



А.Б. Климчук, Г.Н. Амеличев, Б.А. Вахрушев, Е.И. Тимохина, В.Г. Науменко

Проявления гипогенного карста в Опуцком массиве на Керченском полуострове

Климчук А.Б., Амеличев Г.Н., Вахрушев Б.А., Тимохина Е.И., Науменко В.Г. Проявления гипогенного карста в Опуцком массиве на Керченском полуострове // Спелеология и карстология. – № 12. – Симферополь. – 2014. – С. 57-68.

Резюме: Массив Опук в юго-восточной части Керченского полуострова сложен верхнемиоценовыми известняками и находится в пределах сложного тектонического узла, характеризующегося повышенной геодинамической активностью в новейшее геологическое время. Примечательной особенностью массива является широкое развитие крупноблоковых скальных оползней, атакже рвов и крупных глубоких расщелин, для которых ранее постулировалось сейсмогравитационное происхождение. Особенности строения и морфологии этих форм и других карстопроявлений массива указывают на их гипогенно-карстовый генезис, ранее установленный для аналогичных форм в Предгорном Крыму. Показано, что для развития гипогенного карста под воздействием восходящих потоков в районе имелись геологические, геодинамические и палеогеологические предпосылки. Отмечено вероятное участие в гипогенном спелеогенезе флюидных систем плиоцен-четвертичного грязевого вулканизма. Массив Опук может рассматриваться как модель ранних стадий геоморфогенеза под контролем гипогенных карстовых структур, который в Предгорном Крыму происходил на этапах геоморфологического раскрытия мел-неогеновой пластовой структуры и начала формирования куэстового рельефа. Ключевые слова: сейсмогравитационные трещины, гипогенный карст, грязевого вулканизм, массив Опук, Керченский полуостров.

Климчук О.Б., Амеличев Г.М., Вахрушев Б.О., Тимохина Е.И., Науменко В.Г. Прояви гіпогенного карсту в Опуцькому масиві на Керченському півострові // Спелеологія і карстологія. – № 12. – Симферополь. – 2014. – С. 57-68.

Резюме: Массив Опук у південно-східній частині Керченського півострова складений верхнеміоценовими вапняками і знаходиться в межах складного тектонічного вузла, що характеризується підвищеною геодинамічною активністю в новітній геологічний час. Примітною особливістю масиву є широкий розвиток великоблокових скельних зсувів, а також ровів і великих глибоких ущелин, для яких раніше постулювалось сейсмогравітаційне походження. Особливості будови і морфології цих форм та інших карстопроявів масиву вказують на їх гіпогенно-карстовий генезис, раніше встановлений для аналогічних форм у Передгірному Криму. Показано, що для розвитку гіпогенного карсту під впливом висхідних потоків в районі були наявні геологічні, геодинамічні та палеогеологічні передумови. Відзначено вірогідне участь у гіпогенному спелеогенезі флюїдних систем плиоцен-четвертинного грязевого вулканізму. Массив Опук може розглядатися як модель ранніх стадій геоморфологічного розкриття крейдо-неогенової пластової структури і початку формування куестового рельєфу. Ключові слова: сейсмогравітаційні тріщини, гіпогенний карст, грязевий вулканізм, масив Опук, Керченський півострів.

Klimchouk A.B., Amelichev G.N., Vakhrushev B.A., Timoklina E.I., Naumenko V.G. Hypogene karst phenomena in the Opuk massif in the Kerch Peninsula // Speleology and Karstology. - № 12. - Simferopol. - 2014. - P. 57-68.

Abstract: The Opuk massif in the south-eastern part of the Kerch Peninsula, comprised by limestones of the Upper Miocene limestones, is located within a complex tectonic unit characterized by increased geodynamic activity in the recent geological time. A notable feature is the large-scale large-block landslides development, as well as trenches and large deep crevices for which seismogravitational origin was postulated previously. Features of the structure and morphology of these forms and other karst features indicate their hypogene origin, recently established for similar forms in the Crimean Piedmont. It is shown that there were appropriate geological, geodynamic and paleohydrogeological pre-requisites for the development of hypogene karst by ascending deep-seated fluids in the area. It is likely that fluid systems of the Pliocene-Quaternary mud volcanism took part in hypogenous speleogenesis. The Opuk massif can be considered as a model of early stages of geomorphogenesis controlled by hypogene karst structures, which had occurred in the Crimean Piedmont during stages of geomorphological disclosure of the Cretaceous-Neogene sequence and the early formation of the cuesta relief.

Keywords: seismogravitational fractures, hypogene karst, mud volcanism, Opuk massif, Kerch Peninsula.

ВВЕДЕНИЕ

Исследованиями последнего десятилетия выявлено широкое распространение реликтовых проявлений гипогенного карста в Предгорном Крыму на всем его протяжении, от Меккензиевых гор на юго-западе до горы Боркая на востоке (Климчук, Тимохина, Амеличев, 2009; Климчук и др., 2012; Тимохина, Климчук, Амеличев, 2012; Климчук и др., 2013). Гипогенный карст тут развивался восходящими перетоками (разгрузкой) подземных вод глубоких водообменных систем через мел-неогеновую моноклиналичную структуру северного склона Крымских гор на этапе, предшествовавшем геоморфологическому раскрытию последней. Основными путями сквозьформационного водообмена в этой толще служили субвертикальные разрывы (трещины), преобразованные гипогенным спелеогенезом в крупные трещинно-карстовые каналы раскрытостью от нескольких сантиметров до 2-3 метров. Такие каналы называются «карстовыми рифтами». В результате взаимодействия восходящих жильных потоков с порово-пластовыми водами пересекаемых карбонатных толщ формировались обрамляющие полости (мелкая кавернозность и крупные камеры), зоны преобразования пород, а также полости латеральных перетоков по напластованию между смежными субвертикальными каналами.

Упомянутыми работами также установлена большая роль гипогенных карстовых структур в последующем геоморфологическом раскрытии Предгорья. С интенсификацией поднятий и достижением денудационной поверхностью компетентных известняковых слоев, дальнейшее эрозивное вскрытие и гравитационное блоково-глыбовое раскрытие пластовой структуры (отступление обрывистых склонов) контролировалось хорошо разработанными растворением линейными трещинно-карстовыми каналами. Установлено, что обрывы куэст Внутренней гряды главным образом заложены по таким каналам-рифтам, в результате чего в обрывах оказались экспонированными скульптурные морфологические элементы их стен, а также формы их полостного обрамления. Именно этим обусловлено яркое геоморфологическое своеобразие Предгорья (обилие гротов, ниш, зон кавернозности, ячеисто-столбовых образований, проч.).

Развитие гипогенного карста в полосе Предгорья определялось повышенной геодинамической активностью и нарушением мел-неогенового чехла вдоль крупной надрегиональной тектонической структуры, разделяющей Горный Крым и Скифскую плиту, трактуемой как глубинный разлом (Геология СССР, 1969 и мн. др.), надвиг (Казанцев, 1982) или мезозойский коллизийный шов (Предгорная сутура) с присутурным меланжем (Юдин, 2011, 2014). Ввиду нынешней приподнятости и хорошей геоморфологической раскрытости мел-палеогеновой и, отчасти, неогеновой карбонатных толщ в Предгорном Крыму, гипогенные карстопроявления тут широко доступны для непосредственного наблюдения. Проблема идентификации гипогенного карста в этом регионе состояла в обоснованной генетической реинтерпретации на новой теоретической основе форм,

ранее связываемых с экзогенными процессами, главным образом – с избирательным выветриванием экспонированных поверхностей.

Та же тектоническая структура, с которой ассоциировано развитие гипогенного карста в Предгорье, продолжается к востоку через Керченский полуостров к Тамани, где с ней и с другими нарушениями связаны многочисленные проявления восходящих глубинных флюидных систем, в частности в виде грязевого вулканизма (Шнюков и др., 1992, 2006). В связи с развитием в пределах Керченского полуострова карбонатных отложений палеогена и неогена, логично предположить, что активность таких флюидных систем сопровождалась гипогенным спелеогенезом в этих толщах. Такое предположение подтверждается исследованиями изменений изотопного состава пород в стенках карстовых каналов в Предгорье (Dublyansky et al., 2014), которыми выявлено, что на одном из этапов гипогенного карстообразования тут действовали флюиды, аналогичные по изотопным характеристикам водам грязевых вулканов Керченско-Таманского региона.

Сведения о карсте Керченского полуострова немногочисленны (Шутов, 2004). Спорадичность распространения известняков в близповерхностном залегании (около 18 %) и относительно слабая расчлененность территории обуславливают слабую доступность карстопроявлений для непосредственного наблюдения. Одним из участков хорошей обнаженности известняков является массив Опук на юго-востоке полуострова, где ранее были описаны карстовые полости (Вахрушев, 2002). Примечательной особенностью массива является широкое развитие крупноблоковых скальных оползней, а также рвов и крупных и глубоких расщелин. Летом 2013 года нами было проведено исследование массива с целью характеристики и генетической идентификации карстопроявлений с учетом опыта изучения гипогенного карста Предгорья.

На массиве Опук выявлен комплекс карстопроявлений, представленный преимущественно полостями различных типов. Классические поверхностные формы эпигенного карста (воронки, каровые поля) тут практически отсутствуют, что указывает на слабую развитость карстовых систем, функционально связанных с поверхностным питанием. Собственно поверхностные формы представлены формами скульптурной моделировки экспонированных поверхностей известняков, среди которых морфологическую идентичность имеют карры и каменницы.

Полости (каверны, закарстованные трещины, небольшие пещеры, гроты) обильно встречаются в обрывах коренного структурно-денудационного плато и обрывистых склонах смещенных оползневых блоков, но наиболее крупными полостями являются широко зияющие расщелины, которые предыдущими исследователями трактовались как сейсмогравитационные трещины. Подобные крупные расщелины широко распространены в Предгорном Крыму, где они идентифицированы как реликтовые гипогенные карстовые каналы («карстовые рифты»),

проводившие восходящие потоки через известняковые толщи (Климчук и др., 2013). Они же контролировали геоморфологическое раскрытие Предгорья и формирование обрывов куэст. Таким образом, проблема происхождения крупных расщелин массива Опук является ключевой для выявления генезиса карста района, тем более, что практически все прочие полостные формы заложены в бортах таких расщелин и в обрывистых склонах оползневых блоков – бывших бортах.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВА

Массив г. Опук находится в юго-восточной части Керченского полуострова, на границе пологоволнистой и низменной Юго-западной равнины с холмисто-рядовой и возвышенной равниной восточной и северной частей полуострова. Опук замыкает с юга Параболический гребень, который, в свою очередь, является продолжением Парпацкого хребта.

Высшая точка Опуцкого массива имеет абсолютную отметку 183 м. С запада его ограничивает котловина соленого Кошского (Опуцкого, Элькенского) озера-лимана, отделенная от Черного моря косой-пересыпью. На севере в равнинном рельефе выделяется котловина соленого Киркояшского (Копты-Коль) озера, а на северо-востоке – Чебакская балка. На юге массив выступает изрезанным скальным мысом в Черное море (рис. 1). Его береговая линия имеет протяженность около 4,5 км. В береговой полосе дно моря скалистое, с многочисленными подводными глыбами известняка. В 4 км к юго-западу от мысовой части массива из-под поверхности воды возвышаются скалы Корабль-Камень (Скалы-Корабли): Парус, Элькен-Кая, Эльчан-кая, Каравия с высотами от 10 до 23 м в.у.м. (Клюкин, 2006).

Длинная ось возвышенности массива вытянута вдоль берега с юго-запада на северо-восток на 3,5 км. Платообразная поверхность горы представляет собой участок с многочисленными обнажениями скального известнякового основания из-под маломощного почвенного покрова из черноземов карбонатных щебнисто-каменистых. На склонах Опука они сменяются среднемощными дерновыми карбонатными

почвами (Драган, 2006) с более плотным и равномерным покрытием степной растительностью.

Климат массива Опук очень засушливый, умеренно жаркий, с очень мягкой зимой (Важов, 1983). Средняя температура самых холодных месяцев (январь-февраль) колеблется от -1 до +1°C, а самых теплых (июль-август) – от 23 до 24°C. Устойчивый снежный покров отмечается только в суровые зимы. Обычно за зиму он стает несколько раз во время частых оттепелей. Таким образом, современное карстообразование развивается в условиях недостатка влаги.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Район Опуцкого массива имеет сложное геологическое строение (рис. 2 и 3). В основании видимого геологического разреза лежит мощная толща заглинованных глин майкопской серии олигоцена и нижнего миоцена. Они слагают поверхность Юго-Западной равнины между озерами Узунларским и Кояшским и часть дна последнего. Восточнее, в прогибе

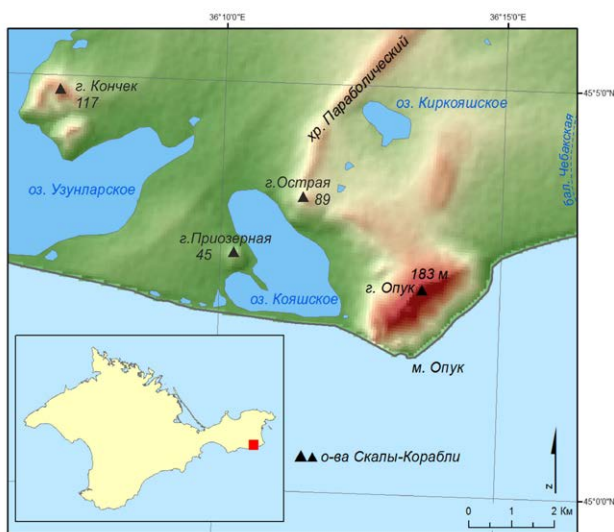


Рис. 1. Орогидрографическая схема района массива Опук.

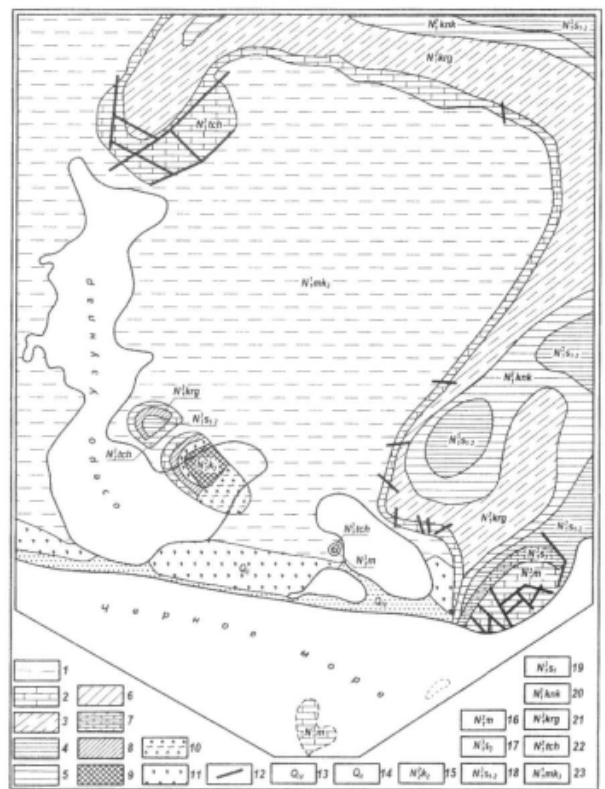


Рис. 2. Геологическое строение окрестностей горы Опук (по Науменко, 1982 и Клюкину, 2006). Литология: 1 – глины сланцеватые; 2 – известняки ракушечно-детритусовые; 3 – мергелисто-известняково-глинистые отложения; 4-6, 8 – глины с редкими прослоями известняков; 7 – известняки мшанковые; 9 – железные руды; 10 – сопочные брекчии; 11 – ракушечно-детритусовые отложения. Тектоника: 12 – разрывные нарушения. Стратиграфия: 13 – современный отдел четвертичной системы; 14 – средний отдел четвертичной системы; 15 - киммерийский ярус среднего плиоцена; 16 – меотический ярус верхнего миоцена; 17-19 – сарматский ярус верхнего миоцена; 20-22 – тортонский ярус среднего миоцена; 20 – конкский горизонт; 21 – караганский горизонт; 22 – чокракский горизонт; 23 – майкопская серия олигоцена-нижнего миоцена.

под г. Опук, они глубоко опущены и с несогласием перекрыты более молодыми отложениями тортонского (чокракский, караганский и конский горизонты), сарматского и мэотического ярусов.

Среднемиоценовые отложения представлены сланцеватыми загипсованными глинами с прослоями мергелей и песчаников. Они вмещают мощный слой перекристаллизованного известняка с проявлениями серы. Над тортонскими слоями залегают верхнемиоценовые отложения сарматского и мэотического ярусов. Они слагают горы Опук и Приозерную, скалы Корабль-Камень, дно котловины Киркояшского озера и Чебакскую равнину. Верхнюю, большую часть разреза, образуют сланцеватые загипсованные глины и мергели сарматского яруса. На горе Опук они сменяются кавернозными перекристаллизованными мшанковыми рифовыми известняками мэотического возраста, состоящими из скелетных остатков мшанок мембранипор. Плато Опука, вершину горы Приозерной и Скал-Кораблей образуют слои мэотических ракушечно-детритусовых известняков. Их мощность на Опуке составляет 50-100 м.

На миоценовых породах с разрывом и несогласием лежат отложения четвертичной системы, относящиеся к среднему, верхнему и современному отделам. В пределах массива среди них преобладают щебнисто-глыбовые накопления и мелкие блоки известняков, глин и суглинков, связанные с оползневыми, обвальными и склоновыми процессами.

Таким образом, в геологическом разрезе массива преобладают слабопроницаемые глинисто-мергелистые породы, чередующиеся с отдельными слоями (чокрак) и бронируемые с поверхности (верхний сармат, мэотис) высокопроницаемыми органогенными известняками.

Коренные (дочетвертичные) породы организованы в серии пологих пликативных складок с наклоном слоев 5-20°. Складки образуют Узунларский купол и Пограничную (Чорелекскую) антиклинали, Кояшскую, Киркояшскую, Опуцкую, Приозерную, Кончекскую и Элькенскую синклинали. Их строение усложняют разрывные нарушения северо-восточного и северо-западного простирания.

Наиболее крупными являются Правдинский разлом (надвиг), вытянутый от северного подножия Опука к пересыпи Тобечикского озера. Он считается оперением Южнобережного глубинного разлома, отличающегося геодинамической активностью в новейшее геологическое время (последние 25 млн. лет), с чем связываются процессы тангенциального сжатия, формирования складок и разрывных нарушений, глиняного диапиризма, грязевого вулканизма, сопутствующих им поднятий и опусканий (Клюкин, 2006).

Непосредственно в пределах массива располагаются Опуцкие антиклиналь и синклиналь. Первая находится между горами Опук и Острая, охватывая северо-западную часть массива. Она сложена породами тортонского яруса и осложнена надвигом, по которому аллохтон с горой Опук перемещен к северо-западу. Ядро складки, состоящее из глин, глубоко размыто балками, открывающимися к Кояшскому озеру. Здесь сформирован инверсионный рельеф. На северном крыле антиклинали на поверхность экспонирован мощный слой чокракских известняков, образующий в рельефе моноклиальный гребень Параболического хребта.

Опуцкая синклиналь охватывает столовое вершинное плато и весь приморский склон. Крылья структуры сложены сарматскими глинами и мергелями, а ядро - мэотическими известняками, образующими структурно-денудационное бронированное плато, примыкающее плато крупного оползневого блока, смещенного без вертикального вращения, и холмисто-волнистую поверхность скальных оползней с повернутыми по вертикали блоками (рис. 3). Платообразные поверхности смещенных блоков рассечены крупными глубокими расщелинами и рвами, отчего массив представляет собой структуру «битой тарелки» (рис. 4). Крупнейшим является главный ров протяженностью 2,6 км, шириной от 20 до 50 м и глубиной от 5 до 25 м, который считается сейсмогравитационным образованием (Клюкин, 1995, 2006). В возвышающейся сбросовой стенке структурно-денудационного плато, обращенной к морю, фиксируются надвиговые контакты массивных и слоистых известняков с участками брекчирования,

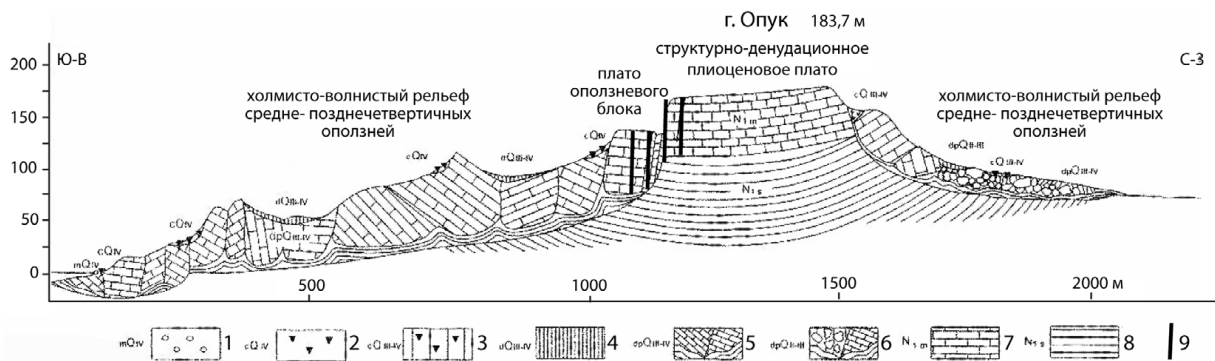


Рис. 3. Геолого-геоморфологический профиль через массив Опук (по Клюкину, 2006, с изменениями). Условные обозначения: 1 – галька и валуны современных морских отложений; 2 – щебень и глыбы. Современные коллювиальные отложения; 3 – Щебень и глыбы с суглинистым заполнителем современных-верхнечетвертичных коллювиальных отложений; 4 – суглинки щебнистые современных верхнечетвертичных делювиальных отложений. 5 – блоки современных-верхнечетвертичных оползневых отложений; 6 – блоки средне-верхнечетвертичных оползневых отложений; 7 – известняки-ракушечники, известняки оолитовые и мшанковые морских отложений мэотического яруса миоцена; 8 – глины с прослоями мергелей морских отложений сарматского яруса миоцена; 9 – карстовые рифты (трактовка наша; у Клюкина показаны как сейсмо-гравитационные рвы и трещины).

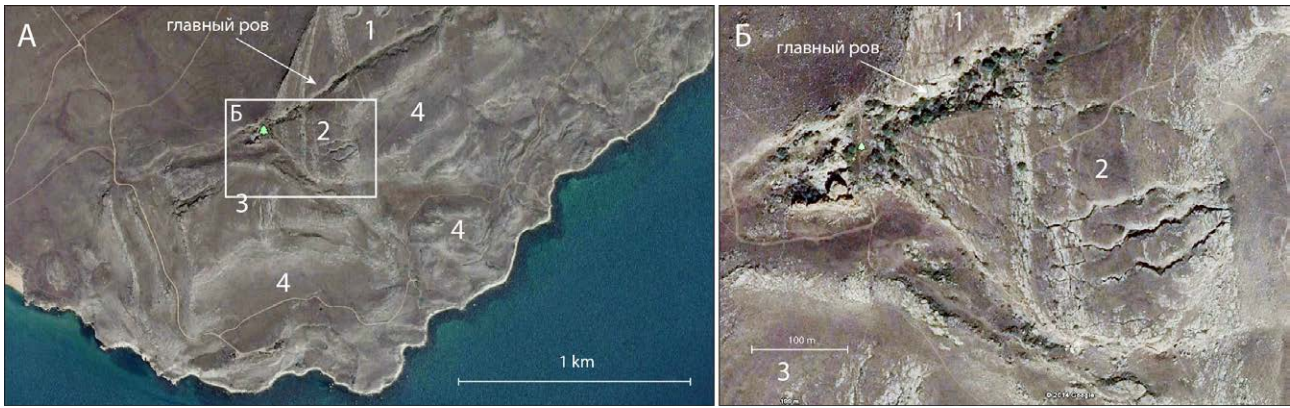


Рис. 4. Космоснимки массива Опук (из Google Earth): А - массив в целом, Б - «центральное плато» с расщелинами – «карстовыми рифтами». Цифрами обозначены основные морфоструктурные элементы центральной части массива: 1 - структурно-денудационное плато; 2 и 3 - плато оползневых блоков, смещенных без вертикального вращения (2 - центральное плато, 3 - юго-восточное плато); 4 - область оползневых блоков, испытавших вертикальное вращение.

зеркалами скольжения, элементами дуплексирования. На плато смещенного оползневого блока («центральное плато» на рис. 4 Б) имеются несколько крупных расщелин, хорошо видимых на космоснимках, которые характеризуются и обсуждаются ниже.

Упомянутые синклинали поблизости Опука, по мнению Лычагина (1952), возникли в разное время на месте некомпенсированных прогибов над грязевыми палеовулканами. Губанов и Ключин (1979) считают, что котловины Узунларского, Кояшского и Киркояшского озер, участки Опуцкого побережья и дна у Скал-Кораблей являются погребенными вдавленными синклиналиями, образованными в кальдерах миоцен-плиоценовых грязевых вулканов. При этом сарматские и понтические известняки, участвующие в строении вдавленностей и обладающие высокой противоденудационной устойчивостью, оказались экспонированными на поверхности в виде положительных форм рельефа (г. Опук, Кончек, Пограничная, Скалы-Корабли). Эти данные базируются на результатах геологических изысканий (Шнюков, Науменко, 1964), в ходе которых были выявлены многочисленные ископаемые сопочные брекчии на дне Кояшского и берегу Узунларского озер. Все исследователи едины во мнении, что, несмотря на разное время проявлений флюидной активности, с которой связаны палеовулканы, ее возраст молодой – неоген-четвертичный. По данным работ (Губанов, Ключин, 1979; Шнюков и др., 1986; Голенко, 2007) в мзотический век на месте Кояшского озера, у скал Корабль-камень и к югу от г. Опук образовывались вдавленности с активными грязевулканическими очагами. До настоящего времени выходы сопочных вод, содержащих сероводород и отлагающих травертин, наблюдаются в Кончекской синклинали, к западу от г. Опук.

В.В. Юдин (2011) считает, что массив г. Опук представляет собой олистострому, генетически и по возрасту аналогичную Массандровской, но сложенную исключительно кайнозойскими породами. Согласно анализу магнитного поля глубоко под массивом располагается Южно-Крымская сутура, ограничивающая Горно-Крымский террейн с юга (рис. 5). В верхней части кайнозойской толщи развиты надвиги северного падения. С ними связаны куполообразные и

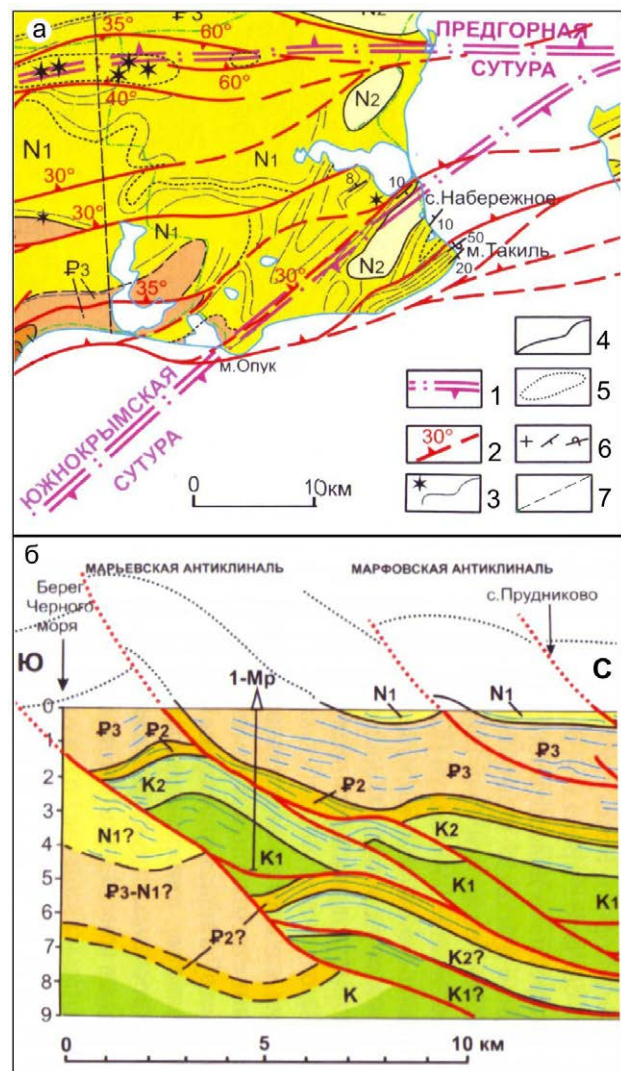


Рис. 5. Фрагмент сбалансированной геологической карты (А) и геологический разрез юго-восточной части Керченского полуострова (по Юдину, 2011). Условные обозначения: 1 – коллизионные сутуры под мел-кайнозойскими отложениями; 2 – надвиги и угол их падения; 3 – основные грязевые вулканы и простирации по космоснимкам; 4 – стратиграфические границы; 5 – контур выходов майкопской серии; 6 – элементы залегания слоев; 7 – линия геологического разреза.

удлиненные в плане принадвиговые складки, часто не имеющие корней и разделенные пологими разрывами. Наиболее значительный разрыв, связанный с виргацией Южнобережного надвига на опуском участке, проходит в привершинной части массива, где он выражен наиболее ярко. Другие приразрывные структуры во многом завуалированы масштабными оползневыми явлениями.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Засушливость климата определяет бедность территории пресными поверхностными и подземными водами. На массиве известен один постоянно действующий источник, собирающий в искусственную галерею воду эпикарстового горизонта, и около двух десятков сухих колодцев. Все они дренируют обладающую высокими коллекторскими свойствами 50-метровую толщу мезотических известняков. При норме осадков 350-450 мм и испарении – 380-420 мм, питание водоносных горизонтов осуществляется только при поглощении поверхностного стока после сильных ливней и дружного снеготаяния (Дублянская, Дублянский, 1992). Дополнительным источником питания могут выступать конденсационные воды. По расчетам Б.А. Вахрушева конденсация на массиве может достигать 23% от нормы осадков за год (Вахрушев Б., Вахрушев И., 2006).

На соседнем массиве Кончек возле Узунларского озера известны точки разгрузки глубинных вод с выделениями сероводорода и травертина (Шнюков и др., 2007). В прошлом их выходы были распространены гораздо шире, о чем свидетельствуют ископаемые сопочные брекчии грязевых вулканов во вдавленных синклиналиях окружающих массив соляных озер. В озерной рапе Кояшского озера обнаружены бор, мышьяк, ртуть и другие микроэлементы, связанные с грязевулканической деятельностью и глубинными водопрооявлениями древнего вулкана. Как отмечено выше, сопочные брекчии (грязевые палеовулканы) известны на дне Киркояшского озера, в других близрасположенных вдавленных синклиналиях и на морском дне к югу от Олука.

Анализ структурно-геологических особенностей территории и данных о грязевом вулканизме указывает на существование разветвленной сети неоген-четвертичных тектонических разрывов различного происхождения и наличии нескольких близко расположенных к массиву зон сквозьформационного внедрения глубинных флюидов (грязевые палеовулканы), которые секут толщу чередующихся нерастворимых и растворимых кайнозойских пород. Таким образом, в районе имеются тектонические (геодинамические) и палеогидрогеологические предпосылки для развития гипогенного карста, питаемого глубокими источниками.

КРУПНЫЕ РАСЩЕЛИНЫ И РВЫ

Крупные рвы с отвесными стенками и глубокие зияющие расщелины являются весьма примечательными образованиями массива Олук и хорошо видны на космоснимках (рис. 4). Наиболее

протяженным является главный ров, протягивающийся на 2,6 км в направлении ЮВ-СЗ, имеющий ширину 20-50 м и глубину 5-25 м. По нему от «коренного» структурно-денудационного плато отделены и смещены вниз примерно на 10 метров крупные пластины, образующие центральное и юго-восточное оползневые плато. В отличие от расположенных к юго-западу оползневых блоков, испытавших вертикальное вращение, в блоках центрального и юго-восточного плато сохранены исходные элементы залегания пород, т.е. они смещены без вертикального и горизонтального вращения.

Центральное и юго-восточное плато разделены другим крупным рвом с простиранием СВ-ЮЗ, имеющим меньшую протяженность и резкость выражения в рельефе. В восточной части юго-восточного плато имеется широкий (50-70 м), но короткий (около 250 м) ров, параллельный главному рву и имеющий обрывистые стенки. Он образован слиянием трех близрасположенных параллельных расщелин, без признаков горизонтального или вертикального смещений по ним. В восточной оконечности юго-восточного плато есть слабо выраженный в рельефе ров субширотного простирания.

Крупные расщелины расположены на центральном оползневом плато, где выделяется серия из трех субпараллельных структур, общая ориентировка которых примерно совпадает с главным рвом. Расщелины основной серии имеют протяженность около 180-200 м, ширину 1-5 м и доступную для человека глубину до 30 м (рис. 6). Две крайние к югу расщелины в серии зияют почти на всем своем протяжении, а северная структура раскрыта лишь фрагментами, с перемычками между зияющими расщелинами, выраженными неглубокими рвами.

Помимо расщелин основной серии, на центральном и других плато отчетливо прослеживаются расщелины с меньшим раскрытием (0,5-2 м), а также узкие и неглубокие рвы, в которых только на отдельных отрезках открываются зияющие расщелины. Их протяженность составляет десятки и первые сотни метров. На центральном плато такие расщелины и рвы субширотного простирания имеются севернее основной серии и южнее ее вблизи южного контура плато, а расщелины субширотных и субмеридиональных простираний образуют сеть к востоку от крупных расщелин основной серии (рис. 4 Б). Несколько субмеридиональных рвов расположены в центре юго-восточного плато. Два рва диагонального простирания и один субмеридиональный ров прослеживаются также на структурно-денудационном плато, в тылу обрыва главного рва.

Наблюдения на поверхности плато и в глубине расщелин, а также анализ космоснимков, показывают, что протяженные расщелины и рвы имеют зигзагообразный характер и образованы трещинами различных ориентировок, отличающихся от общей ориентировки структуры. Единичные трещины – линейные фрагменты составных структур – имеют ориентировку субмеридиональных, субширотных и диагональных румбов. Такой же зигзагообразный характер имеет обрыв структурно-денудационного плато в стене главного рва.

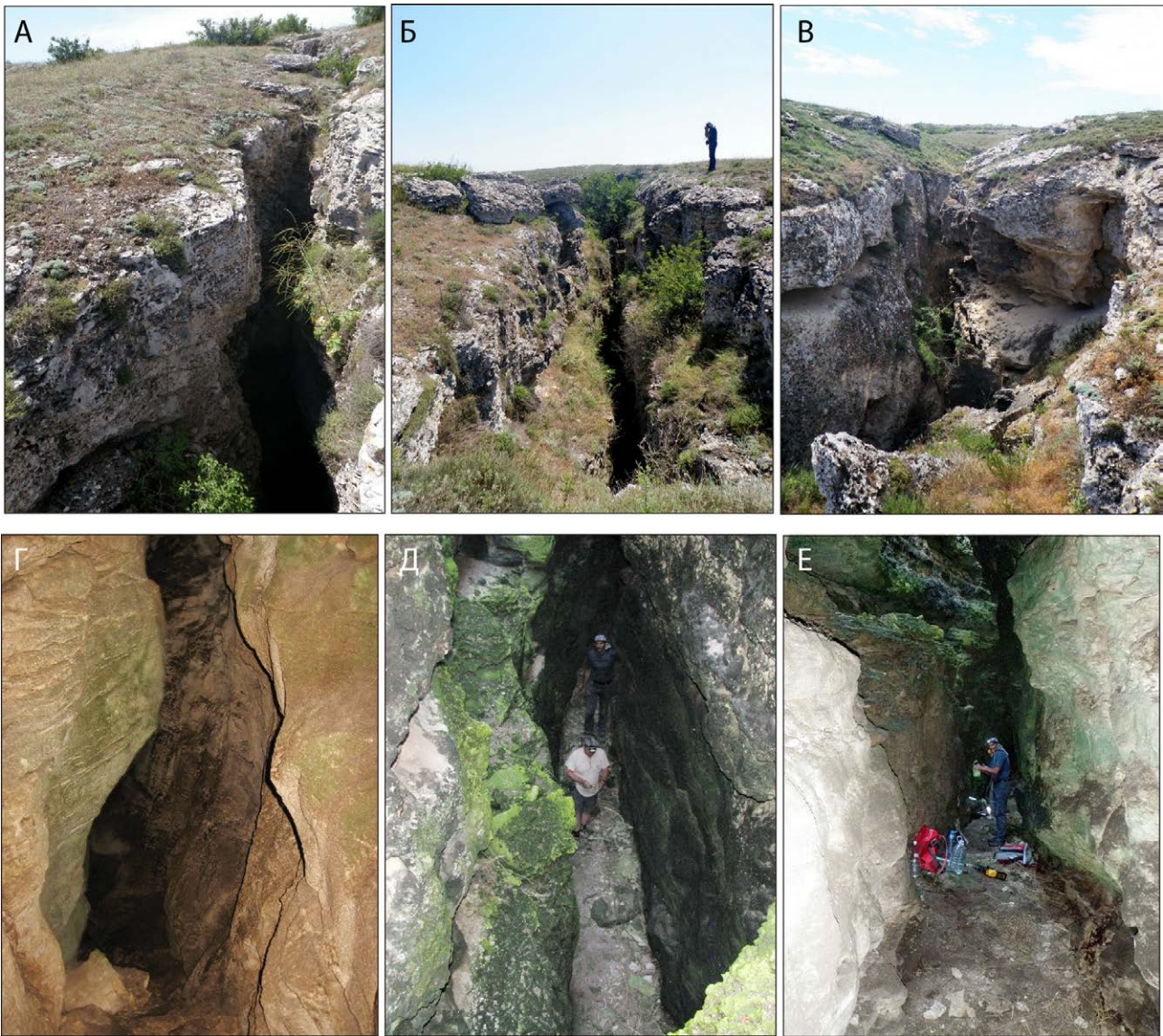


Рис. 6. Морфология устьевых (верхний ряд фото) и внутренних (нижний ряд) участков расщелин центрального плато массива Опук.

Морфология расщелин существенно осложнена как скульптурными формами растворения в стенах, так и гравитационными процессами. Глыбовый материал, продуцируемый главным образом обрушением породы в кромке расщелин и верхних слоях стен, часто расклинивается на разных уровнях в разных фрагментах структур, образуя продольные перемычки и ложные «этажи» протяженных линейных полостей. Более или менее сплошные днища расщелин достигаются на разных глубинах от поверхности (до 35-40 м) и образованы рыхлыми отложениями и глыбовыми навалами, но, по-видимому, сами расщелины распространяются вниз на всю мощность известняковой толщи (свыше 50 м). В поперечных сечениях многих расщелин отмечается расширенная до 4-5 м верхняя часть (на глубину до 4-6 м), в основание которой «вложена» более узкая основная часть (рис. 6 Б и В). В глубину расщелины не выклиниваются, а их ширина варьирует по профилю нерегулярно, в зависимости от особенностей рельефа стен. Основная

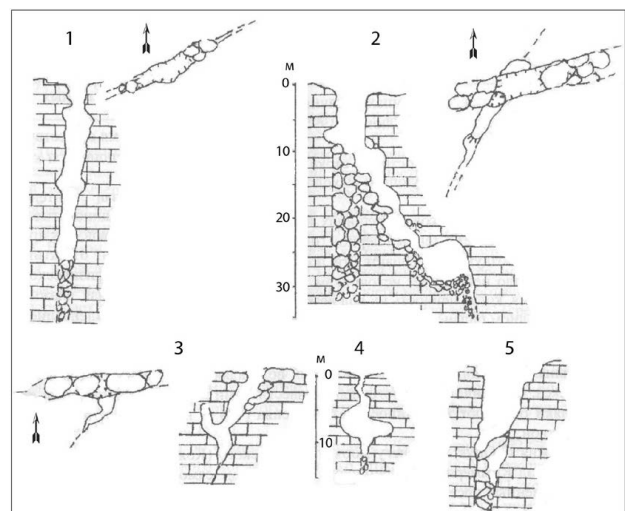


Рис. 7. Полости массива Опук: 1 и 5 – профили крупных расщелин; 2 – карстовый канал в борту расщелины по диагональной трещине; 3 и 4 – полости в бортах расщелин. По Б.А. Вахрушеву (2002)

часть поперечных сечений в глубине характеризуется волнистым характером стен (рис. 6 Г, Д и Е), причем расширения часто располагаются асимметрично и протягиваются латерально вдоль отдельных слоев, образуя раздувы (рис. 7, 1). Повсеместно наблюдаются также односторонние расширения (без соответствия в противоположной стене), имеющие характер обособленных ниш-углублений. Также повсеместно в стенах отмечаются мелкие углубления-карманы, а также стратиформные или кластерные зоны мелкой кавернозности. Реже в стенах встречаются крупные камеры метровых размеров, имеющие сложную скульптурную морфологию (рис. 8 А и Б).

В бортах расщелин имеются отдельные линейные или более сложной морфологии ходы, проработанные

по оперяющим субвертикальным трещинам, ориентированным диагонально к расщелинам (рис. 7, 2 и 3). Также имеются тупиковые ответвления от основных полостей расщелин по выклинивающимся замыканиям направляющих трещин на поворотах составных структур. Боковые полости демонстрируют скульптуру стен, характерную для карстовых полостей (рис. 8 Д).

В одной из расщелин основной серии обнаружена тонкая (до 1 м) ненарушенная скальная перегородка со скульптурным рельефом, прослеживаемая в глубину на 4-5 м и далее скрытая глыбовой пробкой, разделяющая сближенные и смыкающиеся сегменты линейных полостей (рис. 8 В). Эта перегородка играла роль своеобразного деформационного маячка,



Рис. 8. Карстопроявления массива Опук: А – гроты и закарстованные трещины напластования в обрывах главного рва, в месте выхода в него крупной поперечной расщелины; Б – крупный грот в широкой части расщелины центрального оползневого плато; В – скальная перегородка в крупной расщелине, разделяющая сближенные и смыкающиеся линейные сегменты полостей; Г – карстовые каверны по напластованию и закарстованная вертикальная трещина в обрыве в юго-восточной части массива; Д – скульптурная морфология карстовой полости по субвертикальной трещине – бокового ответвления в крупной расщелине; Е – соотово-ячеистые формы («тафони») в обрыве главного рва; Ж – ниша в обрыве по карстовому каналу, параллельному обрыву, с сохранившейся стенкой-перегородкой в дальней части.

а ее ненарушенность указывает на отсутствие сейсмогравитационного раскрытия расщелины в этом секторе при отрыве блока центрального плато по главному рву и его смещении в нынешнюю позицию.

Важно подчеркнуть, что в стенах обследованных расщелин не обнаружены поверхности отрыва или скольжения, характерные для разрывных дислокаций. Хотя трещинный характер исходных для полостей неоднородностей не вызывает сомнений, морфология поверхностей полностью переработана растворением и (в верхней части расщелин) выветриванием.

КАРСТОПРОЯВЛЕНИЯ В БОРТАХ РАСЩЕЛИН И ОБРЫВАХ

Гроты и ниши. Относительно крупные (метровых размеров) гроты и ниши многочисленны в бортах расщелин и обрывистой стенке главного рва. Менее крупные формы также встречаются в вертикальных элементах обрывистых склонов центрального и юго-восточного плато и других оползневых блоков. Большинство гротов уплощены (т.е. их размеры в плане превышают высоту) и заложены по отдельным слоям или напластованию (рис. 8 А), но имеются и наклонные до 45° гроты, простирающиеся вверх от входа (рис. 8 Б). Некоторые гроты имеют размер углубления, превышающий размер входа, что по формальным морфометрическим критериям делает их пещерами. Ниши преимущественно стратиформны (рис. 8 Ж).

Внутренняя морфология гротов и ниш характеризуется наличием скульптурных форм растворения типа куполов, карманов, перегородок. Важно отметить, что гроты и ниши встречаются как в верхних частях бортов расщелин, так и на глубине 10-20 и более метров.

Каверны и каналы дециметровых размеров, закарстованные трещины. В бортах расщелин и обрывах широко распространены полости различной конфигурации размерами до нескольких десятков сантиметров (рис. 8 Г). Отчетливо проявляется приуроченность таких полостей к плоскостям напластования. Наблюдения на обрушенных блоках, в карьерах и подземных выработках указывают на то, что открывающиеся в обрывах полости выклиниваются в глубину породы и не распространяются более чем на метр от стены.

Мелкая кавернозность. Зоны мелкой кавернозности локализируются в обнажениях либо вдоль отдельных слоев, либо кластерами различной конфигурации. Как и более крупные каверны и каналы, мелкие каверны не распространяются вглубь породы.

Сотово-ячеистые поверхности («тафони») обнаружены в обрывистой стенке главного рва. Такие поверхности образованы полигональной сетью ребер-перегородок с углублениями между ними, что создает рельеф, подобный пчелиным сотам (рис. 8 Е). Типичные поперечные размеры сот – 10-30 см, углубление относительно вершин ребер – до 10 см. В смежных слоях отмечены участки губчатых структур – комплексы соединяющихся углублений и дыр, пронизывающих приповерхностный слой (10-15

см) обнажения. Подобные образования известны в Предгорном Крыму и на Гераклеийском плато.

ОБСУЖДЕНИЕ

Как отмечено во введении, ключевой для выявления генезиса карста массива Опук является проблема происхождения крупных расщелин. Предыдущими исследователями они трактовались как сейсмогравитационные трещины (Клюкин, 1995, 2006; Вахрушев, 2002; Вахрушев, Вахрушев, 2006). А.А.Клюкин (2006) полагал, что отседание от коренного массива оползневых блоков центрального и юго-восточного плато и образование зияющих расщелин в них произошло в историческое время.

Утверждение о сейсмогравитационной природе расщелин подразумевает, что их полостное пространство создано раскрытием трещин в результате смещения (раздвижения) блоков под воздействием сейсмического события и последующего отседания в результате разгрузки. Однако детальное исследование структуры и морфологии расщелин Опука не подтверждает такой генезис этих форм. В расщелинах отсутствуют ровные или угловатые поверхности, характерные для трещин отрыва. Не наблюдается также взаимного соответствия конфигурации поверхностей противоположных стен расщелин, ожидаемого при их формировании отрывом и отседанием блоков. Анализ плановой структуры расщелин и трещин центрального оползневого плато (рис. 4 Б) указывает, что в данной сети трещин избирательное аномальное механическое раскрытие лишь отдельных сегментов расщелин невозможно. Систематическая сеть трещин, хорошо дешифрируемая на космоснимках, развита как в породах коренного массива, так и в отсевах блоков, но лишь отдельные сегменты сети, причем – различной ориентировки, получили аномальное раскрытие до расщелин.

Между тем, морфологические особенности расщелин однозначно указывают на то, что их полостное пространство было создано растворением, т.е. – на их карстовую природу. Морфология расщелин характеризуется широким распространением волнистых скульптурных поверхностей и наличием карманов, ниш, боковых камер и каналов, причем скульптурные поверхности этих форм конкордантны поверхностям основных стен. Иными словами, полостное пространство и морфология стен самих расщелин и примыкающих камер и каналов формировались одновременно, под действием единого морфогенетического процесса. Наконец, обнаружение в одной из расщелин ненарушенной скальной перегородки со скульптурным рельефом, разделяющей полостей, исключает механическое раскрытие расщелины. Таким образом, отрыв и смещение крупных блоков оползневых плато по главному рву произошли без существенного дополнительного раскрытия уже имевшихся в их пределах крупных трещин и зияющих расщелин.

В рамках сейсмогравитационной трактовки генезиса рвов и расщелин, образование гротов и ниш в их бортах декларативно объяснялось действием

выветривания (Клюкин, 2006). При том, что эти формы в местах, экспонированных воздействию поверхностных агентов, сейчас подвергаются выветриванию, моделирующему их морфологию, этот процесс не мог образовывать сами формы, что следует из особенностей их распространения, заложения и морфологии. Гроты и ниши малочисленны и невелики в обрывистых склонах оползневых блоков в открытых и близрасположенных к морю участках, но широко развиты в удаленном обрыве главного рва, других рвов и в бортах центрального оползневого плато. Они встречаются как в верхних, более или менее открытых воздействию атмосферных агентов, частях бортов расщелин, так и на глубине 10-20 и более метров, где такое воздействие минимально. В расщелинах эти формы развиты по обеим бортам, тогда как воздействие выветривания должно резко различаться в стенах разной экспозиции. Многие камеры в стенах углублены в массив на несколько метров и имеют поперечные размеры в глубине, превышающие размеры «входных» отверстий, что не согласуется с выветриванием, действие которого распространяется извне. Морфология полостных форм в бортах долин характеризуется наличием вложенных куполов, карманов и прочих скульптурных образований, образуемых растворением во фреатических условиях, но не выветриванием. Наконец, при постулируемом историческом возрасте главного рва, образование выветриванием углубленных на несколько метров гротов потребовало бы нереальных скоростей процесса.

Б.Н. Вахрушевым (2002) выполнено обследование нескольких полостей массива и описание их гидроклиматических особенностей. Крупные рвы и расщелины им также рассматривались как формы сейсмогравитационного и гравитационного (трещины отседания) происхождения. Полости, описанные в цитируемой работе, открываются в бортах рвов и расщелин и интерпретированы как имеющие коррозионно-гравитационный генезис (по классификации В.Н.Дублянского). Такая трактовка подразумевает, что полости образованы гравитационными процессами (отседание блоков) и лишь смоделированы коррозией. Согласно этой работе, коррозионная составляющая обеспечивалась конденсационными водами.

Установление генезиса полостей в рамках их карстовой природы требует ответа на вопросы о том, какими водами и агентами агрессивности, и в каких гидродинамических условиях, происходило их формирование, т.е. – создание их основного объема. Очевидно, что расщелины и их боковые формы не могли быть разработаны поверхностными осадками в современных условиях, как ввиду малого количества осадков, так и вследствие отсутствия условий для концентрации стока. Морфология расщелин не обнаруживает признаков их проработки вадозными потоками. Что касается конденсационного питания (Вахрушев, 2002), то его генерация в заметных объемах возможна только при наличии значительного полостного пространства и интенсивном воздухообмене, – условий, имеющих сейчас, но практически отсутствовавших тогда, когда расщелин

и прочих полостей еще не было. Конденсационные воды могут участвовать в моделировке морфологии имеющихся полостей, но с ними не может быть связано их формирование. Кроме того, возможное распределение конденсационных вод на внутренних поверхностях и характер их воздействия не сопоставимы с наблюдаемыми особенностями морфологии полостей.

Между тем, морфология расщелин и комплекс сопутствующих полостных форм их обрамления практически полностью аналогичны карстовым рифтам Предгорного Крыма, для которых установлено гипогенное происхождение (Климчук и др., 2013). Как показано в соответствующих разделах, в районе массива Опук в новейшее геологическое время имелись геодинамические и палеогидрогеологические предпосылки для проработки имеющихся тут тектонических разрывов восходящими водами от глубоких источников. До поднятия, связываемого с активностью Правдинского разлома (Клюкин, 2006), структура массива формировалась как вдавленная синклиналь в непосредственной близости от грязевых вулканов, флюидные системы которых, как известно (Шнюков и др., 1992), связаны с глубинными источниками питания. Как уже отмечено, исследованиями изотопных изменений в пристеночном слое гипогенных карстовых рифтов Предгорного Крыма установлено, что в формировании последних на некотором этапе участвовали воды, аналогичные по изотопным характеристикам водам современных грязевых вулканов Керченского полуострова (Dublyansky et al., 2014). Агрессивность глубинных вод может возобновляться или усиливаться при смешивании с водами зоны интенсивного водообмена, как за счет эффекта коррозии смешивания при углекислотном растворении, так и за счет окисления до серной кислоты часто присутствующего в восходящих потоках сероводорода.

Приведенные данные и аргументы позволяют считать описанные расщелины массива Опук гипогенными карстовыми рифтами. Термин «рифт» (англ. – *rift*: трещина, расселина, разлом, щель, прорез) используется в международной спелеоморфологической литературе для обозначения высоких и относительно узких прямолинейных пещерных каналов, развитых по вертикальным или субвертикальным трещинам (Monroe, 1970; Fied, 2002). В согласии с основным значением этого термина в геологии, в приложении к гипогенным каналам он удачно отражает их функцию проводников восходящего водообмена.

Формирование хорошо разработанных гипогенных карстовых рифтов существенно снизило структурную целостность известнякового массива и послужило важной предпосылкой для развития крупномасштабных оползневых явлений. В ходе поднятия массива, с возникновением градиента рельефа, разделенные карстовыми рифтами крупные блоки известняков легко смещались по глинистому основанию. Основное разделение и смещение произошло по главному рву, который соответствует самому крупному рифту. Об этом свидетельствует интенсивная закарстованность обрыва коренного плато в главном рву – стене бывшего

рифта, в которой широко представлены типичные формы полостного окаймления карстовых рифтов (гроты, ниши, зоны кавернозности, сотово-ячеистые поверхности). Весьма вероятно, что смещение блоков к юго-востоку от обрыва и образование широкого рва по рифту было связано с сейсмическим событием, однако сейсмогравитационный механизм не являлся определяющим в формировании этой линии раздела массива. Тем более, сейсмогравитационное происхождение не может быть приложено к расщелинам центрального плато, которые сформированы как гипогенные карстовые рифты и не испытали существенного дополнительного раскрытия в ходе смещения этого блока.

ВЫВОДЫ

Массив Опук характеризуется интенсивной закарстованностью, но как современные климатические и геолого-геоморфологические условия не благоприятствуют эпигенному карстообразованию. Результаты проведенного детального обследования крупных рвов и зияющих расщелин на массиве Опук не подтверждают их сейсмогравитационное происхождение. Особенности строения и морфологии этих форм и других карстопоявлений массива указывают на их гипогенный карстовый генезис, ранее установленный для аналогичных форм в Предгорном Крыму.

В районе массива Опук в постмиоценовое время имелись геодинамические и палеогидрогеологические предпосылки для развития гипогенного карста под воздействием восходящих потоков. К их числу относятся положение в зоне повышенной геодинамической активности, тектоническая раздробленность, признаки существования восходящих флюидных систем в недавнем геологическом прошлом.

Обоснование гипогенно-карстовой природы карстопоявлений массива Опук, в частности – крупных рифтов, ныне экспонированных, позволяет рассматривать развитие карста Предгорного Крыма и Керченского полуострова с единых теоретических позиций, с учетом различий в геодинамической, палеогидрогеологической и геоморфологической истории этих регионов. Массив Опук в определенном смысле может рассматриваться как модель ранних стадий геоморфогенеза под контролем гипогенных карстовых структур, который в Предгорном Крыму происходил (в разное время в разных сегментах Предгорья) на этапах геоморфологического раскрытия мел-неогеновой пластовой структуры и начала формирования куэстового рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

- Важов В.И. Целебный климат. – Симферополь: Таврия, 1983. – 80 с.
- Вахрушев Б.А. Пещеры Опуцкого спелеорайона на Керченском полуострове (Крым) // Свет, № 1-2 (22-23), 2002. – С.15-17.
- Вахрушев Б.А., Вахрушев И.Б. Заповедные объекты массива горы Опук и сопредельных территорий // Труды НБС ННЦ. – 2006. – Т.126. – С.23-33.
- Геология СССР. Т. 8. Крым. Часть 1. Геологическое описание / Ред. М.В. Муратов. – М.: Недра, 1969. – 575 с.
- Голенко В.К. Древний Киммерик и его округа. – Симферополь: Сонат, 2007. – 408 с.
- Губанов И.Г., Клюкин А.А. Роль грязевого вулканизма в формировании озерных котловин Керченского полуострова // Литолого-геохимические условия формирования донных отложений. – Киев: Наукова думка, 1979. – С. 117-126.
- Драган Н.А. Почвы окрестностей Опуцкого природного заповедника // Труды НБС ННЦ. – 2006. – Т.126. – С.34-44.
- Дублянская Г.Н., Дублянский В.Н. Картографирование, районирование и инженерно-геологическая оценка закарстованных территорий. – Новосибирск: СО РАН, 1992. – 144 с.
- Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. – М.: Наука, 1982. – 112 с.
- Климчук А. Б., Амеличев Г.Н., Тимохина Е.И. Карстопоявления юго-западной части Предгорного Крыма с позиций теории гипогенного спелеогенеза // Спелеология и карстология. - № 2. - 2009. - С.35-53.
- 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., Шпетль К. Гипогенный карст Предгорного Крыма и его геоморфологическая роль. – Симферополь: ДиАйПи, 2013. – 203 с.
- Клюкин А.А. Природа и разнообразие факторов среды территории Опуцкого природного заповедника // Труды НБС ННЦ. – 2006. – Т.126. – С.8-22.
- Клюкин А.А. Сейсмодислокации Украинского полуострова // Сейсмологический бюллетень Украины за 1992 г. – Симферополь. - 1995. – С. 112-117.
- Лычагин Г.А. Ископаемые грязевые вулканы Керченского полуострова // Бюлл. МОИП. – Отд. геологии. – 1952, 27, вып. 4. – С.3-13.
- Науменко П.И. К вопросу о происхождении островов Скалы-Корабли в Черном море // Мат-лы по изучению четвертичного периода. – Киев: Наукова думка, 1982. – С.254-259.
- 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.
- Шнюков Е.Ф., Гнатенко Г.И., Нестеровский В.А., Гнатенко О.В. Грязевой вулканизм Керченско-Таманского региона. – Киев : Наукова думка, 1992. – 200 с.
- Шнюков Е.Ф., Кутний В.А., Науменко С.П., Маслаков Н.А. Травертины и другие минеральные образования газоводных источников Керченского полуострова // Геология и полезные ископаемые мирового океана. - №2. – 2007. - С.5-14.
- Шнюков Е.Ф., Науменко П.И. Киммерийские железные руды вдавленных синклиналей Керченского полуострова. – Симферополь: Крым, 1964. – 126 с.
- Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И., Науменко П.И., Кутний В.А. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области: Атлас. - К.: Наукова думка, 1986. – 152 с.
- Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А., Кутний В.А., Гусаков И.Н., Трофимов В.В. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. – Краснодар : ГлавМедиа, 2006. – 176 с.
- Шутов Ю.И., Севостьянов Е.М., Дублянский В.Н. Карст Керченского полуострова // Экологія довкілля та безпека життєдіяльності. - №5, 2004. – С.10-16.
- Юдин В.В. Геодинамика Крыма. – Симферополь: ДиАйПи, 2011. – 336 с.

Юдин В.В. Геология и геодинамика района Симферополя // Спелеология и карстология, №12. – Симферополь. – 2014. – С.42-56.

Dublyansky Y.V., Klimchouk A.B., Spötl C., Timokhina E.I., Amelichev G.N. Isotope wallrock alteration associated with hypogene karst of the Crimean Piedmont, Ukraine // Chemical Geology

Field, M. A Lexicon of Cave and Karst Terminology with Special Emphasis to Environmental Karst Hydrology". EPA/600/R-02/003, Environmental Protection Agency: Washington, DC. - 2002.

Monroe, W.H. A Glossary of Karst Terminology. Geological Survey Water-Supply Paper 1899-K. U.S. Geological Survey. U.S. Government Printing Office. Washington, D.C. - 1970. - 26 pp.