

**Климчук А.Б., Амеличев Г.Н., Науменко В.Г., Токарев С.В.****Оценка мощности эпикарстовой зоны по распределению глубин воронок**

Климчук А.Б., Амеличев Г.Н., Науменко В.Г., Токарев С.В. Оценка мощности эпикарстовой зоны по распределению глубин воронок // Спелеология и карстология, - №3. – Симферополь. – 2009. – С. 26-38.

Резюме: Эпикарстовая зона, вследствие особенностей своих гидрогеологических свойств и функций, играет фундаментальную роль в естественной защищенности подземных вод в условиях открытого карста. Наличие эпикарста в значительной мере снижает крайне высокую степень уязвимости подземных вод, в целом присущую карстовой системе. Мощность эпикарстовой зоны является важнейшим параметром, определяющим буферные свойства эпикарста по отношению к ресурсам подземных вод, его способность к задержке и нейтрализации загрязняющих веществ, т.е. – его защитную функцию по отношению к ресурсам подземных вод.

Основной проблемой в оценке эпикарста при картировании уязвимости подземных вод является отсутствие методов для его площадного картирования. Настоящая статья, на основе анализа закономерностей эпикарстового морфогенеза, обосновывает возможность оценки площадных вариаций мощности эпикарстовой зоны по распределению глубины карстовых воронок.

Для основных массивов Горного Крыма построены карты распределения глубин воронок (мощности эпикарста), а также карты распределения плотности воронок и известных карстовых полостей. Совместный анализ таких карт с позиций эпикарстовой концепции дает важную информацию о взаимосвязи поверхностного и подземного закарстования и служит основанием для учета эпикарста в оценке уязвимости подземных вод районов открытого карста.

Ключевые слова: эпикарст, морфогенез карста, геоморфология карста, карст Горного Крыма, уязвимость подземных вод.

Климчук О.Б., Амеличев Г.М., Науменко В.Г., Токарев С.В. Оцінка потужності епікарстової зони за розподілом глибин воронок // Спелеологія і карстологія, - № 3. – Сімферополь. – 2009. – С. 26-38.

Резюме: Епікарстова зона, внаслідок особливостей своїх гідрогеологічних властивостей і функцій, відіграє фундаментальну роль у карстовому морфогенезі, а також у природній захищеності підземних вод в умовах відкритого карсту. Наявність епікарсту значною мірою знижує крайню високу міру уразливості підземних вод, що в цілому властива карстовій системі. Потужність епікарстової зони є найважливішим параметром, що визначає буферні властивості епікарсту по відношенню до ресурсів підземних вод, його здібність до затримки і нейтралізації забруднюючих речовин, тобто – захисну функцію епікарста по відношенню до ресурсів підземних вод.

Основною проблемою в оцінці епікарсту при картуванні уразливості підземних вод є відсутність методів для його площинного картування. Ця стаття, на основі аналізу закономірностей епікарстового морфогенезу, обґрунтовує можливість оцінки площинних варіацій потужності епікарстової зони по розподілу глибини карстових воронок.

Для основних масивів Гірського Криму побудовані карти розподілу глибин воронок (потужності епікарста), а також карти розподілу щільності воронок і відомих карстових порожнин. Спільний аналіз таких карт з позицій епікарстової концепції дає важливу інформацію про взаємозв'язок поверхневого і підземного закарстування і служить підставою для врахування епікарсту в оцінці уразливості підземних вод районів відкритого карсту.

Ключові слова: епікарст, морфогенез карсту, геоморфологія карсту, карст Гірського Криму, уразливість підземних вод.

Klimchouk A.B., Amelichev G.N., Naumenko V.G., Tokarev S.V. Assessment of the thickness of the epikarst zone from distribution of doline's depth // Speleology and Karstology. – N 3. – Simferopol. – 2009. – P. -26-38.

Abstract: Epikarst zone, due to its peculiar hydrogeologic features and functions, plays a fundamental role in karst morphogenesis and natural protection of groundwater in the conditions of open karst. The presence of epikarst considerably diminishes high vulnerability of groundwaters, generally characteristic for karst systems. Thickness of the epikarst zone is the most important parameter that determines buffering capacity of epikarst with regard to groundwater resources, its ability to retard and neutralize contaminants, hence – the protective role of epikarst with regard to groundwater resources.

The main problem in evaluation of epikarst during groundwater vulnerability assessment is lack of methods for its mapping in area. This paper, based on the analysis of regularities of epikarst morphogenesis, substantiates a possibility to assess variations in thickness of epikarst by distribution of depth of karst dolines.

Maps of doline depth distribution (representing thickness of epikarst) are created for main massifs of the Mountain Crimea, as well as maps of density of dolines and documented caves. Conjugate analysis of these maps from the standpoint of the epikarst concept gives important information about relationship of surface and underground karstification and serves as a basis for accounting for epikarst during groundwater vulnerability assessment in regions of open karst.

Key words: epikarst, karst morphogenesis, karst geomorphology, Mountain Crimea, groundwater vulnerability.

ВВЕДЕНИЕ

Советский карстолог В.А.Апродов в 1947 г. предложил термин «эпикарст» для обозначения карстовых явлений в зоне, расположенной выше базиса эрозии (Тимофеев и др., 1991), однако в таком значении он не получил дальнейшего использования. В 70-80-х годах 20-го столетия сформировалась концепция эпикарста как приповерхностной зоны экспонированных карстовых массивов, обладающей особыми свойствами и функциями в гидрогеологии и морфогенезе карста (Климчук и др., 1979; Климчук, 1989; Mangin, 1973; 1975; Bakalowicz и др., 1974; Droque, 1979; Williams, 1983; 1985; Smart, Friederich, 1987). В течение последних двух десятилетий эта концепция получила широкое признание и интенсивное развитие в мировой карстологии, стала неотъемлемой и важной частью общей теории развития и функционирования открытого (раскрытого) карста (Klimchouk, 1995; 2000; 2004; Jones и др., 2004; Ford, Williams, 2007; Williams, 2008). Вместе с тем, в карстологической литературе стран СНГ концепция эпикарста оставалась слабо осознанной и используемой в карстологических и гидрогеологических исследованиях, что диссонирует с важнейшим значением, которое имеет эпикарст в карстовом морфогенезе, формировании подземных вод карста и их защите от загрязнений. На устранение этого пробела в теоретической части направлена недавняя монография А.Б. Климчука (2009). Актуальными задачами остаются раскрытие региональных особенностей морфогенеза и гидрогеологии карста с позиций эпикарстовой концепции, ее использование в решении прикладных гидрогеологических проблем, в частности – водоохраных, а также развитие соответствующих методов.

Эпикарст определяется как *верхняя выветрелая и закарстованная зона экспонированных на поверхность карбонатных пород, отличающаяся от нижележащих пород более высокой и равномерно распределенной пористостью и проницаемостью, удерживающая некоторые динамические запасы вод и регулирующая сток в нижележащей вадозной зоне* (Klimchouk, 2004; Климчук, 2009).

Эпикарстовая зона, ввиду особенностей своих гидрогеологических свойств и функций, играет фундаментальную роль в естественной защищенности подземных вод в условиях экспонированного карста. Она является подсистемой карста, обеспечивающей задержку рассеянного инфильтрационного питания, его распределение на различные компоненты стока при переводе в нижележащую вадозную зону и удержание некоторых запасов вод. Эпикарст обеспечивает буферизацию поступающих гидравлических и химических сигналов на входе, значительное замедление сквозного прохождения вод (в 5-20 раз) и

возможность деградации по крайней мере некоторых видов загрязнений при их транзите к основным ресурсам. Загрязнители, способные деградировать в природных условиях, могут, следовательно, вообще не достигать источников и водозаборов, или их концентрация будет сильно снижена. Таким образом, наличие эпикарста в значительной мере снижает крайне высокую степень уязвимости подземных вод, присущую карстовой системе при отсутствии такой подсистемы.

Важная роль эпикарста была осознана и учтена при разработке европейских методов оценки уязвимости подземных вод. Эпикарст был прямо введен как фактор оценки в методы ЕРІК и PI (Doerfliger и др., 1999; Goldscheider и др., 2000). В картах уязвимости, построенных по методу ЕРІК (Epkarst, Protective cover, Infiltration and Karstic network), оценки эпикарста и инфильтрации играют ведущую роль в определении картируемого фактора уязвимости. В более опосредованной форме эпикарст учитывается и другими европейскими методами. Защитная роль эпикарста по отношению к ресурсам карстовых вод подтверждена экспериментальными исследованиями по фильтрации и миграции трассеров через эпикарст (Perrin и др., 2003; 2004).

Основной проблемой в оценке эпикарста при картировании уязвимости подземных вод является отсутствие методов для его площадного картирования. Настоящая статья посвящена обоснованию геоморфологического метода оценки мощности эпикарстовой зоны как основного параметра оценки её защитных функций по отношению к ресурсам подземных вод, а также апробация метода на примере основных карстовых массивов Главной гряды Крымских гор.

ЭПИКАРСТОВЫЙ МОРФОГЕНЕЗ

Появление и развитие концепции эпикарста привело к радикальному пересмотру взглядов на карстовый морфогенез в условиях экспонированного карста с автогенным питанием. До 80-х годов 20-го столетия поверхностный карстовый морфогенез в таких условиях часто рассматривали как относительно самостоятельный процесс, непосредственно не связанный с подземным закарстованием, а определяемый главным образом поверхностным стоком (за исключением форм провального генезиса, образование которых прямо определяется наличием карстовых полостей в массиве). Более того, с поверхностным стоком и формами связывалось начальное развитие каналов в глубине массива. Это выражалось в преобладании схем типовых эволюционных связей поверхностных и подземных форм, построенных по типу: первичные ложбины стока → ванновые (замкнутые) формы рельефа →

поноры → колодцы → шахты (Соколов, 1962; Иванов, 1963; Максимович, 1963; Гвоздецкий, 1972). Из этого возникли два явных противоречия: 1) формирование замкнутой формы растворения может происходить только при внутреннем (подземном) выносе-оттоке, т.е. такая форма может образовываться только в связи с высокопроницаемым каналом в массиве, а упомянутые схемы ставят формирование высокопроницаемых каналов следствием, а не причиной развития замкнутых поверхностных форм; 2) подавляющее преобладание рассеянного инфильтрационного питания в автогенном карсте не способствует концентрации поверхностного стока, но карстовый морфогенез все же выражается в образовании очаговых форм (воронок, шахт, локализованных карровых полей). Последующие теоретические исследования и моделирование спелеогенеза выявило, что в масштабах карстовой системы развитие полостей (спелеогенез) происходит не от поверхности вглубь, как подразумевали упомянутые схемы, а одновременно по всему пути фильтрации от контура питания до контура разгрузки.

Работами П. Уильямса (Williams, 1983; 1985) и А. Климчука (Климчук и др., 1979; Климчук, 1989; Климчук, 2009; Klimchouk, 1995; 2000; 2004) показано, что карстовый морфогенез на поверхности определяется главным образом подповерхностными гидрогеологическими процессами в эпикарстовой зоне, связанными со структурами высокой проницаемости, проникающими в глубину массива. Эпикарстовое перераспределение стока и его концентрация у глубоко проникающих высокопроницаемых трещин на нижней границе эпикарста являются гидрогеологическими механизмами карстового морфогенеза.

Формирование внутриэпикарстовых водосборов (депрессийных воронок) вокруг отдельных глубоко проникающих проницаемых трещин и локализация стока в центре таких водосборов на нижней границе эпикарста определяют локализацию морфогенеза в эпикарстовой зоне над этой границей и формирование расширенных трещин и шахт под ней (рис. 1 и 2). На нижней границе эпикарстовой зоны происходит спелеогенное развитие подэпикарстовых дрен, а в самом эпикарсте – преимущественное закарстование в пределах конуса подповерхностного водосбора. Увеличение гидравлического градиента в пределах депрессионной воронки обуславливает тут наиболее активный водообмен. Соответственно, тут происходит

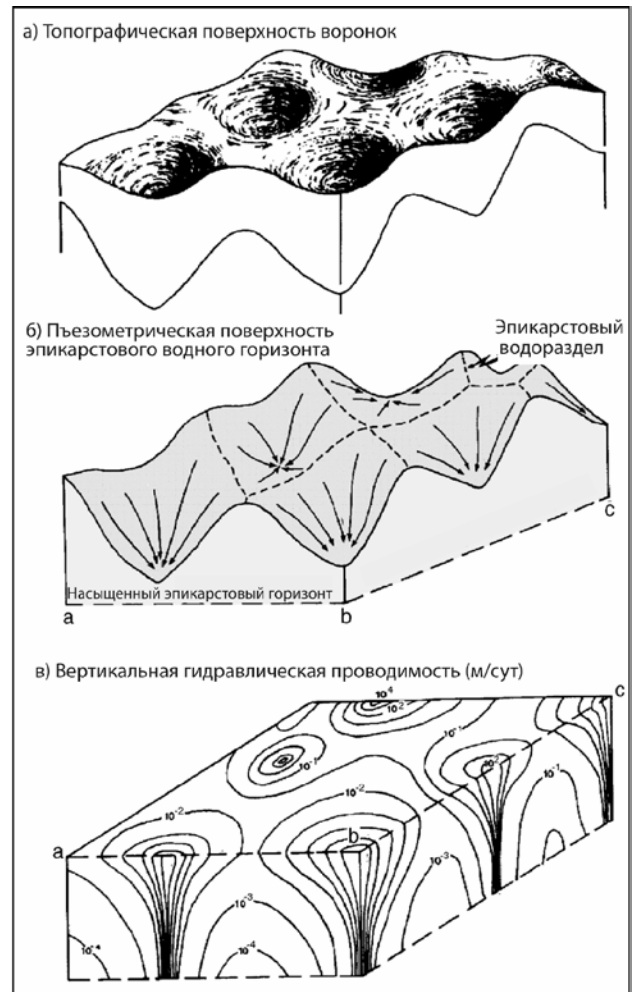


Рис. 1. Концептуальная модель эпикарстового морфогенеза Уильямса (Williams, 1983).

наиболее интенсивное коррозионное расширение трещин и вымывание из них заполнителя, который может поступать из почвенного и/или элювиального горизонта. Таким образом возникают узко локализованные участки интенсивной закарстованности в эпикарстовой зоне, соответствующие участкам быстрой фильтрации в ее основании, для которых характерен резко отрицательный баланс вещества. В ходе эпикарстовой эволюции эти процессы выражаются на поверхности сначала в локализованном обнажении эпикарста из-под почвенного покрова и формировании карровых

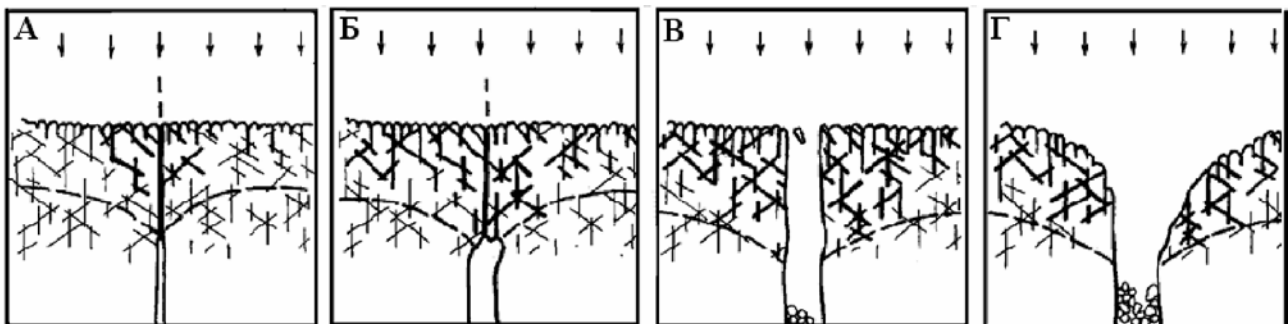


Рис. 2. Концептуальная модель эпикарстового морфогенеза Климчука (Климчук и др., 1979; Климчук, 1989). А-Г = стадии развития подэпикарстовой дрены (шахты), внутриэпикарстового водосбора и ассоциированных форм рельефа.

полей (рис. 3, А-Б), а в конечном итоге - в образовании локальных замкнутых депрессий - карстовых воронок (рис. 3, Б).

Формирование воронок растворения по зонам быстрой фильтрации происходит либо постепенным (но более интенсивным, чем на смежных площадях) снижением поверхности в пределах депрессионной воронки вокруг дренирующего подэпикарстового канала (модель Уильямса), либо путем провала раскарстованной "эпикарстовой пробки" над подэпикарстовой шахтой и последующего быстрого формирования воронки вокруг устья шахты до достижения устойчивого профиля по контурам раскарстованного подэпикарстового водосбора (модель Климчука).

Многочисленными последующими полевыми исследованиями в различных регионах подтверждена действительность обеих механизмов, которые являются вариантами проявлений очагового морфогенеза в эпикарстовой зоне. Оба они приводят к одному результату – формированию карстовых воронок, типологических устойчивых форм карстового рельефа (рис. 3, В-Г). Таким образом, несмотря на подавляющее преобладание рассеянного питания с поверхности в автогенном карсте, механизмы эпикарстовой гидрогеологии приводят к локализации стока в отдельных точках в основании эпикарста.

Развитие эпикарста есть, по-сути, процесс приспособления автогенных условий питания к главным структурам внутренней проницаемости

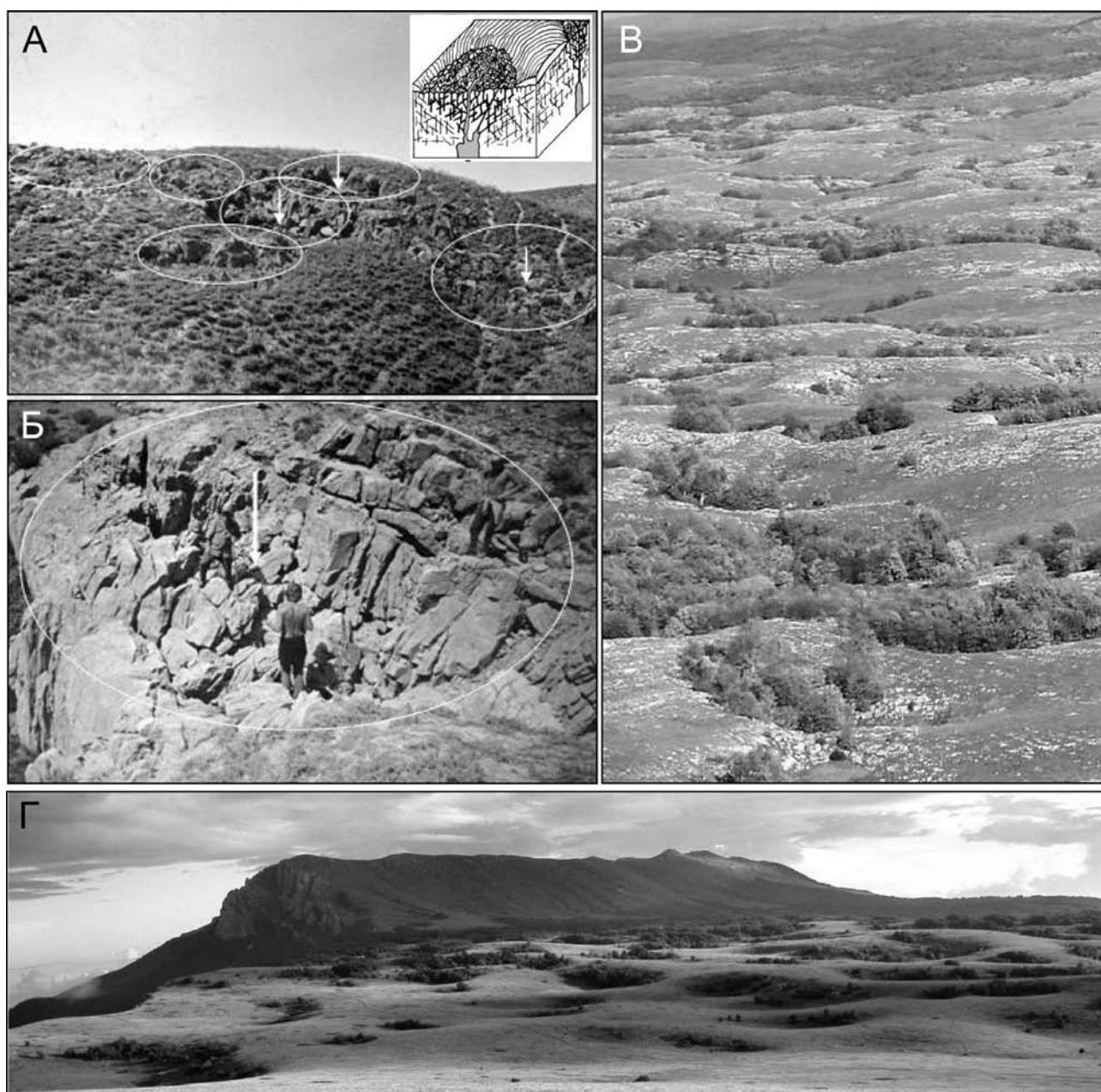


Рис. 3. Поверхностное выражение эпикарстового морфогенеза на разных стадиях развития экспонированного карста. А, Б = молодой эпикарст с преобладанием локализованных карровых полей и скрытых шахт под ними (на фото обозначены стрелками); плато Кырктау, Тянь-Шань, Узбекистан; В, Г = зрелый эпикарст с преобладанием воронок; плато Караби (В) и Чатырдаг (Г), Горный Крым, Украина.

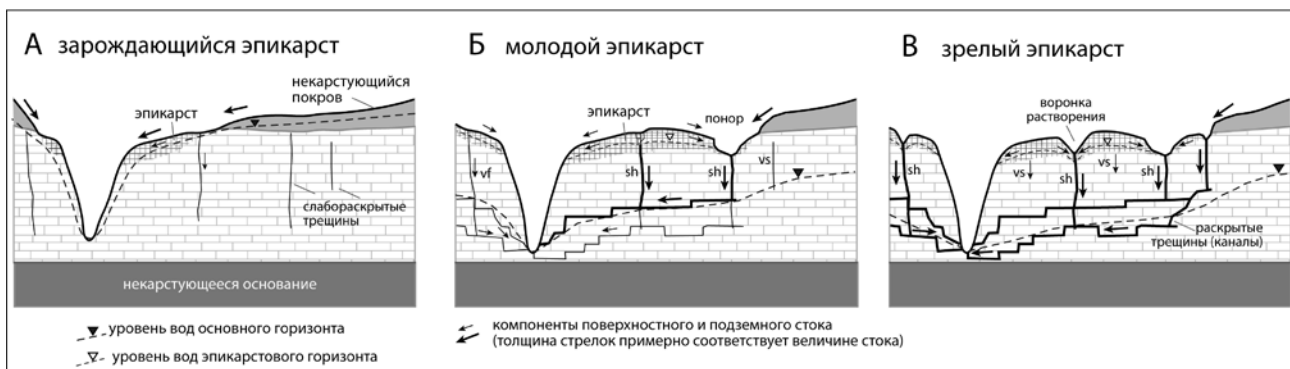


Рис. 4. Основные стадии развития эпикарста в условиях открытого карста (Климчук, 2009).

массива посредством механизмов эпикарстовой гидрогеологии и морфогенеза (рис. 4). В ходе такого приспособления получают питание и формируются организованные структуры внутриэпикарстовой закарстованности, которые выражаются в карстовом рельефе. Взаимосвязь поверхностного карстового морфогенеза со спелеогенезом – развитием каналовой проницаемости в глубине массива, получила обширные подтверждения полевыми исследованиями в разных районах мира (Климчук, 1989; Klimchouk и др., 1996; Klimchouk, 2000; Vagon, 2002), а также численным моделированием, выполненным в работе Бауера с соавторами (Baueg и др., 2005). Моделирование показало, что характерные для экспонированного карста древовидные пещерные структуры образуются только при наличии эпикарстовой зоны и действии эпикарстового механизма распределения питания, и что процессы эпикарстового морфогенеза и спелеогенеза тесно взаимосвязаны.

Основной закономерностью морфогенеза в экспонированном карсте является стремление рельефа поверхности к сглаженному воспроизведению нижней границы эпикарста – фильтрационного барьера в основании эпикарстовой зоны (Климчук, 2009). vs = трещинный затрудненный сток, vf = трещинный эффективный сток, sh = шахтный сток.

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ МОЩНОСТИ ЭПИКАРСТОВОЙ ЗОНЫ ПО РАСПРЕДЕЛЕНИЮ ГЛУБИН ВОРОНОК

Одной из проблем исследования эпикарста является трудность площадной оценки мощности эпикарстовой зоны. Геофизические методы, в частности георадарная съемка, дают адекватную картину для локальных участков, но их применение на больших площадях затруднительно. Актуальной является разработка геоморфологических методов, которые позволили бы выполнять ориентировочную оценку мощности эпикарста в масштабах карстовых массивов, что необходимо, в частности, для оценки уязвимости карстовых вод. Приведенные выше положения концепции эпикарстового морфогенеза дают основание для возможности оценивать мощность эпикарста в зрелом карстовом рельефе по распределению глубин воронок.

Стремление эпикарстового морфогенеза к сглаженному воспроизведению поверхностным

рельефом нижней границы эпикарста получает свою реализацию на стадии зрелости в виде типичного ваннового ландшафта районов экспонированного карста (рис. 3, В-Г). Карстовые воронки формируются на разрывах фильтрационного барьера в основании эпикарстовой зоны, соответствующих зонам быстрой фильтрации, т.е. подэпикарстовым шахтам или трещинным дренам, проникающим вглубь вадозной зоны. Таким образом, карстовые воронки являются ультимативным выражением эпикарстового морфогенеза, в ходе которого днища воронок стабилизируются на уровне нижней границы эпикарстовой зоны. Соответственно, днища воронок примерно соответствуют отметкам основания эпикарстовой зоны, а ее минимальная мощность может оцениваться по глубине воронок, измеряемой от условной бровки – перегиба профиля монотонной поверхности плато.

Воронки являются картируемыми (по топографическим картам, аэрофотоснимкам и космоснимкам) формами, а их глубина определяема по крупномасштабным топокартам и полевыми измерениями. Таким образом, для зрелого эпикарста возможна обобщенная площадная оценка вариаций его мощности по распределению глубин карстовых воронок.

Распределение самих воронок (плотность; штук на единицу площади) в пределах вершинных поверхностей плато не связано с мощностью эпикарстовой зоны, но отражает степень ее «перфорированности» участками быстрой фильтрации и, соответственно, водоудерживающую способность. Такая способность эпикарста является защитной по отношению к ресурсам карстовых вод. Она минимальна на площадях высокой плотности карстовых воронок. Таким образом, параметр плотности распределения воронок используется в качестве дополнительного при оценке уязвимости карстовых вод районов экспонированного карста. С учетом закономерной связи формирования воронок с каналовыми системами в глубине массива, плотность распределения воронок следует рассматривать как опосредованную характеристику пространственной интенсивности закарстования в вадозной зоне массива. Более прямой характеристикой закарстования вадозной зоны служит плотность распределения пещер, однако такое распределение существенно зависит от степени спелеологической изученности.

Таблица 1.

Морфометрические характеристики яйлинских массивов Главной гряды Горного Крыма

Название массива	Средняя высота плато, м	Оцениваемая площадь платообразной поверхности, км ²	Количество учитываемых при оценке воронок, ед.	Средняя глубина воронок, м	Источник данных о параметрах воронок
Ай-Петринский	1046	104,5	1621	6,1	Топокарта 1:10000
Чатырдагский	1107	23,4	458	5,0	Топокарты 1:10000 (нижнее плато) и 1:25000 (верхнее плато)
Карабийский	934	104,3	2254	5,6	Топокарта 1:10000
Долгоруковский	872	28,8	128	5,3	Топокарта 1:25000 и полевые исследования
Демерджинский	1208	12,7	353	6,2	Полевые исследования

Предлагаемая методика применима для зрелого эпикарста и дает обобщенную оценку площадных вариаций мощности эпикарстовой зоны. Она реализована для платообразных поверхностей основных карстовых массивов Главной гряды Крымских гор, которые характеризуются зрелым эпикарстом с доминированием воронок в рельефе. В анализе используется сопоставление построенных для каждого массива трех карт: 1) распределения глубины воронок (мощности эпикарста), 2) плотности распределения воронок 3) плотности распределения пещер. Мощность эпикарста характеризуется картой распределения глубины воронок, а две других карты используются для дополнительного анализа степени «перфорированности» эпикарста, интенсивности закарстования в вадозной зоне массивов и оценке водоудерживающей способности эпикарстовой зоны при картировании уязвимости подземных вод.

Построение карт осуществляется посредством ГИС. По крупномасштабным топокартам или полевыми работами снимаются координаты и морфометрические параметры воронок, на основе которых в ГИС формируется точечный слой «Воронки». По параметру глубины производится интерполяция и строится растровая карта (GRID) распределения глубин воронок, соответствующая распределению мощности эпикарста. В качестве способа интерполяции глубин карстовых воронок выбран метод обратно взвешенных расстояний (ОВР), который вычисляет значения ячеек по среднему от суммы значений точек замеров, находящихся вблизи каждой ячейки. Этот метод предполагает, что влияние значения измеренной переменной убывает по мере увеличения расстояния от точки замера. То есть, чем ближе точка (в нашем случае воронка) к центру оцениваемой ячейки, тем больший вес или влияние имеет ее значение (глубина воронки) в процессе вычисления среднего.

Для построения карты плотности воронок используются тот же исходный слой воронок. Карта плотности распределения пещер строится на основе данных (координат) из кадастра пещер Крыма, из

которых формируется точечный векторный слой «Пещеры». Из точечных объектов в ГИС создаются растровые карты плотностей, для чего нами был использован метод ядра. Метод заключается в том, что для каждой ячейки выходного растра применяется поиск значения по круговой области заданного радиуса. Полученная сумма точек (воронки или пещер в нашем случае) в данной области делится на её площадь. Результат вычисления присваивается ячейке. При этом точки, лежащие ближе к центру (ядру) области поиска соответствующей ячейки, получают большее значение веса, чем точки у ее края. В результате распределение объектов получается более гладким.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МОЩНОСТИ ЭПИКАРСТА НА МАССИВАХ ГОРНОГО КРЫМА

Для морфометрического анализа карстовых воронок, которые развиваются преимущественно в пределах платообразных поверхностей, были выбраны несколько яйлинских массивов Главной гряды Крымских гор. Их параметры приведены в таблице 1.

Ай-Петринский массив (рис. 5, левая колонка)

Массив расположен в западной части Главной гряды Крымских гор. Его большую часть составляют массивные и слоистые известняки оксфорд-кимериджа, титона и титон-берриаса, залегающие под углами 20-35°. Карбонатные породы подразделяются на 16 генетических разновидностей с господством органогенных и хемогенных известняков. Содержание нерастворимого остатка изменяется от 0,10% до 14,95%. В чистых известняках количество нерастворимых примесей не превышает 5%.

Платообразная поверхность массива имеет площадь около 105 км² и абсолютные отметки от 900 до 1200 м. Над поверхностью плато возвышаются отдельные вершины – г. Бедене-Кыр (1320 м), г. Рока (1340 м), Зубцы Ай-Петри (1231 м), Ат-Баш (1207 м). В целом наблюдается уменьшение абсолютных высот яйлы с востока на запад.

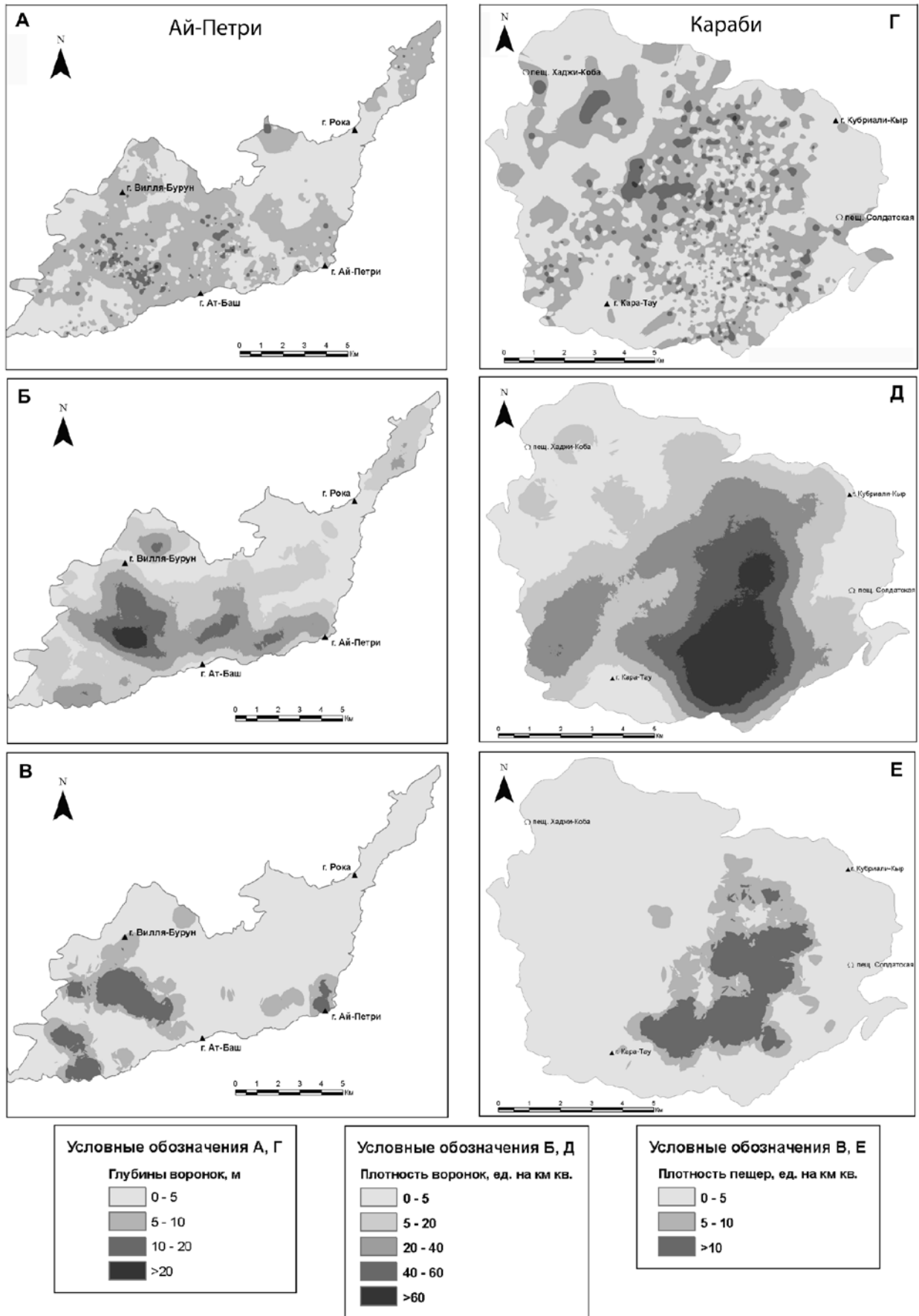


Рис. 5. Карты распределения глубин воронок (А, Г), плотности воронок (Б, Д) и плотности пещер (В, Е) на плато Ай-Петринского (левая колонка рисунка) и Карабийского (правая колонка) массивов.

Полевые работы 2007 г. существенно уточнили имевшиеся представления о размещении и морфометрии карстовых воронок. В базу данных ГИС «Карст Крыма» внесены сведения о более 1600 карстовых воронках массива, вскрывающих эпикарстовую зону.

Фоновая для массива мощность эпикарста (глубина воронок) составляет 5-10 м, но в центральной, юго-западной и северо-западной частях плато имеются значительные площади с мощностью эпикарста 10-20 м. Небольшие участки с мощностью эпикарста свыше 20 м располагаются мозаично в центральной части плато (рис. 5, А).

Средняя для плато плотность воронок составляет 15 шт/км² (рис. 5, Б). Наиболее плотное (более 60 шт/км²) расположение воронок приходится на участок, лежащий между вершинами Тарпан-Баир (1094 м), Ат-Баш (1196 м) и Вилля-Бурун (1126 м) и ограниченный с юго-запада Скельско-Спирадским разломом. Высокие показатели плотности воронок (40-60 шт/км²) наблюдаются к западу от г. Ай-Петри, в урочище Бабулган, в межгорье Морчека – Мердвен-Каясы. На эти же участки приходится максимальная плотность пещер (рис. 5, В), что отражает генетическую взаимосвязь подземного и поверхностного карста. Как видно из рисунка 5-А, участки с максимальной (10-20 м и более) мощностью эпикарста тоже приурочены к этим территориям. Однако, в крайней юго-западной части плато имеются участки высокой плотности пещер, не вполне совпадающие с распределением воронок.

Эпикарстовая зона на массиве Ай-Петри характеризуется как зрелая, унаследованно развивающаяся длительное время, представленная главным образом карстовыми формами более поздних стадий развития.

Карабийский массив (рис. 5, правая колонка)

Массив является самым восточным платообразным участком Главной гряды Крымских гор. В ранних геологических работах (Муратов, 1960; Головцын *и др.*, 1966) указывалось, что поверхность плато на юге сложена лужитанскими массивными и неясно-слоистыми известняками, без перерыва перекрытыми слоистой толщей известняков кимериджа. Титонские известняки обнажаются на северо-западе и севере массива, где местами контактируют с титон-берриасскими мергелистыми известняками. На юге падение пластов крутое (до 68°), а к северу оно становится значительно более пологим - до 4°. На современных геологических картах (Геологическая карта Горного Крыма, 1984; Юдин, 2001) вся поверхность плато показана как область развития титонских известняков, лишь на севере перекрываемая отложениями валанжина. Количество нерастворимого остатка в большинстве случаев не превышает 2-3 %.

Плато Карабийского массива на юге круто обрывается стеной высотой 100-300 м, а к северу постепенно снижается. Верхняя уровенная поверхность – плато Каратау – имеет высоты 1100-1200 м, нижняя – Караби-яйла – 600-1000 м. Именно здесь получил широкое развитие классический среднегорный карст, описанный А.А. Круббером (1915). Из форм

поверхностного карста доминируют воронки, по количеству которых (2254 шт.) Караби лидирует среди крымских яйл.

Для массива характерна относительно высокая средняя плотность карстовых воронок (25 шт/км²). В южной-центральной части массива имеется обширный ареал значительно более высокой (40-60 и свыше 60 шт/км²) плотности воронок, в целом соответствующий ареалу высокой (более 10 шт/км²) плотности пещер (рис. 5, Д-Е). Вместе с тем, в западной части плато большая площадь значительной плотности воронок не имеет соответствия в картине распределения пещер, что вероятно связано с неполной изученностью последних.

Распределение мощности эпикарста по массиву носит мозаичный характер. Фоном выступает маломощный (до 5 м) эпикарст, на который мелкими разорванными ареалами накладывается среднемощный (рис. 5, Г). При продвижении вкост простирания слоев известняка с юго-востока на северо-запад сомкнутость ареалов нарастает. Эпикарст мощностью 10-20 м выделяется тремя более крупными участками в районе ботанического заказника, метеостанции и г. Динозавр (980 м).

Чатырдагский массив (рис. 6, верхний ряд)

Сложен оксфорд-кимериджскими (на юге) и титонскими (на севере) розовыми мраморовидными, серыми массивными и толсто-слоистыми известняками. Они представлены хорошо карстующимися разностями, в которых содержание нерастворимого остатка колеблется от 0,13-0,54% (массивные известняки) до 0,23-5,93% (слоистые известняки).

В макроморфологии поверхности четко выделяются верхнее (1300-1500 м; южная часть массива) и нижнее (900-1100 м; центральная и северная части) плато. Поверхностная закарстованность нижнего плато в три раза выше верхнего, что обусловлено различиями в возрасте пород, расчленении рельефа и характере трещиноватости. Многие воронки западной части нижнего плато имеют асимметричный профиль, что связано с напластованием под углами от 20 до 60°. Средняя плотность поверхностных карстовых форм - 40 шт/км², а максимальная достигает 100 шт/км² и приурочена к восточному краю нижнего плато (Амеличев, 2007). Ареалы с высокой концентрацией карстовых полостей не совпадают с этими участками (кроме окрестностей шахты Ход Конем; рис. 6, Б-В). Это указывает на то, что значительное число полостей Чатырдага развивались не в связи с эпикарстовой зоной, а унаследованы от стадий закарстования, предшествовавших экспонированию, возможно – от стадии гипогенного закарстования.

Фоновой для Чатырдага является мощность эпикарстовой зоны до 5 м (рис. 6-А). В центральной и северо-западной частях яйлы мощность эпикарста увеличивается до 10 м. Срезание эпикарста такой мощности бровкой яйлы на западе и некоторых участках на юге и востоке вскрывает приповерхностный водоносный горизонт и объясняет местоположение находящихся на склоне и у его подножия мелких карстовых источников. В центральной части плато локализовано располагаются участки повышенной

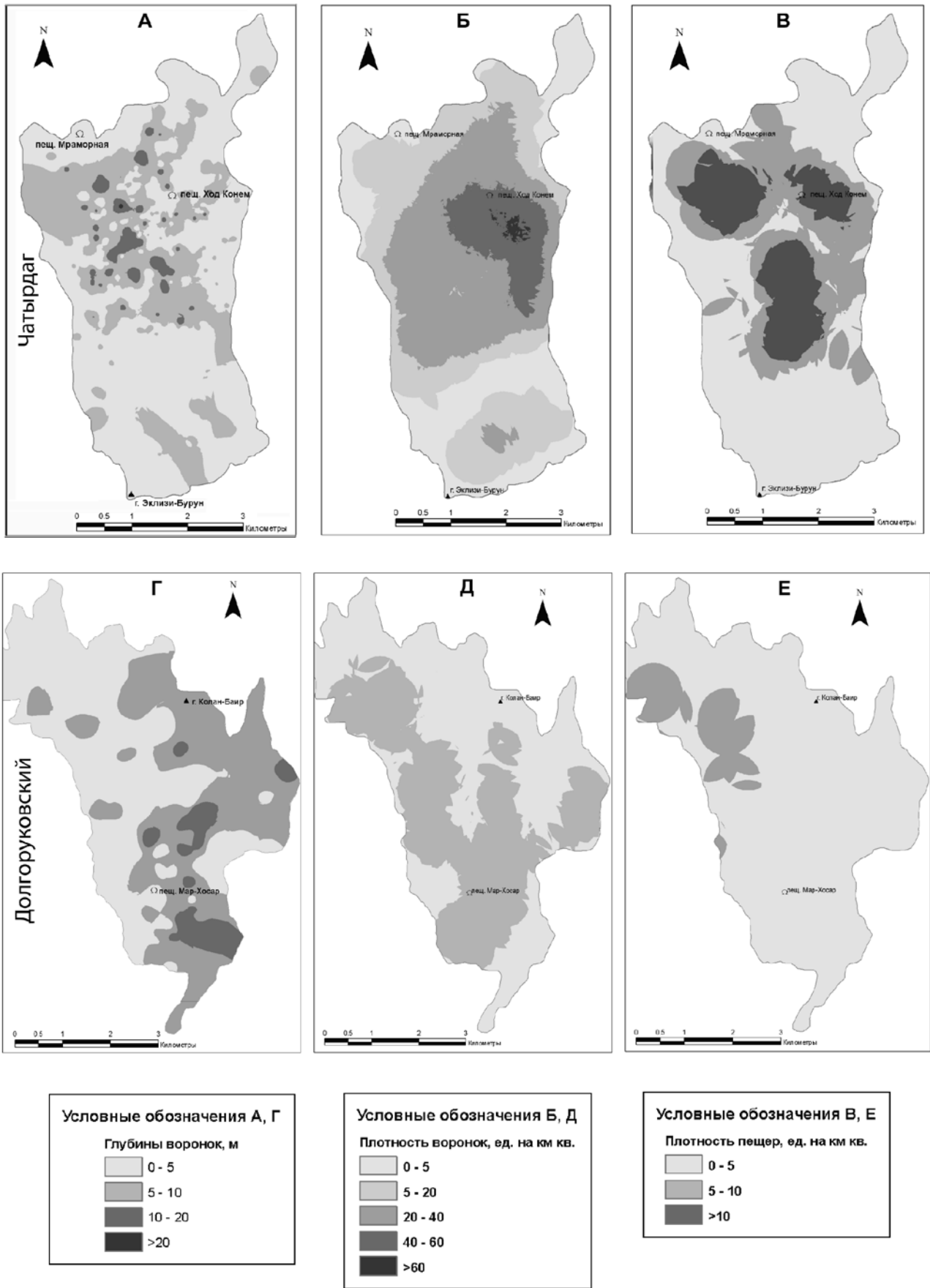


Рис. 6. Карты распределения глубин воронок (А, Г), плотности воронок (Б, Д) и плотности пещер (В, Е) на плато Чатырдагского (верхний ряд) и Долгоруковского (нижний ряд) массивов.

(10-20 м) мощности. Средняя расчетная мощность по массиву составляет 5 м. В целом можно констатировать, что с севера на юг, от нижнего плато к верхнему, мощность эпикарстовой зоны снижается. Такая закономерность вероятно объясняется тем, что верхнее плато в плейстоцене являлось одним из центров незначительного горного оледенения (Вахрушев, Амеличев, 2001), а последнее оказывает разрушительное действие на эпикарст (Климчук, 2009).

Долгоруковский массив (рис. 6, нижний ряд)

Массив сложен в основном кимериджскими и титонскими хорошо карстующимися слоистыми и массивными известняками. С юга на поверхность выходят оксфорд-кимериджские известняки и песчаники, формирующие верховья долины р. Суботхан. Слои известняков падают на северо-запад под углами 10-45°. Несмотря на литологическое разнообразие, известняки в большинстве случаев чистые с содержанием нерастворимого остатка до 3-4 %.

Платообразная поверхность Долгоруковской яйлы плавно поднимается с севера на юг от 800 до 1100 м. В ее пределах выделяются несколько параллельных эрозионно-карстовых котловин, вытянутых в меридиональном направлении. Под днищем самой западной Кольбаирской депрессии располагается пещера Красная протяженностью 22 км. Самая восточная Каланбаирская котловина представляет собой фрагмент распавшейся на множество воронок сухой долины р. Суботхан. Поверхность яйлы незначительно залесена по южному, восточному и северному краям. Около 90% плато занимают открытые пространства, поросшие луговой (в воронках) и степной (на остальной территории) растительностью. Преобладает задернованный, а местами голый карст.

Картина распределения глубин воронок показывает (рис. 5, Г), что маломощный эпикарст приурочен к западной и северной периферии плато, а эпикарст средней мощности (10-20 м) – к южной и восточной, в большей части совпадая с сухой долиной Суботхана. Отдельные пятна располагаются непосредственно над Красной пещерой. Эпикарст максимальной мощности

развит в долине Суботхана. Много работавший на Долгоруковском массиве известный крымский археолог А.А. Щепинский отмечает (1987), что после очень интенсивных ливней на плато возникает не только поверхностный сток по руслу Суботхана, но и появляется около десятка временных источников, находящихся в непосредственной близости от мест в долине, где им найдены кремниевые орудия труда, зольники, кости диких животных. Следовательно, в прошлом у охотничьих палеолитических стоянок эти источники работали постоянно. Ныне долина р. Суботхан в паводок является основной дренажной, куда разгружается эпикарстовый сток нескольких подповерхностных водосборов. В межливневый период эпикарстовые воды, не появляясь на поверхности, направляются либо к постоянным источникам Ярмачокрак и Вейрак, либо сбрасываются в вадозную зону массива.

Карты распределения воронок (рис. 6, Д) и пещер (рис. 6, Е) демонстрируют слабое соответствие. Только в северо-восточной части плато площади относительно высокой плотности воронок и пещер совпадают. Можно предположить, что спелеологическая изученность в центральной и южной части плато остается неполной.

Демерджинский массив (рис. 7)

Массив сложен оксфорд-кимериджскими и титонскими известняками, которые чередуются с прослоями песчаников и гравелитовых конгломератов. Нерастворимый остаток массивных светло-серых хорошо карстующихся известняков составляет 1,27%, а слоистых и неясно-плитовых известняков – от 4,99 до 9,35%. Угол падения пластов колеблется от 10-20° на севере до 50-60° на юге.

Платообразная поверхность Демерджи-яйлы располагается на абсолютных отметках 1200-1300 м. Она полого поднимается с севера на юг. Преобладает голый и задернованный карст, с маломощными скелетными горно-степными почвами и разреженной лугово-степной растительностью.

Полевыми работами 2008 г. было выполнено сплошное GPS-картирование карстовых воронок на плато. По результатам этих исследований определена

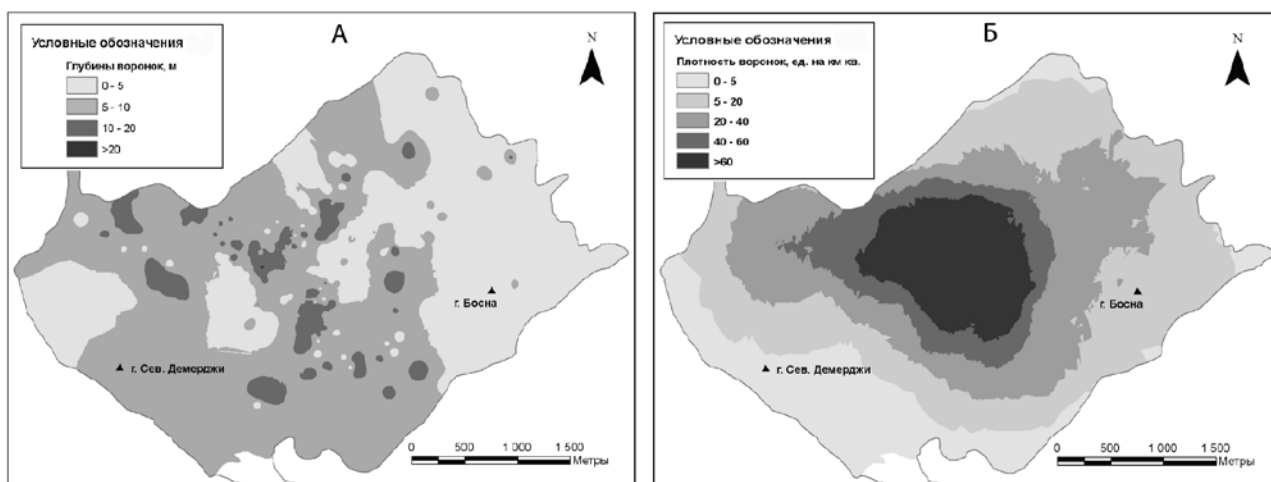


Рис. 7. Распределение глубин (А) и плотности (Б) воронок на плато массива Демерджи

средняя плотность воронок (30 шт/км²) и выделены участки в центре плато с максимальной концентрацией (до 70 шт/км²; рис. 7, Б). Большинство воронок вытянуто с юго-запада на северо-восток вдоль трещин напластования и располагаются под аструктурными склонами выходящих на поверхность пластов. В районе известно всего 16 карстовых полостей, размещение которых слабо соотносится с ареалами максимальной плотности воронок.

Для плато массива Демерджи фоновыми являются градации мощности эпикарста 0-5 и 5-10 м, соответственно занимающие 40 и 52 % от площади яйлы (рис. 7, А). Маломощный (до 5 м) эпикарст приурочен к восточной и частично западной периферии. Небольшие по площади пятна его встречаются в центральной части. Эпикарст средней мощности (5-10 м) занимает южный, северный и центральные участки, выходя на бровку плато и склоны. Как и на Чатырдаге, на таких склонах располагаются основные источники района - Чабан-Чокрак, Курлюк-Су, исток р. Демерджи, группа родников между вершинами Северной и Южной Демерджи. Мощный эпикарст (10-20 м) развит в центральной части плато незначительными изолированными ареалами, территориально совпадающими с максимальной плотностью воронок.

Аналогичные работы, выполненные на других карстовых массивах Горного Крыма, позволили определить здесь характер и мощность эпикарстовой зоны. Среднее значение мощности эпикарста на Ялтинском массиве составило 6,1 м, на Никитском и Гурзуфском – 6,5 м, на Бабуганском – 6,7 м.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Анализ приведенных выше материалов указывает на то, что главными факторами, определяющими региональные различия в поверхностной закарстованности и мощности эпикарстовой зоны карстовых массивов Крымских гор, являются литология карстующихся пород, условия их залегания, структура, текстура и трещиноватость, высота местности, климатические факторы и рельеф, а также распределение закарстованности в вадозной зоне. Различные сочетания и степень проявления этих факторов определяют региональные особенности эпикарстовой зоны и общего закарстования отдельных карстовых массивов. Важную роль играют также палеогеографические условия развития карста, которые определяли время экспонирования известняков из-под покрова и характер денудационных процессов, обеспечивавших такое раскрытие.

Основным фактором асимметрии воронок и котловин, заложенных в слоистых известняках, являются условия залегания пород, в массивных – направление ветров и связанное с ним перераспределение снега. В морфологии самих воронок и котловин трещины играют второстепенную роль по сравнению с первыми двумя факторами (Максимович, 1963; Дублянский, Дублянская, 2004). Но локализация и распределение воронок по площади определяется их связью со структурой закарстованности в вадозной зоне, которая обусловлена крупными тектоническими трещинами и разломами.

К благоприятным геоморфологическим условиям

Таблица 2.

Распределение мощности эпикарста, плотности воронок и пещер крымских яйл по высотным зонам

Высотная зона, м	Средняя мощность эпикарста, м	Плотность, шт/км ²	
		воронок	пещер
1400-1500	2,88	6,22	0,62
1300-1400	4,92	5,84	1,08
1200-1300	5,58	15,57	1,33
1100-1200	5,63	11,52	1,74
1000-1100	5,84	29,03	5,84
900-1000	5,81	19,19	3,35
800-900	5,69	8,01	1,28
700-800	4,56	3,61	1,24
Средняя	5,74	16,65	2,96

для формирования эпикарстовых форм следует отнести наличие участков плато с уклонами 5-15° и менее. Анализ таблицы 2 показывает, что наиболее благоприятной для поверхностного карстования является высотная зона 1000-1100 м. Именно этот высотный диапазон имеет значительные площади, занятые карстовыми формами, на всех анализируемых яйлах. Здесь же располагаются основные ареалы титонских известняков, отличающихся низким содержанием нерастворимого остатка и высокой трещиноватостью. В связи с более равномерным накоплением снега на пологих поверхностях и соответственно более благоприятными условиями для формирования рассеянного питания, эффективность инфильтрационного стока здесь значительно выше. Все это выразилось в формировании эпикарста максимальной мощности.

В остальных зонах мощность эпикарста снижается за счет уменьшения площадей плато и роста доли территорий с останцовыми возвышенностями (верхние интервалы высот), гравитационным и эрозионным рельефом (нижние интервалы).

Поскольку поверхности яйл находятся на разных высотных уровнях, участки разной степени благоприятности для формирования эпикарста в их пределах пространственно пересекаются между собой, таким образом, маскируя зависимость между высотой и мощностью эпикарста. Поэтому для каждого массива была рассчитана средняя высота плато, которая соотносилась со средней мощностью эпикарста. Подход, учитывающий не только высоту, но и географическую локализацию яйл, позволяет существенно рафинировать закономерность (рис. 8).

Взаимосвязь между высотой плато и средней мощностью эпикарста выражается коэффициентом корреляции $r = 0,76$. Из графика и таблицы 1 следует, что с ростом средней высоты плато мощность эпикарста увеличивается. Это можно объяснить тем, что западные яйлы и более высокие яйлы получают значительно больше осадков, чем восточные и более низкие, что приводит к большему выносу карбонатного материала из приповерхностной зоны. Количество

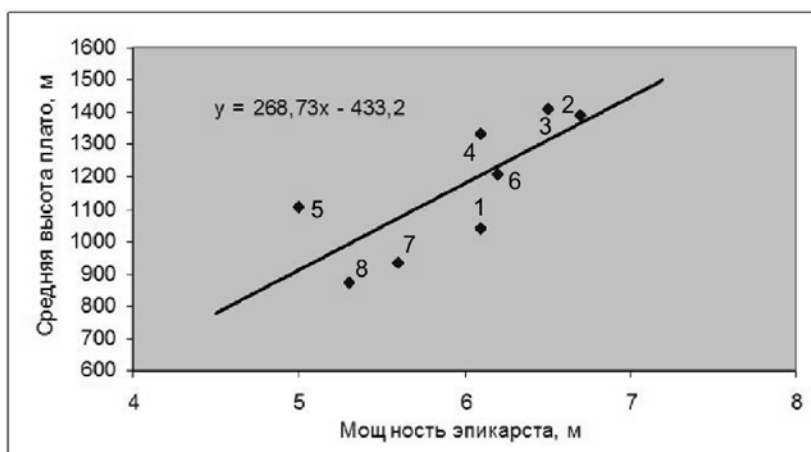


Рис. 8. Зависимость между средней высотой плато карстовых массивов Горного Крыма и мощностью эпикарста на них. Массивы: 1 – Айпетринский, 2 – Бабуганский, 3 – Никитский, 4 – Ялтинский, 5 – Чатырдагский (нижнее плато), 6 – Демерджинский, 7 – Карабийский, 8 – Долгоруковский.

осадков, опосредованное через среднюю высоту плато, обеспечивает для западных яйл и самой высокой на востоке Демерджинской яйлы мощность эпикарста более 6 м, для остальных яйл – менее 6 м. Верхнее плато Чатырдага, обладающее значительными высотами и низкой (5 м) мощностью, не соответствует выявленному высотному тренду, что, возможно, связано с влиянием четвертичного оледенения.

В свете концепции эпикарстового морфогенеза приобретает дополнительную информативность сравнительный анализ распределения плотности воронок и пещер. С учетом закономерной связи формирования воронок с каналовыми системами в глубине массива, распределения воронок следует рассматривать как опосредованную характеристику пространственной интенсивности закарстования в вадозной зоне массива. Поскольку распределение воронок является полностью картируемой характеристикой, оно в определенном смысле является более надежным индикатором пространственной интенсивности закарстования в вадозной зоне массива, чем распределение пещер, которое существенно зависит от степени спелеологической изученности и антропометрической доступности полостных структур (для исследователя-спелеолога).

При сравнительном анализе распределения воронок и пещер на массивах Горного Крыма в большинстве случаев отмечается значительная степень соответствия. Несовпадения в ту или иную сторону могут трактоваться следующим образом.

1) Имеются ареалы значительной или высокой плотности воронок, не выраженные в распределении плотности пещер. Основной причиной является недостаточная степень спелеологической изученности ввиду недоразведанности пещер и (или) их физической недоступности (кольматации, преобладания каналов, недоступных для проникновения человека, проч.).

2) Имеются ареалы значительной или высокой плотности пещер, не выраженные в распределении плотности воронок. Такое несоответствие в случае зрелого карстового рельефа указывает

на то, что значительная часть задокументированных пещер не имеет генетической связи с эпикарстом, а являются пещерами гипогенными, или фоссилизованными фреатическими, выведенными в настоящее время в близповерхностное положение и вскрытыми поверхностью. В молодом карстовом рельефе такая ситуация может отражать недоразвитость воронкообразных форм при преобладании вскрытых подэпикарстовых шахт.

Проведенный в настоящей работе анализ показал, что в условиях зрелого карста возможно площадное картирование мощности эпикарстовой зоны по распределению глубины воронок, что является важным условием реализации оценок уязвимости подземных вод районов экспонированного карста (Шестопалов и др., 2009). Мощность эпикарста не характеризует полностью его защитную функцию по отношению к основным ресурсам карстовых вод, которая также определяется структурой эпикарста и контрастностью фильтрационных свойств на его нижней границе. Эти условия зависят от эволюционного состояния эпикарста, которое может оцениваться на основе определенных морфологических критериев и анализа гидрогеологического поведения карстовой системы (Климчук, 2009), а также от структуры закарстованности вадозной зоны. Ареалы высокой плотности воронок и пещер однозначно указывают на высокую степень «перфорированности» эпикарста, т.е. – его высокой дренируемости, что снижает его способность удерживать запасы вод и осуществлять защитную функцию по отношению к фреатической зоне. Обоснование приемов совместного анализа соответствующих карт и пороговых критериев являются актуальным направлением в дальнейшей разработке методов оценки уязвимости подземных вод районов экспонированного карста.

ЛИТЕРАТУРА

- Bakalowicz M., Blavoux B., Mangin A. Apports du tracage isotopique naturel a la connaissance du fonctionnement d'un systeme karstique – teneurs en oxygene-18 de trois systemes des Pyrenees, France // J. Hydrology. - 1974. - №23. - С. 141–158.
- Baron I. Speleogenesis along sub-vertical joints: A model of plateau karst shaft development. A case study: the Doln Vrch Plateau (Slovak Republic) // Cave & Karst Science. - 2002. - №29 (1). - С. 5-12.
- Bauer S., Liedl R., Sauter M. Modeling the influence of epikarst evolution on karst aquifer genesis: A time-variant recharge boundary condition for joint karst-epikarst development // Water Resources Research. - 2005. - 41. - №9. - С. 1 - 12.
- Doerfliger N., Jeannin P.-Y., Zwahlen F. Water vulnerability assessment in karst environments: a new method of defining protection areas using a multi-attribute approach and GIS tools (EPIK method) // Environmental Geology. - 1999. - 2. - №39. - С. 165 - 176.
- Droque C. Structure du milieu et organisation des ecoulements

- dans la zone non sature d'un aquifere karstique. Etudes sur perimetre experimental. // Lyon: Le Reun.annu.sci.terre, 1979. - С. 145-153.
- Ford D., Williams P. Karst Hydrogeology and Geomorphology. - ENGLAND: Wiley, 2007. - 562 с.
- Goldscheider N., Klute M., Sturm S., Hötzl H. The PI method – a Gis-based approach to mapping groundwater vulnerability with special consideration of karst aquifers // Angew Geol.;Hannover. - 2000. - №463. - С. 157-166.
- Epikarst. / ред. Jones W.K., Culver D.C., Herman J.S. - Charles Town, WV: Karst Waters Institute, 2004. - 160 с.
- Klimchouk A. Karst morphogenesis in the epikarstic zone // Cave And Karst Science. - 1995. - 21. - №2. - С. 45 - 50.
- Klimchouk A. Towards defing, delimiting and classifying epikarst: its origin, processes and variants of geomorphic evolution // Epikarst. Proceedings of the symposium held October 1 through 4, 2003. Special Publication 9 (560). - 2004. - С. 3 - 7.
- Klimchouk A., Sauro U., Lazzarato M. Hidden shafts at the base of the epikarstic zone: a case study from the Sette Comuni plateau, Venetian Pre-Alps, Italy // Cave And Karst Science. - 1996. - 23. - №3. - С. 101 - 107.
- Klimchouk A.B. The formation of epikarst and its role in vadose speleogenesis. // Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers (ред. Klimchouk A.B. и др.). - Huntsville: Natl. Speleol. Soc., 2000. - С. 91 - 99.
- Mangin A. Sur la dynamique des transferts en aquifere karstique // (ред.), Proc. 6th Internat. Cong. Speleology, Olomouc (Series Sur la dynamique des transferts en aquifere karstique). - 1973. - С. 157-162.
- Perrin J., Jeannin P., Zwahlen F. Implications of the spatial variability of infiltration-water chemistry for the investigation of a karst aquifer: a field study at Milandre test site, Swiss Jura // Hydrogeology Journal. - 2003. - №11. - С. 673–686.
- Perrin J., Pochon A., Jeannin P.Y., Zwahlen F. Vulnerability assessment in karstic areas: validation by field experiments // Environmental Geology. - 2004. - №46. - С. 237–245.
- Smart P.L., Friederich H. Water movement and storage in the unsaturated zone of a maturely karstified carbonate aquifer, Mendip Hills, England. // Proceedings of Conference on Environmental Problems in Karst Terrains and their Solutions (ред. - Dublin, Ohio: National Water Well Association. - 1987. - С. 59 - 87.
- Williams P.W. The role of the subcutaneous zone in karst hydrology // Journal of Hydrology. - 1983. - №61. - С. 45-67.
- Williams P.W. Subcutaneous hydrology and the development of doline and cocpit karst // Z.Geomorph. - 1985. - №29 (4). - С. 463-482.
- Williams P.W. The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review // International Journal of Speleology. - 2008. - 37. - №1. - С. 1 - 10.
- Амеличев Г.Н. Морфометрический анализ карста на нижнем плато массива Чатырдаг (Горный Крым) // Свет. - 2007. - №1 (32). - С. 16 - 21.
- Вахрушев Б.А., Амеличев Г.Н. К вопросу о возможности оледенения Крымских гор // Физическая география и геоморфология. - 2001. - №40. - С. 134-153.
- Гвоздецкий Н.А. Проблемы изучения карста и практика. - М.: Мысль, 1972. - 391 с.
- Геологическая карта Горного Крыма. М:1:200000 - К.: ГУ Мингео УССР. – 1984.
- Головцын В.Н. и др. Применение геоэлектрических исследований к решению основных проблем карста Горного Крыма. - Киев: Наукова думка, 1966. - 149 с.
- Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. Карстоведение. Ч. 1. Общее карстоведение. - Пермь: Перм. ун-т., 2004. – т. 1 - 308 с.
- Иванов Б.Н. Типовые связи поверхностных и глубинных карстопоявлений в Горном Крыму. // Труды комплексной карстовой экспедиции АН УССР (ред. - Киев: Изд-во АН УССР. 1963. - С. 17-26.
- Климчук А.Б. Роль приповерхностной зоны карстовых массивов в гидрогеологии и морфогенезе карста. - Киев: ИГН АН УССР, 1989. - 44 с.
- Климчук А.Б. Эпикарст: гидрогеология, морфогенез и эволюция. - Симферополь: УИСК-Сонат, 2009. - 112 с.
- Климчук А.Б., Стотланд А.Б., Ломаев А.А. Карстолого-спелеологические исследования плато Кырктау (Зеравшанский хребет) // Известия Всесоюзного географического общества. - 1979. - III. - №5. - С. 389 - 470.
- Крубер А.А. Карстовая область Горного Крыма. - М., 1915. - 319 с.
- Максимович Г.А. Основы карстоведения. - Пермь: 1963. - 445 с.
- Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. - М.: 1960. - 207 с.
- Соколов Д.С. Основные условия развития карста. - М.: Госгеолтехиздат, 1962. - 321 с.
- Тимофеев Д.А., Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З. Терминология карста. - Москва: Наука, 1991. – т. 1 - 259 с.
- Шестопалов В.М. и др. Оценка уязвимости подземных вод районов открытого карста (на примере массива Ай-Петри, Крым) // Спелеология и Карстология. - 2009. - №2. - С. 11-29.
- Щепинский А.А. Красные пещеры. - Симферополь: Таврия, 1987. - 80 с.
- Юдин В.В. Геологическое строение Крыма на основе актуалистической геодинамики. - Симферополь: 2001. - 47 с.