$, $110-120^\circ - 290-300^\circ$, $140-150^\circ - 320-330^\circ$) систем (рис. 52). Простираения прямолинейных участков оврагов Биюк-Ашлама, Марьям-Дере, Канлы-Дере соответствуют доминирующим направлениям трещиноватости, что свидетельствует о контроле их заложения диагонально ориентированными тектоническими трещинными зонами шириной 100-400 м. Трещинные линейменты эоценовой куэсты на правом борту долины р. Чурук-Су показывают преобладание диагональных систем трещин: $70-80^\circ - 250-260^\circ$, $100-120^\circ - 280-300^\circ$, $150-160^\circ - 330-340^\circ$.

Характеристика карстопоявлений. В обнажениях нижнего и среднего дача на крутом ступенчатом склоне долины р. Чурук-Су с высотой ступеней до 1 м, сложенном плотным криноидно-мшанковым известняком, задокументированы фрагменты камер, экспонированных в виде гротов и ниш. Латерально протяженные участки

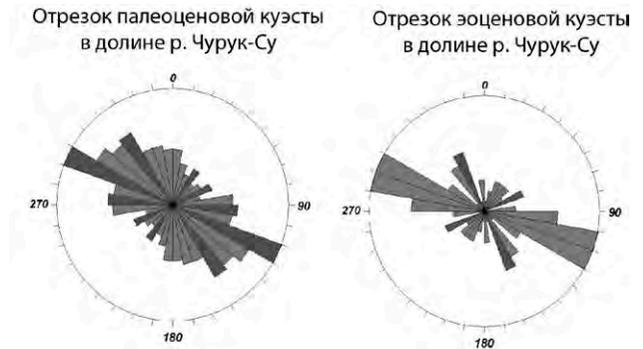


Рис. 52. Розы-диаграммы трещиноватости участка долины р. Чурук-Су.

имеют вид ниш (рис. 53 А, В), изометричные и сферические – гротов разных размеров: от 1 м до 15-20 м в высоту (рис. 53 В). Степень обработки внутренних стен камер человеком различна, из-за чего не всегда удается установить их начальный размер и форму, однако наличие признаков-идентификаторов гипогенного спелеогенеза и положение отдельных камер на высоте, недоступной для человека, свидетельствуют об их принадлежности к полостям обрамления продольно-раскрытых трещинно-карсто-

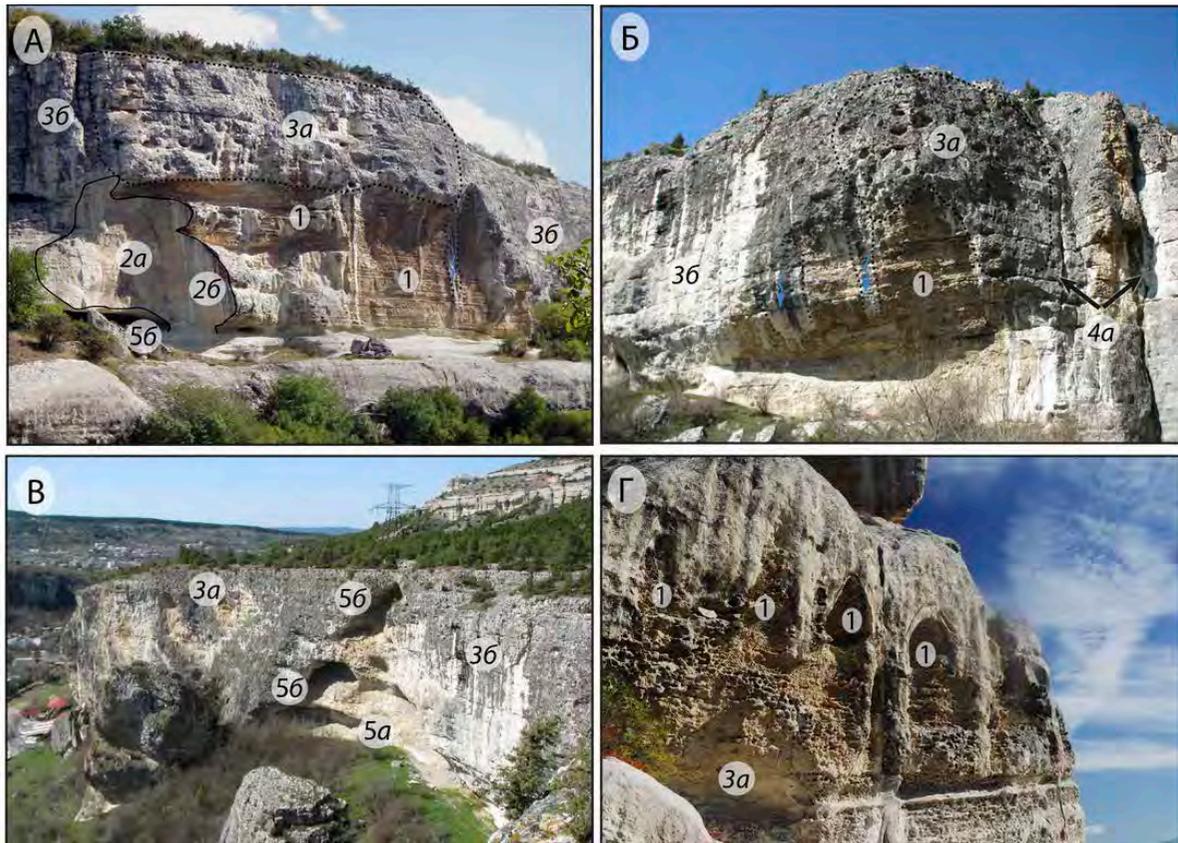


Рис. 53. Морфология карстопоявлений в обрывистых склонах палеоценовых известняков участка долины р. Чурук-Су. А – обрывы плато Бурунчак (массив Чуфут-Кале); Б, В – куэста над с. Староселье; Г- массив Беш-Кош. Условные обозначения см. на рис. 49.

вых каналов. К полостной кайме этих каналов относятся и кластерные зоны кавернозности и тафони, часто выполняющие восходящие каналы и купола (рис. 53 Г).

В грубослоистой толще верхнего дата задокументированы сильно денудированные изометричные крупные камеры и каналы, образованные по трещинам, ориентированным поперечно к плоскости обнажения. Примерами последних служат пещеры возвышенности Беш-Кош – Летучих мышей (Беш-Кош-3, подробное описание в разделе 6.4), Беш-Кош-1, Беш-Кош-2 и Беш-Кош-5 (Долотов, 2010).

Карстопроявления симферопольского регияруса эоцена. Особенности морфологии скальных бортов долин значительно различаются на отрезках палеоэоценовой и эоценовой куэст, как по преобладающим системам трещиноватости, так и по степени денудированности бровок. Для палеоэоценовой куэсты характерны крутые и обрывистые склоны высотой до 40 м с зигзагообразной кромкой, обусловленной взаимоперпендикулярными направлениями секущих трещин, по которым экспонировалась основная

масса камер в виде гротов и ниш. Эоценовая куэста обладает более выположенным склоном с общей высотой до 30 м с субвертикальными уступами и наклонными гранями. Профиль склона образуется сочетанием субвертикальных обрывов по трещинно-карстовым каналам типа рифтов (рис. 54 Б) и наклонных граней по боковым трещинам и уплощенным камерам (рис. 54 А и В). Раскрытие такой вертикально-наклонной каналово-полостной системы на склонах г. Сувлу-Кая по механизму, описанному в подразделе 6.1.2, привело к примечательному комплексу кулуаров-амфитеатров и останцов, называемому "Долиной Сфинксов" рис. 54 А и В). Останцовые формы в этом комплексе образованы по целикам между смежными уплощенными камерами и рифтовыми каналами, ныне полностью или почти полностью раскрыты. Реликты камер представлены гротами и нишами, а сохранность фрагментов пещерных каналов по рифтам в тыловой части некоторых останцов четко иллюстрирует главную предпосылку отделения их от массива и превращения из "бастионов" в обособленные "сфинксы" (см. рис. 27 А и Б, а также реконструкцию на рис. 54 В).

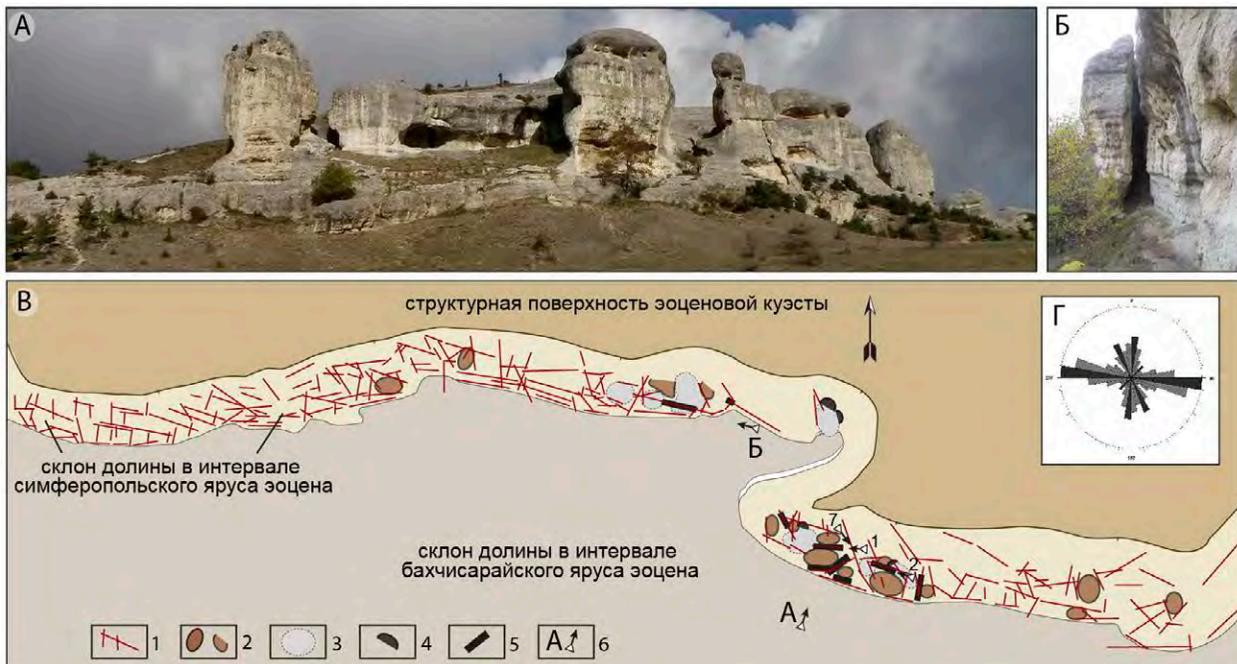


Рис. 54. Геоморфологическое выражение реликтовых гипогенных каналово-полостных структур эоценовой толщи в стадии глубокого распада - раскрытия долиной и денудационного разрушения, на примере "Долины Сфинксов" в Бахчисарае. А – общий вид комплекса "сфинксов"; Б - формирование вертикального уступа раскрытием рифтового канала; В – геоморфологическая карта с реконструкцией элементов каналово-полостной системы; Г – роза-диаграмма трещиноватости. Условные обозначения к В: 1 - субвертикальные трещины (выделенные дешифрированием космоснимков и полевым обследованием); 2 - "сфинксы", "каменные истуканы" - останцы слаборазрушенных и незакарстованных блоков; 3 - реконструкция уплощенных камер по системе наклонных трещин; 4 - фрагменты камер в обнажениях (гроты и ниши); 5 - фрагменты карстовых каналов со значительной сохранностью пещерной морфологии; 6 – направления съемки для фото А и Б.

Из-за своей аттрактивности, некоторые самые высокие и выразительные "сфинксы", возвышающиеся над бровкой на 8-15 м, получили свои собственные названия: крайняя к югу фигура Юкле-Кая, далее Сюрю-Кая, Чуюн-Кая, Сандык-Кая и Шапке-Кая. С 1964 г. "Долина Сфинксов" Сувлу-Кай является геологическим памятником природы.

Участок междуречья Бодрак - Альма. Участок протягивается по Внутренней гряде от с. Скалистое до с. Малиновка, охватывая правый борт р. Бодрак, левый борт р. Альма и их междуречье (участок 4 на рис. 42; рис. 55). Река Бодрак является левым притоком Альмы, самым длинным и многоводным из всех притоков. В 2,5 км от с. Скалистое находится самый северный из пещерных городов Предгорья – Бакла, расположенный в одноименном урочище. На территории участка уже более полувека ведется разработка датского мшанкового и нуммулитового эоценового известняка, из-за чего большой объем породы на сегодняшний день оказался удаленным вплоть до кромки обрыва.

Литостратиграфическая характеристика разреза склоновых обнажений района представлена на рис. 36 (разрез обнажений с. Скалистое, г. Бакла). Описание разреза датских и нижне-среднеэоценовых отложений выполнено по материалам Е.И. Лыгиной (2010). Палеоценовые и нижележащие меловые отложения описаны по

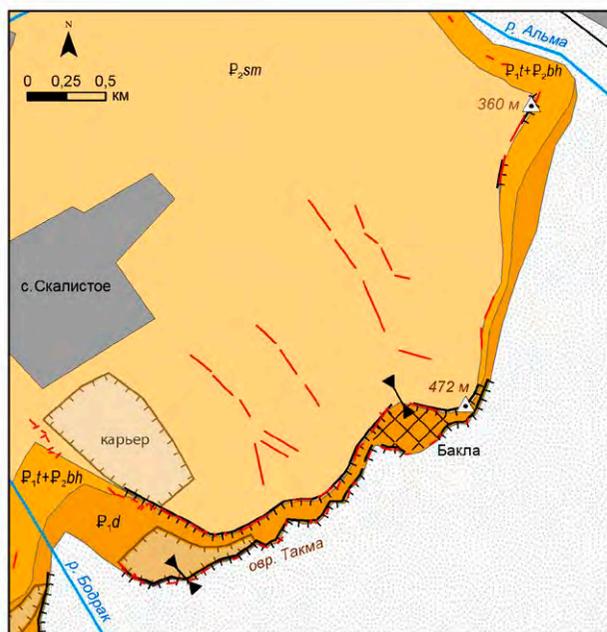


Рис. 55. Орогидрографическая схема участка. Условные обозначения см. в подписи к рис. 43.

обнажению в овраге Такма, нижние горизонты симферопольских отложений - в ур. Бакла, верхние горизонты – в действующем карьере по разработке нуммулитовых известняков на южной окраине с. Скалистое.

Контакт подстилающих маастрихтских карбонатных песчаников с датскими известняками выражен поверхностью твердого дна - "hard ground". Выше нее залегает рыхловатый песчаный кварц-глауконитовый известняк, сходный с известняком второй пачки из разреза в с. Староселье. В рельефе породы пачки образуют небольшую нишу высотой 0,5 м, переходящую в отвесный склон. Через 2 м известняки становятся криноидно-мшанковыми, еще выше наблюдается чередование разностей органогенно-обломочных известняков - органогенно-обломочных фораминиферово-криноидных и органогенно-обломочных фораминиферово-криноидно-мшанковых или криноидно-мшанковых, что выражается в рельефе наличием волнистой поверхности уступа куэсты над оврагом Такма.

Из-за плохой обнаженности разреза эоценовых отложений Е.А. Лыгиной (2010) не удалось описать контакты с ниже- и вышележащими породами. Строение разреза в целом идентично разрезу г. Сувлу-Кая. Нижний слой симферопольских отложений представлен темно-серыми глинистыми песчанистыми плотными известняками с прослоями мергелей. В пяти метрах от подошвы слоя порода образует ступенчатый нависающий обрыв высотой около 5 м, сложенный мягкими серыми пелитоморфными известняками с тонкой слоистостью. Верхний слой симферопольского регионаруса, обнаженный на окраине с. Скалистое, представлен светло-серыми органогенно-обломочными нуммулитовыми плотными известняками, чередующимися с более рыхлыми разностями. В его верхней части находится прослой с кремневыми стяжениями мощностью 2,5 – 3 м. Вверх по разрезу изменяется литология пород - увеличивается количество слоев плотного известняка, пока породы не приобретают желтоватый оттенок. Мощность описанной части разреза 25-30 м.

Трещиноватость. В ориентировках трещин на обнаженных поверхностях известняков палеоценовой и эоценовой куэсты по правому борту р. Бодрак, а также в междуречье Бодрака и Альмы, преобладают разные системы трещин (рис. 56). Для палеоценовой куэсты характерны два преобладающих направления 10-20° – 190-200° и

60-70° – 240-250°. Для эоценовой куэсты к этим направлениям добавляются еще несколько (10-20° – 190-200°, 60-70° – 240-250°, 110-120° – 290-300°, 140-150° – 320-330°, 170-180° – 350-360°). Разнообразие ориентировок и слабая расчлененность куэсты балками и оврагами, вскрывающими эоценовую моноклинал, указывают на слабые нарушения в подстилающей толще пород.

Характеристика карстопроявлений.

Карстопроявления датского яруса демонстрируют морфологию стен субвертикальных каналов-рифтов и их полостной каймы, экспонированных в обрыве куэсты в результате отседания и обрушения блоков (рис. 57). Крупные полости представлены гrotами и нишами, расположенными на разных высотах обрывистого склона, являющихся реликтами камер, образованных как по локальным расширениям рифта (фото В), так и по наклонным оперяющим трещинам (фото А). Широко развиты зоны кавернозности, часто выполняющие внутренние части этих камер, и восходящие каналы в плоскости раскрытых рифтов (рис. 57 Г). Многие поверхности

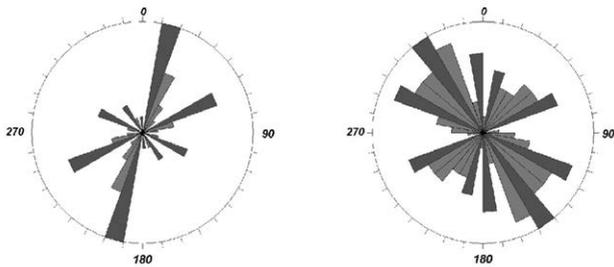


Рис. 56. Розы-диаграммы трещиноватости палеоценовой (слева) и эоценовой (справа) куэст на участке долин рек Бодрак и Альма.

полостных форм демонстрируют сотово-ячеистую морфологию (тафони). Помимо гипогенно-закарстованных поверхностей трещин с различной скульптурной морфологией и формами полостной каймы, в обрывах палеоценовой куэсты экспонированы свежие незакарстованные поверхности трещин скола, в образовании которых ведущую роль сыграли гравитационные процессы.

Карстопроявления симферопольского регио-яруса эоцена. В обрывах эоценовых известняков долины р. Альмы, в окрестностях с. Малиновка, задокументированы субвертикальные каналы-

рифты в тыловых частях обрывов, лишь частично вскрытые локальными вывалами перемычек и демонстрирующие исходную морфологию гипогенных полостей этого типа (рис. 16 З). Они заложены в толще плотных нуммулитовых известняков видимой мощностью до 20 м. Обрывы образованы по фронтальной линии рифтов и демонстрируют многочисленные формы скульптурной спелеогенной морфологии. Как и на всем протяжении эоценовой куэсты юго-западного Предгорья, доминирующими формами являются горизонтальные серии крупных каверн, располагающиеся в нижней пачке симферопольского регио-яруса (рис. 58 Б). Местами в обрывах имеются локальные вывалы-гrotы, вскрывающие следующие в тылу параллельные рифтовые каналы, или такие тыловые каналы принимают на себя линию фронтального обрыва на другом отрезке своего простираения. Такие ситуации представляют собой бесспорные доказательства гипогенно-карстового происхождения скульптурной морфологии обнажений, так как эта морфология непосредственно продолжается в глубине трещинно-карстовых каналов, в их нераскрытых частях. Они также иллюстрируют механизм формирования и отступления обрывов путем вывалов блоков-перемычек между обрывами и следующими в тылу трещинно-карстовыми каналами-рифтами. Глыбово-обвальный материал в нижних частях склонов также несет на себе фрагменты скульптурной гипокарстовой морфологии и позволяет реконструировать механизм гравитационной "разборки" склонов. В обрывах эоценовой куэсты, заложенных в верхней пачке симферопольского яруса, также имеются крупные гrotы по камерам наклонного типа, а также наклонные кулуары-амфитеатры, образованные полным раскрытием таких камер (рис. 58 В). Смежные гrot (слева) и кулуар (справа) на этой фотографии демонстрируют разные стадии раскрытия камер. Аналогичные предпосылки и механизмы морфогенеза склонов характерны для участков Эски-Кермен – Красный Мак и долины реки Чурук-Су.

Особенности морфологии скальных бортов долин определяются доминирующими системами трещиноватости, разработанностью долин и литолого-структурными свойствами слагающих их пород. Скальный борт палеоценовой куэсты обрывистый, с большим количеством поперечно-вскрытых трещин, по которым происходят вывалы больших объемов пород. Эоценовая

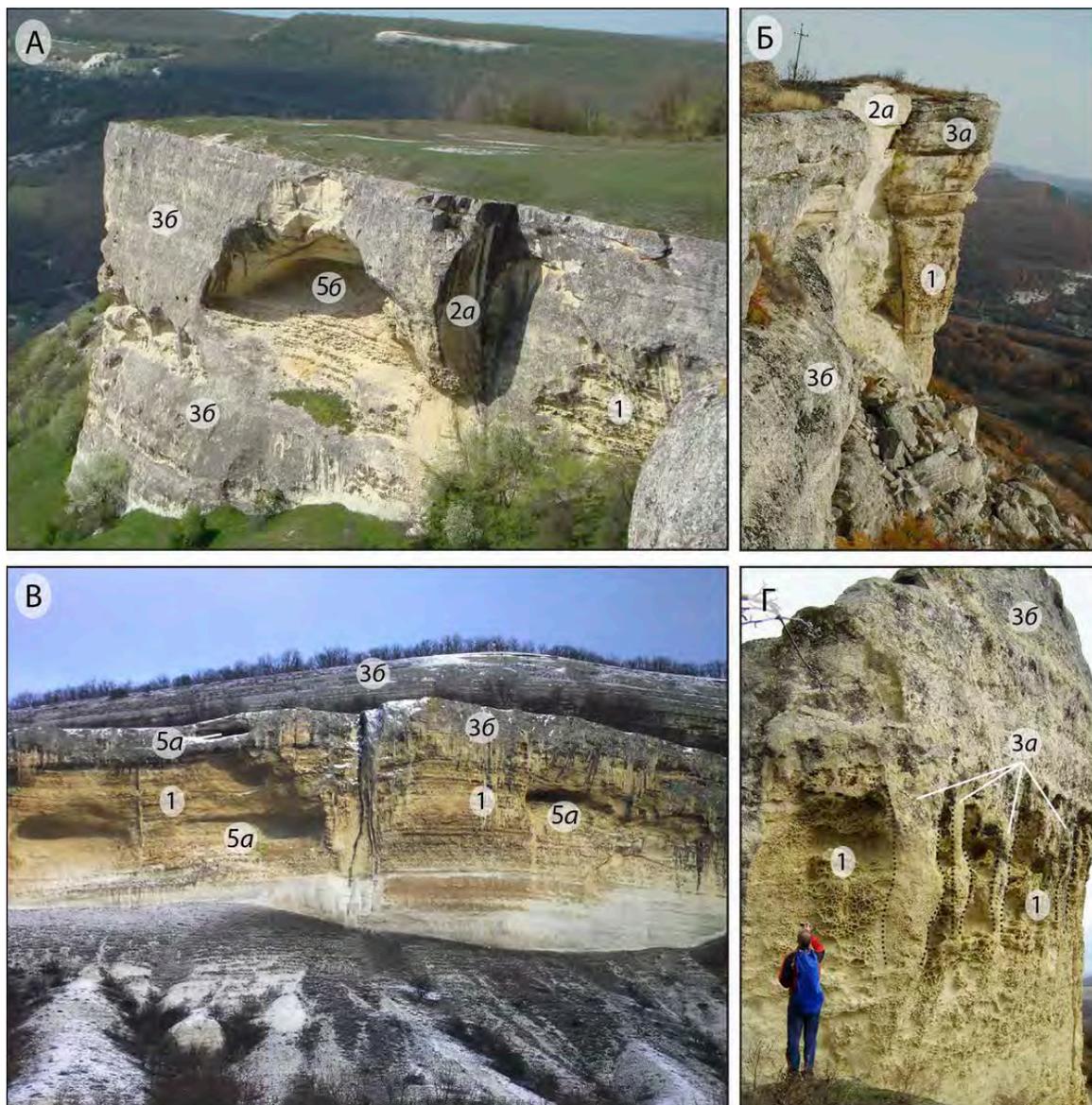


Рис. 57. Реликты карстопроявлений в обрывах датских известняков долины р. Бодрак (А, Г - правый борт, Б – левый борт, В – междуречье Бодрака и Альмы). Условные обозначения см. на рис. 49.

куэста намного более сглаженная в верхней части (наклонная грань), с большим количеством сильно сденудированных гротов и сохраняющимися останцами между ними (рис. 58 Б, В), однако фигуры типа "сфинксов" Каралезской долины или г. Сувлу-Кая здесь отсутствуют. В основании наклонной грани склоны обрывы субвертикальны там, где глубина вреза долин достаточна для экспонирования нижней части известняковой толщи симферопольского региона.

Центральный район. Охватывает территорию Внутренней гряды от долины реки Альма до долины реки Кучук-Карасу. На маастрихтских мергелях со следами перерыва в осадконако-

пления залегают отложения эоцена, поэтому в рельефе получила выражение только эоценовая куэста. Территория района входит в состав Симферопольского и Белогорского административных районов. По схеме карстологического районирования Б.А. Вахрушева (2009) район охватывает одноименные карстовые районы.

Участок междуречья Альма - Салгир. Участок располагается в междуречье Альмы и Салгира, между селами Малиновка – Приятное Свидание на юго-западе и г. Симферополь на юго-востоке (участок 5 на рис. 42; рис. 59). В черте последнего лежит вся северо-восточная часть участка. Река Западный Булганак прорезает Внутреннюю куэсту в средней части участка. Обрывистый

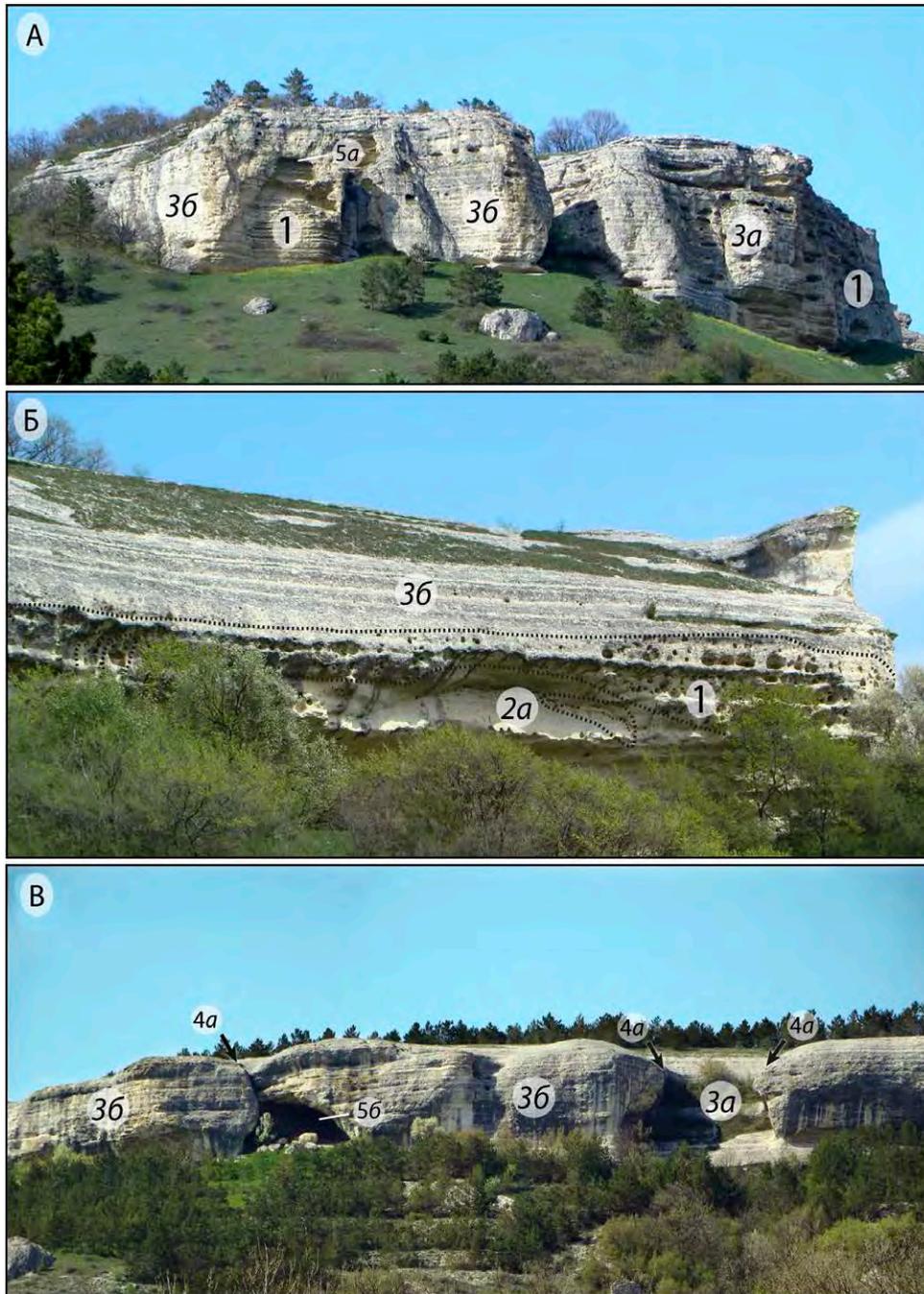


Рис. 58. Карстогенная морфология обрывов эоценовых известняков вблизи ур. Бакла. Условные обозначения см. на рис. 49.

аструктурный склон эоценовой куэсты имеет юго-восточную экспозицию. Расчленяющие его балки и овраги имеют направление, субпараллельное консеквентным рекам. Средние высоты аструктурного склона составляют 450-500 м при максимальной высоте 546 м (г. Таш-Джарган). Среднее относительное превышение бровки эоценовой куэсты над днищем Южной продольной депрессии составляет около 100 м, при этом значительную часть склона пологой и сред-

ней крутизны составляют мергелистые отложения верхнего мела, в которых развита овражно-балочная сеть.

Литостратиграфическая характеристика разреза склоновых обнажений участка представлена на рис. 37 (разрез обнажений г. Симферополь). Разрез нижне-среднеэоценовых отложений описан в районе Марьино по материалам Е.И. Лыгиной (2010). На глинистых известняках бахчисарайского региояруса согласно

залегают органогенно-обломочные криноидно-нуммулитовые известняки. Е.И. Лыгина не проводит разделение толщи на пачки, а лишь указывает на сходство с разрезом в Бахчисарайском районе – в основании пачки залегают мергели с глауконитом мощностью 4 м, переходящие в нуммулитовые известняки. Слоистый характер обнажению придают маломощные прослои (15-20 см) более плотного известняка со скоплениями неориентированных нуммулитид.

Нижнемеловой комплекс представлен маломощными известняками баррема и глинами апт-альба, залегающими в основании куэсты и выходящими на поверхность на юге города Симферополя (Кирпичное).

Северная продольная депрессия выполнена мергелями и известняками бодракского и альминского ярусов. Внешняя гряда, замыкающая с севера Симферополь, состоит из миоценовых известняков с прослоями глин, мергелей и

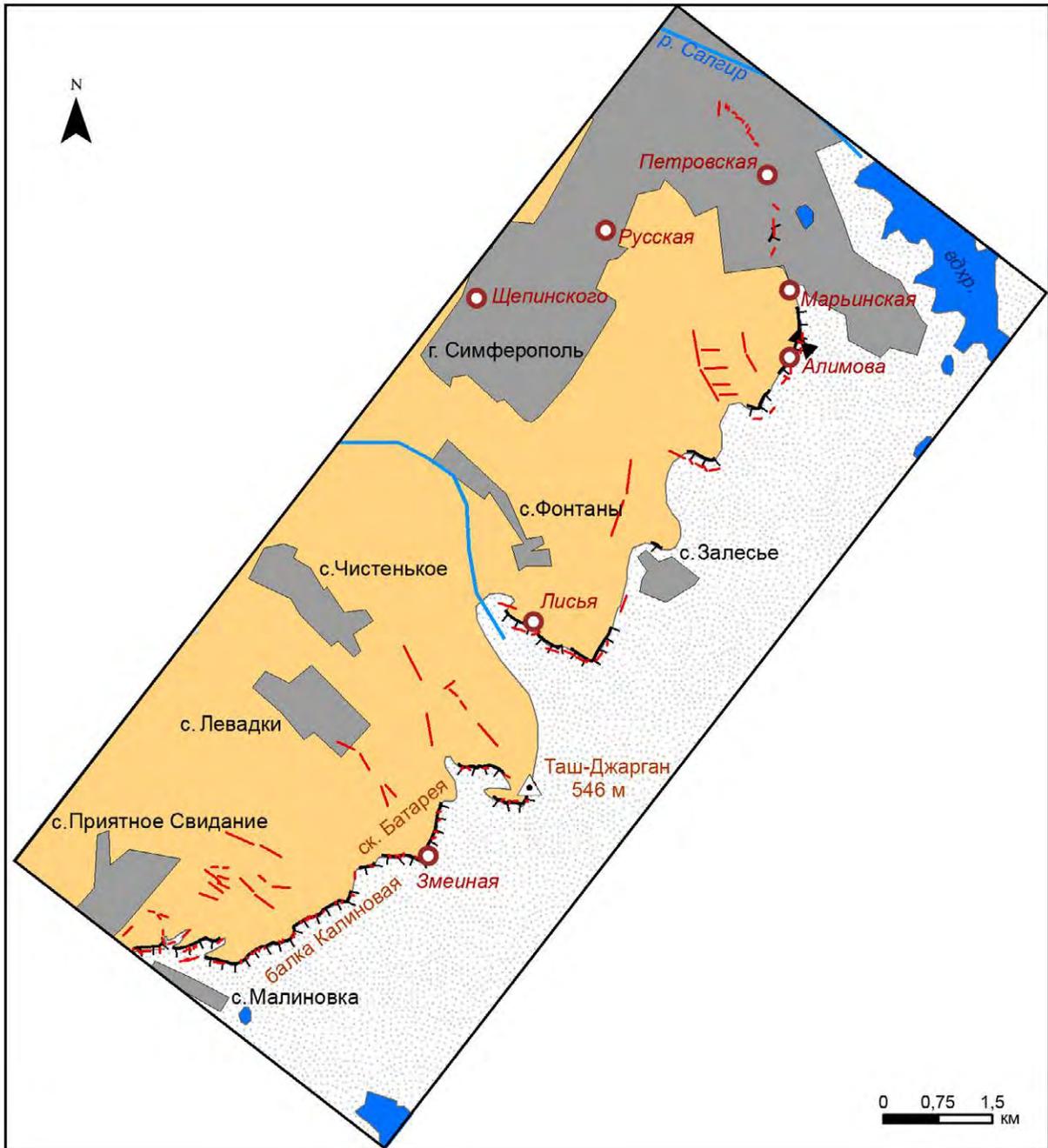


Рис. 59. Орогидрографическая схема участка междуречья Альма - Салгир. Условные обозначения см. в подписи к рис. 49.

песков, перекрытых суглинками, галечниками и песками плиоцена. Пойму и террасовые уровни р. Салгир и ее притоков слагают рыхлые аллювиальные отложения четвертичного возраста.

В распределении *трещиноватости* по ориентировкам преобладают субмеридиональная (170-180° – 350-360°) и диагональная (110-120° – 290-300°) системы (рис. 60). Простирающиеся прямолинейных участков отдельных балок, расчленяющих моноклинал куэсты, соответствуют доминирующим направлениям трещиноватости.

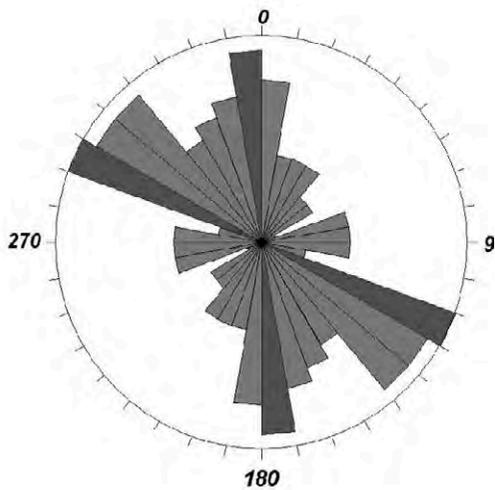


Рис. 60. Роза-диаграмма трещиноватости участка междуречья Альма - Салгир.

Характеристика карстопоявлений симферопольского яруса эоцена. Гипогенно-закарстованные скальные участки обрывистых склонов эоценовой куэсты на всем протяжении от с. Малиновка до Петровских скал Симферополя демонстрируют сложную морфологию вскрытых субвертикальных трещинно-карстовых каналов. Диагностическими формами являются:

1. Поперечно-вскрытые и искусственно вскрытые карстовые полости. К ним относятся вскрытые пещеры Змеиная и Алимова (подробное их описание приводится в разделе 6.4), Лисья и др. На территории г. Симферополя имеются также пещеры, вскрытые искусственно при строительстве, рытье колодцев и т.д. Их морфология демонстрирует характерные признаки гипогенного спелеогенеза. Большую роль во вскрытии полостей играет современная антропогенная активизация карста.

2. Расширенные до метровых размеров интервалы закарстованных трещин ("раздувы"), идентифицируемые как ниши в раскрытых субпараллельных обрыву системах.

3. Уплощенные или изометричные гроты размером от единиц до первых десятков метров, имеющие внутреннюю спелеогенную скульптурную морфологию, экспонированные раскрытием вертикальных трещинно-карстовых каналов и их камер-расширений.

4. Крупные каверны полостной каймы субвертикальных трещинно-карстовых каналов.

5. Зоны мелкой кавернозности.

6. Поверхности сотово-ячеистой морфологии (тафони).

Особенность обрывистого аструктурного склона состоит в том, что линия бровки куэсты прямолинейна лишь на крайнем востоке участка, а на всем остальном протяжении она представлена остроугольными мысами, сформированными системами диагональных трещин.

Главными чертами морфологии скальных обрывов участка являются сглаженность бровок, значительная степень денудационной обработки и обилие фестончатых серий кулуаров в скальных обрывах (рис. 61 В и Г). На рис. 61 А и Б с разных ракурсов показан трещинно-карстовый канал, субпараллельный линии обрыва, по которому происходит формирование нового сегмента бровки. Перемычка между двумя субпараллельными каналами, – уже раскрытым (фронтальная линия обрыва) и вскрывающимся, – разрушается процессами выветривания и денудации. Примечательным геоморфологическим феноменом участка является крупный грот Таш-Джарган, в своде которого имеется крупный купол с круглым отверстием диаметром около 2 м, открывающееся снизу в скальную полку в прибровочной части куэсты (см. рис. 90, фото 1 и 2). Такая морфология необъяснима с точки зрения внешней денудации, но полностью аналогична многочисленным куполам соседней пещеры Змеиная, в которой они на этом литостратиграфическом уровне выходят на вышележащий слой с высокой пористостью и интенсивной мелкой трещиноватостью. Грот Таш-Джарган является яркой иллюстрацией образования гротов в обрывах путем раскрытия карстовых полостей.

Участок междуречья Зуя - Бурульча. Исследованный участок охватывает средние части соседних субпараллельных, вытянутых в меридиональном направлении долин рек Зуя и Бурульча, пересекающих Внутреннюю гряду в секторе между Симферополем и Белогорском (участок 6 на рис. 42; рис. 62). Обе долины являются правыми притоками р. Салгир, хотя из-за маловодности не доносят свои воды до устья, теряя их в Равнинном Крыму. Их разделяет асимметричный водораздел шириной около 6 км с

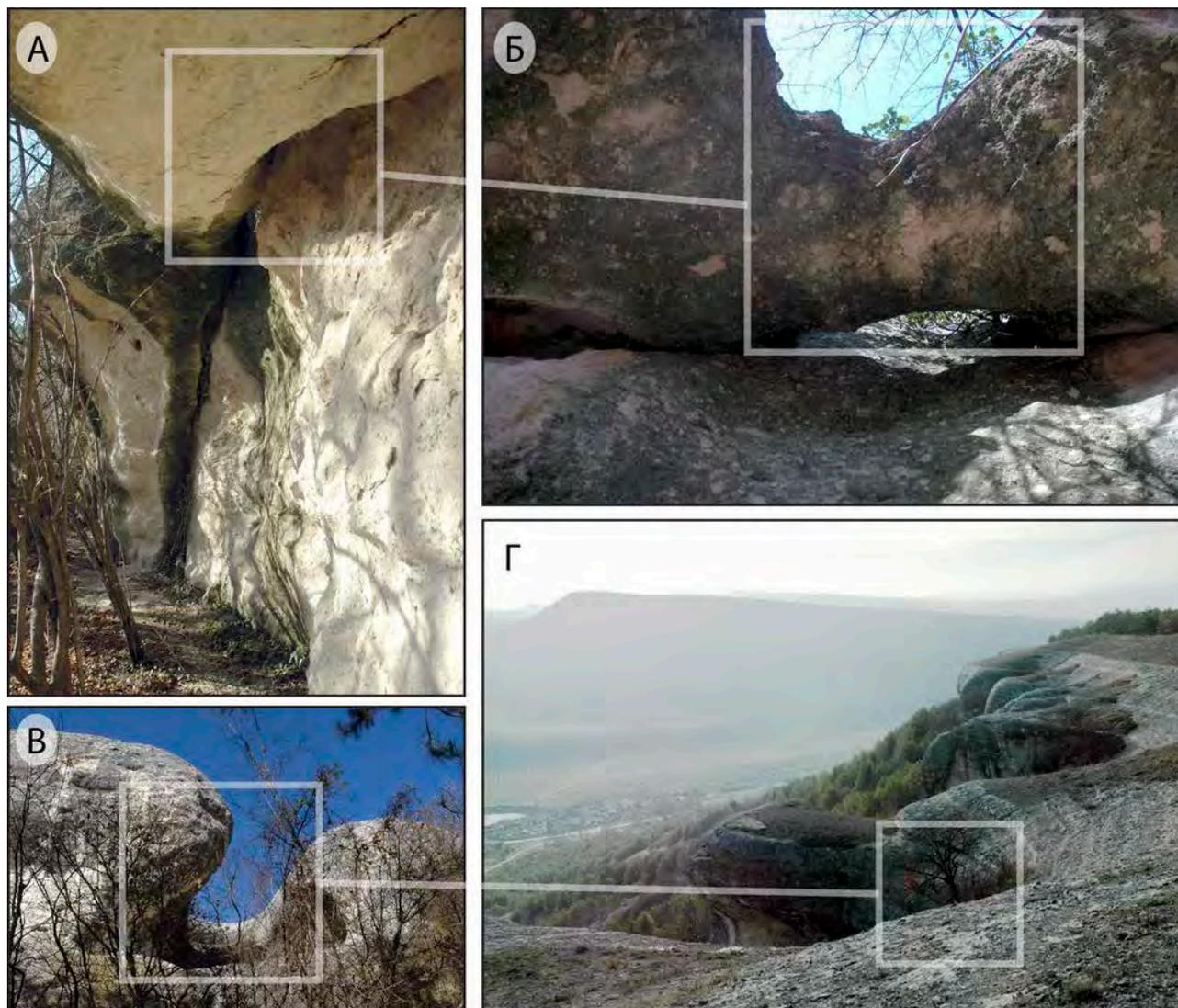


Рис. 61. Морфология обрывов эоценовой куэсты междуречья Альмы и Салгира.

главенствующей вершиной г. Кунич (328 м) на бровке Внутренней гряды. Пологоволнистая поверхность междуречья с уклоном 5-10° падает к северу.

Литостратиграфическая характеристика разреза склоновых обнажений участка представлена на рис. 63. В долинах рек Зуя и Бурульча представлены осадочные породы возрастом от готерива (нижний мел) до сармата (верхний миоцен), обладающие разнообразной литологией (см. также разрез на рис. 37). Более древние нижнемеловые и верхнеюрские породы, залегающие в основании, обнажаются только в верховьях речных бассейнов и здесь детально не характеризуются. Наибольшее распространение среди вскрытых пород получили пески, песчаники, галечники и конгломераты верхнего готерива, которые залегают на раз-

мытой поверхности валанжинских отложений и известны под названием мазанской свиты. Их разрез начинается слоем слабопроницаемого конгломерата, выше которого следует мощная толща уплотненных тонкозернистых глинистых песков с ритмично повторяющимися горизонтами плотных конгломератов. Еще выше располагаются небольшие рифы известняков, опять перекрываемые толщей песков мощностью 10-12 м. Венчается описываемая толща небольшим слоем желтоватых зоогенных известняков, сохранившихся от размыва только на отдельных участках.

У шоссе Симферополь-Зуя и у с. Цветочное, размытая поверхность песков мазанской свиты перекрыта аптскими и альбскими глинами, мергелями сеномана, турона и коньяка мощностью не более десяти метров, залегающими

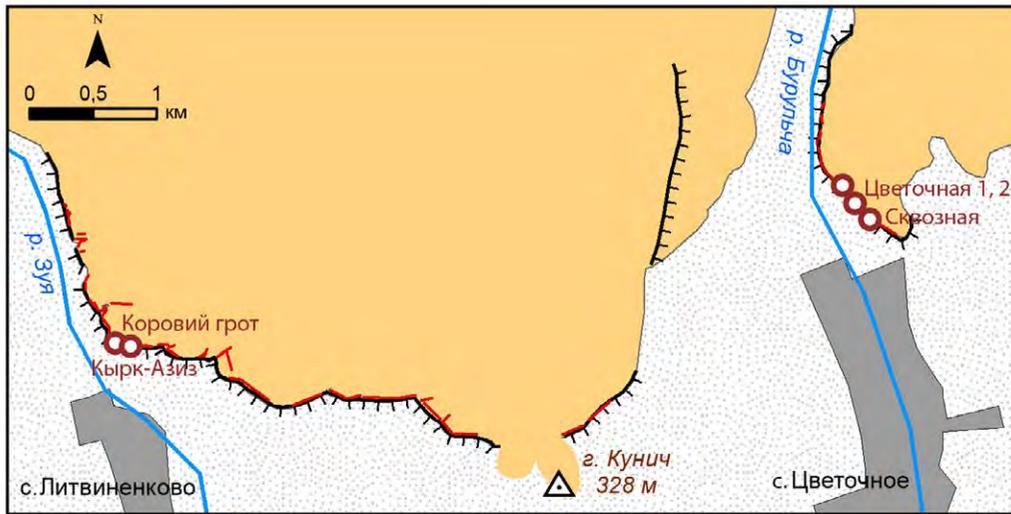


Рис. 62. Орогидрографическая схема участка междуречья Зуя - Бурульча. Условные обозначения см. в подписи к рис. 49.

Система	Ярус	Колонка	Мощность, м	Литология			
	Подъярус						
Неоген	Сармат		?	Глины, известняки, пески			
	N_{1s}						
Палеоген	Эоцен		40	Нуммулитовые известняки			
	P_{2bh-sm}						
Мел		$K_{1ar-K_{2k}}$	10	Глины, мергели			
	Мазанская свита	K_{1g2}	200	Конгломераты, пески, рифовые известняки, зоогенные известняки			
					K_{1v2-g1}	55	Мергели, известняки
					K_{1v1}	60	Глины, песчаники, песчанистые известняки
	Титон	J_{3tt}	500	Известняки, оолитовые известняки, глины, песчаники			

Рис. 63. Сводная геологическая колонка отложений для междуречья Зуи и Бурульчи.

ингрессивно в древних, предаптских эрозионных ложбинах, промытых в породах мазанской свиты. Здесь на отдельных участках мазанская свита контактирует с перекрывающими ее нуммулитовыми известняками эоцена. Профильным бурением в районе селений Мазанка, Зуя,

40-45 м. Ими сложена выступающая в рельефе Внутренняя гряда.

Венчают сводный геологический разрез коренных отложений долин сарматские отложения верхнего миоцена, которые с перерывом

Цветочное и к северу от них породы мазанской свиты прослежены на большой площади под эоценовыми и сарматскими осадками. При этом установлено, что валанжинские и титонские подстилающие отложения в северном направлении быстро выклиниваются, вследствие чего мазанская толща (залегающая к югу на валанжине) севернее залегает на средней юре, а затем на палеозойских породах. Сложена эта толща комплексом пород, в состав которых входят галечники, пески, углистые глины, а в основании и красцветы. Мощность описываемого комплекса достигает 200-250 м.

В нижней части рассматриваемых участков долин, у сс. Литвиненково и Цветочное, на правобережье рр. Зуя и Бурульча, обнажаются глауконитовые и нуммулитовые известняки эоцена, контактирующие с мергелями верхнего мела. Они моноклинально падают к северо-западу под углами 10-15°. Эти массивные известняки имеют желтоватый цвет и мощность до

перекрывают эоценовые известняки и распространены на структурном склоне Внутренней гряды. Они представлены преимущественно глинисто-карбонатными фациями. Слои известняков и глин у северной границы рассматриваемых участков долин падают под углами 5-10° к северу. Они имеют незначительную мощность, но, благодаря малым углам падения, занимают к северу большие площади.

В нижней части долины на правом берегу р. Бурульча, у бывшего с. Меловое, В.П. Душевским и Н.И. Лысенко (1975) обнаружено значительное скопление железной руды в коренном залегании на контакте эоценовых и сарматских известняков. Рудное тело толщиной 0,5-0,7 м прослеживается вдоль обрыва на расстоянии 120-150 м. Руда залегает на кровле нуммулитовых известняков, имеющих в отдельных местах тонкий слой зеленовато-серой глины. Подобная прослойка глины отмечена также и над рудной залежью, которая перекрывается сверху известняками и пудингами сармата. Рудный материал представлен в основном округлыми железистыми оолитами и пизолитами ржаво-бурого цвета. Размеры пизолитов колеблются от 0,5 до 3,5-4,0 см в поперечнике. Руда заполняет карстовые формы в кровле нуммулитовых известняков. Явление распространено значительно шире, так как высыпки железистых оолитов встречены на водоразделах рр. Бурульча и Зуя, а в долине последней у с. Литвиненково авторами выявлена разрушенная залежь в своде огромного грота, заложенного на контакте верхнемеловых мергелей и известняков эоцена. Этот контакт несет четкие признаки межпластового закарствования, местами с формированием крупнокавернозной зоны в нижней толще, а также выраженного ожелезнения.

Наличие железной руды в подошве (долина Зуи) и в кровле (долина Бурульчи) эоценовых известняков, в непосредственной близости от пещерных кластеров с гипогенной морфологией, позволяет предположить, что в формировании обеих рудных залежей принимали участие восходящие гипогенные растворы.

Анализ сводной геологической колонки с учетом горных пород, залегающих в верховьях речных бассейнов, показывает, что доля отложений верхнеюрского возраста достигает 55% мощности разреза, мелового – 41%, палеогенового – 4%.

По мнению В.П. Душевского и Н.И. Лысенко (1978) основную структурообразующую роль в долинах Зуи и Бурульчи играют субмеридиональные разрывные нарушения, разбивающие моноклираль на блоки. Выявленные этими авторами крутонаклонные сбросы рассекают отложения верхнего мела, палеогена и сармата, в результате чего известняки последних местами контактируют с мергелями первых. Амплитуда смещения достигает 30 м. В обрыве куэсты на водоразделе Зуи и Бурульчи по сбросу контактируют известняки сармата и отложения мазанской свиты. Возраст разрывных нарушений по оценкам авторов является послемiocеновым.

Согласно современной покровно-надвиговой модели Крыма (Юдин, 2011), большая часть Внутренней гряды расположена над падающей к северу-северо-западу Предгорной сутурой, по которой во второй половине юры происходил активный поддвиг складчатого сооружения Горного Крыма под Скифскую плиту. Описываемое междуречье располагается на восточном продолжении Симферопольского меланжа, который здесь переходит в тектоно-гравитационный микстит нижнего мела и в рельефе соответствует Южной продольной депрессии.

Гидрогеологические условия в долинах рек Зуи и Бурульчи изучены относительно слабо. В структурно-гидрогеологическом отношении район исследований в пределах распространения меловых и палеогеновых водоносных горизонтов является южной краевой частью Причерноморской водоносной системы, с юга граничащей с водоносной системой Горного Крыма (Сучасні принципи ..., 2010). Водоносные системы Горного Крыма (преимущественно в юрской толще) и Причерноморского артезианского бассейна (в нижнемеловой-палеоген-неогеновой толще) здесь тесно взаимодействуют в течение длительного времени. В отличие от западного сектора Предгорья, в изучаемом районе юрские массивы не отчленены по северному склону от нижнемеловой-палеоген-неогеновой толще, а последняя составляет непосредственно контактирующий покров. От Горного к Равнинному Крыму подземные воды организованы в карстовые водоносные системы (КВС) подчиненных рангов, имеющие область питания на яйлах и их склонах, погружающуюся область транзита с местными участками восходящей промежуточной разгрузки и нисходящего пита-

ния, а также область перелива в смежные структуры Равнинного Крыма. В современных условиях высокой приподнятости и экспонированности юрских отложений Главной гряды, в области питания происходит концентрация подземного стока за счет эпигенных карстовых систем. В области транзита движение карстовых вод осуществляется по тектоническим трещинным зонам и горизонтам относительно высокой проницаемости, что в условиях погружающейся слоистой моноклинали повсеместно происходит в напорных условиях (за исключением локальных мелких водоносных систем в обособленных возвышенных массивах). Участки промежуточной разгрузки характеризуются восходящими перетоками части подземных вод от более глубоких участков водоносной системы через вышележащие отложения к поверхности. В условиях частично раскрытой водонапорной системы, водообмен между стратиграфически и литологически разнородными участками-коллекторами КВС и связанный с ним спелеогенез зависят от степени гетерогенности фильтрационных свойств разреза и его тектонической нарушенности, а также взаимоотношения этих характеристик с формирующимися эрозионными понижениями.

Материалы предыдущих гидрогеологических исследований (Гидрогеология СССР, 1970) свидетельствуют о формировании напорной циркуляции карстовых вод у южной границы изучаемого участка в выклинивающихся к предгорью титонских коллекторах при их погружении под перекрывающие слабопроницаемые конгломераты валанжина. "Пробой" конгломератовой покрышки и формирование перелива в залегающие выше водоносные известняки валанжин-готерива возможен только на тектонически ослабленных участках, в узлах разломных нарушений (рис. 64). Так два главных узла, связанных с пересечением тектонически обусловленными долинами рр. Зуя и Бурульча полосы субширотных нарушений, явились иницирующей причиной формирования в известняках валанжин-готерива кластеров гипогенных пещер Киик-Коба и Баксанская, ныне реликтовых (Амеличев и др., 2011).

Водоносный горизонт мазанской свиты, погружаясь, распространяется далеко в пределы Равнинного Крыма, а в долинах Зуя и Бурульчи находится только небольшой участок области современного инфильтрационного питания.

Водоносными отложениями здесь выступают пески и гравелиты, суммарная мощность которых достигает более 100 м (Гидрогеология СССР, 1970).

На широте Внешней гряды, положение пьезометрических уровней над поверхностью земли в водоносном горизонте мазанской свиты может достигать 48 м, и возрастает в сторону Равнинного Крыма до 120-130 м. Отметки пьезометрического уровня вод мазанской свиты значительно превышают уровни вышележащих водоносных горизонтов в палеогеновых и даже в сарматских отложениях, ввиду чего возможен перелив в них, особенно в зонах сквозьформационных структур проницаемости. С последними, вероятно, были также связаны восходящие притоки глубинных вод с повышенным содержанием CO_2 и H_2S , которые смешивались с моноклиналильным потоком структурного склона, вызывая возобновление карбонатной агрессивности. Кроме разломных зон, восходящий перелив из нижних горизонтов свиты в верхние возможен через банки рифовых известняков, вертикально секущих слабопроницаемые пачки конгломератов. Очевидно, что такая гидрогеологическая ситуация имела место в недавнем геологическом прошлом и в полосе Внутренней гряды.

Реликтовыми проявлениями восходящего водообмена являются пещерные кластеры на правобережьях долин прорыва Зуя и Бурульчи у сел Литвиненково и Цветочное, что выражается их отчетливой гипогенной морфоскульптурой (рис. 65). Образование и экспонирование кластеров связывается с фокусировкой восходящего водообмена и частичным раскрытием напорной водоносной системы в зоне пересечения субмеридиональных сбросов, контролирующих заложение консеквентных долин, с оперяющими субширотными нарушениями коллизионной Предгорной сутуры, прошедшими этапы позднекайнозойской активизации. Свидетельствами активной восходящей циркуляции гипогенных флюидов, охватывавшей также отложения сармата, служат проявления железорудной минерализации, высокое содержание сероводорода в некоторых водопунктах участка и локализованные истоки палеоводотоков, просматривающихся на структурном склоне Внутренней гряды у реликтовых гипогенных кластеров.

Характеристика карстопоявлений. В обнажениях широко представлены множественные

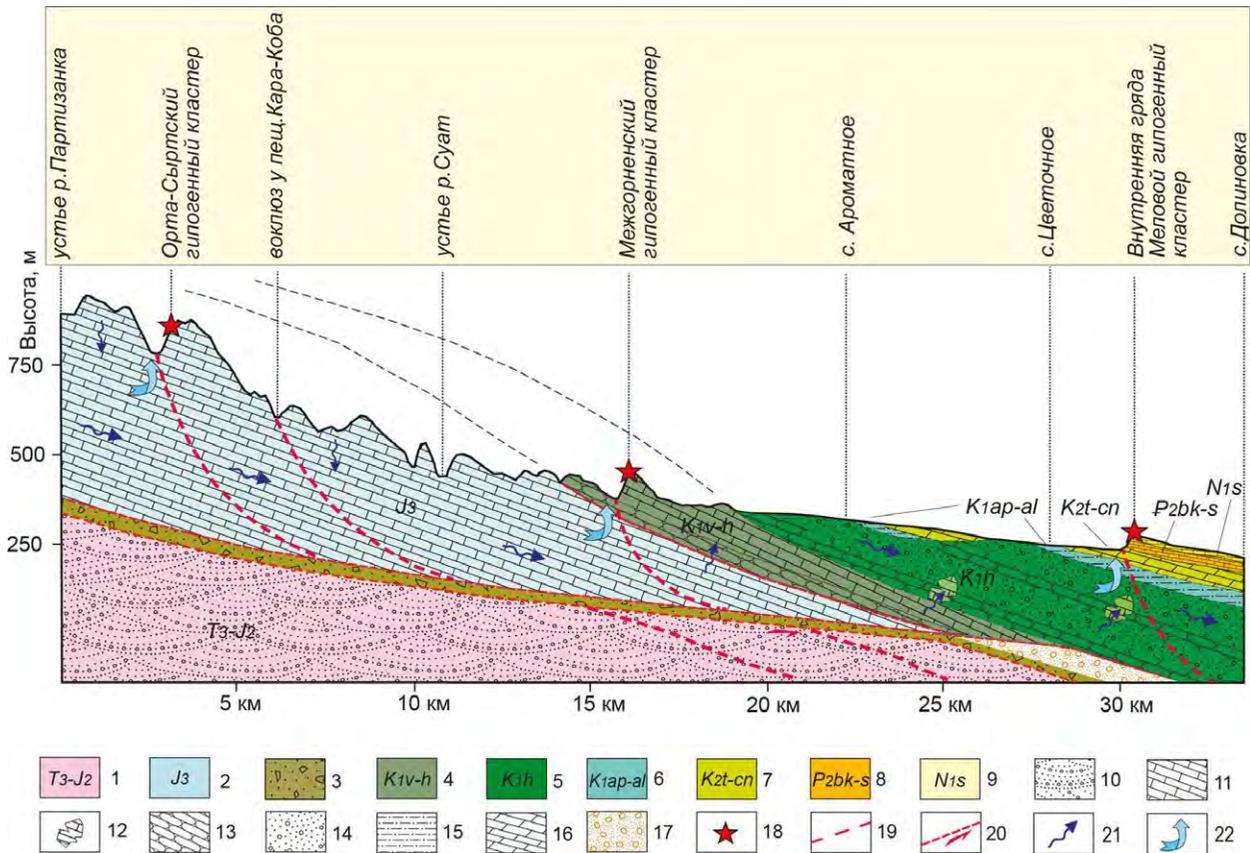


Рис. 64. Схематический гидрогеологический профиль через Горный и Предгорный Крым вдоль долины р. Бурульча (использованы элементы покровно-надвиговой тектонической модели по В.В. Юдину (2011) и литолого-стратиграфические комплексы по геологической карте Горного Крыма (1984), с изменениями). *Возраст пород*: 1 – верхнетриасовый-среднеюрский нерасчлененный, 2 – верхнеюрский, 3 – нижнемеловой нерасчлененный, 4 – нижнемеловой (валанжин-готерив), 5 – нижнемеловой (мазанская свита), 6 – нижнемеловой (апт-альб), 7 – верхнемеловой (турон-коньяк), 8 – палеогеновый (бахчисарайский и симферопольский ярусы эоцена), 9 – неогеновый (сармат). *Литология*: 10 – флиш (песчаники, алевролиты, аргиллиты), 11 – известняки слоистые, 12 – рифовые тела, 13 – конгломераты, 14 – пески, песчаники, гравелиты, 15 – песчаники и глины, 16 – мергели; 17 – смесь пород в зоне Симферопольского меланжа. *Прочие обозначения*: 18 – пещерные кластеры гипогенного карста, 19 – сбросо-надвиги, 20 – надвиго-сдвиги, 21 – направления движения подземных вод, 22 – очаги перетока напорных вод в вышележащие водоносные комплексы с яркими проявлениями гипогенного спелеогенеза.

пещеристые каналы, соединяющиеся между собой и образующие лабиринты, которые гущаются и концентрируются у крупных трещин, пещер и контактов отдельных пачек. Такие мелкополостные формы имеют поперечники от 1 до 10 см и более. Протяженность их определить практически невозможно. Они пересекаются между собой в глубине породы, о чем свидетельствует проникающий солнечный свет из других отверстий. Каналы имеют гладкую поверхность, округлые или овальные поперечные профили. Они приурочены к определенным слоям или интервалам, часто под контактами различных пачек, иллюстрируя на обрыве их высокую перфорированность (рис. 65 А). Такие формы относятся к категориям каналов по плоскостям

напластования и каналов межпластовых перетоков (см. подраздел 6.1.6).

В пределах отдельных слоев великолепно демонстрируются кавернозные зоны (рис. 65 Б), которые почти всегда наблюдаются вблизи закарстованных трещин, пещерных входов или оконтуривают гроты, что согласуется с моделью растворения при смешивании жильных и пластовых вод. В обрывах нуммулитовых известняков эоцена встречены многочисленные фрагменты разрушенных склоновой денудацией пещер. Сохранившийся в них морфоскульптурный комплекс (вертикальные стенные каналы, фрагменты "органных труб" (рис. 65 Д), фидеры – питающие каналы в полу, потолочные купола и др.) свидетельствует о гипогенном происхождении таких полостей.

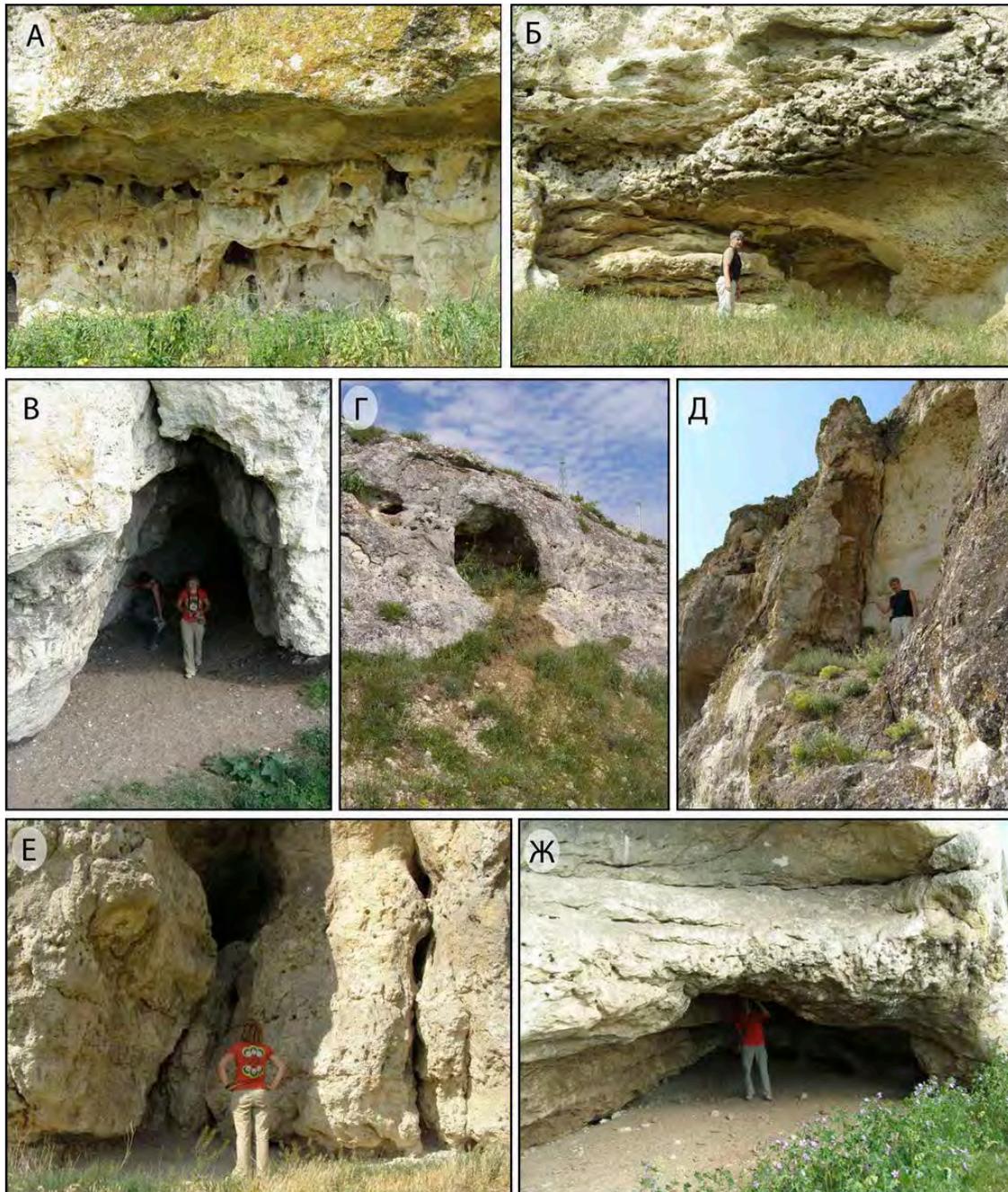


Рис. 65. Морфология гипогенного карста в долине прорыва рекой Бурульча Внутренней гряды. Пояснения в тексте.

Среди карстовых форм особую группу составляют пещеры. В 70-80-х гг. XX в. в предгорной части долины Бурульчи В.П. Душевским были закартированы и переданы в Кадастр карстовых полостей Крыма 6 небольших пещер (Амеличев и др., 2011) суммарной протяженностью 129 м, глубиной 16 м, площадью 155 м², объемом 250 м³ (табл. 3).

Анализ заложения пещерных ходов выявил, что более 75% протяженности галерей приходится на румбы северо-западного направле-

ния (290-350°), сопутствующие падению слоев и направлению течения реки и около 15% - на азимуты 70-90°.

По характеру поперечного сечения пещерных ходов выделяются: округлые (рис. 65 Г), заложенные в середине слоя нуммулитовых известняков; горизонтально-овальные (рис. 65 Ж), заложенные вдоль трещин напластования и на контакте глауконитовых и нуммулитовых известняков с мергелями; вертикально-овальные (рис. 65 Е) с питающим линейным рифтом

Таблица 3.

Морфометрические характеристики пещер предгорной части долины р. Бурульча

Кадастровый номер	Название	Длина, м	Глубина, м	Площадь, м ²	Объем, м ³
438-1	Алима-2 (МЦ-1)	57	2	60	120
438-2	МЦ-4	18	3	20	20
438-3	МЦ-9	13	3	20	20
438-4	МЦ-10	15	5	35	60
438-5	МЦ-12	10	3	10	10
438-6	МЦ-13	16	3	10	20

в нижней части и напорно-конвекционным сводом; треугольные (рис. 65 В) с плоским полом на кровле мергелей и сходящейся трещиной в потолке.

Выявленные в пределах участка гипогенные формы, как в обрывах, так и пещер, имеют четкий литостратиграфический контроль и демонстрируют морфологию, которая вырабатывалась с участием конвективной циркуляции и коррозии смешивания при взаимодействии вод разных (порово-пластовых, межпластовых и поперечных трещинных) структур проницаемости.

Гипогенные карстопроявления в долине р. Зуя известны, по крайней мере, на двух участках – в горной части выше Балановского водохранилища у пещеры Киик-Коба (абсолютные отметки 500-550 м) и в Предгорье между сс. Владимировка и Литвиненково (200-260 м). Последний участок в карстолого-спелеологическом отношении был практически не изучен. Исследованиями авторов установлено, что в восточном обрывистом борту р. Зуи, который протягивается почти на 2 км с северо-запада на юго-восток и имеет относительную высоту до 20 м, располагается комплекс поверхностных и подземных карстовых форм гипогенной морфологии (рис. 66).

Поверхностные формы в обнажениях эоценовых известняков на обрыве представлены сотово-ячеистыми поверхностями - участками тафони разных размеров и форм на вскрытых поверхностях каналов и камер (рис. 66 Б), стратиформными участками каверновой каймы вдоль секущих пласты трещин (рис. 66 Г) и окантовками разновеликих каверн и каналов вокруг гротов, входных отверстий пещер и их раскрытых фрагментов. Мелкие полостные формы имеют четкую литостратиграфическую приуроченность, концентрируясь в слоях с высокой про-

ницаемостью (рис. 66 В и Г). Более плотные и менее проницаемые слои известняков "пробираются" единичными субвертикальными округлыми (рис. 66 Д) и трещинными каналами (рис. 66 Е). Некоторые ниши являются морфоскульптурами конвекционного происхождения в стенах ныне раскрытых рифтовых каналов (рис. 66 Ж).

Пещерные образования зуйского кластера заложены в толще эоценовых известняков, подстилаемых верхнемеловыми мергелями и перекрываемых известняками сармата. По субмеридиональному сбросу нижняя часть пещероносной толщи контактирует с отложениями мазанской свиты соседнего блока (западнее русла Зуи). Большинство пещер находится в сильно разрушенном состоянии. Относительно хорошей сохранностью и выразительностью привходовой сети каналов отличается небольшая пещера в устье правобережной балки-притока, получившая рабочее название Лабиринт. У этой полости имеется три доступных входа, расположенных на расстоянии 5-20 м друг от друга. Два из них заложены в устьевом 3-метровом уступе на высоте 1,5-2 м от его основания, один – в борту небольшой провальной воронки диаметром около 3 м. Сообщающиеся между собой горизонтальные хода имеют сглаженные, овальные поперечные сечения с высотой 0,5-0,7 м и шириной до 1 м. В их морфологии выделяются конвекционные скульптурные элементы – потолочные полусферические купола с редкими ячейками тафони, стенные каналы, карманы в стенках и на потолке, а также участки высокой кавернозности.

Интересным объектом, содержащим геохимические признаки гипогенного спелеогенеза, является Коровий грот. Это относительно крупная полость, заложена на контакте верхнемеловых мергелей и известняков эоцена. По морфологии в современном обрыве - это скаль-

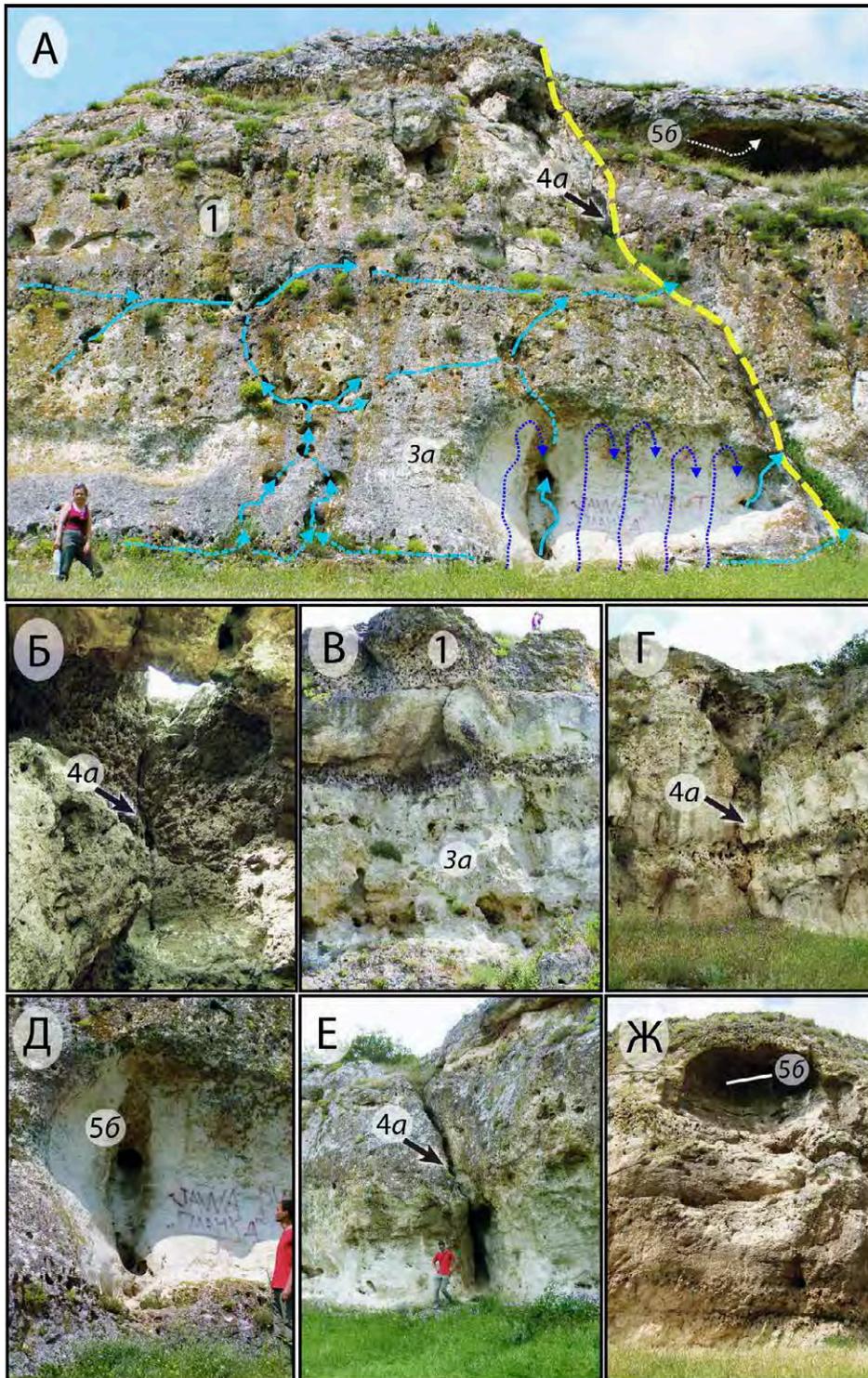


Рис. 66. Морфоскульптурный комплекс гипогенного карста в долине р. Зуя. Условные обозначения см. на рис. 49.

ный козырек, протянувшийся вдоль реки на 30-40, под которым полость уходит вглубь массива на 10 м. Высота от пола (в мергелях) до свода (подошва известняков) составляет более 3 м. Вся контактовая зона, содержащая многочисленные карманы (микрочупола), вертикальные расширенные трещины и мелкие каналы,

выполнена окислившимися железосодержащими соединениями желтого, охристого, темнубурого и коричневого цветов. Можно предположить, что эта залежь сформирована на кровле турон-коньякских мергелей в восстановительных условиях среды восходящими гипогенными растворами, насыщенными сероводородом, содер-

жащими коллоидные гели железа. Сброс железистых соединений, вероятно, происходил на геохимическом барьере, обусловленном смешением восходящего потока трещинных вод с латеральным потоком пластовых вод. В процессе и после раскрытия водонапорного комплекса, промыв кислородосодержащими водами привел к окислению сульфидов железа и формированию окисных и гидроокисных соединений (лимонит, гётит, сидерит и др.), которые наблюдаются в настоящее время.

Среди других полостных форм с признаками гипогенного спелеогенеза, выделяются два расположенных рядом вертикальных канала, у которых западные стенки срезаны отсевами к реке блоками известняков. В открывшихся в береговом обрыве полостях, имеющих сейчас форму доступных сбоку (без одной стенки) колодцев глубиной 7-8 м и шириной до 3 м, представлен выразительный комплекс функционально взаимосвязанных морфоскульптур гипогенного карста. Днища обеих полостей расположены на мергельной кровле, прикрытой щебнисто-глыбовым навалом. Однако по наличию в основании стенок конвективных ственных каналов уверенно определяется положение фидеров – питающих элементов реликтовой полости. В нижней части полостей, заложенной в слое более плотных известняков, выделяются многочисленные овальные ниши – индикаторы конвективной циркуляции гипогенных флюидов. При переходе в верхний, более проницаемый, пласт характер закарстования стенок колодцев резко меняется. Вместо ниш и каналов появляются ноздреватые структуры, поверхности, густо покрытые перфорациями, мелкими ячейками, ажурными губчатými конструкциями. Такой характер растворения на этом участке хорошо объясняется коррозией смешивания при взаимодействии восходящих вод с латеральным пластовым потоком. Верхняя часть колодцев имеет характерные для гипогенных систем купольные замыкания с секущими трещинами в своде более плотных известняков. Потолочные сферические купола здесь вскрыты на поверхность, что соответствовало разгрузке водонапорной системы в вышележащую толщу, породы которой (сармат) в настоящее время срезаны денудацией. Поверхности куполов часто моделированы губчатыми и ячейстыми микроформами.

Фрагментом гипогенной полости, разрушенной склоновыми процессами, является широко

известная в Крыму культовая пещера Кырк-Азис. В ней присутствует вскрытый на поверхность потолочный купол, привходовые зияющие каналы, сферический зал с вертикальной сомкнутой трещиной в своде и тупиковое замыкание.

Несколько в стороне от других пещер, в заросшем шибляковым лесом устье еще одной правобережной балки-притока, располагается погребенная под глыбовыми развалами пещера, доступные фрагменты которой содержат следы гипогенной морфоскульптуры, однако более детальное описание можно будет дать лишь после разбора завалов.

Участок Сарак-Кая. Закарстованный участок в пределах скал Сарак-Кая и близлежащих массивов располагается в левобережной части долины р. Биюк-Карасу, в 1-2 км к северо-востоку от государственного питомника фазанов на Холодной горе (405 м) и в 3 км к западу от г. Ак-Кая (участок 7 на рис. 42; рис. 67). Эоценовая куэста представлена здесь отдельными фрагментами, среди которых орографически выделяются два безымянных массива восточнее с. Русаковка, скалы Большая и Малая Сарак-Кая и Джиркуба.

Обнажения в обрывах развиты в диапазоне высот от 220 м у скалы Джиркуба до 320 м в центральной части Сарак-Кая. К югу гряда обращена к Южной продольной депрессии, выработанной тут низовьями р. Сары-Су и мелкими лево- и правобережными субсеквентными притоками р. Биюк-Карасу.

Литостратиграфическая характеристика разреза. В основании обрывов куэсты Внутренней гряды местами обнажены светло-желтые и белые мергели маастрихта, которые иногда замещаются мелоподобными разностями и карбонатными песчаниками с высокой степенью трещиноватости в верхней приконтактной зоне. Разрез нуммулитовых известняков мощностью 8 м описан в центральной части г. Сарак-Кая (см. рис. 37).

На карбонатных песчаниках маастрихта залегают эоценовые отложения, слагающие куэсту. Граница представлена поверхностью "hard ground" с многочисленными ходами раков и следами сверлений. В верхнем слое маастрихтской толщи почти повсеместно наблюдается характерная сеть вертикальных трещин с линейным шагом 0,5-1,5 м и вертикальным размахом 1-2 м (рис. 68 Б и В), по-видимому, образованная усыханием осадка при перерыве и экспонирован-

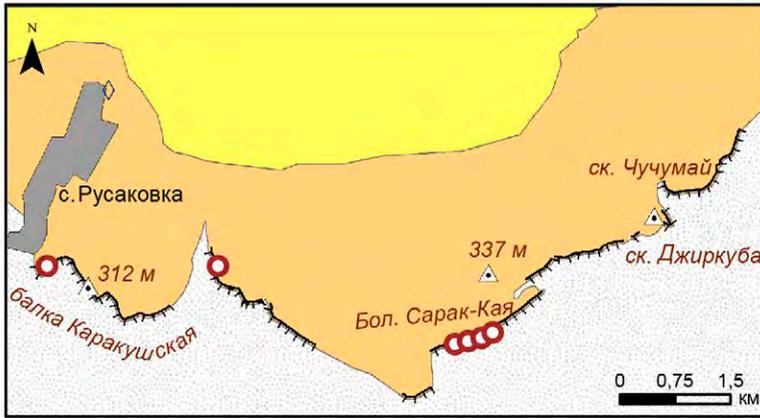


Рис. 67. Орогидрографическая схема участка Сарак-Кая. Условные обозначения см. в подписи к рис. 43.

нии в верхнемаастрихтское время. В основании толщи известняков залегают рыхлые сильно глауконитовые органогенно-детритовые известняки мощностью 1,5–2 м с гальками глауконита и фос-

форита. Вверх по разрезу глауконит постепенно исчезает и отложения представлены глауконитсодержащими органогенно-обломочными нуммулитовыми известняками и чистыми рыхлыми нуммулитовыми известняками (Лыгина, 2010).

Характеристика карстопроявлений. Группа пещер и гротов располагается в основании и стенке скального обрыва Сарак-Кай, в 50-70 м выше русла крупной балки, берущей начало на склонах Холодной горы и впадающей в р. Биюк-Карасу севернее с. Белая Скала. Карстопроявления приурочены к вертикальным обнажениям

эоценовых известняков высотой 10-20 м (рис. 68 А), уходящим на северо-восток, и встречаются на расстоянии 1,5 км.

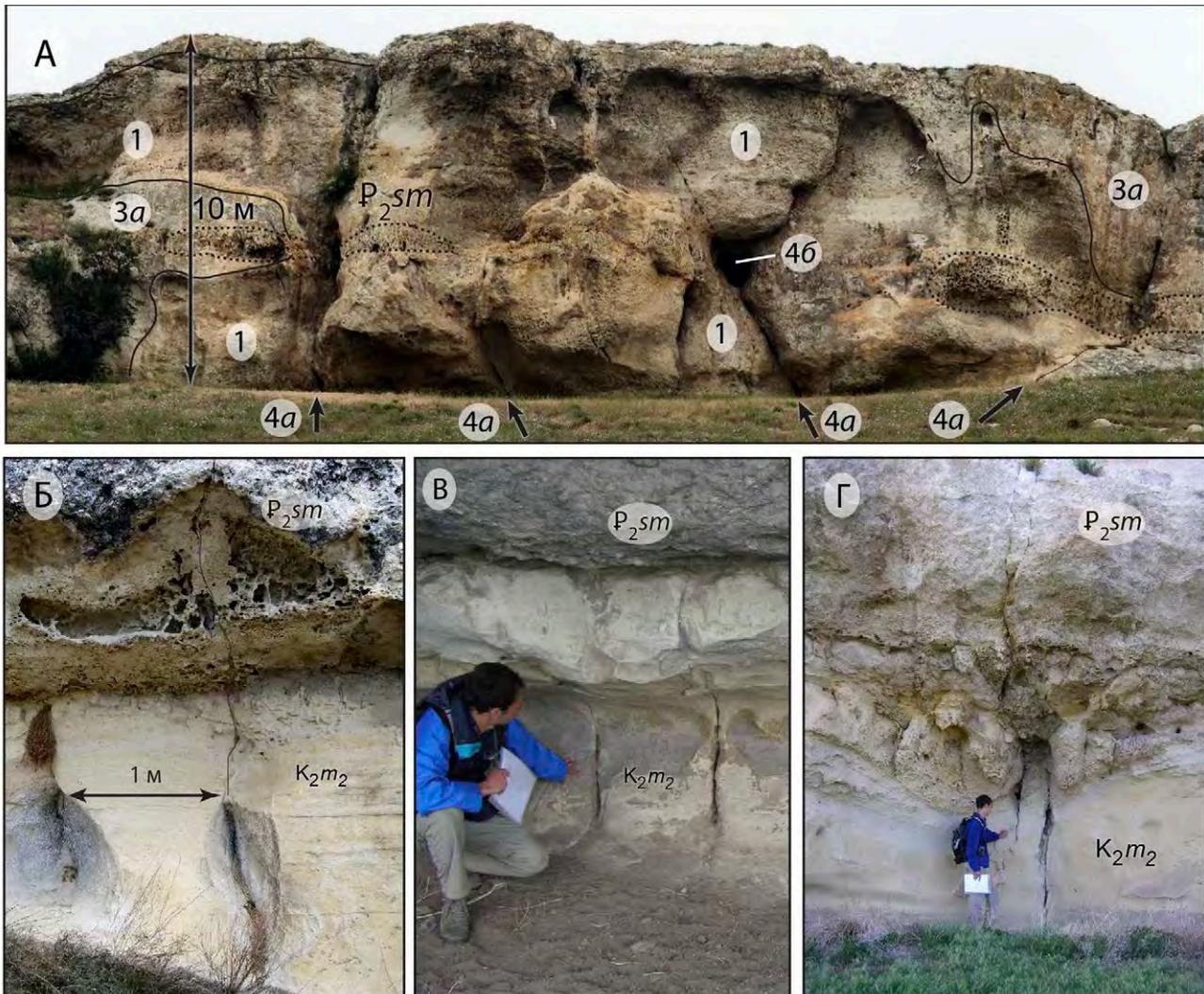


Рис. 68. Морфология гипогенных карстопроявлений на участке Сарак-Кая. Условные обозначения см. на рис. 49. См. также фото Ж и З на рис. 30.

Интенсивная закарстованность Сарак-Кай отмечается по всему разрезу от верхнего маастрихта до местами размытой толщи майкопских глин (восточный участок) и плотных сарматских известняков с включениями кварцевой гальки (западный участок). Кластеры карстопоявлений по простиранию обрыва встречаются в местах его пересечения с крупными поперечными трещинами, корни которых уходят в подстилающие мергели (рис. 68). Вверх трещины прослеживаются через всю толщу эоценовых известняков, уходят в перекрывающие отложения, а на структурном склоне куэсты они иногда выражены уходящими к северу ложбинами или кулуарами в бровке обрыва. Такие кулуары местами крутостенны и глубоко вдаются в структурную поверхность гряды, представляя собой вскрытые (обрушенные) камеры с наклонным основанием. Непосредственно по трещинам формируются пещерные формы с выразительной гипогенной морфологией (конвективные каналы, трубы-органы, потолочные сферические купола). Общая пустотность (включая каверновое обрамление) затухает по мере удаления от питающих трещин.

В морфологии камер и каналов выявлены точечные и рифтовые питающие каналы – фидеры в камерах и линейных полостях, остатки крупных, сферической формы залов с замкнутыми и вскрытыми потолочными куполами, восходящие по стенам каналы сложной конфигурации, конвекционные ниши, субвертикальные каналы сложной морфологии внутри массивов (еще не экспонированные в обрывы). С крупными пещеристыми формами и их кластерами по субвертикальным трещинам практически повсеместно ассоциированы поверхности губчатой и ячеистой морфологии (тафони) и зоны кавернозности. Характерные формы и их комплексы показаны на рисунках 68 и 69, а также 16 Д и Е и рис. 34 А.

Примечательными на участке являются протяженные крупные ниши, выработанные по контакту отложений маастрихта и эоцена в обрывах Сарак-Кай (см. рис. 16 Е).

Признаками их гипогенно-карстового, а не денудационного происхождения, являются повсеместное наличие в них скульптурных мезоформ типа расширенных устьев поперечных трещин и сферических конвекционных ниш и куполов, согласные переходы между поверхностями ниш и поверхностями открывающихся в них каналов напорно-конвекционной морфологии, характерные функциональные отношения форм в нишах с формами в вышележащей толще, проч. (рис. 68 Б-Г). Однозначным доказательством является обнаружение крупных поперечных к обрывам каналов в той же стратиграфической позиции и с полностью идентичной морфологией. На рисунке 30 показаны фотография (Ж) и план с разрезами (З) такого канала, вскрытого обрывом массива Сарак-Кая. Он является морфологически

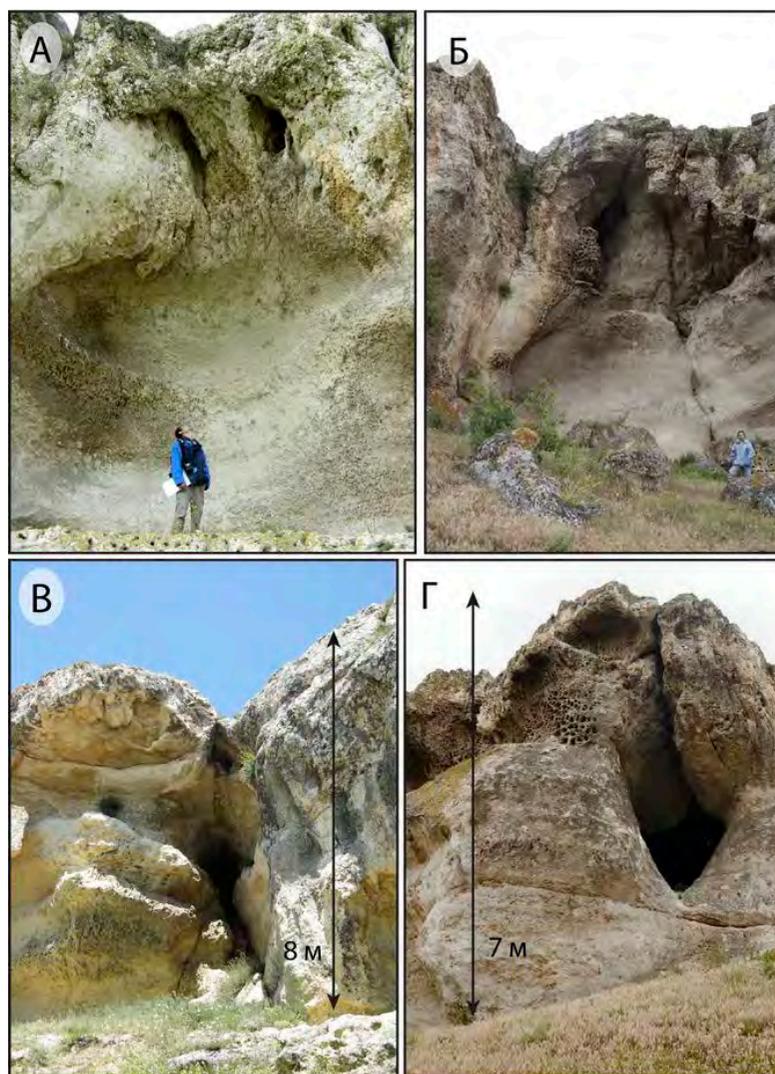


Рис. 69. Продольно-раскрытые (А, Б) и поперечно-вскрытые (В, Г) карстовые полости в обрывах известняков симферопольского яруса эоцена. Фото А - раскрытая камера с сохранившимися конвекционной нишей и потолочными каминами.

согласованным боковым ответвлением другого канала, заложенного вдоль главной обрывоформирующей трещины и ныне выраженного как протяженная ниша-карниз (см. рис. 16 Е).

Рассмотренные формы в настоящее время в разной степени переработаны денудацией. В бровке обрыва над пещерными кластерами повсеместно образованы кулуары, маркирующие положение закарстованных зон. В самом обрыве во многих местах сохранились "половинки" гипогенных полостей, по которым сформирована современная линия обрыва. Фрагменты гипогенной пещерной морфологии повсеместно запечатлены в обрушившихся глыбах и блоках, лежащих ниже на склоне.

На участке Сарак-Кая выявлены 10 карстовых полостей разной сохранности, планы и разрезы которых приведены в работе (Климчук и др., 2012).

Поскольку зоны реликтовых спелеогенных морфоскульптур в вертикальных стенках обрывов, включающие сохранившиеся пещеристые кластеры, почти непрерывно протягиваются вдоль всех обрывов Сарак-Кая, можно заключить, что этот сектор обрывов Внутренней гряды контролируется сильно закарстованной зоной, связанной с наличием восходящей палеоразгрузки по нарушениям в нижележащей верхнемеловой толще. Тектонические и палеогеологические предпосылки формирования такой зоны, повидимому, связаны с положением Предгорной сутуры и меланжей в нижнем структурном ярусе.

Участок Ак-Кая. Включает отрезок Внутренней гряды, расположенный севернее г. Белогорск в левом борту долины р. Биюк-Карасу между сс. Белая Скала и Вишенное (участок 8 на рис. 42; рис. 70). Река Биюк-Карасу берет начало на северном склоне Главной гряды Крымских гор и пересекает Предгорье в поперечном направлении. Она является самым крупным притоком главной водной артерии Крыма - р. Салгир. Куэстообразная гряда Ак-Кая с отвесным склоном возвышается над долиной с перепадом высот около 100 м. Её высота над уровнем моря 325 м.

Литостратиграфическая характеристика разреза. Геологический разрез верхнего структурного этажа в пределах участка Ак-Кая представлен на рис. 38. В основании расположены апт-альбские глины, которые по пологим субгоризонтальным разрывам надвинуты на неоконскую толщу нижнего мела. Они в свою очередь нормально перекрыты верхнемеловыми мергелями, которые выполняют Южную продольную депрессию и нижние части склонов Внутренней гряды. Серые и пятнистые мергели сеномана, подстилающие верхнемеловую толщу, в основании обычно песчанистые, а вверху мелоподобные. Их мощность в Белогорском районе достигает 100-250 м (Геология СССР, 1969).

Светло-серые и белые мергели туронского и коньякского ярусов связаны с сеноманскими отложениями постепенным переходом. В верхней части разреза мергели содержат конкреции и линзовидные прослои кремней, обломки которых широко использовались палеолитическим человеком на стоянках Красной балки у Ак-Кая. Без видимых перерывов в толще турона встречаются слои известняков мощностью до 20 м. Мощность коньякского яруса, литологически неразличимого с туроном, не превышает 6-8 м. Породы падают на северо-запад под углом 16°. Оба яруса занимают Южное продольное понижение к северу от автодороги Симферополь-Феодосия.

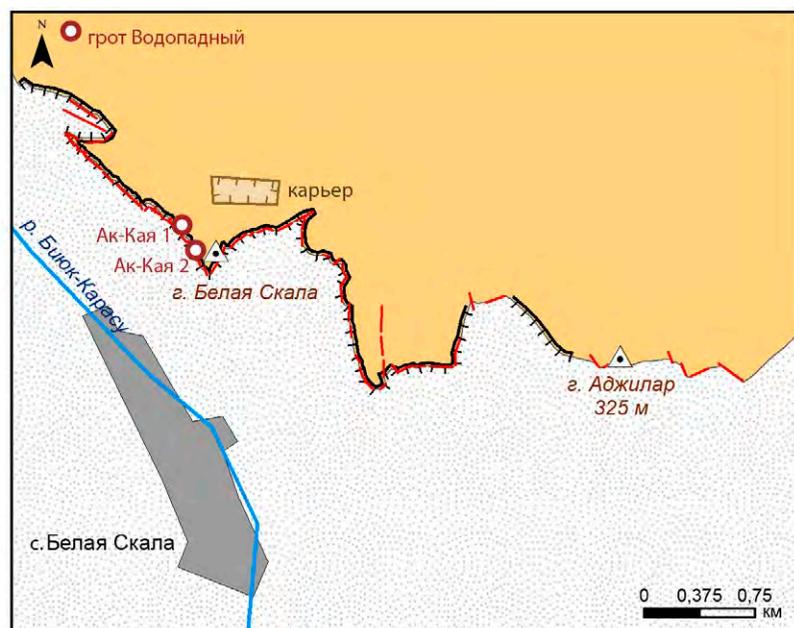


Рис. 70. Орогидрографическая схема участка Ак-Кая. Условные обозначения см. в подписях к рис. 43.

Вышележащая нерасчлененная толща включает сантонский, кампанский и маастрихтский ярусы. Сантонские отложения залегают согласно или с размывом на коньякских или более древних породах. Они представлены белыми и светло-серыми мергелями, местами мелоподобными, с прослоями глинистых мергелей, содержащих кремни. Породы кампана аналогичны по литологии. На них согласно налегают маастрихтские глинистые мергели, сменяющиеся вверх по разрезу известковистыми песчаниками с обильной фауной устриц и пектенев. Мергели имеют желтовато-серый цвет и изобилуют железистыми конкрециями. Мощность только маастрихтских отложений, наиболее полно представленных в обрывах г. Ак-Кая, составляет около 80-90 м. Контакт маастрихтской толщи с вышележащими отложениями несет следы экспонирования (*hardground*, ходы илоедов, трещины рассыхания, проч.) и гипогенного закарстования (раскрытие контакта растворением, крупные уплощенные полости), а в обрывах почти повсеместно отмечен выраженными нишами-навесами.

Западнее массива Ак-Каи отложения палеоцена отсутствуют. Они появляются у г. Аджилар и простираются далее на восток к массиву Бор-Кая. Эоценовая толща здесь залегает трансгрессивно на размывтой поверхности подстилающих маастрихтских пород. В отличие от юго-западного района Предгорья, бахчисарайский региоярус начинается маломощным (1-2 м) слоем органогенных глауконитовых известняков, местами песчанистых или глинистых. Симферопольский региоярус представлен нуммулитовыми известняками, в основном плотными, мощностью около 8-10 м (Лыгина, 2010), бронирующими куэсту с поверхности. Однако в его разрезе имеются отдельные слои мощностью до 1 м, отличающиеся значительно более высокой пористостью, а также слой в верхней половине разреза с характерной "петельчатой" текстурой типа тектонического будинажа и высокой плотностью мелких трещин.

На северном склоне куэсты, на некотором удалении от бровки, эоценовые известняки сменяются сверху с размывом коричневыми глинами майкопской серии. Этот контакт хорошо прослеживается в обнажениях бортов небольшого карьера на Ак-Кая. Верхняя часть майкопского разреза аномально дислоцирована. В ней встречаются хаотически расположенные глыбы чокракских-сарматских известняков с углами

наклона 40-80°, что явно противоречит моноклиальному залеганию пород и свидетельствует о гравигенных смещениях (Юдин, 2011).

Завершают геологический разрез верхнего структурного этажа чокракские, караганские и сарматские терригенно-карбонатные отложения неогена. Это относительно мелководные образования, чаще всего представленные известняками с включениями кварцевой гальки. Они распространены на северном склоне куэсты, где имеют незначительную (до 10 м) видимую мощность слоев в коренном залегании.

Породы верхнего структурного этажа залегают с небольшим (до 5-7°) уклоном в северных румбах. Однако элементы залегания несколько меняются в различных блоках (обнажениях), разделенных разрывными нарушениями с вертикальными смещениями амплитудой в несколько метров, которые хорошо прослеживаются в обрывах Ак-Каи. С некоторыми из таких нарушений связаны резкие изменения в фаціальном составе и мощности отдельных слоев палеогеновой толщи, в частности – появление датских отложений и резкое изменение состава и мощности бахчисарайского яруса сразу за разломом, пересекающим следующий к востоку от Ак-Каи безымянный массив.

Трещиноватость. Разрывы со смещениями и крупные тектонические трещины, а также контролируемые ими прямолинейные отрезки аструктурных обрывов куэсты, имеют субмеридиональные, субширотные и диагональные простирания. На массиве Ак-Кая и следующем к востоку безымянном массиве крупные трещины длиной от 30-50 до 300-400 м прекрасно дешифрируются на космоснимке высокого разрешения на участках обнаженных и задернованных поверхностях эоценовых известняков в прибровочной части структурного склона куэсты (рис. 71). Многочисленные субвертикальные трещины упомянутых простираний, наблюдаемые в обнажениях обрывов, часто сквозным образом секут различные пачки и слои пород, но многие заканчиваются на определенных литостратиграфических границах или распространены внутрислойно. Как и на участке Сарак-Кая, в верхнем слое маастрихтской толщи почти повсеместно наблюдается характерная сеть вертикальных трещин с линейным шагом 0,5-1,5 м и вертикальным размахом 1-2 м, по-видимому, образованная усыханием осадка при перерыве и экспонировании в верхнемаастрихтское время. Большинство тектонических трещин, а местами и

контракционные трещины в верхней части маастрихта, несут явные следы закарстованности, однако нередко трещины имеют только минеральное заполнение при отсутствии карстовой скульптуры.

Характеристика карстопроявлений. Мощные юго-западный и юго-восточный обрывы массива Ак-Кая образованы раскрытием субвертикальных рифтовых каналов (см. рис. 26 А). В обрыве и на приобрывочной поверхности плато четко видны и поперечно-вскрытые рифты (фото Б на рис. 26). В раскрытых поверхностях стенок рифтов четко выделяются крупные субвертикальные трещинно-карстовые каналы в маастрихтской части разреза, выводящие восходящий поток на контакт с вышележащими эоценовыми известняками (рис. 72 А и Б). Вблизи контакта и по нему заложены каналы локального латерального перераспределения потока к смежным каналам в глубине массива (фото В).

Наблюдениями на участке Ак-Каи установлена приуроченность уплощенных протяженных (иногда до 100-200 м) каналов и камер к этому контакту, формирующих при раскрытии крупные гроты и ниши. Такие каналы и камеры сформированы на пересечениях субвертикальных рифтов, а также оперяющих наклонных трещин, с контактом маастрихт/эоцен, который характеризуется повышенной проницаемостью (рис. 30 В-Д и Е-И). При раскрытии в обрыв, такие камеры образуют гроты, как в юго-западном обрыве Ак-Каи, а при раскрытии провалами сверху – кулуары в приобрывочной части куэсты и

на ее структурном склоне. Кулуары, образованные по поперечным к обрыву рифтам, имеют в плане (на плато) узкую удлиненную форму. К востоку от массива Ак-Кая находится крупный сложный кулуар, который, связан с серией крупных параллельных рифтовых каналов в маастрихтской толще (рис. 73 А и Б). Толща палеогеновых известняков над ними полностью разрушена ввиду сильной закарстованности. На простирании этих рифтовых каналов в сторону плато имеется крупное линейное понижение, формируемое по поперечной закарстованной зоне – линии будущего полного обособления останцового массива (слева на фото 73 А).

В местах кластерного развития стратиформных камер на пересечении рифта с контактом маастрихта и эоцена, кулуар может развиваться вглубь плато до размеров относительно крупной долины, с обрывистыми скальными склонами и слепым межкообразным замыканием, изобилующими нишами и гротами. Ярким примером такой карстовой долины является долина Красная на массиве Ак-Кая (рис. 22 Г, Д), отвесные борта которой в эоценовых известняках также изобилуют остатками камер в виде стратиформных ниш и гротов (рис. 16 А, 74 В).

На структурной поверхности массива Ак-Кая имеются останцовые скальные выступы с многочисленными нишами – реликтами уплощенных стратиформных камер (рис. 74 А-Б). Это указывает на роль провального вскрытия гипогенных полостей в денудационном снижении поверхности на этом участке, где близко к поверхности находился уровень интенсивного развития упло-

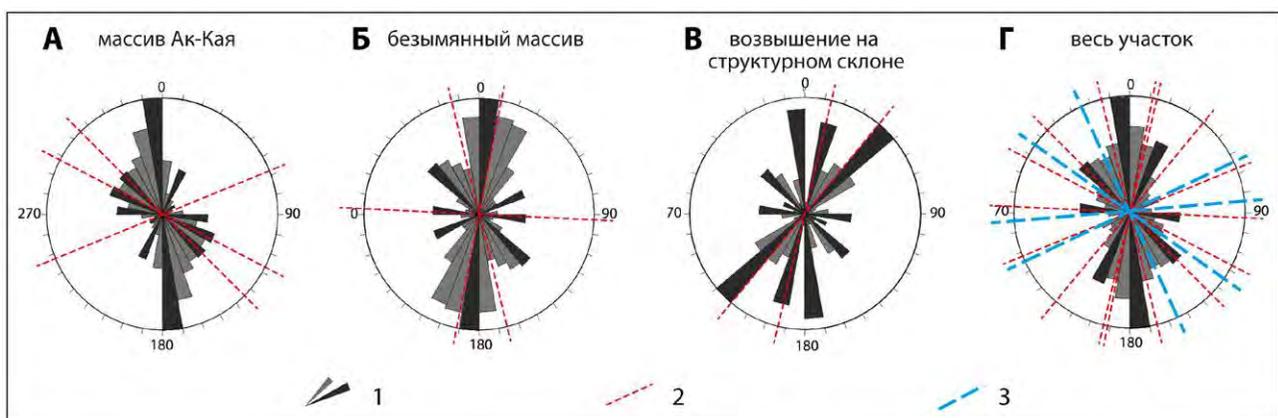


Рис. 71. Распределение ориентировок трещин и ориентировки линий обрывов куэст: А - в массиве Ак-Кая; Б - в безымянном массиве к востоку от Ак-Каи; В - на возвышении в глубине структурного склона куэсты, в 1-2 км к северо-востоку от Ак-Каи; Г - сводная диаграмма для трех совокупностей. Условные обозначения: 1 - распределение ориентировок трещин в эоценовой толще по 10-градусным интервалам; 2 - ориентировки линий главных обрывов на названных участках; 3 - ориентировки линий главных обрывов фрагментов куэсты на участке Русаковка - Бор-Кая.

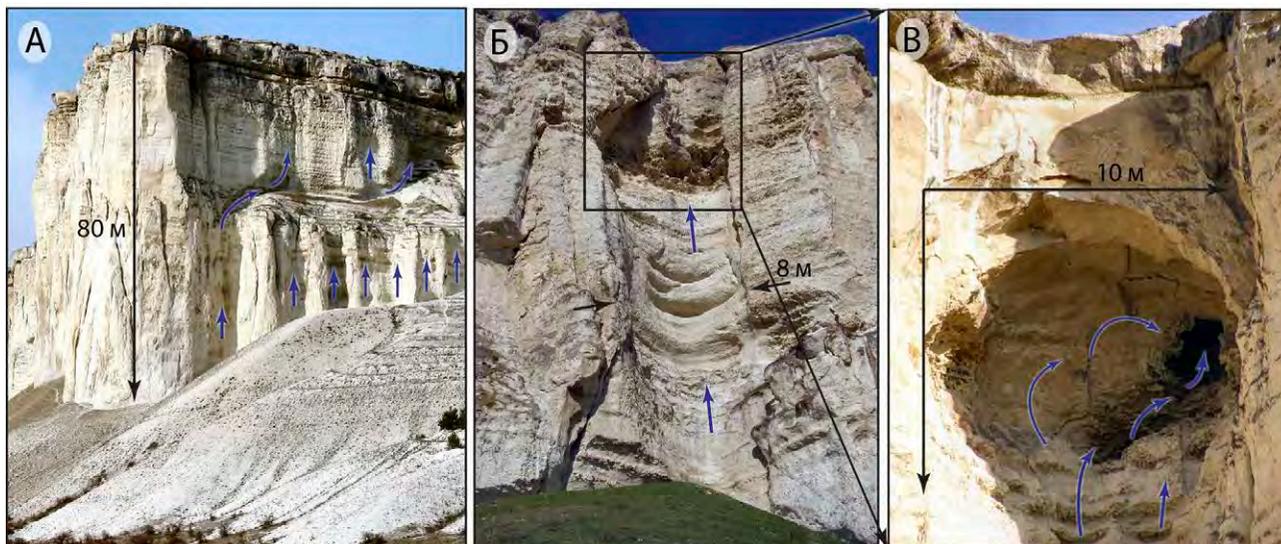


Рис. 72. Реликты крупных восходящих каналов в маастрихтской толще в обрывах Ак-Каи: А - в южном обрыве; Б - в западном обрыве. Фото В показывает полость, образованную соединением фронтального восходящего канала с каналом в глубине массива. В области соединения видна мощная зона губчатого растворения.

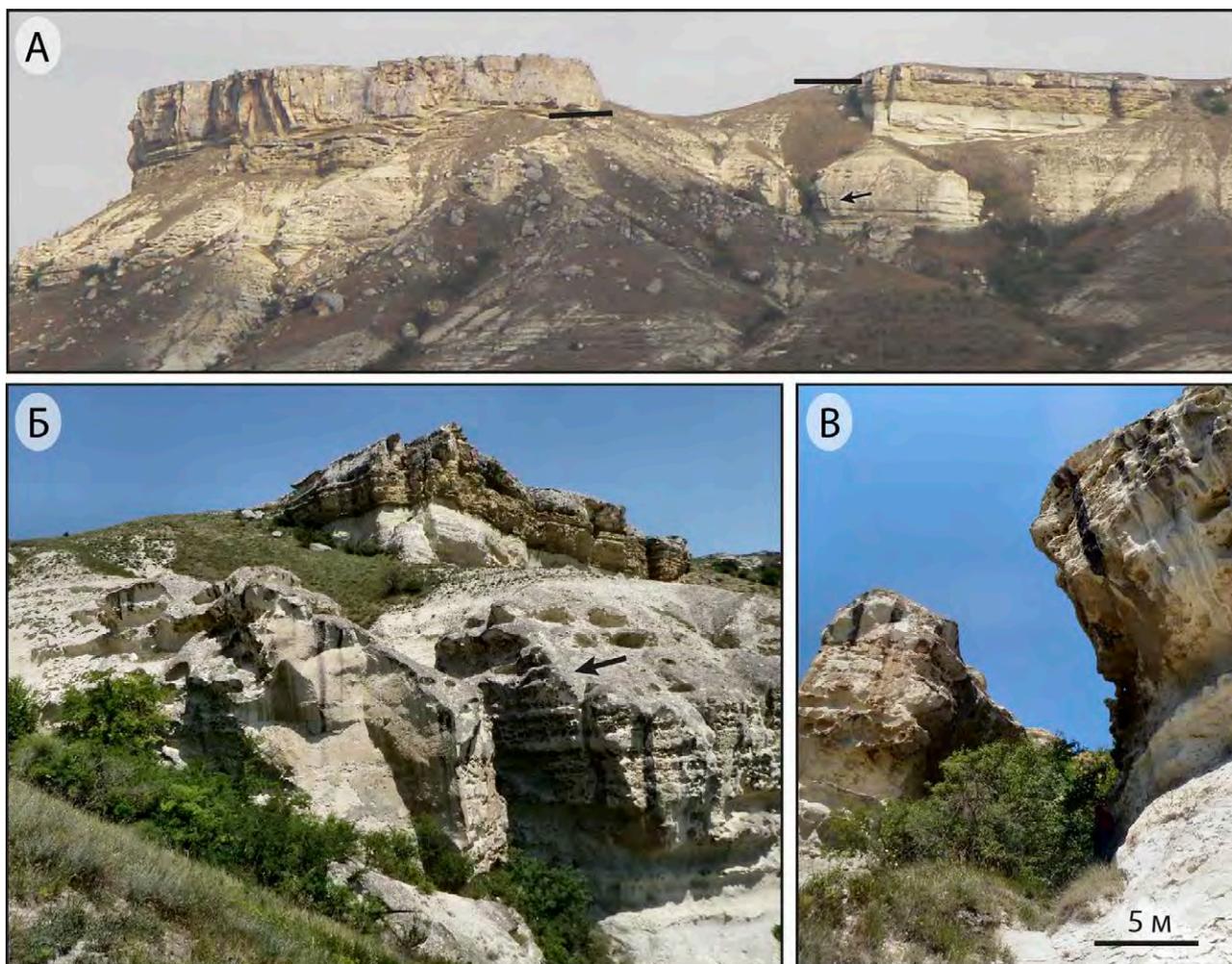


Рис. 73. Сложный кулуар к востоку от Ак-Каи (А), формирующийся раскрытием камер над крупным рифтовым каналом в маастрихтских мергелях (отмечен стрелками на А и Б). Разрушенный участок гребня куэсты на нем продолжается линейно на структурном склоне. Линиями на А показаны разные высотное положение и уклоны основания известняков симферопольского яруса эоцена в крыльях разлома.



Рис. 74. Раскрытие стратиформных уплощенных камер, развитых по прослоям повышенной водопроницаемости в толще симферопольского яруса эоцена на массиве Ак-Кая. А-Б - реликты камер в виде ниш в останцовых скальных выступах на структурной поверхности массива, раскрытые ее общим денудационным снижением; В - реликт в отвесном борту мешкообразной долины Красная.

щенных камер. На смежном участке этот уровень вскрыт лишь локально долиной Красной, в бортах которой он выражен многочисленными нишами и гротами (рис. 74 В).

Проявления эпигенного карста в современных геоморфологических условиях крайне незначительны. На обнаженных поверхностях эоценовых известняков в прибровочной полосе и в глубине структурного склона куэст массива Ак-Кая наблюдаются формы современного растворения типа камениц (локализованных углублений диаметром 0,1 – 1,0 м и глубиной до 20 см), бороздчатых и структурных карров и отдельных желобов стока. При перехвате тальвегов вскрытыми гипогенными камерами, в последних наблюдаются небольшие периодические источники и зоны увлажнения в тыловых частях, а также туфообразные кальцитовые образования. Плоскостной сток по субвертикальным поверхностям обрывов ведет к сглаживанию и унич-

тожению экспонированных гипогенных форм, попадающих в области его действия.

Восточный район. Восточный район охватывает территорию Внутренней гряды от долины реки Кучук-Карасу до долины реки Индол, включая массив Айлянма по левому борту Кучук-Карасу. В разрезе присутствуют отложения маастрихта, палеоцена, эоцена и олигоцена. Территория района входит в состав Белогорского административного района. По схеме карстологического районирования Б.А. Вахрушева (2009) территория лежит в пределах одноименного карстового района.

Участок междуречья Кучук-Карасу – Индол охватывает часть Внутренней гряды, расположенную восточнее г. Белогорск на отрезке между долинами рек Кучук-Карасу, включая оба борта долины, и Индол (участок 9 на рис. 42; рис. 75). Эти реки берут начало на северном

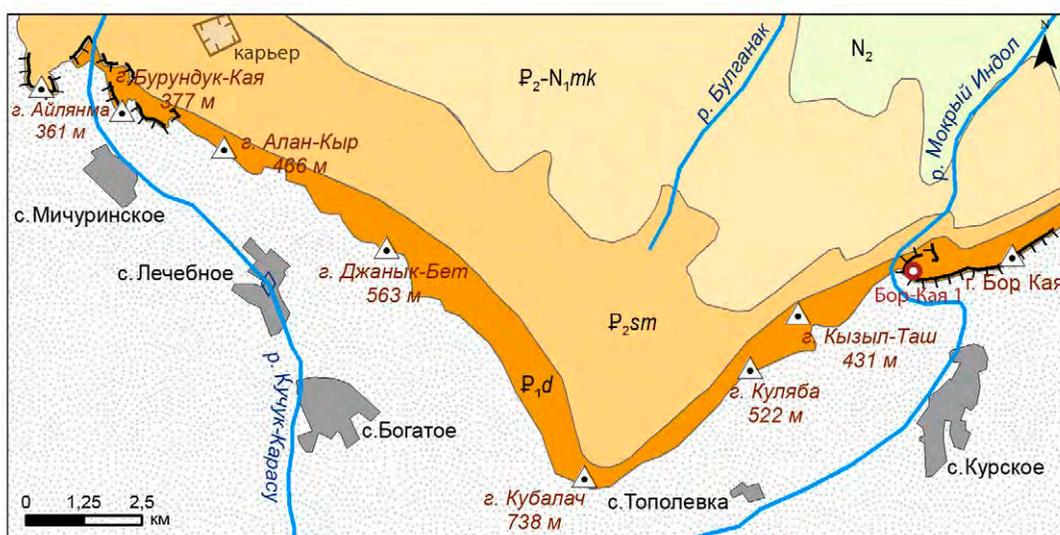


Рис. 75. Орогидрографическая схема участка междуречья Кучук-Карасу - Индол. Легенду см. к рис. 43.

склоне Главной гряды Крымских и пересекают Предгорье в поперечном направлении. Куэстообразные гряды Предгорья тут расчленены на отдельные фрагменты крупными поперечными балками, образуя прерывистую линию в направлении с северо-запада на юго-восток. Среди них орографически выделяются массивы Айлянма-Кая (361 м), Бурундук-Кая (377 м), Алан-Кыр (466 м) и Бор-Кая (362 м). Наивысшей точкой является г. Кубалач (738 м), она же – самая высокая гора Предгорья. К югу гряда обращена к Южной продольной депрессии, выработанной тут диагональным участком р. Кучук-Карасу.

Литостратиграфическая характеристика разрезов участка выполнена по материалам Л.П. Горбач (1972). Главной особенностью является появление в разрезе отложений палеоцена, отсутствующих на всем центральном Предгорье. Начиная с восточных фрагментов массива Ак-Каи они простираются вплоть до массива Бор-Кая (см. рис. 38). В пределах последнего палеоцен исчезает в обнажениях, будучи срезанным в приподнятом блоке.

В южном обрыве горы Айлянма в разрезе появляется толща верхнедатских известняков. При этом мощность ниже-среднедатских отложений в западном блоке массива достигает 25 м, в блоках центральной и восточной частей горы – 18 м. Толща отложений грубослоистая. В подошве датской толщи выше маастрихтских мергелей залегает кварцево-глауконитовый зеленовато-серый песчаник, снизу рыхлый, сверху более плотный известковистый, мощностью 1,5-2 м. Выше него находится пачка грубо чередующихся известковистых кварцево-глауконитовых алевролитов и сильно алевролитистых известняков мощностью 7-8 м. В 7 и 9 м над контактом с маастрихтскими мергелями прослеживаются два прерывистых слоя устричника. В нишах наблюдаются ажурные сплетения слепков норок декапод. Выше залегает пачка мшанковых известняков мощностью 8-12 м, состоящая из алевролитистых и очень крепких более чистых перекристаллизованных разностей. В пачке насчитывается 4-5 сдвоенных слоев, каждый из которых состоит из сравнительно рыхлого мшанкового известняка (2-2,5 м) и венчающего его более чистого и крепкого известняка (40-50 см), выступающего в виде террасы. Граница с вышележащими верхнедатскими отложениями постепенная и заметна только по слою белого рыхлого известняка мощностью 0,5-1 м, содер-

жащего разнообразный смешанный комплекс ниже-среднедатских и верхнедатских остатков фауны. Выше следует перерыв и за ним слой грубослоистого известняка, литологически отличного от нижележащих. Известняк кремевый, микроорганогенно-обломочный, полуперекристаллизованный, местами окремненный, местами пористый. Мощность пачки около 20 м. Толща перекрывается нуммулитовыми известняками эоцена.

В соседних массивах – Бурундук-Кая и Аланкыр – мощность ниже-среднедатских отложений увеличивается более чем в полтора раза (40-50 м). В обнажении на южном склоне Бурундук-Каи они представлены толщей грубослоистых алевролитистых известняков с большим количеством послыно расположенных известково-кремнистых стяжений. В обнажениях юго-восточнее г. Аланкыр мощность этих отложений очень сокращена. В южных склонах г. Кубалач и далее к востоку на склонах гряды, тянущейся севернее с. Тополевки, к ниже-среднедатским отложениям относится толща серых алевролитистых мергелей с прослоями алевролитистых известняков. Это нижняя часть (около 30-40 м) мощной датской толщи.

Самое восточное обнажение нижнепалеоценовых отложений восточного Предгорья находится в южных обрывах г. Бор-Кая (см. рис. 38). Здесь эти отложения слагают верхнюю половину склона горы, начинаясь базальным слоем датского яруса мощностью 0,1 – 0,4 м, сложенным рыхлым глауконитовым песчаником с небольшими желваками фосфоритов темно-зеленой окраски. Выше залегает толща грубослоистых светло-серых алевролитистых мергелей то более, то менее известковистых, в верхней части которой много норок. Венчают разрез алевролитистые известняки с горизонтом кремнистых стяжений и многочисленными слепками норок мощностью 10-12 м. Граница с верхнедатскими отложениями проводится по прослою известняка с редкими желваками фосфоритов, раковинами устриц и одиночными кораллами. Отложения представлены белыми и кремевыми слабоалевритистыми известняками с горизонтами фигурных конкреций кремней, создающими слоистость верхней части разреза. Мощность верхнего дата около 75-80 м. Верхняя поверхность толщи известняков – типичный "hard ground", изрытый неглубокими, но достаточно длинными норками, располагающимися наклонно и параллельно наслоению.

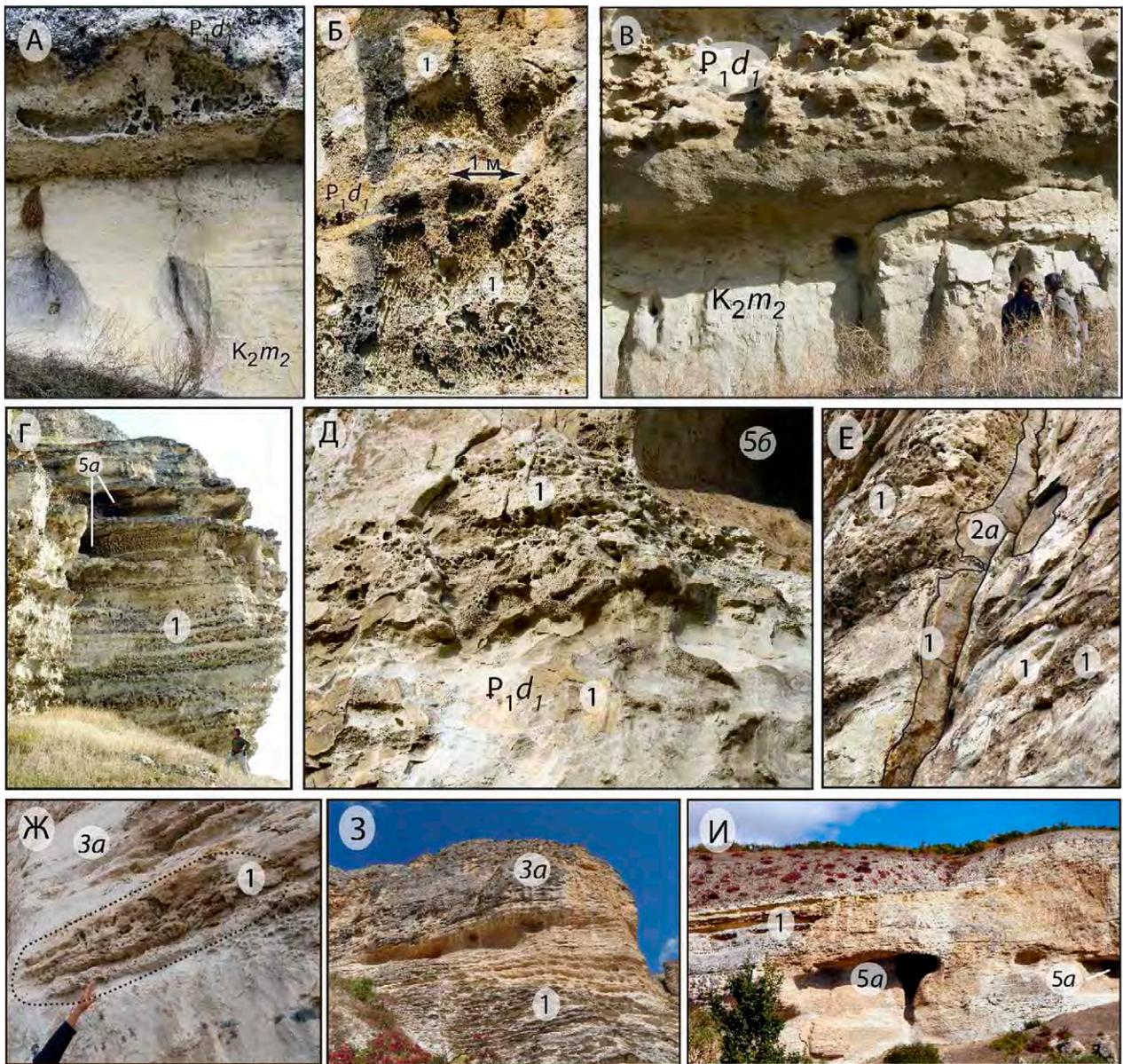


Рис. 76. Карстопоявления массивов Айлянма (А-В) и Бор-Кая (Г-И). Пояснения в тексте. Условные обозначения см. к подписи на рис. 49.

Качинские отложения восточного Предгорья не схожи с отложениями юго-западного Предгорья ни литологически, ни фаунистически. На востоке они выражены грязно-серыми более или менее алевритистыми мергелями и известняками, местами немного окремненными. Они совершенно не содержат остатков моллюсков и охарактеризованы небольшим комплексом фораминифер очень плохой сохранности, в то время как качинские мергели юго-западного района содержат разнообразный комплекс моллюсков и фораминифер.

Эоценовые отложения представлены бахчисарайским и симферопольским региоярусами,

схожими с эоценовыми отложениями участка Ак-Кай. На северном склоне массива Бор-Кая, эоценовые известняки перекрываются сверху коричневыми глинами майкопской серии. Завершают геологический разрез чокракские, караганские и сарматские терригенно-карбонатные отложения неогена, часто представленные маломощным невыдержанным слоем известняков на северном склоне куэсты.

Интенсивная трещиноватость и закарстованность палеоценовых и эоценовых известняков в обрывах куэст и прибровочных полосах контрастирует с весьма слабой трещиноватостью этих пород на удалении от обрывов, что выявляется

наблюдениями в карьерах, расположенных на структурном склоне Внутренней гряды.

Характеристика карстопоявлений. Благодаря большой протяженности куэстовых обрывов, литолого-текстурным и структурным вариациям пород и локальным особенностям интенсивности спелеогенеза, на участке фиксируется большое разнообразие морфологии закарстованных поверхностей обрывоформирующих (продольно-раскрытых) трещинно-карстовых каналов (обозначены индексом 1 на рис. 76).

На общем фоне закарстованных поверхностей или на смежных участках обрывов различаются поверхности, где исходная карстовая морфоскульптура была умеренно или полностью уничтожена денудацией - главным образом плоскостным смывом (обозначены индексом 3а и 3б на рис. 76), а также поверхности отрыва по незакарстованным трещинам (индексы 2а и 2б). Среди последних, в свою очередь, различаются поверхности с корками минерального заполнителя бывших трещин (указывающих на фильтрацию с осаждением материала, а не растворением стен) и свежие поверхности отрыва (новообразованных трещин, не испытывавших фильтрации; 2а на рис. 76).

Для субвертикальных стен трещинно-карстовых каналов наиболее типичными являются волнисто-ребристые поверхности с латерально-протяженными сглаженными выступами и углублениями (рис. 76 Г и 3). Они часто осложнены выступающими ячеистыми, сотовыми или губчатыми образованиями объемно-каркасных структур алтерита, отпрепарированными в результате спелеогенного промыва преобразованной зоны и/или ее внешнего выветривания уже после экспонирования стенок трещинных каналов (рис. 76 Б и Д). Отдельные углубления или несколько смежных углублений, обычно развитые по проницаемым литологическим контактам или отдельным слоям повышенной проницаемости, иногда приобретают значительные поперечные размеры и образуют выраженные ниши в обрыве (рис. 76 3, см. также рис. 15 3). В обрывах Бор-Кая встречаются значительные гроты с наклонным основанием. Многие из таких гротов раскрыты сверху и образуют кулуары в приобрывочных участках массивов Айлянма, Бурундук и Бор-Кая (рис. 20 В).

В обрывах также широко представлены кластерные или латерально-протяженные стратиформные зоны плотного развития каверн разного размера, при слиянии отдельных элемен-

тов образующих губчатые объемные структуры. Эти структуры не распространяются глубоко в породу, а развиты в пределах пристеночной области (окаймления) трещинно-карстовых каналов и камер, от дециметра до первых метров шириной.

6.4. Морфогенетический анализ крупных карстовых полостей

В пределах Предгорного Крыма задокументировано 96 пещер и крупных гротов, главным образом вскрытых обрывами куэст, а также известны многочисленные мелкие гроты и ниши, а также каналы доступных для человека размеров, которые могут быть отнесены к пещерам. Подавляющее большинство пещер приурочено к пачкам известняков симферопольского и датского ярусов, однако имеются также полости в верхнемеловых и неогеновых отложениях.

Проведенное нами специальное исследование наиболее значительных пещер 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 значительные пещеры Внутренней гряды заложены по секущим тектоническим трещинам. Заложение отдельных элементов пещер часто стратиформно - контролируется литостратиграфией. Обследованные полости отчетливо демонстрируют комплекс признаков и спелеоформ, индикативных для гипогенного спелеогенеза (Климчук, 2013; Klimchouk, 2007, 2009): 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. Широко распространены спелеоформы, связанные с действием ячей свободно-конвективной циркуляции в условиях слабодинамичной водонапорной системы.

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.). Пещеры, вскрытые в обрывах куэст, 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 инфлюационным 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 (Душевский, 1970) как трещины, расширенные растворением инфильтрационными водами, отсутствуют следы свободной вертикальной фильтрации на стенах. Напротив, их морфология несет отчетливые признаки формирования в условиях напорного водоносного комплекса путем расширения трещин восходящими вертикальными перетоками через вмещающие известняковые пачки.

Ниже приводим описание шести представительных пещер, развитых в эоценовых и палеогеновых известняках, в которых выполнены детальные морфогенетические исследования, а также группы пещер в г. Симферополе.

6.4.1. Пещера Душевского

Общая протяженность пещеры составляет 130 м, глубина 50 м, объем – 2100 м³ (Амеличев, 2001). Пещера расположена в 2 км к северо-западу от с.Высокого (Бахчисарайский район), в 200 м от кромки южных обрывов безымянного останца. Пещера имеет два входа диаметром

1-1,5 м, расположенные на расстоянии 3-4 м друг от друга, которые соединяются на глубине 5 м (рис. 77). Далее вниз, на глубине около 15 м, единый колодец открывается в крупную рифтообразную полость. Рифт заложен по направлению 60-140° и обследован по простиранию на длину около 50 м. На поверхности массива, примерно в 200 м от входа по простиранию рифта на юго-запад, имеются небольшие просядки с дующими отверстиями, что свидетельствует о латеральном продолжении полости далеко за пределы

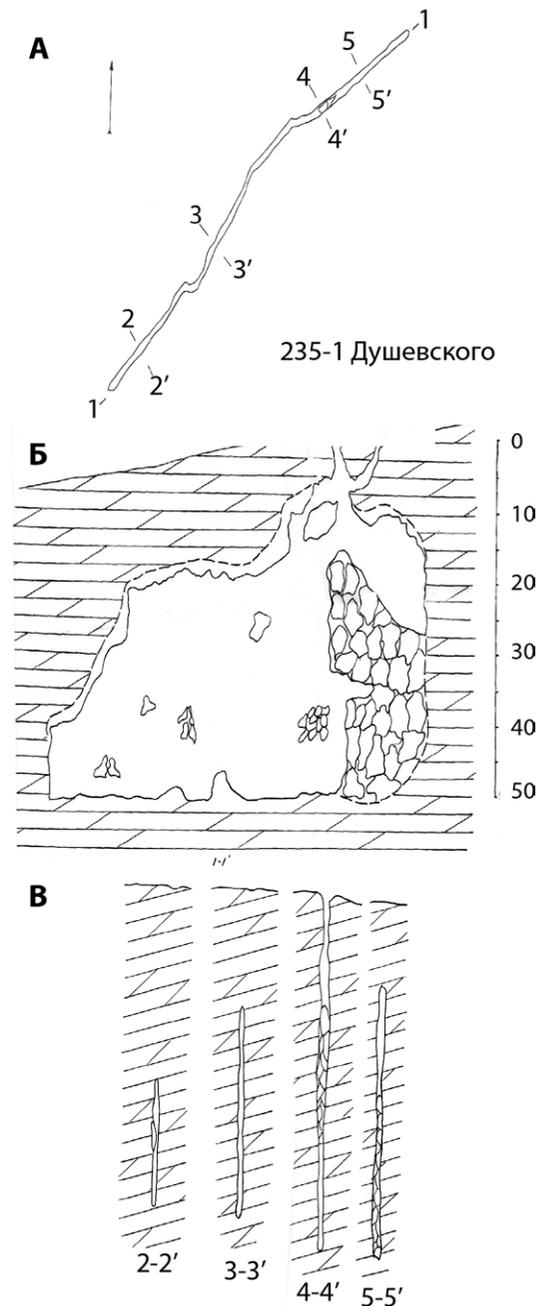


Рис. 77. Пещера Душевского: А - план, разрез, Б – псевдоэтаж из коллювиальных отложений, В – морфология основного хода.

закартированной части. Северо-восточный конец рифта почти на всю свою высоту забит крупными глыбами, между которыми имется узкие лазы. В юго-западной части галереи гравитационных отложений меньше. Лишь несколько известняковых глыб заклинено между стенками галереи на глубине от 25 до 40 м. Днище усыпано мелкоземом. Натечные образования в пещере практически отсутствуют.

Пещера Душевского представляет собой мощный вертикальный трещинно-карстовый канал типа рифта, служивший проводником восходящего потока через толщу маастрихта к некогда перекрывавшей толще палеоценовых отложений, "корневым" сегментом сквозь-формационной каналово-полостной системы. Следует отметить, что пещера расположена на простирании линеамента, контролирующего главный фронт куэсты к западу от р. Бельбек, а также на простирании к юго-востоку линии каньона поперечной долины р. Кача (см. рис. 47), что подчеркивает ее связь с крупными нарушениями.

6.4.2. Пещера Таврская

Пещера расположена в пределах участка Бельбек-Кача, в 2 км к северу от пос. Куйбышево. Она разведана в 1995 г. сотрудниками сектора Первобытной археологии КФ ИА НАНУ. В 1998 г. исследовалась отрядом Горно-Крымской экспедиции КФ ИА НАНУ, сделавшим съемку привходного участка и назвавшем пещеру Албатской (Лысенко, 2003). Первая схематическая топосъемка всей полости выполнена в 2001 году (Козлов М., Романюк С., Бокань Ю.). В этом же году пещера занесена в Кадастр под именем Таврской. Общая длина ходов пещеры Таврской достигает 507 м. Вертикальная амплитуда составляет 13 м, объем – 3000 м³. На сегодняшний день это самая крупная пещера Предгорного Крыма.

Пещера заложена в обрыве Внутренней гряды, сложенном дат-инкерманскими мшанково-криноидными известняками, подстилаемыми мергелями маастрихта (рис. 78). Слои известняка залегают моноклиально с падением к северу-северо-западу под углом 6-7°. Вход в пещеру находится в вертикальном обрыве куэсты, в 13 м ниже его бровки и в 7 м выше подножия (контакта дат-инкерманских известняков с подстилающими маастрихтскими мергелями). Он приурочен к отчетливой плоскости напластования, хорошая морфологическая выраженность

которой вдоль всего обрыва куэсты указывает на ее существенную гидрогеологическую активность в некоторый период. По этой плоскости развит входовой канал северо-западного простирания, выводящий в основную часть пещеры.

В структуре пещеры доминируют две параллельные галереи, развитые по простиранию пород (70-80°), своды которых заложены на глубине 9-12 м (южная галерея) и 7-8 м (северная галерея) под поверхностью пологого структурного склона куэсты. Отдельные потолочные купола-камины поднимаются выше в разрезе известняков до уровня 3-4 м под поверхностью. Основные галереи пещеры залегают в 25-40 м от современной линии куэстового обрыва, почти параллельно его отрезку в секторе пещеры. Положение пещеры в прибровочной части куэстового плато и отступление обрыва блоковыми обрушениями по закарстованным трещинам, привели к вскрытию ее привходового канала.

Линия простирания основных галерей пещеры трассируется к востоку-северо-востоку балкой, субпараллельной современной линии обрыва, вычленяющей узкий и длинный блок в прибровочной части куэсты (рис. 78). Далее в этом направлении, в площади экспонированных маастрихтских мергелей эта линия трассируется линеamentом в рельефе. К юго-востоку от этой линии и субпараллельно ей проходит выраженный линеament в рельефе верхнемеловых отложений. Он также выражен выдержанным обрывом палеоценовой куэсты северо-восточного направления в междуречье Каралезка-Бельбек и простиранием пещеры Душевского, имеющей облик крупного рифтового канала в верхнемеловых породах (показана точкой на рисунке 78). К северу от линеamentов с пещерами Таврская и Душевского и тоже субпараллельно им проходит аномально ориентированный отрезок р. Кача (участок между сс. Предущельное и Кудрино), образующий выраженное "смещение" в общем северо-западном простирании ее долины при пересечении Предгорья. Таким образом, контролирующие пещеру Таврская тектонические трещины принадлежат к системе нарушений, имеющих региональное выражение во всей мел-палеогеновой толще, заложение которых предшествовало как спелеогенезу, так и формированию речных долин и общего геоморфологического облика региона, контролируя эти процессы.

Структура пещеры в плане (рис. 79) контролируется субвертикальными тектоническими

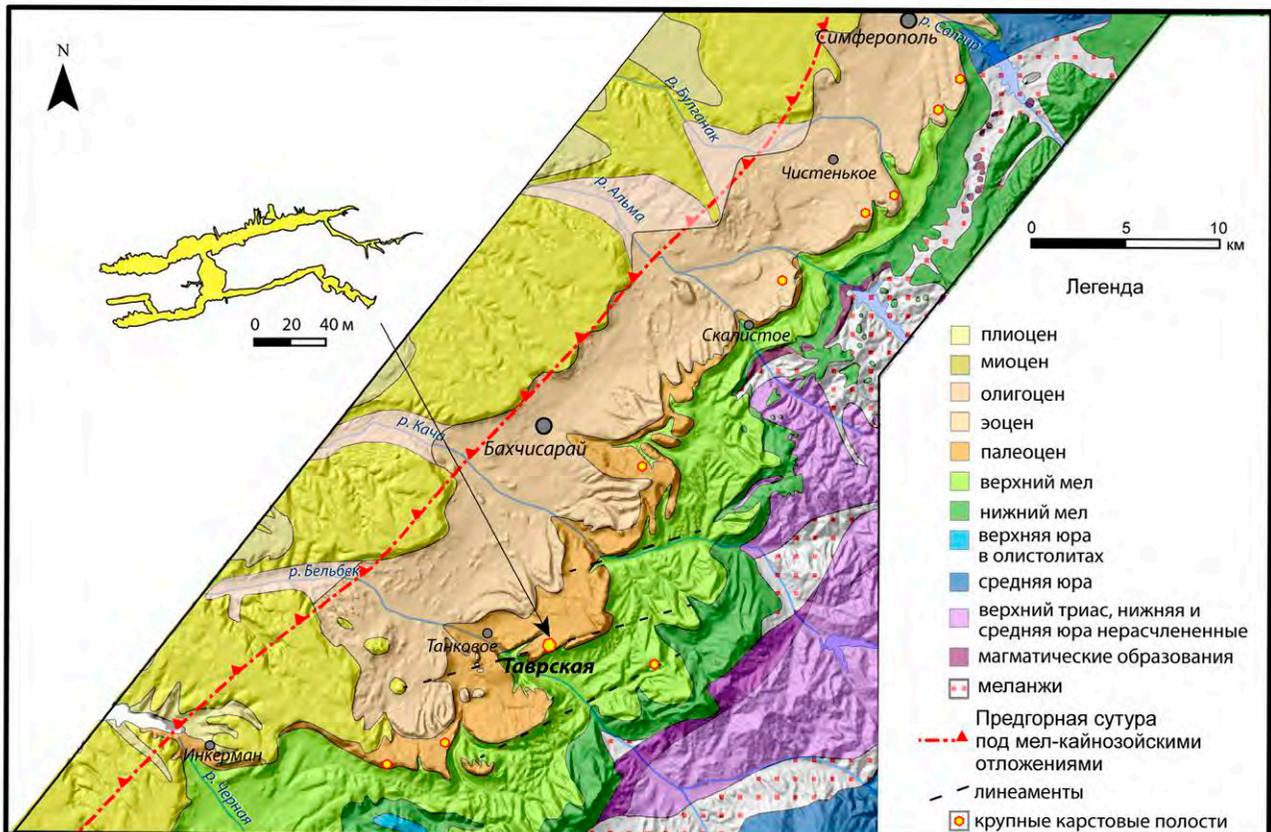


Рис. 78. Геологическая схема западной части Внутренней гряды (по Юдину, 2011) на рельефной основе. Черным пунктиром отмечены некоторые линеаменты, обсуждаемые в тексте.

трещинами, следы которых прослеживаются по сводам и тупиковым замыканиям ходов. В этой структуре доминируют две галереи, развитые параллельно в 30 м друг от друга по азимуту 85° . По этому же направлению, но по линии, расположенной между основными галереями, заложены фрагменты еще нескольких ходов, а также многие мезоформы. Другим значимым структурным направлением является диагональное северо-восточное ($290-300^\circ$), по которому развиты привходовой канал, фрагменты хода-Перемышки и Козьего лаза, а также ряд мезоформ. Эти направления также хорошо выражены в ориентировках прямолинейных отрезков обрыва куэсты и в региональной тектонике.

Распределение ориентировок осей потолочных куполов, заложенных по внутрислоевым субвертикальным трещинам средней и верхней частей известняковой толщи, демонстрирует еще более высокую степень анизотропии (рис. 81 Б). Тут полностью доминирует направление $280-290^\circ$.

Несмотря на отчетливую роль субвертикальных тектонических трещин в структуре и морфо-

логии ходов, заложение пещеры в разрезе контролируется также напластованием, в частности – упомянутой выраженной в обрыве куэсты плоскостью напластования, положение которой в разрезе показано на рис. 80. Основные хода пещеры проработаны вдоль линии пересечения субвертикальных трещин с этой плоскостью. Полости некоторых морфотипов полностью контролируются напластованием. При значительных вариациях отметок скульптурного рельефа сводов и аккумулятивного рельефа пола основных галерей, они заложены с выраженным общим уклоном с востока на запад примерно на 5 м.

По общему морфологическому облику полостных пространств пещеры на различных участках выделяются четыре их морфотипа: 1) ходы по напластованию; 2) основные галереи сложной формы; 3) боковые глубокие ниши и каналы по напластованию; 4) рифтоподобные ходы и участки основных ходов.

Первый морфотип представляет *привходовой канал* - низкий (до 1 м) ход шириной 2-4 м, заложенный по выраженной плоскости напластования. Он выводит в Южную основную галерею.

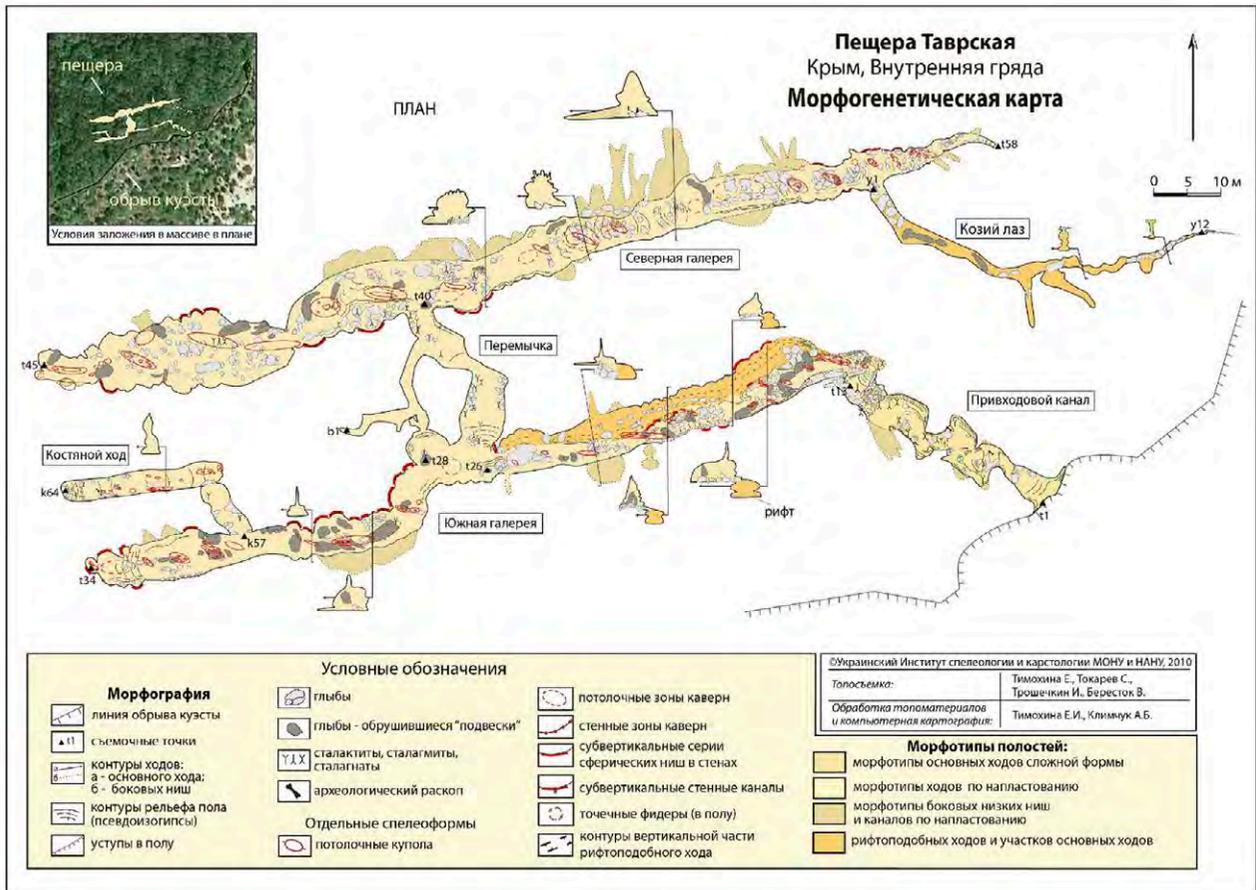


Рис. 79. Морфогенетическая карта пещеры Таврская (план).

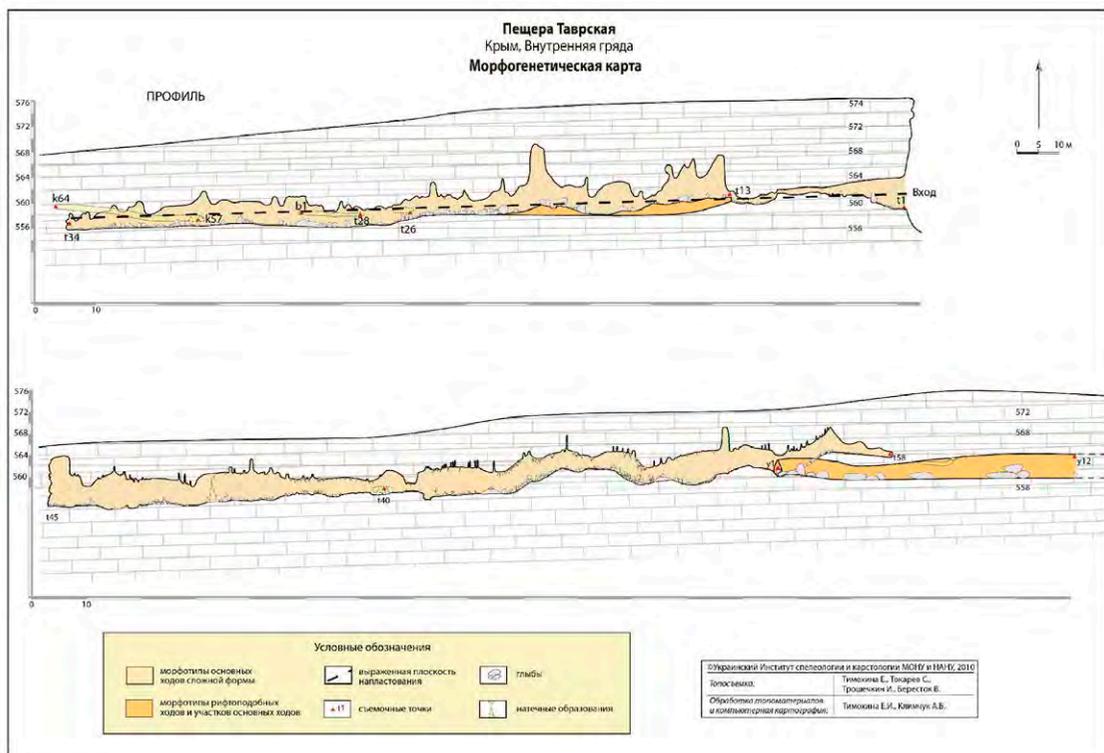


Рис. 80. Морфогенетическая карта пещеры Таврская (поперечные разрезы-развертки)

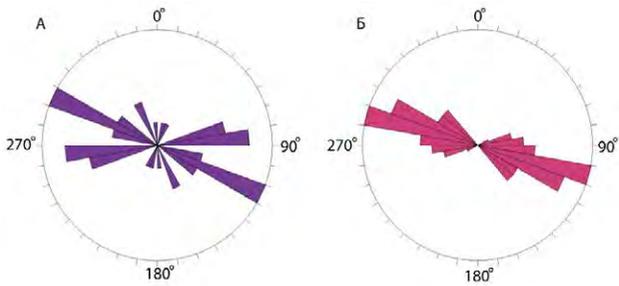


Рис. 81. Розы-диаграммы ориентировок ходов (А) и потолочных куполов (Б) в пещере Таврской.

Основные галереи (Южная и Северная) представляют собой довольно крупные ходы (средней высотой 4-5 м, средней шириной 3 м) с преимущественно треугольным сечением, осложненным скульптурными мезоформами и местами натечными образованиями (рис. 82). По простирацию к западу они оканчиваются простыми слепыми тупиками с округлыми нишами (Южная галерея и Костяной ход), нишей с вертикальным каналом в полу (Северная галерея). К востоку Северная галерея переходит в выклинивающуюся закарстованную трещину, а Южная – в привходовой канал по напластованию. Характерная морфология этого морфотипа в восточном секторе Южной галереи осложнена непосредственным примыканием к типовому треугольному сечению основной части рифтоподобной полости с субвертикальными волнистыми стенами, проходящей параллельно по северному контуру, но с полом на 2-3 м ниже пола основной части (см. поперечные сечения на рис. 79). Эти участки сообщаются по общему продольному контуру, но представляют собой два разных морфотипа ходов. Дно полостей, как в основной части галерей, так и в рифтоподобных участках, покрыто отложениями, в том числе обвальными-гравитационными, скрывающими коренную морфологию.

Большая часть поверхности стен и сводов основных галерей представлена скульптурными поверхностями растворения. Поверхности гравитационного отрыва отдельных блоков и глыб распределены мозаично, но в замыкании сводов широких мест имеется субгоризонтальная полоса, представляющая собой вытянутую по оси хода поверхность отрыва. "Срезанность" вершины сечений этой полосой придает им местами трапецевидную или почти прямоугольную форму (рис. 82 Б-Г). Концентрация обрушенного материала вдоль оси ходов и хорошая

сохранность скульптурной мезо-морфологии на нем свидетельствуют о формировании таких широких галерей путем обрушения скальной перегородки между двумя сближенными щелеобразными ходами (см. рис. 82 В). Широкое распространение перегородок и скальных выступов-"подвесок" является признаком гипогенного "поперечного" спелеогенеза в напорных слабopоточных условиях, где восходящие потоки могут разрабатывать сближенные параллельные трещины, и где под действием многочисленных конвекционных ячеек могут разрабатываться сближенные глубокопроникающие (вверх) потолочные формы (Klimchouk, 2007, 2009). Формирование скульптурных подвесок и перегородок, столь слабо соединенных с массивом, возможно лишь в слабодинамичной водной среде. Массовое обрушение перегородок и подвесок происходит в фазу раскрытия водонапорной системы и ее осушения ввиду снятия выталкивающей (архимедовой) поддержки.

К основным галереям во многих местах примыкают *боковые глубокие ниши и каналы по напластованию*, выделяемые как отдельный морфотип полостей. На карте (рис. 79) они показаны более насыщенным бежевым тоном и пунктирными контурами. Такие ниши и каналы развиты по одному слою вглубь стены основных галерей, имеют высоту до 0,5 м, ширину вдоль галереи до 10-15 м и более, глубину по нормали к стене от одного до нескольких метров. Каналы являются наиболее глубокими продолжениями таких ниш вглубь массива, где они постепенно выклиниваются. Нижние части таких ниш и каналов выполнены характерной красно-коричневой глиной. Анализ морфогенетической карты пещеры (рис. 79) демонстрирует отчетливую закономерность в распространении полостей этого морфотипа: они развиты преимущественно вдоль внешних контуров пещерного поля, где их углубление в стороны от основных галерей максимально. Вдоль внутренних (обращенных друг к другу) стен основных галерей имеется лишь несколько небольших и неглубоких ниш. Следует также подчеркнуть явное подобие распределения и морфологии таких ниш и каналов (и ассоциированного заполнителя) с аналогичными явлениями в гипогенных пещерах понтийских известняков Одессы (Климчук и др., 2010). Формирование полостей этого морфотипа и упомянутой асимметрии связывается с возникновением дополнительного потенциала раство-

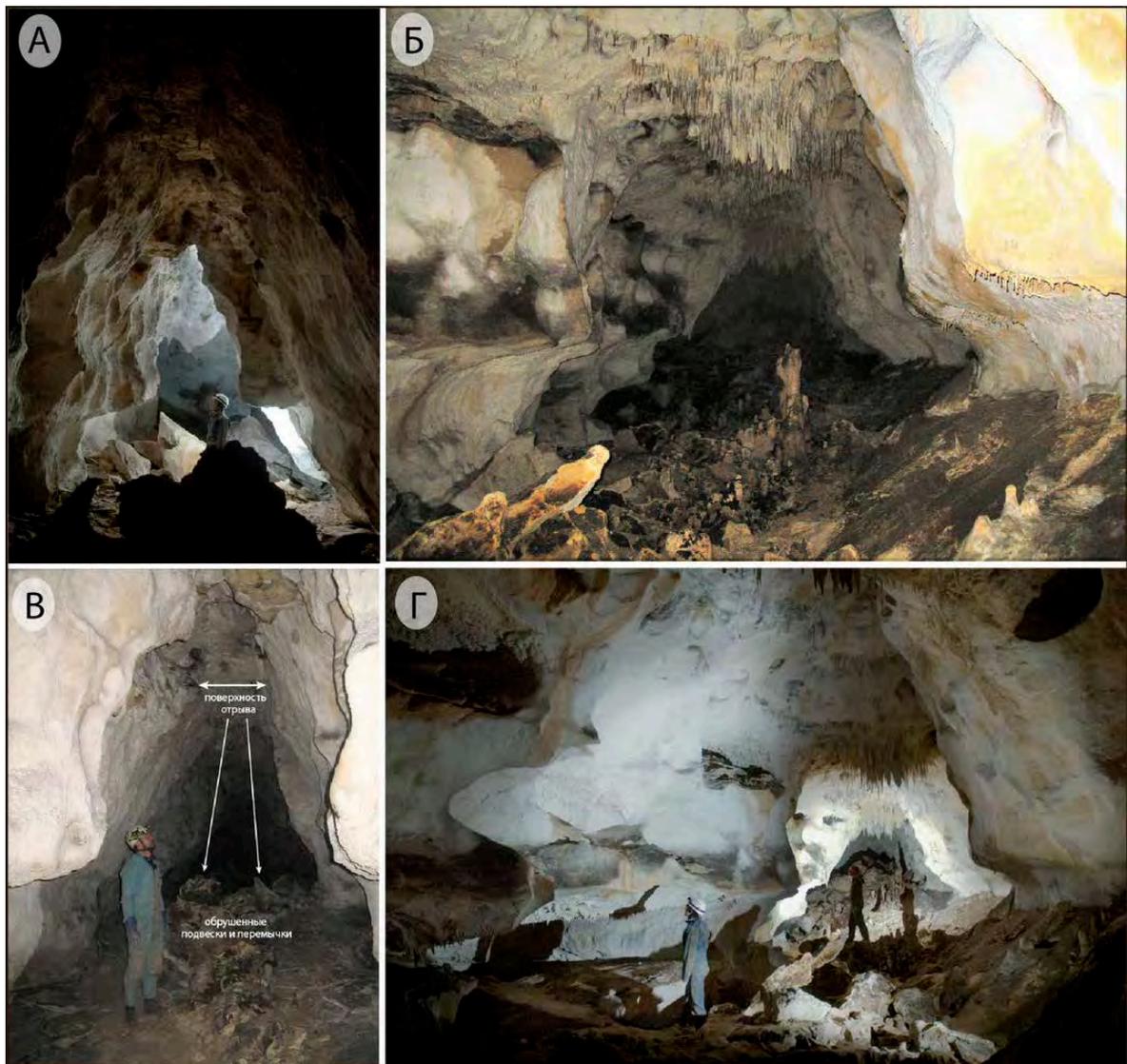


Рис. 82. Морфотипы полостей пещеры Таврская: основные галереи: А, Б, Г – Южная галерея, В – Северная галерея. Полосой по оси свода широких участков галерей проходит поверхность гравитационного отрыва, под которой навалены обрушившиеся подвески – остатки узкой перемычки между двумя сближенными ходами первоначально щелевидной морфологии.

рения при смешивании двух вод разного генезиса, восходящих вод по субвертикальным каналам и латерального потока по напластованию (Klimchouk et al., 2012). Согласно этой модели, асимметрия в развитии боковых форм вдоль сквозформационного канала (проводящего восходящий поток) обуславливается особенностями его ориентировки в гидродинамическом поле пластового потока и, соответственно, различиями в пропорциях смешивания и результирующем эффекте растворения (см. подраздел 6.1.1 и рис. 29).

Рифтоподобные ходы и участки основных ходов существенно отличаются от основных галерей и выделены в качестве отдельного морфо-

типа полостей. В обособленном, "чистом" виде морфотип представлен в приборочной части пещерного поля ходом Козий лаз, который соединяется с Северной галерей в ее восточном окончании. Ход имеет вертикально-вытянутое поперечное сечение с волнистыми стенами, расширением в верхней части по плоскости напластования и округлым "мытым" сводом (рис. 83 А-Б). Ширина рифтовых ходов в средней части сечения около 1 м, в верхней части около 2 м. Высота достигает 3-4 м. Ход сужается книзу или заполнен кластическими отложениями в нижней части. Можно предположить, что такое сечение продолжается вниз на значительную глубину. Об этом свидетельствует выявление

фрагментов рифтоподобных ходов в обрыве западнее пещеры Таврской (пещера Подарочная), где доступна нижняя часть их сечения в основании толщи палеоценовых известняков, на 4-5 м ниже доступной части Козьего лаза в Таврской. Такие ходы, доступные в нижней части обрыва, продолжают вверх по сечению (рис. 83 Г). В восточном секторе Южной галереи рифтоподобный ход, более широкий и менее глубокий, чем Козий лаз, примыкает к галерее вдоль северного контура (см. рис. 83 В и описание выше). Он имеет сходную с Козьим лазом морфологию, но бóльшую ширину, и более высокий уровень заполнителя. Расширенная по плоскости напластования верхняя часть сечения по одному контуру (левому на фото 83 В) сообщается с Южной галереей. Вероятно, рифтоподобный ход продолжается к востоку далее чем Южная галерея, но перекрыт обильными тут глыбово-обвальными отложениями. В этом направлении его линия продолжается фрагментом рифта Козьего хода. Аналогичным по морфологии является основной ход пещеры Змеиная, другой крупной пещеры Внутренней гряды, развитой в эоценовых известняках (Климчук и др., 2009). Рифтоподобная морфология ходов является одной из наиболее типичных для сквозьформационных каналов гипогенного "поперечного" спелеогенеза, развитых по секущим трещинам (Климчук, 2013; Klimchouk, 2007, 2009; см. подраздел 6.1.1).

Мезорельеф основных галерей пещеры Таврской весьма сложный, изобилующий различными формами и их сочетаниями. Коренной рельеф пола основных галерей обычно скрыт покровом вторичных отложений и является

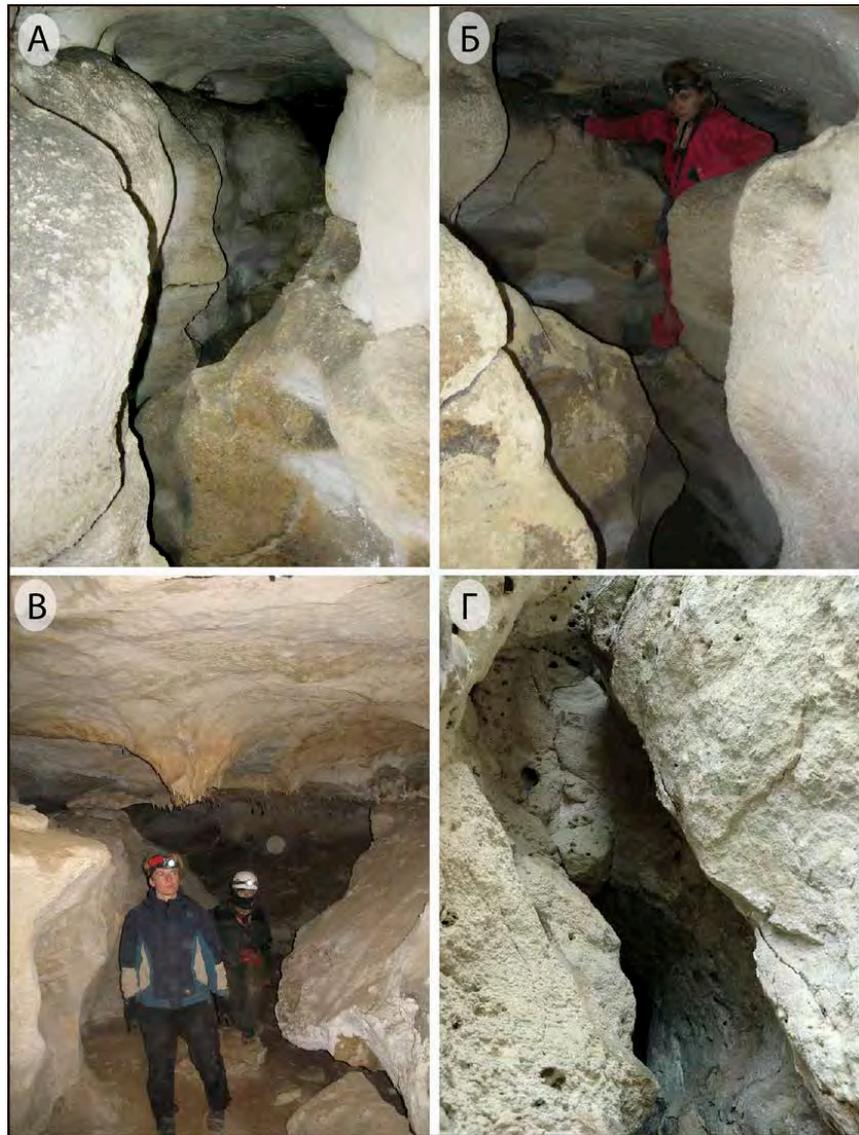


Рис. 83. Морфотипы пустот пещеры Таврская: рифтоподобные ходы. А, Б – Козий лаз; В – ход вдоль Южной галереи; Г – ход в пещере Подарочная, заложенный в основании толщи палеоценовых известняков в 300 м западнее пещеры Таврской, соответствующий по заложению нижней (скрытой отложениями) части рифта Козий лаз. Видно продолжение полости вверх по сечению.

аккумулятивным. Но в пристеночной полосе Северной галереи обнажается пологонаклонная (25-30°) полка коренной породы (рис. 82 Б-Г), показывающая, что основные галереи являются расширенной частью поперечного сечения вертикально-вытянутых форм. В этом коренном основании отмечены несколько субвертикальных каналов (рис. 84, фото А и Б), трактуемых тут как *каналы восходящего питания - фидеры* (Климчук, 2013; Klimchouk, 2009; см. рис. 4). Подобный канал имеется также в западном окончании Северной галереи (фото В на рис. 84). При заложении фидеров сбоку под нависа-

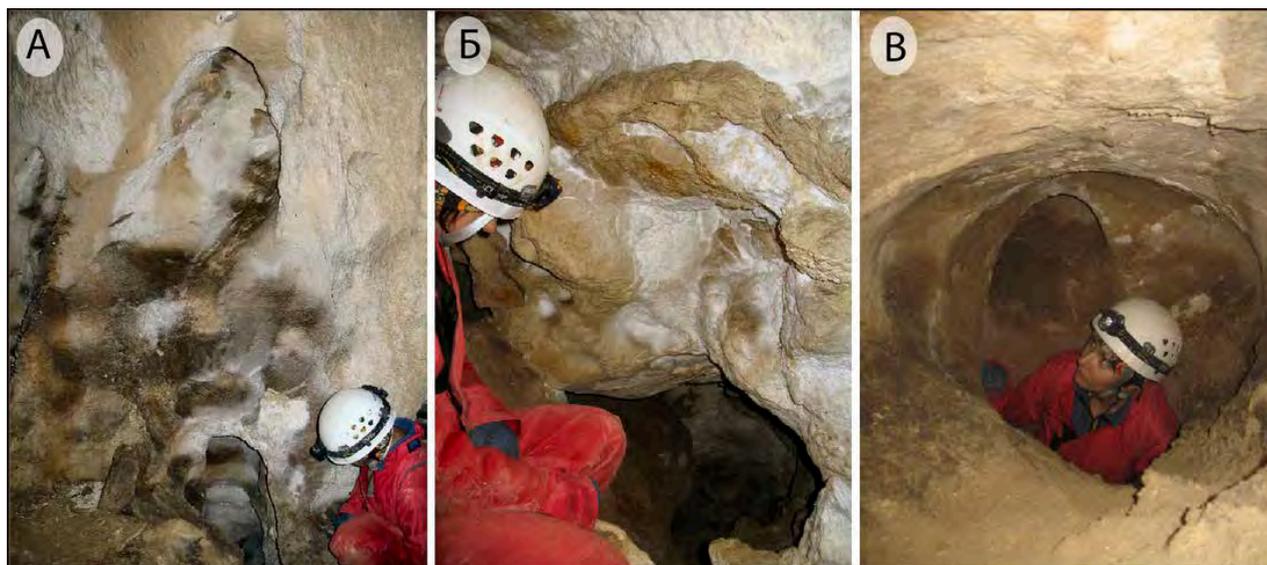


Рис. 84. Восходящие каналы (фидеры) в полу ходов – каналы восходящего питания гипогенных полостей.

ющими стенами, над ними часто развиты стенные восходящие каналы (фото А). Обособленные каналы восходящей морфологии, наряду с рифтовыми каналами, являются характерными для пещер гипогенного происхождения (Климчук, 2013; Klimchouk, 2007, 2009).

В распределении мезоформ по стенам основных галерей проявляется отчетливая асимметрия, сходная с асимметрией в распределении стенных глубоких ниш и каналов. Густота, глубина и разнообразие форм на внешних (по отношению к пещерному полу) стенах галерей значительно выше, чем на внутренних. Такая асимметрия особенно ярко проявляется в Северной галерее (рис. 82 Б, Г; слева на снимках внешняя, северная, стена).

Помимо упомянутых горизонтальных глубоких ниш и каналов, развитых по напластованию и охарактеризованных выше в качестве отдельного морфотипа полостей, стены крупных ходов осложнены многочисленными *округлыми нишами и углублениями* с поперечниками от нескольких десятков см до 1-2 м. Такие формы часто располагаются на нескольких уровнях, но соответствия по латерали соседним формам (контроль напластованием) не прослеживается. Отчетливо выраженной является организация округлых ниш и углублений в вертикальные серии, где индивидуальные формы располагаются друг над другом, образуя подобие вертикального канала (фото А-В на рис. 85). В этом случае между сближенными вертикальными сериями углублений проявляются верти-

кальные ребра. На нависающих стенах индивидуальность углублений в вертикальных сериях часто становится слабовыраженной и они сливаются в *восходящие стенные каналы* (фото Г и Е). Такие каналы обычно начинаются врезом в основание нависающей стены от плоскости свода горизонтальной ниши на нижнем уровне, от выраженной плоскости напластования или колодца-фидера в полу. Выраженность индивидуальных стенных каналов может достигать полной отделенности их перемычками от основного объема хода (фото Д). Вверх стенные каналы оканчиваются крупными нишами или потолочными куполами. Описанная морфология и организация стенных форм является характерной для гипогенных полостей (Климчук, 2013; Klimchouk, 2009; Morphological indicators..., 2009) и объясняется растворяющим действием восходящих токов конвективных ячеек в условиях слабопроточной среды.

В сводовой области ходов широко распространены *купольные и каминные формы* диаметром до 1-2 м и высотой (выше уровня сводов) до 3-4 м. Контуры куполов обычно овальные в плане, вытянутые вдоль осевой трещины, но имеются и купола без видимой приуроченности к трещинам. В крупные купола часто вложены более высокие округлые формы меньшего диаметра. Среди последних выделяются *потолочные вертикальные каналы* диаметром 10-40 см и высотой до 1-2 м, поперечники которых мало изменяются по высоте (рис. 85, фото Ж и З). В случае округлого поперечного сечения, форма таких каналов приближается к цилиндрической.

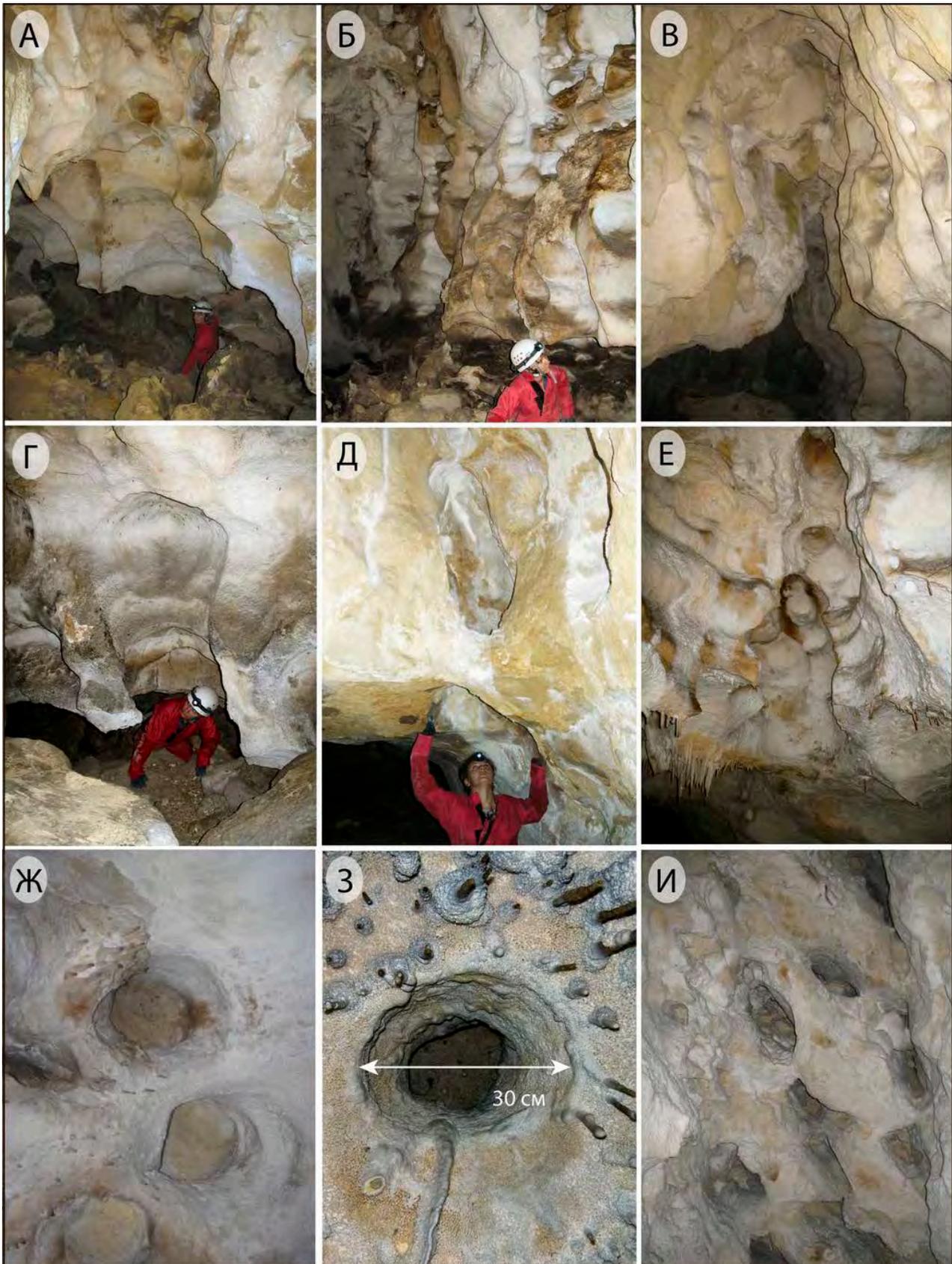


Рис. 85. Скульптурные мезоформы основных галерей пещеры Таврской: А-В – округлые стенные ниши, организованные в вертикальные серии; Г-Е – восходящие стенные каналы; Ж и З – округлые вертикальные каналы в своде, "колокольные полости" (bell holes); И – щелевидные вертикальные каналы в своде. Ж-И: вид снизу вверх.

Они распространены группами-кластерами с высокой плотностью по площади свода (до 2-3 шт. на м²). Округлые каналы не контролируются трещинами, однако имеются также овальные в поперечнике каналы, развитые по трещинам (фото И на рис. 85). Цилиндрические вертикальные каналы выделяются в зарубежной литературе под названием *bell holes* ("колокольные полости"). Считалось, что они являются атрибутами пещер в тропиках (Ford, Williams, 2007), особенно пещер зоны галоклинного смешивания в прибрежной морской/океанической обстановке, однако выдвигались различные гипотезы их происхождения (Lauritzen, Lundberg, 2000). А.Б. Климчук (Klimchouk, 2007, 2009) указывал на распространение таких каналов в заведомо гипогенных пещерах, где их образование связывается с действием конвективной ячеистой циркуляции поступающих снизу вод в слабопроточных напорных условиях. Недавний обзор и специальный анализ проблемы *bell holes* в пещерах тропических регионов привел к сходной интерпретации их генезиса (Bell Hole Origin..., 2011). Таким образом, наличие вертикальных цилиндрических каналов типа *bell holes* является диагностическим признаком слабопроточных фреатических условий и выраженной конвективной циркуляции.

Широкое распространение глубокопроникающих вверх форм в сводах ходов (куполов и каналов) обуславливает формирование многочисленных положительных форм между ними: *перегородок и скальных выступов-"подвесок"* (рис. 86, фото А). Они демонстрируют скульптурную морфологию со всех сторон, поэтому их форма может быть весьма причудливой. Анализ распределения поверхностей гравитационного отрыва в сводах и обрушенного материала со следами скульптурной морфологии указывает на значительно более высокую распространенность перегородок и подвесок в прошлом. Их массовое обрушение произошло при снятии выталкивающей (архимедовой) поддержки в фазу раскрытия водонапорной системы и ее осушения. Этим также подтверждается формирование глубокопроникающих потолочных форм в слабопроточных фреатических условиях.

Из скульптурных (растворение) микроформ, в некоторых местах стен и сводов выявлены небольшие (1-5 см в поперечнике) каверны и лунки, встречающиеся кластерами неправильной формы или организованные в латерально-



Рис. 86. Сохранившиеся (А) и обрушенные (Б) скальные "подвески" - изолированные скульптурные выступы породы между глубокопроникающими потолочными формами (куполами, камнями, каналами, проч.).

вытянутые серии. Подобные каверны и лунки обнаружены также под минерализованной коркой с рыхлой подложкой в стенах рифтоподобных ходов. Они характерны также для пещеры Змеиная.

В пещере Таврская развиты различные типы вторичных отложений, среди которых наиболее широко представлены обвально-гравитационные, хемогенные, рыхлые мелкообломочные

(щебнистые и глинистые) и органогенные. При морфогенетическом картировании отражались только отложения, имеющие отчетливое морфологическое выражение (обвальное-гравитационные и натечные). Ниже затронуты лишь некоторые аспекты, имеющие наиболее очевидное отношение к проблеме генезиса пещеры.

Спелеогенетическое значение обвальное-гравитационных отложений (обрушенных перегорожек и подвесок) уже обсуждалось выше.

Из глинистых отложений большой интерес представляет кирпично-красная глина, заполняющая дно горизонтальных ниш и каналов. Разрез заполнителя, как правило, содержит два слоя – нижний более рыхлый, часто с содержанием желтого песчанистого материала, и верхний более плотный, распадающийся на отдельные плитки. Глинистый материал сходен с обнаруженным в пещере Змеиной, заполняющим стенные горизонтальные каналы и карманы. Подобная кирпично-красная глина описана во многих пещерах Одессы (Климчук и др., 2010; Пронин, 2009).

Среди хемогенных отложений наиболее распространены различные кальцитовые натечные образования и лунное молоко (мондмилх), образованные в вадозных условиях. Недавняя датировка нескольких сталагмитов показала, что они сформировались в основном в период от 130 до 67 тыс. лет назад (зоны 4 и 5 морской изотопной шкалы; росс-вюрмский межгляциал), хотя рост отдельных сталагмитов прекратился лишь 14,3 тыс. лет назад.

Особый интерес представляет находка в пещере зональной коры параллельно-шестоватого коричневого кальцита цвета мощностью 10-15 см. Местонахождения этого кальцита расположены в рифтоподобной части Южной галереи и у развилки на рифтовый Козий ход в Северной галерее. Подобный кальцит нами обнаружен также в пещере Подарочная – фрагменте рифтового канала в основании палеоценовой толщи, расположенной в куэстовом обрыве в 400 м к западу от Таврской, а также у пещеры Беш-Кош в одноименном останце в верховьях р. Чурук-Су. Такой кальцит характерен для фреатических условий и "фаций" восходящих источников (Hill, Forti, 1997; Immenhauser, 2009). Абсолютное датирование кальцита Таврской и Подарочной по соотношениями U/Th позволило определить, что он образовывался в период от

400 до 260 тыс. лет назад. Изотопное исследование кальцита и подложки коренной породы из местонаждений Подарочная и Беш-Кош показало, что изотопный состав кислорода и углерода подложки заметно смещен в сторону облегчения по сравнению с заведомо неизменной породой, что указывает на развитие зоны ("гало") геохимического изменения, характерной для стен каналов, проводивших гипогенные флюиды (см раздел 7.4).

Проведенные картирование и морфогенетический анализ пещеры Таврской, наряду с анализом геологических данных, позволяют сделать ряд важных выводов о факторах и условиях ее формирования и эволюции.

В региональном контексте, положение пещеры контролируется системой сквозьформационных нарушений субширотного простирания, выраженных во всей мел-палеогеновой толще и оказавших существенное влияние на формирование речных долин и ряда других морфолинементов.

Структура пещеры в плане и ее важнейшие морфологические черты контролируются субвертикальными тектоническими трещинами и их пересечениями с выраженной палеогидрогеологически активной плоскостью напластования в средней части разреза датской известняковой толщи, а также с отдельными слоями относительно высокой латеральной проницаемости. Структура пещеры не имеет признаков эпигенного ("нисходящего") спелеогенеза и функционально-генетической связи с современным рельефом.

Мезоморфология пещеры характеризуется преобладанием скульптурных поверхностей растворения, разнообразием и изобилием соответствующих спелеоформ, что определяет богатые возможности для реконструкции условий среды формирования пещеры. Состав комплекса идентифицированных в пещере спелеоформ, их генетическая интерпретация и анализ их взаимоотношений однозначно указывают на формирование в условиях напорного водоносного комплекса со слабопроточной средой, при взаимодействии восходящих вод глубокой системы стока с пластовыми водами более мелкой системы стока и большой роли конвективной циркуляции. Такие условия существовали в регионе до среднеплейстоценового времени, когда произошло раскрытие напорных водо-

носных комплексов неоген-палеогеновых отложений в процессе формирования продольных и поперечных долин Предгорья, начавшемся еще в раннем-среднем плиоцене. В пещере не выявлены первичные полостные формы, образование которых может связываться с вадозными условиями и действием свободных потоков вод. Таким образом, по отношению к современной гидрогеологической обстановке, пещера является реликтовой.

Поступление вод глубокой системы стока осуществлялось по крупным трещинам, гидравлически связанным с гидрогеологически активным контактом известняков и подстилающих маастрихтских мергелей и флюидопроводящими нарушениями в последних. Эти трещины преобразовывались в ходе спелеогенеза в рифтовые каналы. Взаимодействие восходящих вод с пластовыми водами в средней части датских известняков осуществлялось наиболее интенсивно вдоль высокопроницаемых плоскостей напластования и вышележащего слоя, с чем связано усиление (восстановление) агрессивности вод и проработка объемов на уровне нынешних основных галерей. По этим же плоскости и слою происходили латеральные перетоки между сближенными питающими рифтами в поле пещеры, а также между рифтами и внутрислойными субвертикальными трещинами верхней пачки известняков, по которым происходила восходящая проработка полостей этого уровня. По этим же латеральным водопроводящим элементам развивались ("попятной коррозией") горизонтальные глубокие ниши и каналы.

Разгрузка вод системы происходила в вышележащий слой высокой латеральной проницаемости через отдельные крупные и высокие потолочные купола-камины. Возможно, что разгрузка осуществлялась также через нынешний привходовой канал по напластованию, к высокопроводящей трещинно-карстовой зоне вдоль нынешнего обрыва куэсты. Несомненно, что разгрузка вод в этом направлении (через нынешний привходовой канал) происходила также на этапе начального эрозионного врезания и раскрытия водонапорного комплекса. С такой концептуальной моделью спелеогенеза пещеры Таврской хорошо согласуются местонахождения фреатического кальцита в при-рифтовых участках нынешней приборочной зоны.

На зрелых стадиях спелеогенеза, но до вскрытия и дренирования водоносного горизонта, пещера Таврская представляла собой систему параллельных, сближенных по двум зонам, во многих местах соединенных, узких и высоких ходов щелевидной морфологии на уровне выше активной плоскости, с рифтовыми питающими каналами под ней. Обрушение узких перегородок и подвесок между сближенными каналами и потолочными куполами и каналами при осушении пещеры сформировало нынешний облик галерей. Вадозные условия на уровне основных галерей установились не позднее 130 тыс. лет назад, что фиксируется по максимальному возрасту датированных сталагмитов. На стадии гидрогеологического раскрытия и вадозной стадии в пещеру не поступали концентрированные водные потоки, о чем свидетельствует полное отсутствие форм и отложений, характерных для таких условий. Нисходящая рассеянная фильтрация вод от поверхности куэсты была незначительной, на что указывает умеренное количество натечных образований-индикаторов.

Пещера Таврская является геологическим объектом высокой научной ценности, ключевым и эталонным для реконструкции как спелеогенетической истории региона, так и его гидрогеологической и геоморфологической истории.

6.4.3. Пещера Мангупская-1

Пещера 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 простираение полости субмеридиональное, однако прямолинейные участки ходов имеют диагональные простираения. Как и в вышеописанной пещере Таврской, ось основного хода параллельна обрыву куэсты. На этой же оси находится фрагмент обрыва, расположенный к западу от пещеры (рис. 87). 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. Своды последних часто заложены всего в 2-3 м от поверхности. Ширина галереи колеблется от 1 до 5 м, высота до 6-7 м. Ниже нее

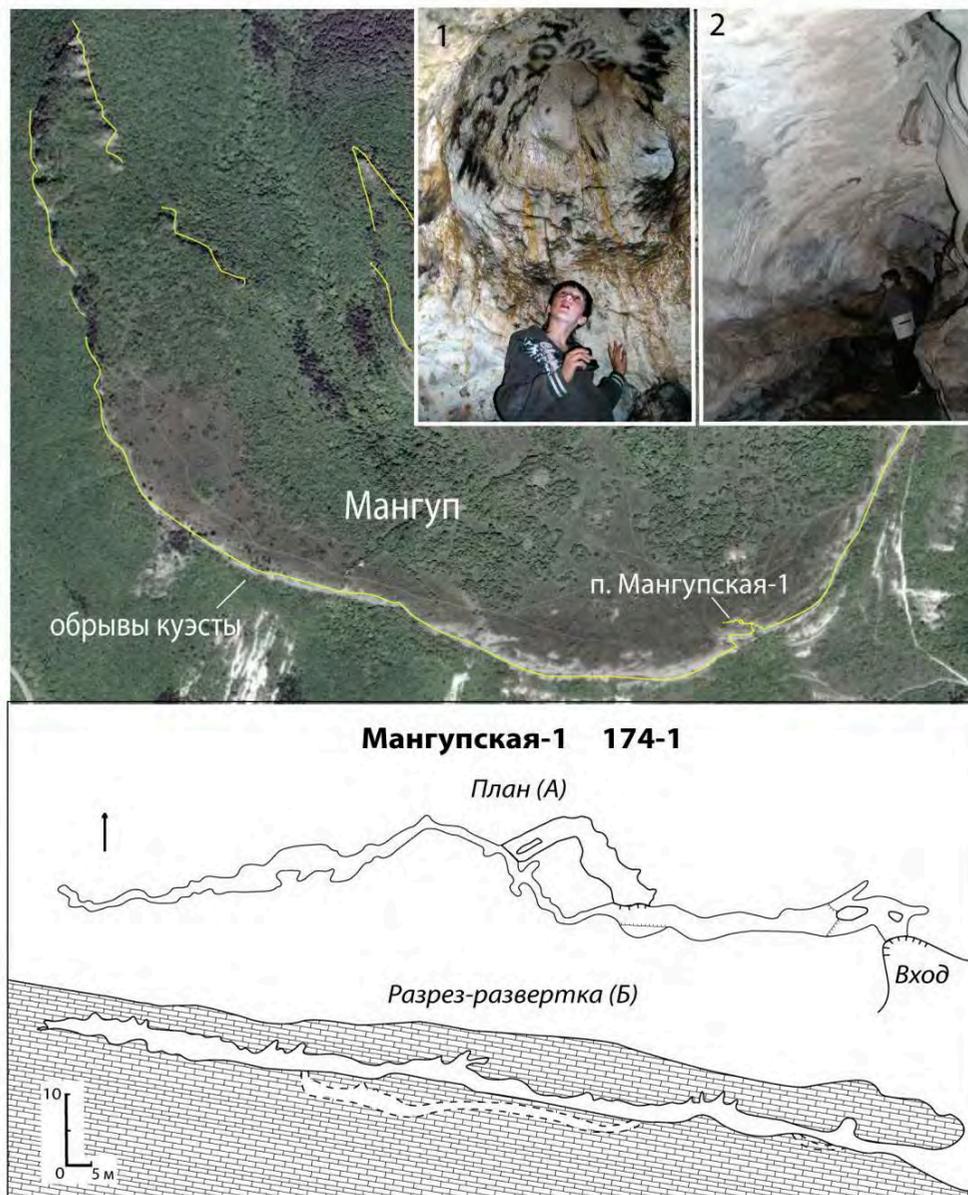


Рис. 87. Положение (вверху), морфология основного хода (фото 1 и 2), план и разрез пещеры Мангупской (внизу).

заложен узкий трещинообразный ход, который в сечении отделен от основной галереи перемычкой из глыбового и водномеханического материала. Таким образом, исходная морфология основной галереи представляла собой рифтовый канал с выраженным расширением в средней части поперечного сечения и узкой нижней частью. Стены пещеры в отдельных местах демонстрируют следы губчатого растворения. Морфология пещеры демонстрирует комплекс признаков, характерных для пещер гипогенного происхождения. Последующая стадия эпигенной переработки пещеры идентифицируется по натечным кальцитовым образованиям, рост которых продолжается и в настоящее время.

6.4.4. Пещера Беш-Кош-3 (Летучих Мышей)

Вход в пещеру располагается в юго-восточном обрыве массива Беш-Кош (участок долины р. Чурук-Су). Массив Беш-Кош представляет собой останец куэстовой поверхности, бронированной датскими известняками, перекрывающими верхнемеловые мергели. Она отделена от соседних гор долинами Биюк-Ашлама-Дере и Кичик-Ашлама-Дере и находится в ядре крупной брахиформной антиклинали, к которому приурочена зона повышенной трещиноватости.

Пещера фигурировала в кадастре пещер Крыма под названием Летучих Мышей, и

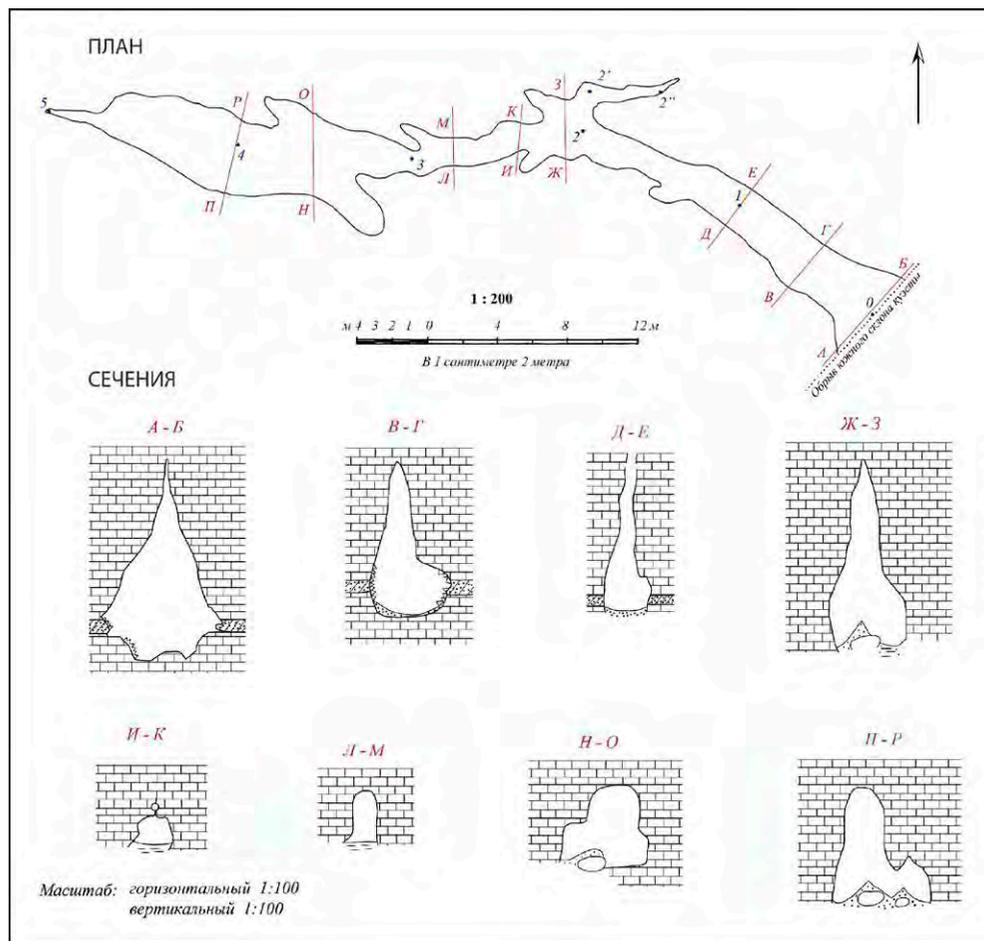


Рис. 88. План и сечения пещеры Летучих Мышей (Беш-Кош-3) (Долотов, 2010).

недавно описана Ю.А. Долотовым (2010) как Беш-Кош-3. Вход в нее находится в 20 м северо-восточнее пещеры Беш-Кош-2, в юго-восточном обрыве куэсты, несколькими метрами выше его основания, в криноидном слое датских известняков. Пещера заложена по системе трещин с простиранием $130-310^\circ$ (рис. 88) и слабо наклонена внутрь. Это одна из крупнейших пещер горы Беш-Кош - ее длина достигает 56 м.

Пещеру можно разделить на две отличные по морфологии части. Привходовая часть протяженностью 20 м представляет собой участок хода, который прорезает сильнопесчанистую разность датских известняков мощностью до полуметра. Этот слой резко выражен в сечении полости: ширина входа максимальна именно в интервале этого слоя, где достигает 5,5 м. Высота привходового грота достигает 8 м и более, стены его сильно кавернозны. Стены грота покрыты тонкой кальцитовою корой.

В 20 м от входа пещера меняет азимут развития с 310° на 260° . В этом месте пещера расши-

ряется в камеру шириной 3 м и высотой 8 м. Пол ее приподнят над окружающими участками из-за большей мощности наносов; посреди лежит глыба, покрытая конусом глины.

Далее ход длиной более 10 м и высотой 1,5-3 м ведет в зал длиной около 12 м, шириной 4 м и высотой до 5 м. Зал сформировался под действием обвальных процессов. С ними связаны неравномерная высота его сводов и многочисленные обвальные глыбы на полу, часто прикрытые наносами бурых глин, мощность которых составляет первые десятки сантиметров. Углубления и трещины в этой части пещеры выполнены лунным молоком. Далее за этим залом пещера быстро выклинивается в непроходимую трещину.

В пещере обитает колония летучих мышей. В 20 м от входа отмечено заметное скопление гуано. Неподалеку расположен вырытый в полу небольшой шурф, рядом с которым было найдено значительное количество костей домашних животных и фрагментов керамики. Вполне

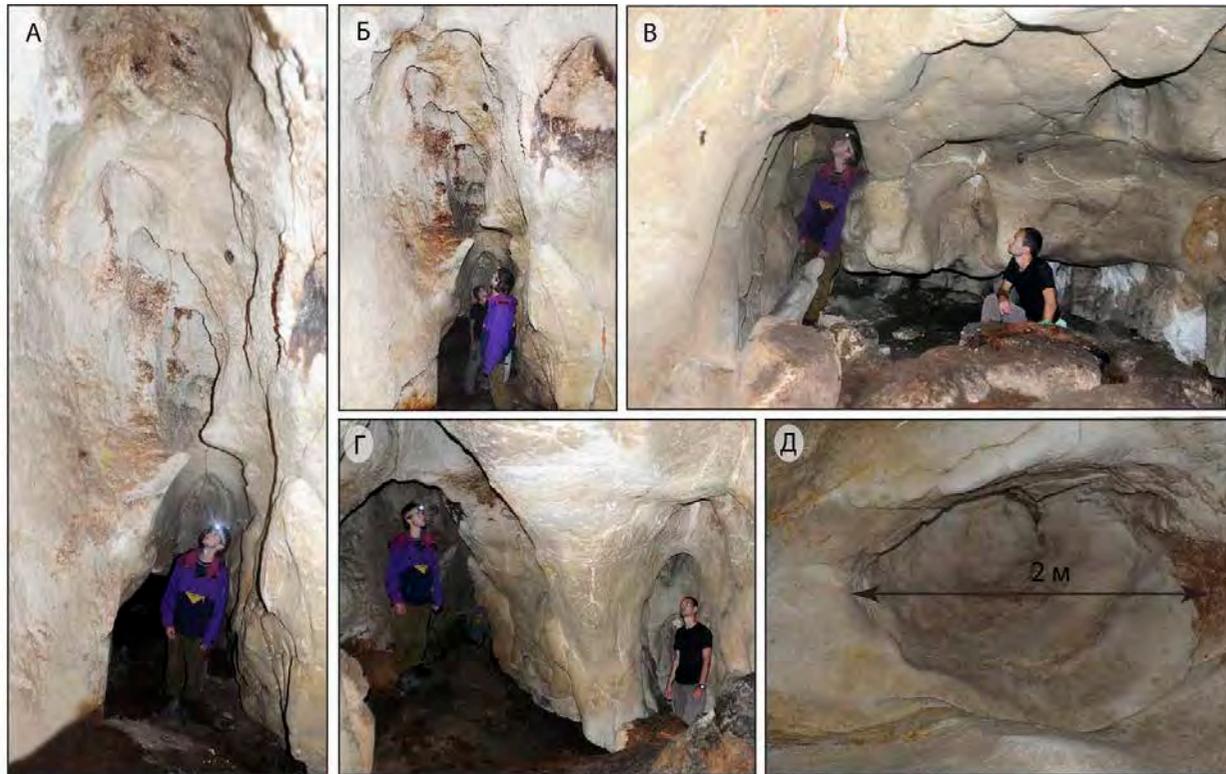


Рис. 89. Напорная морфология пещеры Беш-Кош-3. Пояснения в тексте.

возможно, что этот материал был привнесен в пещеру извне во время раскопок.

Ю.А. Долотов (2010) считает генезис пещеры коррозивно-эрозионным, указывая на следы обработки стен мощными потоками воды. Однако наше исследование не подтверждает такую трактовку. При несомненно значительной скульптурности морфологии пещеры вследствие действия растворения, признаки "мощных потоков воды" (асимметричные фасетки на стенах, русловые желоба, эвразионные котлы, проч.) отсутствуют, как отсутствуют признаки связи с поверхностью плато и необходимые для существования таких потоков условия питания. При этом обильно представлены мезоформы, индикативные для гипогенного спелеогенеза, указывающие на слабодинамичную среду напорного водоносного комплекса, поступление вод по вертикальным трещинам снизу и большую роль смешивания с латеральным потоком поровых вод и растворения свободно-конвективной циркуляцией (рис. 89). Основные ходы пещеры имеют слепые тупиковые замыкания. В боковых тупиковых ходах из-за меньшего количества наносов на полу четко просматриваются линейные питающие каналы.

Еще одним признаком формирования пещеры Беш-Кош-3 и других фрагментов каналов в этом массиве в напорных условиях служит находка в 40 м к востоку от полости мощного слоя фреатического кальцита, некогда выполнявшего реликтовую камеру.

6.4.5. Пещера Змеиная

Пещера расположена в восточной части исследованного участка Внутренней гряды к юго-востоку от с. Левадки (урочище Батарей). Она имеет длину 310 м (вторая по длине пещера Предгорного Крыма), 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 продолжением основного хода пещеры, лишенным 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. 90 А), а также из небольших боковых ответвлений. Ходы пещеры

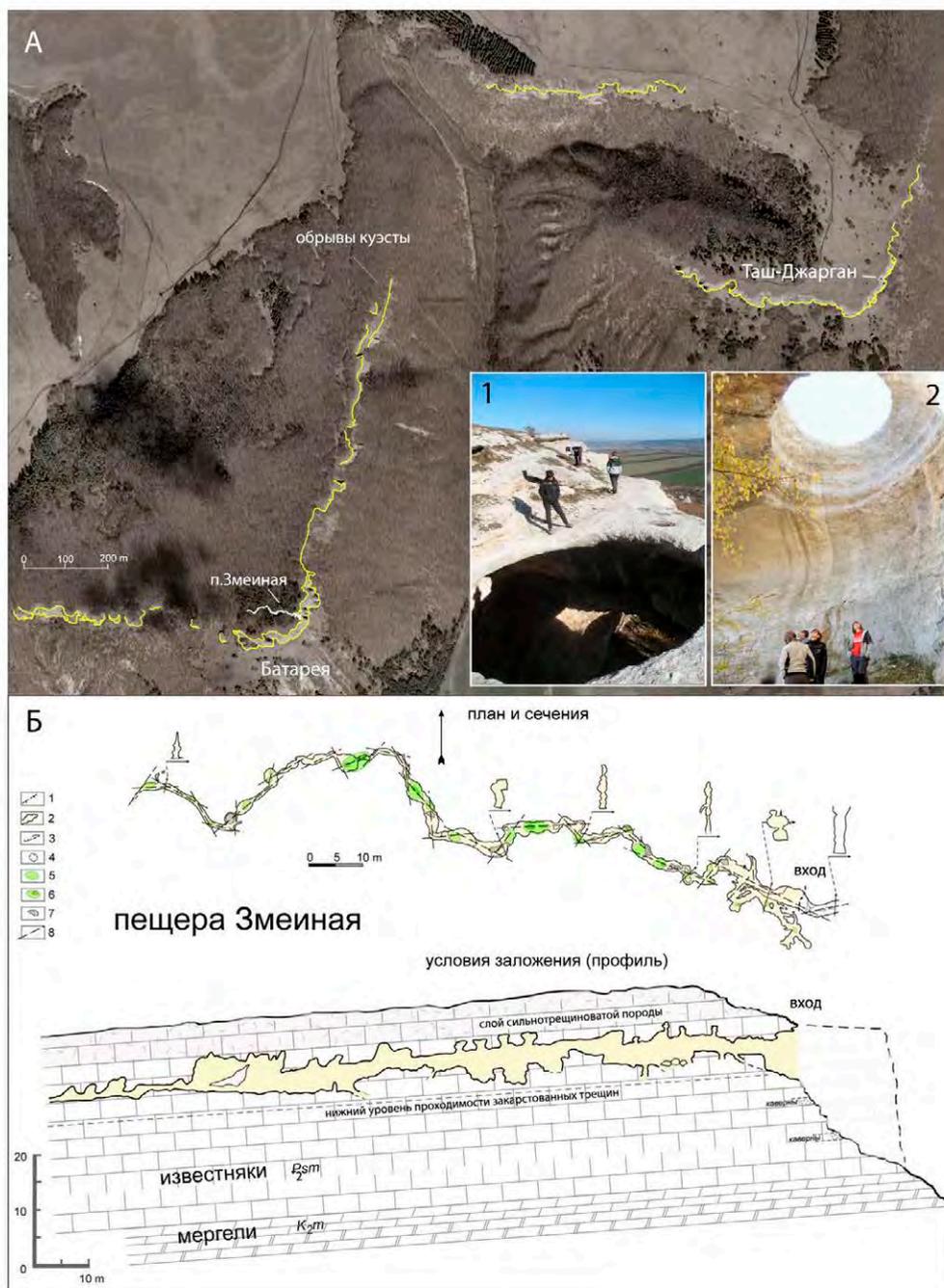


Рис. 90. Условия заложения в куэстовой гряде (А – космоснимок) и морфогенетическая карта (Б) пещеры Змеиная. А: Фото 1 и 2 в верхней панели: вид сверху и снизу грота-колодца Таш-Джарган. Б: 1 – граница вскрытой и невскрытой частей пещеры; 2 – контуры полости по средней части сечений; 3 – уступы (обрывы) в полу; 4 – колодцы; 5 – простые купола в потолке; 6 – сложные (составные) купола; 7 – глыбы; 8 – осевые трещины

заложены по вытянутой 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 рас-

творением 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

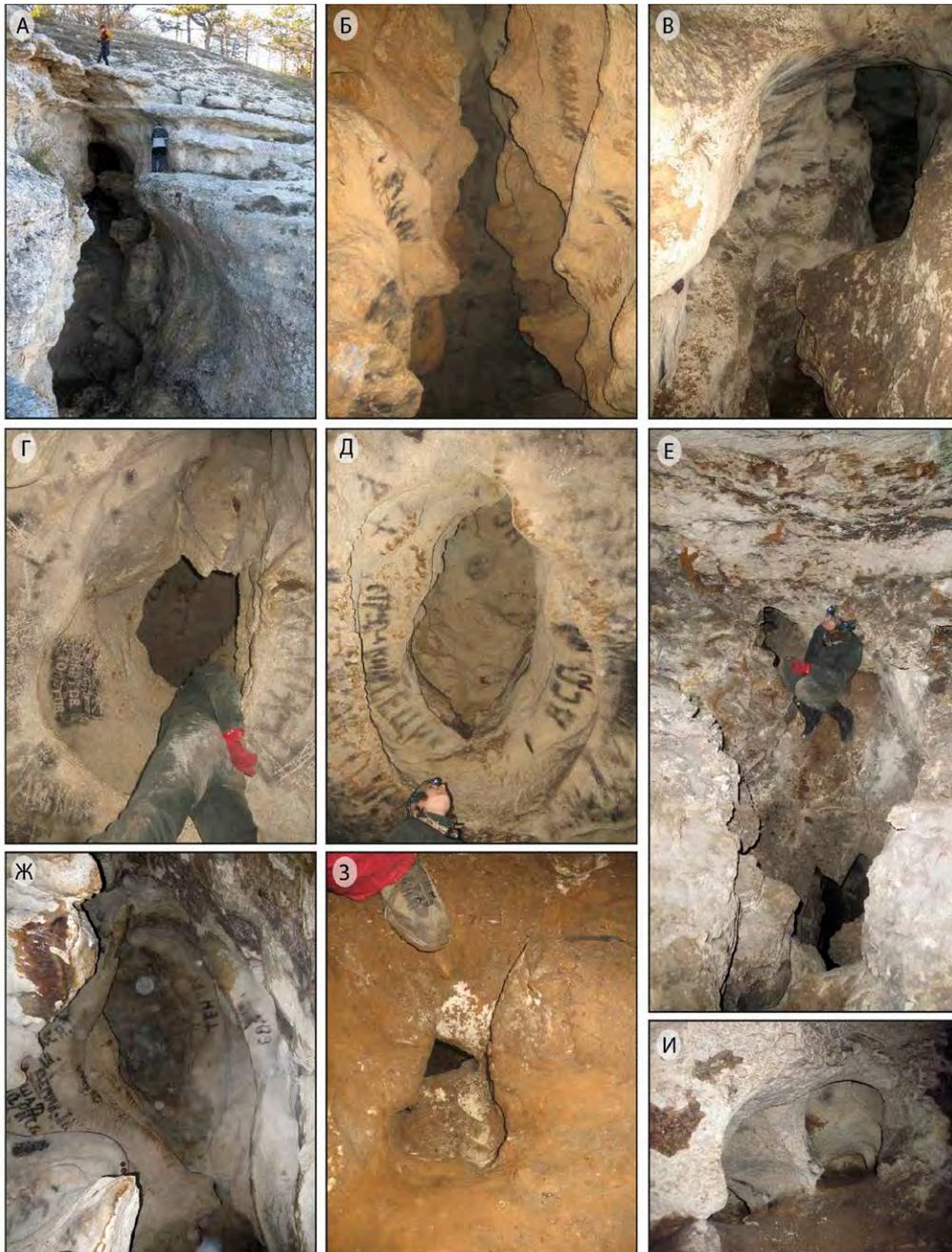


Рис. 91. Формы-индикаторы гипогенного происхождения в пещере Змеиная: форма сечений (А - на входе, Б и В - внутри пещеры); купола (Г, Д, Ж); точечные фидеры (Е, З, И - питающие каналы в полу хода основного яруса).

которой картируются (рис. 90 Б), образованная в определенном литостратиграфическом интервале.

В кровле пещеры имеются многочисленные купола, как простые, так и сложные (составные) (рис. 91 Г, Д), придающие сечениям в этих участках четкообразную форму (рис. 91 Б). Купола поднимаются на 2-7 м от уровня потолка прилегающих участков пещеры (рис. 90, профиль). Самые высокие из них выходят на еди-

ный лито(гидро)стратиграфический уровень, соответствующий подошве сильно трещиноватого слоя мергелистых известняков (рис. 91 Ж). Формирование пещеры происходило восходящими водами, перетекающими от нижних питающих элементов к верхнему горизонту с "рассеянной" латеральной проницаемостью по крупным вертикальным трещинам через пачку более плотных слабопроницаемых (в матрице) известняков. Купола являются формами разгрузки подземных вод из пещеры в верхний горизонт рас-

сеянной проницаемости. Питание снизу поступало вдоль всей протяженности трещин, расширенных в нижней части до 1 м и приобретающих морфологию рифта. В полу основного хода имеется несколько обособленных восходящих каналов-фидеров (рис. 91 Е, З, И).

В стенах основного хода пещеры имеются отдельные латеральные каналы-"притоки" диаметром 10-30 см на примыкании к основному ходу, быстро выклинивающиеся вглубь массива. Такие каналы, как и участки кавернозных стен, приурочены к характерному прослою более пористых известняков. Такие каналы сходны с боковыми каналами в пещере Таврской и многих других пещер региона. Их образование связано с растворением за счет эффекта коррозии смешивания при подтоке к вертикальной дрене поровых вод по отдельным более проницаемым горизонтам.

Условия заложения, структура и мезоморфология пещеры полностью соответствуют модели гипогенного спелеогенеза. В целом, пещера представляет собой рифтовый канал с выраженным расширением-"раздувом" в интервале его пересечения с проницаемым слоем, боковыми слепыми каналами по проницаемому слою и купольными формами по верхнему контуру-замыканию, выходящими на вышерасположенный проницаемый слой. Из рассмотрения условий заложения пещеры Змеиной на рисунке 90 А очевидно, что дальнейшее отступление южного обрыва куэсты путем обрушения блоков будет использовать закарстованную (ослабленную) зону пещеры и приведет к продольному экспо-

нированию в нем пещеры и ее "раскрытой" морфологии.

6.4.6. Пещеры Симферополя

На территории г. Симферополя известно несколько пещер с естественными входами в куэстовых обрывах, а также пещеры, вскрытые искусственно при строительстве, рытье колодцев и т.д. (табл. 4). Их морфология демонстрирует характерные признаки гипогенного спелеогенеза.

Алимова пещера является одной из самых больших в черте города Симферополя. Ее протяженность составляет 125 м, амплитуда 6 м, объем 670 м³ (Кадастр пещер Украины, 2008). Она находится на обрывистом склоне Внутренней гряды в микрорайоне Марьино у южной окраины Симферополя, на участке долин рек Альма - Салгир (см. рис. 59). Ранее пещера считалась эпигенной пещерой-источником (Дублянский, Ломаев, 1980; Душевский, 1975; Лысенко, Башкин, 2000). Она заложена в нижней части пачки проницаемых известняков симферопольского яруса, подстилаемых мергелями бахчисарайского яруса. В прошлом известняки перекрывались мергелями и глинами верхнего эоцена, залегающими ныне севернее в межгрядовой впадине.

В пещере выявлен полный набор атрибутивных для пещер гипогенного генезиса морфоскульптурных элементов, функционально взаимосвязанных друг с другом. Питающий аппарат (т.е. формы, передававшие восходящий из подстилающих пород сток) представлен субвертикальными точечными и линей-

Таблица 4.

Морфометрические характеристики карстовых полостей Симферополя (Кадастр пещер Украины..., 2008)

Кадастровый номер	Название	Протяженность, м	Амплитуда, м	Объем, м ³
347-1	Сельвинского	27	15	60
349-1	Богурча	18	6	10
349-2	Чокурча-1	45	7	110
354-1	Чокурча-4	16	2	10
356-1	Щепинского	17	7	10
356-2	Фонтаны	7	5	20
356-3	Залесская	27	16	190
356-4	Херсонская	17	11	20
357-1	Петровская	10	3	10
363-1	Марьинская	30	11	30
368-1	Алимова	125	6	670
351-1	Школьная	17	7	40

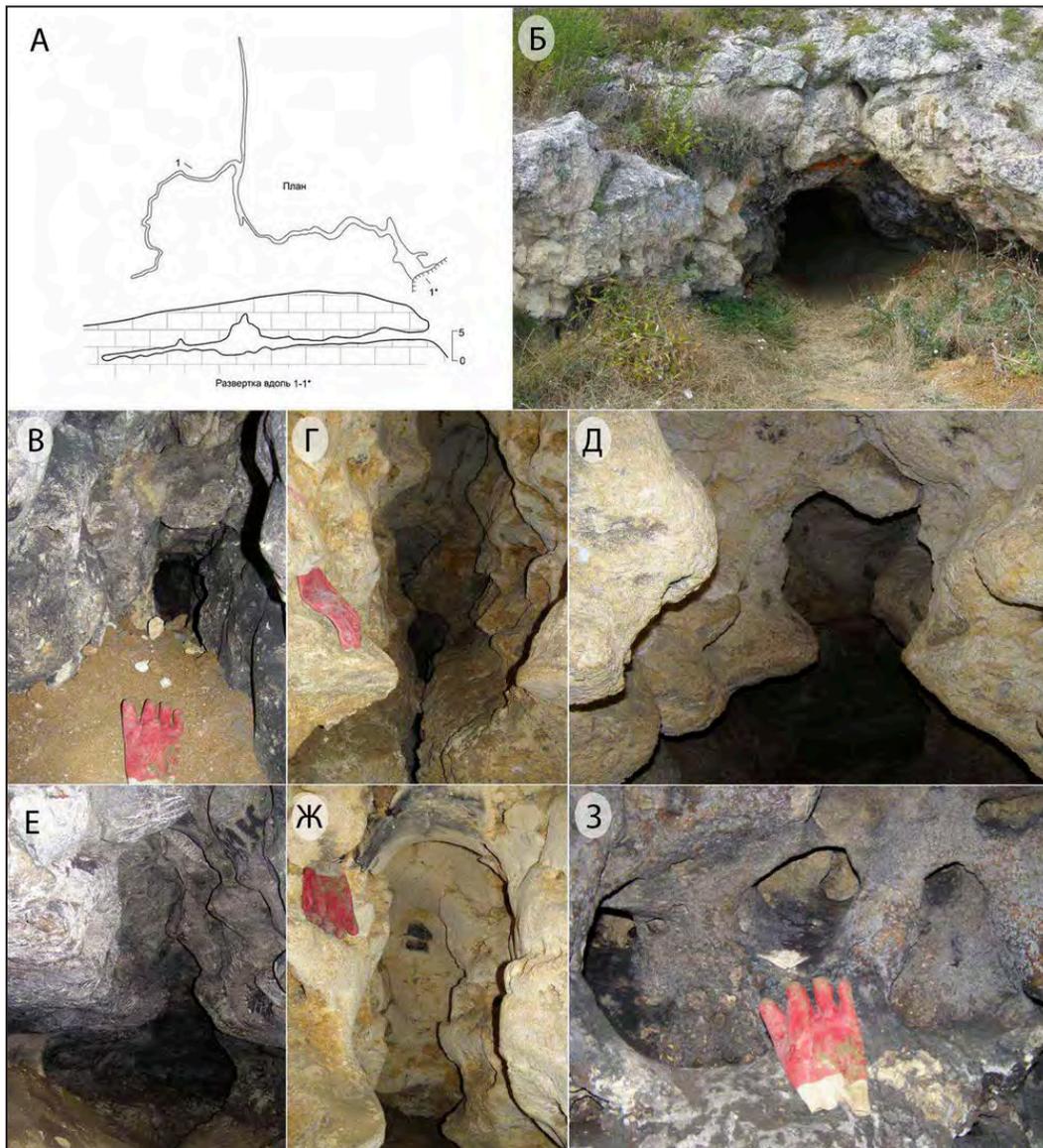


Рис. 92. План и разрез (А), фото входа (Б) и морфология основного хода (В-З) пещеры Алимова.

ными трещинными каналами – фидерами, расположенными в полу пещерных галерей (рис. 92 В, Г). Собственно, основной трещинный фидер является нижней частью рифтового канала, расширение-"раздув" которого составляет основной ход пещеры (рис. 92 Е).

От них по стенам к своду поднимаются восходящие каналы (рис. 92 Е, Ж). Стены изобилуют нишами и ячейками растворения. На отдельных участках пещерная галерея представляет собой цепочку насаженных на рифтовый канал сферических камер диаметром 2-3 м. В плане и поперечном разрезе такие участки имеют чечевицеобразную форму. Своды пещеры представляют собой чередующиеся участки замкнутых сферических куполов, напорных потолочных желобов и арок (рис. 92 Д, Е), а также

закарстованных вертикальных трещин, как полых, так и забитых глыбами и щебнем. В отдельных участках свода имеются каналы разгрузки напорных вод через ограничивающий пещеру сверху пласт.

Прочие, многочисленные более мелкие пещеры (Амеличев, Дмитриева, Самохин, 2012), характеризуются сходной с описанными пещерами внутренней морфологией и представляют собой фрагменты сквозьформационных гипогенных каналово-полостных систем.

Пещеры Марьинская и Петровская располагаются на левобережье р. Салгир в долине ее прорыва через Внутреннюю гряду. Они имеют относительно простую морфологию, сохранившую признаки гипогенного спелеогенеза. В привходовой части Марьинской пещеры

наблюдаются небольшие потолочные купола с каналами разгрузки, стенные ниши по плоскостям напластования известняков, закольцованные трещинные фидеры. Обе пещеры являются фрагментами более крупных спелеосистем, разрушенных в ходе отступления Внутренней гряды. Об этом свидетельствует богатый морфоскульптурный комплекс гипогенных форм, экспонированных поблизости от входов пещер в обрывах куэсты и представляющих собой остатки пещерных стен, куполов, каналов, ниш.

Пещера Школьная находится на аструктурном склоне Внешней гряды у школы №10. Ее вход был вскрыт после нарезки склоновых террас. Пещера заложена у контакта мергелей и карбонатных глин альминского яруса. Она состоит из двух залов соединенных трещинным ходом. Вход начинается узким (0,4 м) и низким лазом вглубь аструктурного склона. Пол зала относительно ровный, покрытый щебнем и отдельными глыбами мергеля, упавшими со свода. Зал имеет овальную (6×4 м) форму в плане, высоту до 3 м. Стены покрыты серым цементирующим налетом, который легко поддается механическому разрушению. Под ним мергель сильно выветрен. Свод полости сферический со сколами обвалившихся глыб. С востока имеется восходящий ход в соседний зал, заложный вдоль трещины, уходящей в потолок. Сферообразные ниши и расширения зала сильно моделированы процессами выветривания, но в целом сохранились как свидетельства гипогенного генезиса полости.

Пещера Щепинского вскрыта при рытье колодца в микрорайоне Заводское. Эта вертикальная полость имеет в естественной части, незатронутой выработкой, цилиндрический ствол глубиной 3,5 м и диаметром 1,5 м с замкнутым куполом в 2 м от поверхности. Днище и купол приурочены к плотным мергелям бодракского яруса, ствол заложен в рыхлых мергелях. На глубине 7 м есть небольшой зал с возможным продолжением под засыпанным щебнем дни-

щем (Щепинский, 1957). Между верхним колодцем и нижним залом есть узкий лаз, трактуемый как переточный канал, характерный для пород пониженной проницаемости. Натечные образования отсутствуют.

Пещеры Фонтаны, Залесская, Херсонская были вскрыты при проведении планировочных работ и находятся в сходных геологических условиях. Они заложены в нуммулитовых известняках эоцена вдоль вертикальных трещин. Имеют глубину 5-16 м и ширину 0,2-2,0 м (Дублянский, Ломаев, 1980). Стены слегка корродированны, содержат участки кавернозности, единичные каналы и стратиформные зоны перфораций. В днищах трещинных ходов в местах, приоткрытых от глыбовых навалов, фиксируются линейные фидеры.

Пещера Сельвинского исследована Ю.И. Шутовым в 1981 г. после провала, который открыл на стройплощадке автобазы вход в 13-метровый колодец, заложный на контакте толщ переслаивания глин и мергелей бодракского и альминского ярусов. Колодец ведет к небольшому залу объемом около 100 м³. В полости имеется жидкая глина и трещинный колодец с водой (глубина 30-45 см). Фиксируются зоны интенсивной трещиноватости с плоскостями скольжения и ожелезнения шириной до 0,5 м. Гипогенные формы значительно переработаны эпигенным карстом, конденсационными и эрозивно-суффозионными процессами.

Пещера Богурча расположена в микрорайоне Каменка среди участков частной застройки. Она имеет естественный вход диаметром 0,5 м, заложный в нуммулитовых известняках эоцена. На разрезе выделяется два горизонтальных уровня на глубине 2 и 6 м, заложных по одной трещине и соединяющихся вертикальным 4-метровым колодцем. Нижняя часть пещеры лабиринтового облика имеет галерею и несколько тупиковых ответвлений, замыкающихся трещинами или глыбовыми навалами.

7. ВТОРИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ИЗМЕНЕНИЯ ПРИСТЕНОЧНОЙ ЗОНЫ ПОЛОСТЕЙ

7.1. Типы и распространение пещерных отложений

Вторичные отложения карстовых полостей содержат богатую информацию о геологическом прошлом, хотя не всегда об условиях формирования самих полостей. Большинство таких отложений накапливается уже после завершения периода формирования самой полости, либо на заключительных фазах этого периода.

В карстовых полостях Внутренней гряды диагностированы почти все типы пещерных вторичных отложений, однако их видовой состав и распространение имеют выраженные особенности, связанные с характером обстановок гипогенного спелеогенеза и их последующей эволюцией.

Остаточные отложения (нерастворимый остаток вмещающих известняков) несомненно присутствуют в большинстве пещер региона, но в чистом виде их выделить трудно, поскольку они смешиваются с глинистыми водно-механическими отложениями.

Водно-механические отложения широко распространены и представлены, главным образом, хорошо сортированными глинистыми отложениями серого и темно-серого цвета, выполняющими нижние части сечения основных объемов полостей. Их мощность, однако, невелика и редко превышает 1 м. Во многих пещерах встречаются красно-бурые, до кирпичного цвета, глины, частично или полностью выполняющие карманы растворения в стенах и боковые выклинивающиеся каналы. Реже в карманах растворения встречаются глины буровато-желтого цвета, очень тонкого состава. Гранулометрический состав и характер распространения всех глини-

стых осадков указывает на их отложение в слабодинамических фреатических условиях, с ограниченными возможностями поступления глинистого материала. Флювиальные отложения крупных размерностей (песчаные и гравийно-галечниковые) практически отсутствуют. Это говорит о том, что большинство пещер даже линейной структуры никогда не функционировали в режиме понор-источник, характерном для эпигенного спелеогенеза.

Хемогенные отложения распространены не повсеместно. Наибольшим, хотя и неравномерным, распространением пользуются отложения кальцита. Среди них выделяются обнаруженные нами в нескольких пещерах юго-западного района отложения фреатического (субаквального) кальцита, представляющие собой массивные зональные коры параллельно-шестоватого кальцита коричневого цвета. Такие отложения характерны для восходящих источников напорных водоносных систем, в т.ч. термальных. Такое происхождение этого кальцита подтверждено исследованиями его флюидных включений и изотопного состава (разделы 7.3 и 7.4).

Несколько чаще, хотя также локально, встречаются субэральные (вадозные) отложения кальцита – натечно-капельные (сталактиты, сталагмиты, колонны) и покровные (коры, мондмилы). В большинстве пещер они отсутствуют или встречаются только в отдельных местах современной или недавней нисходящей фильтрации вод, но в отдельных пещерах (например, в Таврской) распространены весьма широко. Их обилие в пещере Таврской определяется неглубоким заложением под поверхностью куэсто-

вого массива с достаточно мощным почвенным покровом.

Во многих пещерах встречаются темноцветные тонкие (до 5 мм) корки, в составе которых, помимо преобладающего кальцита, диагностированы различные минералы (см. раздел 7.2).

Гравитационные отложения широко развиты и представлены различными видами. В основных галереях пещеры Таврской представлены обвальными-гравитационными отложениями в виде крупных фрагментов скальных подвесок и перегородок между некогда отдельными сближенными ходами, обрушение которых происходило в фазу раскрытия водонапорной системы ввиду снятия архимедовой поддержки, чем формировался единый объем крупных галерей. Скульптурные фрагменты подвесок и перегородок локально встречаются и в других пещерах Внутренней гряды. Это характерно для пещер гипогенного происхождения (Климчук, 2013; Klimchouk, 2007, 2009). В крупных каналах и камерах часты вывалы блоков разной размерности из кровли. При полном обрушении сводов образуются провальными-гравитационными отложениями, но полость теряет подземную обособленность и полностью вскрывается на поверхность. В привходовых частях линейных пещер и в многочисленных гротах (раскрытых камерах) широко распространены термо-гравитационные отложения в виде мелкообломочного материала, отделяемого в результате десквамации. Выветриванию внутренних поверхностей раскрытых полостей способствует широкое развитие в пристеночной зоне алтерита – породы, измененной в результате метасоматических изменений при взаимодействии поровых и каналов флюидов.

Органогенные и антропогенные отложения. Во многих пещерах имеются незначительные (1-5 см) покровы гуано летучих мышей или минералогические признаки его существования в прошлом. В гротах и нишах часто встречаются останки животных и следы жизнедеятельности человека разных эпох.

Таким образом, характеристики вторичных отложений пещер Внутренней гряды не содержат признаков парагенезов с эпигенными пещероформирующими процессами, но хорошо согласуются с их гипогенным происхождением. Вместе с тем, в составе отложений пока не выявлены однозначные диагностические признаки такого происхождения полостей.

Взаимодействие флюидов, движущихся по карстовым каналам, с флюидами поровой

системы матрицы породы может приводить к изменениям структуры, текстуры, минералогического, химического и изотопного состава породы в пристеночной зоне каналов. С целью выявления признаков таких изменений и свойств формирующих их флюидов, предприняты специальные исследования минералогического, микроэлементного и изотопного состава кислорода и углерода пород в пристеночной зоне, основные результаты которых приводятся ниже.

7.2. Минералогические исследования

Задачами минералогических исследований, которые проводились с участием канд. геол.-мин. наук А.И. Тищенко, были определение минералогического состава вторичных образований карстовых полостей и поиск минералогических критериев идентификации гипогенного спелеогенеза.

В состав работ входили: визуальное описание образцов, отбор необходимого материала для диагностики минералов, разделение по фракциям и минералогический анализ, оптическое определение, определение качественного химсостава на сканирующем электронном микроскопе с энергодисперсионным спектрометром, рентгеноструктурный анализ, КР-спектметрия.

Разделение на фракции с применением тяжелой жидкости (жидкость Клеричи) и изучение минералогического состава фракций, в том числе и диагностика некоторых минералов с применением оптических методов исследований, проводились в Крымском отделении УкрГГРИ (аналитик – научный сотрудник, минералог О.М. Черницына).

Съемка рентгеновских дифрактограмм проводилась в Крымском отделении Украинского государственного геологоразведочного института (КО УкрГГРИ, Симферополь). Условия съемки дифрактограмм: ДРОН-2, Си-излучение, 30 кВ, 20 мА, Д 200 имп/сек, V-2 град/мин., аналитик – В.С. Ягупов. Некоторые образцы подвергались рентгеновской диагностике в лаборатории университета Инсбрука (Австрия) на порошковом дифрактометре высокого разрешения Bruker-AXS D8-Discover.

Определение качественного химического состава минералов проводилось в аналитической лаборатории Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана Российской АН (Москва). Условия анализа: сканирующий электронный микроскоп CamScan-4D с энергодисперсионным спектроме-

тром LINK и управляющей системой ISIS. Режим съемки - ускоряющее напряжение 20 kV, ток зонда $3 \cdot 10^{-9}$ А, анализ - качественный, препарат - зерна, приклеенные на проводящую углеродную ленту, возможны небольшие пики Cu и Zn от подложки, к которой приклеена лента. Аналитик - канд. геол. наук В.Ю. Карпенко. Некоторые образцы изучались методом КР-спектроскопии в лаборатории университета Инсбрука на спектрометре HORIBA JOBIN-YVON Labram-HR800 с лазером Nd-YAG (100mW, 532nm).

Ниже приведен краткий обзор результатов минералогических исследований.

Наиболее распространенным минералом в пещерах Предгорья является кальцит, слагающий субаэральные натечные образования (сталактиты, сталагмиты, коры), мондмилых (обильно присутствующий в пещере Таврской), а также обнаруженные в нескольких местах субаквальные (фреатические) покровы. Такие покровы встречены в пещерах Таврская, Подарочная и Беш-Кош-4. Их толщина колеблется от 5-7 до 50-60 см. Субаквальные кальцитовые коры обнаружены в пещерах Таврская, Подарочная и Беш-Кош-4. Они имеют зональное строение, мощность от 5-7 до 50-60 см и сложены параллельно-шестоватым коричневым кальцитом (см. рис. 118 и 115). Помимо характерных текстур, указывающих на фреатическое происхождение этого кальцита (Hill, Forti, 1997; Immenhauser, 2009), субаквальное его образование подтверждается также данными исследования флюидных включений (раздел 7.3), облегченным изотопным составом углерода и кислорода (раздел 7.4) и значительным возрастом (260-417 тыс. лет; раздел 7.5).

В восточной части Предгорья кальцит также встречается в жилах, выполняющих закарстованные трещины. В образце кальцита с Бор-Кай BOR-2 обнаружены твердые включения идиоморфных ромбоэдрических кристаллов доломита, а также агрегаты барит-стронцианит. Это определение выполнено сканирующей электронной микроскопией в режиме отраженных электронов (SEM-BSE) и энергорассеивающей спектроскопией (EDAX). Заметим, что стронцианит был также определен (КР-спектроскопия) в образце гидротермального кальцита Алчака, в виде минерала-узника, размером около 10 микрон во включении, заполненном плотным метаном (давление несколько десятков бар). Во включении отсутствовала вода, CO_2 и H_2S . В образце кальцита с Агармыша AG-1 определен гетит (КР-спектроскопия).

Гидроксилapatит установлен методом рентгеновской дифрактометрии в составе корок в образцах из пещер Таврская и Змеиная (t-38, Z-12, Z-14, ZM-0 и ZM-2). На сколах и в шлифовках заметно реликтовое органогенно-обломочное строение замещенных известняков (фрагменты фораминифер, копролиты, обломки ископаемых раковин). Для образцов Z-12 и Z-14 характерно развитие по трещинам и на поверхности агрегатов апатита смоляно-черных окислов (гидроокислов марганца?). Минералогическая природа последних осталась пока не изученной.

Апатитовый и апатит-брушитовый состав метасоматических корок установлен методами рентгеновской дифрактометрии и КР-спектроскопии в образцах ZM-0 и ZM-2 из пещеры Змеиная (рис. 93), где эти минералы

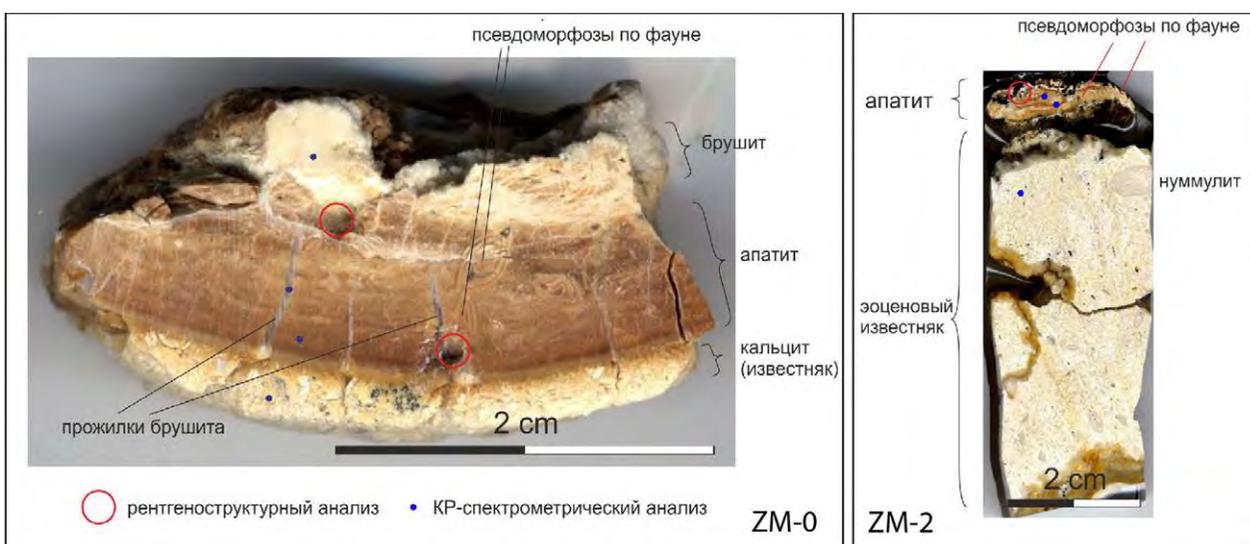


Рис. 93. Апатит-брушитовые корки из пещеры Змеиной.

находятся в ассоциации с (предположительно) манжироитом или пирохроитом. Апатит (CaOH) и брушит $[(\text{Ca}(\text{HPO}_4)(\text{H}_2\text{O})_2)]$ в корках образованы метасоматическими реакциями между фосфатсодержащими растворами и коренной породой в стенах полостей. Однозначно определить условия формирования этих минералов пока не представляется возможным. Наиболее вероятно образование апатита и брушита под воздействием покрова гуано летучих мышей (Fiore, Laviano, 1991), однако не исключено образование под воздействием восходящих флюидов. В последнем случае, возможные источники фосфора – нижележащие фосфатносные отложения. Фосфоритосные горизонты в Горном Крыму известны в отложениях 1) валанжина; 2) готерива; 3) верхнего альба – нижнего сеномана; 4) верхнего турона – нижнего сантона; 5) верхнего маастрихта; 6) базального горизонта датского яруса; 7) базального горизонта монтского яруса; 8) основания нуммулитовых известняков лютета.

Манжироит $[(\text{Na},\text{K})\text{Mn}_8\text{O}_{16} \cdot n\text{H}_2\text{O}]$ известен в зоне окисления метаморфизованных месторождений Mn (Honshu Island, Japan), в сидерит-кварцевых жилах с Zn-Pb-Cu-Ag минерализацией в руднике Friedrichsseggen (Rhineland-Palatinate, Германия), в эпитермальном золото-кварцевом месторождении Nawaji (остров Хонсю, Япония); в зоне окисления пегматитов (Светлинский карьер, Южный Урал, Россия); в эпитермальных серебряных жилах с Mn минерализацией в палеозойских известняках рудника Prompter (Аризона, США).

Пирохроит $[\text{Mn}(\text{OH})_2]$ – относительно низкотемпературный гидротермальный мине-

рал метаморфизованных осадочных Mn руд (Япония, остров Хонсю, более 10 местонахождений) и гидротермально измененных Mn руд (Mn-поле Калахари, ЮАР); "черных курильщиков" срединно-атлантического хребта; измененных (Бурыктальский массив, Урал, Россия) и серпентинизированных ультрабазитов (рудник Jeffrey, Квебек, Канада); Mn месторождения Lijiaoying (Shaanxi, Китай); метаморфизованных карбонатно-Mn руд месторождения Nsuta (Ghana); гидротермальных Fe-Mn руд месторождения Gonzen (Швейцария).

Находки гипса (призматические кристаллы до 8 см, мелкокристаллические корки, пленки, гипсовые "цветы", геликтиты и другие образования) известны в ряде эпигенных карстовых полостей Крыма (Партизанская, Аю-Тешик, Ставрикайская, Красная, Мраморная – залы "Гуровый" и "Глиняный"). Образование гипса в эпигенных пещерах Крыма связывается с воздействием поверхностных вод на рассеянные сульфиды в известняках.

Гипс обнаружен в образцах из гротов массива Бор-Кая (ВК-1, ВК-2, ВК-3, ВК-5) и пещеры Таврская (Т-5). О генезисе его здесь судить трудно – либо его образование связано с гипергенными процессами (обр. ВК-1), либо гипс является результатом реакций окисления сульфидных палеорастворов (обр. ВК-2, ВК-3, ВК-5 и Т-5). В массиве Ак-Кая, в карьере эоценовых известняков вблизи бровки обрыва, обнаружены гипсовые жилы, выполняющие вертикальные трещинно-карстовые каналы шириной до 20-30 см (рис. 94). Этот гипс, вероятно, является продуктом реакций окисления восходящих сероводородных вод. Отметим, что в этом районе (с.

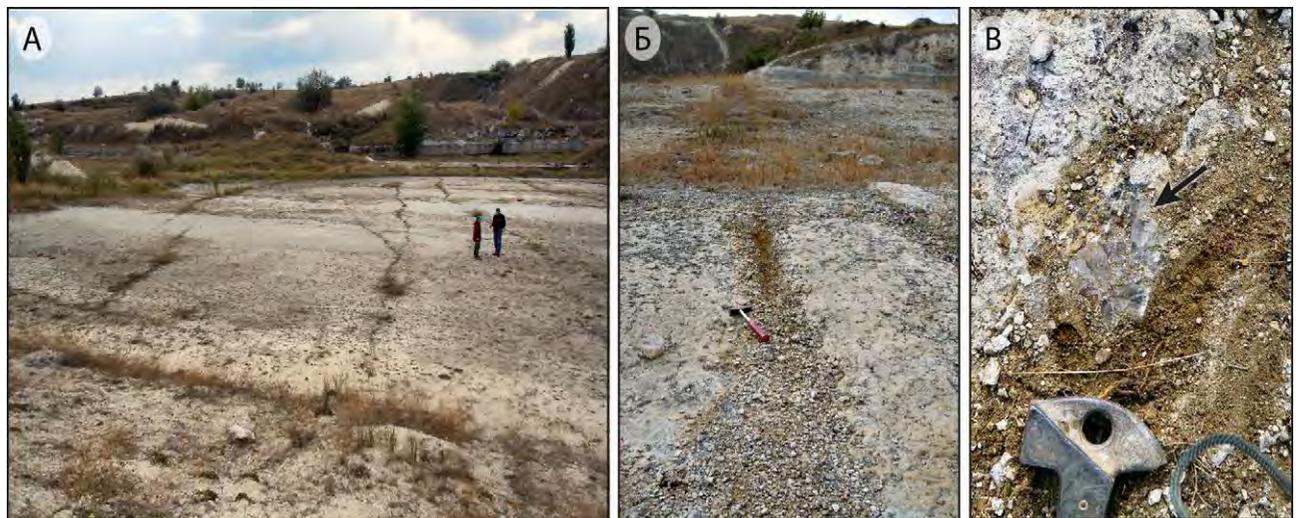


Рис. 94. Вертикальные трещины в днище карьера эоценовых известняков (А и Б), выполненные гипсом.

Курское) известны современные сероводородные источники из верхнемеловых отложений у подножья Внутренней гряды.

В этой связи следует также упомянуть находку в Крыму гидротермального ангидрита при строительстве Ялтинского гидротуннеля (Супрычев, Шутов, 1967). Ангидрит встречается в верхнеюрских известняках, песчаниках и конгломератах в виде маломощных моно- или полиминеральных (гипс, кальцит) прожилков (до 6–8 см, обычно 0,5–1 см), отдельных друз кристаллов и обособленных вкраплений. Окраска ангидрита различная, белая, пепельно-серая, кремово-розовая, нежно-голубая (мономинеральные агрегаты). Ангидрит замещается по зальбандам прожилков мелкочешуйчатым гипсом. Образование ангидрита в зонах разрывных дислокаций и дизъюнктивных нарушений связывается с проникновением палеотермальных сильноминерализованных сульфатных растворов с температурой более 90°C в юрские отложения. Находка бассанита (полуводный сульфат кальция) у широко известного палеоочага гидротермальной деятельности на м. Алчак, свидетельствует о его формировании под воздействием высокотемпературных флюидов с высоким содержанием углекислоты и метана (Грицик, Кульчецкая, 1990).

Очень интересно обнаружение в составе отдельных зерен кварц-карбонатной корки из пещеры Таврской (обр. t-37) минерала антимонита (стибнита; Sb_2S_3). Антимонит встречается преимущественно в гидротермальных низкотемпературных минеральных ассоциациях и на поздних стадиях многих рудных месторождений с большим температурным диапазоном их формирования. Согласно сводке (Hill, Forti, 1997) антимонит отмечен в пещерах Алайского хребта (Киргизия) в виде неправильных зерен в кальцитовых "каменных цветах", на Хайдаркан-Кадамджайском Hg-Sb-As рудном поле в кристаллах размером до 1 см, в пещерах Магиана (Таджикистан) в виде включений в исландском шпате и на поверхности кальцитовых натечных образований, в пещерной системе Фата-Моргана (Туркмения) в виде зерен на поверхности и внутри гипсовой коры. Все упомянутые пещеры являются гипогенными, а антимонит в них является продуктом низкотемпературных гидротермальных процессов.

В Крыму антимонит был описан: 1) в одном из образцов жильного кварца из пород таврской серии окрестностей Бахчисарая

(Двойченко, 1914); 2) в протоочках гидротермально переработанных порфириров из окрестностей Партенита (Макаров, Супрычев, 1966); 3) в щебеночном карьере "Лозовое" в кварц-арсенопирит-кальцитовых жилах (Тищенко, 1999); 4) как главный рудный минерал в составе кварц-антимонитовой жильной ассоциации, приуроченной к приподошвенной части нижнемеловых терригенных отложений (чоргунская толща) района пос. Чернореченское-Хмельницкое юго-восточнее Севастополя (Проявление новой золото-сурьмяной..., 1999; Золотосодержащая кварц-антимонитовая..., 2000); 5) в гальках грубозернистого кварца из нижнемеловых конгломератов, вскрытых Псилерахским карьером и рядом гидрогеологических скважин, пробуренных в окрестностях карьера (Артеменко и др., 2002; Артеменко и др., 2003).

Среди выявленных минералов, охарактеризованных выше, однозначно связывается с гипогенным спелеогенезом (с его поздней фазой – началом гидрогеологического раскрытия напорных систем) фреатический кальцит и ко-генетичные с ним акцессорные минералы (доломит, барит, стронцианит). Остальные минералы на данном этапе исследований не интерпретируются однозначно как диагностические для обстановок спелеогенеза.

7.3. Газовый состав флюидных включений во вторичном кальците

Газовый состав флюидных включений изучался методом квадрупольной масс-спектрометрии (QMS). Анализы выполнены в лаборатории Университета горного дела и технологий Нью-Мексико (США), аналитик Nigel Blamey. Проанализировано 5 образцов шестоватого кальцита из кластера пещер Таврская-Подарочная и три образца, характеризующие жильный кальцит – два с г. Бор-Кая и один с г. Агармыш.

Во всех исследованных образцах доминантным компонентом флюидных включений является вода. За исключением образца из пещеры Подарочной (LC-1) ее содержание во включениях превышает 98 мол. % (рис. 95), что соответствует отложению кальцита в фреатических условиях (Understanding the genesis..., 1996). Более низкие и значительно более переменные (в повторных измерениях) содержания воды (89-99 мол.%) в образце LC-1 определяются повышенными содержаниями N_2 , CO_2 и CH_4 при пониженных содержаниях O_2 . Такое взаимоотношение указы-

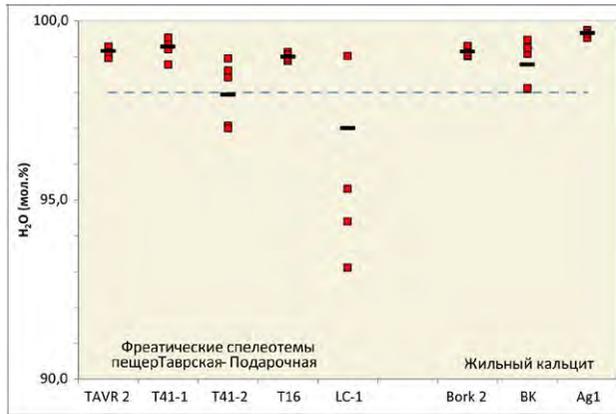


Рис. 95. Содержание воды во флюидных включениях фреатических спелеотем из пещер Таврская (TAVR 2, T41-1, T41-2, T16) и Подарочная (LC-1), а также жильного кальцита с гор Бор-кая (Bork 2, BK) и Агармыш (Ag1). Горизонтальная штриховая линия показывает минимальное содержание воды во включениях минералов фреатической зоны (98 мол. %; по Newman et al., 1996). Короткая черная черта – среднее значение для образца.

ваит на дегазацию глубинного флюида вблизи земной поверхности (вблизи выхода источника). При этом газовые пузырьки, выделившиеся при снижении гидростатического давления, захватываются включениями в случайных пропорциях с водой.

Содержание азота и кислорода. Соотношение N_2/Ar в атмосфере составляет 83,6, а в воздухомыщенной воде 38. Соотношение O_2/Ar составляет около 23 в атмосфере и 18 в воздухомыщенной воде. Все проанализированные образцы имеют отношения N_2/Ar , промежуточные между значениями для воздуха и воздухомыщенной воды (рис. 96). При этом отношение O_2/Ar для всех образцов (за исключением жильного кальцита гор. Агармыш, AG-1) лежат значительно ниже значения для воздуха-воздухомыщенной воды. Это указывает на участие в процессе вод глубокой циркуляции, в которых роль аэробной атмосферной системы была исчерпана (кислород израсходован на окислительные реакции) и ведущая роль в создании окислительно-восстановительных условий перешла анаэробным потенциал-задающим системам земной коры (системы железа, серы, органических веществ; Крайнов, Рыженко, 1992). Азот является неактив-

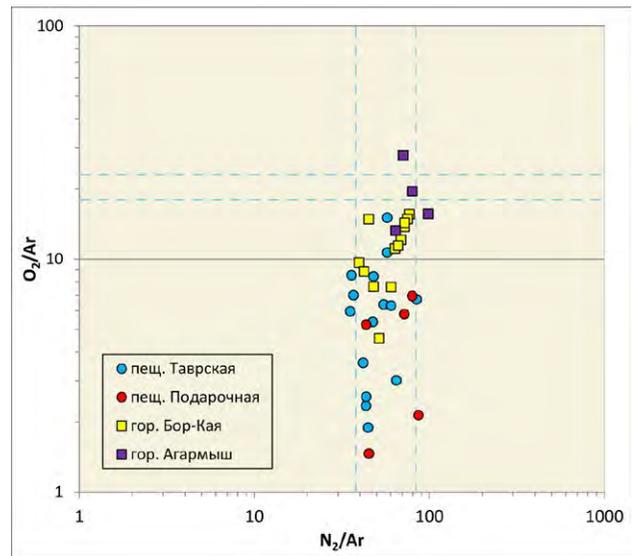


Рис. 96. Нормализованное по аргону содержание кислорода и азота во включениях фреатических спелеотем из пещер Таврская и Подарочная (LC-1), а также жильного кальцита с гор Бор-Кая и Агармыш. Значения, ограничивающие отношения характерные для воздуха и воздухомыщенной воды, обозначены штриховыми линиями. Отмечается существенное обеднение флюида включений кислородом.

ным газом, поэтому можно ожидать его неизмененное содержание в водах предполагаемого метеорного происхождения.

Содержание углекислого газа и метана. Для большинства исследованных образцов, в газовом составе флюидных включений CO_2 преобладает над CH_4 . Исключением являются три кальцитопоявления: LC-1 (пещ. Подарочная), BK и Bork 2 (жильный кальцит, г. Бор-Кая) и Ag-1 (жильный кальцит, г. Агармыш), для которых CO_2 и CH_4 содержатся в схожих количествах, либо CH_4 преобладает (рис. 97).

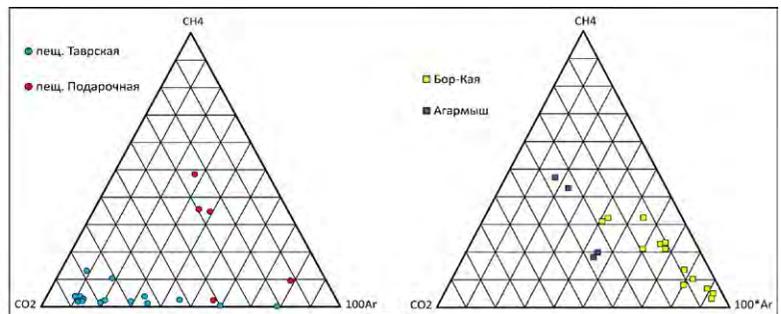


Рис. 97. Треугольные диаграммы для систем N_2-CO_2-Ar (А) и CH_4-CO_2-Ar (Б) в проанализированных образцах. На диаграмме А все образцы находятся в поле воздух-ASW, что типично для травертинов, фреатического и гидротермального кальцита (Understanding the genesis..., 1996). На диаграмме Б все образцы находятся в узкой полосе с варьирующими значениями CO_2 . Образец из Бор-Кая содержит значительные количества метана.

Происхождение флюидов. В работе Нормана и Мура (Norman, Moore, 1999) предложена диаграмма соотношений CO_2/CH_4 и N_2/Ar , выразительно иллюстрирующая происхождение флюидов. На рис. 98 данные по исследованным образцам нанесены на эту диаграмму. Обращает на себя внимание, что флюиды, захваченные во включениях фреатических спелеотем пещеры Таврской лежат в поле метеорных вод неглубокой циркуляции (shallow meteoric), тогда как петрографически схожий образец из пещеры Подарочная характеризуется существенно измененным метеорным (коровым) характером вод (evolved meteoric – crustal). Следует отметить, что дискриминация между этими двумя типами вод на диаграмме Нормана-Мура проводится по соотношению $\text{CO}_2/\text{CH}_4 = 4$. Эта граница достаточно условна и была рассчитана для условий равновесия флюида с кристаллическими породами при 200°C (Norman, Moore, 1999). Флюиды, контактирующие с органикой осадочного происхождения, могут иметь более низкие соотношения CO_2/CH_4 , чем флюиды в равновесии с породами фундамента.

Значительные, более чем 2,5 порядка, вариации отношений углекислого газа и метана в минералообразующих растворах, показанные на рисунках 97 и 98, свидетельствуют о значительной химической неоднородности флюидов, участвовавших в гипогенной карстификации в Предгорном Крыму. Отметим также, что поскольку обсуждаемые данные были получены при изучении вторичных минералов, этот вывод

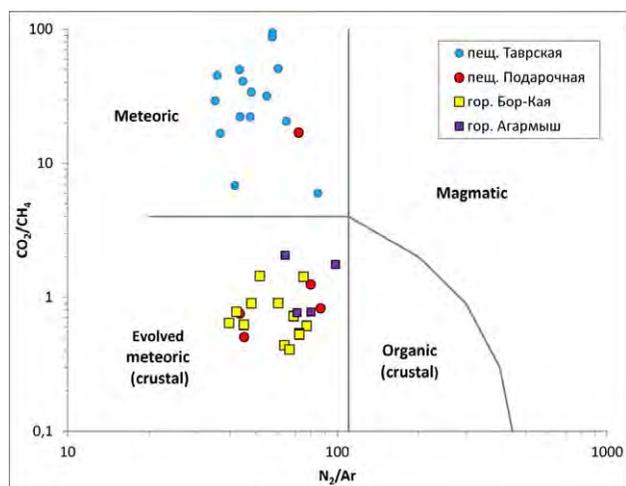


Рис. 98. Происхождение флюидов из включений фреатических спелеотем пещер Таврская и Подарочная и жильного кальцита гор Бор-Кая и Агармыш на дискриминационной диаграмме Нормана и Мура (Norman, Moore, 1999).

следует отнести к стадии процесса, когда циркулирующие воды уже были пересыщены в отношении кальцита. Для образцов пещер Таврская и Подарочная это соответствует завершающим стадиям гипогенного спелеогенеза (спелеолитогенез). Для жильного кальцита гор Бор-Кая и Агармыш, взаимоотношения с основным этапом гипогенного спелеогенеза менее очевидны.

7.4. Исследования изотопного состава породы в пристеночной зоне каналов

Исследования вариаций в содержании стабильных изотопов, формируемых изотопным фракционированием при различных природных процессах, играют важную роль в науках о Земле, позволяют судить об этих процессах и условиях их прохождения. В частности, изучение изотопного состава углерода и кислорода является одним из ключевых методов выявления и количественной характеристики взаимодействия палеофлюидов с породой в низкотемпературных гипогенных карстовых системах (Thermal genesis..., 1987; Bottrell et al., 2001; Plan, 2006; Speleothems from the high-alpine..., 2004; Identifying low-temperature..., 2009; Dublyansky, Spötl, 2008, Isotopic indications..., 2011). Изотопное фракционирование определяется в основном кинетическими и термодинамическими факторами, рассмотрению которых посвящена обширная литература.

Пристеночная зона опробовалась путем разбуривания микро-скважин в стенках каналов и взятия керна на глубину (по нормали) от 2-3 до 40 см. Керн отбирался вращательным бурением с использованием аккумуляторного перфоратора и специально изготовленного бура внутренним диаметром 25 мм с твердосплавной коронкой и с системой подачи бурового раствора (см. рис. 108).

Керны отбирались в юго-западном секторе Внутренней гряды, в пещерах Змеиная (эоценовые известняки), Таврская, Подарочная, Беш-Кош-4 (палеоценовые известняки), Душевского (мергели маастрихта), а также на участках обрывов куэст, имеющих очевидные признаки формирования по карстовым каналам (скульптурная морфология, сотово-ячеистые поверхности, проч.). Всего отобрано 14 кернов, а также ряд образцов породы с поверхности стен и фреатического кальцита в пещерах и трещинных каналах. Для создания коллекции заведомо измененных пород отбирались образцы, в том

числе выбуриванием, в карьерах, но они обычно существенно отдалены пространственно от мест отбора образцов с предполагаемыми изменениями.

В пришлифованных срезах образцов кернов микропробы брались по длинному профилю через равномерные интервалы 1-3 мм. В образцах, где были выявлены направленные изменения в пристеночной зоне, в пределах этой зоны изменения выполнялось дополнительное микропрофилирование с шагом 300 мкм.

Перед отбором материала на изотопный анализ, образцы (штуф или керн) разрезались, и поверхность разреза пришлифовывалась и, в отдельных случаях, полировалась с использованием алмазных эмульсий на основе воды (не содержащей органических компонентов). После этого, поверхность промывалась деионизированной водой и очищалась в ультразвуковой ванне. Микропробы для анализов в объеме 0,08-0,38 мг, высверливались с подготовленной таким образом поверхности по длинному профилю кернов при помощи ручного сверлильно-гравировального устройства Proххон (для профилей с шагом 1-3 мм), либо при помощи автоматизированного устройства для отбора образцов MicroMill (New Wave Research; для профилей с разрешением 300 мкм).

Пробы анализировались на масс-спектрометре Delta^{Plus}XL (Thermo Scientific), оснащенном постоянно-проточной линией подготовки проб Gasbench (Thermo Scientific), в лаборатории Института геологии и палеонтологии университета Инсбрука (аналитик М. Вимер) по процедурам, описанным в работе (Spötl, Vennemann, 2003). Точность анализа составляет 0,03 ‰ для $\delta^{13}\text{C}$ и 0,06 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ (1 σ).

Результаты изотопных анализов кислорода и углерода выражены в значениях $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$. Эти значения определяются отношением

$$\delta^{n^2X}, \text{‰} = 1000 \left[\left(\frac{R_{\text{образца}}}{R_{\text{стандарта}}} \right) - 1 \right], \quad [7.1]$$

где $R = n^2X/n^1X$, а n^2X и n^1X , соответственно, содержания более тяжелого и более легкого изотопов. Все изотопные значения нормализованы относительно шкалы VPDB (Венский вторичный стандарт, в качестве которого принят углерод ископаемого моллюска *Belemnitella americana* из слоев формации PD (Пи Ди) в Южной Калифорнии; для стандарта PDB $^{13}\text{C}/^{12}\text{C} = 0,01125$, а величина $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) = 0).

Всего было исследовано 58 полевых образцов, по которым выполнено 934 определения изотопного состава углерода и кислорода (табл. 2). Полученные нами результаты являются первым систематическим исследованием такого рода для палеогеновых пород региона.

7.4.1. Изотопный состав углерода и кислорода неизменных пород

В известной нам литературе сведения по изотопному составу палеогеновых (палеоценовых и эоценовых) карбонатных пород Предгорья отсутствуют. Данные по региону ограничиваются изучением стратиграфических вариаций изотопного состава сеноман-туронских и валанжинских отложений, связанных с изменениями условий среды осадконакопления (Stable isotope..., 2005; The Upper Valanginian..., 2005).

В характеристике состава неизменных пород имеются определенные методические трудности. Принятая рабочая гипотеза предполагает возможность изменения состава стабильных изотопов в пристеночном слое каналов, однако степень и глубина распространения изменений вглубь породы неизвестны, а глубина отбираемых мини-кернов ограничена (макс. около 50 см). Региональная концепция спелеогенеза и геоморфогенеза подразумевает, что большинство обрывов куэст образованы раскрытием гипогенных каналово-полостных систем, следовательно, экспонированные в них породы могут быть охвачены предполагаемыми изменениями. Глубина этого охвата неизвестна, но, учитывая высокую поровую проницаемость многих литологических разновидностей палеогеновых пород, может быть значительной. Поэтому достоверная характеристика состава неизменных пород может даваться только по образцам, взятым из карьеров и буровых скважин, где места опробования удалены от обрывов на заведомо достаточные дистанции.

На данный момент мы располагаем данными анализа 56 проб из 27 образцов неизменных пород: палеоценовых известняков из карьеров у с. Скалистое в междуречье Кача-Альма, в верховьях балки Змеиной в массиве Качи-Кальон и в Инкермане. Эоценовые известняки характеризуются образцами из другого карьера у с. Скалистое. Обобщенные данные по неизменным породам приведены в таблице 5 и показаны на рисунке 99.

Как видно из величин среднего квадратичного отклонения, вариации значений вну-

Таблица 5

Средние значения изотопного состава кислорода и углерода палеоценовых и эоценовых известняков Внутренней гряды Предгорного Крыма.

Возраст, местоположение	к-во анализов	$\delta^{18}\text{O}$		$\delta^{13}\text{C}$	
		среднее	среднее квадратичное отклонение (σ)	среднее	среднее квадратичное отклонение (σ)
Палеоцен, карьер в балке Змеиная, Качи-Кальон	5	-3,86	0,16	1,66	0,16
Палеоцен, карьер у с. Скалистое (междуречье Кача-Альма)	42	-2,45	0,24	1,00	0,12
Палеоцен, карьер в Инкермане (долина р. Черная)	4	-1,46	0,13	1,31	0,02
Эоцен, карьер у с. Скалистое (междуречье Кача-Альма)	5	-2,70	0,20	1,40	0,06
Все палеогеновые известняки	56	-2,62	0,85	1,34	0,24

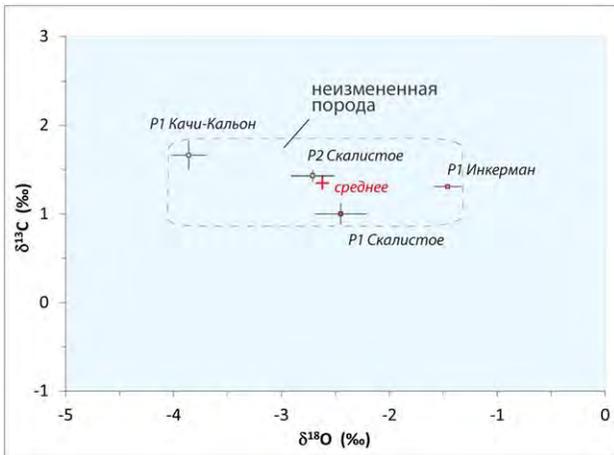


Рис. 99. Изотопный состав кислорода и углерода неизменных известняков палеоцена и эоцена в юго-западной части Внутренней гряды (средние значения).

три выработок, как $\delta^{18}\text{O}$, так и $\delta^{13}\text{C}$, невелики. Различия средних значений между местностями более значительны для кислорода, но остаются в узких пределах для углерода. Средние значения по местностям укладываются в пределы области, ограниченной значениями $\delta^{13}\text{C}$ от 1,0 до 1,7 ‰ и $\delta^{18}\text{O}$ от -3,9 до -1,5 ‰. Более высокая региональная вариабельность $\delta^{18}\text{O}$ может отражать как различия в температурном режиме бассейна седиментации, а также особенности диагенетического преобразования первичных карбонатных осадков. Средние значения для всех пород и местностей составляют $\delta^{13}\text{C} = 1,34$ ‰ ($\pm 0,24$ ‰) и $\delta^{18}\text{O} = -2,62$ ‰ ($\pm 0,85$ ‰).

Изменчивость изотопного состава палеоценовых (дат) известняков в вертикальном разрезе характеризуется данными по карьере у с. Скалистое, где выполнено представительное и систематическое опробование (рис. 100).

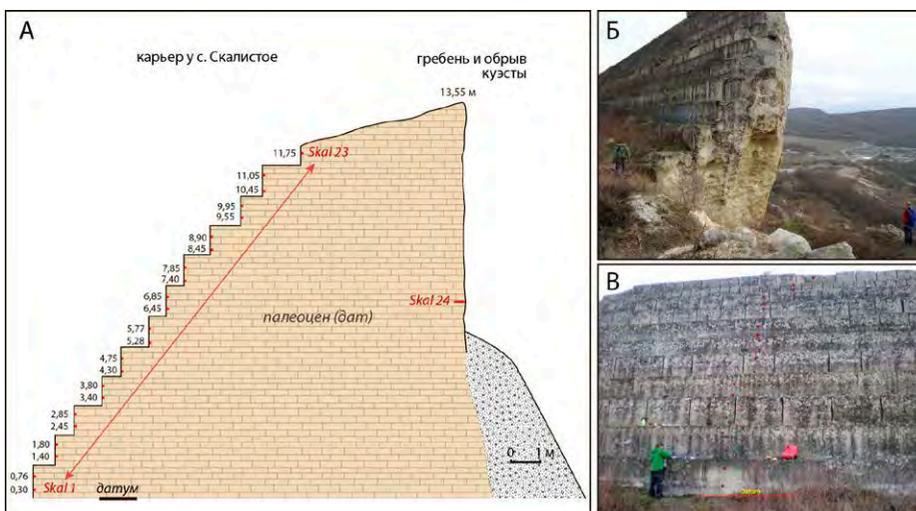


Рис. 100. Условия и организация отбора образцов палеоценовых известняков на изотопный анализ в карьере и куэстовом обрыве у с. Скалистое. А – разрез (короткими красными линиями показаны места отбора кернов, цифрами – высота относительно датума); Б - конфигурация карьера и естественного обрыва в разрезе; В - точки отбора кернов.

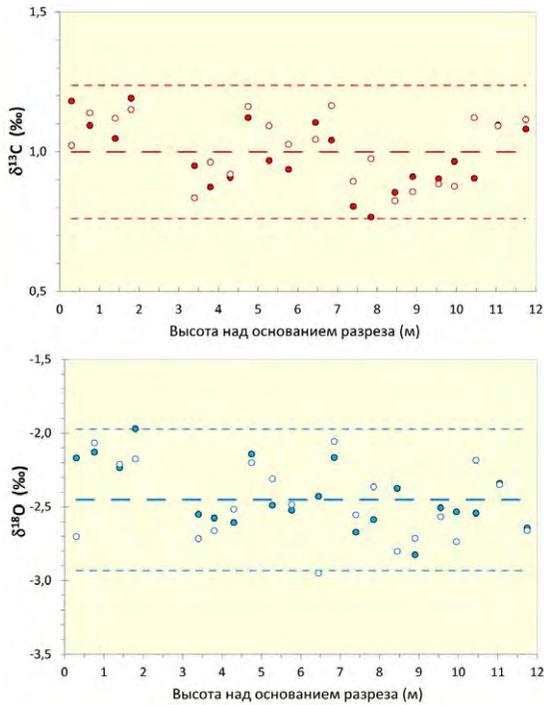


Рис. 101. Вариации $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ по разрезу палеоценовых известняков в карьере у с. Скалистое. Каждая точка опробования охарактеризована двумя измерениями изотопного состава (залитый и незалитый символы).

Короткие керны (2-4 см) отобраны с интервалом по вертикали в 50-80 см по всему доступному разрезу мощностью 13,5 м. Всего отобрано 23 керны, каждый из которых анализировался по двум пробам, взятым с внутренней стороны керна во избежание возможного влияния биологического выветривания на изотопный состав породы вблизи поверхностей, вскрытых несколько лет назад.

Результаты анализов представлены на рисунке 101. Изотопные значения неизменных пород из толщи, вскрытой карьером, варьируют в узких пределах: $\delta^{13}\text{C} = 1,00 \pm 0,12 \text{ ‰}$ (V-PDB) и $\delta^{18}\text{O} = 2,45 \pm 0,24 \text{ ‰}$ (V-PDB) (вариации тут и далее показаны на уровне 1σ).

7.4.2. Оценка максимальной ширины зоны изотопного изменения

В последующих подразделах показано, что в большинстве исследованных кернов, взятых в стенках пещерных каналов и закарстованных стенках обрывов (бывших каналов), проявляются закономерные изменения изотопного состава в узкой (до 1-2 см) пристеночной зоне. В тыловых частях таких кернов, или по всей длине других кернов, изотопные значения обычно распола-

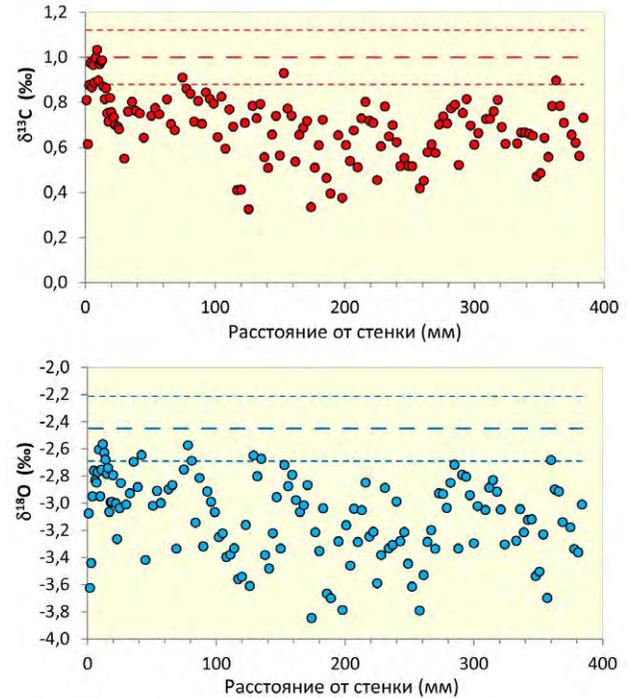


Рис. 102. Изменение изотопного состава углерода и кислорода по профилю керна Skal-24, взятого в стенке естественного обрыва палеоценовых известняков вблизи карьера у с. Скалистое и несущего следы гипогенного закарстования. Толстыми штриховыми линиями обозначено положение средних значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для неизменных пород, опробованных в карьере (см. рис. 101), тонкими линиями – пределы вариаций значений (1σ).

гаются по профилю в некоторой узкой горизонтальной полосе, при этом абсолютные значения изотопных отношений не соответствуют охарактеризованным выше (рис. 99) значениям неизменных пород. Предположение о том, что "плоские" участки изотопных профилей кернов отражают характеристики более широкой зоны относительно слабых изменений, а не состав неизменных пород, нуждалось в дополнительной проверке.

Необходимые условия для такой проверки представляет карьер палеоценовых известняков у с. Скалистое, рабочие уступы которого отделены лишь узкой (5,5-12 м) перемычкой-целиком от ненарушенного фронтального обрыва куэсты (рис. 100 А-Б), несущего отчетливые следы гипогенной закарстованности. Таким образом, данные по керну, выбуренному в естественном обрыве, могут непосредственно сопоставляться с данными образцов породы, взятыми в глубине массива.

Керн Skal-24 длиной 40 см был выбурен в обрыве и характеризуется профилем по аналитическим пробам, взятым с шагом 1-3 см по оси керна. Результаты анализов представлены на рис. 102.

Как видно на графике, значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ распределяются по профилю без заметных трендов, но демонстрируют статистически значимое смещение в сторону облегчения в сравнении с неизменной породой. Среднее значение $\delta^{13}\text{C}$ ($0,7 \pm 0,14 \text{ ‰}$) снижено на 0,3 ‰, а среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ ($-3,10 \pm 0,30 \text{ ‰}$) на 0,65 ‰. Изменение изотопного состава в пристеночной зоне породы у обрыва по отношению к пробам из карьера хорошо иллюстрируется на диаграмме $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ (рис. 103), показывающей закономерное согласованное снижение значений по углероду и кислороду от неизменных пород в карьере к стенке обрыва.

Таким образом, подтверждается наличие широкой зоны слабых изотопных изменений породы вокруг гипогенного карстового канала, стенка которого ныне экспонирована и составляет стенку обрыва. В данном случае ширина такой зоны превышает 0,4 м (длина керна), но не превышает 5,5 м (наименьшая ширина перемычки-целика). Этот вывод важен для интерпретации прочих исследованных кернов, взятых в стенках пещерных каналов и закарстованных обрывов. При заметном отличии значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ от охарактеризованных выше пределов изменчивости изотопного состава заведомо неизменных пород, их следует расценивать как индикаторы зоны слабых изменений, даже если тренд изменений не проявлен в профиле кернов.

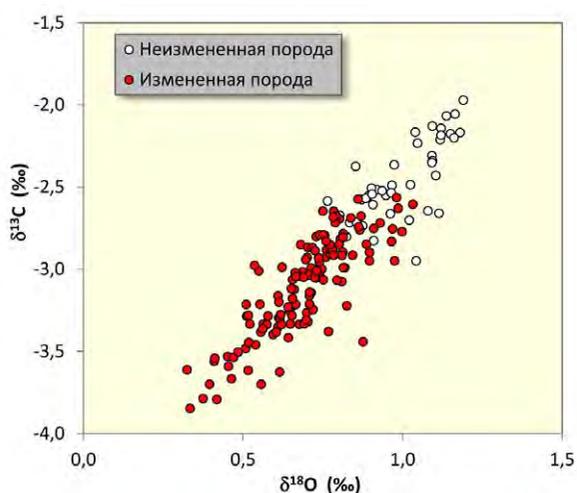


Рис. 103. Отношение значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для неизменных и измененных палеоценовых известняков у с. Скалистое.

7.4.3. Керны из пещеры Таврская

Как показано в разделе 6.4, главными элементами структуры пещеры являются ходы рифтовой морфологии, занимающие в разрезе положение ниже выразительной плоскости напластования, и основные широкие и высокие ходы выше этой плоскости. Один рифтовый ход (Козий Лаз) обособлен на всем своем протяжении и примыкает к Северной основной галерее с востока (рис. 104 А). Другой рифтовый ход протягивается вдоль Южной основной галереи и в сечении раскрывается в нее кверху (рис. 104 Б).

В пещере было отобрано три керна, выбуренных из стен. Керн Т1 был отобран в стенке обособленного рифтового хода, керн Т2 - в стенке второго рифта, керн Т3 - в стенке основного хода над точкой Т2. Расположение точек опробования в плане пещеры и сечениях ходов показано на рисунке 104.

Керн Т1. Отобран в стенке обособленного хода рифтовой морфологии в северо-западной части пещеры (Козий Лаз). Длина керна 81 мм полностью охвачена изотопным профилем низкого разрешения. В крайней внешней части керна толщиной 8 мм выполнены два профиля высокого разрешения с шагом 300 мкм. Фотография керна и изотопные профили представлены на рисунке 105.

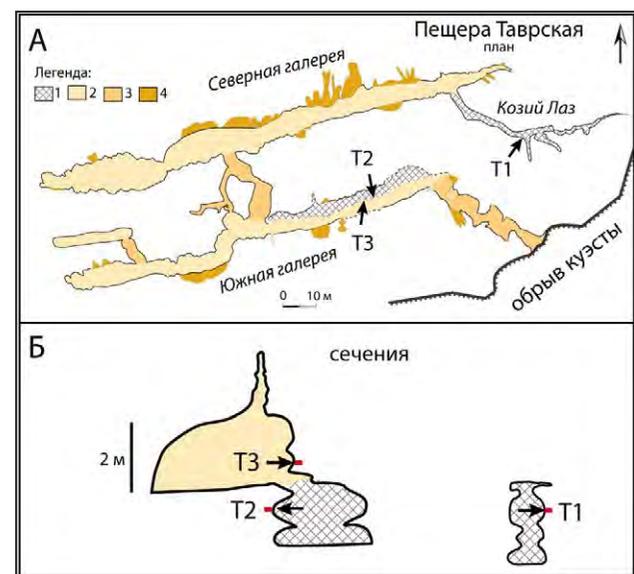


Рис. 104. Расположение мест отбора кернов породы в пещере Таврской: А - в плане, Б - в сечениях ходов. Условные обозначения: 1 - рифтовые ходы; 2 - основные ходы; 3 - ход по плоскости напластования; 4 - боковые ниши и каналы по плоскости напластования. Места отбора кернов показаны стрелками.

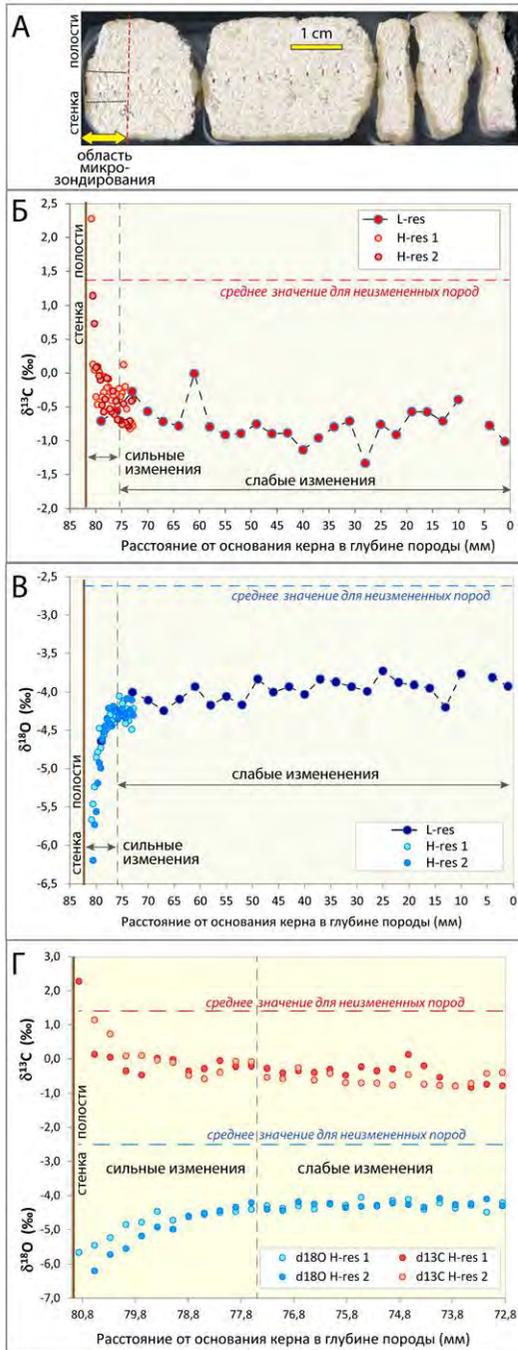


Рис. 105. Фото образца T1 из пещеры Таврская (А) и изменение изотопного состава (Б, В, Г) по профилюю керна. Керна пробурен в стенке гипогенной карстовой полости через вмещающую породу (палеоценовый известняк, дат). На графиках Б и В показаны профили низкого разрешения по всей длине керна (L-res; шаг опробования 3 мм) и параллельные профили высокого разрешения по узкой пристеночной зоне (H-res; шаг опробования 0,03 мм). На графике Г даны совмещенные параллельные профили $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ высокого разрешения по узкой пристеночной зоне (сплошными линиями показаны средние значения для неизменных палеогеновых известняков). Область опробования высокого разрешения показана желтой стрелкой на фото А, а положение профилей указано тонким пунктиром.

162

Профиль низкого разрешения (точки темно-красной и темно-синей заливки) демонстрирует вариации $\delta^{18}O$ в пределах 1,2‰ (от -4,6 до -3,7) и вариации $\delta^{13}C$ в пределах 1,3‰ (от -1,3 до 0,0). Значения $\delta^{13}C$ во внутренней части профиля варьируют в границах почти горизонтального коридора, тогда как коридор вариаций значений $\delta^{18}O$ заметно наклонен в сторону облегчения. При этом оси коридоров для $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ значительно (на 1,5-2,0 ‰) смещены в сторону более негативных значений от уровней средних величин для неизменных палеогеновых известняков. Следовательно, пристеночная зона породы на всю длину керна (81 мм) охвачена малоградиентными изменением изотопного состава обеих элементов в сторону облегчения.

Профили высокого разрешения в узкой (8 мм) пристеночной зоне демонстрируют высокоградиентные изменения с разнонаправленными трендами. В пределах внешнего слоя толщиной около 4 мм углерод утяжеляется на 2,5‰ (до -2,3), а кислород облегчается почти на 2‰ (до -6,2) в сторону стенки канала.

Керн T2. Отобран в стенке хода рифтовой морфологии, протягивающегося вдоль Южной галереи пещеры, примыкающего к ней в вертикальном разрезе (рис. 104 Б). Длина керна 67 мм полностью охвачена изотопным профилем низкого разрешения. В крайней внешней части керна толщиной 10 мм выполнены два профиля высокого разрешения с шагом 300 мкм. Фотография керна и изотопные профили представлены на рисунке 106.

Профиль низкого разрешения демонстрирует вариации $\delta^{18}O$ в пределах 1‰ (от -4,3 до -3,2), на общем уровне примерно на 1‰ смещенном в сторону облегчения от среднего значения для неизменных палеоценовых известняков. Вариации $\delta^{13}C$ в пределах 1,8‰ (от -1,0 до 0,8), находятся в коридоре, ось которого также смещена вниз от среднего значения примерно на 1,3‰. Таким образом, пристеночная зона породы на всю длину керна охвачена изменением изотопного состава обеих элементов в сторону облегчения. По этому профилю направленность в изменчивости состава углерода и кислорода практически не проявляется.

Профили высокого разрешения в узкой пристеночной зоне демонстрируют резкое облегчение углерода и кислорода по отношению к уровню значений внутренней части керна. В ее пределах углерод облегчается в сторону стенки

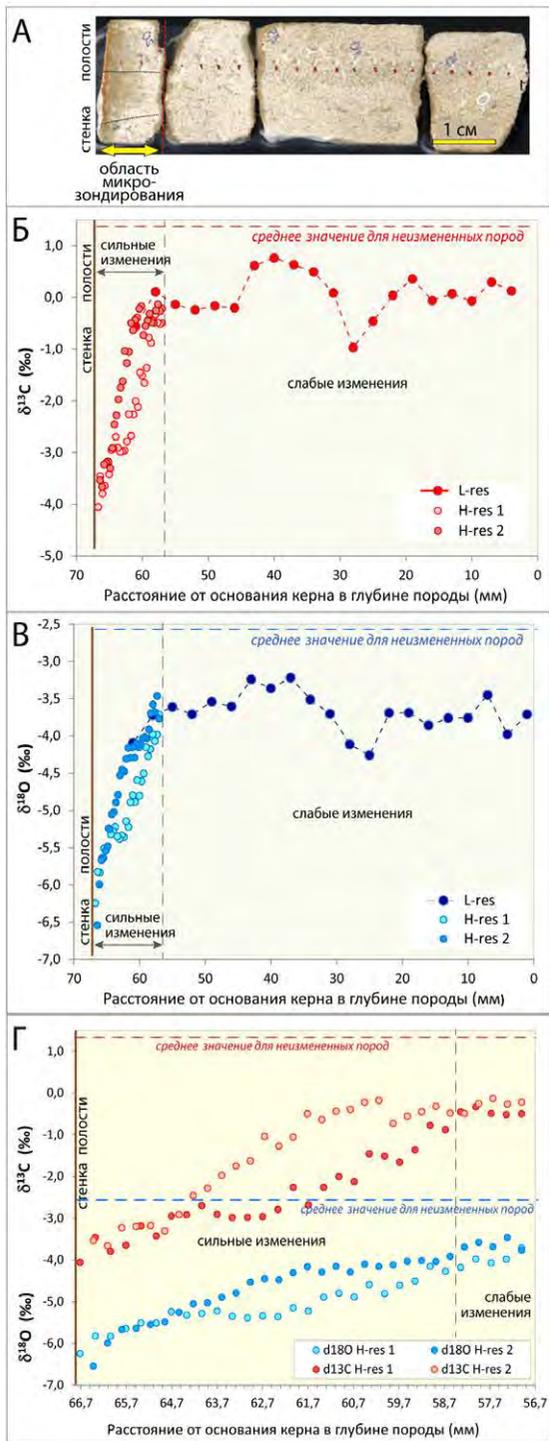


Рис. 106. Фото образца T2 из пещеры Таврская (А) и изменение изотопного состава (Б, В, Г) по профилю керна. КERN пробурен в стенке карстовой полости через вмещающую породу. На графиках Б и В показаны профили низкого разрешения по всей длине керна (L-res; шаг опробования 3 мм) и параллельные профили высокого разрешения по узкой пристеночной зоне (H-res; шаг опробования 0,03 мм). На графике Г даны совмещенные профили $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ высокого разрешения по пристеночной зоне. Область опробования высокого разрешения показана желтой стрелкой на фото А, а положение профилей указано тонким пунктиром.

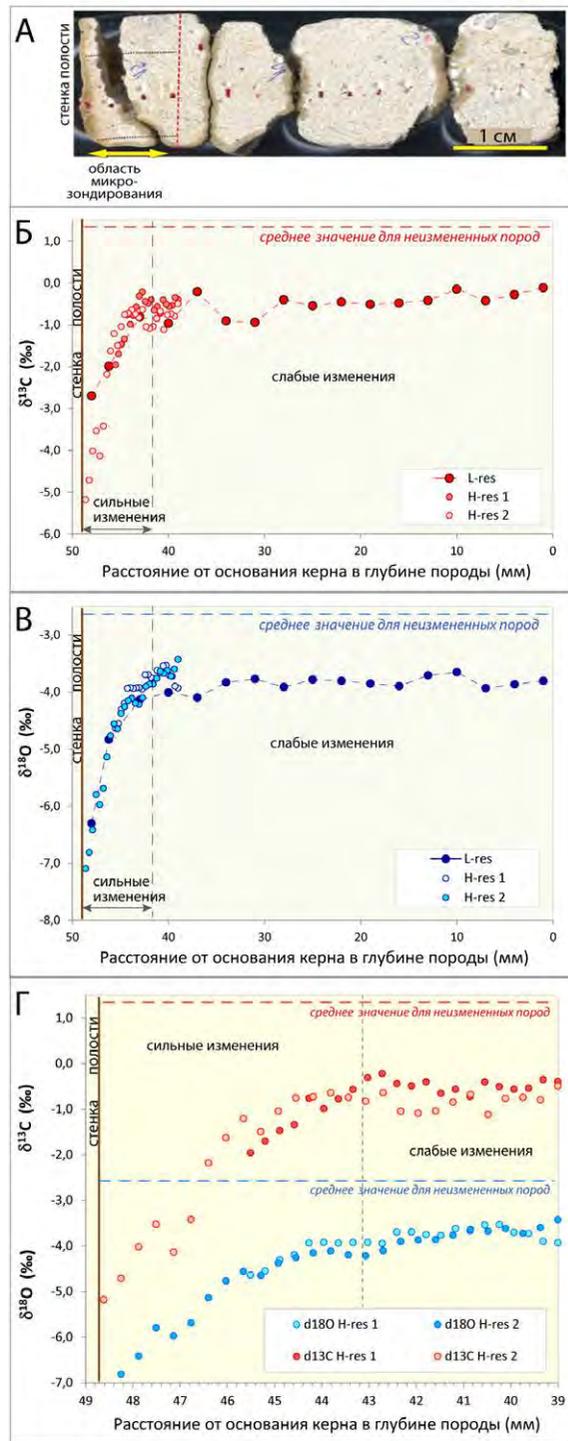


Рис. 107. Фото образца T3 из пещеры Таврская (А) и изменение изотопного состава (Б, В, Г) по профилю керна. КERN пробурен в стенке карстовой полости через вмещающую породу. На графиках Б и В показаны профили низкого разрешения по всей длине керна (L-res; шаг опробования 3 мм) и параллельные профили высокого разрешения по узкой пристеночной зоне (H-res; шаг опробования 0,03 мм). На графике Г даны совмещенные профили $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ высокого разрешения по узкой пристеночной зоне. Область опробования высокого разрешения показана желтой стрелкой на фото А, а положение профилей указано тонким пунктиром.

канала до $-4,0\%$, а кислород до $-6,5\%$. Таким образом, в керне Т2 выделяется узкая зона толщиной около 10 мм высокоградиентного однонаправленного изменения (уменьшение $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) изотопного состава углерода и кислорода породы.

Керн Т3. Отобран в стенке основного хода (Южной галереи), непосредственно над рифтовым ходом и точкой отбора керна Т2 (см. рис. 104 Б). Длина керна 50 мм полностью охвачена изотопным профилем низкого разрешения. В крайней внешней части керна толщиной 10 мм выполнены два параллельных профиля высокого разрешения с шагом 300 мкм. Фотография керна и изотопные данные представлены на рисунке 107.

Большая часть (внутренняя) профиля низкого разрешения демонстрирует вариации $\delta^{18}\text{O}$ в пределах $0,5\%$ (от $-4,1$, до $-3,7$), находящиеся в почти горизонтальном коридоре с осью, более чем на 1% смещенной в сторону облегчения от среднего значения для неизменных палеоценовых известняков.

Вариации $\delta^{13}\text{C}$ в пределах $0,9\%$ (от $-1,1$ до $-0,2$) находятся в коридоре, ось которого полого наклонена к стенке и смещена вниз от среднего значения для неизменных пород примерно на $1,5-2,0\%$. Таким образом, пристеночная зона породы на всю длину керна охвачена изменением изотопного состава обеих элементов в сторону облегчения. Значения по двум крайним (пристеночным) точкам существенно выходят из основных коридоров в сторону дальнейшего облегчения (до $-6,4\%$ по кислороду и до $-2,7\%$ по углероду).

Профили высокого разрешения в 8-миллиметровой пристеночной зоне (рис. 107) демонстрируют высокоградиентное изменение изотопного состава углерода и кислорода в сторону облегчения в пределах крайних 4 мм. Тут значения $\delta^{13}\text{C}$ уменьшаются в сторону стенки канала на $4,5\%$ (до $-5,2$), а значения $\delta^{18}\text{O}$ почти на 3% (до $-6,8$). Общая картина изотопных изменений по профилю керна Т3 полностью идентична таковым в керне Т2.

7.4.4. Керны из пещеры Подарочная

Два керна (маркированных как LC и LCT) были отобраны в пещере Подарочная, расположенной в 400 м юго-западнее пещеры Таврская, в том же обрыве куэсты в междуречье Бельбек-Кача. Пещера представляет собой небольшой фрагмент открывающегося в обрыв хода рифтовой морфологии. По морфологии, условиям заложения и функциям в гипогенной карстовой системе, он является аналогом ходов-рифтов пещеры Таврская. На левой стене пещеры обнаружена кора зонального параллельно-шестоватого кальцита коричневого цвета, отложенного во фреатических условиях до вскрытия палеоценовых известняков эрозионными долинами. Этот кальцит был датирован по Th/U и показал возраст 263 тыс. лет (Климчук и др., 2011, 2012б).

Керн LC был выбурен через кальцитовый покров в левой стене пещеры. Керн LCT был взят из противоположной стены, лишенной кальциевой коры, несущей скульптурную морфологию растворения с ячеистыми и губчатыми тафониподобными образованиями (рис. 108).

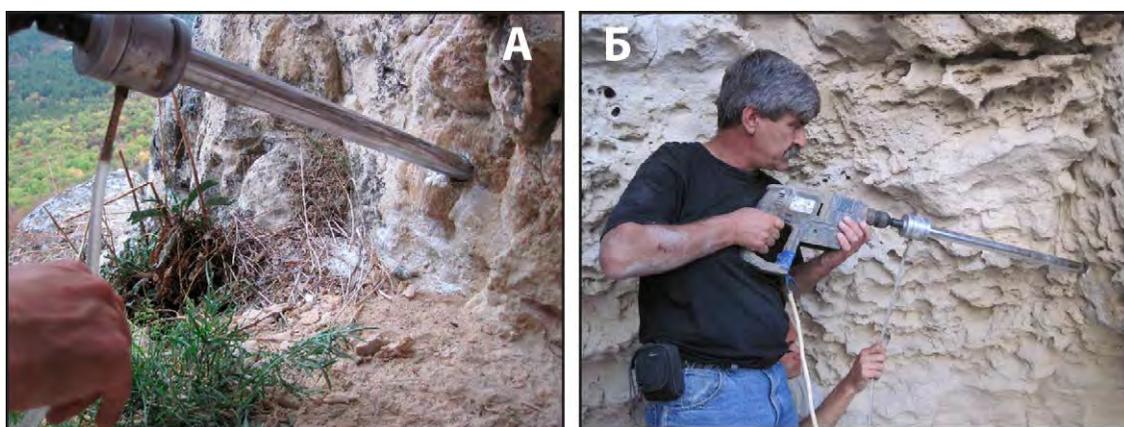


Рис. 108. Местоположения образцов LC (А) и LCT (Б) и технология взятия микрокернов. Образцы взяты из противоположных стен в привходовой части пещеры Подарочная, заложённой в нижней части толщи палеоценовых (дат) известняков. LC взят из левой стенки, покрытой корой параллельно-шестоватого фреатического кальцита (кern пробурен через остатки коры). LCT взят из правой стенки, демонстрирующей скульптурную морфологию.

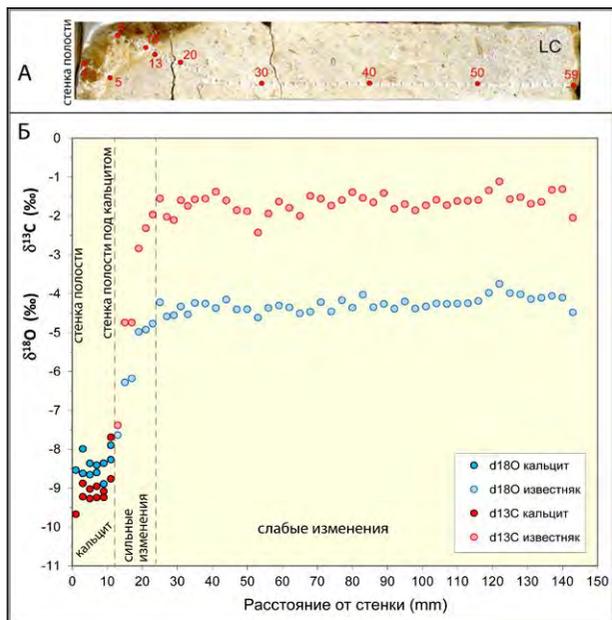


Рис. 109. Фото образца LC из пещеры Подарочная (А) и изменение изотопного состава по профилю керна (Б). Керн пробурен через покров фреатического кальцита (остатки видны в левой части фото) и коренную породу в стенке карстовой полости. Длина керна около 145 мм.

Керн LC. По длинной оси керна выполнен изотопный профиль низкого разрешения (точки через 3 мм) длиной 145 мм (рис. 109). Первые 12 мм профиль проходит через покров фреатического кальцита (точки насыщенной окраски на графике Б), а в остальной части через коренную породу.

На большей части профиля значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ незначительно варьируют в почти горизонтальных коридорах (в пределах 1‰), оси которых сдвинуты в сторону облегчения на 3‰ и почти 2‰, соответственно, по сравнению с средними значениями для неизмененных палеогеновых известняков.

В зоне породы толщиной 10 мм под кальцитовым покровом происходит резкое, направленное к внешней границе облегчение углерода и кислорода, достигающее значений $\delta^{13}\text{C}$ -7,4 и $\delta^{18}\text{O}$ -7,6. Для фреатического кальцита изотопные значения достигают $\delta^{13}\text{C}$ -9,7 и $\delta^{18}\text{O}$ -8,9, а средние значения составляют, соответственно, -9,0‰ ($\pm 0,5$) и -8,4‰ ($\pm 0,3$ ‰).

Таким образом, керн LC на всю свою длину проходит в зоне изменений изотопного состава (уменьшение $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) и имеет узкую (около 10 мм) подзону однонаправленных высокоградиентных изменений непосредственно под кальцитовым покровом.

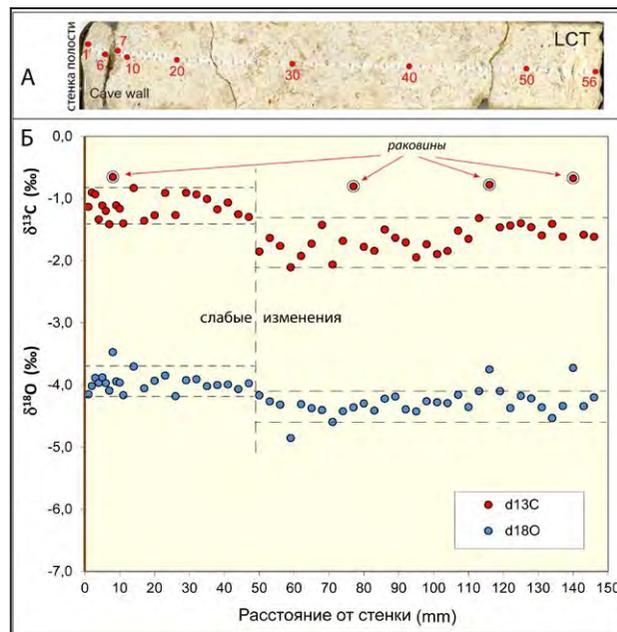


Рис. 110. Фото образца LCT из пещеры Подарочная (А) и изменение изотопного состава по профилю керна (Б). Керн пробурен в стенке карстовой полости через вмещающую породу. Длина керна около 145 мм.

Керн LCT. Керн целиком представляет коренную породу и пробурен в коррозированной стенке пещеры Подарочная. По длинной оси керна выполнен изотопный профиль низкого разрешения (точки через 3 мм) длиной 145 мм (рис. 110).

В тыловой части профиля значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ незначительно варьируют (в основном в пределах 0,8‰) в коридорах, значительно смещенных в сторону облегчения по сравнению со средними значениями для палеогеновых известняков (соответственно, примерно на 3‰ и 1,7‰). Отдельные экскурсии по углероду в сторону утяжеления до значений $\delta^{13}\text{C}$ -0,6 ... -0,7‰ связаны с опробованием цельных раковин, по-видимому, более устойчивых к изотопным изменениям, чем основной микритовый матрикс породы. Во внешней части профиля шириной примерно 50 мм коридоры значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ несколько сдвигаются в сторону утяжеления, по-прежнему оставаясь намного ниже средних значений для палеогеновых известняков.

7.4.5. Керн из пещеры Беш-Кош-4

Местонахождение фреатического кальцита обнаружено в разрушенной привходовой части одной из пещер массива Беш-Кош. Керн выбурен через часть кальцитового покрова в корен-

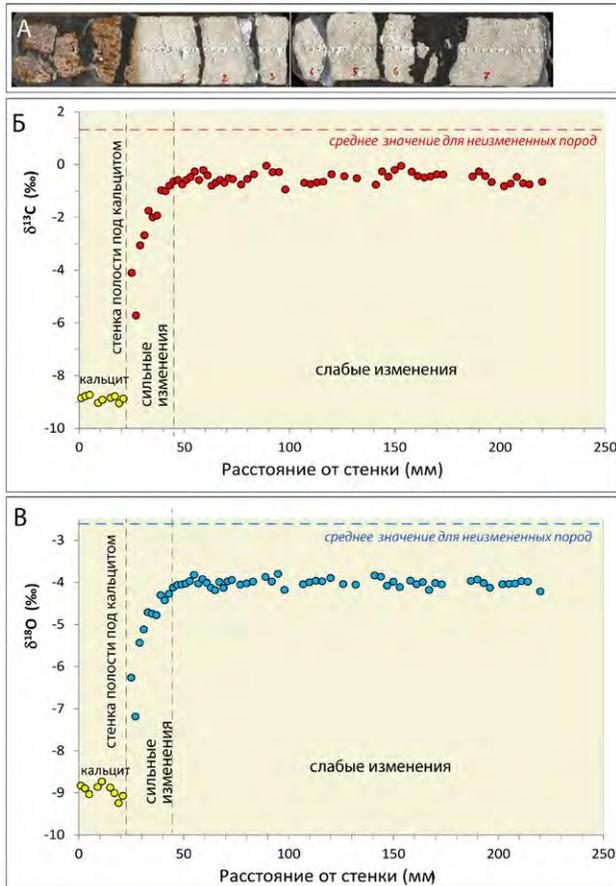


Рис. 111. Фото образца Беш-Кош (А) и изменение изотопного состава по профилю керн (Б и В). Керн пробурен через покров фреатического кальцита и коренную породу в стенке разрушенной карстовой полости. Длина керн около 220 мм.

ную породу на общую глубину 22 см. По длинной оси керн выполнен изотопный профиль низкого разрешения с точками проб через 3 мм (рис. 111).

В тыловой части керн порода характеризуется значениями $\delta^{13}\text{C}$ $-0,5\pm 0,2$ ‰ и $\delta^{18}\text{O}$ $-4,0\pm 0,1$ ‰ (n=46), что заметно ниже средних зна-

чений для неизменных палеоценовых известняков (соответственно, на 1,8 и 1,4‰). В зоне толщиной 15-18 мм под кальцитовым покровом, величины $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ резко уменьшаются к контакту до $-4,1$ и $-6,3$ ‰ соответственно. Кальцит характеризуется значениями $\delta^{13}\text{C}$ $-8,9\pm 0,1$ ‰ и $\delta^{18}\text{O}$ $-8,9\pm 0,2$ ‰ (n=9).

Таким образом, керн Беш-Кош в своей тыловой части проходит в зоне умеренно облегченного изотопного состава и имеет узкую (около 15-18 мм) подзону однонаправленных высокоградиентных изменений непосредственно под кальцитовым покровом, в пределах которой значения тыловой части снижаются резко, стремясь к характеристикам кальцита. Общая картина изменений в керне Беш-Кош аналогична таковой в профиле керн LC из пещеры Подарочной.

7.4.6. Керны из обнажений участка Качи-Кальон

Керны взяты в долине р. Кача на участке Качи-Кальон, в стенке крупной глыбы палеоценового известняка. Эта стенка представляет собой часть раскрытого обвалом трещинно-карстового канала (рис. 112).

Керн Качи-5. Пробурен через поверхность с тафониобразной морфологией (рис. 112). По длинной оси керн выполнен изотопный профиль низкого разрешения длиной 135 мм, с шагом опробования через 3 мм (рис. 113 А, Б).

Профиль характеризуется значениями $\delta^{13}\text{C}$ $2,0\pm 0,1$ ‰ и $\delta^{18}\text{O}$ $-3,4\pm 0,3$ ‰ (n=43) и слабой выраженностью трендов по профилю. Характерное значение $\delta^{13}\text{C}$ на 0,7‰ превышает среднее значение для неизменных палеогеновых известняков близрасположенного карьера в верховьях балки Змеиной, а характерное значение $\delta^{18}\text{O}$ смещено на 1,2‰ в сторону облегчения.

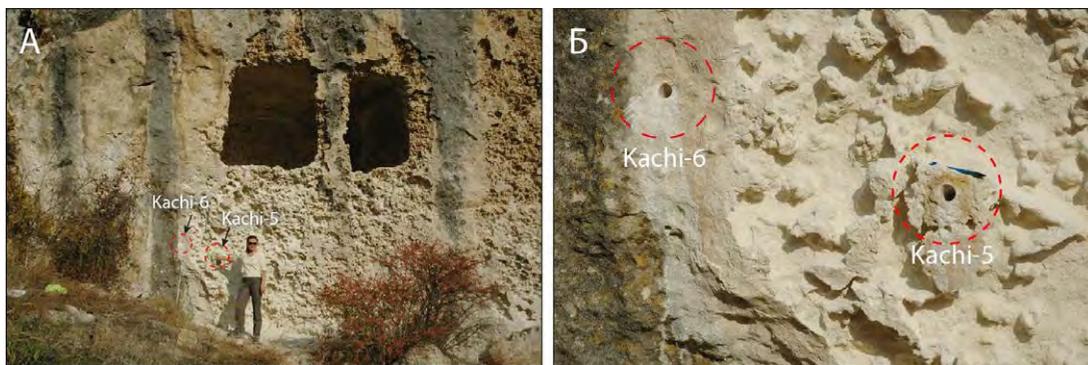


Рис. 112. Места отбора кернов Kachi-5 и Kachi-6 обзорным (А) и крупным (Б) планом в долине р. Кача на участке Качи-Кальон.

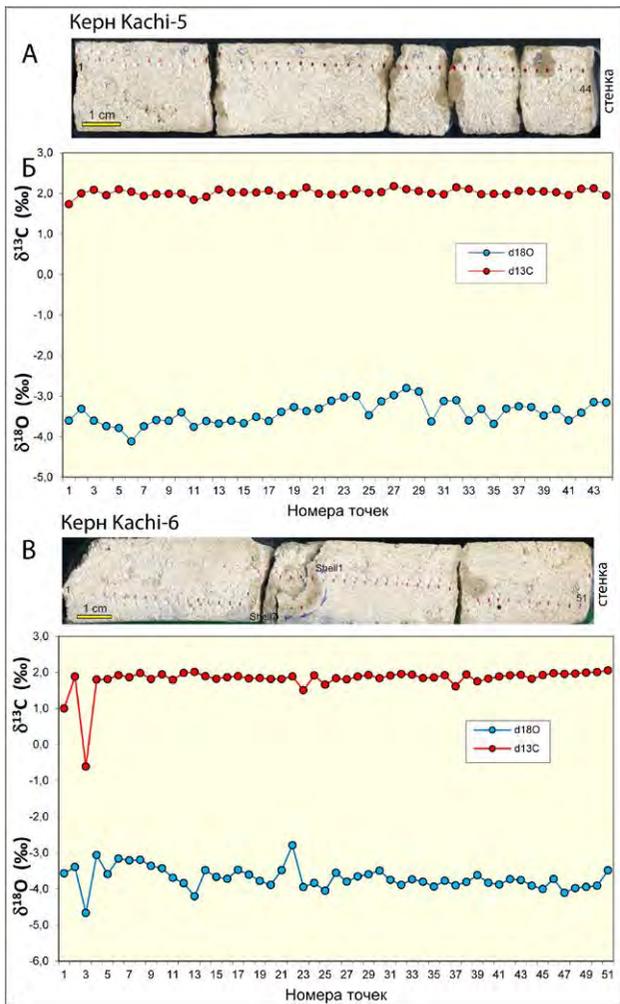


Рис. 113. Фото (А, В) и изменение изотопного состава по профилям (Б, Г) образцов Kachi-5 (А, Б) и Kachi-6 (В, Г), обнажение в долине р. Качи на участке Качи-Кальон. Керны пробурены в стенке обваленной глыбы, представляющей поверхность трещинно-карстового канала с тафониоподобной морфологией. Шаг опробования на профилях 3 мм.

Керн Kachi-6. Пробурен на расстоянии 1 м от Kachi-5, в области, где тафони были денудированы плоскостным смывом (рис. 112). По длинной оси керна выполнен изотопный профиль низкого разрешения длиной 155 мм, с шагом опробования через 3 мм (рис. 113 В, Г).

Профиль характеризуется значениями $\delta^{13}C$ $1,8 \pm 0,4$ ‰ и $\delta^{18}O$ $-3,7 \pm 0,3$ ‰ ($n=50$) и слабой выраженностью трендов по профилю. Эти значения близки к среднему значению для неизменных палеогеновых известняков близрасположенного карьера в верховьях балки Змеиной.

7.4.7. Керн из пещеры Душевского

Керн отобран в стенке пещеры Душевского, заложенной в верхнемеловых (маастрихт) мерге-

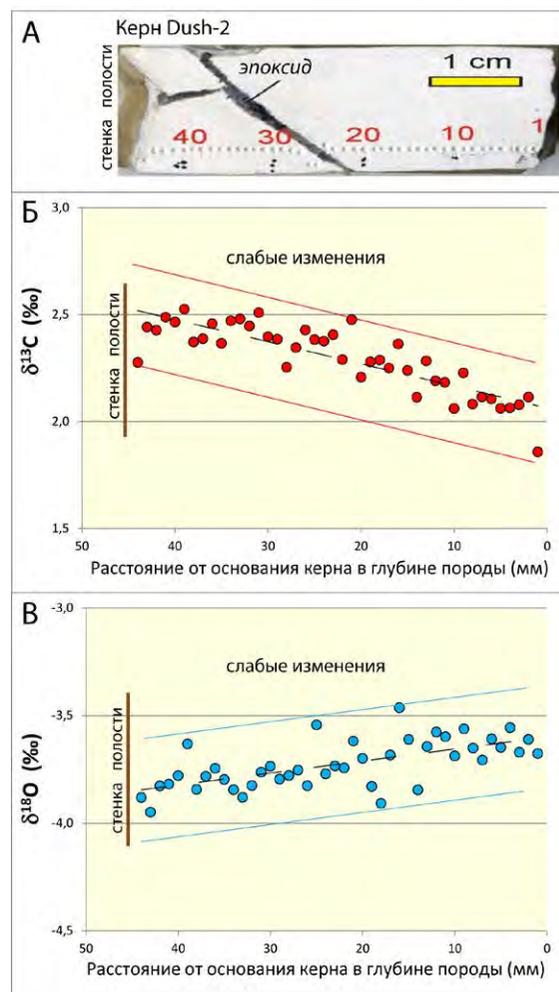


Рис. 114. Фото образца Dush-2 из пещеры Душевского (А) и изменение изотопного состава углерода (Б) и кислорода (В) по профилю керна. Керн пробурен в стенке карстовой полости. Шаг опробования на профиле 1 мм. Штриховыми линиями обозначены тренды по рядам данных, сплошными линиями – коридоры значений.

лях, представляющей собой крупный линейный трещинно-карстовый канал (рифт), доступной глубиной около 40 м и протяженностью свыше 100 м. Керн отобран на глубине около 13 м от поверхности. По длинной оси керна выполнен изотопный профиль низкого разрешения длиной 50 мм, с шагом опробования через 1 мм (рис. 114).

Значения $\delta^{13}C$ варьируют по профилю от 1,9‰ до 2,5‰ с явным трендом к утяжелению в направлении к внешнему контуру. Значения $\delta^{18}O$ варьируют от -4,0‰ до -3,5‰ с трендом к облегчению по направлению к внешнему контуру.

Результаты свидетельствуют об изменении изотопного состава в пристеночной области породы, но толщина зоны изменения превышает длину керна.

7.4.8. Фреатический кальцит из пещер Таврская, Подарочная и Беш-Кош-4

Образец Т41 представляет фрагмент параллельно-шестоватого коричневого фреатического кальцита, образующего зональную подрастворенную кору на коренной породе, обнаруженную в двух местах пещеры Таврской, в ходах рифтовой морфологии (Климчук и др., 2011). Фреатическое (субаквальное) происхождение параллельно-шестоватого кальцита пещеры Таврской подтверждается также его древним возрастом относительно сталагмитов (датировки по U/Th дали возраст 378-417 тыс. лет), преобладанием воды (свыше 99 моль.%) и низкими отношениями растворенных газов O_2/Ar в его флюидных включениях (указывающими на восстановительный характер среды), а также нижеприведенными данными по составу стабильных изотопов углерода и кислорода.

Средние значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ по 25 пробам из образца Т41 составляют, соответственно, $-8,7\text{‰}$ ($\pm 0,3\text{‰}$) и $-8,1\text{‰}$ ($\pm 0,3\text{‰}$). Вариации изотопного состава по разрезу шестоватой коры беспорядочны (рис. 115).

Таким образом, изотопный состав фреатического кальцита пещеры Таврской сильно облегчен как по углероду, так и по кислороду (соответственно, на $10,0\text{‰}$ и $5,5\text{‰}$) по отношению к

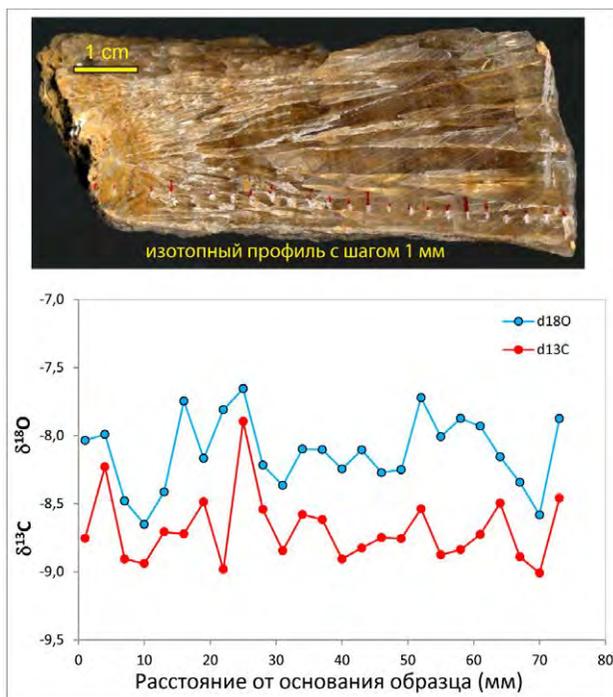


Рис. 115. Фото и изменение изотопного состава по разрезу коры фреатического параллельно-шестоватого кальцита из пещеры Таврская.

средним значениям неизменных палеогеновых известняков региона. Изотопные характеристики фреатического кальцита пещеры Таврской близки к составу подобного кальцита пещеры Подарочной (см. ниже), что указывает на сходство минералообразующих флюидов.

Подобная кальцитовая кора обнаружена в пещере Подарочной, где она покрывает основание левой стены во входной части. В ходе бурения был получен керн (LC) через кору и подстилающую породу. Изотопные профили керна показывают (рис. 109), что в направлении контакта происходит существенное облегчение состава углерода и кислорода породы в пределах зоны, охватывающее слой толщиной около 12 мм. Обеднение тяжелыми изотопами углерода и кислорода продолжается в кальците, где крайние значения достигают $\delta^{13}C = -9,7$ и $\delta^{18}O = -8,9$, а средние составляют, соответственно, $-9,0\text{‰}$ ($\pm 0,5\text{‰}$) и $-8,4\text{‰}$ ($\pm 0,3\text{‰}$).

Таким образом, изотопный состав фреатического кальцита пещеры Подарочной сильно облегчен как по углероду, так и по кислороду, в сравнении с условно-неизменной породой (на $11,0\text{‰}$ и $6,3\text{‰}$ соответственно), а в зоне толщиной около 12 мм под кальцитом наблюдается направленное высокоградиентное изменение изотопного состава от значений породы к значениям кальцита.

Фреатический кальцит из пещеры Беш-Кош-4 демонстрирует сходные характеристики (рис. 111). Он характеризуется значениями $\delta^{13}C = -8,9 \pm 0,1\text{‰}$ и $\delta^{18}O = -8,9 \pm 0,2\text{‰}$ ($n=9$), что на $10,2\text{‰}$ и $6,3\text{‰}$ ниже средних значений для неизменных палеогеновых известняков. В зоне толщиной 15-18 мм под кальцитовым покровом, величины $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ уменьшаются с высоким градиентом по направлению к контакту.

Таким образом, фреатический кальцит во всех трех местонахождениях имеет очень близкие изотопные характеристики, что указывает на сходство свойств минералообразующих флюидов в широком секторе Предгорья от р. Бельбек до р. Альма. Два керна из разных мест (Подарочная и Беш-Кош-4), которые дают непрерывный разрез через кальцит и подстилающую породу в стенке пещерных каналов, демонстрируют сходную картину изменений изотопного состава в пристеночном слое. Очевидно, что изменения такого рода происходили при взаимодействии с теми же флюидами, которые откладывали кальцит.

7.4.9. Образцы материала тафони

В обнажениях Предгорного Крыма широкое развитие получили тафони. Это ячеистые, сотовые, иногда губчатые или нерегулярные, объемно-каркасные структуры более крепко-цементированного материала (по сравнению с окружающим субстратом), образующие характерные глубоко "изъеденные" поверхности известняков (см. подраздел 4.2.2). Их образование связывалось с действием выветривания на обнаженные поверхности известняков, однако причины избирательности их формирования и морфологического своеобразия не находили объяснения. Наши исследования указывают на то, что тафони образуются в результате формирования объемно-каркасной структуры пристеночной зоны гипогенных трещинно-карстовых каналов при взаимодействии каналовых и поровых флюидов и последующего препарирования этой структуры в ходе спелеогенного промыва и/или внешнего выветривания (см. подраздел 6.1.4).

Образцы выступающего материала TAF-1 и TAF-2 взяты из обнажения датских известняков в районе пещеры Подарочная (междуречье Бельбек-Кача), представляющего типичную поверхность тафони. Образец TAF-1 взят из вертикальной перегородки субпараллельной поверхности обнажения толщиной до 2 см, местами образующей внешнюю "кору" разрушающегося тафонинесущего слоя (рис. 116). В поперечном разрезе образца видна темная граница, отделяющая внешний (вверху на фото Б) слой толщиной 3-4 мм. Образец TAF-2 является

материалом губчатого каркаса тафони и визуально однороден.

Изотопные профили были выполнены поперек образцов с шагом 2 мм. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ незначительно варьируют вокруг средних, соответственно, 2,1‰ ($\pm 0,1$ ‰) и -1,8‰ ($\pm 0,2$ ‰) в образце TAF-1 и 1,9‰ ($\pm 0,1$ ‰) и -2,1‰ ($\pm 0,1$ ‰) в образце TAF-2. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ по профилю в образце TAF-1 уменьшаются, соответственно, на 0,2‰ и 0,4‰ относительно прочих, находящихся в узком коридоре. В образце TAF-2 вариации значений беспорядочны.

Изотопный состав образцов материала тафони несколько утяжелен по углероду (на 0,6-0,8 ‰) относительно неизменных палеогеновых известняков. На кросс-диаграмме $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 117) значения для тафони смещены вверх из поля значений неизменных пород, что согласуется с гипотезой образования тафони по метасоматически измененной зоне, обрамляющей карстовые каналы. Смещение в сторону утяжеления в этих образцах намного более значительно относительно обычных характеристик пород в пристеночном слое каналов исследованных кернов (на 3,5-4,0 ‰ по углероду и на 2,5-3,0‰ по кислороду). Соответственно, изменения основного тренда (облегчение изотопного состава углерода и кислорода) и тренда тафони (утяжеление по углероду) обусловлены взаимодействием с разными флюидами. Воспроизводимость тренда тафони, однако, требует дополнительных подтверждений по образцам из других местонахождений и пород.

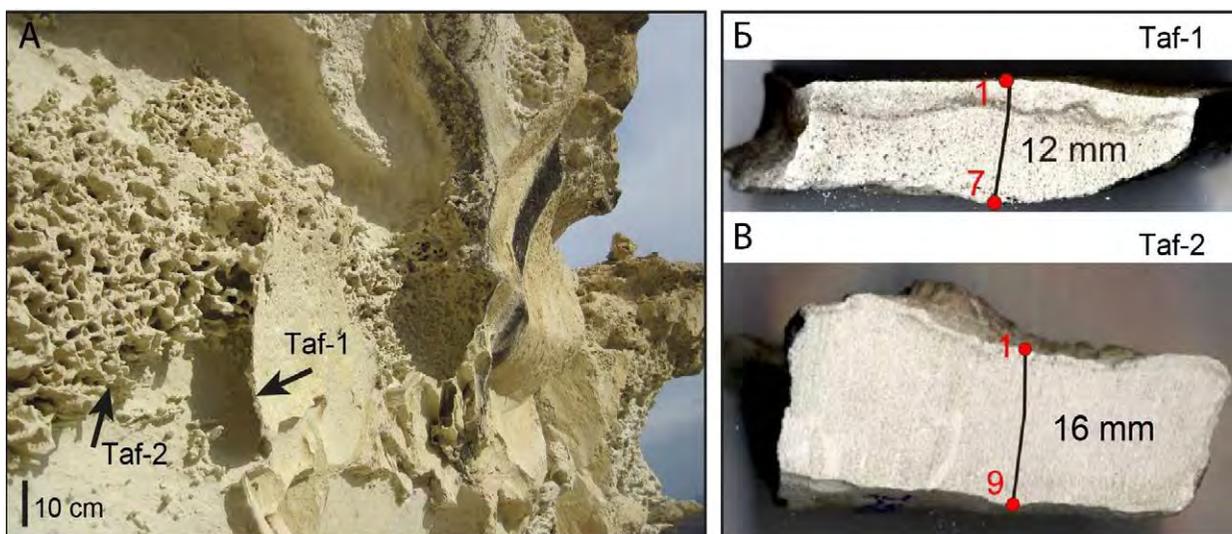


Рис. 116. Места отбора образцов тафони TAF-1 и TAF-2 в обнажении датских известняков в секторе куэсты Бельбек-Кача (А) и фотографии срезов образцов с положениями изотопных профилей (Б, В).

7.4.10. Обсуждение изотопных данных

При взаимодействии вода-порода изотопные системы кислорода и углерода практически независимы. Изотопный состав кислорода воды в карстовых системах определяется, прежде всего, климатическими и гидрогеологическими факторами (условиями питания карстовых массивов). В случае глубокой циркуляции в условиях гипогенного карста, можно ожидать некоторого изменения изотопного состава кислорода за счет обменных реакций вода-порода при повышенных температурах. Практически, однако, было показано, что изотопный состав кислорода воды остается неизменным, и сохраняет четкий палеоклиматический сигнал, даже в случае воды, фильтрующейся на расстояния порядка 60-100 км (время в пути 1000-2000 лет) в условиях слабостермального (температура источников в зоне разгрузки ок. 35 °C) напорного горизонта в карбонатных породах (Devils Hole... 2006).

Изотопный состав углерода карстовых вод определяется составом растворенного неорганического углерода, который, в свою очередь, определяется изотопным составом источников, поставляющих углерод в систему. Это, прежде всего, окисленный углерод почвенной зоны, который зависит от ряда параметров, важнейший из которых – плотность и видовой состав растительности в области питания. Кроме того, углерод поступает в карстовые воды при растворении вмещающих карбонатных пород. В случае гипогенного карста, возможны дополнительные источники углерода в растворе, к примеру, глубинные углеродсодержащие газы, такие как CO_2 и CH_4 . При этом, восстановленные газы не участвуют прямо в химических реакциях растворения-отложения карбоната, и поэтому могут влиять на изотопный состав последнего только опосредованно, путем изотопных обменных реакций с окисленными углеродными частицами (CO_2 , HCO_3^-) минералообразующего раствора (Фор, 1989). В условиях относительно невысоких температур гипогенного карста, эти обменные реакции протекают очень медленно, делая, таким образом, описанный механизм изотопного изменения слабоэффективным.

Карбонаты, отлагающиеся в условиях, близких к равновесию с минералообразующим водным раствором (к примеру, фреатические спелеотемы), имеют изотопный состав кислорода, который определяется составом кислорода воды и температурно-зависимым коэффициентом

фракционирования. Изотопный состав углерода соответствует составу растворенных карбонатных частиц (в большинстве случаев – гидрокарбонат-иона), при этом изотопное фракционирование слабо зависит от температуры.

В случае реакции метасоматического изменения вода-порода, изотопный состав карбонатной породы (как O, так и C) может изменяться, смещаясь в сторону изотопного состава воды. При этом появляется еще один параметр, степень протекания обменной реакции, который иногда выражается как отношение вода-порода (water-rock ratio, W/R). Очень малые значения этого параметра соответствуют ситуации неизменной породы, тогда как очень большие – ситуации, в которой изотопное изменение породы максимально (достигнуто изотопное равновесие в системе вода-порода).

Изменение изотопного состава карбонатных пород может происходить как в результате метасоматических реакций (растворение-отложение, диффузия), так и в результате осаждения вторичного карбоната в поровом пространстве породы. При этом, суммарным выражением этих процессов должно быть описанное выше смещение изотопных характеристик карбонатной породы в сторону характеристик реагирующей с ней воды.

Изотопный обмен между холодными карстовыми водами и карбонатной породой в эпигенных карстовых системах обычно протекает медленно. Взаимодействие в системе вода-порода выражается преимущественно в растворении, и в условиях интенсивного водообмена зоны изотопного изменения в породе, как правило, не успевают образоваться, поскольку порода постоянно удаляется растворением. В гипогенных карстовых системах, характеризующихся относительной закрытостью, низкой интенсивностью водообмена, определяющей большую длительность взаимодействия вода-порода, повышенными температурной и давлением, возможностью достижения флюидами (на некоторых этапах развития системы) равновесия с вмещающими породами, можно ожидать взаимодействия в системе флюид-порода, изменяющего изотопный состав породы. Таким образом, выявление систематических изменений изотопного состава пород вблизи карстовых каналов является свидетельством взаимодействия в прошлом и может, с учетом характера изменений, рассматриваться как важный признак гипогенного спелеогенеза. Характер таких изменений может

Таблица 6.

Изменения изотопного состава углерода и кислорода по профилю кернов, в образцах фреатического кальцита и материала тафони

Образец	Изменение основной (внутренней) части профиля относительно неизменной породы		Изменение в узкой пристеночной зоне относительно основной части профиля		Ширина узкой пристеночной зоны с изменениями относительно основной части профиля, мм
	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	
T1	↓	↓	↑	↓	4-5
T2	↓	↓	↓	↓	10
T3	↓	↓	↓	↓	4-5
LC	↓	↓	↓	↓	10
LCT	↓	↓	↑	↑	50
Besh-Kosh	↓	↓	↓	↓	15
Kachi-5	↑	↓	-	-	-
Kachi-6	-	-	-	-	-
Dush	↑	↓	-	-	-
Кальцит Таврской	↓	↓	н.п.	н.п.	н.п.
Кальцит Подарочной	↓	↓	н.п.	н.п.	н.п.
Кальцит Беш-Кош	↓	↓	н.п.	н.п.	н.п.
Тафони	↑	-	н.п.	н.п.	н.п.

Примечания:
 ↑ - утяжеление (обогащение тяжелым изотопом)
 ↓ - облегчение (обогащение легким изотопом)
 - - значимое изменение отсутствует
 н.п. - не применимо

давать важную информацию о характеристиках флюидов и о флюидной истории массива.

Ранее исследования изотопно-геохимических изменений пород вокруг флюидопроводящих каналов проводились, главным образом, для гидротермальных систем, в основном применительно к проблемам рудообразования и формирования месторождений углеводородов. В последние годы появились первые работы по исследованию этих эффектов при гипогенном спелеогенезе, в том числе низкотемпературном (Speleothems from the high-alpine..., 2004; Identifying low-temperature..., 2009; Dublyansky, Spötl, 2008, Isotopic indications..., 2011).

Проведенное в Предгорном Крыму исследование изотопного состава углерода и кислорода в породе пристеночной области карстовых полостей показывает наличие выраженных изменений относительно средних значений неизменных пород в большинстве кернов, а также наличие высокоградиентных изменений в узкой пристеночной зоне во многих из них. Ниже приводится резюме характеристик изменений изученных образцов (см. также табл. 6).

Керн T1 – изотопный состав углерода и кислорода во внутренней части профиля заметно облегчен в сравнении с неизменными палеогеновыми известняками. Во внешней зоне шириной около 4 мм проявляется высокоградиентное изменение, с утяжелением углерода на 2,5‰ и облегчением кислорода почти на 2,0‰ в сравнении со средними значениями внутренней части профиля.

Керн T2 – изотопный состав углерода и кислорода во внутренней части профиля заметно облегчен в сравнении с неизменными палеогеновыми известняками. Во внешней зоне шириной около 10 мм проявляется высокоградиентное изменение с облегчением углерода и кислорода, соответственно на 2,5‰ и почти на 2,0‰, в сравнении со средними значениями внутренней части профиля.

Керн T3 – изотопный состав углерода и кислорода во внутренней части профиля заметно облегчен в сравнении с неизменными палеогеновыми известняками. Во внешней зоне толщиной около 4 мм проявляется высокоградиентное изменение с облегчением углерода и кисло-

рода, соответственно на 4,5‰ и почти на 3,0‰, в сравнении со средними значениями внутренней части профиля.

Керн LC – изотопный состав углерода и кислорода во внутренней части профиля заметно облегчен в сравнении с неизменными палеогеновыми известняками. Во внешней зоне толщиной около 10 мм проявляется высокоградиентное изменение, с облегчением углерода и кислорода, соответственно на 5,7‰ и 3,3‰, в сравнении со средними значениями внутренней части профиля.

Керн LCT – изотопный состав углерода и кислорода во внутренней части профиля заметно облегчен в сравнении с неизменными палеогеновыми известняками. Во внешней зоне толщиной около 50 мм проявляется незначительное утяжеление состава углерода и кислорода в сравнении со средними значениями внутренней части профиля.

Керн Besh-Kosh – изотопный состав углерода и кислорода во внутренней части профиля заметно облегчен в сравнении с неизменными палеогеновыми известняками. Во внешней зоне толщиной около 15 мм проявляется высокоградиентное изменение, с облегчением углерода и кислорода, соответственно на 3,6‰ и 4,9‰, в сравнении со средними значениями внутренней части профиля.

Керн Kachi-5 – заметных трендов значений изотопного состава углерода и кислорода по профилю не обнаруживается. Состав углерода несколько утяжелен (на 0,7‰), а состав кислорода – облегчен (на 1,2‰) в сравнении с неизменными палеогеновыми известняками из близрасположенного карьера.

Керн Kachi-6 – заметных трендов значений изотопного состава углерода и кислорода по профилю не обнаруживается, а характерные значения близки к составу неизменных палеогеновых известняков из близрасположенном карьере.

Керн Dush-2 – проявляются разнонаправленные тренды в изменении изотопного состава к стенке канала – к утяжелению по углероду и облегчению по кислороду.

Фреатический кальцит из пещер Таврская, Подарочная и Беш-Кох-4 – изотопный состав углерода и кислорода кальцита существенно легче, чем неизменных пород (на 10,0‰, 11,0‰, 10,2‰ для углерода и на 5,5‰, 6,3‰ и 6,3‰ для кислорода).

Материал структурного каркаса тафони – несколько утяжелен по углероду (на 0,6 – 0,8‰) относительно неизменных палеогеновых известняков и близок к ним по кислороду.

Отмечаемые почти повсеместно (кроме образца Kachi-5) отличия изотопного состава пород основных (внутренних) частей профилей кернов, обычно плоских на графиках, от изотопных характеристик заведомо неизменных пород, указывают на распространение изменений от стенок каналов вглубь породы на значительное расстояние, превышающее максимальную длину кернов. Существование такой широкой зоны изменений убедительно подтверждено данными исследования керна Skal-24 в закарстованном обрыве, находящемся в непосредственной близости от надежно охарактеризованных неизменных пород в карьере (см. рис. 100, 102 и 103). Отсутствие заметных трендов в этой части профилей свидетельствует о достижении равновесия с каналовыми флюидами. Преобладающая направленность изменений в этой широкой зоне состоит в облегчении изотопного состава, как по углероду, так и по кислороду. Исключение составляют образцы Kachi-5, Dush и тафони, где изотопные профили показывают тренд к утяжелению состава углерода.

На фоне измененных характеристик широкой зоны, во многих образцах (керны T-1, T-2, T-3, LC, LCT, Besh-Kosh) ярко проявляются высокоградиентные изменения в узкой пристеночной зоне, толщина которой составляет 4-15 мм. Эти изменения направлены в большинстве образцов в ту же сторону, что и изменения в широкой зоне, т.е. к обогащению породы легкими изотопами углерода и кислорода. Исключение составляет керн T1, где проявляется четкий тренд к утяжелению по углероду (при облегчении по кислороду). Поскольку этот тренд в узкой зоне "наложен" на более универсальный тренд широкой зоны (облегчение), то обуславливая его фаза активности флюидов с другими характеристиками должна быть более поздней, чем та, которая сформировала изменения широкой зоны. Тенденция к утяжелению углерода и кислорода намечена в образце LCT, однако тут она проявлена слабо.

Абсолютная величина изменения изотопного состава углерода в пределах узкой пристеночной зоны несколько выше, чем кислорода (в соответствующих парах), и составляет от 0,7‰ до 4,5‰. Изменения состава кислорода в этой зоне варьи-

руют от 2,0‰ до 4,9‰. Отличия изотопного состава фреатического кальцита от состава неизмененных пород достигают по углероду 11,0‰ и по кислороду 6,3 ‰ (облегчение).

Изотопные значения углерода и кислорода породы в узкой зоне по образцам демонстрируют хорошую позитивную корреляцию (за исключением образцов, где углерод утяжеляется), что обуславливает выраженное линейное распределение значений на диаграмме $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ и также свидетельствует о направленности и "флюидообусловленности" изменений.

Таким образом, наличие, величина и характер изменений изотопного состава углерода и кислорода в породе пристеночной области карстовых полостей однозначно указывают на тесное взаимодействие между поровыми флюидами породы и флюидами, когда-то мигрировавшими по этим каналам, что присуще относительно закрытым гидрогеологическим условиям. Поскольку речь идет о породах в стенах хорошо разработанных карстовых каналов, то развитие таких каналов, даже если не однофазное с обусловившими это изменение флюидами, однозначно связано с гипогенным спелеогенезом. Формирование изотопно-измененной зоны в стенке карстовой полости подразумевает, что либо образование самой полости растворением предшествовало периоду изменения, либо продвижение фронта изменения вглубь породы происходило быстрее, чем удаление материала с поверхности стенки растворением.

Взаимоотношения изотопных характеристик изученных образцов и их частей хорошо иллюстрируются на диаграмме $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$, которая позволяет анализировать направленность изменений (рис. 117). Анализ этой диаграммы, а также данных таблицы 4, показывает наличие закономерных и хорошо выраженных трендов в изменениях изотопного состава углерода и кислорода в результате взаимодействия в системе флюид-порода.

Главным трендом (тренд 1) является облегчение изотопного состава углерода и кислорода. Этот тренд проявляется в смещении в сторону облегчения изотопного состава пород внутренних частей кернов, а также гораздо более выразительно – в высокоградиентных изменениях в узкой пристеночной зоне ряда образцов. Последнее установлено в образцах Т2, Т3, LC и Besh (пещеры Таврская, Подарочная и Беш-Кош). Примечательно, что этот тренд направлен

от неизмененных пород соответствующих местностей в сторону значений С и О фреатического кальцита из соответствующих пещер (образующих единое поле), что указывает на единство флюидов, производивших изменения изотопного состава породы и откладывавших кальцит. Дополнительным свидетельством того, что изменения пород в пристеночном слое были постдиагенетическими, является более изотопно-тяжелый состав раковин моллюсков, выпадающий из полосы изотопно-облегченных значений микритовой массы породы в пристеночной зоне и соответствующий неизменной породе. Это объясняется более высокой плотностью и меньшей проницаемостью раковин для поровых флюидов.

На рис. 117 отчетливо видно, что изотопные значения фреатического кальцита LC, T14 и Besh а также измененных пород LC, T2, T3 и Besh образуют хорошо определенный единый линейный тренд (тренд 1; $R^2=0,97$). На этой же линии, но с противоположной направленностью от неизмененных пород (т.е. в сторону утяжеления по углероду и кислороду), располагаются изотопные значения внешней части керна LCТ (пещера Подарочная. Интересно, что эти изменения исходного изотопного состава породы направлены в сторону поля значений материала тафони (тренд 2). Напомним, что стенка, откуда отбирался образец, имеет явную тафониоподобную морфологию (см. рис. 108 Б), что подчеркивает неслучайность такой направленности изменения. Можно предполагать, что это изменение изотопного состава породы происходило при взаимодействии с флюидами другого состава и происхождения (т.е. в иную фазу флюидной истории массива), чем флюиды, изменявшие состав породы согласно главному тренду.

Еще одно направление в изменении изотопного состава пород под воздействием циркулировавших по трещинно-карстовым каналам флюидов выражается в утяжелении по углероду и облегчении по кислороду (тренд 3 на рис. 117), что выявлено в образце Т1 (пещера Таврская).

Изотопные значения материала тафони дают на диаграмме $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ компактное поле, несколько смещенное от неизменной породы этой местности в сторону утяжеления по углероду, что согласуется с гипотезой образования тафони по метасоматически измененной зоне, обрамляющей карстовые каналы. Смещение в сторону утяжеления в этих образцах намного

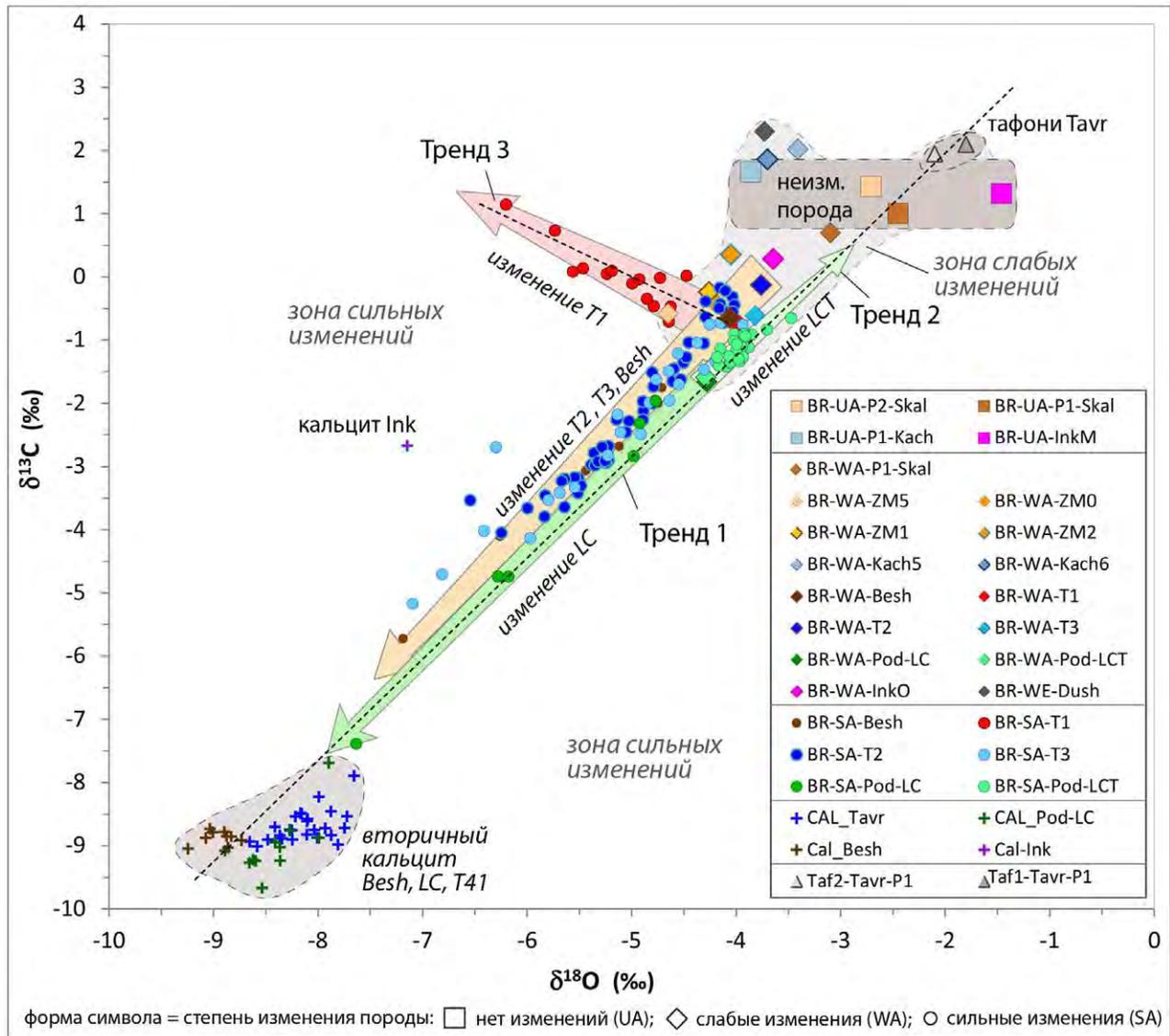


Рис. 117. Изотопный состав углерода и кислорода палеоценовых известняков, фреатического кальцита пещер и материала тафони. Цветные стрелки показывают направления изменений в образцах и группах. Условные обозначения: *квадраты* (BR-UA) – средние значения для неизменных пород; *ромбы* (BR-WA) – средние значения для внутренних частей ядер; *кружки* (BR-SA) – индивидуальные значения в узких пристеночных зонах ядер; *кресты* (CAL) – индивидуальные значения для фреатического кальцита; *треугольники* – средние значения для материала тафони. Skal – с. Скалистое; Ink – Инкерман; Kach – Качи-Кальон; Т и Tavr – пещера Таврская; Pod – Подарочная; Besh – Беш-Кош; ZM – пещера Змеиная; Dush – пещера Душевского.

более значительно относительно характеристик пород в пристеночном слое каналов исследованных ядер. Соответственно, изменения основного тренда (облегчение изотопного состава углерода и кислорода) и тренда тафони (утяжеление по углероду) обусловлены взаимодействием с разными флюидами. Воспроизводимость тренда тафони, однако, требует дополнительных подтверждений по образцам из других местонахождений и пород.

Таким образом, исследования изотопного состава пород пристеночных зон карстовых

полостей, фреатического кальцита и материала тафони указывают на связь выявленных особенностей с флюидами нескольких различных типов. Можно предположить, что выявленные в различных образцах (группах) изменения изотопного состава связаны с разными фазами эволюции глубинной флюидной системы, между которыми существенно изменялись источники углерода (и его изотопный состав), а также, возможно, температура флюидов. Эти фазы могли не соответствовать, или не полностью соответствовать, фазам собственно спелеогенеза, т.е.

фазам расширения каналов миграции флюидов за счет растворения, но фазы спелеогенеза предшествовали фазам преимущественного изотопного изменения пород или перемежались и отчасти совпадали с ними.

Источниками неорганического углерода во флюидах, взаимодействовавших с породами могли быть, на разных фазах развития геогидродинамической системы, CO_2 от глубинного термометаморфизма карбонатных пород или магматических процессов, углерод от гидротермального растворения в глубоких горизонтах, термальной деградации органического вещества пород и углеводородов, а также углерод почвенной зоны в области питания вод различных горизонтов и комплексов. Е.Ф. Шнюковым с соавторами (Грязевой вулканизм..., 1992; Грязевые вулканы Керченско-Таманского..., 2006) показано, что источником углерода при формировании кальцитов грязевых вулканов Керченского полуострова являлись углеводородные флюиды глубинной дегазации, претерпевавшие в разной, в том числе значительной, степени термическую и окислительную деструкцию. Процессы

восходящей миграции флюидов захватывали на определенных этапах геодинамического развития и Горный Крым с Предгорьем. Упомянутые варианты эволюции углерода дополнительно разнообразились различной историей раскрытия глубинных флюидных систем и обуславливали большие вариации изотопного состава восходящих к палеоценовым известнякам флюидов, как во времени, так и по различным участкам Предгорья.

7.5. Абсолютное датирование вторичного кальцита

Выявление в пещерах юго-западного района Внутренней гряды двух типов вторичных кальцитовых отложений, *субаквальных*, сформированных во фреатических условиях (что в слоистой толще эквивалентно условиям напорного водоносного комплекса), и *субаэральных*, сформированных в вадозных условиях, предоставило потенциальную возможность определить временные рамки важного этапа в развитии рельефа и эволюции гидрогеологических условий региона – этапа гео-



Рис. 118. Субаквальный (фреатический) кальцит в пещерах Внутренней гряды: А – остатки подрастворенной коры в потолочных куполах (вид снизу вверх) пещеры Таврская; Б – фрагменты коры в рифтовом ходе пещеры Таврская; В – кора в пещере Подарочная.

Таблица 7.

Результаты абсолютного датирования субаэрального кальцита (сталагмитов) пещеры Таврская по U/Th соотношениям.

Образцы, точки датировок	Локализация образцов и точек	Возраст, тыс. лет	Ошибка, ± тыс. лет
Сталагмит Т19	Главная галерея		
T19-I-A	<i>вершина</i>	14	0,9
T19-III-A	<i>нижняя часть</i>	125	10,8
T19-IV-A	<i>основание</i>	129	8,19
Сталагмит Т21	Главная галерея		
T17-A	<i>вершина</i>	64	3,21
T17-B	<i>средняя часть</i>	115	9,70
T17-C	<i>основание</i>	127	8,40
Сталагмит Т22	Главная галерея		
T22-S-II-A	<i>нижняя часть</i>	128	12,20
T22-S-II-B	<i>основание</i>	130	7,8
Сталагмит Т33	Главная галерея		
T33-I-A	<i>вершина</i>	67	1,5
T33-I-B	<i>средняя часть</i>	120	8,5
T33-II-A	<i>основание</i>	125	13,6

Примечание: Датирование выполнено методом плазменной масс-спектрометрии (MC-ICPMS) в лаборатории университета Киля (Германия; аналитик Антон Эйзенхауер). Подробности аналитических процедур содержатся в (Determination of uranium..., 2005).

Таблица 8

Результаты абсолютного датирования субаквального кальцита (коры) пещер Таврская и Подарочная по U/Th соотношениям.

Пещера, образец	Локализация	Возраст, тыс.лет	Ошибка, тыс.лет	Лаборатория
Таврская				
T41	Рифт в 1-й галерее, кора	417	+44/-31	Гейдельберг
T16	Рифт во 2-й галерее (Козий лаз), кора	381	+56/-32	Гейдельберг
Подарочная				
POD1 (LC)	Рифт	263	+3/-3	Миннесота
POD2	Рифт	378	+64/-39	Гейдельберг

Примечание: Датирование выполнено методом термоионизационной масс-спектрометрии (TIMS) в лабораториях университетов Миннесоты (США; аналитик Хай Чен) и Гейдельберга (Германия). Подробности аналитических процедур содержатся в (Edwards et al., 1987).

морфологического раскрытия палеоценовой толщи (формирования палеоценовой куэсты) и соответствующего изменения гидрогеологических условий с фреатических на вадозные. Современные методы плазменной и термоионизационной масс-спектрометрии позволяют осуществлять датирование пещерного кальцита по U/Th соотношениям с высокой точностью в пределах до 500-700 тыс. лет.

Субаквальные кальцитовые коры обнаружены в пещерах Таврская, Подарочная и Беш-Кош. В пещере Таврской крупные фрагменты кальцитовой коры этого типа обнаружены в рифтовом ходе, а также на стенах и сводах основной галереи в области примыкания к рифтовому ходу (рис. 118 А, Б). В последнем случае коры несут явные следы растворения в условиях полного водонасыщения (рис. 118 А). В пещере Подарочной коры этого типа покрывают нижнюю часть стен рифтового хода (рис. 118 В).

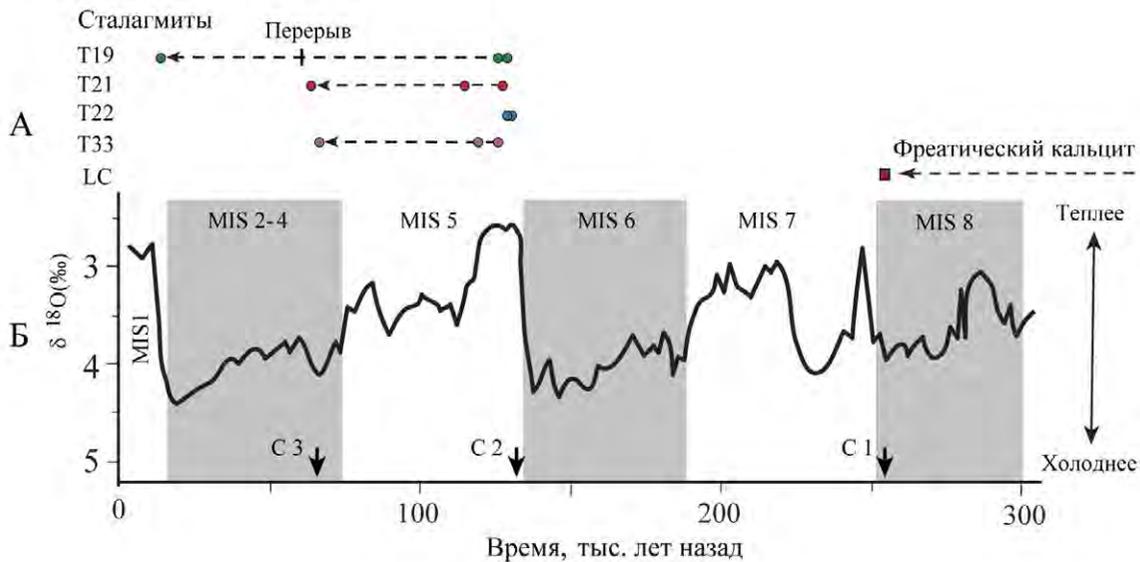


Рис. 119. А - датировки субэдральных отложений из пещеры Таврская (сталагмиты; даты обозначены кружками) на временной шкале. Позднейшая дата субаквального кальцита (пещера Подарочная) обозначена красным квадратом. Б – кривая, отражающая глобальные изменения климата в гляциальные и межгляциальные эпохи и стадии климатических изменений по изотопии кислорода донных морских осадков MIS (On the role of the Agulhas..., 2011). Стрелки на шкале времени отмечают события: С1 – завершение отложения фреатического кальцита в каналовой системе восходящего источника; С2 – начало образования сталагмитов – минимальный возраст перехода каналовой системы в субэдральное состояние; С3 – прекращение роста большинства сталагмитов.

Образцы кальцита обоих типов были подвергнуты абсолютному датированию по соотношениям U/Th методами плазменной и термоионизационной масс-спектрометрии в лабораториях университетов Миннесоты (США), Киля и Гейдельберга (Германия). Датированию подвергнуты четыре сталагмита из пещеры Таврской, в каждом из которых определения выполнены по трем точкам вдоль оси роста. Результаты представлены в таблице 7. Для фреатического кальцита выполнены четыре датировки по образцам из пещер Таврская и Подарочная. Результаты датирования представлены в таблице 8. На рис. 119, показано распределение полученных дат для сталагмитов по шкале времени в сопоставлении со шкалой морских изотопных стадий (MIS). Поскольку пещеры Таврская и Подарочная находятся в одном куэстовом массиве в междуречье Бельбек-Кача, на расстоянии около 400 м друг от друга, правомерна совместная геоморфологическая и палеогидрогеологическая интерпретация результатов датирования их образцов.

Выполненное впервые для региона абсолютное датирование разнотипных кальцитовых отложений из пещер Таврской и Подарочной дает временную привязку важного периода спелеогенетической и геоморфологической эволюции региона – раскрытия палеоценовой куэсты и системы напорных водоносных горизонтов мел-палеоценовой толщи, т.е. периода завершения активного развития гипогенных карстовых систем. Этот период ограничен рубежами С1 и С2 на рис. 119. Интерпретация гидрогеологических и геоморфологических условий, соответствующих этим рубежам, дана в разделе 8. Полученные датировки также позволяют оценить скорость денудационного углубления южной продольной депрессии в юго-западном секторе Предгорного Крыма в период с конца среднего плейстоцена (см. раздел 8.3).

8. РАЗВИТИЕ ГИПОГЕННОГО КАРСТА ПРЕДГОРНОГО КРЫМА И ЕГО РОЛЬ В ГЕОМОРФОГЕНЕЗЕ РЕГИОНА

8.1. Концептуальная модель спелеогенеза

Результатами комплексных исследований, выполненных в рамках настоящей работы, всесторонне обосновывается гипогенное происхождение каналово-полостных систем в Предгорном Крыму - их формирование в закрытых и полузакрытых гидрогеологических условиях слоистого напорного водоносного комплекса, в относительно низкодинамичной среде, при взаимодействии восходящих трещинно-жильных вод глубокой циркуляции с пластовыми водами отложений верхнего структурного яруса, при большой роли конвективной циркуляции в морфогенезе образующихся полостей. Свидетельства такого происхождения отражены в структуре, условиях заложения, взаимоотношениях с поверхностью, морфологии и отложениях каналово-полостных систем, а также в изменениях изотопного состава углерода и кислорода в пристеночной зоне каналов. В структуре и морфологии полостей отчетливо выражены преобладание сквозьформационной организации и большая роль конвективной циркуляции, мезоформы которой являются одним из ключевых признаков-индикаторов гипогенного спелеогенеза. Вскрытие и раскрытие гипогенных каналово-полостных систем современным рельефом и их переработка внешними денудационными процессами определяют ключевые аспекты геоморфологического своеобразия Предгорного Крыма. В изотопных изменениях пристеночной зоны каналов и полостей отражено воздействие флюидов с характеристиками, отличными от вод нисходящего поверхностного питания, присущих эпигенному карсту.

Гипогенная трактовка спелеогенеза Предгорного Крыма хорошо согласуется с особенностями региональной геодинамической, геоморфологической и палеогидрогеологической эволюции.

С сарматского времени и до формирования существенной эрозионной расчлененности Предгорного Крыма, в его пределах существовала единая моноклиальная пластовая гидрогеологическая система верхнего (мел-палеоген-неогенового) структурного яруса, получавшая внешнее питание в приподнятых краевых обнажениях соответствующих коллекторов по северному контуру воздымающейся главной гряды и проводящая пластовые потоки в равниннокрымскую часть Причерноморского артезианского бассейна (рис. 120). Общие закономерности гидродинамики краевых частей артезианских бассейнов (Всеволожский, 1983, 2007; Шестопалов, 1981) обусловили формирование тут области восходящей разгрузки, чему в данном случае способствовало положение моноклинали в нарушенной и геодинамически активной полосе вдоль коллизийного шва между структурами Горного Крыма и Скифской плиты (Юдин, 2011). Этим обуславливалась сквозьформационная тектоническая нарушенность чехла и подтоки глубинных флюидов, усиливавшиеся в фазы геодинамической активизации. Существование восходящих глубоководных сквозьформационных флюидных систем в регионе иллюстрируется продолжающейся до сих пор грязевулканической активностью вдоль Северо-Керченской ретронадвиговой зоны - восточного продолжения Предгорной сутуры. Проходя через слоистую

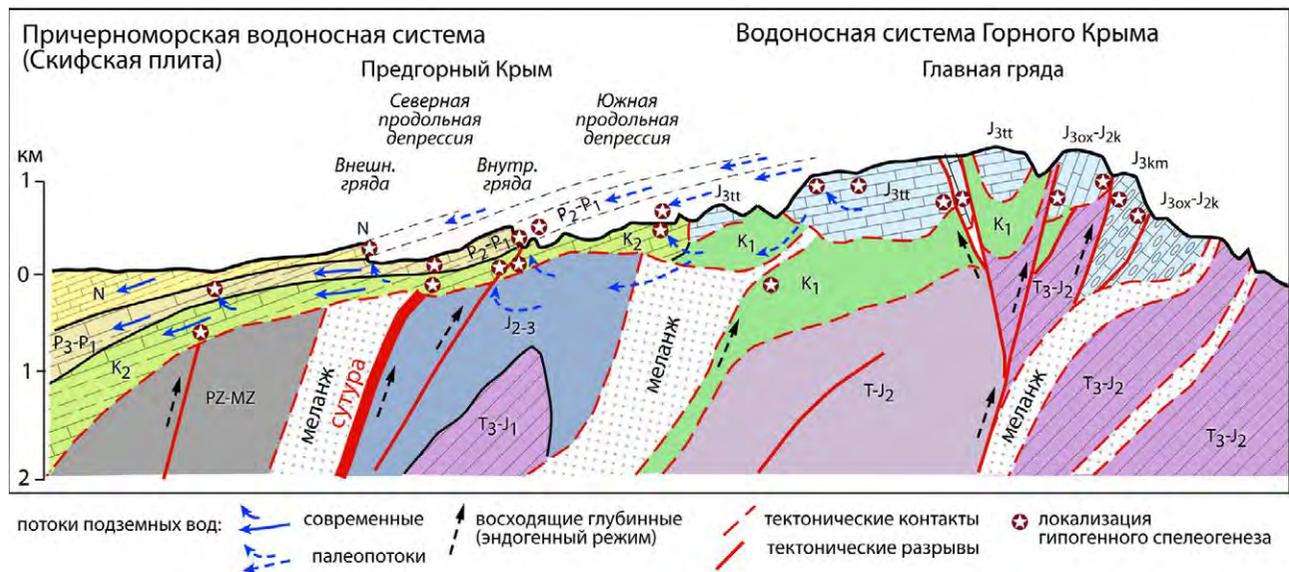


Рис. 120. Локализация гипогенного спелеогенеза в структуре потоков подземных вод в области сочленения надвиго-складчатой области Горного Крыма и Скифской плиты. Для складчатого основания показаны только палеопотоки, для мел-палеоген-неогенового чехла показаны современные потоки и палеопотоки в сдвинутой части. Тектоническое строение дано схематически на основе модели В.В. Юдина (2011).

систему верхнего структурного яруса, такие флюиды взаимодействовали с пластовыми водами последнего и совместно разгружались в полосе Предгорья.

Таким образом, в Предгорном Крыму существовали весьма благоприятные условия для гипогенного спелеогенеза, полностью соответствующие типу Д (Г-А) классификации его обстановок – "комбинированные обстановки взаимодействия восходящих линейно-локальных потоков по сквозьформационным флюидопроводящим системам с пластовыми потоками верхних этажей в адбассейнах и адмассивах" (Климчук, 2013).

Как показано А.Б. Климчуком (2013), в условиях гетерогенной и тектонически нарушенной пластовой структуры, в локальных гидравлических системах восходящих потоков формируется сложный каркас преимущественной фильтрации (КПФ) с поперечными и латеральными элементами (рис. 121 А), составляющий основу для формирования пространственно разобщенных, но генетически и функционально связанных, каналов и полостей на разных уровнях. Региональная концептуальная модель спелеогенеза, разработанная по результатам проведенных систематических исследований в Предгорном Крыму (рис. 121 Б), реконструирует такую функционально-генетическую систему и показывает связь различных типов каналов и полостей, выявленных

в различных частях гидростратиграфического разреза. Их пространственная разобщенность обусловлена, наряду с ограниченностью возможностей прямого спелеологического исследования, последующим (главным образом в течение плейстоцена) геоморфологическим раскрытием и расчленением пластовой структуры моноклиального склона (рис. 121 В), в результате чего гипогенные карстовые системы были переведены в реликтовое состояние и фрагментированы. Это расчленение пластовой структуры происходило, главным образом, по гипогенным каналово-полостным системам, чем определяется роль гипогенного карста в геоморфогенезе региона (см. раздел 8.4) и объясняется обилие и разнообразие экспонированных в обрывах карстопроявлений.

По классификации структур гипогенного спелеогенеза (Климчук, 2013), каналово-полостные структуры Предгорного Крыма относятся к группе А-II "структур в каркасах преимущественной фильтрации с доминированием сквозьформационной организации", типу 6 латерально-поперечных сквозьформационных структур по крупным трещинам и разломам, с латеральными пластовыми элементами полостной каймы или перемычек между смежными субвертикальными каналами.

Представленная на рис. 121 В региональная модель гипогенного спелеогенеза Предгорного

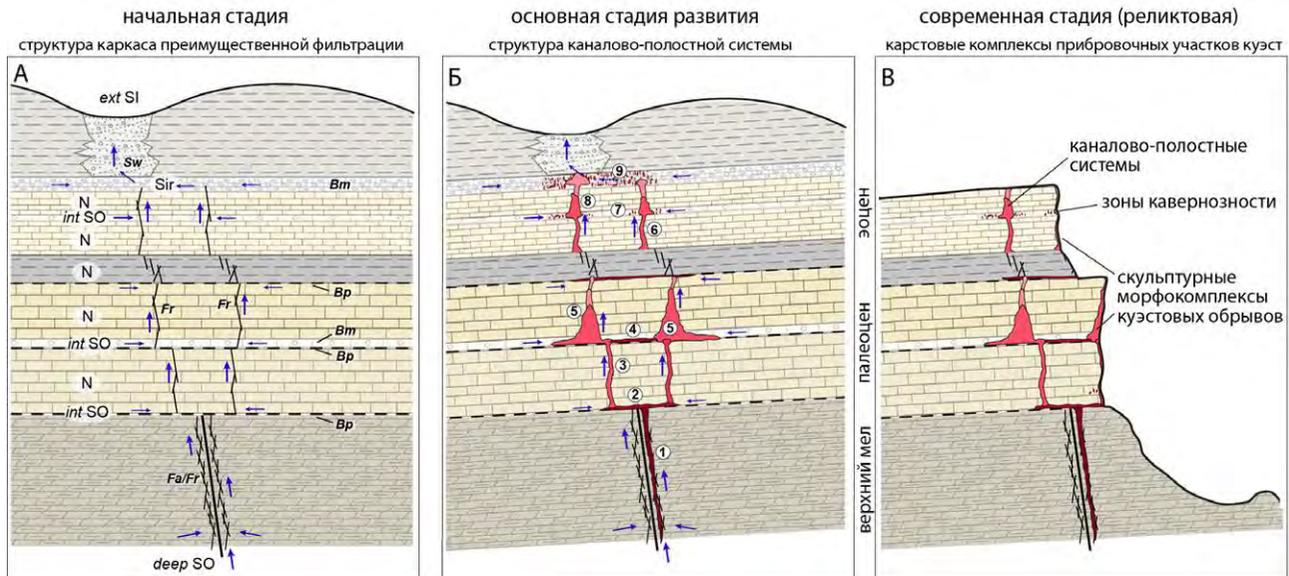


Рис. 121. Структура каркаса преимущественной фильтрации (А ; по Климчуку, 2013), региональная модель гипогенного спелеогенеза Предгорного Крыма (Б) и выражение фрагментов реликтовых каналово-полостных структур в современной геоморфологической обстановке (В). Условные обозначения к А: гидравлические режимы: SO – режим питания: *deep SO* – глубинный источник; *int SO* – промежуточный источник; SI – режим разгрузки; *ext SI* – внешняя область; N – нейтральный режим; флюидопроводящие элементы КПФ: *Vm* - слои высокой порово-микротрещинной (матричной) проницаемости; *Vp* - плоскости напластования; *Fr* - сквозьпластовые/внутрипластовые трещины; *Fa/Fr* - разломно-трещинные зоны; *Sw* – стратиграфические окна. Оттенками красного цвета на Б показаны элементы каналово-полостной системы, развитые по исходному КПФ. Цифры в кружках - см. пояснения в тексте.

Крыма отражает структуру системы в полном литостратиграфическом варианте, т.е. в присутствии маастрихтского, датского и симферопольского карбонатных слоев. Выпадение датских известняков из разреза в значительной части Предгорного Крыма лишь сокращает количество "ярусов" в каналово-полостной системе, но не изменяет ее структуру и функционирование.

Доступные для непосредственного изучения нижние элементы гипогенной каналово-полостной системы представлены вертикальными полостями рифтового типа в маастрихтских мергелях, проводившими восходящий поток от более глубоких частей разреза (цифровое обозначение 1 на рис. 121 Б; типоморфные примеры - пещера Душевского, рифтовые каналы в обнажениях Ак-Каи). После локального латерального перераспределения по контакту маастрихтских мергелей и вышележащих датских известняков (2), восходящий поток и спелеогенез контролировался субвертикальными трещинами в толще последних (каналы рифтового типа 3 и 5) и взаимодействовал с латеральным потоком по активной плоскости напластования и прослою повышенной проницаемости матрицы в датской толще (4). Рифтовые элементы в датских извест-

няках (3) закартированы в пещерах Таврской, Подарочной, Мангупской и многочисленных полостях-фрагментах в обнажениях палеоценовой куэсты. Взаимодействие восходящего и латерального потоков в средней части толщи возобновляло растворяющую способность вод (механизм "коррозии смешивания") и вызывало эффекты плотностной конвекции, что обусловило формирование крупных полостей с соответствующей скульптурной морфологией выше уровня взаимодействия (5). Восходящие перетоки по ослабленным зонам через нижнеэоценовые глинистые отложения и субвертикальным трещинам через вышележащую толщу симферопольских известняков создавали аналогичную структуру каналов в последней (6, 8; примеры – пещеры Змеиная, Алимова). Выраженные уровни взаимодействия восходящего и латерального потоков находятся в средней и верхней частях толщи симферопольских известняков (7, 9), четко идентифицируемые соответствующими спелеоформами (боковыми каналами и зонами кавернозности по контактам и отдельным слоям).

В скульптурной морфологии пещер и экспонированных стен каналов в обрывах куэст

обильно представлены мезоформы гипогенной морфологии: формы пристеночной кавернозной каймы (зоны кавернозности) – кластерные и стратиформные, крупные каверны по напластованию, конвекционные полусферические стенные ниши-карманы, организованные в вертикальные серии, латеральные ниши и камеры на уровне проницаемых слоев и плоскостей, формы восходящего питания (трещиннообразные и точечные фидеры) и разгрузки (купола и каминь). Выявленные формы организованы в морфологические комплексы восходящих потоков, что является четким индикатором гипогенного спелеогенеза (Климчук, 2013; Klimchouk, 2007, 2009).

8.2. Основные этапы развития гипогенного карста

Сопряженный анализ характеристик закарстованности, геолого-геоморфологических и гидрогеологических условий различных участков позволяет уточнить и детализировать схему региональной геоморфологической и гидрогеологической эволюции и этапов развития гипогенного карста Предгорного Крыма.

Условия для развития гипогенного спелеогенеза в мезо-кайнозойских отложениях нынешнего Предгорья формировались при выводе территории в континентальные условия после периода олигоцен-миоценового морского осадконакопления, с началом инфильтрационного промыва бассейна, развитием рельефа и формированием миоценовой поверхности выравнивания. В сармате территория была вовлечена в поднятия, в результате которых усилилась дифференциация рельефа в краевых частях пра-Альминского и пра-Белогорского артезианских бассейнов (структуры 2-го порядка в составе Причерноморского бассейна) и оформился моноклиальный склон. Денудационная часть миоценовой поверхности выравнивания простиралась от предгорий до линии Главной гряды (Лысенко, 1976), где формировалась раскрытая краевая область питания смежного к северу и северо-западу бассейна. Этапы освобождения Главной гряды от мел-палеогенового покрова освещены в работе Н.И. Лысенко (2002). Аккумулятивная часть поверхности выравнивания располагалась на месте нынешнего Предгорья и Индольской впадины. Судя по залегающим здесь коррелятным денудационной поверхности отложениям, в состав разрушаю-

щейся возвышенной части моноклинали входили известняки, мергели, песчаники и глины палеогенового и мелового возраста. В этой слоистой толще пород переменной в разрезе проницаемости, относительно спокойно залегающей с небольшим уклоном к северу и северо-западу и перепадом высотных отметок около 300 м, формировались латеральные потоки напорных пластовых вод. По сквозьформационным тектоническим разрывам, геодинамически активным в полосе Предгорья, в толщу верхнего структурного яруса поступали флюиды из глубоких частей осадочного чехла, взаимодействуя с латеральными потоками. Сквозьформационные флюидопроводящие системы в тогдашнем Предгорье можно соотнести с корневыми каналами грязевых вулканов, ныне распространенных в смежной к востоку полосе вдоль Северо-Керченской ретронадвиговой зоны - восточного продолжения Предгорной сутуры. По данным Е.Ф. Шнюкова и соавторов (Грязевые вулканы Керченско-Таманского..., 2006), максимальная активность грязевого вулканизма там приходилась на чокракское и сарматское время. Вероятно, что периоды активизации флюидной активности по сквозьформационным разрывным структурам в Предгорье были синхронными.

В послесарматское время, в связи с поднятиями Горного Крыма, оживлением разрывов и надвигов Предгорной сутуры и формированием постмиоценовых сбросов (Душевский, Лысенко, 1978), секущих поперек зону меланжей, в напорной системе артезианского склона пра-Белогорского и пра-Альминского бассейнов усиливались водообменные процессы. Этому способствовало продолжающееся денудационное раскрытие области питания и увеличение восходящей разгрузки межпластовых горизонтов в краевой области, особенно в тектонических узлах надвиговых и сбросовых разрывов. Локализация очагов разгрузки подземных вод на поверхность контролировалась более молодыми и лучше раскрытыми субмеридиональными нарушениями. С усилением разгрузки и локализацией ее очагов, усиливается эрозия и активизируется развитие консеквентных речных долин. Менее мощные источники, связанные с субширотными разрывами вдоль Предгорной сутуры, стимулируют эрозионное развитие субсеквентных притоков и заложение элементов южной продольной депрессии (ЮПД). Период усиления эрозионного расчленения (особенно слабопроницаемой толщи майкопских глин), восходящей

разгрузки и циркуляции подземных вод в течение плейстоцена, следует считать временем наиболее интенсивного развития гипогенных каналово-полостных систем в разновозрастных карбонатных породах слоистой толщи.

В начале плейстоцена, когда альпийский орогенез достиг своего максимума, предгорная часть палеобассейна окончательно превращается из области аккумуляции в область размыва (Душевский, 1987). Область питания артезианского бассейна, соответствующая Главной гряде и ее северному склону, стремительно расчленяется под действием эрозии, гравитации, физического выветривания. Резкая активизация гипогенного спелеогенеза связана с оформлением и углублением Южной продольной депрессии, предположительно в течение раннего и среднего плейстоцена, что вызывало увеличение восходящей разгрузки пластовых напорных горизонтов в этой полосе в виде карстовых источников. Такая разгрузка, в свою очередь, усиливала дальнейшее эрозионное расчленение основания. Расчленение известняковых пластов, сначала эоценового, а затем и палеоценового, снимало напоры в соответствующих пластах и затем полностью их дренировало, что обуславливало переход гипогенных систем в реликтовое состояние. Снятие напоров и архимедовой поддержки вызывало частичную переработку гипогенной морфологии полостей гравитационными процессами – обрушение скульптурных перемычек между сближенными рифтами, потолочными каналами и купольными формами и прикрытие обвальными-гравитационными и водно-механическими отложениями питающих элементов в нижней части разреза полостей.

Время и темпы денудационного раскрытия, препарирования и эрозионного расчленения отдельных карбонатных толщ и известняковых слоев (т.е. приобретение районом куэстового облика), различались для различных секторов Предгорья. Раньше началось, и более полно реализовалось, денудационное раскрытие исходной моноклинали в юго-западной части Предгорья. В центральной и восточной частях оно реализовано в меньшей степени, а в отдельных секторах единая пластовая структура по уровню верхнемеловых отложений на северном склоне Главной гряды сохранилась до настоящего времени.

Выполненное датирование разнотипных кальцитовых отложений из пещер Таврской и Подарочной (см. раздел 7.5) дает возрастную

привязку важного периода спелеогенетической и геоморфологической эволюции в юго-западном секторе Предгорного Крыма – раскрытия палеоценовой куэсты и системы напорных водоносных горизонтов мел-палеоценовой толщи (Климчук и др., 2012). Этот период ограничен наиболее поздней датой субаквального кальцита (263 тыс. лет) и временем начала роста сталагмитов, маркирующих вадозные условия (130 тыс. лет). Ниже дается интерпретация гидрогеологических и геоморфологических условий, соответствующих этим рубежам, визуализированная на рис. 122.

1. Отложение фреатического кальцита продолжалось по меньшей мере до времени 263 тыс. лет назад. Эта фаза соответствует второй половине среднего плейстоцена, концу морской изотопной стадии (MIS) 8 (периода похолодания), пику периода низкого положения уровня Мирового океана.

Кальцитовые коры пещер Подарочная, Таврская и Беш-Кош-4 являются отложениями восходящих карстовых источников. Они отлагались в условиях восходящего перетока вод, возможно слаботермальных (не выше примерно 50 °С по данным исследования флюидных включений), из нижележащих толщ через карстовую систему в палеоценовых известняках. Отложение кальцита происходило в близповерхностных условиях вследствие падения температуры и давления, сопровождающихся дегазацией. Аналогичный кальцит встречается во многих полостях современных или реликтовых восходящих карстовых источников, связанных с глубокой циркуляцией вод.

Залегание коры по сформированной ранее скульптурной поверхности пещер указывает на практически полное оформление морфологии последних ко времени отложения кальцита. Оно началось не позднее 417 тыс. лет назад (возможно значительно раньше) и продолжалось, по меньшей мере, до рубежа 263 тыс. лет назад (возможно и несколько позднее). Функционирование восходящих источников, питаемых гипогенными каналово-полостными системами (фрагменты которых представлены пещерами Подарочная, Таврская и Беш-Кош), с отложением фреатического кальцита в них, подразумевает, что днища эрозионных долин, углублением и слиянием которых будет впоследствии образована южная продольная депрессия, находилось выше этих полостей.

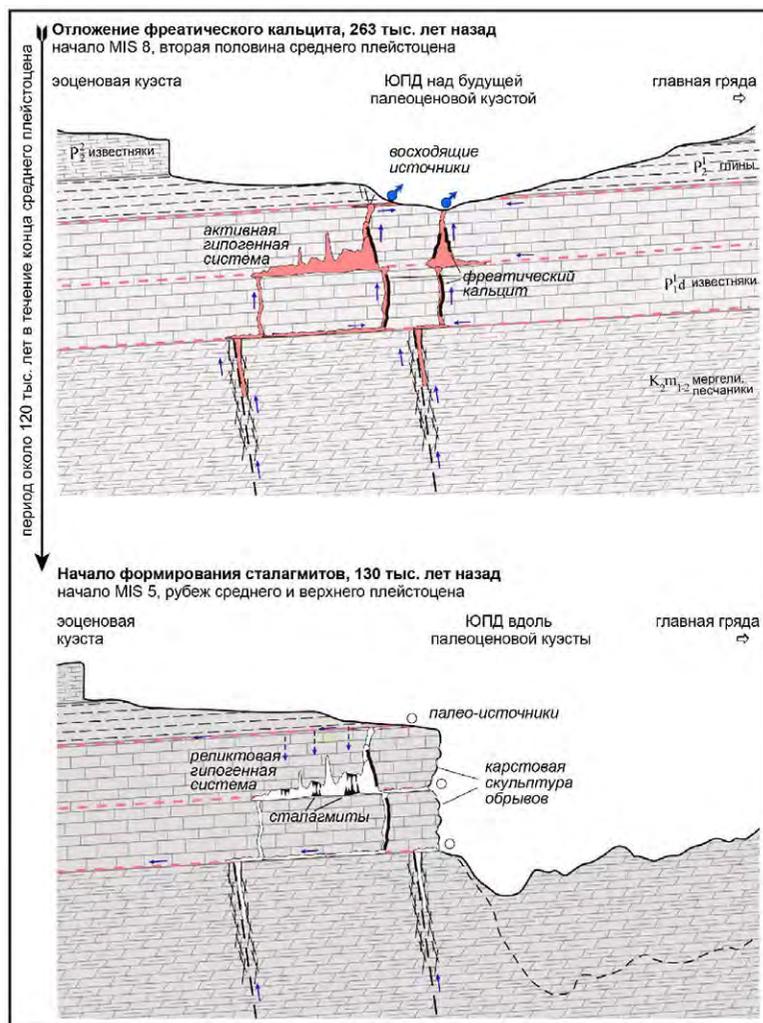


Рис. 122. Эволюция Внутренней гряды и южной продольной депрессии юго-западной части Горного Крыма во второй половине среднего плейстоцена по спелеохронологическим данным. Схематическое отображение геоморфологических и гидрогеологических условий для завершающей фазы периода отложения фреатического кальцита (вверху; 263 тыс. лет назад) и фазы начала формирования сталагмитов (внизу; 130 тыс. лет назад).

Таким образом, позднейший возраст фреатического кальцита соответствует ранней фазе денудационного раскрытия палеоценовой куэсты на этом участке, в которой палеоценовые известняки были вскрыты днищами долин, но еще не взрезаны ими (рис. 122, вверху). Произшедшее к этому времени продольное расчленение жесткого пласта эоценовых известняков уже наметило выражение Внутренней гряды в рельефе, но еще не создало единого фронта куэстовых обрывов. Вероятно, что ускорение врезания элементов ЮПД связано с прохождением в полосу внутреннего Предгорья пульса углубления долин, вызванного низким положением базиса эрозии (уровня Черного

моря) во время предшествующего стадиала (MIS 8), а также пульсом поднятия. Следы скульптурного (конвективного) растворения по субквальной кальцитово-коре в пещере Таврской указывают на сохранение фреатических условий в массиве в течение какого-то времени после завершения отложения кальцита, со сменой гидрохимического режима осаждения на режим растворения. Такая смена могла быть связана с интенсификацией подтока вод мелкой циркуляции в процессе раскрытия пластовой структуры Предгорья.

2. Начало интенсивного формирования сталагмитов, около 130 тыс. лет назад. Время соответствует началу MIS 5, рубежу среднего и верхнего плейстоцена, началу микулинского межстадиала севера Евразии и ресс-вюрмского межстадиала Альп.

Древнейшие даты, полученные из оснований сталагмитов (табл. 5), могут рассматриваться как минимальный возраст установления вадозных условий в пещерах, т.е. условий их полного дренирования и возникновения вертикальной нисходящей фильтрации от поверхности. Первое условие подразумевает углубление днища ЮПД существенно ниже уровня заложения полостей (т.е. – практически полное расчленение их смежной долиной), а второе – обнаженность поверх-

ности пласта палеоценовых известняков из-под слабопроницаемого покрова (т.е. – обнажение структурного склона палеоценовой куэсты). Таким образом, геоморфологические условия начала формирования сталагмитов включают отчетливую выраженность палеоценовой куэсты в рельефе вследствие денудационного расчленения известняковой толщи со стороны ЮПД. Для отложения натечно-капельного кальцита нисходящей фильтрацией необходимы также благоприятные климатические условия (достаточное количество осадков при относительно теплом климате) и наличие развитого почвенного покрова.

Датировки по основаниям всех четырех сталагмитов варьируют в узком диапазоне 125-129 тыс. лет. "Спусковым" для образования сталагмитов среди отмеченных выше условий, вероятно, было изменение климата, но необходимые геоморфологические и гидрогеологические условия, т.е. - хорошая выраженность куэсты в рельефе района и понижение уровня подземных вод в прирвовочной части ниже уровня пещер, уже существовали.

3. Прекращение роста большинства сталагмитов, 65 тыс. лет назад. Датировки по вершинам сталагмитов T21 и T33 фиксируют прекращение их роста около 65 тыс. лет назад. Хотя в сталагмите T22 вершина не была датирована, но сходство его внутренней структуры с упомянутыми выше сталагмитами позволяют предположить то же время завершения его роста (Климчук и др., 2012). Лишь в сталагмите T19 вершина датируется более поздним временем, однако в структуре его верхней части есть несогласие, по-видимому, также соответствующее рубежу около 65 тыс. лет.

Прекращение роста сталагмитов соответствует середине позднего плейстоцена, MIS 4, началу холодного периода валдайской стадии севера Евразии. Прекращение роста сталагмитов, что причиной прекращения роста сталагмитов было изменение климата. Датировка вершины сталагмита T19 на уровне 14,3 тыс. лет указывает на возобновление его роста за некоторое время до этой даты и прекращение на ней; но при этом рост прочих сталагмитов не возобновлялся. Время прекращения роста сталагмита T19 соответствует поздней стадии вюрмской эпохи.

В восточном секторе Предгорья процесс раскрытия и экспонирования эоценовых и палеоценовых известняков и гипогенных карстовых систем еще не закончен. Местами структурный склон еще перекрыт майкопскими глинами и сарматскими известняками, Северная продольная депрессия и Внешняя гряда выражены в рельефе лишь фрагментарно. В секторах, где гряда выражена, отступление крутых склонов посредством отседания и обрушения блоков обуславливает вывод реликтовых гипогенных каналово-полостных структур в обрывы и экспонирование разнообразного морфологического комплекса карстопроявлений.

Таким образом, в эволюции гипогенного карста Предгорья можно выделить такие этапы: 1) *миоцен*: формирование инфильтрационной

системы и условий моноклиального артезианского склона, заложение гипогенных каналово-полостных систем по сквозьформационным нарушениям; 2) *конец миоцена – плиоцен – ранний плейстоцен*: раскрытие краевой области питания и артезианского склона, усиление разгрузки в предгорной области, активизация водообмена и гипогенного спелеогенеза; 3) *ранний плейстоцен - голоцен*: раскрытие и расчленение слоистой системы межпластовых напорных горизонтов, формирование куэстового рельефа и дренирование эоценовых известняков, переход карстовых систем в реликтовое состояние и их экзогеодинамическое моделирование. Для юго-западного района Предгорного Крыма установлено, что основные элементы рельефа (Внутренняя гряда и прилегающие участки ЮПД) сформированы в течение второй половины среднего плейстоцена, что изменяет предшествующие представления о возрасте рельефа региона в сторону существенного омоложения.

8.3. Оценка скорости денудации в период среднего - позднего плейстоцена

Проблема оценки динамики денудации, ее интенсивности в различные периоды развития рельефа, является одной из центральных проблем геоморфологии (Борсук и др., 1977; Treatise on Geomorphology..., 2013a).

Непосредственные измерения скорости денудации на экспериментальных площадках являются "мгновенными" значениями, мало пригодными для пространственной и временной интерполяции ввиду их высокой локальной избирательности и специфичности по отношению к переменным агентам и условиям денудации. Большинство других методов оценки скорости денудации дают интегральные величины для различных площадей и (или) интервалов времени, в той или иной степени соответствующие понятию "общей" или "комплексной" денудации.

Скорость денудации может быть измерена через сток взвешенного (механическая денудация) или растворенного (химическая денудация) материала, баланс осадков (например, озерных), трековыми методами, по космогенным изотопам, а также по денудационному срезу между датированными уровнями. Сопоставление значений скорости денудации, полученных разными методами, должно производиться с осторожностью, с существенными оговорками и уче-

том различий в методах их получения, поскольку они представляют разную степень пространственной (локальные, бассейновые или региональные данные) и временной (за интервалы времени от 10^2 до 10^6 и более лет) интеграции.

Для задач геоморфологии, наиболее представительными следует считать данные, интегрирующие скорость денудации в промежутках времени $10^2 - 10^5$ лет, достаточно длительных, чтобы получаемые показатели сглаживали короткопериодические пертурбации, но отражали определенную динамику, как снижения, так и поднятия (von Blanckenburg, 2005). Оценки в таких масштабах времени для Горного Крыма в целом и отдельных его регионов отсутствуют.

Абсолютное датирование геоморфологических обстановок, схематически изображенных на рис. 122, дает возможность оценить скорость денудационного (преимущественно эрозионного) углубления ЮПД. Время формирования фреатического кальцита вполне определенно соответствует обнаженности поверхности палеоценовых известняков из-под эоценовой глинистой толщи в днище ЮПД. При более высоком положении днища ЮПД в разрезе глинистая толща препятствовала бы интенсивной разгрузке через источники и падению давления, а при более низком положении терялись бы фреатические условия. В современном рельефе участка этот уровень соответствует отметке примерно 580 м, а нынешнее положение тальвега депрессии – отметке 240 м.

Таким образом, за последние 263 тыс. лет днище ЮПД на исследуемом участке углубилось примерно на 340 м, что дает среднюю скорость углубления за весь этот период в 1,3 мм/год. Точность этой величины может быть консервативно оценена в $\pm 0,1$ мм/год (допущением отклонений в ± 20 м от принятого уровня днища долины). полученное значение выше средней скорости денудации в Центральных Альпах для периода последних 1,5 тыс. лет, установленной по космогенным изотопам в 0,9 мм/год, при бассейновых вариациях от 0,5 до 1,3 мм/год (Relation between rock uplift ..., 2007). С учетом в целом более высоких темпов поднятия Альп по сравнению с Горным Крымом, можно было бы ожидать обратного соотношения. Однако оценки для Альп отражают скорость *общей денудации в водосборных бассейнах*, тогда как наши оценки для Предгорного Крыма соответствуют *скорости денудационного углубления долины*,

которая обычно существенно превышает скорость денудации на склонах и водоразделах. С учетом этого, полученная нами оценка хорошо согласуется с упомянутыми значениями скорости денудации в Альпах. Уместно также сопоставление нашей оценки со значениями скоростей денудации 1,7 - 7,0 мм/год, полученными для различных хребтов Тянь-Шаня и Гиндукуша по денудационному срезу за периоды времени от 7 тыс. до 34 тыс. лет (Никонов, 1973).

Возможна дифференциация полученного значения скорости денудационного углубления ЮПД по периодам между датированными событиями 1 и 2 (рис. 119) и между событием 2 и современностью. Однако она затрудняется неопределенностью уровня углубления ЮПД на момент события 2 (начала формирования сталагмитов). Возможность формирования сталагмитов возникла уже при углублении ЮПД на 50-70 м относительно обстановки события 1, но само начало их формирования связано с климатическими причинами и могло произойти и при существенно более глубоком положении днища ЮПД (пунктирная линия на нижней схеме рис. 122). Приняв разницу отметок днища ЮПД между событиями 1 и 2 в 70 м, получим скорость углубления 0,53 мм/год для эпохи конца среднего плейстоцена, что намного меньше скорости углубления в последующую позднеплейстоцен-голоценовую эпоху (2,08 мм/год). Такое различие в скорости денудации в принципе возможно, как по причинам различий в денудационной устойчивости слоя палеоценовых известняков и подстилающих верхнемеловых мергелей (последние значительно более податливы денудации), так и по причине различий в темпах поднятия. Однако более вероятной представляется меньшая степень дифференциации скоростей между этими периодами. Принятием разницы отметок в 140 м получаем скорости денудационного углубления ЮПД 1,05 мм/год для эпохи конца среднего плейстоцена и 1,54 мм/год в позднеплейстоцен-голоценовый период. По-видимому, реальные скорости находятся между этими оценками. С точностью в пределах $\pm 0,3$ мм/год они могут быть оценены в 0,9 мм/год для эпохи конца среднего плейстоцена и 1,8 мм/год для эпохи позднего плейстоцена-голоцена.

При всей отмеченной неопределенности, примерная дифференцированная по периодам оценка позволяет сделать вывод о существен-

ном увеличении скорости денудационного углубления ЮПД в позднплейстоцен-голоценовое время по сравнению со второй половиной среднего плейстоцена. Для региона Альп показано (Relation between rock uplift ..., 2007)], что главным фактором, контролирующим скорость денудации является темп поднятия, поэтому установленное для Предгорья увеличение скорости денудационного углубления ЮПД в эпоху позднего плейстоцена следует рассматривать как показатель соответствующего увеличения скорости поднятия.

Таким образом, по денудационному срезу между датированными уровнями определена скорость денудационного углубления южной продольной депрессии за временной промежуток последних 260 тыс. лет, составляющая 1,3 мм/год ($\pm 0,08$ мм/год). Дифференцированная оценка для интервалов второй половины среднего плейстоцена (260 – 130 тыс. лет) и позднего плейстоцена-голоцена (последние 130 тыс. лет) возможна с меньшей степенью точности и составляет, соответственно, 0,9 и 1,8 мм/год ($\pm 0,3$ мм/год).

8.4. Роль гипогенного карста в геоморфологическом развитии Внутренней гряды

Развитие карста в палеоценовых и эоценовых известняках Внутренней гряды Горного Крыма ранее связывалось с геоморфологическими и гидрогеологическими условиями, близкими к современным: обнаженностью и местным питанием на структурных склонах куэст, латеральным транзитом и разгрузкой в смежных продольных депрессиях. Образование многочисленных гротов, ниш, тафони, скальных останцев и других скульптурных форм в известняковых обрывах куэст объяснялось действием комплексной денудации экспонированных известняковых поверхностей, ведущая роль в которой отводилась дефляции, гравитационному сносу и плоскостному смыву (Душевский, 1987; Душевский, Кузнецов, 1991; Блага, Попов, 2009, и др.). Широко представленные в обнажениях разнообразные формы кавернозности не получали внятной генетической трактовки.

Результаты настоящего исследования привели к пересмотру предшествующих представлений о генезисе, эволюции и роли карста в развитии современного рельефа. Выше показана сложная история развития карста реги-

она. Установление гипогенного генезиса карста Предгорья дает основание к новой трактовке его роли как фактора геоморфогенеза.

А.Б. Климчуком (2013) показано, что гипогенный и эпигенный генетические типы карста характеризуются принципиально различными взаимоотношениями с геоморфогенезом и рельефом земной поверхности. Развитие эпигенного карста происходит в близповерхностных условиях, непосредственно связано с поверхностным питанием, местными потоками преимущественно безнапорных подземных вод и, соответственно, с рельефом. Оно "следует" за рельефом, создающим определенную конфигурацию экспонирования и дренирования толщи растворимых пород. На зрелых стадиях развития эпигенного карста он сам становится важным фактором рельефообразования. Карст является примерно одновозрастным или более молодым по отношению к формам макрорельефа. Рельеф выступает одним из определяющих факторов развития карста. В Предгорном Крыму развитие эпигенного карста крайне незначительно, как незначительна и его роль в геоморфогенезе.

Развитие гипогенного карста связано не с местным поверхностным питанием, а с восходящими перетоками и разгрузкой подземных вод в системе межпластовых напорных водоносных горизонтов и комплексов, а также по зонам тектонических нарушений (Климчук, 2013). Мега- и макрорельеф поверхности опосредованно влияет на гипогенный спелеогенез в той мере, в которой он влияет на структуру и интенсивность потоков (перетоков) межпластовых вод. Гипогенный спелеогенез, локализованный по зонам тектонических нарушений, может не быть связанным с рельефом вообще. В контексте долговременного геологического и геоморфологического развития, геоморфогенез опосредованно влияет на развитие гипогенного карста через изменение граничных условий водонапорных систем на верхнем контуре (эрозионное расчленение и денудация основных слабопроницаемых толщ), что проявлялось в развитии Предгорного Крыма.

Гипогенный карст может быть значительно старше современного рельефа. При выведении закарстованной толщи в близповерхностное положение в ходе поднятия и денудации, взаимодействие карста и геоморфогенеза осуществляется по принципиально иной схеме, чем в случае с эпигенным карстом. Гипогенные каналово-полостные структуры, сформирован-

ные независимо от рельефа поверхности, взаимодействуют с ним путем сосредоточенной разгрузки подземных вод (с соответствующим вкладом в локализацию и развитие эрозионных форм), провалов сводов значительных полостей, перехвата и сосредоточения поверхностного стока по ослабленным закарстованным зонам, экспонирования реликтовой карстовой морфологии в бортах врезающихся долин, проч. Таким образом, не карст "следует" за рельефом (как в случае эпигенного карста), а развитие рельефа на стадии вскрытия гипогенно-закарстованного интервала разреза во многом контролируется структурами гипогенного карста.

Именно такие взаимоотношения карста (предшествующий и контролирующий процесс) и геоморфогенеза (последующий и ведомый процесс) ярко проявлены в Предгорном Крыму.

Заложение долин и формирование останцовых массивов. Предпосылкой заложения и развития долин на исходно моноклином склоне служили гипогенные каналово-полостные структуры, формирование которых предшествовало формированию рельефа. В условиях Предгорного Крыма, гипогенный спелеогенез локализован по сквозьформационным тектоническим нарушениям и линейным зонам ("коридорам") повышенной трещиноватости шириной от первых десятков до первых сотен метров, фокусирующим сквозьформационный водообмен в пластовой гидрогеологической структуре. Эти закарстованные трещинные зоны играли основную роль в контроле заложения долин при их врезании в известняковые пласты, а сосредоточенная восходящая разгрузка подземных вод через гипогенные карстовые системы способствовала эрозионному развитию долин на начальных стадиях раскрытия пластово-жильной водонапорной структуры.

Очевидно, что при начальном вскрытии кровли пласта известняков поверхностной денудацией, будь то плоскостной смыв или начальное эрозионное врезание в покровные глинистые отложения, трещинно-карстовые зоны обеспечивают фиксацию долин и резкое ускорение их углубления и разработки. Механизмами такой фиксации и разработки являются провалы сводов крупных гипогенных камер и каналов, концентрация периодического поверхностного стока и разгрузки подземных вод в формирующихся карстовых понижениях, а также гравитационно-обвальная деструкция целиков-пере-

мычек между вскрытыми карстовыми полостями. Примеры зарождения и развития этими механизмами молодых долин наблюдаются и в современной обстановке во многих участках структурного склона куэсты Внутренней гряды и отражены в разделах 4.3 и 6.3. В современных условиях существования главных долин и фронтальных куэстовых обрывов, дальнейшее денудационное снижение структурных поверхностей массивов приводит к вскрытию сверху сохраняющихся в прибровочной части карстовых камер и поперечных каналов, что обуславливает формирование характерных карстовых кулуаров в прибровочных участках. Денудационное препарирование целиков между смежными камерами и каналами обуславливает формирование скальных останцев типа "бастионов" и "сфинксов". В современных условиях наличия глубоко врезанных центральных долин, полностью дренирующих палеогеновые отложения, при заложении и развитии молодых долин по тектоно-карстовой предпосылке не действует фактор восходящей разгрузки подземных вод, усиливающий эрозионную разработку.

Если тектоно-карстовый контроль заложения и развития молодых долин отчетливо проявляется даже на современном этапе, при реликтовом состоянии карстовых систем, то его решающая роль в первичном расчленении палеоценовой пластовой структуры (т.е. – в формировании поперечных и продольных главных долин Предгорья) не вызывает сомнений (см. рис. 121).

Заложение и формирование долин по сквозьформационным каналово-полостным системам явилось главной причиной обособления и морфологического своеобразия (в частности, вертикальности обрывов-контуров) останцовых массивов Внутренней гряды.

Механизмы отступления и поддержание вертикальности известняковых обрывов. Основными элементами гипогенных карстовых систем региона, образующими их пространственный каркас, являются субвертикальные трещинно-карстовые каналы – рифты, представляющие собой крупные тектонические трещины, разработанные растворением восходящими потоками на ширину от десятка сантиметров до 2-3 метров. Вертикальные размеры таких единичных каналов варьируют от нескольких метров до 60-80 м, а латеральная протяженность – от первых десятков метров до первых сотен метров. Вскрытие известняковых пластов

по вертикальным каналам-рифтам изначально задавало обрывистость склонов долин. После врезания долины по осевой части трещинно-карстовой зоны, отступление напряженных бортов долины происходит преимущественно путем отседания и обвала блоков и глыб известняков (топлинг) по остающимся в тылу обрывов рифтовым каналам. Этим обеспечивается поддержание вертикальности обрывов и продолжающееся экспонирование "свежей" карстовой морфологии рифтовых каналов и их полостной каймы (см. рис. 25, 26, 40, 72).

В расположении трещинно-карстовых каналов-рифтов по отношению к линии обрывов различаются две типичные ситуации - их субпараллельное расположение и расположение трещинно-карстовых каналов под углом к обрыву. В первом случае отступление обрывов происходит путем отседания, отседания и обрушения межтрещинных блоков-целиков или их крупных частей, а фронтальная часть обрывов формируется прямолинейной, непосредственно по плоскости раскрытых каналов. Во втором случае происходит отделение и обрушение отдельных глыб и блоков с формированием зубчатого края обрыва, а трещинно-карстовые каналы-рифты оказываются раскрытыми лишь частично, продолжаясь в массив нераскрытыми участками. Часто наблюдаются комбинации этих двух ситуаций.

Экспонирование карстопроявлений в обрывах. Относительно свежие экспонированные поверхности обрывов демонстрируют скульптурную спелеогенную морфологию стенок раскрытых трещинно-карстовых каналов. При этом, номенклатуру и своеобразие карстопроявлений, экспонированных в известняковых обрывах куэст, определяют особенности структуры таких каналов канала, свойства вмещающих пород и механизмы спелеогенеза. Прочие полостные формы в обрывах Внутренней гряды являются либо элементами морфологии самих каналов-рифтов (латерально-протяженные ниши или локальные расширения-камеры), либо формами их полостного окаймления, либо каналами-перемычками между смежными рифтами по напластованию или камерами по оперяющим косым трещинам. Обилие и разнообразие экспонированных в обрывах карстопроявлений во многом определяют геоморфологические особенности Предгорного Крыма.

Денудационная переработка и глубокий распад карстовых структур прибрежных участков. Блоково-обвальное отступление обрывов прекращается, когда оно достигает крайних периферийных вертикальных каналов-рифтов в трещинно-карстовом коридоре, использованном долиной. Дальнейшее развитие стабилизированных известняковых склонов тогда определяется процессами денудации, основную роль среди которых играют растворение плоскостными потоками, термическое и солевое выветривание.

Современные процессы комплексной поверхностной денудации, воздействующие на экспонированные в обрывах поверхности известняков, ведут к переработке и уничтожению экспонированной карстовой морфологии, а не создают полостные формы, как это считалось ранее. Склоны при этом теряют вертикальность и приобретают сглаженные бровки. При наличии в прибрежной части куэстовых массивов крупных камер (элементов полостной каймы крайних эшелонов раскрытых рифтовых каналов), они экспонируются как гроты, а при разрушении сводов - становятся округлыми кулуарами-амфитеатрами шириной до нескольких десятков метров (рис. 20, 33). Камеры по наклонным оперяющим трещинам часто развиты вдоль обрыва линейными сериями через регулярные интервалы. В таких случаях кулуары-амфитеатры отделяются друг от друга скальными полуостанцами-"бастионами" незакарстованных блоков (рис. 20 А), а известняковые склоны приобретают фестончатый характер (яркий пример - левый борт долины р. Каралезки; рис. 20 Г). При наличии в тыловой части параллельных обрыву линейных каналов, их раскрытие обособляет "бастионы" и превращает их в останцы - "сфинксы", или "каменные истуканы". Яркими примерами последних служат "сфинксы" долины р. Чурук-Су в Бахчисарае (рис. 54).

Таким образом, гипогенный спелеогенез является одним из основных факторов геоморфогенеза Предгорного Крыма, который контролировал расчленение моноклиальной структуры Предгорья и определяет морфологическое своеобразие и дальнейшую эволюцию обрывистых известняковых склонов Внутренней гряды. Морфологическое разнообразие карстопроявлений в обрывах, прибрежных участках и на структурных поверхностях куэст Внутренней гряды, а также особенности их распростране-

ния и сочетаний, обнаруживают закономерную структурно-функциональную упорядоченность при рассмотрении с позиций гипогенного спелеогенеза и геоморфологического раскрытия гипогенных каналово-полостных систем.

8.5. Спелеогенетический фактор ландшафтного своеобразия

Ландшафтное своеобразие территории определяется теми специфическими особенностями ландшафтной сферы, которые отличают данную геосистему от других, делают ее уникальной, привлекают человека напрямую либо опосредованно. Рассматриваемая территория, несомненно, обладает такими особенностями в силу того, что низкогорный ландшафтный уровень северного макросклона Крымских гор, территориально соответствующий Предгорью, является связующим звеном между плакорным (Равнинный Крым) и среднегорным (Главная гряда) ландшафтными уровнями. Именно такое положение Предгорья, при котором осуществляется контакт степных равнинных и горных лесных ландшафтов, определяет большое ландшафтное, биологическое и этнокультурное разнообразие данного региона в сравнении со смежными территориями (Современные ландшафты Крыма..., 2009).

Основными причинами, определившими ландшафтное своеобразие Предгорья, послужили географическое положение, геологический, климатический и геоморфологический факторы. Говоря о первом факторе, авторы работы (Современные ландшафты Крыма..., 2009) используют два понятия, наиболее точно отражающие его особенности – это "срединность" на глобальном (географическая широта) и региональном (положение между Равнинным Крымом и Главной грядой) уровнях и "умеренность" в горизонтальной и вертикальной плоскостях. Геологический фактор определил разнообразие горных пород, слагающих его территорию, возникавших в различные геологические периоды в континентальных, морских и лагунных условиях. Климатический и геоморфологический факторы обуславливают современные свойства ландшафтов и в значительной степени связаны с первыми двумя факторами.

Предгорье стало вторым районом, после отдельных приморских территорий, по времени появления в Крыму различных культур и цивилизаций. С цивилизационным характером осво-

ения связана его роль в возникновении и развитии крымского земледелия. В историческом прошлом Крыма именно этот ландшафтный уровень во все периоды был сельскохозяйственным. Особенности рельефа создали возможность прокладки транспортных коммуникаций, а из-за высокой расчлененности рельефа и особенностей климата региона отчетливо проявляется формирование микроклиматических районов, имеющих разные условия для сельскохозяйственного освоения (Современные ландшафты Крыма..., 2009). Степень расчленения рельефа влияет на перераспределение тепла и влаги, в результате чего создаются специфические условия для растительных сообществ и почвенных разновидностей.

Куэстовый рельеф Предгорного Крыма, а также такие его карстобусловленные геоморфологические особенности, как обрывистость склонов, обилие гротов и наличие обособленных останцовых и полуостанцовых массивов, оказали прямое и глубокое влияние на освоение региона.

Формирование куэстового рельефа обусловлено геологическими и тектоническими предпосылками – различной устойчивостью горных пород и интенсивностью вертикальных движений земной коры (неотектонической активностью), которые реализуются под действием экзогенных процессов. Участие карстового процесса в моделировании куэстового рельефа в литературе описывалось ранее лишь как локальное – на уровне создания поверхностных карстовых форм на оголенных бровках известняковых склонов и немногочисленных подземных форм эпигенного происхождения.

Обоснование и развитие гипогенной концепции спелеогенеза Предгорья позволило выявить его важнейшую и разнообразную роль в геоморфогенезе региона. Спелеогенетические факторы определили следующие особенности заложения и моделирования куэстового рельефа как элемента ландшафта: 1) расположение долин по закарстованным трещинным "коридорам"; 2) их углубление на начальной стадии заложения; 3) обрывистость и механизмы отступления известняковых склонов; 4) формирование обособленных плосковершинных останцовых массивов между сближенными карстовыми долинами; 5) обилие и разнообразие карстопоявлений в обрывистых склонах куэст, среди которых примечательно обилие ниш и гротов. Именно эти

черты геоморфологии Внутренней гряды являются определяющими в формировании ландшафтного своеобразия Предгорья и обусловили ряд положительных условий и факторов для жизни людей, приведя к широкому освоению региона. Атриактивный фактор проявился со времени освоения и использования человеком карстовых гротов в качестве стоянок. Аструктурные обрывистые склоны массивов-останцов и полуостанцов послужили природными оборонительными рубежами, требующими минимального дополнительного строительства фортификационных сооружений. Они обеспечили неприступность поселений, основанных в разных районах Внутренней гряды в VI-VIII в. н. э. и просуществовавшим вплоть до XIX в. Обилие гротов и ниш обусловило их широкое использование

в различных целях, а также стимулировало создание искусственных полостей и модификацию существующих естественных полостей, что выразилось в специфическом пещерном характере древних поселений. Наличие в Предгорье протяженных продольных понижений и глубоких поперечных долин способствовало формированию удобных торгово-транспортных путей в широтном и меридиональном направлениях.

Таким образом, среди факторов ландшафтного своеобразия Предгорного Крыма спелеогенетический фактор, через свою ключевую роль в геоморфогенезе региона, оказался одним из определяющих в формировании здесь специфических, уникальных ландшафтов и культурно-археологических памятников.

Выводы

Книга разносторонне обосновывает и раскрывает принципиально новую трактовку природы карста Предгорного Крыма и его роли в региональном геоморфогенезе. Предшествующие представления о слабом развитии карста в этом регионе правомерны лишь в отношении эпигенного карста в современных физико-географических и геоморфологических условиях. Результаты проведенных в последние годы Украинским институтом спелеологии и карстологии систематических комплексных исследований региона, осуществленных с использованием геоморфологических, спелеогенетических, геологических, гидрогеологических и изотопно-геохимических методов доказывают широкое развитие тут в недавнем геологическом прошлом гипогенного спелеогенеза и большую роль созданных им каналово-полостных систем в последующем геоморфологическом развитии.

Важнейшие геодинамические и геолого-гидрогеологические особенности региона, представляющего собой краевую часть Причерноморского артезианского бассейна, находящегося на стыке (в шовной зоне) крупных тектонических структур Горного Крыма и Скифской плиты и испытывавшего значительную геодинамическую активность в неоген-четвертичное время, оказались весьма благоприятными для развития гипогенного спелеогенеза. Гипогенный спелеогенез в регионе развивался в закрытых и полужакрытых условиях напорных водоносных систем взаимодействием восходящих потоков жильных трещинно-карстовых глу-

бинных вод с пластовыми потоками слоистой толщи северного моноклиального макросклона Крымских гор. Свидетельства гипогенного происхождения каналово-полостных систем разносторонне отражены в структуре, особенностях литолого-стратиграфического положения, морфологии и отложениях, а также в изотопных изменениях пристеночной зоны каналов. В морфологии полостей отчетливо выражена большая роль конвективной циркуляции, мезоформы которой являются одним из ключевых признаков-индикаторов гипогенного спелеогенеза.

Формирование гипогенных каналово-полостных структур контролировалось сквозьформационными тектоническими нарушениями и происходило в течение неогена и раннего-среднего плейстоцена несколькими фазами, связанными с периодами геодинамической активизации и начальными стадиями геоморфологического раскрытия Предгорья. Установлено, что в гипогенном спелеогенезе региона большую роль играл механизм восстановления агрессивности вод при смешивании восходящих трещинных потоков с латеральными поровыми потоками пластовых горизонтов и проницаемых контактов. В глубококорневых трещинно-жильных восходящих системах возможно действие гидротермального растворения, а в сульфидных системах – сернокислотного растворения при их взаимодействии с кислородосодержащими водами верхних горизонтов. Хотя признаки активности таких систем в регионе идентифицированы, однозначные свидетельства участия этих процессов в гипогенном спелеогенезе пока не выявлены.

Гипогенные каналово-полостные системы во многом контролировали происходящее до настоящего времени расчленение исходной моноклинали Предгорья и формирование куэстового и останцового рельефа региона. Раскрытие пластовой структуры происходит преимущественно по субвертикальным сквозьформационным трещинно-карстовым каналам, что обуславливает обособление останцовых и полуостанцовых массивов куэст, вертикальность обрывов, а также обширное экспонирование морфологии стен и полостного обрамления таких каналов в обрывах. К числу форм гипогенно-карстового и карстообусловленного происхождения относятся долины с мешкообразными верховьями на структурном склоне куэст, вертикальные обрывы долин и куэст, пещеры, многочисленные гроты и ниши, разнообразные скульптурные и ячеисто-сотовые поверхности обрывов, прирвовочные кулуары и скальные останцы-"сфинксы".

Таким образом, широкое развитие гипогенного карста явилось главной предпосылкой геоморфологического своеобразия Предгорного Крыма. Морфологическое разнообразие карстопроявлений в обрывах, прирвовочных участках и на структурных поверхностях куэст Внутренней гряды, а также особенности их распространения и сочетаний, обнаруживают четкую и закономерную структурно-функциональную упорядоченность при рассмотрении с позиций гипогенного спелеогенеза и геоморфологического раскрытия гипогенных каналово-полостных систем.

Проведенными исследованиями выявлено наличие хорошо выраженной зоны изменения изотопного состава углерода и кислорода пород в пристеночной зоне карстовых полостей, сформированной под воздействием гипогенных флюидов. Эти результаты могут служить основанием для использования таких изменений в качестве важного диагностического критерия гипогенного происхождения карстовых полостей и их экспонированных реликтов.

На основании абсолютных датировок кальцитовых пещерных отложений разных генераций по уран-ториевым соотношениям, определено время формирования куэсты в юго-западной части Внутренней гряды, которое оказалось значительно моложе, чем это представлялось

ранее. Геоморфологическое раскрытие палеоценовых известняков в этом районе произошло в период от 260 до 130 тыс. лет назад, т.е. в конце среднего плейстоцена. С использованием этих данных оценена скорость денудационного (преимущественно эрозионного) углубления Южной продольной депрессии за последние 260 тыс. лет, которая составила 1,3 мм/год, с дифференцированными значениями для конца среднего плейстоцена на уровне 1,0 мм/год и для позднеплейстоцен-голоценового времени на уровне 1,5 мм/год.

Выявленные характеристики гипогенного карста Предгорного Крыма и разработанная его региональная модель, наряду с уникальными разнообразием, экспонированностью и доступностью для непосредственного исследования типоморфных карстопроявлений, делают этот регион эталонным в международном масштабе для исследования закономерностей формирования и распределения карстовой пустотности карбонатных коллекторов – одной из ключевых проблем практической гидрогеологии, нефтегазовой и рудной геологии. Это особенно важно ввиду того, что гипогенные карстопроявления в обстановках их активного формирования обычно недоступны для прямого исследования и характеризуются лишь косвенными методами и заведомо фрагментарно. Во многих других регионах, где реликтовые гипогенные пещеры вскрыты современным рельефом, обычно доступны лишь крупные полости, но не весь комплекс элементов каналово-полостных систем. Предгорный Крым является уникальным примером, где возможно прослеживание почти всего спектра сквозьформационных отношений таких систем.

Новая региональная модель карстогенеза Предгорного Крыма дает основание к рассмотрению парагенетических связей с гипогенным карстом гидрохимических и термальных аномалий подземных вод и ряда минералогических и геохимических особенностей региона.

Через свою ключевую роль в геоморфогенезе региона, спелеогенетический фактор оказался одним из определяющих в формировании специфических, уникальных ландшафтов и культурно-археологических памятников Предгорного Крыма.

ЛИТЕРАТУРА

- Альбов С.В. К вопросу о происхождении трех гряд Крымских гор / С.В. Альбов // Доклады АН СССР. – 1948. – Т. LXII, вып. 4. – С. 509-512.
- Альбов С.В. Минеральные источники Крыма / С.В. Альбов. – Симферополь, 1956. – С. 3-32.
- Амеличев Г.Н. Пещера им. В.П. Душевского / Г.Н. Амеличев // Вісник УСА. – 2001. – № 2(30). – С.7.
- Амеличев Г.Н. Геологические и геоморфологические условия развития карста в западной части Внутренней гряды Предгорного Крыма / Г.Н. Амеличев, Б.А. Вахрушев, А.Б.Климчук // Крымские карстовые чтения : Состояние проблемы карстолого-спелеологических исследований : тезис. докл. междунар. конф., Симферополь, АР Крым, Украина, 11-13 апреля 2008. – Симферополь, 2008. – С. 13-15.
- Амеличев Г.Н. Спелеогенез в меловых и эоценовых отложениях долин рек Зуя и Бурульча (восточная часть Предгорного Крыма) / Г.Н. Амеличев, А.Б. Климчук, Е.И. Тимохина // Спелеология и карстология. – 2011. – № 7. – С. 52-64.
- Амеличев Г.Н. Гипогенный карст Симферополя (Предгорный Крым) и его эволюция / Г.Н. Амеличев, А.Ю. Дмитриева, Г.В. Самохин // Спелеология и карстология. – 2012. – № 8. – С. 50-62.
- Артеменко В.М. Самородное золото Горного Крыма / В.М. Артеменко, О.В. Артеменко, Н.И. Лысенко // Минералогические музеи. – СПб. : НИИЗК СПбГУ. – 2002. – С. 82-83.
- Артеменко В.М. Нові дані про самородне золото Західної частини Гірського Криму / В.М. Артеменко, О.В. Артеменко, В.І. Лысенко // Мінеральні ресурси України. – 2003. – № 1. – С. 22-24.
- Атлас. Автономна республіка Крим. – Київ-Сімферополь : Інститут географії НАН України, Таврійський національний університет ім. В.І. Вернадського, ЗАТ Інститут передових технологій, 2003. – 80 с.
- Беляков Л.В. Геологическое строение района Крымской геологической практики / Л.В. Беляков, С.М. Кропачев. – М. : УДН, 1987. – 59 с.
- Блага Н.Н. Природные "сфинксы" Предгорного Крыма / Н.Н. Блага, А.Г. Васина // Природа. – 2011. – № 2. – С.17-19.
- Блага Н.Н. Некоторые аспекты морфогенеза гротов и скальных навесов Внутренней гряды Крымских гор / Н.Н. Блага, А.В. Попов // Культура народов Причерноморья. – 2009. – № 155. – С. 7-9.
- Бонч-Осмоловский Г.А. Шайтан-Коба, крымская стоянка типа Абри Оди / Г.А. Бонч-Осмоловский // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1930. – Вып. 2. – С. 61-82.
- Боревский Б.В. Методика определения параметров водоносных горизонтов по данным откачек / Б.В. Боревский, Б.Г. Самсонов, Л.С. Язвин. – М. : Недра, 1973. – 326 с.
- Боревский Б.В. Разведка и оценка эксплуатационных запасов месторождений подземных вод в трещинно-карстовых пластах / Б.В. Боревский, М.А.Хордикайен, Л.С.Язвин. – М. : Недра, 1976. – 248 с.
- Борсук О.А. Вопросы динамической геоморфологии / О.А. Борсук, И.И. Спасская, Д.А. Тимофеев // Итоги науки и техники. Сер. Геоморфология. – 1977. – Т. 5. – 150 с.
- Важов В.И. Целебный климат / В.И. Важов. – Симферополь : Таврия, 1979. – 80 с.
- Ванина М.В. Государственная геологическая карта Украины. Масштаб 1:50 000. Крымская серия. Севастопольский район (листы L-36-127-Б, Г, L-36-128-А, Б, В, Г) / М.В. Ванина, Л.А. Фиколина, А.Н. Комендатова. – Киев, 1988.
- Вахрушев Б.А. Районирование карста Крымского полуострова / Б.А. Вахрушев // Спелеология и карстология. – 2009. – № 3. – С. 39-46.
- Вахрушев Б.О. Кримські гори / Б.О. Вахрушев // Рельєф України. Навчальний посібник / Вахрушев Б.О.,

- Ковальчук І.П., Комлев О.О. [и др.]. – Київ : Слово. – 2010. – С. 432-485.
- Ведь И.П.* Климатический атлас Крыма / И.П. Ведь // Приложение к научно-практическому дис.-аналит. сб. Вопросы развития Крыма. – Симферополь : Таврия-Плюс, 2000. – 120 с.
- Всеволожский В.А.* Подземный сток и водный баланс платформенных структур / В.А. Всеволожский. – М. : Недра, 1983. – 167 с.
- Всеволожский В.А.* Основы гидрогеологии : Учебник / В.А. Всеволожский. – М. : МГУ, 2007. – 448 с.
- Гвоздецкий Н.А.* Карст. Вопросы общего и регионального карстования / Н.А. Гвоздецкий. – М., 1954. – 351 с.
- Гвоздецкий Н.А.* Проблемы изучения карста и практика / Н.А. Гвоздецкий. – М., 1972. – 392 с.
- Геологическая карта Горного Крыма (масштаб 1:200000)* / Под ред. Н.Е. Деренюк. – К., 1984.
- Геология и нефтегазоносность степного и предгорного Крыма* / Г.Х. Дикенштейн, Н.В. Безносков, Л.М. Голубничая [и др.]; под ред. Дикенштейна Г.Х. – М., 1958. – 147 с.
- Геология СССР. Том VIII. Крым. Часть 1. Геологическое описание* / [под ред. М.В. Муратова]. – М. : Недра, 1969. – 576 с.
- Гидрогеология СССР. Том VIII. Крым. Часть 1* / [под ред. В.Г. Ткачук]. – М. : Недра, 1971. – 364 с.
- Горбач Л.П.* Стратиграфия и фауна моллюсков раннего палеоцена Крыма / Л.П. Горбач. – М. : Недра, 1972. – 152 с.
- Горный массив Качи-Кальон как геологический памятник Крыма* / Н.Н. Блага, Ал. Г. Кузнецов, В.А. Иванченко, А.Г. Кузнецов // Ученые записки Таврического нац. университета. Серия "География". – 2011. – Т. 24 (63). – № 3. – С. 22-27.
- Грицик В.В.* Первая находка бассанита в Горном Крыму / В.В. Грицик, А.А. Кульчезкая // Минералогический журнал. – 1990. – Т. 12. – № 4. – С. 89-91.
- Гришанков Г.Е.* Генезис куэстового рельефа Предгорного Крыма / Г.Е. Гришанков, Е.А. Позаченюк // Физическая география и геоморфология. – 1984. – Вып. 31. – С. 108-114.
- Гришанков Г.Е.* Основні риси геоморфології Криму / Г.Е. Гришанков, П.Д. Підгородецький, І.Г. Губанов // Фізична географія та геоморфологія. – 1973. – № 9. – С. 57-63.
- Грязевой вулканизм Керченско-Таманского региона* / Е.Ф. Шнюков, Г.И. Гнатенко, В.А. Нестеровский, О.В. Гнатенко. – Киев : Наукова думка, 1992. – 200 с.
- Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона* / Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А., Кутный В.А., Гусаков И.Н., Трофимов В.В. – Краснодар : ГлавМедиа, 2006. – 176 с.
- Двойченко П.А.* Минералы Крыма / П.А. Двойченко // Записки Крымского общества естествоиспытателей. – Симферополь, 1914. – Т. 4. – 208 с.
- Долотов Ю.А.* Пещеры юго-восточного склона горы Беш-Кош (Крым) / Ю.А. Долотов // Пещеры. – 2010. – № 33. – С. 5-9.
- Дублянский В.Н.* Режим влажности почвогрунта Ай-Петринского горного массива и его гидрогеологическое значение / В.Н. Дублянский // Почвоведение. – 1967. – Вып. 12. – С. 91-97.
- Дублянский В.Н.* Карстовые пещеры и шахты Горного Крыма / В.Н. Дублянский. – Ленинград, 1977. – 183 с.
- Дублянский Ю.В.* Закономерности формирования и моделирование гидротермокарста / Ю.В. Дублянский // Новосибирск, 1990. – 151 с.
- Дублянская Г.Н.* Теоретические основы изучения парагенезиса карст-подтопление / Г.Н. Дублянская, В.Н. Дублянский. – Пермь : Изд-во ПГУ, 1998. – 204 с.
- Дублянский В.Н.* Гидрогеологии карста Альпийской складчатой области юга СССР / В.Н. Дублянский, Т.З. Кикнадзе. – М. : Наука, 1984. – 128 с.
- Дублянский В.Н.* Карстовая республика (Карст Крыма и его проблемы) / Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. – Симферополь, 1996. – 84 с.
- Дублянский В.Н.* Карстовые пещеры Украины / В.Н. Дублянский, А.А. Ломаев. – К. : Наук. думка, 1980. – 180 с.
- Дублянский В.Н.* Оценка химической денудации карстовых массивов Горного Крыма / В.Н. Дублянский, Ю.И. Шутов, Г.Н. Амеличев // Геологический журнал. – Киев, 1990. – Вып. 4. – С. 37-40.
- Душевский В.П.* Карстові порожнини Внутрішнього куэстового пасма Криму / В.П. Душевський // Фізическа географія и геоморфологія. – 1970. – Вып. 4. – С. 114-118.
- Душевский В.П.* К формированию поверхностных форм карста Предгорного Крыма / В.П. Душевский // Проблемы географии Крыма. – Симферополь, 1971. – С. 21-24.
- Душевский В.П.* Изменение морфологии карстовых полостей предгорного Крыма в связи с развитием склонов / В.П. Душевский // Состояние и задачи карстово-спелеологических исследований. – М., 1975. – С. 42-44.
- Душевский В.П.* Морфология поверхностных форм карста Предгорного Крыма / В.П. Душевский // Физическая география и геоморфология. – 1978. – Вып. 20. – С. 36-43.
- Душевский В.П.* Активизация древнего карста в районе г. Симферополя / В.П. Душевский // Состояние, задачи и методы изучения глубинного карста СССР : тезисы докладов III Всесоюзного карстово-спелеологического совещания 1-3 окт. 1982 г. – М., 1982. – С. 112-113.
- Душевский В.П.* Спелеологическая изученность Предгорно-Крымской карстовой области / В.П. Душевский // Проблемы изучения, экологии и охраны пещер. – Киев, 1987. – С. 76-77.
- Душевский В.П.* Определение скорости развития гротов по археологическим данным / В.П. Душевский // Proceedings 10snt Congr of Speleology. – Budapest, 1989. – Vol. 2. – С. 443-444.

- Душевский В.П.* Карстовые источники Предгорного Крыма / В.П. Душевский // IV Всеуральское совещание по подземным водам Урала и сопредельных территорий, посвященное 90-летию со дня рождения профессора Г.А. Максимова : тез. докл. науч. чтений. – Пермь : ПГУ. – 1994. – С. 40-41.
- Душевский В.П.* Палеосейсмодислокация Предгорного Крыма по археологическим данным / В.П. Душевский // Сейсмологический бюллетень Украины за 1992 год. – Симферополь, 1995. – С. 124-129.
- Душевский В.П.* О железных рудах в палеоген-неогеновых отложениях Крымского Предгорья / В.П. Душевский, Н.И. Лысенко // ДАН. – 1975. – С. 301-303.
- Душевский В.П.* Возраст разрывных нарушений Восточно-Крымского предгорья / В.П. Душевский, Н.И. Лысенко // Бюлл. МОИП. Геология. – 1978. – Т. 53 (1). – С. 51-53.
- Душевский В.П.* О возрасте пещер Крымского Предгорья / В.П. Душевский, Н.И. Лысенко // Состояние, задачи и методы изучения глубинного карста СССР. – М., 1982. – С. 174.
- Душевский В.П.* Исторические аспекты природопользования и влияние антропогенного фактора на развитие карста Крымского предгорья / В.П. Душевский, А.Г. Кузнецов // Физическая география и геоморфология. – 1985. – Вып. 32. – С. 98-102.
- Душевский В.П.* Микроклиматические особенности формирования пещер Предгорного Крыма / В.П. Душевский, П.Д. Кузнецов // Проблемы изучения, экологии и охраны пещер. – Киев, 1987. – С. 53-54.
- Душевский В.П.* Микроклиматические особенности формирования пещер Предгорного Крыма / В.П. Душевский, П.Д. Подгородецкий // Проблемы изучения, экологии и охраны пещер. – Киев, 1987. – С. 53-54.
- Душевский В.П.* Особенности развития карста в низкогорных областях куэстового рельефа / В.П. Душевский, А.Г. Кузнецов // Изучение и использование карста Западного Кавказа. – Сочи, 1991. – С. 9-12.
- Душевский В.П.* О скорости денудации верхнемеловых мергелей и современном формировании рельефа Внутренней куэсты Крымских гор / В.П. Душевский, А.А. Ключкин, Е.А. Толстых // Динамика природы и проблемы освоения территории Крыма; редкол. : И. Т. Твердохлебов и др.; Геогр. о-во СССР. – Л., 1974. – С. 24-29.
- Душевский В.П.* Условия и скорость роста денудационных полостей в обрывах куэст Крыма / В.П. Душевский, А.А. Ключкин, Ю.В. Солдатов // Карст Средней Азии и горных стран : тез. докл. Всесоюз. Совещ., Ташкент, 9-11 октября 1979 г. – Ташкент, 1979. – С. 49-51.
- Дюнин В.И.* Гидрогеодинамика глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов / В.И. Дюнин. – М. : Научный мир, 2000. – 465 с.
- Ена В.Г.* Сфинксы Каралезской долины / В.Г. Ена // Вокруг света. – 1958. – № 8. – С. 55.
- Ена Ал.* Куэсты Крымского Предгорья: Научно-популярный очерк-путеводитель / Ал. Ена, Ан. Ена. – Симферополь : Н.Орианда, 2010. – 328 с.
- Ена В.Г.* Открыватели земли Крымской / В.Г. Ена, Ал.В. Ена, Ан.В. Ена. – Симферополь : Бизнес-Информ, 2007. – 536 с.
- Золотосодержащая кварц-антимонитовая рудная формация в карбонатно-терригенном мезозое Горного Крыма* / В.М. Артеменко, О.В. Артеменко, А.И. Брызгалов [и др.] // Доповіді НАН України. – 2000. – № 2. – С. 107-112.
- Иванов Б.Н.* Первые карстолого-геофизические исследования в Предгорно-Крымской области / Б.Н. Иванов, П.В. Прогущенко, Ю.И. Шутов // Геофизика и астрономия. Информ. бюлл. – 1966. – Вып. 9. – С. 54-60.
- Иванчук П.П.* О роли меловых напорных вод в разрушении сводов платформенных поднятий западной части Средней Азии в неогеновую эпоху / П.П. Иванчук // Бюлл. МОИП, отд. геологии. – 1964. – Т. 39 (1). – С. 132-146.
- Кадастр пещер Украины: методические материалы и перечень* / А.Б.Климчук, Г.Н. Амеличев, В. Андраш [и др.]. – Симферополь : УИСК, УСА, 2008. – 75 с.
- Казанцев Ю.В.* Тектоника Крыма / Ю.В. Казанцев. – М. : Наука. – 1982. – 112 с.
- Карст в земной коре: распространение и основные типы* / Ежов Ю.А., Лысенин Г.П., Андрейчук В.Н., Дублянский Ю.В. – РАН, Сиб. отд-ние; Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии. [Научн. ред. И.Т. Бакуменко]. – Новосибирск, 1992. – 76 с.
- Климчук А.Б.* Понятие о пещере и некоторые проблемные вопросы теоретической спелеологии / А.Б. Климчук // Физическая география и геоморфология. – 1985. – Вып. 32. – С. 18-21.
- Климчук А.Б.* Спелеогенезис в артезианских условиях / А.Б. Климчук // Свет : Вестник Киевского карстол.-спелеол. центра. – 1992. – № 3(5). – С. 7-13.
- Климчук А.Б.* Гидрогеологические условия развития и генезис карстовых полостей в неогеновых сульфатных отложениях Воыно-Подольского артезианского бассейна: автореф. дис. ... канд. геол. наук. / Александр Борисович Климчук; Институт геологических наук. – Киев, 1999. – 25 с.
- Климчук А.Б.* Особенности и проблемы гидрогеологии карста: спелеогенетический подход / А.Б. Климчук // Спелеология и карстология. – 2008. – № 1. – С. 23-46.
- Климчук О.Б.* Еволюційний підхід до типології карсту / О.Б. Климчук // Геологічний журнал. – 2010. – № 3. – С. 85-97.
- Климчук А.Б.* Самоорганизация структуры водообмена как системообразующее свойство карста / А.Б. Климчук // Геологический журнал. – 2011. – № 1. – С. 85-110.
- Климчук А.Б.* Гипогенный спелеогенез, его гидрогеологическое значение и роль в эволюции карста / А.Б. Климчук. – Симферополь: ДИАЙПИ, 2013. – 180 с.
- Климчук А.Б.* Крупные лабиринтовые пещеры в гипсах Западной Украины: спелеогенезис в артезианских условиях / А.Б. Климчук, В.М. Шестопалов // Геологический журнал. – 1990. – Вып. 5. – С. 93-104.

- Климчук А.Б.* О сущности карста / А.Б. Климчук, В.Н. Андрейчук // *Спелеология и карстология.* – 2010. – № 5. – С. 22-47.
- Климчук А.Б.* Морфогенетический анализ пещеры Таврская (Внутренняя гряда Предгорного Крыма) / А.Б. Климчук, Е.И. Тимохина // *Спелеология и карстология.* – 2011. – № 6. – С. 36-52.
- Климчук А.Б.* Гипогенный карст юго-западной части Предгорного Крыма / А.Б. Климчук, Г.Н. Амеличев, Е.И. Тимохина // *Геологический журнал.* – 2009. – № 1. – С. 63-82.
- Климчук А.Б.* Спелеогенез в понтических известняках Одессы / А.Б. Климчук, К.К. Пронин, Е.И. Тимохина // *Спелеология и карстология.* – 2010. – № 5. – С.76-93.
- Климчук А.Б.* U/Th датирование спелеотем карстовых полостей юго-западной части Внутренней гряды Горного Крыма и определение возраста и динамики развития рельефа / Климчук А.Б., Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н. [и др.] // *Спелеология и карстология.* – 2011. – № 7. – С.29-39.
- Климчук А.Б.* Гипогенный карст восточной части Внутренней гряды Предгорного Крыма / А.Б. Климчук, Г.Н. Амеличев, Е.И. Тимохина, С.В. Токарев // *Спелеология и карстология.* – 2012а. – № 8. – С. 18-49.
- Климчук А.Б.* Возраст рельефа Внутренней гряды Горного Крыма по U/Th датировкам кальцитовых отложений карстовых полостей / Климчук А.Б., Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н. [и др.] // *Доклады НАН Украины, сер. Б.* – 2012б. – Вып.7. – С.88-96.
- Клюкин А.А.* Экстремальные проявления неблагоприятных и опасных экзогенных процессов в XX веке в Крыму / А.А. Клюкин // *Геополитика и экогеодинамика регионов.* – 2005. – С. 27-38.
- Клюкин А. А.* Экзогеодинамика Крыма / А.А. Клюкин. – Симферополь : Таврия, 2007. – 320 с.
- Клюкин А.А.* Определение абсолютного возраста оврагов Предгорного Крыма по средней скорости отступления крутых склонов / А.А. Клюкин, В.М. Московкин // *Геоморфология.* – 1979. – № 3. – С. 66-72.
- Кныш С.К.* Основы структурной, исторической и региональной геологии. Часть I : Структурная геология : учебное пособие / С.К. Кныш, Н.В. Гумерова, А.К. Полиенко. – Томск : Изд-во Томского политехнического университета, 2008. – 116 с.
- Колодяжная А.А.* Формирование агрессивности природных вод как основной фактор возникновения и развития карбонатного карста / А.А. Колодяжная // *Сов. иссл. карста за 50 лет.* – М., 1967. – С. 27-31.
- Колодяжная А.А.* Роль органических кислот в формировании карбонатного карста / А.А. Колодяжная // *Карст в карбонатных породах: тр. московского общ. испыт. природы; Отдел геолого-географический; Секция географии.* – М. : МГУ, 1972. – Т. XLVII. – С. 36-40.
- Костенко В. Д.* Изменение растворимости минералов горных пород под влиянием изменения давления и температуры / В. Д. Костенко, Е. А. Лушников // *Карстовый процесс и его прогноз.* – Уфа, 1980. – С. 67-71.
- Кострицкий М.Е.* К геоморфологии Крымского предгорья / М.Е. Кострицкий, В.Н. Терехова // *Известия Крымского педагогического института.* – 1957. – Т. XXVIII. – С. 489-521.
- Кочкин М.А.* Почвы, леса и климат Горного Крыма и пути их рационального использования / М.А. Кочкин // *Научн. тр. Никит. бот. сад.* – М. : Колос, 1967. – Т. 38. – 260 с.
- Крайнов С.Р.* Окислительно-восстановительные потенциалзадающие системы подземных вод / С.Р. Крайнов, Б.Н. Рыженко // *Геохимия.* – 1992. – № 4. – С. 467-482.
- Кривоуцкий А.Е.* Останцы денудации / А.Е. Кривоуцкий // *Вестник Московского университета. Сер. геогр.* – 1966. – № 2. – С. 113-116.
- Кузнецов А.Г.* Горный массив Кыз-Кермен как геологически памятник предгорного Крыма / А.Г. Кузнецов, Н.Н. Блага, Ал.Г. Кузнецов // *Природа.* – 2009. – Вып. 3(59). – С.21-25.
- Лаптев Ф.Ф.* Агрессивное действие вод на карбонатные породы, гипсы и бетоны/ Ф.Ф. Лаптев – М.-Л. : ГОНТИ, 1939. – 120 с.
- Луцки А.В.* Формирование режима подземных вод в районах развития активных геодинамических процессов / А.В. Луцки, Г.В. Лисиченко, Е.О. Яковлев – Киев : Наукова думка, 1988. – 164 с.
- Лыгина Е.А.* Датская и эоценовая карбонатные платформы Крыма: строение и условия формирования: автореф. дисс. ... канд. геол.-мин.наук / Екатерина Александровна Лыгина; Геологический институт РАН (Москва); МГУ им. М. Ломоносова.– М., 2010. – 24 с.
- Лысенко А.В.* Пещерные некрополи Горного Крыма эпохи раннего железа – позднеантичного времени (IX в. до н.э. – IV в. н.э.) / А.В. Лысенко // *Vita Antiqua.* – 2003. – № 5-6. – С. 85-107.
- Лысенко Н.И.* О причинах асимметрии речных долин Крыма / Н.И. Лысенко // *Известия Всесоюзного географического общества.* – 1966. – Т.98. – С. 357 - 361.
- Лысенко Н.И.* Новые данные о миоценовой поверхности выравнивания в Горном Крыму / Н.И. Лысенко // *Геоморфология.* – 1976. – № 1. – С. 86-90.
- Лысенко Н.И.* О новой находке отложений нижнего мела на Крымской яйле / Н.И. Лысенко // *Природа.* – 2002. – № 1. – С. 2-4.
- Лысенко Н.И.* Палеогеографические сокровища пещеры Алима в Крыму / Н.И. Лысенко, И.А. Башкин // *Природа.* – 2000. – № 1. – С.8-11.
- Львова О.В.* Карст Передгірного та Рівнинного Криму / О.В. Львова, В.П. Мелешин // *Физическая география и геоморфология.* – 1970. – Вып. 4. – С. 104-112.
- Лютцау С.В.* Причины отделения останцов от куэст и механизм этого явления // С.В. Лютцау // *Известия АН СССР, Серия География.* – 1962. – Вып. 4. – С. 64-65.
- Макаров Н.Н.* Первая находка аксессуарных анатаза и брукита в магматических породах Горного Крыма / Н.Н. Макаров, В.А. Супрычев // *Допов. АН УРСР.* – 1966. – № 12. – С. 1616-1619.

- Мережковский К.С.* Отчёт об антропологической поездке в Крым в 1880 г. / К.С. Мережковский // Географические известия. – 1881. – Т. 17, № 2. – С. 104-130.
- Муратов М.В.* Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова / М.В. Муратов. – М. : Госгеолтехиздат, 1960. – 207 с.
- Муратов М.В.* Палеогеновые отложения окрестностей Бахчисарая и их значение для стратиграфии палеогена Юга СССР / М.В. Муратов, Г.И. Немков // Палеогеновые отложения Юга Европейской части СССР; под ред. А. Л. Яншина. – М. : Изд-во АН СССР. – 1960. – С. 15-23.
- Національний атлас України* / Гол. ред. Л.Г. Руденко. – Київ : ДНВП Картографія, 2008. – 440 с.
- Немков Г.И.* Нуммулиты, ассилиты и оперкулиты Крыма / Г.И. Немков, Н.Н. Бархатова // Тр. Геол. музея АН СССР им. Карпинского. – 1961. – Вып. 5. – С. 7-22.
- Никитин М.Ю.* Атлас обнажений горных пород крымской геологической практики МГУ / М.Ю. Никитин, С.Н. Болотов. – М. : МГУ, 2006. – 60 с.
- Никонов А.А.* Обрушение навесов и ниш: опыт исследований в Крыму / А.А. Никонов // Геоморфология. – 1996. – № 4. – С. 65-74.
- Никонов А.А.* Определение скорости врезания рек / А.А. Никонов // Геоморфология. – 1973. – № 1. – С. 24-36.
- Обручев В.А.* Минеральный источник Бурункая близ Бахчисарая как будущий Крымский курорт / В.А. Обручев // Курортное дело. – 1924. – № 4-5. – С. 3-15.
- Пограничные мел-палеогеновые горизонты Горного Крыма* / сост. : Л.П. Горбач, В.В. Шехоткин [науч. рук. В.Ф. Малаховский] // Палеогеография мезозоя и структурно-тектоническое районирование Крыма как основа составления прогнозных карт на полезные ископаемые; Гос. геол. комитет СССР; Институт минеральных ресурсов, отдел региональной геологии. – Симферополь, 1964. – 220 с.
- Подгородецкий П.Д.* Использование археологических данных для определения скорости отступления известняковых обрывов в Предгорном Крыму / П.Д. Подгородецкий, В.П. Душевский // Геоморфология. – 1974. – № 3. – С. 87-93.
- Подгородецкий П.Д.* Крым: Природа // П.Д. Подгородецкий. – Симферополь : Таврия, 1988. – 192 с.
- Подземные воды карстовых платформенных областей юга Украины* / А.В. Луцкий, В.И. Морозов, В.П. Мелешин [и др.]. – Киев : Наук. думка, 1981. – 200 с.
- Попадюк И.В.* Проблема структуры Горного Крыма: традиционные представления и реальность / И.В. Попадюк, С.Е. Смирнов // Геотектоника. – 1991. – № 6. – С. 44-56.
- Прогноз водопритоков в горные выработки и водозаборы подземных вод в трещиноватых и закарстованных породах* / В.Д. Бабушкин [и др.]. – М : Недра, 1972. – 196 с.
- Пронин К.К.* Естественные пещеры Причерноморско-Азовской и Молдавско-Подольской карстовых областей / К.К. Пронин; Украинский Институт спелеологии и карстологии МОН, НАН Украины, Одесский национальный университет им. И.И. Мечникова. – Симферополь-Одесса : СОНАТ, 2009. – 130 с.
- Проявление новой золото-сурьмяной рудной формации в нижнемеловом терригенном комплексе Горного Крыма* / В.М. Артеменко, О.В. Артеменко, Н.И. Лысенко, В.Ю. Хмиляр // Наукові основи прогнозування, пошуків та оцінки родовищ золота : Матеріали міжнародної наукової конференції, Львів, 27-30 вересня 1999 р. – Львів. – 1999. – С. 12-13.
- Саваренский Ф.П.* Инженерная геология / Ф.П. Саваренский. – М.-Л., 1939. – 321 с.
- Славин В.И.* Современные геологические процессы в юго-западном Крыму / В.И. Славин. – М. : изд-во Моск. ун-та, 1975. – 197 с.
- Современные ландшафты Крыма и сопредельных акваторий: Монография* / [Е.А. Позаченюк и др.]; науч. ред. Е.А. Позаченюк. – Симферополь : Бизнес-Информ, 2009. – 672 с.
- Соколов Д.С.* Основные условия развития карста / Д.С. Соколов. – М. : Гос.науч.-техн. изд-во лит. по геологии и охране недр, 1962. – 287 с.
- Соколовський І.Л.* Закономірності розвитку рельєфу України / І.Л. Соколовський. – Київ, 1973. – 216 с.
- Ступишин В.А.* К вопросу взаимоотношения карста и почвенного покрова / В.А. Ступишин // Науч. доклады высшей школы. Сер. Геолого-географические науки. – 1958. – № 1. – С. 133-128.
- Супрычев В.А.* Первая находка гидротермального ангидрита на Украине / В.А. Супрычев, Ю.И. Шутов // Докл. АН УССР. – 1967. – сер. Б, № 8. – С. 699-703.
- Сучасні принципи гідрогеологічного районування* / В.М. Шестопапов, П.В. Блінов, Г.Г. Лютий [та ін.] // Збірник наукових праць УкрДГРІ. – 2010. – Вип. 3-4. – С.147-157.
- Тектоника центральной части северного склона Крымских гор и опыт ее изучения (по материалам геофизических и геологических исследований)* / Т.С. Лебедев, Г.Т. Собакар, Ю.П. Оровецкий, К.А. Болюбах. – Киев : изд. АН УССР, 1963. – 87 с.
- Терехова В.И.* Крымское предгорье (общая характеристика природы) / В.И. Терехова // Известия Крымск. пед. инст-та. – 1959. – Т. 34. – С. 49-63.
- Тимофеев Д.А.* Терминология карста / Д.А. Тимофеев, В.Н. Дублянский, Т.З. Кикнадзе. – М. : Наука, 1991. – 274 с.
- Тимохина Е.И.* Геоморфология и спелеогенез крайней юго-западной части эоценовой куэсты Внутренней гряды Горного Крыма / Е.И. Тимохина, А.Б. Климчук, Г.Н. Амеличев // Спелеология и карстология. – 2011. – № 7. – С. 40-51.
- Тимохина Е.И.* Роль гипогенного карста в геоморфогенезе Внутренней гряды Горного Крыма / Е.И. Тимохина, А.Б. Климчук, Г.Н. Амеличев // Спелеология и карстология. – 2012. – № 9. – С. 38-51.
- Тищенко А.И.* О роли минералогических исследований в оценке природы литогеохимических аномалий на территории промышленно-городских агломераций / А.И. Тищенко // Тектоника и полезные ископаемые

- Азово-Черноморского региона : тезисы Международной конф., Крым, Гурзуф, 13-17 сентября. – Симферополь : Ассоциация геологов г. Симферополя, 1999. – С. 46.
- Ткачук В.Г. Особенности формирования стока малых рек юга УССР в связи с гидрогеологическими условиями их бассейнов / В.Г. Ткачук, В.П. Молодых, В.С. Сопина // Водное хозяйство. – 1966. – Вып. 3. – С. 61-69.
- Толстых Е.А. Методика измерения количественных параметров экзогенных геологических процессов / Е.А. Толстых, А.А. Ключин. – М. : Недра, 1984. – 117 с.
- Файф У. Флюиды в земной коре / У. Файф, Н. Прайс, А. Томпсон. – Москва : Мир, 1981. – 425 с.
- Фор Г. Основы изотопной геологии / Г.Фор. – М. : Мир, 1989. – 592 с.
- Чижишев А.Г. Географические условия развития карста / А.Г. Чижишев. – М., 1975. – 116 с.
- Шестопапов В.М. Естественные ресурсы подземных вод платформенных артезианских бассейнов Украины / В.М. Шестопапов. – К. : Наукова думка, 1981. – 196 с.
- Шутов О.І. Глибинна обводненість Гірсько-Кримської карстової області / О. І. Шутов // Фізична географія та геоморфологія. – 1970. – № 4. – С. 92-103.
- Шутов Ю.И. Особенности перехода поверхностного стока в подземный в карстовых районах Украины / Ю.И. Шутов // Метеорология и гидрология. – Киев, 1969. – С. 300-305.
- Щепинский А.А. Подземная форма карста близ Симферополя / А.А. Щепинский // Изв. Крым. отд. Геогр. общ. СССР, 1957. – С. 22-23.
- Эрнст Н.Л. Раскопки палеолитической стоянки в Чокурчинском гроте у Симферополя. Информационное сообщение / Н. Л. Эрнст // Известия Таврического общества истории, археологии и этнографии. – Симферополь, 1929. – Т. 3 (60). – С. 188-190.
- Юдин В.В. Геодинамика Крыма / В.В. Юдин. – Симферополь : ДИАИПИ, 2011. – 336 с.
- Юдин В.В. Геологическое строение Крыма на основе актуалистической геодинамики / В.В. Юдин // Приложение к научно-практическому дискуссионно-аналитическому сборнику. – Симферополь, 2001. – 47 с.
- Юдин В.В. Предгорная сутура Крыма / В.В. Юдин // Геологічний журнал. – 1995. – № 3-4. – С. 56-61.
- Andre B.J. Dissolution of limestone fractures by cooling waters: Early development of hypogene karst systems / B.J. Andre, H.Rajaram // Water Resources Research. – 2005. – Vol. 41. – doi:10.1029/2004WR003331.
- Bell Hole Origin: Constraints on Developmental Mechanisms, Crooked Island, Bahamas / A.N. Birmingham, J.R. Mylroie, J.E. Mylroie, M.J. Lace // Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers [Электронный ресурс]. – Электрон. журн. – 2011. – № 11. – P. 70-79. – Режим доступа : <http://www.speleogenesis.info/content/?vmode=article&id=9592>
- Bogli A. Mischungskorrosion - ein Beitrag zur Verkarstungsproblem / A. Bogli // Erdkunde. – 1964. – Vol. 18. – P. 83-92.
- Bottrell S.H. Invasion of a karst aquifer by hydrothermal fluids: evidence from stable isotopic compositions of cave mineralization / S.H. Bottrell, S. Crowley, C. Self // Geofluids. – 2001. – № 1. – P. 1103-1121.
- Determination of uranium isotope ratios by multi-static MIC-ICP-MS: method and implementation for precise U- and Th-series isotope measurements / J. Fietzke, V. Liebetrau, A. Eisenhauer, C. Dullo // J. Anal. At. Spectrom. – 2005. – № 20. – P. 395-401.
- Dreybrodt W. On feasibility of condensation processes in caves / W. Dreybrodt // Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers [Электронный ресурс]. – Электрон. журн. – 2003. – № 1(2). – P. 1-3. – Режим доступа : <http://www.speleogenesis.info/directory/karstbase/publication.php?id=4468>.
- Dublyansky Y. Carbonate bedrock alteration during low-temperature hydrothermal karstification: a potential tool for hydrogeological paleothermometry using oxygen isotopes / Y. Dublyansky, C.Spötl // Geophysical Research Abstracts, EGU General Assembly. – 2008.
- Edwards R.L. ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th systematic and the precise measurement of time over the past 500,000 years / R.L. Edwards, J.H. Cheng, G.L. Wasserburg // Earth and Planetary Science Letters. – 1987. – № 81. – P. 175-192.
- Fiore S. Brushite, hydroxylapatite, and taranakite from Apulian caves (southern Italy): New mineralogical data / S. Fiore, R. Laviano // American Mineralogist. – 1991. – Vol. 76. – P. 1722-1727.
- Ford D.C. Karst Geomorphology and Hydrology / D.C. Ford, P.W. Williams. – London : John Wiley & Sons, 2007. – 562 p.
- Hill C. Cave minerals of the World. Second edition / C. Hill, P. Forti. – Huntsville, 1997. – 463 p.
- Hypogene speleogenesis and karst hydrogeology of artesian basins: Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, Special Paper 1; eds.: Klimchouk A., Ford D. – Simferopol: Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, 2009. – P. 23-32.
- Identifying low-temperature hydrothermal karst and palaeowaters using stable isotopes: a case study from an alpine cave, Entrische Kirche, Austria / C. Spotl, Y. Dublyansky, M. Meyer, A. Mangini // International Journal of Earth Science. – 2009. – V. 98. – P. 665-676.
- Immenhauser A. Phreatic cave calcites – archives of two realms / A. Immenhauser // Geology Today. – 2009. – № 25. – P. 29-33.
- Isotopic indications of water-rock interaction in the hypogene Tavrskaya cave, Crimea, Ukraine / Y. Dublyansky, A. Klimchouk, E. Timokhina, C. Spötl // Geophysical Research Abstracts. – 2011. – № 13. – P. 3055.
- Klimchouk A.B. Speleogenesis under deep-seated and confined settings / A.B. Klimchouk // Speleogenesis: Evolution of karst aquifers; eds.: A.B. Klimchouk, D.C. Ford, A. Palmer, W. Dreybrodt. – Huntsville, 2000. – P. 312-336.
- Klimchouk A.B. Conceptualisation of speleogenesis in multi-story artesian system: a model of transverse speleogenesis / A.B. Klimchouk // Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers [Электронный ресурс]. – Электрон. журн. – 2003. – № 1 (2). – P. 1-18. – Режим доступа

- : <http://www.speleogenesis.info/archive/publication.php?PubID=24&Type=publication>.
- Klimchouk A.B.* Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective / A.B. Klimchouk // National Cave and Karst Research Institute Special Paper no. 1. – Carlsbad, NM: National Cave and Karst Research Institute, 2007. – 106 p.
- Klimchouk A.* Morphogenesis of Hypogenic Caves / A. Klimchouk // *Geomorphology*. – 2009. – Vol. 106. – P. 100-117.
- Klimchouk A.B.* Speleogenesis, Hypogenic / A.B. Klimchouk // *Encyclopedia of Caves*; eds.: W.B. White, D.C. Culver. – Chennai, 2012. – P. 748-765.
- Klimchouk A.B.* Hypogene Speleogenesis / A.B. Klimchouk // *Treatise on Geomorphology*; Eds.: J. Shroder Jr., A. Frumkin; San Diego, CA: Academic Press. – 2013. – Vol. 6. – P. 220-240.
- Klimchouk A.B.* Speleogenetic effects of interaction between deeply derived fracture-conduit flow and intrastratal matrix flow in hypogene karst settings / A.B. Klimchouk, E.I. Tymokhina, G.N. Amelichev // *International Journal of Speleology*. – 2012. – V. 41, № 2. – P. 37-55.
- Lauritzen S.-E.* Solutional and Erosional Morphology / S.-E. Lauritzen, J. Lundberg // *Speleogenesis: Evolution of karst Aquifers*; eds.: Klimchouk A., Ford D., Palmer A., Dreybrodt W. – National Speleological Society, 2000. – P. 408-436.
- Lismonde B.* Limestone wall retreat in a ceiling cupola controlled by hydrothermal degassing with wall condensation (Szunyogh model) / B. Lismonde // *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*. – 2003. – № 1(4). – P. 1-3. / – Comments to remark: On feasibility of condensation processes in caves / Wolfgang Dreybrodt // *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*. – 2003. – № 1 (2). – Режим доступа к журн.: <http://www.speleogenesis.info/directory/karstbase/publication.php?id=4478>.
- Morphological indicators of speleogenesis: hypogenic speleogenesis* / P. Audra, L. Mocochain, J.-Y. Bigot, J.-C. Nobécourt // *Hypogene speleogenesis and karst hydrogeology of artesian basins: Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, Special Paper 1*; eds.: Klimchouk A., Ford D. – Simferopol: Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, 2009. – P. 23-32.
- Norman D. I.* Methane and excess N₂ and Ar in geothermal fluid inclusions / D.I. Norman, J.N. Moore // *Proceedings, 23d Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*: January 25-27, 1999; Stanford University, Stanford, California USA. – 1999. – P. 233-240.
- On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate* / L.M. Beal, W.P.M. De Ruijter, A. Biastoch, R. Zahn // *Nature*. – 2011. – № 472. – P. 429-436. doi:10.1038/nature09983.
- Osborne R.* The world's oldest caves: How did they survive and what can they tell us? / R. Osborne // *Acta Carsologica*. – 2007. – Vol. 36, № 1. – P. 133-142.
- Palmer A.N.* Origin and morphology of limestone caves / A.N. Palmer // *Geological Society of American Bulletin*. – 1991. – № 103(1). – P. 1-21.
- Palmer A.N.* Variations in rates of karst processes / A.N. Palmer // *Time in Karst*. – Postojna, 2007. – P. 15-24.
- Plummer L.N.* Mixing of sea water with calcium carbonate ground water / L.N. Plummer // *Geological Society of American Memoir*. – 1975. – V. 142. – P. 219-236.
- Plan L.* Das Nasse Schacht bei Mannersdorf am Leithagebirge, NO^o (2911/21) – eine thermal beeinflusste Hoehle am Ostrand des Wiener Beckens / L. Plan, R. Pavuza, R. Seemann // *Die Hoehle*. – 2006. – № 57. – P. 30-46.
- Poisel R.* Slope failure processes recognition based on mass-movement induced structures / R. Poisel, A. Preh, R. Hofmann // *Proceedings, 2nd Conference on Slope Tectonics*, 6-11 September 2011, Vienna. – 2011. – P. 1-6.
- Rehrl C.* Influence of initial aperture variability on conduit development in hypogene settings / C. Rehrl, S. Birk, A.B. Klimchouk // *Zeitschrift für Geomorphologie*. – 2010. – V. 54, № 2. – P. 237-258.
- Rehrl C.* Simulating the development of solution conduits in hypogene settings / C. Rehrl, S. Birk, A.B. Klimchouk // *Hypogene speleogenesis and karst hydrogeology of artesian basins: Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, Special Paper 1*; eds.: A. Klimchouk, D. Ford. – Simferopol: Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, 2009. – P. 61-66.
- Rehrl C.* Speleogenesis in hypogene settings: Development and validation of numerical models by field evidence / C. Rehrl, S. Birk, A.B. Klimchouk // *Geophysical Research Abstracts*. – 2008. – № 10. – P. 1-2.
- Relation between rock uplift and denudation from cosmogenic nuclides in river sediment in the Central Alps of Switzerland* / H. Wittmann, F. von Blanckenburg, T. Kruesmann [et. al.] // *Journal of Geophysical Research*. – 2007. – № 112. – F04010.
- Runnells D.D.* Diagenesis, chemical sediments, and the mixing of natural waters / D.D. Runnells // *Journal of Sedimentary Petrology*. – 1969. – V. 39. – P. 1188-1201.
- Singh S.K.* Mapping fracture corridors in naturally fractured reservoirs: an example from Middle east carbonates / S.K. Singh, H. Abu-Habbiel, B. Khan [et al.] // *First Break*. – 2008. – V. 26, № 5. – P. 109-113.
- Speleogenesis: Evolution of karst aquifers* / Eds.: A.B. Klimchouk, D.C. Ford, A. Palmer, W. Dreybrodt. – Huntsville, 2000. – 527 p.
- Speleothems from the high-alpine Spannagel cave, Zillertal Alps (Austria)* / C. Spötl, A. Mangini, S. Bums, N. Frank, R. Pavuza // *Studies of Cave Sediments. Physical and Chemical Records of Paleoclimate*, eds. I. Sasowsky, J. Mylroie / Netherlands. – 2004. – P. 243-256.
- Spötl Ch.* Continuous-flow isotope ratio mass spectrometric analysis of carbonate minerals / Ch. Spötl, T.W. Vennemann // *Rapid Commun. Mass Spectrom.* – 2003. – № 17. – P. 1004-1006.
- Stable isotope analysis of the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event in the Crimea* / J.K. Fisher, G.D. Price, M.B. Hart, M.J. Leng // *Cretaceous Research*. – 2005. – Vol. 26. – P. 853-863.
- Stratigraphic Model of the Mesozoic and Cenozoic of the Western Black Sea Basin* / P.F. Gozhik, N.V. Maslun, M.M.

Ivanik [et. al.] // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2008. – Вып. 1. – С. 55-69.

The Pecos river hypogene speleogenetic province: a basin-scale karst paradigm for Eastern New Mexico and West Texas, USA / K. Stafford, L. Land, A. Klimchouk, M. Gary // Advances in Hypogene Karst Studies : NCKRI Symposium 1. – Carlsbad, 2009. – P. 121-135.

The Upper Valanginian (Early Cretaceous) positive carbon-isotope event recorded in terrestrial plants / D.R. Grocke, G.D. Price, S.A. Robinson [et. al.] // Earth and Planetary Science Letters. – 2005. – Vol. 240. – P. 495-509.

Thermal genesis of dissolution caves in the Black Hills, South Dakota / M.J. Bakalowicz, D.C. Ford, T.E. Miller, A.N. Palmer, M.V. Palmer // Geological Society of America Bulletin. – 1987. – Vol. 99. – P. 729-738.

Treatise on Geomorphology : in 14 v. / Academic Press is an imprint of Elsevier ; editor-in-chief J. F. Shroder. – Amsterdam – Boston – Heidelberg – London - New York – Oxford – Paris - San Diego - San Francisco – Singapore – Sydney – Tokyo, 2013. – V. 1 : The foundations of geomorphology / volume editors A. Rorime, D.Y Sack. – 2013a. – 441 p.

Treatise on Geomorphology : in 14 v. / Academic Press is an imprint of Elsevier ; editor-in-chief J. F. Shroder. – Amsterdam – Boston – Heidelberg – London - New York – Oxford – Paris - San Diego - San Francisco – Singapore – Sydney – Tokyo, 2013. – V. 6 : Karst geomorphology / volume editor A. Frumkin. – 2013b. – 483 p.

Toth J. Hydraulic continuity in large sedimentary basins / J. Toth // Hydrogeology Journal. – 1995. – № 3 (4). – P. 4-15.

Understanding the genesis of nonmarine calcite deposits through quadrupole mass spectrometric analysis of fluid inclusion gases / B.D. Newman, D.I. Norman, N. Gundimeda, S.S. Levy // Chem. Geol. – 1996. – № 132. – P. 205-213.

von Blanckenburg F. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment / F. von Blanckenburg // Earth Planet. Sci. Lett. – 2005. – № 237. – P. 462-479.

Devils Hole, Nevada, $\delta^{18}O$ record extended to the mid-Holocene / I.J. Winograd, J.M. Landwehr, T.B. Coplen, W.D. Sharp, A.C. Riggs, K.R. Ludwig, P.T. Kolesar // Quaternary Research. – 2006. – Vol. 6. – P. 202-212.

Worthington S.R.H. Porosity and permeability enhancement in unconfined carbonate aquifers as a result of solution / S.R.H. Worthington, D.C. Ford, P. Beddows // Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers; Eds.: A. Klimchouk, D. Ford, A. Palmer, W. Dreybrodt. – Huntsville : Natl. Speleol. Soc., 2000. – P. 423-432.

Наукове видання

Климчук Олександр Борисович
Тимохіна Єлизавета Ігорівна
Амелічев Геннадій Миколайович
Дублянський Юрій Вікторович
Шпетль Кристоф

Гипогенный карст Предгорного Крыма и его геоморфологическая роль

(російською мовою)

Дизайн обложки: А.Б.Климчук
Оригинал-макет: А.Н.Гребнев
Компьютерная верстка: А.Н.Гребнев
Фотографии на обложках:

Передняя обложка: Геоморфологическое выражение реликтовых гипогенных каналово-полостных структур эоценовой толщи в стадии глубокого распада - "Долина Сфинксов" в Бахчисарае (фото А.Б. Климчука).
Задняя обложка: Вверху: Крупнокаверновая кайма гипогенного трещинно-карстового канала, экспонированная в стенке обрыва эоценовых известняков в с. Белокаменное; внизу: гроты и ниши в обрыве эоценовых известняков, г. Баллы-Коба (фото А.Б. Климчука); южная галерея в пещере Таврская в палеоценовых известняках, ур. Курушлюк. Все фото из юго-западного Предгорья.

Издание осуществлено при поддержке гранта АРК Крым молодым ученым (Е.И. Тимохиной), спелеотуркомплекса "Пещера Скельская" ООО Крымспелеотур (speleotur.com.ua) и предприятия "Кизил-Коба".

Klimchouk A.B., Tymokhina E.I., Amelichev G.N., Dublyansky Y.V., Spötl C.

The hypogene karst of the Crimean Piedmont and its geomorphological role. – Simferopol: DIP, 2013. – 204 p. Il. 122, Tables 8, References 210.

The book offers a fundamental new interpretation of the origin of karst in the Crimean Piedmont and explains the role karstification played in the geomorphogenesis of the region. The hypogene origin of karst cavities, their leading role in dismembering the Crimean Piedmont's homocline and the formation of the characteristic cuesta and rock-remnant relief of the area is demonstrated on the basis of a systematic and comprehensive study, which included modern isotopic and geochemical methods.

The hypogene karst in the area developed in conditions of the confined to semi-confined groundwater flow systems, via interaction between the ascending flow of the deep-seated fracture-karst (conduit) water and the strata-bound, predominantly porous aquifers of the layered formations in the homoclinal northern mega-slope of the Crimean Mountains. The major pre-requisites for hypogene karst development is a position of the area at the flank of the Prichernomorsky artesian basin, and in a geodynamically active suture zone, which separates the fold-thrust structure of the Crimea Mountains and the Scythian plate.

Opening of the stratified structure of the Piedmont follows the near-vertical cross-formational fracture-karst channels, resulting in the development of the pronounced cuesta relief with steep cliffs, which feature massive exposure of channels with karst-affected morphology.

Hypogene karstification results in characteristic morphologies, including caves, cliff niches and open chambers, variously sculptured and honeycomb-cellular surfaces of limestone cliffs, wide and shallow couloirs near the rims of cuestas, and rock remnants-"sphinxes". The carbonate bedrock in the walls of the hypogene cavities revealed isotopic alteration (both O and C) caused by the action of hypogene fluids.

The time of formation of cuestas in the Inner Range of the Crimean Mountains, determined on the basis of the U-Th disequilibrium dating of speleothems, turned out to be younger than thought previously. The active development of hypogene karst in the geologically recent past was the main factor responsible for today's geomorphologic peculiarity of the Crimean Piedmont.

The book will be of interest for karstologists, hydrogeologists, geomorphologists, geologists, and environmental scientists studying karst regions, ore geology and carbonate reservoirs of hydrocarbons. It will also be useful for students of the respective disciplines, and for all those interested in the nature of the Crimean Piedmont.

Keywords: karst, karst geomorphology, speleogenesis, hypogene karst, carbonate reservoir, Crimean Piedmont

Формат 60x84 /8. Підписано до друку 05.04.13. Ум. друк. арк. 24,9. Тираж 300 пр. Зам. № 13063\064.

Видавець і виготовлювач: ТОВ "ДІАЙП"
пр. Кирова, 17, м. Сімферополь, 95011
тел./факс (0652) 248-178, 711-687; (095) 353-85081.
dip@diprint.com.ua, www.diprint.com.ua

Свідоцтво про дер жавну реєстрацію ДК №1744 від 8.04.2004 р.



Главной причиной геоморфологического своеобразия Предгорного Крыма, - вертикальных обрывов и останцовых массивов куэст, «экзотических» форм типа ниш, гротов, каменных кружев и истуканов-«сфинксов», - является вскрытие, раскрытие и переработка экзогенными геоморфологическими процессами реликтовых гипогенных каналово-полостных систем, сформированных тут до образования современного рельефа.

