

**Е.И. Тимохина, А.Б. Климчук, Г.Н. Амеличев****Роль гипогенного карста в геоморфогенезе Внутренней гряды Горного Крыма**

Тимохина Е.И., Климчук А.Б., Амеличев Г.Н. Роль гипогенного карста в геоморфогенезе Внутренней гряды Горного Крыма // Спелеология и карстология, - № 9. – Симферополь. – 2012. – С. 38-51.

Резюме: В геоморфогенезе Предгорья ведущую роль занимают процессы расчленения «бронированных» известняковых толщ моноклиальной слоистой структуры и склоновые процессы в интервалах выходов скальных известняковых пород. Главной предпосылкой последних является гипогенный карст, развитие которого предшествовало современному рельефу и контролировало его формирование. Закарстованные трещинные зоны в мел-палеогеновой толще шириной 100-400 м контролировали врезание долин в известняковые пласты. Основными элементами гипогенных карстовых структур, образующими их пространственный каркас, являются субвертикальные трещинно-карстовые каналы (карстовые «рифты»). Вскрытие известняковых пластов по вертикальным трещинно-карстовым каналам-рифтам изначально задавало обрывистость склонов долин, а наличие таких каналов-рифтов в тылу обрывов уже врезанных в известняки долин определяет механизмы отступления склонов с сохранением вертикальности и контролирует положение и конфигурацию сегментов обрывов. Доминирующим склоновым процессом в интервалах вскрытия известняков являются обвалы глыб и блоков породы (топлина), отделяющихся главным образом по остающимся в тыловых частях обрывов трещинно-карстовым каналам-рифтам. В стенках раскрытых в обрывах трещинно-карстовых каналов экспонируется их гипогенная скульптурная морфология, чем определяется своеобразие и номенклатура морфологии известняковых обрывов Внутренней гряды. В тех участках склонов, где положение обрывов стабилизировалось на значительное время ввиду отсутствия в тылу новых линий блоковой делимости по карстовым структурам, выветривание становится значимым процессом в морфогенезе поверхностей, склоны теряют вертикальность и приобретают сложенные бровки, специфическая гипогенно-карстовая скульптурная морфология обрывов уничтожается. Положение о контроле склоновых процессов в известняках гипогенными трещинно-карстовыми структурами дает новые важные критерии для оценки состояния склонов и прогноза опасных обвалов и камнепадов в пределах Внутренней гряды.

Ключевые слова: гипогенный карст, спелеогенез, геоморфогенез, склоновые процессы, Внутренняя гряда, Горный Крым.

Тимохина Е.И., Климчук А.Б., Амеличев Г.Н. Роль гипогенного карста в геоморфогенезе Внутренней гряды Горного Крыма // Спелеология и карстология, - № 9. - Симферополь. - 2012. - С. 38-51.

Резюме: У геоморфогенезі Передгір'я провідну роль займають процеси розчленування «бронюючих» вапнякових товщ монокліальної шаруватої структури і схилів процеси у інтервалах виходів скельних вапнякових порід. Головною передумовою останніх є гіпогенний карст, розвиток якого передував сучасному рельєфу і контролював його формування. Закарстовані тріщинні у крейдово-палеогеновій товщі шириною 100-400 м контролювали врізання долин у вапнякові пласти. Основними елементами гіпогенних карстових структур, що утворюють їх просторовий каркас, є субвертикальні тріщинно-карстові канали (карстові «ріфти»). Розтин вапнякових пластів по вертикальних тріщинно-карстових каналах-ріфтах зразу задавав обривистість схилів долин, а наявність таких каналів-ріфтов в тилу урвищ долин, що вже розрізають у вапняки, визначає механізми відступання схилів із збереженням вертикальності та контролює положення і конфігурацію сегментів урвищ. Домінуючим силовим процесом в інтервалах розтину вапняків є обвали брил і блоків породи (топлина), що відділяються головним чином по тріщинно-карстових каналах-ріфтах, що залишаються в тилу частин урвищ. У стінках розкритих в урвищах тріщинно-карстових каналів експонується їх гіпогенна скульптурна морфологія, чим визначається своєрідність і номенклатура морфології вапнякових урвищ Внутрішньої гряди. У тих ділянках схилів, де положення урвищ стабілізувалося на значний час внаслідок відсутності в тилу нових ліній блокової подільності по карстових структурах, вивітрювання стає значимим процесом в морфогенезі поверхонь, схили втрачають вертикальність і набувають зглажені бровки, специфічна гіпогенно-карстова скульптурна морфологія обривів знищується. Положення про контроль силових процесів у вапняках гіпогенними тріщинно-карстовими структурами дає нові важливі критерії для оцінки стану схилів і прогнозу небезпечних обвалів і камнепадів в межах Внутрішнього пасма.

Ключові слова: гіпогенний карст, спелеогенез, геоморфогенез, схилів процеси, Внутрішнє пасмо, Гірський Крим.

Tymokhina E.I., Klimchouk A.B., Amelichev G.M. Geomorphogenesis of astructural slopes of the Inner Range of the Mountainous Crimea: the role of hypogenic karst in the formation and retreat of cliffs // *Speleology and Karstology*, - № 9. – Simferopol. – 2012. - P. 38-51.

Abstract: *In geomorphogenesis of the fore-mountain region, a leading role is played by the processes of dismemberment of «shielding» limestone layers of the monoclinally stratified structure, and slope processes in the intervals of rocky limestone outcrops. Their main pre-condition for the latter is hypogene karst development which preceded the modern relief and controlled its formation. Karstified fracture-karst zones, 100 to 400 m wide, in the Cretaceous-Paleogene strata controlled the entrenchment of valleys in the limestone layers. The basic elements of hypogenic karst structures, which forms their spatial framework, are sub-vertical fracture-karst conduits (karst «rifts»). Dissection of limestone layers along vertical fracture-karst rift conduits initially set the cliff-like shape of valleys slopes, and presence of such rift conduits in the rear of cliffs of already incised valleys determines the mechanisms of cliff retreat, with the maintenance of verticality, and controls position and configuration of segments of cliffs. A dominant slope process in the intervals of limestones is block toppling, whereas blocks become separated mainly along remaining fracture-karst conduits in rearward parts of cliffs. Hypogenic sculptural morphology is displayed in the exposed walls of the fracture-karst conduits, which determines the originality and nomenclature of morphology of limestone cliffs of the Inner Range. In those areas of slopes where position of cliffs has stabilized for considerable time due to absence of new lines of block detachment in the rear, weathering becomes a significant process in the morphogenesis of surfaces. Slopes lose their verticality and acquire the smoothed rims. Specific hypogenic sculptural morphology of cliffs is being destroyed on such slopes. The finding about control of slope processes in limestones by hypogenic fracture-karst structures gives new important criteria for the slope condition assessment and prognosis of hazardous collapses and rockfalls in the limits of the Internal Range.*

Keywords: *hypogenic karst, speleogenesis, geomorphogenesis, slope processes, Inner Range, Mountainous Crimea.*

ВВЕДЕНИЕ

Ярко выраженная куэстовая морфология Внутренней гряды Горного Крыма определяется как ее геологическим строением, в частности, наличием скальных пород в составе верхнемеловых и палеогеновых толщ и их пологим падением к северу и северо-западу, так и особенностями экзогенных процессов на склонах. Предпосылками прохождения последних в скальных породах являются предшествующие геологические процессы, нарушающие и ослабляющие структурную целостность массивов. Помимо фациально-седиментационных неоднородностей, закладываемых еще в период осадконакопления, особое значение в формировании предпосылок склоновых процессов имеет тектоническое трещинообразование и, в случае растворимых пород, карстообразование.

Изучению склоновых процессов в Горном Крыму посвящено значительное число работ, среди которых преобладают наблюдения за динамикой условно непрерывных процессов (Блага, 2008; Блага, Попов, 2009; Душевский, 1989; Душевский, Ключин, Солдатов, 1979; Душевский, Ключин, Толстых, 1974; Ключин, 1998, 2005а, 2005б, 2007; Ключин, Московкин, 1979; Новиков, Ключин, 1989; Толстых, Ключин, 1984). Значительно менее изученной остается реализация гравитационных процессов на крутых и обрывистых известняковых склонах куэст, проявляющихся во времени дискретно (импульсно). Ввиду этих особенностей, изучение динамики гравитационных процессов объективно затруднено, возможно лишь постфактум их прохождения и требует иных методов наблюдения (Душевский, 1995; Ключин, 2005а, 2007; Толстых, Ключин, 1984).

Вместе с тем, не будет преувеличением утверждать, что именно предпосылки и механизмы расчленения долинами и дальнейшего распада бронирующих известняковых слоев определяют важнейшие аспекты современного геоморфогенеза Предгорья. Обрывистые аструктурные склоны в интервале раскрытия палеоценовых и эоценовых известняков создают четкую куэстовую выраженность

Предгорья, а дальнейшее расчленение куэстовых гряд и отступление обрывов приводит к обособлению характерных останцовых столообразных массивов. С правильным пониманием этих механизмов и предпосылок их реализации тесно связана проблема интерпретации своеобразной и чрезвычайно богатой скульптурной морфологии субвертикальных известняковых обрывов Предгорья: гротов, ниш, разнообразных каналов и каверн, ребристо-волнистых поверхностей, «тафонеобразных» сотово-ячеистых форм, зон мелкой кавернозности и др.

Карстолого-геоморфологические и спелеогенетические исследования, проводимые Украинским Институтом спелеологии и карстологии МОНМС и НАН Украины в пределах крымского Предгорья, позволили выявить и раскрыть важнейшую роль карста (спелеогенеза) как в заложении и формировании долин, ограничивающих и расчленяющих куэстовые массивы, так и в подготовке и развитии дальнейших склоновых процессов в обрывах. В статье основное внимание уделяется обрывам куэстовых массивов, сложенных мшанковыми известняками датского яруса палеоцена и нуммулитовыми известняками симферопольского яруса эоцена.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВНУТРЕННЕЙ ГРЯДЫ

В структурно-геологическом отношении Внутренняя гряда находится в зоне мезозойского коллизионного шва, возникшего в результате столкновения палеотеррейна Горного Крыма с Евразией в юр-нижнем мелу (Юдин, 2011). Его элементами являются Предгорная сутура, Присутурный и Симферопольский меланжи и мощный (2-3 км) фрагмент аккреционного клина, состоящий из складчато-надвигового комплекса юрских и частично нижнемеловых пород. Нижнемеловые отложения этого структурного этажа дислоцированы – подвержены расланцеванию, субпослойным срывам, содержат дуплексы со складками. Глубже по рисунку сейсмических отражений выявляется пологая восточная периклиналь

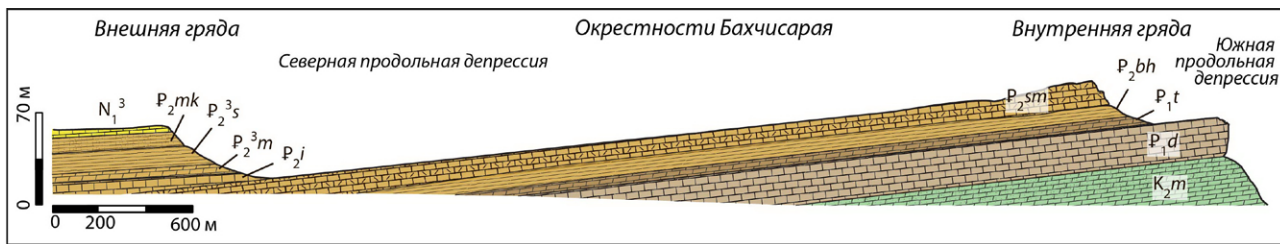


Рис. 1. Геолого-геоморфологический профиль Предгорного Крыма в районе Бахчисарая. Условные обозначения: K_2^m - мергели маастрихта, сверху песчанистые; P_1^d - известняки датского яруса; P_1^t - мергели танетского яруса; P_2^{bh} - глины известковистые бахчисарайского яруса с прослоями глинистых известняков и мергелей; P_2^{sm} - нуммулитовые известняки симферопольского яруса; P_2^j - мелоподобные известняки низов верхнего эоцена; P_2^{3m} - верхнеэоценовые глинистые мергели и глины; P_2^{3s} - верхнеэоценовые зеленоватые глины; P_2^m - олигоценовые глины и пески; N_1^3 - известняки сармата.

Симферопольской антиклинали, по-видимому, сложенная битакской молассой. Под ней расположен мощный Симферопольский меланж, а еще глубже – поднадвиговые структуры, предположительно представленные параавтохтонным комплексом триаса-палеозоя (Юдин, 2011).

Верхний структурный этаж, состоящий из слабодислоцированных верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых преимущественно карбонатных отложений, образует куэстовую моноклираль Предгорья, наклоненную на север под углом около 5° . Куэстовое строение является главной характеристикой рельефа предгорных гряд Крыма, что обусловлено, как особенностями геологического строения региона, так и особенностями геоморфологического раскрытия его моноклиальной пластовой структуры (рис. 1).

На Внутренней гряде куэста ярко выражена в рельефе на юго-западном участке от Меккензиевых гор до Симферополя, в зоне сопряжения Качинско-Курцовского поднятия и Альминской впадины, а на северо-восточном - от долины р. Биюк-Карасу к востоку от г. Ак-Каи до западных отрогов г. Агармыш, где Восточно-Крымское поднятие сопряжено с Белогорско-Индольским прогибом (Гришанков, Позаченюк, 1984). Здесь два бронирующих пласта известняков, датского яруса палеоцена и симферопольского яруса эоцена, образуют пологие ($5-15^\circ$) структурные склоны куэст, обращенные на север – северо-запад. На юго-юго-восток обращены аструктурные обрывистые склоны, прорезанные долинами субсеквентных рек: на юго-западном участке - Бельбека, Качи и Альмы, на северо-восточном – Биюк-Карасу, Кучук-Карасу, Индола. Профили аструктурных склонов отражают разную степень денудационной устойчивости карбонатных осадков и неодинаковы в широтном направлении в силу выпадения отдельных горизонтов из разреза.

В юго-западном Предгорье нижнюю часть профиля крутизной до 30° образуют слабо- и среднеустойчивые отложения маастрихта мощностью до 100 м, представленные мергелями, алевролитами и их переходными разновидностями, основание которых покрыто коллювиальным чехлом склоновых отложений. Вышележащие отложения мшанковых и фораминиферовых известняков датского яруса суммарной мощностью до 70-80 м образуют уступ куэсты с крутыми и обрывистыми склонами, практически лишенными чехла рыхлых отложений. В Восточном Предгорье, на массиве Ак-Кая, верхняя часть маастрихта слагает обрывистую часть склона.

Вышележащие отложения танетского (качинского) яруса (представлены только на юго-западном участке) образуют пологие мергелистые склоны. Песчанистые глауконитовые глины ипра (бахчисарайского яруса) юго-западного участка практически не образуют склонов, т.к. имеют маломощные (до 0.5 м) обнажения. На северо-востоке ипрские отложения представлены глауконитовыми известняками. Верхний уступ куэсты образован мощными нуммулитовыми известняками симферопольского яруса эоцена, отличающимися повышенной устойчивостью к разрушению и образующими крутые и обрывистые склоны.

Литологическая изменчивость в разрезе наблюдается не только между стратиграфическими единицами, но и в пределах отдельных горизонтов. Разбавление карбонатной составляющей песчано-алевритовым материалом характерно для верхней части маастрихтской, в низах датской и танетской (качинской) толщ. Обогащение глауконитом и скопления желваковых фосфоритов наблюдаются у основания толщ со следами перерыва в осадконакоплении (Горбач, 1972).

Отложения верхнего структурного яруса характеризуются тектонической нарушенностью, особенности которой контролируют как закарстованность, так и положение обрывов куэстовых массивов и расчленяющих их долин. Разрывы со смещениями и крупные тектонические трещины, а также контролируемые ими прямолинейные отрезки аструктурных обрывов куэсты, имеют субмеридиональные, субширотные и диагональные простирания, но наборы доминирующих направлений меняются в различных секторах Предгорья. Крупные трещины длиной от 30-50 до 300-400 м во многих местах хорошо дешифрируются по космоснимкам высокого разрешения на участках обнаженных и задернованных поверхностей известняков в прирвовочных участках структурного склона. Наблюдения в обрывистых обнажениях показывают, что субвертикальные трещины часто сквозным образом секут различные пачки и слои пород, но многие заканчиваются на определенных литостратиграфических границах или распространены внутрислойно. Трещиноватость неравномерно распределена по площади. Ранее нами показано (Тимохина, Климчук, Амеличев, 2011), что трещиноватость и закарстованность мел-палеогеновых пород сконцентрирована в линейных зонах шириной

100-400 м, по которым выработаны врезанные в структурный склон долины, а за пределами таких зон густота трещин резко уменьшается. Интенсивная трещиноватость и закарстованность палеоценовых и эоценовых известняков в обрывах куэст и прибровочных полосах обычно контрастирует с весьма слабой трещиноватостью этих пород на удалении от обрывов, что выявляется наблюдениями в карьерах, расположенных на структурном склоне Внутренней гряды. Линейные трещинные зоны в карбонатных толщах пластовых структур в последнее время идентифицированы во многих регионах мира и выделяются под названием трещинных коридоров, кластеров или «роев» (Bush, 2010; Questiaux, Couples, Nicolas, 2010; Singh S.K. et al., 2008).

ИЗУЧЕННОСТЬ СКЛОНОВЫХ ПРОЦЕССОВ ВО ВНУТРЕННЕЙ ГРЯДЕ

Считается, что именно перечисленные общие особенности литологического состава пород, формирующих профиль Внутренней гряды, а также экспозиция отдельных склонов, определяют протекание тех или иных склоновых процессов на склонах разной крутизны. Наиболее изученными являются процессы, протекающие на склонах, сложенными верхнемеловыми мергелями и четвертичными делювиальными суглинками (Душевский, Клюкин, Толстых, 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 микроинвентаров, историко-археологический метод, геолого-геоморфологический метод; дендрохронологические методы). Для вычисления скорости по массе 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 преобладающих тут прерывистых гравитационных процессов – обвалов и камнепадов (Душевский, 1989; 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). Обычно шла речь о результатах древних исторических либо экстремальных (катастрофических) процессов (Душевский, 1995; Клюкин, 2005, 2007).

При рассмотрении склоновых процессов следует различать механизмы нарушения сплошности породы в массиве (отделения обломков) и механизмы их удаления (перемещения) (Poisel, Prah, 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 в общем 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.

Не будет преувеличением утверждать, что именно предпосылки и механизмы расчленения и дальнейшего распада бронирующих известняковых слоев занимают ключевое место в геоморфогенезе Предгорья. Обрывистые аструктурные склоны в интервале палеоценовых и эоценовых известняков создают четкую куэстовую выраженность Предгорья, а дальнейшее расчленение куэстовых гряд и отступление обрывов приводит к обособлению характерных останцовых столообразных массивов. С правильным пониманием этих механизмов и предпосылок их реализации тесно связана проблема интерпретации своеобразной и чрезвычайно богатой скульптурной морфологии субвертикальных известняковых обрывов Предгорья: гротов, ниш, разнообразных каналов и каверн, ребристо-волнистых поверхностей, «тафонеобразных» соотово-ячеистых форм, зон мелкой кавернозности и др.

КАРСТ ВНУТРЕННЕЙ ГРЯДЫ

Нашими исследованиями последних лет показано, что пещеры Внутренней гряды имеют гипогенное происхождение, а обильно представленные в обрывах куэстовых гряд (как в консеквентных, так и в субсеквентных долинах) разнообразные пещеристо-кавернозные, скульптурные и соотово-ячеистые («тафонеобразные») формы и комплексы, являющиеся реликтами морфологии гипогенных трещинно-карстовых каналов и их полостной каймы, экспонированными в результате продольного раскрытия таких каналов в результате гравитационно-блокового отступления обрывов по ним (Амеличев и др., 2011; Климчук и др., 2009, 2011, 2012; Климчук, Тимохина, 2011; Тимохина, Климчук, Амеличев, 2011; Klimchouk et al., 2012).

Гипогенный карст региона формировался в закрытых гидрогеологических условиях

напорных водоносных комплексов с относительно низкодинамичной средой, при взаимодействии восходящих трещинно-жильных вод глубокой циркуляции с пластовыми водами более мелких систем потоков (рис. 2 А), при большой роли конвективной циркуляции в морфогенезе образующихся полостей. Карстообразование в целом локализовано по сквозьформационным тектоническим нарушениям и линейным зонам повышенной трещиноватости. Такие раскарстованные трещинные зоны («коридоры») контролируют геоморфологическое раскрытие Предгорья долинами, чем определяется заложение и положение куэстовых обрывов и обилие реликтовых гипогенных карстопоявлений в них. Современные процессы комплексной поверхностной денудации, воздействующие на экспонированные в обрывах поверхности известняков, ведут к переработке и уничтожению реликтовой карстовой морфологии, но отступление обрывов путем блокового обрушения по

остающимся в приборочной части массива трещинно-карстовым каналам поддерживает вертикальность обрывов и выводит в экспонированное состояние «свежую» гипогенную карстовую морфологию (рис. 2 Б).

Основными элементами гипогенных карстовых структур региона, образующими их пространственный каркас, являются субвертикальные трещинно-карстовые каналы (рис. 2 Б, 3, 6-8). 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 международной спелео-морфологической литературе к таким каналам часто применяют название «рифты», в соответствии с английскими словарными значениями этого слова (трещина; расселина; разлом; щель; прорез). Большая часть известняковых обрывов куэст образована путем продольного раскрытия таких каналов-рифтов (рис. 3, 6-8). Поперечные трещинно-карстовые каналы в приборочной части обрывов, а также параллельные обрывам каналы в их «тылу», часто оказываются доступными для непосредственного исследования, демонстрируя морфологию идентичную той, которая наблюдается в обрывах.

Прочие полостные формы в обрывах Внутренней гряды являются либо элементами морфологии самих каналов-рифтов, либо формами их кавернового окаймления, либо каналами-перемычками между смежными рифтами по напластованию или оперяющим косым трещинам. Наиболее типичными формами являются расширения-«раздувы» в поперечном профиле рифтов, образованные в определенных гидростратиграфических интервалах за счет агрессивности смешивания восходящего потока по рифтам и латерального потока поровых вод по отдельным слоям и плоскостям напластования. Такие расширения всегда контролируются литолого-структурными особенностями слоев и прослоев (стратиформны) и могут быть латерально-протяженными вдоль рифтовых каналов, принимая облик пещерных ходов, или латерально-обособленными (камеры-залы). Латерально-протяженные расширения рифтов составляют основной доступный для проникновения объем всех значительных пещер Внутренней гряды – Таврской, Змеиной, Мангупской, Лисьей, Алимова, а также (при раскрытии рифтов обрывами) представлены протяженными нишами в обрывах. Локальные расширения также образуются на верхних замыканиях оперяющих наклонных ответвлений трещинно-карстовых каналов и имеют вид камер (зальных форм). При их раскрытии обрывами такие камеры становятся гротами, столь обильно представленными в обрывах Внутренней гряды.



Рис. 2. Концептуальная модель «поперечного» гипогенного спелеогенеза в пластовой структуре (А) и обобщенная схема строения гипогенной карстовой системы Внутренней гряды (Б). Схема Б также иллюстрирует тектоно-карстовый контроль склоновых процессов и морфологии обрывов.

РОЛЬ ГИПОГЕННОГО КАРСТА В ФОРМИРОВАНИИ И ОТСТУПАНИИ ОБРЫВОВ

Положение о ведущей роли гравитационных процессов на обрывистых склонах высказывалось

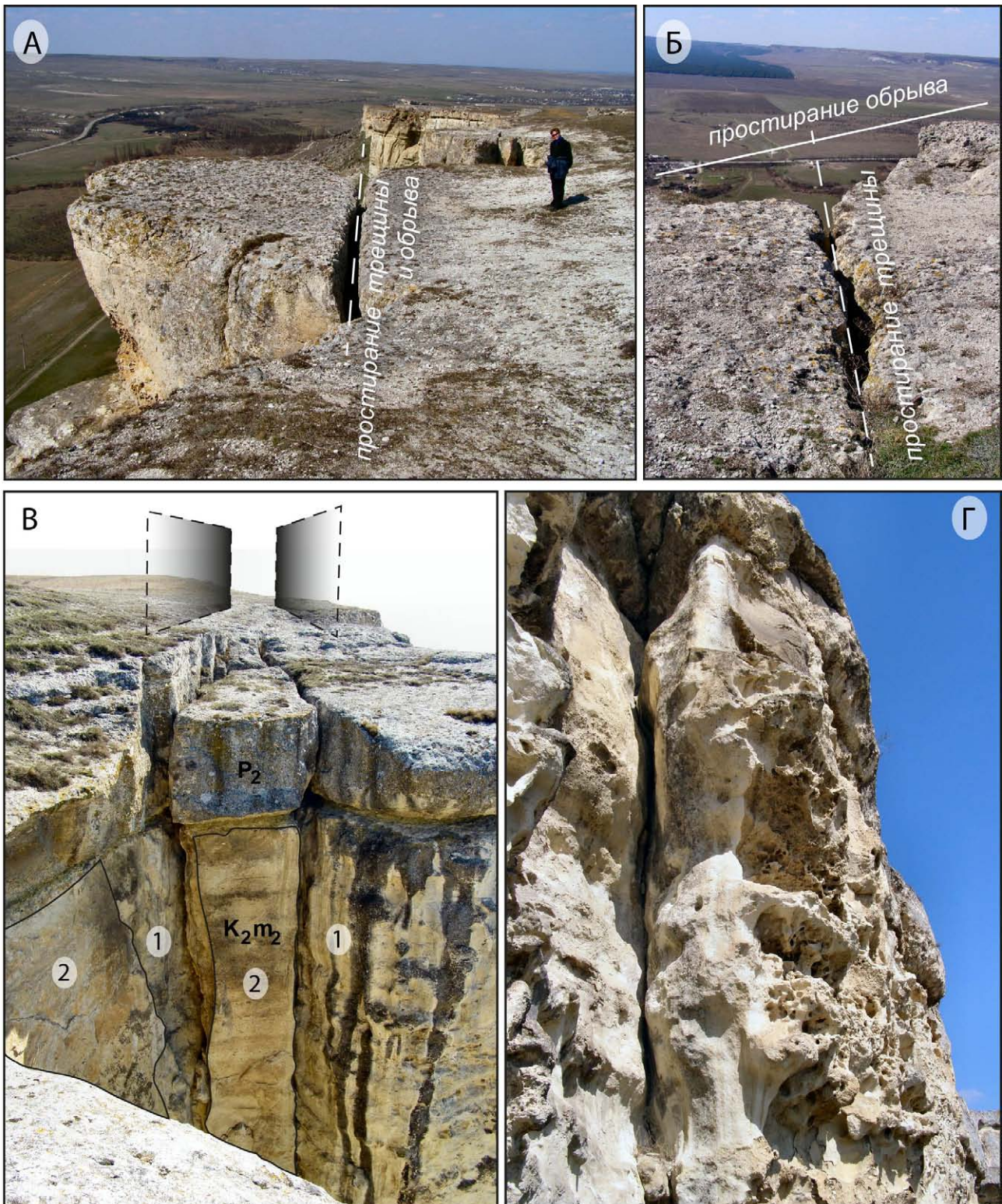


Рис. 3. Трещинно-карстовые каналы в приобвочной части куэстового массива Ак-Кая в восточной части Внутренней гряды. Каналы пересекают толщу мергелей и известковых песчаников маастрихта и вышележащую толщу эоценовых известняков. Они хорошо прослеживаются как сверху на структурной поверхности куэсты, так и сбоку в кулуарах обрывов. Фронтальный обрыв образован обвалом блоков по трещинно-карстовым каналам и экспонирует их гипогенную морфологию.

ранее, а также отмечалась связь скальных обвалов с повышенной трещиноватостью (Воскресенский, 1971; Клюкин, 2007) и развитием пещер (Душевский, 1995). Однако лишь с развитием гипогенной концепции карста Предгорья раскрыта ведущая роль трещинно-карстовых структур в геоморфогенезе региона,

причем эта роль многоуровенна и многоаспектна (Тимохина, Климчук, Амеличев, 2011; Климчук и др., 2012). Структуры гипогенного карста, формирование которых предшествовало формированию рельефа, составляют важнейшую предпосылку заложения и развития долин на исходном моноклиномальном склоне.

Закарстованные трещинные зоны («коридоры») в мел-палеогеновой толще шириной 100-400 м контролировали фиксацию долин при их врезании в известняковые пласты, а сосредоточенная восходящая разгрузка подземных вод через гипогенные карстовые системы на начальных стадиях раскрытия пластово-жильной водонапорной структуры способствовала эрозионному развитию долин. Вскрытие известняковых пластов по вертикальным трещинно-карстовым каналам-рифтам изначально задавало обрывистость склонов долин. Наличие таких каналов-рифтов в тылу обрывов уже врезанных в известняки долин определяет механизмы отступления склонов и контролирует положение и конфигурацию их сегментов. Доминирующим склоновым процессом на высотных уровнях известняков являются обвалы глыб и блоков (топплинг), отделяющихся главным образом по остающимся в тыловых частях обрывов трещинно-карстовым каналам-рифтам (рис. 2 Б). Наконец, скульптурная морфология стенок раскрытых в обрывах трещинно-карстовых каналов определяет номенклатуру и своеобразие карстопоявлений, экспонированных в таких обрывах.

Полевыми исследованиями выявлено множество прямых доказательств тектоно-карстового контроля блоковой делимости массива и действия механизма глыбово-блокового обрушения (рис. 3, 5-8). В основании обрывов почти повсеместно распространен глыбово-блоковый материал, как включенный в делювиальный шлейф, так и находящийся на его поверхности, несущий на себе фрагменты исходной гипогенной морфологии

трещинно-карстовых каналов. Стенки обрывов в местах отделения блоков представляют собой относительно свежеекспонированные поверхности стен закарстованных трещин и каналов (рис. 3, 5-8). Уже сам факт преобладания механизма отступления обрывов путем обрушения и опрокидывания блоков, при наличии очевидных признаков современного действия этого механизма, указывает на незначительную роль выветривания в морфогенезе таких обрывов. Лишь в тех участках склонов, где положение обрывов стабилизировалось на значительное время ввиду отсутствия в тылу новых линий блоковой делимости по карстовым структурам, выветривание становится значимым процессом в морфогенезе известняковых поверхностей. Важную роль в комплексном процессе выветривания стабилизированных скальных склонов, сложенных карбонатными породами, играет растворение плоскостными потоками. Стабилизированные обрывистые склоны теряют вертикальность и приобретают сглаженные бровки, при этом специфическая гипогенно-карстовая скульптурная морфология обрывов уничтожается. На многих участках сохраняются лишь существенно переработанные выветриванием крупные элементы гипогенной морфологии - округлые кулуары-амфитеатры по полностью вскрытым гrotам, а также скальные останцы типа «бастионов» и «сфинксов» между ними. Примерами таких стабилизированных и переработанных выветриванием известняковых склонов является левый борт Каралезской долины вдоль с. Красный Мак и участок Чурук-Су в Бахчисарае (рис. 4).



Рис. 4. Геоморфологическое выражение реликтовых гипогенных каналов-полостных структур эоценовой толщи в стадии глубокого распада - раскрытия долиной и денудационного разрушения, на примере «долины Сфинксов» в Бахчисарае. Условные обозначения: 1 - субвертикальные трещины (выделенные дешифрированием космоснимков и полевым обследованием); 2 - «сфинксы» («каменные истуканы») - останцы слабонарушенных и незакарстованных блоков; 3 - реконструкция уплощенных камер по системе наклонных трещин; 4 - фрагменты камер в обнажениях (гrotы и ниши); 5 - фрагменты карстовых каналов со значительной сохранностью пещерной морфологии; 6 - положение точек и направления съемки фотографий.

ТРЕЩИННО-КАРСТОВЫЕ КАНАЛЫ В ПРИБРОВОЧНЫХ УЧАСТКАХ ОБРЫВОВ

В ходе проведенных систематических карстологических исследований на Внутренней гряде большое внимание уделялось изучению взаимоотношений документируемых карстовых форм и комплексов с обрывами, условий их экспонирования в обрывах, реконструкции форм по соответствующим скульптурным фрагментам в стенках отрыва обнажений и в обвалившихся блоках и глыбах. Особое внимание уделялось идентификации и документации частично раскрытых и еще нераскрытых трещинно-карстовых каналов в приривочной части обрывов, наличие и положение которых определяет современную эволюцию склонов и их морфологию в ближайшем будущем.

Ниже мы приводим описания нескольких участков, хорошо иллюстрирующих характеристики вертикальных трещинно-карстовых каналов и их роль в формировании обрывов и их морфологии.

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 отделения, 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 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.

Участок Качи-Кальон

Массив Качи-Кальон расположен в долине р. Кача, в окрестностях с. Баштановка Бахчисарайского района. Тут массив дат-инкерманских известняков образует сложный выступ, ограниченный субсеквентным обрывом общего северо-западного простирания и консеквентным обрывом северо-восточного простирания (рис. 5 А). Высота обрыва от бровки до подножья (уровня выраженных ниш по контакту с нижележащим маастрихтом) составляет около 70 м. Со стороны субсеквентного обрыва расположены известные Качи-Кальонские гроты. Самый крупный Четвертый грот, известный также как Родниковый, имеет длину 110 м, глубину 36 м и площадь 2000 м² (Блага и др., 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. 5 Б, В; рис. 6А). В этой части рифт имеет ширину 0,5 – 2 м и доступен для проникновения сверху с плато до глубины около 15 м (рис. 6 Б). Рифт продолжается вниз, но перекрыт коллювиальными отложениями, создающими псевдозатяжки. Стены внутренних участков рифта содержат участки губчатой морфологии, стратиформные кавернозные зоны и другие особенности, аналогичные наблюдаемым в обнажениях и идентифицируемых как элементы гипогенного морфоскульптурного комплекса (Амеличев и др., 2011; Тимохина и др., 2011).

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 раскрытию последнего и экспонированию его гипогенной морфологии непосредственно в обрыв.

Участок Красный Мак

В работе (Тимохина, Климчук, Амеличев, 2011) показано, что молодые подвешенные долины в крайней юго-западной части эоценовой куэсты Внутренней гряды заложены путем вскрытия карстовых систем, сформированных по линейным закарстованным зонам интенсивной трещиноватости.

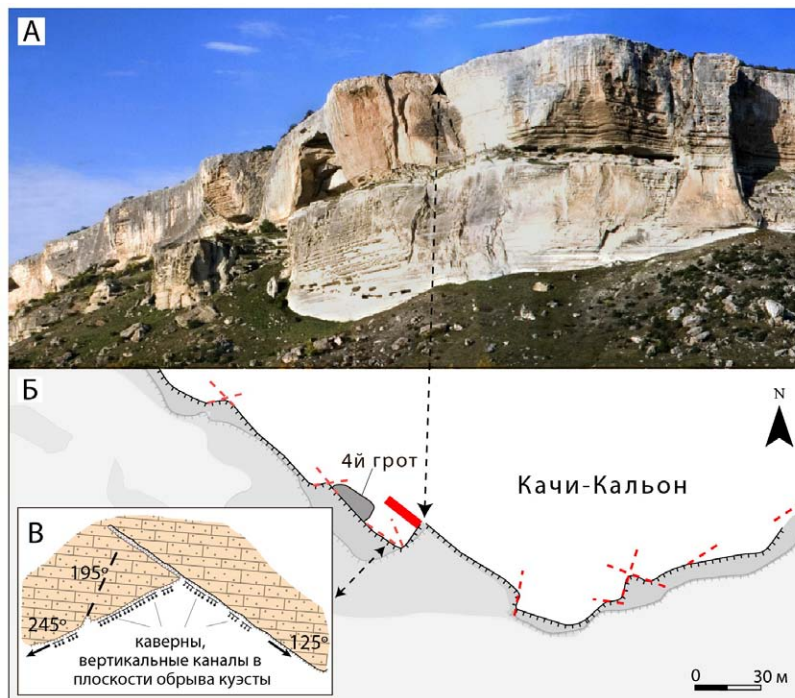


Рис. 5. Массив Качи-Кальон (А, Б) и схема трещинно-карстового канала-рифта (В) в тыловой части обрыва.

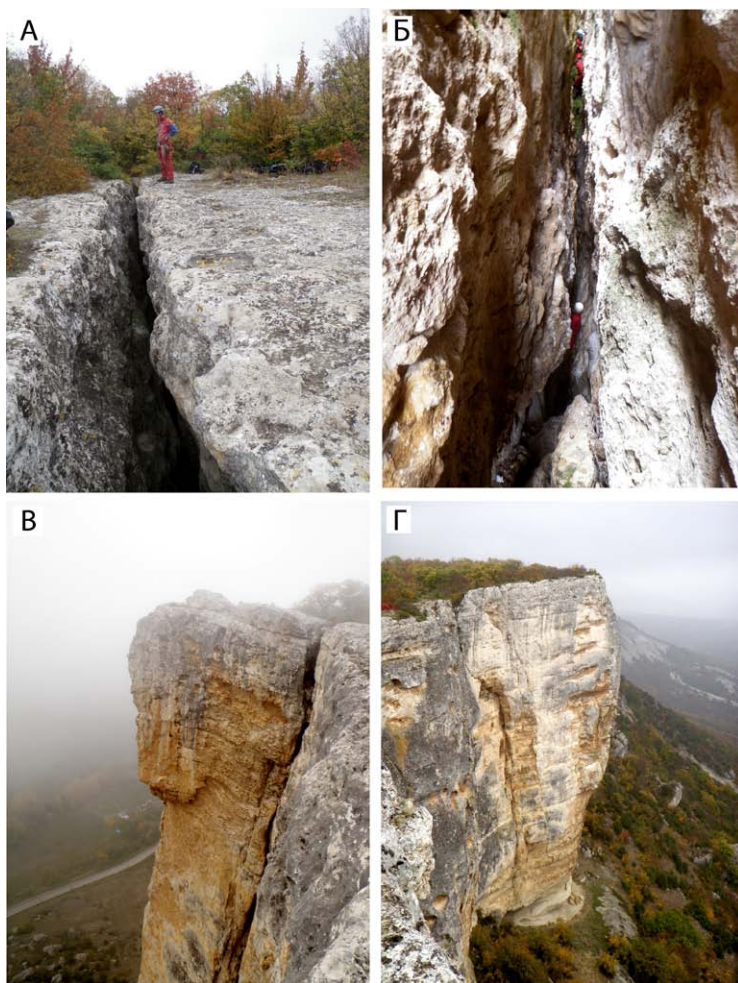


Рис. 6. Крупный вертикальный трещинно-карстовый канал в массиве Качи-Кальон (А – вид сверху; Б – вид изнутри; см. фигуры людей для масштаба) и другие подобные каналы на этом участке.

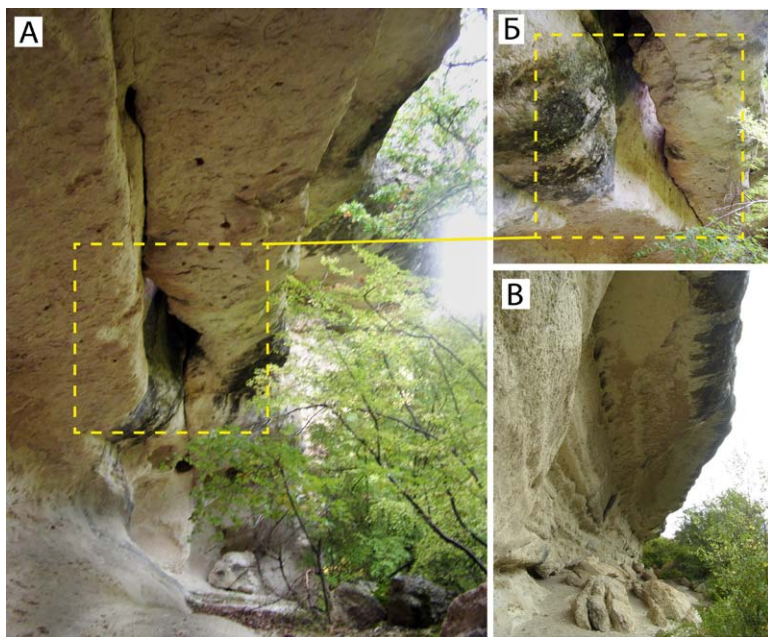


Рис. 7. Частично раскрытые трещинно-карстовые каналы в обрывах эоценовых известняков в крайней юго-западной части выходов нуммулитовых известняков во Внутренней гряде (район с. Красный Мак).

Долины субпараллельной серии у с. Красный Мак имеют корытообразный поперечный профиль и обрывистые, местами нависающие, склоны с обильной карстовой морфологией в нуммулитовых известняках симферопольского яруса эоцена. Разрез известняков 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 выражаются активные плоскости напластования между отдельными слоями и слои с более высокой рассеяной (поровой) проницаемостью. В верхней части обнажений залегает 15-метровая пачка более плотных известняков, равномерно насыщенная раковинами крупных фораминифер (до 20 % от породы), с субвертикальными ходами илоедов размером до 15 см, заполненными пелитоморфным рыхлым материалом (Горбач, 1972). Крупные субвертикальные трещинно-карстовые каналы, параллельные обрыву, раскрываются в сторону долины сначала только в нижней песчанистой части разреза, сохраняя навесы – козырьки над образованными таким образом стратиформными нишами. В дальнейшем происходит обрушение навесов и полное раскрытие трещинно-карстовых каналов. Выпавшие в долину глыбы и блоки породы демонстрируют морфологию обвалившейся стенки рифтового канала со скульптурной морфологией, аналогичной сохранившейся на стенке обрыва.

Участки в долине р. Альмы и возле с. Белокаменка

Аналогичные примеры каналов-рифтов в тыловых частях обрывов, лишь частично вскрытых локальными вывалами перемычек, но демонстрирующих исходную гипогенно-карстовую морфологию, задокументированы в долине р. Альмы, в окрестностях с. Малиновка Симферопольского района и в окрестностях с. Белокаменка Бахчисарайского района (в междуречье Бельбека и Качи). В обоих участках трещинно-карстовые каналы заложены в толще плотных нуммулитовых известняков видимой мощностью до 20 м. Обрывы демонстрируют многочисленные формы скульптурной

морфологии гипогенного карста и сформированы раскрытием трещинно-карстовых каналов-рифтов. Местами в обрывах имеются локальные вывалы-гроты, вскрывающие следующие в тылу параллельные рифтовые каналы (рис. 8 А, Б, В), или такие тыловые каналы принимают на себя линию фронтального обрыва на другом отрезке своего простираия (рис. 8 Г, Д). 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.

Пещеры Внутренней гряды

Все значительные пещеры Внутренней гряды представляют собой латерально-протяженные расширения вертикальных трещинно-карстовых

каналов-рифтов, воспринимаемые (особенно при заполненности отложениями нижних частей поперечных сечений) как субгоризонтальные пещерные ходы. Такие расширения образуются в интервалах пересечения рифтовых каналов с активными плоскостями напластования и прослоями высокой матричной проницаемости, за счет агрессивности смешивания восходящих жильных потоков с латеральными пластовыми потоками (Klimchouk, Tumokhina, Amelichev, 2012). Нижние части поперечных сечений имеют щелевидный облик и обычно непроходимые человеком размеры, или полностью заполнены глинистыми и обломочными отложениями, но местами прослежены на глубину до 12 м от уровня основного латерального расширения. В интервале расширения и в своде пещер обильно представлена типичная гипогенная мезо-морфология с многочисленными формами свободно-конвективной циркуляции (Климчук и др., 2009; Климчук, Тимохина, 2011).

Эти характеристики изученных пещер, а также рассмотрение условий их заложения в куэстовых массивах (рис. 9), показывают, что пещеры будут контролировать положение обрывов на определенных этапах эволюции склонов и расчленения массивов на этих участках.

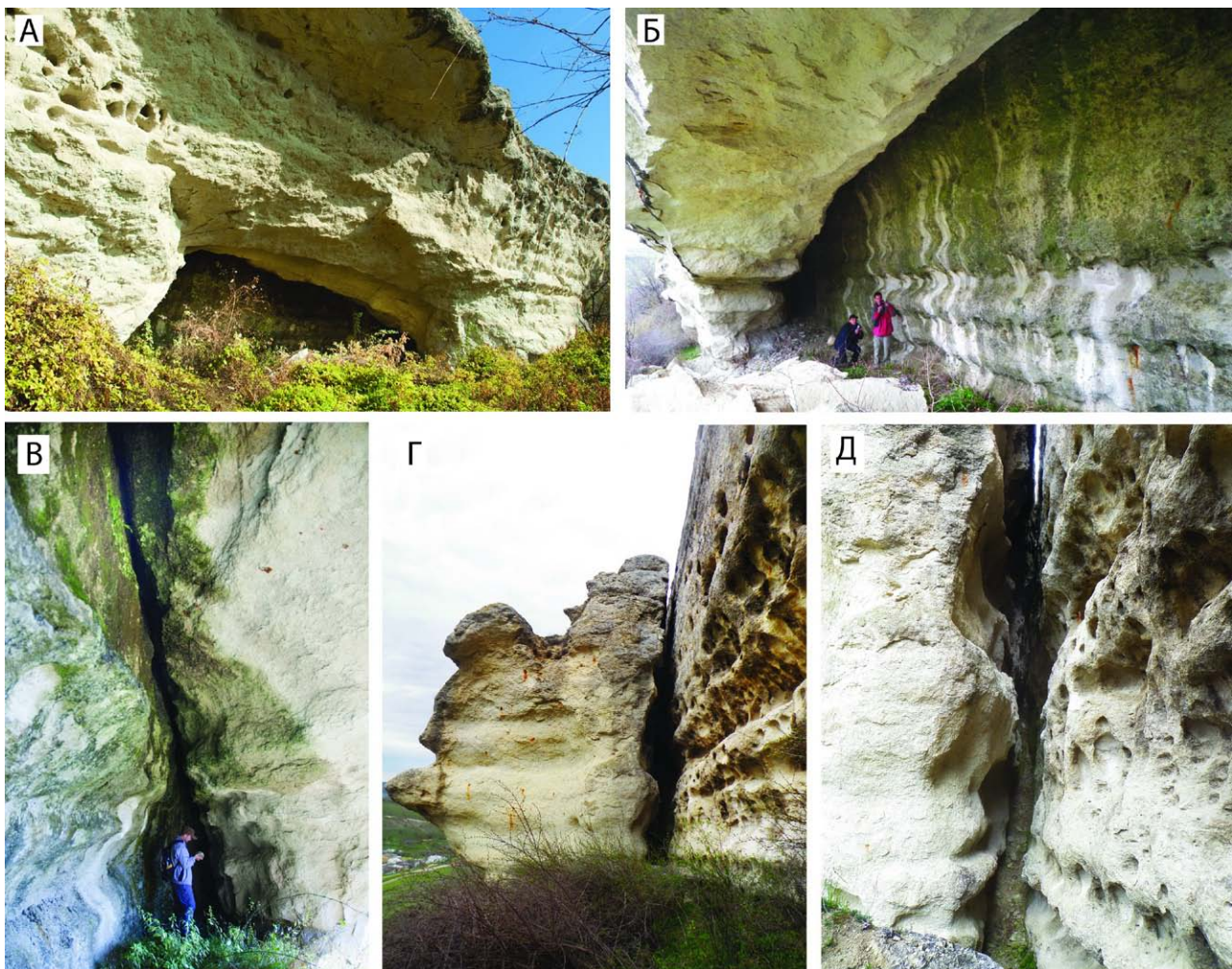


Рис. 8. Морфология трещинно-карстовых каналов в эоценовых известняках и контроль ими формирования и отступления обрывов (А, В - окрестности с. Малиновка; Б, Г, Д - окрестности с. Белокаменка).

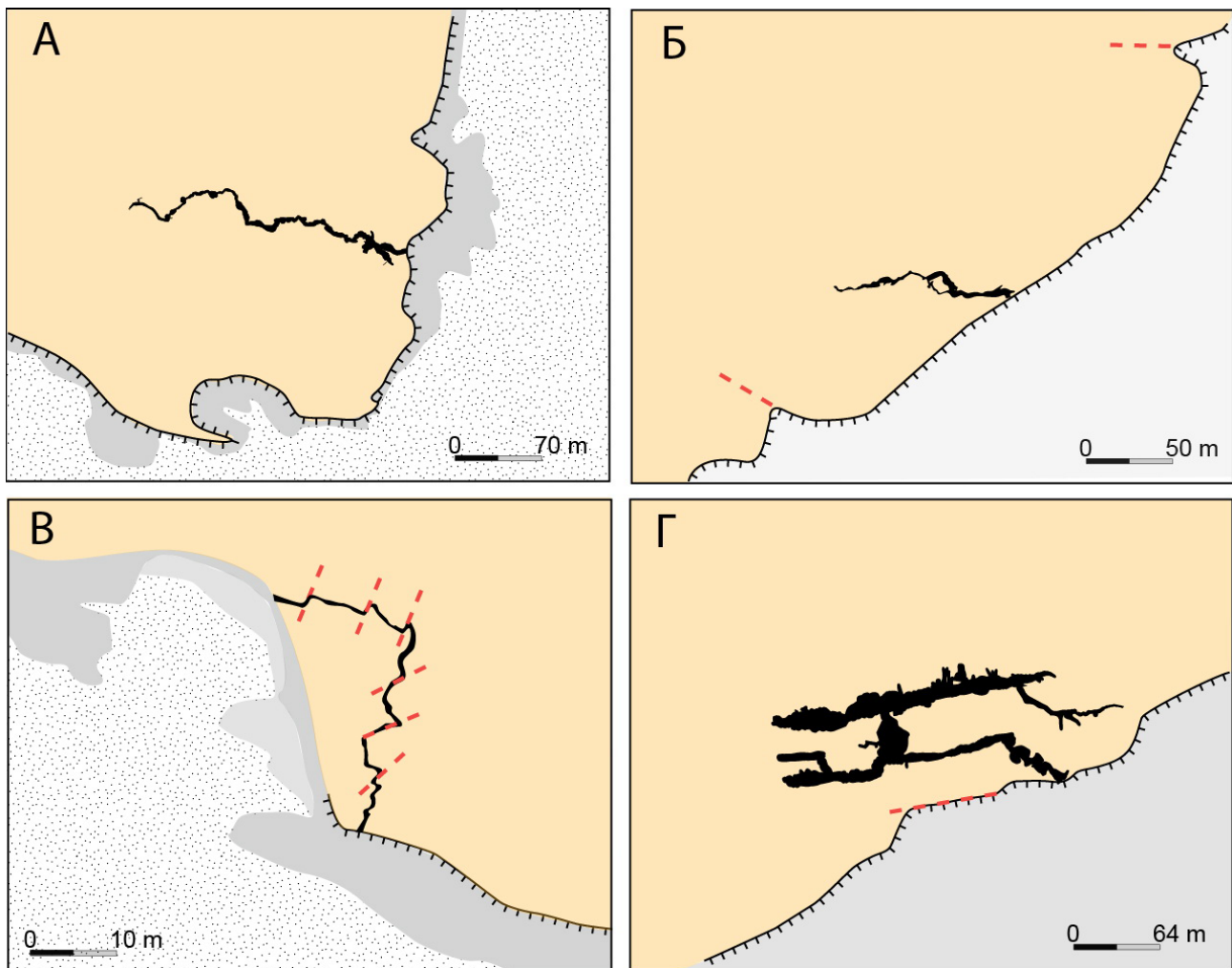


Рис. 9. Плановая конфигурация и условия заложения в массиве значительных пещер Внутренней гряды: А – Змеиная, Б – Мангупская-1, В – Лисья, Г – Таврская.

Пещера Таверская. Пещера заложена в прибрежной части палеоценовой куэсты, сложенной дат-инкерманскими мшанково-криноидными известняками и подстилаемой мергелями маастрихта, в ее сегменте между долинами Бельбека и Качи, юго-восточнее горы Арман-Кая (Климчук, Тимохина, 2011). Вход находится в средней части обрывистого 25-метрового аструктурного склона. Общее простирание полости западное - северо-западное, соответствующее простиранию ближайшего фрагмента обрыва на этом участке. Плановый рисунок полости показывает две субпараллельные галереи простирания $80-260^\circ$, соединенные уплощенной перемычкой, два хода диагональной ($130-310^\circ$) ориентировки и нескольких тупиковых боковых ходов. Обе галереи расположены на одном гипсометрическом уровне и имеют одинаковый слабый уклон к западу – северо-западу в соответствии с падением пластов. В основании ходов ширина достигает 5-6 м, высота – 7-8 м. Общая протяженность полости достигает 507 м, глубина 18 м, объем – 3000 м³. На сегодняшний день это самая протяженная пещера Предгорного Крыма.

В пещере Таврской обнаружены коры фреатического кальцита, сформированные до вскрытия карстовой системы денудацией, а также субаэральные

натечные отложения (сталактиты, сталагмиты). Абсолютная датировка сталагмитов позволила определить время установления вадозных условий в пещере (130 тыс. лет назад), соответствующих обстановке выраженности палеоценовой куэсты в рельефе вследствие денудационного расчленения известняковой толщи со стороны Южной продольной депрессии и возникновения вертикальной нисходящей фильтрации от поверхности (Климчук, Тимохина, Амеличев, 2012).

Денудационные процессы привели к частичному разрушению привходовой части пещеры. Об этом свидетельствуют обвалившиеся глыбы и блок породы, лежащие ниже по склону на выположенном мергелистом участке профиля, а также реликты карстовой морфологии на этом участке обрыва. Дальнейшее отступление обрыва приведет к вскрытию сначала южной, а затем и северной галерей пещеры (рис. 9 Г).

Пещера Подарочная. Примером реликтового фрагмента полости, аналогичной пещере Таврской, но уже практически полностью раскрытой обрывом, является пещера Подарочная на этом же участке палеоценовой куэсты. Она представляет собой фрагмент рифтового канала поперечной

к обрыву ориентировки. Он открыт в обрыв на участке, изобилующем скульптурными формами, указывающими на заложение обрыва по трещинно-карстовому каналу. Скульптурная стена Подарочной покрыта корой фреатического параллельно-шестоватого кальцита коричневого цвета, аналогичного кальциту в пещере Таврской (Климчук и др., 2011). Такие кальцитовые коры пещер Подарочная и Таврская являются отложениями восходящих карстовых палеоисточников, возможно слаботермальных (не выше примерно 50°C по данным исследования флюидных включений), формирующимися в близповерхностных условиях вследствие падения температуры и давления, сопровождающихся дегазацией. Абсолютная датировка по уран-ториевым отношениям образца кальцита Подарочной дала возраст 253 тыс. лет. Активизация восходящей разгрузки из гипогенных карстовых систем, в которых откладывался фреатический кальцит, происходила при удалении денудацией вышележащих эоценовых глинистых отложений. Таким образом, датировки фреатического кальцита Подарочной и субэаральных сталагмитов Таврской позволили определить промежуток времени (250 – 130 тыс. лет), за который куэста данного массива получила выраженность в рельефе (Климчук, Тимохина, Амеличев, 2012).

Пещера Змеиная. Пещера расположена в урочище Батарея, в восточной части юго-западного сектора Внутренней гряды, к юго-востоку от с. Левадки. Она имеет длину 310 м, площадь – 410 м², объем – 1300 м³. Полость заложена в нуммулитовых известняках эоцена (симферопольский ярус), слабо наклоненных к западу - северо-западу. Вход в пещеру располагается в крутом восточном обрыве Внутренней куэсты, в глубоком и узком поперечном кулуаре, который является частью пещеры, лишенной кровли. Основной ход пещеры в целом простирается на запад-северо-запад поперечно обрыву, но субпараллельно другому обрыву этого выступа куэсты, проходящему в 100 м к юго-западу от пещеры (рис. 9 А), а также из небольших боковых ответвлений. Ход пещеры заложен по серии латерально пересекающихся вертикальных трещин преимущественных направлений 300-310°, 340-350°, 40-50° и 80-90°, совпадающих с ориентировкой линейных фрагментов обрывов куэсты в этом районе. Из рассмотрения условий заложения пещеры Змеиной очевидно, что дальнейшее отступление южного обрыва куэсты будет использовать пещеру и приведет к ее продольному раскрытию и экспонированию в обрыве ее морфологии.

Пещера Лисья. Лисья пещера (Тильки Коба) заложена в верховьях р. Западный Булганак, в правом борту долины, в окрестностях с. Фонтаны Симферопольского района. Протяженность пещеры 95 м. Полость заложена в нуммулитовых известняках эоцена, слабо наклоненных к западу-северо-западу и подстилаемых мергелями маастрихта. Пещера вскрыта куэстовыми обрывами с двух сторон (рис. 9 В). Один вход открывается у основания известнякового уступа, второй – в 45 м к юго-востоку в средней части обрывистого уступа. Пещерный ход от первого входа простирается в целом на восток, затем резко разворачивается на юг. Он образован комбинацией

прямолинейных фрагментов направлений 30° и 300°, а резкие изгибы хода связаны с трещинами простираения 50-60°.

Пещера Мангупская-1. Пещера заложена в юго-восточной части останцового массива Мангуп, в толще датских мшанковых известняков, подстилаемых меловыми алевролитами. Вход представляет собой большой грот в 5 метрах ниже бровки куэсты. Длина пещеры 230 м, площадь 450 м², объем 1050 м³. Общее простираение полости северо-западное. На линии пещеры находится фрагмент обрыва, расположенный к западу от пещеры (вне области схемы на рис. 9 Б). Участок пещеры составит новую линию обрыва по мере дальнейшей эволюции склона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ведущую роль в геоморфогенезе Предгорья занимают процессы расчленения «бронирующих» известняковых толщ моноклиальной слоистой структуры и склоновые процессы в интервалах скальных известняковых пород. Главной предпосылкой как первичного расчленения эоценовых и палеоценовых известняков, так и склоновых процессов в них, является гипогенный карст, развитие которого предшествовало современному рельефу и контролировало его формирование.

Закарстованные трещинные зоны в мел-палеогеновой толще шириной 100-400 м контролировали положение мест сосредоточенной восходящей разгрузки подземных вод через гипогенные карстовые системы на начальных стадиях раскрытия пластово-жильной водонапорной структуры, что способствовало эрозионному развитию долин. Фиксация положения долин при их врезании в известняковые пласты происходила по закарстованным зонам. Основными элементами гипогенных карстовых структур, образующими их пространственный каркас, являются субвертикальные трещинно-карстовые каналы (карстовые рифты) - разработанные растворением до ширины 2-3 м крупные тектонические трещины, имеющие вертикальные размеры от нескольких метров до 60-80 метров и латеральную протяженность – от первых десятков метров до первых сотен метров.

Вскрытие известняковых пластов по вертикальным трещинно-карстовым каналам-рифтам изначально задавало обрывистость склонов долин. Наличие таких каналов-рифтов в тылу обрывов уже врезанных в известняки долин определяет механизмы отступления склонов и контролирует положение и конфигурацию сегментов обрывов. Доминирующим склоновым процессом на высотных уровнях известняков являются обвалы глыб и блоков (топлинг), отделяющихся главным образом по остающимся в тыловых частях обрывов трещинно-карстовым каналам-рифтам. Особенности обвального процесса определяются двумя типичными ситуациями расположения трещинно-карстовых каналов по отношению к общему простираению обрыва. При субпараллельном расположении отступление обрывов происходит путем отделения, отседания и обрушения межтрещинных блоков-целиков или их крупных частей, а фронтальная

часть обрывов формируется прямолинейной, непосредственно по плоскостям раскрытых каналов. При расположении трещинно-карстовых каналов под углом к обрыву происходит отделение и обрушение отдельных глыб с формированием зубчатого края обрыва, а каналы-рифты оказываются раскрытыми лишь частично, продолжаясь в массив нераскрытыми участками. В любом случае, в стенках раскрытых в обрывах трещинно-карстовых каналов экспонируется их гипогенная скульптурная морфология, чем определяется своеобразие и номенклатура морфологии известняковых обрывов Внутренней гряды.

В тех участках склонов, где положение обрывов стабилизировалось на значительное время ввиду отсутствия в тылу новых линий блоковой делимости по карстовым структурам, выветривание становится значимым процессом в морфогенезе поверхностей. Важную роль в комплексном процессе выветривания стабилизированных скальных склонов, сложенных карбонатными породами, играет растворение плоскостными потоками. Стабилизированные обрывистые склоны теряют вертикальность и приобретают сглаженные бровки, специфическая гипогенно-карстовая скульптурная морфология обрывов уничтожается. На многих участках сохраняются лишь существенно переработанные выветриванием крупные элементы гипогенной морфологии - округлые кулуары-амфитеатры по полностью вскрытым гротам, а также скальные останцы типа «бастионов» и «сфинксов» между ними.

Положение о контроле склоновых процессов в известняках гипогенными трещинно-карстовыми структурами дает важные новые критерии для оценки состояния склонов и прогноза опасных обвалов и камнепадов в пределах Внутренней гряды.

ЛИТЕРАТУРА

Амеличев Г.Н., Климчук А.Б., Тимохина Е.И. Спелеогенез в меловых и эоценовых отложениях долин рек Зуя и Бурульча (восточная часть Предгорного Крыма) // *Спелеология и карстология*. – 2011. - № 7. - С. 52-64.

Блага Н.Н. Морфогенез осипей в верхнемеловых мергелях Внутренней гряды Крымских гор // *Культура народов Причерноморья*. – 2008 - № 147. – С. 153-154.

Блага Н.Н., Попов А.В. Некоторые аспекты морфогенеза гротов и скальных навесов внутренней гряды Крымских гор // *Культура народов Причерноморья*. — 2009. — № 155. — С. 7-9.

Блага Н.Н., Кузнецов Ал. Г., Иванченко В.А., Кузнецов А.Г. Горный массив Качи-Кальон как геологический памятник Крыма // *Ученые записки Таврического нац. университета. Серия «География»*. – 2011. – Т. 24 (63). - №3. – С. 22-27. Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология : Формирование склонов. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1971. – 229 с.

Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология : Формирование склонов. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1971. – 229 с.

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

Гришанков Г.Е., Позаченюк Е.А. Генезис куэстового рельефа Предгорного Крыма // *Физическая география и геоморфология*. – 1984. – Вып. 31. – С. 108-114.

Душевский В. П. К формированию поверхностных форм карста Предгорного Крыма // *Проблемы географии Крыма. - Симферополь*. 1971. - С. 21-24.

Душевский В.П. Палеосейсмодислокация Предгорного Крыма по археологическим данным // . – Симферополь, 1995. – С. XX.

Душевский В.П. Определение скорости развития гротов по археологическим данным // 10 конгресс по спелеологии в Будапеште. – 1989. – С. 443-444.

Душевский В. П., Кузнецов А.Г. Особенности развития карста в низкорельефных областях куэстового рельефа // *Изучение и использование карста Западного Кавказа. - Сочи*, 1991. - С. 9-12.

Душевский В.П., Ключин А.А., Солдатов Ю.В. Условия и скорость роста денудационных полостей в обрывах куэст Крыма // *Карст Средней Азии и горных стран*. – Ташкент, 1979. – С. 49-50.

Душевский В.П., Ключин А.А., Толстых Е.А. О скорости денудации верхнемеловых мергелей и современном формировании рельефа Внутренней куэсты Крымских гор // *Динамика природы и проблемы освоения территории Крыма*. – Ленинград, 1974. – С. 24-29.

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

Климчук А.Б., Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н., Дублянский Ю.В., Штаубвассер М. Определение возраста рельефа и скорости денудации юго-западной части Внутренней гряды Горного Крыма по карстолого-спелеологическим данным // *Ученые записки ТНУ им. В.И. Вернадского. Серия «География»*. – 2011. – Т. 24 (63). - №3. – С. 55-69.

Климчук А.Б., Тимохина Е.И. Морфогенетический анализ пещеры Таврская (Внутренняя гряда Предгорного Крыма) // *Спелеология и карстология*. – 2011. – № 6. – С. 36-52.

Климчук А.Б., Амеличев Г.Н., Тимохина Е.И., Токарев С.В. Гипогенный карст восточной части Внутренней гряды Предгорного Крыма // *Спелеология и карстология*. – 2012. – № 8. – С. 18-49.

Климчук А.Б., Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н., Дублянский Ю.В., Штаубвассер М. Возраст рельефа Внутренней гряды Горного Крыма по U/Th датировкам кальцитовых отложений карстовых полостей // *Доповіді НАН України*. – 2012. – № 7. – С. 88-96.

Ключин А.А. Эволюция крутых склонов Крымских гор // *Геоморфология*. – 1998. - №3. – С. 59-66.

Ключин А.А. Экстремальные проявления неблагоприятных и опасных экзогенных процессов // *Геополитика и экогеодинамика регионов*. - 2005. - Вып.1. - С. 27-38.

Ключин А.А. Баланс наносов в низкорельефных районах Крыма // *Геополитика и экогеодинамика регионов*. - 2005. - Вып.2. - С. 49-58.

Ключин А. А. Экогеодинамика Крыма. - Симферополь: Таврия, 2007. - 320 с.

Ключин А.А., Московкин В.М. Определение абсолютного возраста оврагов Предгорного Крыма по средней скорости отступления крутых склонов // *Геоморфология*. – 1979. - № 3. – С. 66-73.

Мюллер Л. Инженерная геология. Механика скальных массивов. – М.: Мир, 1971. – 255 с.

Никонов А.А. Обрушение навесов и ниш: опыт исследований в Крыму // *Геоморфология*. – 1996. - №4. – С. 65-74. Новиков В.Е., Ключин А.А. Опыт изучения скорости денудации склонов методом микронивелирования на стационаре «Ворон» в восточном Крыму // *Геоморфология*. – 1989. - № 1. – С. 56-61.

- Новиков В.Е., Клюкин А.А. Опыт изучения скорости денудации склонов методом микронивелирования на стационаре «Ворон» в восточном Крыму // Геоморфология. – 1989. - № 1. – С. 56-61.
- Подгородецкий П.Д., Душевский В.П. Использование археологических данных для определения скорости отступления известняковых обрывов в Предгорном Крыму // Геоморфология. – 1974. - №3. – С. 87-93.
- Тимохина Е.И., Климчук А.Б., Амеличев Г.Н. Геоморфология и спелеогенез крайней юго-западной части эоценовой куэсты Внутренней гряды Горного Крыма // Ученые записки Таврического национального университета им. В.И. Вернадского. Серия «География». - 2011. – Т. 24 (63). - №3. - С.165-184.
- Толстых Е.А. Клюкин А.А. Методика измерения количественных параметров экзогенных геологических процессов. - М.: Недра, 1984. - 117с.
- Юдин В.В. Геодинамика Крыма. - Симферополь: ДИАЙПИ. - 2011. - 336 с.
- Bush I. An Integrated approach to fracture characterisation // Oil Review Middle East. – 2010. – V. 2. – P. 88-91.
- Hill C. A. Cave Minerals of the World / C. A. Hill, P. Forti. - Huntsville, Alabama: National Speleological Society, 1997. - 463 p.
- Poisel R., Preh A., Hofmann R. Slope failure processes recognition based on mass-movement induced structures // Proceedings, 2nd Conference on Slope Tectonics, 6-11 September 2011, Vienna. – 2011. – P. 1-6.
- Questiaux J.-M., Couples G.D., Ruby N. Fractured reservoirs with fracture corridors // Geophysical Prospecting. – 2010. – V. 58. – P. 279–295.
- Singh S.K., Abu-Habbel H., Khan B. Akbar M., Etchecopar A. Montaron B. Mapping fracture corridors in naturally fractured reservoirs: an example from Middle East carbonates // First Break. – 2008. – V. 26, No. 5. – P. 109-113.
- Klimchouk A.B., Tymokhina E.I. and Amelichev G.N. Speleogenetic effects of interaction between deeply derived fracture-conduit flow and intratratal matrix flow in hypogene karst settings. International Journal of Speleology, 41 (2). - 2012. – P. 161-179 Tampa, FL (USA).