



В. Н. ДУБЛЯНСКИЙ, Т. З. КИКНАДЗЕ

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

КАРСТА

Альпийской
складчатой области
юга СССР

а 19

АКАДЕМИЯ НАУК СССР



АКАДЕМИЯ НАУК ГССР

АКАДЕМИЯ НАУК УССР

Институт географии им. Вахушти
Совет спелеологии

Карстовая комиссия

В.Н. ДУБЛЯНСКИЙ,
Т.З. КИКНАДЗЕ

ГИДРОГЕОЛОГИЯ КАРСТА Альпийской складчатой области юга СССР

Ответственный редактор
академик АН ГССР А.Л. ЦАГАРЕЛИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1984

Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З. Гидрогеология карста Альпийской складчатой области юга СССР. — М.: Наука, 1984.

В книге изложены теоретические представления и фактические данные о гидрогеологии карста Альпийской складчатой области юга СССР. Рассмотрена специфика формирования и движения карстовых вод, их режим, химический состав. Приведены методы определения запасов и проведения палеогидрогеологических реконструкций. Дана сводная характеристика особенностей гидрогеологии карста как нового направления общей гидрогеологии.

Для гидрогеологов, карстологов, инженеров-испытателей, спелеологов, преподавателей и студентов вузов.

Табл. 17, ил. 33, библиогр. 179 назв.

Рецензенты:

*И.А. Печеркин, Н.В. Роговская,
Г.Н. Гигинейшвили, Ю.И. Шутов*

Виктор Николаевич Дублянский, Тамаз Захарович Кикнадзе

**ГИДРОГЕОЛОГИЯ КАРСТА
АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ ЮГА СССР**

*Утверждено к печати Институтом географии им. Вахушти АН ГССР
и Карстовой комиссией АН УССР*

Редактор *А.Л. Бгатов*. Редактор издательства *Н.Л. Казюкова*
Художественный редактор *Н.Н. Власик*. Технический редактор *Г.И. Астахова*
Корректор *О.А. Пахомова*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27902

Подписано к печати 27.06.84. Т—14602. Формат 60 × 90 1/16.
Бумага офсетная № 1. Гарнитура Универс. Печать офсетная. Усл.печ.л. 8,0
Усл.кр.-отт. 8,1. Уч.-изд.л. 10,4. Тираж 900 экз. Тип. зак. 1569. Цена 1р.60к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул. д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

1904060000-363

Д _____ 191-84-III
042 (02) -84

© Издательство "Наука", 1984 г.

ВВЕДЕНИЕ

Альпийская складчатая область занимает северо-запад Африки, юг Европы, Переднюю Азию и запад Средней Азии. В ее пределах располагаются Атлас, Пиренеи, Апеннины, Альпы, Динариды, Карпаты, Балканы, Крым, Кавказ, Копетдаг и другие горные системы. Все они имеют в составе покровных отложений карбонатные породы (преимущественно юрского и мелового возраста) и известны как районы активного развития карста. Динариды считаются областью классического карста, а известняковое плато Крас в Словении — эпоним этого научного термина. На материалах изучения карста Альпийской складчатой области произошло становление карстологии как комплексной науки, тесно связанной с геологией, геоморфологией, гидрологией, климатологией, ботаникой, а через спелеологию (учение о карстовых полостях) — с биологией, историей, антропогеографией [1, 2]. Потребности народного хозяйства вызвали к жизни специфическое направление гидрогеологии — учение о карстовых водах. Зародившись в конце XIX — начале XX вв. в виде гипотез об едином уровне и изолированных водотоках, представления о специфичности формирования, движения и разгрузки карстовых вод к 80-м годам XX в. нашли отражение в ряде обобщающих работ [3—11].

Горные системы Альпийской складчатой области, находящиеся на территории СССР, хорошо изучены как в геологическом, так и в гидрогеологическом отношении. Горный Крым еще с начала XX в. рассматривался как классическая карстовая область с присущими ей геоморфологическими и гидрогеологическими особенностями [12]. Однако только в 60—80-е годы XX в. в связи с активизацией спелеологических исследований в Восточных Карпатах, в Крыму, на Кавказе и в Копетдаге [13—16 и др.] возникли предпосылки для подготовки обобщающей работы о гидрогеологии карста Альпийской складчатой области юга СССР. Можно выделить четыре основные причины, по которым стала необходимой и возможной разработка этой проблемы.

Слабая освещенность особенностей гидрогеологии карстовых регионов в классической гидрогеологической литературе. В учебниках и монографиях по гидрогеологии, опубликованных в СССР в 1920—1980 гг., нет единого мнения о том, что такое карстовые воды, какое место они занимают в гидрогеологических структурах и в классификационных схемах подземных вод. В.С. Ильин одним из первых выделил карстовые воды как азональные грунтовые в 1923 г. В первой классификации подземных вод СССР, разработанной в 1928 г. по заданию Геолкома А.М. Жирмунским и А.А. Козыревым, карстовые воды отсутствуют [18]. В 1939 г. Ф.П. Сарваренский выделил азональные карстовые воды в самостоятельный тип (наряду с грунтовыми, артезианскими и жильными водами). А.М. Овчинников выделил карстовые воды как подтип грунтовых вод, залегающих в трещиноватых растворимых горных породах. Он определил их как "под-

земные воды трещин, каналов и каверн, созданных, расширенных и продолжающих расширяться главным образом в результате агрессивного воздействия вод на растворимые горные породы" [19, с. 293]. В 1954 г. Н.И. Толстихин [18] выделил карстовые воды в зоне аэрации как разновидность верховодки, а в зоне насыщения — как разновидность грунтовых, межпластовых ненапорных, пластовых и трещинных напорных вод. В 1958 г. О.К. Ланге разделил флюационные карстовые воды на грунтовые и межпластовые [20]. А.А. Бродский и А.А. Коноплянцев [21] предложили выделять региональные (грунтовые, межпластовые, жильные) и локальные подземные воды (верховодка, подземные карстовые реки и озера, ореольные воды месторождений), указывая, что локальные воды имеют ограниченное распространение и занимают часть водоносного горизонта. "Словарь по гидрогеологии и инженерной геологии" [22, с. 93] определил карстовые воды как "подземные воды, заключенные в разнообразных карстовых полостях, образованных при неперенном участии процессов растворения. За счет этих процессов пути движения карстовых вод обычно продолжают расширяться, что отличает карстовые воды от подземных вод, заключенных в нерастворимых породах". "Геологический словарь" [23, с. 108] определяет карстовые воды как "подземные воды, приуроченные к карстовым полостям... карстующихся пород", а "Гидрологический словарь" [24, с. 119] — как "подземные воды трещин, каналов и каверн, возникающих в результате воздействия воды на растворимые породы". Противоречивость предлагаемых определений и классификационных схем не нуждается в комментариях.

Иначе подходят к этой проблеме карстологи. Например, Г.А. Максимович [1, с. 328] определяет карстовые воды как подземные воды карстовых районов. Авторы используют в настоящей работе термин "карстовые воды" как термин свободного пользования, понимая под ними воды, формирующиеся, залегающие или движущиеся в карстующихся породах.

В 1930—1980 гг. в различных издательствах было опубликовано около 30 учебников и справочных руководств по гидрогеологии, поискам и разведке подземных вод. Специальный анализ показал, что в большинстве из них имеются лишь общие упоминания о существовании карстовых вод. Условия их питания, движения и разгрузки в той или иной мере освещаются лишь в 40% работ, режим уровней — в 23, химический состав — в 13, температура — в 6%. Особенности проведения опытных гидрогеологических исследований в карстовых районах рассматриваются в 13% работ, специфика разведки и поисков — в 30%, упоминания о характерной гидродинамике карстовых вод имеются в 40% работ. Информативность большинства руководств (степень охвата всех перечисленных направлений) невысокая (10—35%). Исключением является весьма информативный, но, к сожалению, несколько устаревший учебник А.М. Овчинникова [19], специальные руководства по разведке и оценке эксплуатационных запасов карстовых вод [25] и по изучению режима карстовых вод [26].

Появление новых возможностей и методов исследований карстовых вод. Представления о карстовых водах, сложившиеся в 30—50-е годы, основывались на материалах исследований, выполненных классическими гидрогеологическими методами. Специфичность карстовых вод и методов их изучения не находит отражения в большинстве опубликованных до 1970 г. руководств [27—29]. Более поздние руководства [30—33] содержат важные сведения об особенностях гидродинамики карстовых вод и методах их разведки. Однако эти данные получены в основном на месторождениях различных полезных ископаемых или при гидротехническом строительстве, когда карстовые воды вскрыты большим числом скважин. Эти методы

непригодны в горных карстовых районах, где имеются единичные буровые скважины, а информация об условиях формирования, движения и разгрузки подземных вод недостаточна для использования классических расчетных методов.

Горный карстовый массив—это "черный ящик": представление о сущности и структуре процессов, происходящих в нем, обычно получают только на основании наблюдений на входе (в области питания) и на выходе из него (в области разгрузки). Физико-математические свойства пород в горных районах определить практически невозможно, так как при обычной в карсте вариации водопроницаемости 0,6—0,8 для их определения даже с весьма низкой степенью достоверности (50%) необходимо значительное число скважин [30]. Открытие и исследование в пределах ряда горных массивов региона крупных обводненных карстовых полостей глубиной 200—500 м и более и длиной 10—12 км позволяет изучать подземные воды непосредственно в области их движения. Системный подход к изучению карстовых полостей, применение комплекса геологических, геофизических, геоморфологических, палеозоологических, биологических и археологических методов обеспечивают высокую информативность спелеологических исследований для гидрогеологических и инженерно-геологических целей [13, 16, 34]. Становление спелеологии как комплексной науки привело к возникновению новых методик исследований подземных вод. Не останавливаясь на их деталях, отметим только в качестве примера бурное развитие индикаторных методов. В справочниках по гидрогеологии упоминаются только методы окрашивания и засоления. В гидрогеологии карста применяются геофизические, физические, химические, биологические методы трассирования в самых различных модификациях [35]. В связи с развитием маршрутных и в особенности стационарных спелеологических исследований разработаны различные расчетные гидрогеологические и гидрохимические методы, обогащающие арсенал классических методов гидрогеологических исследований.

Принципиальные отличия подземных вод карстовых районов от других типов подземных вод. Отличия карстовых вод от подземных вод нерастворимых пород отмечены в "Словаре по гидрогеологии и инженерной геологии" [22]. Многие из них рассмотрены в первой отечественной сводке по гидрогеологии карста [18]. Однако содержание этих отличий до сих пор полностью не раскрыто ни в отечественных, ни в зарубежных работах по гидрогеологии и карстологии. Между тем, такие отличия имеются как в формировании, залегании, движении, разгрузке карстовых вод, так и в особенностях их режима, химизма и использования в народном хозяйстве. Одна из основных целей настоящей работы — вскрыть эти особенности на примере карста Альпийской складчатой области юга СССР и обосновать необходимость выделения нового направления общей гидрогеологии — гидрогеологии карста. Отметим, что применительно к гидрологии карста эта задача успешно решена Г.Н. Гигинейшвили [36].

Растущие потребности народного хозяйства в питьевых и технических водах. По подсчетам, выполненным Г.А. Максимовичем [1], карстующиеся породы занимают до 30% территории СССР. Водоносные горизонты, приуроченные к трещиноватым и карстующимся породам, часто рассматриваются как основные для централизованного водоснабжения. Их используют свыше 60% крупных городов СССР, многие горноурудные предприятия [25]. В Горном Крыму крупные карстовые источники (с дебитом более 10 л/с) составляют 3,7% от их общего количества, однако сток их равен 83% от общего подземного стока. Все они используются для водоснабжения. [37]. На Кавказе из 43 крупных карстовых источников с суммарным

дебитом свыше $40 \text{ м}^3/\text{с}$ для питьевого водоснабжения используются пока только 14. Ряд источников используется для энергетических нужд, для форелевых хозяйств и пр. [36]. Карстовые воды представляют собой значительный резерв для водоснабжения, причем в одних случаях возможно их прямое использование, в других необходимо внутригодичное регулирование с помощью поверхностных или подземных водохранилищ, в третьих следует организовать детальную разведку зон перетока карстовых вод в другие водоносные горизонты или участков их субмаринной разгрузки. Карстовые воды порождают значительные трудности при гидротехническом строительстве, проходке тоннелей и пр. [38, 17, 36 и др.] .

Предлагаемая читателю монография — не учебник или методическое руководство, а региональное обобщение. Поэтому авторы не стремились дать систематическое изложение отдельных методов исследований. Они старались на конкретных примерах вскрыть характерные черты гидрогеологии карста и показать возможности комплексного подхода к ее изучению. Работа опирается в основном на материалы личных исследований авторов, выполненных в составе полевых отрядов Института минеральных ресурсов Мингео УССР, Симферопольского государственного университета им. М.В. Фрунзе, Совета спелеологии при Президиуме АН ГССР, Института географии им. Вахушти АН ГССР в 1957—1983 гг. Территориально эти исследования охватывали юг Альпийской складчатой области СССР, в частности Восточные Карпаты, Горный Крым, Западный и Северный Кавказ, Копетдаг (исследования В.Н. Дублянского), Большой Кавказ, Грузинскую глыбу (исследования Т.З. Кикнадзе). Для сравнения использовались карстовые регионы Болгарии, Венгрии, Польши, Франции, Чехословакии, Югославии, знакомые авторам по личным наблюдениям и литературным данным.

ГЛАВА 1

КРАТКАЯ КАРСТОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Структурно-геологические, гидрогеологические, климатические условия развития карста Альпийской складчатой области весьма разнообразны. Их детальное описание, так же как описание морфологии и условий заложения карстовых полостей региона, может быть темой специального многотомного издания. В настоящей главе мы остановимся только на двух проблемах, без краткого рассмотрения которых будут неясными последующие главы работы, — это рациональная классификация карстовых полостей и структурно-гидрогеологические условия региона.

КЛАССИФИКАЦИЯ КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ¹

В пределах Альпийской складчатой области располагается около половины всех известных в настоящее время карстовых полостей СССР (табл. 1). В связи с интенсивными спелеологическими исследованиями труднодоступных высокогорных районов их число быстро возрастает. Например, на Бзыбском массиве к 1975 г. было известно всего 20 полостей суммарной длиной 1,4 и общей глубиной 1,1 км [17]. В результате шестилетних поисковых работ томских, ленинградских и московских спелеологов здесь открыто более 350 новых полостей, суммарная длина которых превысила 20 км, а глубина — 9 км.

Детальные карстолого-спелеологические исследования, проведенные в 1958—1980 гг. в Крыму, показали, что гидрогеологическое значение карстовых полостей разного морфологического облика и размера неравноценно. Возникла задача классифицировать карстовые полости по происхождению. Существующие [1, 12, 17, 39—42 и др.] классификации носили в основном морфологический характер. Поэтому в 1971—1977 гг. одним из авторов была предложена генетическая классификация карстовых полостей [13]. Принадлежность карстовых полостей к коррозивно-гравитационному, нивально-коррозийному и коррозивно-эрозионному классам определяется на основании анализа степени влияния перечисленных экзогенных процессов на их формирование и вторичную переработку. Каждый класс полостей получил четкую геоморфологическую и гидрогеологическую локализацию (рис. 1). Определился набор признаков, характеризующих полости различных классов и типов (табл. 2). Наибольшее народнохозяйственное значение имеют полости коррозивно-эрозионного класса, часто объединяющиеся в системы, дренирующие блоки карстующихся пород различных размеров. Их начальные звенья — это пещеры и шахты-потоны, переводящие поверхностный сток в подземный; средние звенья — вскрытые пещеры, представляющие собой каналы стока, соединенные с

¹ Под карстовыми полостями в настоящей работе понимаются естественные колодцы, шахты и пещеры, доступные для исследований спелеологическими методами [13].

Таблица 1

Спелеологическая характеристика горных сооружений Альпийской складчатой области юга СССР



Горное сооружение	Площадь карстовых районов, км ²	Количество карстовых районов	Количество карстовых полостей	Суммарная протяженность, км
Восточные Карпаты	120	1	15	0,8
Горный Крым	1180	16	808	49,2
Предгорный Крым	2150	3	18	1,4
Кавказ (северный склон) *	3550	16	320	15,8
Кавказ (южный склон) *	6500	38	1141	122,5
Копетдаг *	?	?	10	1,3
Всего	13500	74	2312	191,0

* Данные занижены, так как не полностью учтены еще не опубликованные результаты новейших спелеологических исследований.

Таблица 2

Характерные особенности карстовых полостей различного происхождения

Генетический класс полости	Локализация		Размеры		Условия, благоприятствующие заложению
	геоморфологическая	гидрогеологическая (область, зона)	Длина, (глубина), м	Объем, м ³	
Коррозионно-гравитационный	Прибровочная зона плато и склонов долин, гравитационные отторженцы	Поглощения; аэрации	$10^1 - 10^2$	$10^1 - 10^3$	Наличие крутых тектонических, абразионных и техногенных уступов, в которых возникают силы бортового отпора
Нивально-коррозионный	Внутренняя зона плато	Поглощения; аэрации	$10^0 - 10^1$	$10^1 - 10^2$	Значительное количество твердых осадков, устойчивые ветры; частое стаивание на протяжении холодного периода
Коррозионно-эрозионный	Современная или древняя эрозионная сеть на плато и склонах	Поглощения; подземного стока и разгрузки; аэрации; сезонного колебания уровней; полного насыщения	$10^1 - 10^5$	$10^2 - 10^7$	Наличие современного или древнего ледникового питания, водосборов, сложенных некарстующимися породами, транзитных рек

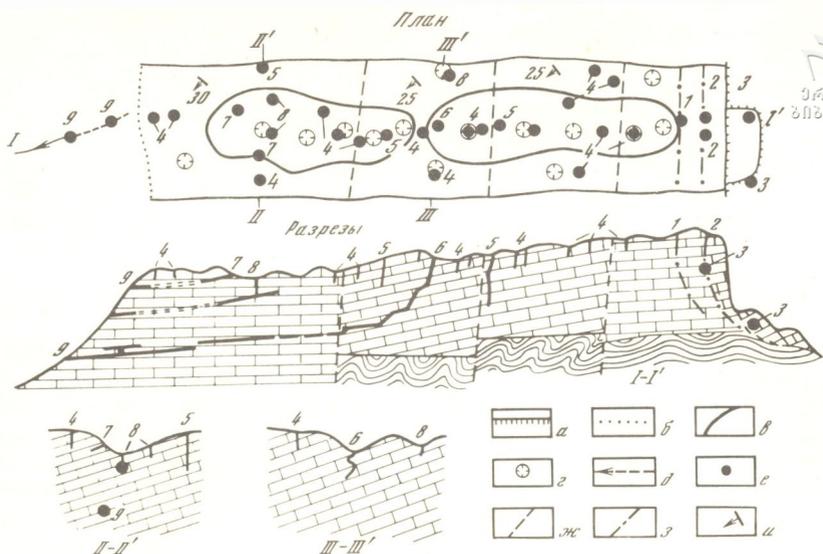
Примечание. В графе "Характер и тип отложений" указаны их количества: (-) — мало, (+) — много, (++) — очень много.

поверхностью полостями иного происхождения; конечные звенья — пещеры-источники, через которые происходит (или происходила в геологическом прошлом) разгрузка подземных вод. Совершенствование этой классификации, охват ею разнообразных типов карстовых систем, открытых в последние годы в различных районах страны, — это задача, связанная с разработкой универсальной теории спелеогенеза. Предлагаю вниманию интересующихся обзорные работы по этой проблеме [1, 13, 15—17, 50], авторы принимают рассмотренную выше генетическую классификацию в качестве рабочей.

СТРУКТУРНО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РЕГИОНА

Восточные Карпаты. Карстующиеся породы триасового, юрского и раннемелового возраста обнажаются в ядрах антиклинальных складок или слагают утесы-отторженцы. Особенно хорошо карст изучен в долинах рек Малой и Большой Угольки [13]. Утесы Северной (Мармарошской) зоны достигают 500 м в длину, 100—200 м в ширину и 100 м в высоту. Сложены они плотными тонкозернистыми известняками келловейского, оксфорд-

Условия, благоприятствующие моделированию	Тип питания, %	Микроклиматический режим	Интенсивность воздухообмена, раз/сут	Состав воздуха, %	Характер и тип отложений
Накопление снега, конденсация влаги на протяжении всего года, биогенные процессы, выветривание	Дождевое и снеговое (90), конденсационное (10)	Динамический	$10^1 - 10^2$	Соответствует атмосферному	Автохтонные. Обвальные (++) , водно-хемогенные (-), снег (+)
Физическое выветривание, иногда конденсация влаги в теплый период и сток с питающих микродосборов	Дождевое и снеговое (100)	Статический (холодный мешок)	$10^1 - 10^0$	Повышенное содержание CO_2 (до 0,5)	Автохтонные. Остаточные (-), обвальные (-), водно-хемогенные (-), снег (++) , органо-генные (-)
Конденсация влаги в теплый период, колебания уровня подземных вод и сезонные изменения агрессивности	Инфильтрационное (20—35), инфлюационное (50—70), конденсационное (10—15)	Для одноходовых полостей статический (холодный, теплый мешок), для остальных — динамический	$10^0 - 10^1$	Вблизи разломных зон повышенное содержание CO_2 (до 4,5) и CH_4 (до 3,0)	Автохтонные и аллохтонные. Остаточные (+), обвальные (+), водно-механические (++) , водно-хемогенные (++) , кристаллы (-), лед (+), органо-генные (+), антропогенные (+)



Р и с. 1. Геоморфологическая и гидрогеологическая локализация карстовых полостей различных классов и типов

Коррозионно-гравитационный класс: 1 — трещинные колодцы, 2 — трещинные шахты, 3 — трещинные пещеры; *ниважно-коррозионный класс:* 4 — колодцы, 5 — шахты; *коррозионно-эрозионный класс:* 6 — шахты-поноры, 7 — пещеры-поноры, 8 — вскрытые пещеры, 9 — пещеры-источники (реликтовые и современные). *а* — обрывистая бровка; *б* — пологая бровка; *в* — карстовые котловины; *г* — карстовые воронки; *д* — постоянные и временные водотоки; *е* — входы в карстовые полости; *ж* — тектонические нарушения; *з* — трещины отседания; *и* — элементы залегающих известняков

кимериджского и титон-валанжинского возраста. Утесы заключены в меловых отложениях, представленных алевролитами, аргиллитами, песчаниками и конгломератами (рис. 2, I). Здесь выпадает около 1300 мм осадков при годовой величине испарения 500 мм. Все известные карстовые полости относятся к коррозионно-эрозионному классу. Они сформировались при поглощении транзитного речного стока. Крупнейшая полость — вскрытая пещера Дружба (46/260)¹.

Горный Крым. Карстующиеся породы представлены в основном верхнеюрскими (оксфорд-кимеридж, титон) и в меньшей мере — нижнемеловыми (валанжин) известняками. Их инженерная мощность колеблется от 100—200 м на западе Ай-Петринского до 1000—1300 м на Ялтинском и Бабуганском массивах. Водупорный доколь (аргиллиты, алевролиты, песчаники таврической серии и средней юры) обычно приподнят выше уровня моря (см. рис. 2, II), что определяет длительное развитие карста в условиях активного водообмена. В Байдарской, Варнутской, Молбайской тектонических депрессиях и на крайнем западе Горного Крыма известняки опущены ниже уровня моря. Это определяет различные условия развития карста в указанных геологических ситуациях и порождает возможность перелива карстовых вод в другие водоносные горизонты или возможность их субмаринной разгрузки. Карст Горного Крыма формируется исключи-

¹ Здесь и далее в аналогичных случаях в числителе — глубина, в знаменателе — протяженность, м.

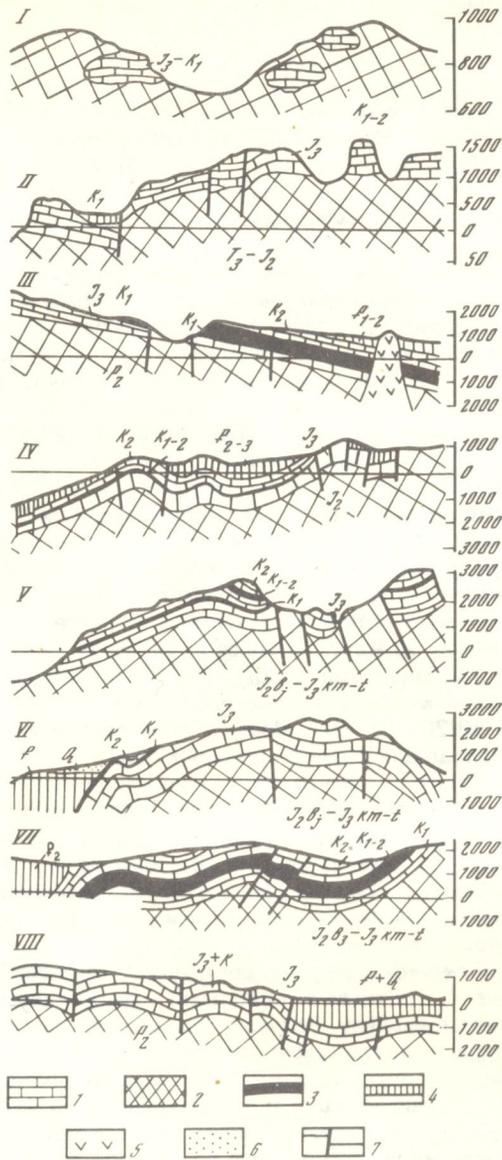
тельно под влиянием местных осадков. В западной части главной гряды выпадает 600–900 мм, в центральной — 800–1200, в восточной — 500–700 мм в год осадков при норме испарения 300–500 мм. Значительная роль в развитии карста принадлежит твердым осадкам [13, 45–47 и др.]. Около 30% карстовых полостей Горного Крыма относятся к коррозионно-эрозионному классу. Крупнейшие карстовые полости — шахты-поноры Солдатская (500/2100), Каскадная (400/980), Молодежная (260/280), Ход Конем (210/250) и пещера-источник Красная (+135/13100).

Предгорный Крым. Карстующиеся породы представлены верхнемеловыми: криноидно-мшанковыми, органогенно-обломочными и палеогеновыми нуммулитовыми известняками общей мощностью до 70–80 м. Они залегают с общим пологим падением на север и образуют в рельефе куэсты. В Предгорном Крыму выпадает 450–550 мм осадков при норме испарения до 400 мм. Все карстовые полости относятся к коррозионно-эрозионному классу и в своем большинстве представляют древние пещеры-поноры, образованные при поглощении поверхностного стока притоков рек Бельбека, Бодрака, Бурульчи. Крупнейшие пещеры-поноры Змеиная (протяженность 310 м) и Мангупская-1 (230 м).

Кавказ (северный склон). Здесь распространены проявления карбонатного карста, связанные в основном с верхнеюрскими и нижнемеловыми породами. В междуречье Белой–Баксана они слагают пологую моноклинали, разделенную долинами боковых притоков этих рек на ряд куэст (см. рис. 2, III). Здесь выпадает 500–900 мм осадков при норме испарения 280–400 мм. Примерно половина известных полостей относится к коррозионно-эрозионному классу. Наиболее крупные из них — шахты-поноры Парящая птица на массиве Фишт (535/1085) и Майская на массиве Дженту (500/3100). Особое место занимает небольшая по размерам вскрытая пещера Провал (23/26) на горе Машук, образование которой связано с деятельностью восходящих струй термальных вод.

В междуречье Баксана–Самура небольшие карстовые полости известны в валанжинских известняках восточной части пологой куэст, на Андийском хребте, а также в верхнеюрских–нижнемеловых известняках Дагестана [40]. Крупнейшая карстовая полость — пещера-источник Университетская (+260/2500) в Северной Осетии. Большой гидрогеологический интерес представляет питающаяся напорными водами карстовая шахта Церик-Кель на Скалистом хребте (глубина 258 м).

Кавказ (южный склон). Здесь распространены проявления карбонатного карста, связанные с юрскими и меловыми известняками. В Сочинском районе они слагают внешнюю (антиклинальные массивы Алек, Ахцу, Воронцовский, Дзихра) и внутреннюю (антиклинальные массивы Ахштырь и Ахун) области питания артезианского бассейна. Известняки смяты в складки кавказского (северо-западного) простирания, разбиты на блоки и местами перекрыты некарстующимися палеогеновыми отложениями (см. рис. 2, IV). Питание подземных вод во внешней области осуществляется за счет атмосферных осадков (до 2600 мм в год при норме испарения 500–600 мм в год), а во внутренней области — за счет атмосферных осадков (1800–200 мм в год) и потерь стока транзитных рек (Хоста, Кудепста, Мзымта, Псоу). Это обуславливает весьма сложный гидрогеологический режим отдельных горных массивов. Здесь располагаются крупные шахты-поноры: Назаровская (500/6500), Октябрьская (450/650), Нежданная (420/930), Ручейная–Заблудших (540/2500), Школьная (320/1560), Географическая (310/3100), Величественная (260/880), Гигантов (220/770), Медвежья (205/450), а также третья по длине известняковая пещера СССР — Воронцовская (240/10640). Многие из перечисленных полостей объеди-



Р и с. 2. Структурно-гидрогеологические условия развития карста в Альпийской складчатой области юга СССР

I — Восточные Карпаты; II — горный Крым; III — Северный склон Большого Кавказа; IV — Сочинский район; V — Гагрский массив; VI — Бзыбский массив; VII — массив Цебельда; VIII — Колетдаг (район Бахардена)

1 — карстующиеся отложения; 2, 3, 4 — нижний, средний, верхний водоупорные горизонты; 5 — магматические породы; 6 — аллювиальные отложения; 7 — тектонические нарушения

няются в карстовые системы [48]. На погруженной под уровень Черного моря части структуры располагается Мацестинское месторождение сульфидных вод [49]. Естественная разгрузка минеральных вод происходит через небольшую (протяженность 90 м) карстовую пещеру.

В западной Грузии известно более 40 горных массивов, сложенных верхнеюрскими и меловыми известняками. Их детальные геологическая, гидрогеологическая и спелеологическая характеристики приведены в недавно опубликованных монографиях одного из авторов [15, 16], а также в монографиях З.К. Тинтилозова [17] и Г.Н. Гигинейшвили [36]. Структурно-гидрогеологические условия различных массивов весьма разнообразны. Гагрский массив представляет сложную складчатую структуру (см. рис. 2, V), в приподнятой части которой в связи с наличием 180-метровой толщи глауконитовых песчаников и мергелей неокома, 45–250-метровой толщи мергелей, глин и туфопесчаников апт-сеномана можно выделить несколько изолированных бассейнов подземных вод. В южной части структуры верхнеюрские и меловые известняки опущены ниже уровня моря, что создает на участке Гантиади—Гагра благоприятные условия для интенсивной субмаринной разгрузки подземных вод. Самые крупные шахты-поноры массива тяготеют к бассейнам Сандрипш (Куйбышевская, 740/2020; система Илюхина, 580/2375; Вахушти, 240/335) и Гега (Ахтиарская, 410/800; Юбилейная, 255/640). Здесь же располагается пещера Гегская (длина около 2 км) с несколькими крупными сифонами.

Бзыбский массив характеризуется значительно более простым строением (см. рис. 2, VI). Он представляет собой крупную антиклинальную структуру, южное крыло которой осложнено вторичной складчатостью, а северное — разбито несколькими тектоническими нарушениями. Отсутствие среднего и верхнего водоупорных горизонтов создает благоприятные условия для формирования крупных карстовых полостей. На юго-западном отроге массива — хребте Раздельном — располагается самая глубокая шахта-понор СССР Снежная (ориентировочно 1375/19000, исследования продолжаются). Вторая по величине полость Бзыбского массива — Напра (956/2410). Разгрузка подземных вод массива происходит через крупные карстовые источники Мчишта, Джирхва, а также в мощных аллювиальных отложениях рек Бзыби, Хипсты и Аапсты. С юга к Бзыбскому массиву прислонена толща сementированных галечников, лежащих на некарстующихся отложениях палеогена. Это Дурипшское кластокарстовое плато, сложенное древним аллювием рек Хипсты и Аапсты. Здесь известно несколько обводненных шахт-поноров и вскрытых пещер.

На развитие карста и формирование карстовых водоносных систем массивов Арабика, Бзыбского и других существенное, а возможно, и определяющее влияние оказывало антропогенное оледенение. Эта проблема рассмотрена в ряде статей и обзорных работ [15, 43, 51], однако ее гидрогеологические аспекты нуждаются в специальном изучении.

Весьма сложны гидрогеологические условия Цебельдинского массива (см. рис. 2, VII). Здесь имеются все три водоупорных горизонта. Интенсивная расчлененность долинами рек Схчи, Амткели, Джампали и притоками рек Келасури и Кодори обуславливает подземный переток из бассейнов одних рек в бассейн других [16]. Наиболее хорошо изучен подземный переток Амткели—Джампали. В пределах массива располагаются пещеры Келасурская (105/1380), Нижнешакуранская (35/1100), Верхнешакуранская (55/800) и ряд других [17].

Копетдаг. Карстующиеся породы представлены верхнеюрскими доломитизированными известняками с прослоями гипсов и ангидритов и нижнемеловыми известняками. Передовая Антиклинальная цепь смята в складки,

разбита на блоки и надвинута на палеогеновые некарстовые отложения слагающие Предкопетдагский прогиб (см. рис. 2, VIII). При высокой норме испарения в пределах массива выпадает мало осадков (300–400 мм). Большинство небольших по размерам карстовых полостей связано с подтоком субтермальных подземных вод по зонам тектонических нарушений. Наиболее известна Бахарденская пещера (69/250) с подземным озером [18].

Приведенный краткий обзор свидетельствует о том, что в пределах Альпийской складчатой области юга СССР существуют самые различные условия формирования, движения и разгрузки подземных вод. Карстовые массивы региона находятся в различных геологотектонических, геоморфологических, климатических условиях. Это создает определенные трудности в изучении специфики гидрогеологии карста, но в то же время позволяет выявить ее с максимальной полнотой и яркостью.

ГЛАВА 2

ПРИНЦИПЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ЗАКАРСТОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ

Проблема гидрогеологического районирования горных сооружений весьма сложна. Особенно четко это видно на примере альпийской складчатой области юга СССР. По представлениям А.М. Овчинникова [52–53 и др.], Карпаты, Крым и Кавказ объединяются в гидрогеологическую область, в пределах которой выделяются районы (например, Горный Крым с карстовыми водами). И.Г. Глухов [54] рассматривает Горный Крым как мегабассейн карстовых вод, выделяя в его пределах по структурному признаку мезобассейны (совпадающие с синклиниями), области (по подземным водоразделам подстилающих водоупорных пород) и районы (по направлениям подземного стока).

Б.И. Куделин и И.Ф. Фиделли [55] выделяют Крымско-Кавказский мегарегион, включающий бассейны трещинных, трещинно-пластовых, трещинно-карстовых и трещинно-жильных вод. В пределах мегарегиона рассматриваются районы, выделяемые по бассейнам стока различных морей, и районы, выделяемые по бассейнам стока крупных рек. Г.И. Пустовалова и Н.И. Толстихин [56] считают Большой Кавказ гидрогеологической областью. В ее пределах выделяются Абхазско-Новороссийский сложный гидрогеологический адмассив трещинно-карстовых, пластово-трещинно-карстовых и трещинно-пластовых подземных вод и Причерноморский сложный артезианский бассейн I порядка с рядом артезианских бассейнов II порядка (Сочинский, Гудаутский, Кодорский и др.).

В монографическом издании "Гидрогеология СССР" [37, 57, 58] таксономической единицей I порядка принят регион, объединяющий Карпаты, Крым, Кавказ. В каждом из этих горных сооружений как единицы II порядка выделяются гидрогеологические складчатые области, представленные бассейнами трещинно-карстовых вод (Крым), системами межгорных и предгорных артезианских бассейнов (Северный Кавказ), артезианскими бассейнами и водонапорными системами (Грузия). Области подразделяют-

ся на единицы III порядка — гидрогеологические районы, обычно представленные одним или несколькими горными массивами.

Приведенный неполный обзор свидетельствует, что при выделении различных таксонов гидрогеологического районирования господствует волюнтаризм. Таксономические единицы (регион, область, район) нередко сопоставляются с типологическими единицами (артезианский бассейн, адмассив). Термины мегарегион, регион, мегабассейн, мезобассейн, водонапорная система, артезианский бассейн, область, район обычно не несут четкой смысловой нагрузки и понимаются по-разному. Все рассмотренные схемы в очень малой степени учитывают гидрогеологическую специфику территорий, сложенных карстующимися породами. Лишь некоторые из них указывают на наличие в пределах области или района карстовых, трещинно-карстовых, пластово-трещинно-карстовых вод, но не раскрывают различий между ними.

Не лучше обстоит дело и с карстологическим районированием Альпийской складчатой области, которое по целям, методам и набору картируемых признаков можно считать одним из видов специализированного гидрогеологического районирования. Г.А. Максимович [59] выделяет в составе карстовой страны кайнозойской складчатости Карпатскую, Горно-Крымскую и Больше-Кавказскую карстовые области. Б.Н. Иванов [60] считает Карпаты и Горный Крым карстовыми областями, в пределах которых выделяет ряд районов. Н.А. Гвоздецкий подразделяет карстовую провинцию мегантиклинория Большого Кавказа на области [40], а позже применяет иную номенклатуру, выделяя в карстовой области Большого Кавказа провинцию Сочинского гидрогеологического бассейна и Абхазии и известняково-карстовую провинцию Западной Грузии [61]. Л.И. Маруашвили [50] в карстовой полосе Западной Грузии выделяет зоны (по высотному признаку) и районы (по географическому положению). Ш.Я. Кипиани [62] выделяет геоморфологические типы карста Грузии, различая в пределах каждого из них высотные зоны и районы, включающие один или несколько горных массивов, хребтов, котловин, плато, гряд или даже окрестности сел. З.К. Тинтилозов [17] при спелеологическом районировании подразделяет провинцию Западной Грузии на подпровинции (по высотному признаку и литологии) и районы (по географическому признаку). Один из авторов [16] при геотектоническом районировании известнякового карста Западной Грузии выделяет тектонические зоны, карстовые районы (по тектоническим подзонам и блокам), карстовые массивы (по географическому признаку). Г.Н. Гигинейшвили [36] подразделяет карстовую область Большого Кавказа на подобласти (северного и южного склона), провинции и районы (по высоте местности и индексу сухости).

Очевидно, выход из создавшегося положения следует искать в изменении подхода к проблеме районирования. При этом упорядочению в первую очередь подлежат принципы выделения и наименования выделяемых типологических единиц, номенклатура таксономических единиц, а для применения на практике — принципы проведения границ между различными единицами гидрогеологического районирования. Весьма интересные разработки в этих направлениях выполнены сибирскими гидрогеологами [63, 64]. Для решения поставленных вопросов ими применены генетический и структурно-системный методы анализа. Ниже мы рассматриваем некоторые положения этих исследований применительно к специфическим условиям закарстованных территорий Альпийской складчатой области.



Среди элементарных тел первого уровня скоплений подземных вод: поровых морфологии выделяются поры, трещины и каверны (карстовая полость), дающие три элементарных типа подземных вод. Поровые воды (П) — воды межгранулярных пустот; трещинные воды (Т) — воды, заполняющие пустоты разрывов сплошности горных пород; каверновые воды (К) — воды карстовых пустот. Размеры пор, трещин, каверн при этом не учитываются. В природе, естественно, существуют и комбинированные типы, состоящие из двух (ПТ, ПК, ТП, ТК, КП, КТ) или трех (ПТК, ПКТ, ТПК, КТП, КПТ) элементарных типов. В связи с изложенным следует считать исчерпанной многолетнюю дискуссию о правомерности выделения трещинно-карстовых вод [40, 41, 61].

Среди элементарных тел второго уровня скоплений выделяются пласты и блоки. Пластовые воды залегают в геологическом теле, сложенном однородной породой, ограниченной двумя поверхностями напластования; блоковые воды залегают в анизотропном геологическом теле, имеющем неправильную конфигурацию. Существуют и комбинированные типы: пластово-блоковые и блоково-пластовые воды.

Тип подземных вод однозначно определяется по характеру скоплений первого и второго уровня. Например, можно выделить пластовые порово-трещинные или блоковые трещинно-каверновые воды.

В геологическом пространстве существуют естественные гидрогеологические тела и физические поля, которые можно рассматривать как системы. Их определение можно дать на основе структурного анализа. Под структурами понимаются типы размещения в пространстве и взаимосвязей элементов, выделенных по определенным гидрогеологическим свойствам. Главным объектом изучения в региональной гидрогеологии следует считать подземную водоносную систему (ПВС) — обособленный участок земной коры, состоящий из взаимосвязанных водоносных тел, образующих целостную структуру. Методами структурного анализа ПВС могут быть подразделены на системы естественных тел (водоносные, спорадически обводненные, сдренированные, водоупорные) и полей (гидродинамические, гидротермические, гидрохимические).

Основными типами подземных водоносных систем являются бассейны и массивы. Бассейн — это ПВС слоистой структуры с водами преимущественно пластового типа, а массив — ПВС неслоистой структуры с водами преимущественно блокового типа. Кроме того, выделяются переходные типы ПВС: адбассейн, имеющий преобладающую слоистую структуру с участками неслоистой, и адмассив с преобладающей неслоистой структурой с участками слоистой [63]. В соответствии с рекомендациями Г.А. Максимова [18] бассейны и массивы подземных вод можно классифицировать: по размерам (ничтожные — менее 1 км^2 , очень малые — $1-10$, малые — $11-100$, небольшие — $101-1000$, средние — $1001-10000$, большие — более $10\,000 \text{ км}^2$; по структуре (антиклинальные, синклинальные, моноклиналильные, блоковые); по положению подошвы водопроницаемых пород относительно уровня моря (цокольные, опущенные); по генеральному направлению стока (приморские, континентальные); по типу подземного стока (односторонние, двусторонние, центробежные, центростремительные; продольные, поперечные); по характеру разгрузки (склоновые, долинные, подводные). "Паспортом" любого резервуара подземных вод является комбинация перечисленных признаков, которую сравнительно легко получить на основании полевого обследования и последующих камеральных работ.

Таблица 3

Объем и содержание гидрогеологических регионов закарстованных территорий (по Е.В. Пиннекеру [64], переработано авторами)



Порядок (ранг)	Гидрогеологический регион	Резервуар подземных вод	Геологическое тело, структура
I	Провинция	Гидрогеологический кратоген, ороген	Платформа, часть геосинклинального пояса
II	Область	Группа подземных водоносных систем	Плита, срединный массив, щит, геосинклинальная система
III	Округ	Подземная водоносная система	Синеклиза, краевой прогиб, складчатое строение
IV	Район	Бассейн, адбассейн адмассив, массив	Мульда, грабен, складчатое поднятие, горст

В основу гидрогеологического районирования следует положить номенклатуру таксономических единиц, находящихся в последовательном подчинении [64]. При этом термин "регион" рассматривается как обобщенное наименование единиц районирования безотносительно их ранга, а в номенклатуру вводятся термины: провинция — область — округ — (подокруг) — район — (подрайон). Каждой таксономической единице (гидрогеологическому региону) при этом однозначно соответствует типологическая единица — резервуар подземных вод и вмещающее его геологическое тело (табл. 3). Предложенные принципы гидрогеологического картирования позволяют районировать любую по размерам территорию, выделяя в ее пределах резервуары подземных вод различных типов и структуры. Детальное районирование закарстованных территорий Альпийской складчатой области юга СССР — это задача ближайшего десятилетия. Поэтому проиллюстрируем возможности предлагаемых методов районирования на примере трех различных горных массивов Крыма и Кавказа. Карабийский район входит в Восточно-Крымский округ Горно-Крымской области Крымско-Кавказской гидрогеологической провинции. Фиштский район входит в Западно-Кавказский, а район Арабика — в Абхазский округ Горно-Кавказской области Крымско-Кавказской гидрогеологической провинции. В типологическом отношении Карабийский район представляет малый моноклинальный континентально-цокольный адмассив с трещинно-каверновыми пластово-блоковыми подземными водами, имеющими поперечный односторонний сток и долинную разгрузку. Фиштский район представляет собой малый моноклинально-блоковый континентально-цокольный массив с трещинно-каверновыми блоковыми подземными водами, имеющими центробежный сток и склоново-долинную разгрузку. Район Арабика — это небольшой синклинальный опущенный в сторону моря бассейн с порово-трещинно-каверновыми пластовыми водами, имеющими центробежный сток и подводно-долинную разгрузку.

Для типизации и дальнейшего сравнения подземных водоносных систем можно использовать количественные методы, применяемые для распознавания образов [63].

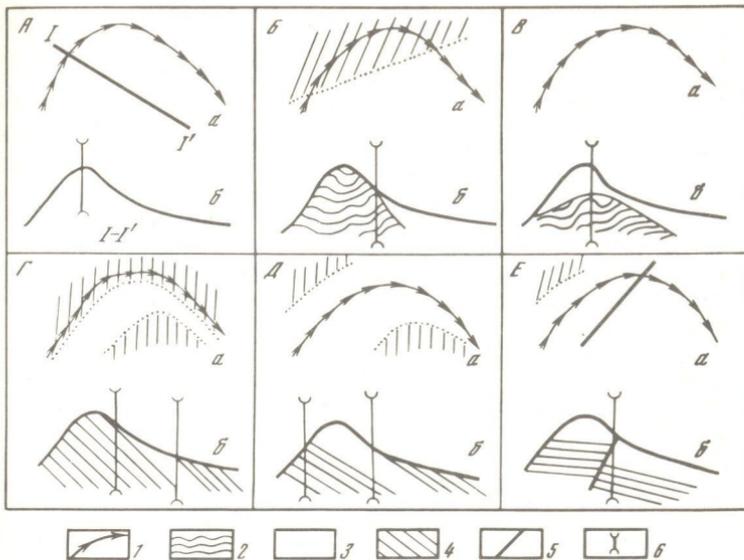


При гидрогеологическом картировании, кроме четкого определения используемых таксономических и типологических единиц, огромное значение имеют критерии их разделения в пространстве. В связи с разными определениями гидрогеологических регионов и структур существуют различные представления и о принципах проведения их границ. Е.А. Барс и соавторы [65] границей артезианского бассейна считают гребни окружающих хребтов (рис. 3, А). И.К. Зайцев и Н.И. Толстихин [66] предлагают проводить границы гидрогеологических регионов по контакту между фундаментом и осадочным чехлом на поверхности земли (рис. 3, Б). Значительно сложнее определить границы регионов на закарстованных территориях. И.Г. Глухов [67] проводил их по поднятиям водоупорного цоколя (рис. 3, В); Б.Н. Иванов [60] — по орографическим признакам (рис. 3, А) либо по границе карстующихся и некарстующихся пород (рис. 3, Г). При моноклиналином залегании пород в этом случае возникают трудности с выделением территорий с разными типами карста. Однозначно выделяются только участки голого карста. Вопрос о том, до какой глубины залегания (при какой мощности перекрывающих некарстующихся пород) считать данную территорию районом развития покрытого карста, остается открытым. При несовпадении поверхностных и подземных водосборов, очень часто на закарстованных территориях, граница региона должна проводиться за главным водоразделом по внешнему контуру развития карстующихся пород (рис. 3, Д). Наконец, нередко [17 и др.] границей водосбора, сложенного карстующимися породами, является крупное тектоническое нарушение (рис. 3, Д). На последнем случае необходимо остановиться более подробно.

В гидрогеологической литературе принято считать, что разрывные нарушения часто характеризуются значительной обводненностью [37, 57, 58, 64 и др.]. Анализ литературы по структурной геологии свидетельствует, что крупные разрывные нарушения представляют собой зоны шириной до сотен метров. Разрывная зона состоит из большого числа субпараллельных или перекрещивающихся под острыми углами разрывов и имеет благодаря этому свою "внутреннюю" зональность. В прилегающей к разрыву части зоны развиты явления дробления и перетирания. В зависимости от степени дробления и вторичных изменений исходной породы она превращается в какирит (мелкая тектоническая брекчия с размерами обломков до 1 см), катаклазит (плотная масса, состоящая из обломков микроскопического размера) или в милонит (плотная перекристаллизованная масса, состоящая из пылевидных обломков материнской породы и вторичных минералов). Затем следует полоса сравнительно слабо нарушенных пород, образующих длинные узкие линзы. Все эти раздробленные, перетертые, а также слабо нарушенные породы имеют весьма низкие фильтрационные свойства, в особенности в направлении, перпендикулярном к плоскости разрыва. Они окаймляются полосой интенсивного дробления с раскрытыми трещинами различных направлений. Очевидно, именно с этой зоной приразрывной трещиноватости и должна быть связана повышенная обводненность. Две внутренние зоны, имеющие значительно меньшие фильтрационные свойства, могут рассматриваться в качестве своеобразного барража, разделяющего смежные обводненные блоки.

За последние 20 лет накопилось довольно много материалов, подтверждающих эту концепцию. Их можно разделить на две группы: гидрогеологическую и спелеологическую.

При проходке Ялтинского гидротоннеля была установлена асимметричность распределения трещин и водопроявлений по отношению к сместите-



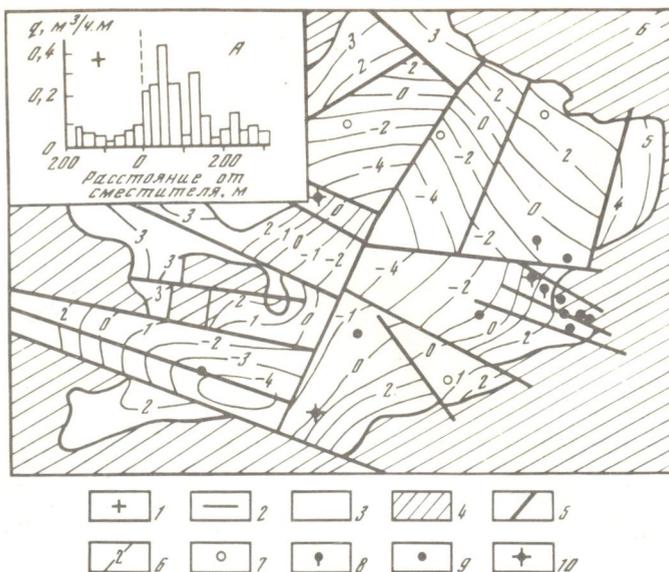
Р и с. 3. Принципы проведения границ гидрогеологических регионов на закарстованных территориях (а — план; б — разрез по линии I—I')

Проведение границ: А — по водоразделу; Б — по контакту фундамента—осадочный чехол; В — по поднятию водоупорного цоколя; Г — по границе карстующихся и некарстующихся пород; Д — по внешнему и внутреннему контурам развития карстующихся пород; Е — по тектоническому нарушению
1 — водораздел; 2 — кристаллический фундамент; 3 — карстующиеся породы; 4 — некарстующиеся породы; 5 — тектоническое нарушение; 6 — граница региона

лям разрывных нарушений [46, 38]. Практически весь водоприток из верхнеюрской карбонатной толщи, вскрытой тоннелем на протяжении более 3 км, происходит из трещинных систем приразрывных зон. Около 70% общего объема водопритока приходится на приразрывные участки опущенных блоков, 19% — на участки, удаленные от сместителей на 150—300 м, и всего 7% — на приразрывные участки приподнятых блоков. Максимальный водоприток обычно наблюдался в 50—75 м от сместителя (рис. 4, А), причем по разные стороны от него часто вскрывались воды различного химического состава и минерализации.

Аналогичная картина получена при обработке данных по обводненности буровых скважин Байдарской тектонической депрессии в юго-западном Крыму [46] (рис. 4, Б). Карбонатная толща, слагающая центральную часть депрессии, разбита на блоки, опущенные относительно уровня моря на различную глубину. Наиболее обводнены (средний дебит 11,0 м³/ч) скважины, расположенные в опущенных блоках на расстоянии до 300 м от сместителя. Менее обводнены (1,2 м³/ч) скважины, расположенные у сместителя в приподнятых блоках. Меньше всего воды дают скважины, пробуренные в центральных частях блоков на расстоянии более 300 м от сместителя (0,09 м³/ч).

Избирательный характер закарстованности и резкие изменения интенсивности водопритока установлены также при проходке деривационного тоннеля Ингури—ГЭС [70] и железнодорожного тоннеля Новоафонской пещеры [71]. Разрывное нарушение на северном склоне Иверской горы является барражом, при пересечении которого железнодорожным, а затем



Р и с . 4. Обводненность приразрывных зон в Ялтинском гидротоннеле (А) и в Байдарской депрессии (Б)

1 — приподнятый блок; 2 — опущенный блок; 3 — карстующиеся породы; 4 — некарстующиеся породы; 5 — тектонические нарушения; 6 — изолинии отметок кровли карстующихся пород, в сотнях м; 7—10 — буровые скважины: 7 — в центральной части блока, 8 — в 150—300 м от сместителя (в опущенных блоках), 9—10 — в 25—150 м от сместителя (9 — в опущенных блоках, 10 — в приподнятых блоках) (по [46])

и водоотводным тоннелями были вскрыты крупные карстовые полости со значительным периодическим водопритоком (см. рис. 12, В).

О барражной роли тектонических нарушений свидетельствуют многочисленные опыты с окрашиванием (см. главу 4). Особенно ярко это видно на примере Ай-Петринского массива (см. рис. 13) и Сочинской подземной водоносной системы (см. рис. 15). Подземные воды, формирующиеся в пределах массивов Алек, Ахцу и Воронцовского бассейна, частично разружаются в источниках нижних участков их склонов, частично поступают в погруженную область структуры и движутся вдоль разрывной линии Цице в сторону Черного моря. В источниках и буровых скважинах на погружении хребта Алек за разрывной зоной краситель не обнаружен [72].

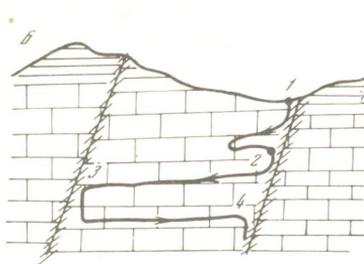
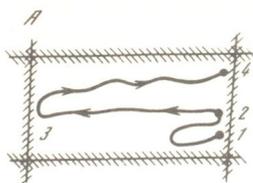
Спелеологические исследования в Крыму и на Кавказе также неоднократно давали убедительные примеры барражной роли разрывных нарушений. Так, например, подземная река Краснопещерная на протяжении нескольких километров следует вдоль разрывного нарушения с простиранием $130\text{--}310^\circ$. Галереи пещеры то подходят непосредственно к сместителю и следуют вдоль его отпрепарированной плоскости 200—300 м, то отходят от него под острым углом по трещинам скальвания. При пересечении этих разрывных нарушений с региональной разрывной зоной простирания $40\text{--}220^\circ$ происходит резкий поворот подземной реки почти под прямым углом. Эта зона является барражом, отделяющим Краснопещерный гидрогеологический подрайон от Друженского [13]. Шахты-поноры Географическая, Назаровская, Осенняя, Ручейная—Заблудших, Школьная на массиве Алек объединяются в карстовую систему. Но дета-

ли их морфологии находят объяснение только после расшифровки особенностей блокового строения массива. В приразрывных зонах обычно формируются вертикальные участки систем (входные и внутренние колодцы). В центральной части систем по более редкой, но правильной сетке внутриблоковых трещин закладываются соединяющие их субгоризонтальные щели-меандры или трубообразные сифонные каналы. Часто такие каналы или щели описывают сложную пространственную спираль и возвращаются к той приразрывной зоне, от которой начались, но уже на 20–40 м ниже начала (см. рис. 5).

Значение разрывных нарушений как барражей в значительной мере определяется их порядком. Тектонические нарушения I порядка имеют протяженность более 10 км при амплитуде 1,0–1,5 км; II порядка — протяженность 3–10 км при амплитуде 100–150 м; III, IV порядков — протяженность 0,5–3,0 и менее 0,5 км при амплитуде до первых десятков метров [73]. Нарушения I и II порядков, как правило, являются барражами. Их "пробой" возможен только на пересечении двух нарушений различных направлений. Нарушения III, IV порядков играют роль местных барражей. Крупные кастовые системы могут пересекать их, переходя из блока в блок (шахта Географическая, пещера Красная и др.).

Изложенное свидетельствует о невозможности проведения границ гидрогеологических регионов в любых геологических условиях по одному принципу. В гидрогеологии, вероятно, наиболее приемлемо определение границы, данное Ю.А. Косыгиным и соавторами [74, с. 26]: "... геологическая граница — это поверхность, при переходе через которую во всех ее точках происходит резкое изменение каких-либо свойств вещества, заполняющего геологическое пространство, и вдоль которой, по крайней мере с одной стороны, эти свойства или связанные с ними характеристики остаются постоянными или меняются плавно". Конечная цель гидрогеологического районирования — выделение регионов, по которым возможны дальнейшие водохозяйственные, в частности балансовые расчеты. Поэтому граница гидрогеологического региона должна разделять территории, принадлежащие к различным гидрогеологическим резервуарам (имеющим разные направления подземного стока). Это основной критерий ее проведения, а в конкретных гидрогеологических условиях можно использовать любой из приведенных на рис. 3 принципов или их комбинацию. Исключение представляет предложение И.Г. Глухова (см. рис. 3, В). Этим принципом проведения границы гидрогеологического региона пользоваться не рекомендуется вследствие его неопределенности. Пока в арсенале практической гидрогеологии нет надежных методов площадного прослеживания подземных водоразделов. Кроме того, в зависимости от особенностей залегания карстующихся пород и гидродинамической зональности подземных вод гидрогеологическая граница региона (на поверхности) не обязательно располагается над поднятием водоупора (под землей).

Пока нет надежного метода определения границ региона в условиях открытого карста (см. рис. 3, Г). Если покровые отложения представлены водоупорными отложениями, то, казалось бы, границей региона (при благоприятных орографических условиях, исключающих сток в контур развития карстующихся пород) должна быть литологическая граница. Однако спелеологические исследования показывают, что по зонам тектонических нарушений возможна фильтрация через толщу покровых водоупорных отложений при их мощности до 40–50 м (Воронцовский бассейн). Поэтому иногда целесообразно проводить границу гидрогеологического региона по территории развития покровных некарстующихся пород. Этот вопрос требует дальнейшей разработки.



Р и с. 5. Заложение карстовой полости у разрывного нарушения (А — в плане, Б — в разрезе)

а — карстующиеся породы, б — некарстующиеся породы, в — разрывные нарушения, г — зоны приразломной трещиноватости, д — карстовая полость; 1—4 — внутренние колодцы

В заключение необходимо отметить, что при районировании закарстованных территорий трудности определения контуров отдельных регионов и проведения границ между ними возрастают при переходе к единицам высшего порядка (район, подрайон). Поэтому расчет водного баланса приходится проводить для единиц низшего (область) и среднего (округ, подокруг) порядков. Более подробно на этом вопросе остановимся ниже.

ГЛАВА 3

ФОРМИРОВАНИЕ КАРСТОВЫХ ВОД

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Для горных карстовых регионов общеприняты представления о том, что "подземные воды верхнего структурного этажа пополняются и сключительно за счет атмосферных осадков, которые тут же (подчеркнуто нами. — В.Д., Т.К.) поглощаются пористыми четвертичными отложениями, трещиноватыми и закарстованными известняками" [37]. Детальные исследования позволяют внести существенные коррективы в эту общую формулировку. Следует различать три вида питания карстовых вод: инфильтрационное, инфлюационное и конденсационное. Прежде чем перейти к их рассмотрению, попытаемся внести ясность в терминологическую сторону вопроса. В отечественной литературе имеется несколько уточняющих друг друга определений инфильтрации и инфлюации (табл. 4). К сожалению, ни одно из них не является достаточно полным и конкретным. Неясно, какие "другие пустоты" имеет в виду "Геологический словарь"; почему в одних случаях инфильтрация определяется как движение по порам, а в других — по трещинам; какого граничного размера должны быть поры, трещины и пустоты ("небольшие", "крупные", "большие"), чтобы происходила смена инфильтрации на инфлюацию; как определить форму движения воды в данной пустоте и пр. Г.Н. Гигинейшвили [36] предложил выделять площадную инфлюацию — поглощение дождевых и талых снеговых вод огромным количеством отверстий на поверхности сильно пораженных карстом массивов — и очаговую

Таблица 4

Определение терминов "инфильтрация" и "инфлюация" в различных словарях



Источник	Инфильтрация	Инфлюация
Словарь по гидрогеологии и инженерной геологии, 1971 г.	Просачивание воды по порам	Втекание поверхностных вод через трещины, карстовые каналы и воронки в толщу земной коры
Геологический словарь, 1973 г.	Проникновение атмосферной и поверхностной воды в породу и почву по капиллярным и субкапиллярным порам, трещинам и другим пустотам	Втекание поверхностных вод через крупные открытые трещины и пустоты, карстовые каналы и воронки в толщу земной коры
Гидрологический словарь (Чеботарев, 1978 г.)	Проникновение воды в почву и движение ее к уровню подземных вод в форме ламинарного (капиллярного) движения по порам небольшого сечения	Втекание поверхностных вод в толщу земной коры через трещины каналы и воронки в форме турбулентного (струйчатого) движения по трещинам, ходам и пустотам больших размеров

инфлюацию — проникновение воды в глубину сквозь отдельные поглощающие отверстия в руслах поверхностных потоков или в бортах и на дне водоемов. Площадная инфлюация обычно происходит параллельно инфильтрации. Слабое место этого определения — отсутствие четких различий между инфильтрацией и площадной инфлюацией.

Приведенный краткий обзор свидетельствует о том, что на основе существующих определений практически невозможно отделять друг от друга и картировать участки инфильтрационного и инфлюационного питания. Не претендуя на окончательное решение проблемы, авторы предлагают следующие определения. Инфильтрация — проникновение в почву и породу атмосферной воды и склонового стока (происходящего по склонам местности); инфлюация — проникновение в породу руслового стока (происходящего по руслам постоянных и временных водотоков). В этом случае участки инфильтрационного и инфлюационного питания картируются по однозначным геоморфологическим и гидрологическим признакам.

В условиях конкретных карстовых массивов в прохождении процессов инфильтрации и инфлюации имеются значительные различия. Их следует учесть введением дополнительных определений, конкретизирующих основной термин. Следует выделять площадную инфильтрацию (на карстовых полях, при развитом почвенном покрове, но при отсутствии на этой территории поноров и воронок) и очаговую инфильтрацию (в поноры, в поглотители карстовых воронок). Для инфлюационного питания следует выделять линейную инфлюацию (протяженные участки трещинного поглощения без крупных поглотителей) и очаговую инфлюацию (поглощающие поноры у литологического или тектонического контакта).

Инфильтрационное, инфлюационное и конденсационное питание имеют различные значения в районах с карстом разного типа. С гидрогеологических позиций целесообразно выделять из ряда типов карста, описанных отечественными географами [61] и геологами [1, 41], три основных типа: голый, задернованный и покрытый. Голый карст характеризуется отсутствием почвенно-дернового покрова; задернованный — наличием элювиально-почвенного и почвенно-дернового покрова на карстующихся породах, покрытый — наличием почвенно-дернового покрова на некарстующихся

породах, перекрывающих карстующиеся отложения. Если участки голого и задернованного или голого и покрытого карста чередуются между собой, часто применяются термины "полуздернованный" или "полупокрытый" карст [61]. Эти термины, имеющие количественное звучание, на самом деле несут сугубо качественный характер. Поэтому при гидрогеологических исследованиях необходимо на основании изучения почвенных, лесных карт и аэрофотоснимков определить площади, занятые карстом разного типа. Так, например, Ай-Петринский горный массив в Крыму считался классическим районом голого карста [40]. Комплексные исследования, выполненные в связи с расчетом водного баланса юго-западной части горного Крыма, показали, что 85% территории массива занята задернованным карстом. На долю голого карста приходится всего 15% его площади, 70% площади балансового бассейна покрыто лесом [75].

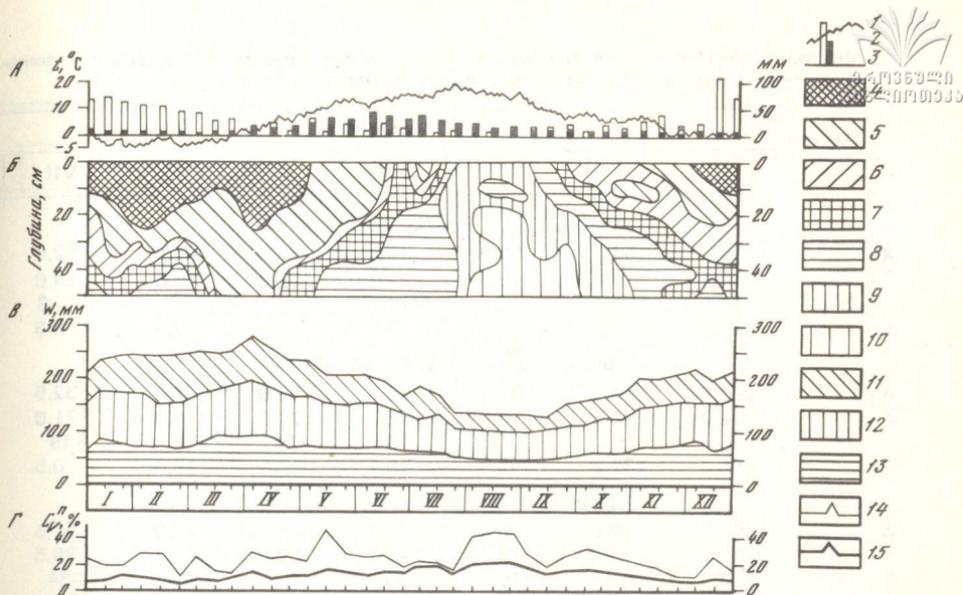
ИНФИЛЬТРАЦИОННОЕ ПИТАНИЕ

Инфильтрационное питание имеет наибольшее значение на участках развития голого и задернованного карста. В литературе до последнего времени не было экспериментальных данных для определения его величины. М.А. Кочкин [76] при изучении гидрологической роли леса предполагал, что осадки, не превышающие 1/12 их годовой суммы (65–90 мм), не формируют поверхностного и подземного стока. И.Г. Глухов [77] на основании анализа режима источников пришел к выводу, что осадки не оказывают существенного влияния на подземный сток при месячной сумме 75 мм. М.В. Чуринов [78] считал стокообразующими осадки, выпадающие в количестве более 20 мм в месяц.

Величину площадного инфильтрационного питания можно определить прямыми наблюдениями как разность между количеством осадков и испарением. В 1957–1977 гг. интересные данные по этому вопросу были получены на балансовых станциях ИМП, ГЛОС, ЯКГП в Горном Крыму [79–81, 75] и Аибга на Западном Кавказе [82].

На Ай-Петринском горном массиве развиты среднемощные глинисто-щебенчатые луговые и черноземные почвы (на открытых участках) и бурые горнолесные почвы (под буковыми и дубовыми лесами). Для выяснения их фильтрационных свойств было проведено 12 наливов по методу Нестерова и 117 экспериментов по методу Литвинова [79]. Вниз по почвенному разрезу коэффициент фильтрации составляет 1,49 м/сут (0–20 см), 1,36 (21–30 см), 1,32 (31–40 см), 1,20 м/сут (41–50 см). Коэффициенты вариации фильтрационных свойств почв уменьшаются с глубиной от 1,00 до 0,54. Глубина промачивания почвы при осадках до 10 мм/сут не превышает 15 см, до 20 мм/сут – 25 см, до 30 мм/сут – 45 см. По многолетним данным метеостанции Ай-Петри в теплый период (май–октябрь) отмечено 51,7 дней с осадками 0,1–9,9 мм/сут, 6 дней – 10–19,9 мм/сут, 2,2 дня – 20,0–29,9 мм/сут и всего 2,1 дня – с количеством осадков более 30 мм/сут. Таким образом, на участках с почвенным слоем толщиной более 50 см осадки теплового периода практически полностью расходуются на испарение и не участвуют в питании подземных вод. По данным почвенных съемок, такие условия существуют на 44% площади Ай-Петринского балансового бассейна [75].

Для оценки величины площадной инфильтрации необходимо определение количества испарения. В Горном Крыму для этой цели использовались испарители ГГИ-500-50. На Ай-Петринской балансовой станции ИМП такие наблюдения производились в 1957–1964 гг. (3 пары испари-



Р и с. 6. Водный режим почво-грунта Ай-Петринского массива (среднедекадные значения за 1957–1964 гг.)

А — климатические показатели: 1 — температура, °С; 2 — количество осадков, мм; 3 — испарение с почвы и снега, мм; Б — гидроизоплеты (объемная влажность, %): 4 — более 50; 5 — 46–40; 6 — 41–45; 7 — 36–40; 8 — 31–35; 9 — 26–30; 10 — менее 26; В — запас влаги в почве (в мм), в слоях (в см): 11 — 0–10; 12 — 11–30; 13 — 31–50; Г — коэффициент вариации влажности почв (%) в слоях (в см): 14 — 0–10; 15 — 11–50

телей), на воднобалансовых станциях ЯКГП (Бештекне, Ай-Дмитрий) — в 1965–1977 гг. (5 пар испарителей, загруженных наиболее распространенными разновидностями почв). Сопутствующие наблюдения заключались в определении влажности грунта весовым методом, прибором НИВ-1, определении температуры и плотности грунта. На станции Ай-Дмитрий работали также две опытных площадки: стоковая (16 X 8 м) и воднобалансовая (2000 м²).

Водный режим почв при мощности до 50 см характеризуют табл. 5 и рис. 6. Наибольшая влажность почв и запасы влаги в них отмечаются в холодном сезоне. Максимальные влагозапасы формируются в первой-второй декадах апреля в связи с устойчивым переходом среднесуточных температур через 0°. В мае–сентябре происходит прогрессирующее испарение. Наибольшие потери влаги наблюдаются из слоя 0–30 см. В отдельные декады этих месяцев испарение значительно превосходит величину выпадающих осадков. С третьей декады в связи с увеличением декадной суммы выпадающих осадков и понижением температуры воздуха начинается увеличение запасов влаги в почве.

Данные, приведенные в табл. 5, свидетельствуют о том, что наличие на известняках даже минимального по толщине (5–10 см) элювиально-почвенного покрова вносит существенные коррективы в величину площадного инфильтрационного питания подземных вод в различные месяцы. При мощности почв менее 30 см (56% территории балансового бассейна) питание подземных вод может происходить и в теплый период. Обращает

Таблица 5

Многолетний (1958–1964 гг.) баланс влаги почв и величина площадного инфильтрационного питания подземных вод Ай-Петринского массива (мм)



Элементы баланса	Месяцы							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	
Маломощные почвы (до 10 см)								
X	193,5	160,5	96,0	43,3	76,6	67,0	52,5	
Z	14,2	14,3	18,6	22,0	51,0	58,0	54,0	
$\pm \Delta W$	+20,0	+20	-27	+1	-11	-20	-8	
A	159,3	126,2	104,4	20,3	36,6	29,0	6,5	
Среднемощные почвы (до 30 см)								
X	193,5	160,5	96,0	43,3	76,6	67,0	52,5	
Z	14,2	14,3	18,6	32,2	77,0	85,0	71,0	
$\pm \Delta W$	+25	+9	-15	0	-24	-33	-19	
A	154,3	137,2	92,4	10,1	23,6	15,0	0,5	
Среднемощные почвы (до 50 см)								
X	193,5	160,5	96,0	43,3	76,6	67,0	52,5	
Z	14,2	14,3	18,6	42,8	82,0	111,4	86,5	
$\pm \Delta W$	+27	+1	+19	-17	-27	-45	-34	
A	152,3	145,2	58,4	17,5	21,6	0,6	0	

Примечание. X — количество атмосферных осадков; Z — испарение; $\pm \Delta W$ — изменение запасов влаги в почве; A — площадное инфильтрационное питание.

на себя внимание нарушение баланса в июне, августе и сентябре, когда для монолита с 50-сантиметровым слоем почв испарение превышает величину осадков. Это объясняется недостаточной точностью замера испарителем ГГИ-500 отдельных элементов баланса, в частности конденсации.

Еще более сложен водный баланс карстовых массивов, покрытых лесом [81, 82]. За счет наземных гидрометеоров (гололед, изморось, роса), не учитываемых метеостанциями, лес получает дополнительно более 250 мм осадков. Из-под полога леса не происходит выдувания снега. Поэтому, несмотря на значительные потери на смачивание кроны (10,3%), транспирацию (32,5%) и испарение с почвы (7,2%), угодыя, занятые лесом, питают карстовые воды на протяжении всего года.

Приведенные данные были учтены при расчете водного баланса юго-западной части Горного Крыма [75]. Необходимость проведения таких исследований в других горных карстовых районах очевидна.

Другой аспект оценки роли инфильтрационного питания — определение неравномерности покрытия территории балансового бассейна выпадающими осадками. Для жидких осадков эта неравномерность носит первичный характер и учесть ее можно при наличии достаточно густой сети метеопостов. Для большинства карстовых районов Кавказа в связи со слабой обеспеченностью метеоданными [36] эта проблема пока не возникает. В Горном Крыму при проведении балансовых исследований была создана наблюдательная сеть с плотностью 1 осадкомер на 10 км². Это позволило определить степень изменчивости месячных сумм осадков для отдельных пунктов наблюдений ($C_V = 0,19 \div 0,33$) и увязать ее с рельефом, положением площадки по отношению к основным направлениям движения воздушных масс, залесенностью, удаленностью от моря и пр. [75].

Месяцы					За год	
VIII	XI	X	XI	XII	мм	%
Маломощные почвы (до 10 см)						
48,3	54,0	41,6	123,5	210,1	1166,9	100,0
22,0	26,0	15,1	22,1	20,1	337,3	29,0
0	+8	+9	+5	+3	0	—
26,3	20,0	17,5	96,4	187,1	829,6	71,0
Среднемощные почвы (до 30 см)						
48,3	54,0	41,6	123,5	210,1	1166,9	100,0
36,0	28,0	26,5	22,1	20,0	445,9	38,2
-5	+22	+11	+23	+6	0	—
17,3	4,0	4,1	78,4	184,1	721,0	61,8
Среднемощные почвы (до 50 см)						
48,3	54,0	41,6	123,5	210,1	1166,9	100,0
41,0	32,6	21,9	22,1	20,0	507,4	43,5
-8	+21	+18	+36	+9	0	—
15,3	0,4	1,7	65,4	181,1	659,5	56,5

Для твердых осадков неравномерность покрытия территории может носить как первичный, так и вторичный характер. Наиболее четко проявляется неравномерность покрытия по высоте, носящая характер высотной поясности распределения снегозапасов. В Горном Крыму в 1964—1976 гг. детальные снегосъемки с протяженностью 40—50 км и частотой замеров высоты снега через 50—100 м, а плотности через 500 м были проведены ЯКГП [75]. В период установления снежного покрова (XII, I) отмечается четкое увеличение влагозапасов в снеге с высотой от 7—20 мм на высоте 500—600 м до 42—90 мм на высоте 1000—1100 м. Вертикальный градиент снегонакопления для всех высотных зон одинаков и составляет для конца декабря 7, а для конца января — 14 мм/100 м. В феврале—марте эта закономерность нарушается. Градиент увеличивается с высотой до 21—24 и даже 47 мм/100 м. Средние влагозапасы в снеге возрастают до 90—114 мм (на высоте 900—1100 м). Снег перекристаллизуется, приобретая сперва мелкозернистую, а затем крупнозернистую и фирновую структуру. Максимальные влагозапасы формируются к концу февраля, однако во всех высотных зонах они значительно меньше, чем суммы осадков за период снегонакопления (табл. 6). Даже для верхних высотных зон в снеге аккумулируется меньше трети выпавших в холодный период осадков. Две трети расходуются на питание подземных вод во время оттепелей и на испарение.

На Кавказе специальные снегосъемочные работы, насколько нам известно, проводились только на карстовом массиве Алек в 1975 г. С увеличением высоты местности высота снежного покрова и влагозапасы в снеге возрастали (градиент 100 мм/100 м). В связи с залесенностью на высоте 800—1000 м снег залегал равномерно, не образуя зон повышенного увлажнения.

Таблица 6

Количество атмосферных осадков и влагозапасы в снеге на разных высотных зонах

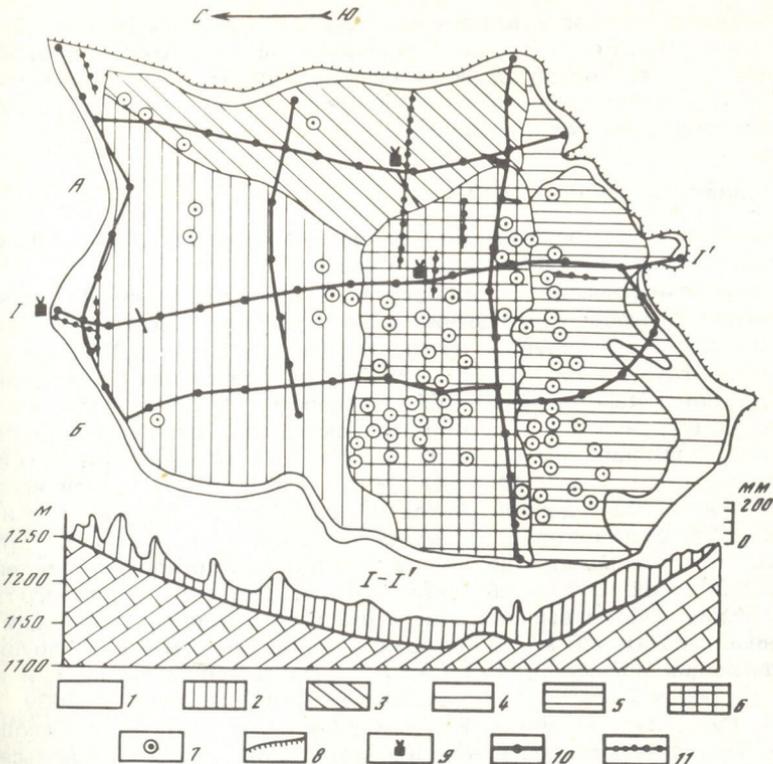


Параметр	Высотная зона, м					
	500—600	600—700	700—800	800—900	900—1000	1000—1100
Сумма осадков за XII—II, мм	246	271	329	346	386	411
Влагозапасы в снеге к концу февраля, мм	8	25	46	70	93	114
То же, в % к осадкам	4	9	14	20	24	28

И в Крыму, и на Кавказе первичная неравномерность распределения влагозапасов в снеге может возникать при отложении изморози на деревьях, количество которой в отдельные дни составляет 150—400 % от учтенных осадкомерами осадков [79, 81]. Первичная неравномерность является одной из причин формирования зон с различной величиной площадного инфильтрационного питания.

Вторичная неравномерность возникает при ветровом перераспределении снега, которое наблюдается на лишенных леса угодьях, и при неравномерном стаивании снега на разных по экспозиции элементах карстового рельефа. Наиболее детально этот вопрос изучен в Горном Крыму. В 1957—1964 гг. на Ай-Петринском горном массиве была проведена 31 снегосъемка по закрепленному на местности маршруту длиной 7,6 км, пересекающему все характерные элементы карстового рельефа [84] (рис. 7). Исходя из заданной точности определения влагозапасов (не менее $\pm 5\%$ при обеспеченности 0,67), при каждой снегосъемке делалось не менее 75 определений плотности снежного покрова. Степень покрытости снегом балансового участка определялась по фотопанорамам. Ниже приведены осредненные данные по всем проведенным снегосъемкам.

Непосредственно после выпадения снег обычно залегает весьма равномерно ($C_V = 0,18 \div 0,20$). В последующие три—пять дней происходит ветровое перераспределение снега либо его местное стаивание, в результате чего эта равномерность нарушается ($C_V = 0,7 \div 0,8$, а в отдельные снегосъемки 1,0 и более). Если принять запасы воды в снеге, по данным пентадной снегосъемки метеостанции Ай-Петри, за 100 %, то запасы влаги в снеге балансового участка на Приайпетринской котловине составляют в целом 175%, в том числе в прибровочной части склонов — 72, на склонах западной экспозиции — 97, северной — 155, южной — 212, на днище котловины — 140, в облесенной местности — 230%. Под структурными уступами запасы влаги составляют 145%, в карстовых воронках — 270, в тальвегах временных водотоков — 306%. Таким образом, в пределах балансового участка выделяются зоны пониженного и повышенного увлажнения. В Горном Крыму снежный покров неустойчив и может полностью сходить в отдельные зимы 5—7 раз. Это создает особо благоприятные условия для непрерывного очагового инфильтрационного питания в зонах повышенного увлажнения. Именно здесь располагается абсолютное большинство карстовых полостей нивально-коррозионного класса [13]. Объем очагового инфильтрационного питания обычно определить не удается. В карстовых



Р и с. 7. Расположение снегомерных маршрутов в Приайпетринской котловине
 А — план; Б — продольный профиль по линии I-I' и влагозапасы (в мм) на отдельных его участках 14.01.58

Элементы рельефа: 1 — прибровочные и приводораздельные участки; 2-5 — склоны: 2 — южной экспозиции, 3 — западной экспозиции, 4 — северной экспозиции (безлесные), 5 — северной экспозиции (облесненные); 6 — днище котловины; 7 — карстовые воронки; 8 — обрывистая бровка; 9 — осадкомеры Третьякова; 10 — снегомерные маршруты; 11 — постоянные снегомерные рейки

воронках иногда скапливается до 1-2 тыс. м³ воды, которая затем прорывает глиняную пробку на их дне.

Очагами инфильтрационного питания, кроме поверхностных карстовых форм, являются довольно многочисленные коррозионно-гравитационные и нивально-коррозионные полости (см. табл. 2). В гидрогеологической литературе сложились представления о том, что запасы снега на их дне играют существенную роль в питании источников южного берега Крыма [37]. Подземные снегосьемки показали, что этих запасов влаги хватит, чтобы обеспечить деятельность всего лишь одного источника со средним за теплый период расходом 0,35 л/с.

Особенности очагового инфильтрационного питания на Кавказе изучены слабо. Существует возможность такого питания на периферии небольших покровных и каровых ледников (массивы Фишт, Бзыбский), в основании снежников в карах, воронках и в других понижениях склонов.

В заключение следует отметить, что инфильтрационное питание в горных карстовых районах происходит таким образом, что обуславливает нерав-

номерное поступление влаги в глубь горного массива с различных водосборов и в разные сезоны года. В отличие от бытующего среди гидрогеологов мнения о его преобладании в основном на бессточных водосборных плато [77, 78] инфильтрационное питание играет значительную роль и на внешних склонах горных массивов.

ИНФЛЮАЦИОННОЕ ПИТАНИЕ

Инфлюационное питание различных типов широко распространено в карстовых районах Альпийской складчатой области.

Линейная инфлюация с поглощением в зонах повышенной трещиноватости близ разрывных нарушений характерна для большинства периодических водотоков, берущих начало на плато и склонах Главной гряды Крымских гор. Яркий пример — р. Узунджа, описанная основоположником русского карстоведения А.А. Крубером [12]. Река Узунджа берет начало на северных склонах Ай-Петринского массива. Имея в верховьях родниковое питание, она характеризуется высоким коэффициентом вариации расхода ($C_V = 0,19$ при среднем расходе $0,36 \text{ м}^3/\text{с}$). При весеннем снеготаянии и после дождей расход ее возрастает до $0,6-0,7 \text{ м}^3/\text{с}$ и сток наблюдается от истоков до устья (до впадения в р. Черную). Летом и осенью сток уменьшается до нуля, а зона полного поглощения постепенно смещается вверх по течению почти на 4 км. Детальные карстолого-гидрометрические работы выявили шесть участков линейной инфлюации протяженностью 200–400 м, тяготеющих к зонам тектонических нарушений, пересекающих долину [87]. Такие же зоны линейной инфлюации выявлены на реках Босе, Календе, Арманке, Баге, Байдарке, Учан-Су, Деревкойке, Гуве, Зуе, Бурульче, Кучук-Карасу и др. [89]. При поглощении стока периодических поверхностных водотоков могут наблюдаться различные ситуации. Иногда поглощенная вода появляется в русле этого же водотока ниже по течению. Чаще поглощенные воды идут не на пополнение подруслового стока, а на питание трещинно-карстовых вод "своего" или "чужого" бассейна. Опыты с окрашиванием воды флюоресцеином, проведенные на склонах Ялтинского массива при строительстве гидротоннеля [88], выявили довольно сложную картину перераспределения поверхностного стока. В верхнем поясе склонов на отметках 970–1125 м располагается первый участок постоянного стока в руслах, связанный с выходами малодобитных источников. Ниже его сток отсутствует до отметок 720–950 м, где располагается второй участок постоянного стока. Ниже его сток опять отсутствует и появляется только на отметках 480–620 м, почти у контакта с некарстующимися среднеюрскими аргиллитами и песчаниками. Направления движения поглощенных вод контролируются серией кулисообразных тектонических нарушений, вдоль которых происходит их переток из одного речного бассейна в другой.

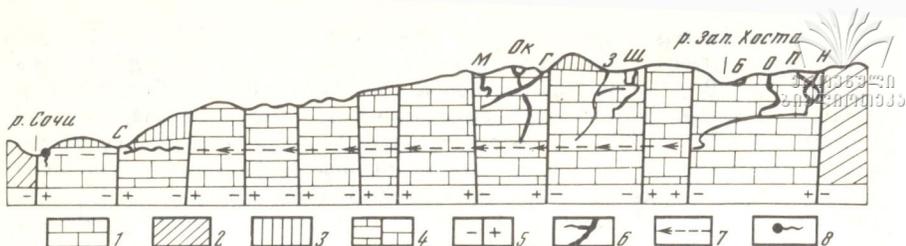
Схожие условия существуют на ряде рек карстового питания на Кавказе. Среди них можно упомянуть верховья Восточной Хосты на массиве Алек, верховья р. Гагрипша на Гагринском массиве, рек Псырчи и Мааниквары на Гумишхинском массиве и др. Здесь имеются многочисленные зоны линейной инфлюации, тяготеющие к крупным тектоническим нарушениям. Их изучение в связи с труднодоступностью каньонообразных долин не производилось. Имеются только отдельные замеры, выполненные во время карстологических и гидрогеологических исследований.

Значительно больше данных о линейной инфлюации в руслах постоянных водотоков, берущих начало на карстовых массивах или пересекающих их транзитом. В Восточных Карпатах приток р. Малой Угольки у вскрытой

пещеры Дружба теряет до 50% стока (при расходе 6 л/с). В Крыму известны потери в руслах рек, пересекающих верхнеюрские (р. Черная, 40% при расходе $1,9 \text{ м}^3/\text{с}$) и верхнемеловые известняки (р. Бельбек, 37% при расходе $1,9 \text{ м}^3/\text{с}$; р. Кача, 43% при расходе $1,1 \text{ л/с}$; р. Альма, 48% при расходе $1,2 \text{ м}^3/\text{с}$) [88]. На Северном Кавказе по разнице между районным и фактическим модулями стока линейная инфлюация установлена на реках Аликановке (30% при расходе $0,46 \text{ м}^3/\text{с}$) и Ольховке (до 80% при расходе $0,21 \text{ м}^3/\text{с}$) [90]. Более 20 определений потерь стока рек Сочинского района в различные сезоны выполнено при исследовании влияния карста на формирование Мацестинского месторождения минеральных вод. При пересечении Ахштырской антиклинальной структуры, сложенной меловыми известняками, р. Псоу теряет 7% стока (при расходе $6,3 \text{ м}^3/\text{с}$); Мзымта — 17% (при расходе $15,9 \text{ м}^3/\text{с}$), Псахо — 30–80% (при расходе до $1,5 \text{ м}^3/\text{с}$), Кудепста — 60–90% (при расходе до $1,0 \text{ м}^3/\text{с}$). Река Агура при пересечении Ахунской антиклинали теряет до 20% стока (при расходе до $0,5 \text{ м}^3/\text{с}$). Многочисленные данные о величине фактического и теоретического стока рек Кавказа, свидетельствующие о наличии инфлюационного поглощения, приводит Г.Н. Гигинейшвили [36].

При изучении гидрогеологии карста наибольший интерес представляет очаговая инфлюация. В Горном Крыму известно несколько случаев полного поглощения постоянных или периодических водотоков. На Ай-Петринском массиве в полье Бештекне, сложенном водоупорными отложениями бат-байоса, ручей, формирующийся в известняках на его южной окраине, поглощается в понор, заложенный в основании двадцатиметрового обрыва верхнеюрских известняков на его северной окраине. Опытами с окрашиванием установлено, что подземный сток отсюда направляется к нескольким крупным источникам на северном склоне массива (см. рис. 13) [91]. На Долгоруковском массиве поверхностный сток, формирующийся в долине р. Суботхана, заложенной в слабо карстующейся толще переслаивания песчаников, известняков и конгломератов оксфорд-кимериджа, при выходе на слоистые титонские известняки полностью поглощается в шахте-поноре Провал. Именно отсюда берет начало подземная река с расходом у выхода на поверхность $0,15 \text{ м}^3/\text{с}$, более чем на 4 км прослеженная в Красной пещере [13]. Очаговое поглощение периодического стока часто наблюдается в карстово-эрозионных долинах на плато горных массивов Крыма. В теплый период здесь происходит очаговое инфлюационное поглощение в пределах небольших по площади карстовых водосборов, "наложенных" на более древнюю эрозионную форму. После сильных снегопадов происходит объединение нескольких водосборов и в начале таяния, пока сток происходит по поверхности снега, в нижней части эрозионного водосбора происходит очаговая инфлюация. Здесь располагаются крупные карстовые полости коррозионно-эрозионного класса (например, система Эгиз—Тинах на Карабийском массиве [13]).

В результате очаговой инфлюации могут возникать крупные карстовые полости, иногда объединяющиеся в системы. Классическим районом развития таких полостей является массив Алек на Западном Кавказе [48]. Он представляет собой горст-антиклинальную структуру северо-западного простирания, с юга и с севера ограниченную долгоживущими разломами I порядка, по которым приведены в соприкосновение юрские известняки и некарстующиеся отложения мел-палеогена. Отдельные блоки массива перекрыты некарстующимися палеогеновыми породами. В этих условиях возникает очаговая инфлюация двух типов: у литологического и у тектонического контактов (рис. 8). Поверхностный сток, формирующийся в верховьях водосборов на полях развития некарстующихся пород,



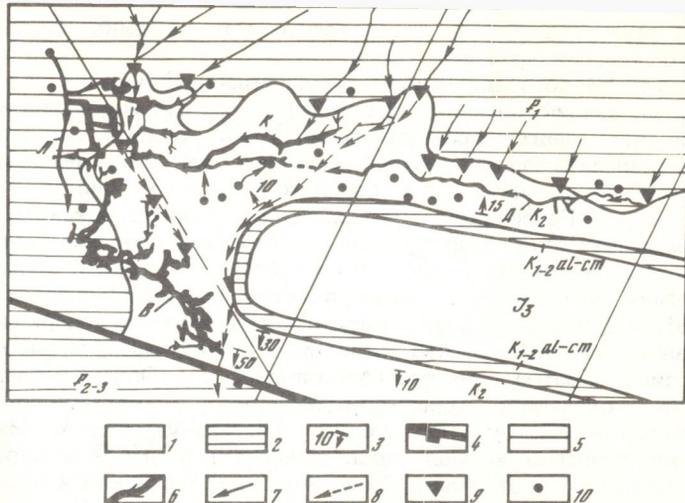
Р и с. 8. Схематический продольный разрез через массив Алек

1 — верхнеюрские известняки; 2, 3 — некарстующиеся породы: 2 — мел-палеогена, 3 — палеогена; 4 — тектонические нарушения; 5 — относительное положение блоков у тектонических нарушений; 6 — карстовые полости; 7 — направления движения подземных вод; 8 — источник на р. Сочи. Шахты-поноры: Н — Назаровская, П — Примусная, О — Осенняя; Б — Барибана; Ш — Школьная; З — Заблудших; Г — Гигантов; Ок — Октябрьская; М — Медвежья. С — пещера-источник Соколова

поглощается при выходе на известняки, образуя крупные шахты-поноры глубиной 200—500 м. Гидрометрические работы в этом горном, сравнительно труднодоступном районе никогда не проводились. Поэтому для оценки величины очагового инфлюационного поглощения здесь был применен ряд косвенных методов [92]: нивелировка горизонтов высоких вод с определением максимальных скоростей воды по формуле Шези, по формуле предельной интенсивности Г.И. Шамова, по нормативным материалам Гидропроекта, по номограмме Буркхардта; расчет по эмпирической формуле НКПС. Инфлюационное поглощение на массивах Алек и Ахцу в ливневой паводок может достигать 2—3 м³/с (шахты-поноры Ручейная, Октябрьская), 3—4 м³/с (шахты-поноры Географическая, Заблудших) и даже 5—8 м³/с (шахты-поноры Величественная, Назаровская, пещера-понор Воронцовская). Анализ типовых кривых спада паводков на инфлюационных водосборах Алек—Ахцу свидетельствует, что подъем паводка происходит в среднем через 2 ч после начала ливня, пик его наступает через 2,5—3 ч, а спад продолжается от 14—18 ч (короткий единичный ливень) до 35—48 ч (наложение нескольких ливней). Это минимальное время, на которое должны быть рассчитаны “зоны спасения” исследуемых карстовых полостей.

Еще более сложные условия очаговой инфлюации в районе Воронцовской пещеры, отдельные галереи которой заложены на крыльях брахиантиклинальной структуры, сложенных верхнемеловыми известняками и перекрывающими их некарстующимися палеогеновыми отложениями (рис. 9). При попятном врезании верховьев р. Кудепсты в некарстующиеся отложения, а затем в подстилающие известняки возникли множественные очаги поглощения у литологических контактов. Именно с этими очагами связаны девять основных входов в Воронцовскую пещеру. К зонам линейного поглощения приурочены многочисленные боковые притоки этой разветвленной системы, пока еще не вскрытые на поверхности.

Несколько интересных примеров очагового инфлюационного поглощения крупных поверхностных водотоков приводит Г.Н. Гигинейшвили [36]. Река Дидичала (средний расход 4,44 м³/с) до сооружения Шаорского водохранилища инфлюировала в поглощающие поноры у южной окраины с. Никорцминда. Пройдя под землей 2 км, она выходила из Шараульской пещеры (средний расход 4,54 м³/с). Предельная пропускная способность сифонов Шараульской пещеры 28 м³/с. Река Ткибула (средний расход 2,50 м³/с) до сооружения плотины Ткибульского водохранилища



Р и с. 9. Условия очаговой инфилюции и инфилютрации в Воронцовском районе

1 — карстующиеся породы (J_3, K_2); 2 — некарстующиеся породы (K_{1-2}, P_{1-2-3}); 3 — элементы залегания пород; 4 — плоскость Воронцовского надвига; 5 — тектонические нарушения; 6 — галереи пещер и направления подземных потоков в них; 7-10 — поверхностные водотоки: 7 — постоянные, 8 — временные, 9 — участки очаговой инфилюции, 10 — участки очаговой инфилютрации. Пещеры: В — Воронцовская; Л — Лабиринтовая; К — Кабанья; Д — Долгая

инфилюировала в поглощающие поноры урочища Цинцкила. Пройдя 2 км под Окрибо-Аргветской грядой, она выходила на поверхность из Дзеврульской пещеры (средний расход $3,27 \text{ м}^3/\text{с}$). Пропускная способность поноров р. Ткибулы составляет $15 \text{ м}^3/\text{с}$. Интересный случай очаговой инфилюации озерных вод представляет подземная река Амткели. Очаги инфилюации располагаются выше и ниже минимального уровня озера Амткели, поэтому колебания расхода подземного потока, выходящего из пещеры Шавцкала на берегу р. Джампали, отражают плавное колебание уровня озера.

Как следует из всего изложенного, инфилюационное питание играет огромную роль в формировании карстовых вод. К сожалению, этот вид питания относится к числу наименее изученных. Для его изучения необходимо создание густой сети гидрологических постов, располагающихся выше и ниже места поглощения, как правило, в труднодоступной местности. Существующие гидрологические посты обычно не дают почти никакой информации об инфилюационном поглощении, так как располагаются в наиболее удобных для их заложения участках речных долин без учета геологических особенностей района. Так, например, гидрологический пост на р. Мзымте располагается примерно посередине каньона Ахцу. Естественно, что данные по нему не несут никакой карстолого-гидрологической информации о вероятном поглощении поверхностного стока в верхнеюрские известняки антиклинали Ахцу. Вторая трудность учета инфилюационного поглощения — большие расходы карстовых рек (в особенности транзитных). При расходе поверхностного водотока $10-15 \text{ м}^3/\text{с}$ существующие приборы и методики наблюдения не позволяют уверенно фиксировать потери стока, меньше $0,5-0,7 \text{ м}^3/\text{с}$.

Поэтому следует разработать более точные методы фиксации инфлюационного поглощения различных типов.

Инфлюационное поглощение играло существенную роль на более ранних (плиоцен, ранний—средний антропоген) этапах формирования карстовых массивов. Палеогеоморфологические реконструкции, выполненные на основании анализа аэрофотоснимков, нивелировок седел между карстовыми котловинами и изучения подземных карстовых водотоков, показали, что на Ай-Петринском, Чатырдагском, Долгоруквомском, Карабийском массивах под современным карстовым рельефом отчетливо просматривается неогеновый эрозионный рельеф. С древней эрозионной сетью связаны многие ныне сухие полости коррозионно-эрозионного класса [13]. В дальнейшем вследствие активного развития поверхностного закарстования произошел распад эрозионных долин на замкнутые карстовые котловины, а затем — на ряд микроводосборов. Объем инфлюационного стока, получаемого древними пещерами и шахтами-понорами, резко уменьшился, и они перешли в субэрозионную стадию развития. Аналогичные процессы хорошо прослеживаются на многих карстовых массивах Кавказа (Фишт, Алек, Ахцу, Арабика, Бзыбский и пр.) с тем существенным дополнением, что на высокогорье шахты-поноры часто имели ледниковое питание. Именно поэтому они располагаются у стадильных морен (шахта-понор Вахушти) [15, 17]. Соотношение между водосборами с разными типами питания можно установить на основании карстологической съемки [45]. Участки карстового, карстово-эрозионного и эрозионного рельефа в гидрогеологическом отношении являются площадями инфильтрационного, инфлюационно-инфильтрационного и инфлюационного питания.

Проблема определения питания карстовых вод за счет инфильтрации и инфлюации требует дальнейшей разработки и количественного обоснования.

КОНДЕНСАЦИОННОЕ ПИТАНИЕ

В теплый период значительную роль в формировании подземных вод может играть конденсация в трещинно-каверновых коллекторах. Эта проблема относится к числу наименее разработанных [1, 2, 18, 40, 41, 61]. В новейшей гидрогеологической литературе указывается, что, "учитывая сложность и трудоемкость количественного определения конденсационного питания, при балансовых исследованиях фактор конденсации учитывать пока нецелесообразно" [31, с. 120]. Это категорическое заключение не следует распространять на горные карстовые районы. В Крыму и на Кавказе в 1960—1970 гг. проводились опытные работы [94—96], которые показали необходимость учета конденсации при гидрогеологических исследованиях. В 1960—1970 гг. была разработана методика расчета конденсации в трещинно-каверновых коллекторах по микроклиматическим наблюдениям в карстовых полостях [97]. В Горном Крыму результаты расчетов по этой методике проверены двумя независимыми (гидрометрическим и балансовым) методами [13].

Конденсация в трещинно-каверновых коллекторах может происходить только тогда, когда абсолютная влажность воздуха на поверхности превышает абсолютную влажность под землей, а дефицит насыщения в карстовых полостях равен нулю. Количество образующейся конденсационной влаги можно определить из уравнения

$$Q = VTJ (e_{\text{пов}} - e_{\text{под}}), \quad (1)$$

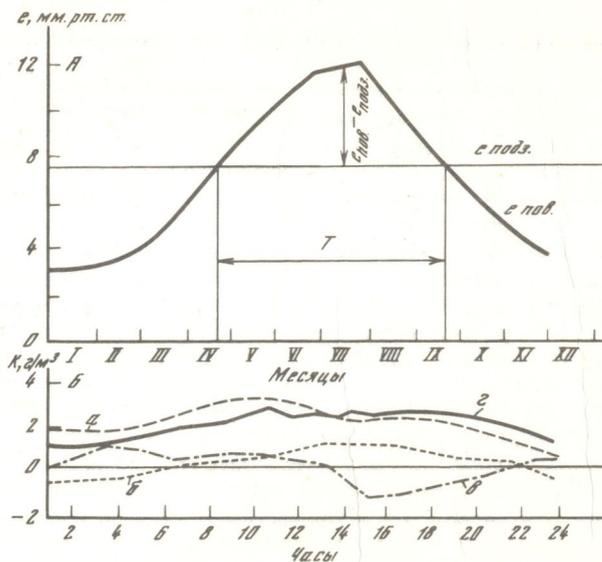


Рис. 10. Годовой (А) и суточный (Б) ход процессов конденсации

А — график для определения продолжительности процесса конденсации (T , сут) и разности ($e_{\text{пов.}} - e_{\text{подз.}}$), мм рт. ст., на карстовых массивах Алек и Ахцу; Б — суточный ход конденсации (+) и испарения (-) в карстовых полостях Крыма, г/м³ (июль 1962 г.)

а — коррозионно-гравитационные полости; б-в — нивально-коррозионные полости: б — в теплую погоду, в — в холодную погоду; г — коррозионно-эрозионные полости

где Q — количество конденсационной влаги, г; V — объем трещинно-каверновых коллекторов, м³; T — продолжительность процесса конденсации, сут; J — коэффициент воздухообмена, раз/сут; $e_{\text{пов.}} - e_{\text{подз.}}$ — разность влагосодержаний поверхностного и подземного воздуха, г/м³ (в интервале интересующих нас температур и давлений численно равна разности упругости водяных паров, мм рт. ст.).

Объем трещинно-каверновых коллекторов можно определить геологическими, геофизическими и гидрохимическими методами. Для большинства горных карстовых областей юга СССР он оказался равным в среднем 3% от общего объема карстового массива ($C_V = 0,08$). Продолжительность прохождения процессов конденсации и средние месячные значения разности ($e_{\text{пов.}} - e_{\text{подз.}}$) легко определить по рис. 10, А. При его построении используются данные о годовом ходе абсолютной влажности на поверхности и под землей (на основании микроклиматического изучения карстовых полостей). Конденсация происходит только в теплый сезон (апрель—сентябрь). В холодный сезон наблюдается испарение влаги и ее вынос на поверхность. Именно поэтому многие гидрогеологи полагали, что роль конденсации ничтожна. Однако испарение холодного периода не играет существенной роли в годовом балансе, так как влага, выносимая из трещинно-каверновых коллекторов, конденсируется на снегу или на охлажденной поверхности скал. При этом возникает "малый круговорот" воды, так как при таянии она опять поступит под землю, способствуя активному росту карстовых полостей [14]. Коэффициент воздухообмена легко получить как средневзвешенную величину по данным микроклиматических наблюдений.

Горный район	Площадь, км ²	Продолжительность конденсации, сут	Количество конденсационной влаги				
			мм	% от осадков	% от осадков минус испарение	Модуль стока, л/(с · км ²)	
						годовой	сезонный
Восточные Карпаты	120,0	82	1	0,06	0,14	0,024	0,11
Горный Крым	1180,0	148	56	7,3	14,6	1,770	4,38
Северный Кавказ (район КМВ)	495,6	135	8	1,2	2,7	0,250	0,68
Сочинский район (массивы Алек—Ахцу)	28,8	155	82	3,4	4,6	2,600	6,12
Сочинский район (массивы Ахштырь и Ахун)	19,0	180	22	1,1	2,0	0,690	1,40

Расчеты, выполненные по этой методике для различных горных карстовых районов Альпийской складчатой области (табл. 7), свидетельствуют о значительной роли конденсации в формировании подземных вод некоторых из них. В Горном Крыму и Сочинском районе модуль конденсационного стока в расчете на год составляет 0,69—2,60 л/(с · км²), что близко к модулю конденсационного стока для классических карстовых районов Югославии [1,7—3,0 л/(с · км²)], [4]. Так как конденсация представляет сезонный процесс, вполне правомерен расчет сезонного модуля стока, который может достигать 4—6 л/(с · км²) (см. табл. 7).

Для расчета количества конденсационной влаги, формирующейся в высокогорных карстовых районах Кавказа, пока нет фактических данных. Используя данные Э.Ш. Элизбарашвили [98] о вертикальной зональности распределения абсолютной влажности в Закавказье и единичные данные замеров абсолютной влажности в карстовых толстях массивов Арабика и Бзыбского, легко показать, что здесь конденсация должна составлять 100—150 мм в год. Об этом же свидетельствует выведенная нами для Сочинского района эмпирическая зависимость

$$K = 0,1 H - 5, \quad (2)$$

где K — слой конденсационного стока, мм; H — средняя высота карстового массива, м.

В горных районах, где имеются участки развития покрытого карста, возможно прохождение конденсационных процессов в почвах. Кратковременные наблюдения, выполненные одним из авторов на массиве Алек, показали, что в сухой период расход источников, тяготеющих к участкам развития покрытого карста, испытывает на протяжении суток значительные колебания, коррелирующиеся с суточным ходом температуры ($r_t = 0,77 \pm 0,05$) и влажности воздуха ($r_e = 0,75 \pm 0,09$). При сдвиге на 5—6 ч (максимум температуры и давления наблюдается в 13 ч, а максимум расходов — в 18 ч) коэффициенты корреляции возрастают до 0,88—0,92 \pm 0,07. Модуль конденсационного стока с площадей развития покрытого карста на массиве Алек составляет 2,0 л/(с · км²).

При детальном гидрогеологическом исследовании в карстовых районах



необходимо учитывать особенности суточного хода конденсационных процессов с максимумом в 10–16 ч и минимумом в 20–4 ч (см. рис. 10, Б). Особенностью суточного хода конденсации является большая чувствительность к изменению погодных условий на поверхности. Резкое похолодание часто приводит к выносу водяных паров из неглубоких колодцев и шахт. В различных по морфологии карстовых полостях конденсация влаги, приносимой с поверхности, происходит по-разному [13, 96]. В крупных карстовых полостях возможна местная конденсация, связанная с перераспределением внутренних запасов влаги в горном массиве, изменением термодинамических характеристик воздушной массы при ее расширении, сжатии или при смешивании потоков воздуха с различной температурой и влажностью. Вследствие этих процессов иногда образуются небольшие озера (объемом до $5,0 \text{ м}^3$), но роль их в водном балансе ничтожна. Значительное влияние на направление и интенсивность процесса влагопереноса оказывают ландшафтные условия заложения полости. Например, под пологом букового леса абсолютная влажность на 15–20% выше, чем на безлесных пространствах. Следовательно, при прочих равных условиях градиент влажности в карстовых полостях, заложённых в лесу, будет большим, чем на безлесных участках плато. Подобные различия можно выявить и для других элементов карстового рельефа. Определенную роль должны играть близость карстовой полости к южной или северной бровкам плато, ее положение на склонах разной экспозиции, водоразделах и днищах карстовых котловин, в карстовых воронках. Такие детальные исследования следует проводить только при изучении процессов конденсации в карстово-спелеологических стационарах.

ГЛАВА 4

ЗАЛЕГАНИЕ И ДВИЖЕНИЕ КАРСТОВЫХ ВОД

ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Проблема гидродинамической зональности карстовых массивов далека от разрешения. За рубежом, где спелеологические исследования обычно предваряли гидрогеологические работы, до последнего времени было принято двучленное деление горных массивов на вадозную (безнапорную, со спорадическим обводнением и скоростями движения выше 100 м/сут) и фреатическую (напорную, со сплошным обводнением и более низкими скоростями движения) зоны [2, 4, 99, 100 и др.]. В новейшей гидрогеологической литературе под влиянием советской научной школы все чаще используются трех-пятичленные схемы гидродинамической зональности [8, 101 и др.]. При этом некоторые исследователи применяют разные принципы выделения гидродинамических зон, что вряд ли приемлемо. Так, П.Миланович [11] выделяет зоны аэрации, динамических запасов с ускоренным и замедленным водообменом, сифонной циркуляции, смешанных пресных и соленых вод (?), соленых вод (?), вод ниже базиса карстования (?).

В СССР, где активные спелеологические исследования начаты только в конце 50-х годов XX в., наблюдается обратная тенденция — переход от детальных многозональных схем, охватывающих все теоретически возмож-

ные случаи залегания подземных вод региона, к двух-трехзональным схемам, подразделения которых имеют ясный гидродинамический смысл и поддаются моделированию. Многозональная схема наиболее детально разработана Г.А.Максимовичем [1, 18 и др.]. В нее входят гидродинамические зоны поверхностной (I) и вертикальной нисходящей (II) циркуляции, периодического колебания уровней карстовых вод (III), горизонтальной (IV), сифонной (V), поддолинной (VI), глубинной (VII), глубинной застойной (VIII) циркуляции и зона древних карстовых полостей и каверн со слабоподвижными рассолами (IX). В конкретных карстовых регионах отдельные зоны могут выпадать, что позволяет типизировать карстовые резервуары разной структуры [18].

Идеи Г.А.Максимовича получили развитие и в региональном плане. Один из авторов [16] предложил схему гидродинамической зональности карстовых вод Западной Грузии, которая приведена на рис. 11, А.

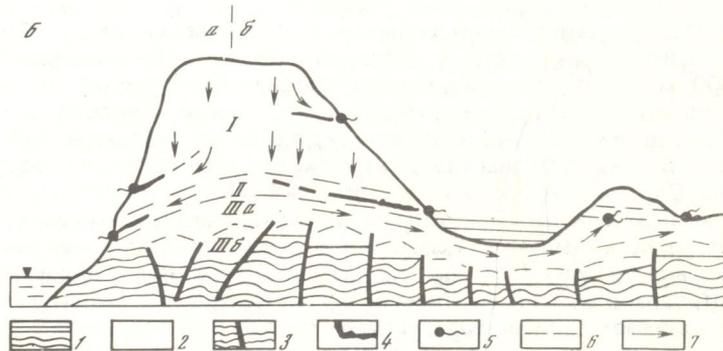
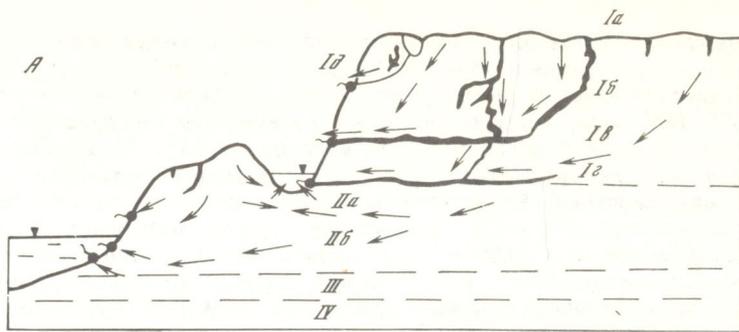
Предложенная типовая схема в высокогорном карсте трансформируется за счет резкого увеличения мощности зоны Iб. В равнинных карстовых регионах, напротив, преобладают зоны Iв и Iг, а при перекрытии карстующихся отложений некарстующимися породами преобладающее развитие получают зоны III и IV.

В гидрогеологической практике, в особенности при прогнозе водопритоков в горные выработки, определении производительности водозаборов, чаще используется схема гидродинамической зональности, предложенная Д.С.Соколовым [20, 30, 32, 41 и др.]. Д.С.Соколов выделил зону аэрации (I), где осуществляется нисходящее движение инфильтрационных и инфилюационных вод; зону сезонного колебания уровней карстовых вод (II), где происходит то нисходящее, то субгоризонтальное движение воды; зону полного насыщения (III), находящуюся в сфере дренирующего влияния эрозионной сети; зону глубинной циркуляции (IV), где движение подземных вод происходит в сторону главного базиса эрозии. С гидродинамической точки зрения пока наиболее обосновано выделение первых трех зон [30].

В соответствии с изложенными представлениями находится региональная схема гидродинамической зональности для Горного Крыма, отдельные элементы которой разработаны сотрудниками ИМП Мингео УССР [47, 86] и одним из авторов [13, 85]. В разрезе карстовых массивов выделяются три зоны с несколькими подзонами и участками (см. рис. 11, Б).

I. Зона аэрации. На различных массивах имеет мощность 200—700 м. Здесь происходит формирование карстовых вод за счет инфильтрационных, инфилюационных вод и конденсации влаги. В средней части склонов горных массивов имеются участки поглощения поверхностного и подземного стока, за счет которых происходит усиленное инфилюационное питание карстовых вод [47]. В пределах зоны содержится до 10% общего объема подземных вод массива. Они имеют минерализацию 200—400 мг/л, исключительно гидрокарбонатный кальциевый состав и температуру 6—8°С. Воды этой зоны отличаются чрезвычайно высокой скоростью движения (до 0,4—0,5 м/с). Здесь располагаются все коррозионно-гравитационные, нивально-коррозионные и большая часть коррозионно-эрозионных полостей, относящихся к верхним звеньям карстовых систем (см. табл. 2), а также малые системы, питающие участки поглощения (см. рис. 11, /а) и ныне безводные древние системы.

II. Зона сезонных колебаний уровней. Имеет мощность 10—100 м. Питание вод этой зоны осуществляется за счет притока из зоны аэрации и конденсации. Здесь развиты гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатные магниевые-кальциевые воды с минерализацией 300—500 мг/л. Скорость



Р и с. 11. Схема гидродинамической зональности карстовых вод

А — Западная Грузия (по [16]). Гидродинамические зоны: *I* — гравитационной циркуляции, *II* — относительно затрудненной циркуляции, *III* — весьма замедленной циркуляции и относительно застоя, *IV* — застоя; подзоны: *Ia* — периодической циркуляции, *Iб* — подземной вертикальной нисходящей и наклонной циркуляции, *Iв* — подземной нисходящей наклонной и субгоризонтальной циркуляции, *Iг* — подземной субгоризонтальной циркуляции, *IIa* — подрусловой циркуляции без напора или с относительным напором, *IIб* — сифонной циркуляции с напором

Б — Горный Крым (по [13]). *а* — цокольные приморские, *б* — склоновые континентальные массивы. Гидродинамические зоны: *I* — азрации, *II* — сезонных колебаний уровней, *III* — полного насыщения; подзоны: *IIIa* — интенсивной фильтрации, *IIIб* — замедленной фильтрации

1 — водоупорные породы; *2* — карстующиеся породы; *3* — тектонические нарушения; *4* — современные и древние карстовые водоносные системы; *5* — карстовые источники; *6* — границы гидродинамических зон; *7* — направления движения подземных вод

их несколько меньше, чем в зоне азрации (за счет уменьшения гидравлического уклона). Температура достигает 8–12°С. В пределах зоны содержится до 80% общего объема подземных вод. Их разгрузка происходит в источниках нижнего пояса склонов, где располагаются пещеры-источники, имеющие вид наклоненных галерей или сифонных каналов. В пределах зон *I* и *II* формируется родниковый сток, определяющий водообильность рек.

III. Зона полного насыщения. Располагается ниже зоны *II*. Ее верхняя поверхность имеет выпуклую форму, а нижняя определяется рельефом водопора. Здесь целесообразно выделить две подзоны.

IIIa. Подзона интенсивной фильтрации. Имеет мощность от десятков до нескольких сотен метров. На участках развития известняков подземные

воды не имеют напора либо приобретают его только в изолированных системах трещин и сифонных каналов. В пределах блоков, перекрытых водупорными отложениями, имеют напорный режим фильтрации и минерализацию 500–600 мг/л, гидрокарбонатный кальциевый и гидрокарбонатный магниевый-кальциевый состав при температуре 12–14°С. Воды движутся к участкам перетекания в другие водоносные горизонты (меловой, палеогеновый, аллювиальный антропогенный), а в отдельных карбонатных блоках юго-западного Крыма — к субмаринным зонам разгрузки. В пределах зоны содержится около 10% общего объема подземных вод. Емкостные запасы этой зоны могут быть использованы путем откачек на большие понижения в летне-осеннюю межень с восстановлением уровня в паводок (метод подземного магазинирования). Большие перспективы имеет разведка зон перетока в другие водоносные горизонты.

IIIб. Подзона замедленной фильтрации. Имеет мощность 20–200 м, охватывая центральную часть карбонатных блоков. Минерализация воды 800–8000 мг/л, тип — гидрокарбонатно-хлоридный натриевый, гидрокарбонатно-сульфатный натриевый, хлоридный натриевый. Скорость движения весьма замедлена. Разгрузка происходит вдоль зон тектонической трещиноватости. В пределах зоны содержится около 0,1% общего объема подземных вод. Статические ресурсы быстро (2–4 месяца) срабатываются при вскрытии выработками. При этом происходят существенные изменения в минерализации и химическом составе вод за счет подтока менее минерализованных вод подзоны IIIа [38] (см. табл. 2). Значения для водоснабжения не имеют, однако есть перспективы их использования как минеральных.

Таким образом, между выделяемыми гидродинамическими зонами имеются четкие различия как по условиям залегания подземных вод, так и по скорости их движения, температуре, химическому составу. Это позволяет формализовать проблему, задать граничные условия и при наличии достаточного количества исходных данных произвести все необходимые водохозяйственные расчеты с использованием ЭЦВМ.

Предлагаемые схемы гидродинамической зональности не универсальны. Они хорошо отражают гидрогеологические условия карстовых массивов, но не учитывают возможности подпитки карстовых вод термальными минеральными водами, что имеет место во многих горных сооружениях региона (см. рис. 2, III, IV, VIII). Карстовые бассейны (например, Арабика), имеющие хорошо развитый средний водупорный горизонт (см. рис. 2, V), характеризуются существенно более сложной гидродинамической зональностью. Эти два недостатка легко преодолеть при построении схем гидродинамической зональности конкретного региона. На них следует отразить геолого-структурную обстановку и гидрогеологическую ситуацию. При этом термальные воды, очевидно, можно отнести к подзоне IIIа. Третья проблема связана с характером залегания подземных вод в пределах нижних гидродинамических зон (II по схеме Т.З.Кикнадзе, II и отчасти III по схеме В.Н.Дублянского). Вопрос заключается в том, образуют ли они здесь единый уровень или залегают в виде изолированных водотоков. Ответ на этот вопрос будет дан в следующем разделе.

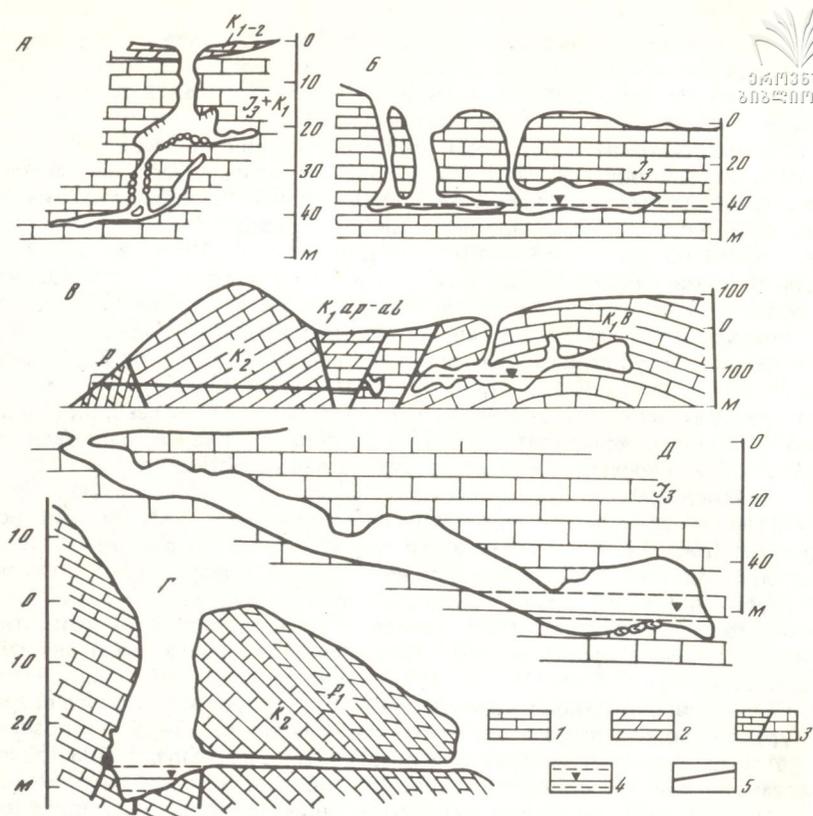
НАПРАВЛЕНИЯ ДВИЖЕНИЯ КАРСТОВЫХ ВОД

Для отдельных карстовых массивов или бассейнов в соответствии с разработками Г.А.Максимовича [18] обычно выделяются генеральные направления (приморский или континентальный) и типы (односторонний, двусторонний, центробежный, центростремительный, продольный, поперечный) подземного стока. Однако этих обобщенных характеристик недостаточно

для решения водохозяйственных проблем. Здесь важно знать гидродинамические связи между отдельными водосборами в области питания и крупными источниками в области разгрузки. Для их установления обычно используются спелеологический и индикаторный методы.

Спелеологический метод предусматривает проникновение в глубину массива через карстовые полости. Обычно это вскрытые пещеры, соединяющиеся с поверхностью входными отверстиями различного происхождения. Этот тип карстовых полостей довольно широко распространен в Альпийской складчатой области. Вскрытая пещера Дружба (рис. 12, А) заложена в одном из верхнеюрских утесов в долине р. Малой Угольки. Она соединяется с поверхностью небольшим отверстием, образованным при провале свода центрального зала. На дне ее имеется несколько ручьев, уходящих в направленную к западу галерею. Карстовая система Эгиз—Тинах на Карабийском адмассиве в Горном Крыму (рис. 12, Б) относится к числу реликтовых систем, периодический сток через которую, направленный на север, к Молбайской котловине, возникает только после сильных ливней, наложенных на снеготаяние. Геофизические исследования над известной частью системы и ее предполагаемым продолжением выявили высокоомную (5000—6000 Ом · м) зону, вытянутую в этом же направлении [102]. Новофонская система (рис. 12, В) располагается под Иверской грядой между реками Псырцхой на западе и Мааникварой на востоке. С поверхностью ее связывает глубокая (140 м) шахта, генезис которой пока до конца не ясен. Несомненно только, что эта шахта и основная часть полости разновозрастных и имеют различное происхождение. Новофонская пещера имеет аномально большой объем (1,5 млн. м³) и в нижней части обводнена. После снеготаяния и ливневых осадков в горах за пределами ее орографического водосбора уровень воды в подземных озерах повышается на 25—35 м и возникает переток из одних озер в другие, направленный к юго-западу. При проходе железнодорожного тоннеля к пещере установлено, что блок верхнемеловых известняков, слагающих Иверскую гору, лишен крупных водопроявлений. За крупной надвиговой зоной на северном склоне Иверской горы тоннель вскрыл неизвестную ранее пещеру Сюрприз, из которой в декабре 1971 г. вырвался поток воды с ориентировочным расходом 12 м³/с (в дальнейшем вход в пещеру был закрыт герметичной дверью). Разгрузка карстовых вод Новофонской пещеры происходит в впадинах р. Мааниквары. Вскрытая пещера Провал (рис. 12, Г) находится на юго-восточном склоне криптолакколита Машук на Северном Кавказе. Заложена она в верхнемеловых известняках за счет растворяющей деятельности субтермальных сероводородных вод. Вскрыта провалом свода зала, а в конце XIX в. — тоннелем. Уровень воды в озере, по данным двадцатилетних наблюдений, колеблется в диапазоне около 6 м. Основная область питания подземных вод района, вероятно, находится на Джинальском хребте. Их разгрузка происходит в многочисленных минеральных источниках, штольнях и скважинах на склонах г. Машук. Бахарденская пещера (рис. 12, Д) заложена в юрских известняках хребта Коу на Копетдаге. Она контролируется несколькими разрывными нарушениями и вскрыта по поверхности при провале сводов нескольких коррозийных куполов. На дне пещеры располагается озеро площадью около 1000 м². Его уровень колеблется в диапазоне 5—7 м. Хлоридно-сульфатные кальциево-натриевые субтермальные воды, вскрытые в пещере, движутся на северо-восток и разгружаются в источнике с расходом около 0,05 м³/с.

Спелеологические методы исследований в комбинации с обычными гидрогеологическими и геофизическими методами изучения подземных вод позволяют получить ценные данные об особенностях залегания, направлениях и



Р и с. 12. Вскрытые пещеры Альпийской складчатой области юга СССР
 А — Дружба (Восточные Карпаты); Б — реликтовая водоносная система Эгиз-Тинах (Горный Крым); В — Новоафонская (Кавказ, южный склон); Г — Провал (Кавказ, северный склон); Д — Бахарденская (Копетдаг)
 1 — известняки; 2 — мергели; 3 — тектонические нарушения; 4 — уровни воды и амплитуда их колебаний; 5 — проекция железнодорожного тоннеля

скорости движения карстовых вод. Однако они дают локальные результаты, которые нельзя распространять на весь горный массив. Поэтому для определения направлений движения карстовых вод в пределах целого района, округа или даже области широко используются индикаторные методы.

В Альпийской складчатой области юга СССР в 1958—1980 гг. было проведено около 50 различных опытов (табл. 8, рис. 13—15). В качестве индикатора в большинстве случаев использовался флюоресцеин или его натриевая соль — уранин. Запуск красителя производился как в поверхностные водотоки, инфилирующие в зоны тектонической трещиноватости, так и в карстовые полости на глубине до 500—700 м от поверхности. Фиксация появления красителя в первые годы производилась визуально в компараторе (разрешающая способность до $0,1 \text{ мг/м}^3$), а затем с применением ловушек из активированного угля (разрешающая способность до $0,02 \text{ мг/м}^3$). Для выявления флюоресцеина 50—100 зерен угля выдерживались сутки в 5%-ном растворе КОН-этанола. Отфильтрованный раствор рассматривался на свету

в компараторе или в затемненном помещении под ультрафиолетовыми лучами. При проведении отдельных экспериментов использовались спектрофотометр или флюориметр (№ X, XIII, XLI, XLIV). Визуальные наблюдения в местах ожидаемого выхода окрашенной воды производились непрерывно, а ловушки снимались через 2–4 дня. Для определения истинной скорости потока в расчеты вводился коэффициент извилистости (1,3), полученный на основании обработки топографических съемок всех карстовых полостей района [36, 91 и др.].

Угольский массив (см. рис. 13, А). Краситель запущен во временный водоток, проходящий через вскрытую пещеру Дружба. Несмотря на малые размеры известнякового утеса, заключенного в толщу нижнемеловых некарстующихся отложений (100 x 100 x 60 м), в нем существуют изолированные, перекрещивающиеся на разной глубине водотоки. Этот вывод подтверждают биоспелеологические наблюдения.

Ай-Петринский и Ялтинский адмассивы (см. рис. 13, Б, В). Ряд экспериментов, проведенных в различные сезоны, свидетельствует о центробежном растекании подземных вод в восточной и западной частях адмассивов. Источники Скельский, Пания, Хастабаш находятся в "фокусе" разгрузки подземных вод из смежных тектонических блоков. Вдоль крупных тектонических нарушений в отдельные сезоны отмечается весьма далекий разнос красителя, иногда происходящий в противоположные стороны (эксперименты XI–XIV).

Долгоруковский и Карабийский адмассивы (см. рис. 14, А, Б). Индикаторные опыты на Долгоруковском массиве подтвердили связь водосбора периодической р. Суботхана, поглощающейся в трещинных понорах близ шахты Провал, с подземной рекой Красной пещеры. Недавно была установлена связь водотока, формирующегося в шахте Марченко, с источниками западного борта адмассива (XX опыт, пещера Алешина вода). На Карабийском адмассиве наблюдается центробежный разнос красителя на разных уровнях. Подземные потоки из поглотителя в верховьях р. Суата (XXVI, XXIX, XXX опыты) из буровой скважины в южной части массива (XXIV) "перекрещиваются" с потоком, берущим начало на дне шахты Солдатская, в 500 м от поверхности (XXI, XXII, XXV). На Северном склоне массива наблюдается такое же растекание (XXIII), очевидно происходящее вдоль тектонического нарушения, срезающего с севера Карабийский массив. Пути движения подземных вод к источнику Карасу-Баши, судя по расходам — основному фокусу разгрузки подземных вод адмассива, — несмотря на многочисленные индикаторные опыты, остались неясными.

На Кавказе индикаторные опыты проводились на 12 горных массивах (табл. 8).

Фиштский массив. Несмотря на великолепную прокарстованность массива и его структурно-эрозионную изолированность, при запуске красителя в подземный водоток шахты Парящая птица (в 500 м от поверхности) краситель в источниках зафиксирован не был. Вероятная причина — малое количество краски при больших расходах источников.

Ахтырский и Воронцовский бассейны. Первые индикаторные опыты проведены с использованием метода засоления. Последующие окрашивания и биоспелеологические эксперименты [103] подтвердили подпитывание водами этих бассейнов крупного Нижне-Хостинского вклюдза (XXXII, XXXIII). Основная масса подземных вод Воронцовского бассейна разгружается в Верхне-Хостинском вклюдзе "Котел" (рис. 15). Индикаторные опыты (XXXIV, XXXV, XXXVIII) позволили предположить связь между Долгой, Кабаньей, Лабиринтовой и Воронцовской пещерами, в дальнейшем

Таблица 8

Индикаторные опыты в Альпийской складчатой области



Номер опыта	Горный массив	Автор опыта*	Дата проведения	Вид и количество индикатора ² * кг	Количество пунктов наблюдений и метод индикации ³ **	Расстояние от места запуска до места выхода ⁴ *, км	Скорость движения воды ⁵ *, м/с	Рисунок, № источника на рисунке
I	Угольский	ИМР	05.65	Ф, 0,5	7, В	0,6 0,3	220 320	
II	Ай-Петринский	ИМР	09.65	Ф, 8,2	4, В	Выход краски не зафиксирован		
IIa	"	—	09.65	Ф, 3,0	2, В	1,3	650	Рис. 14, 4
III	"	ИМР, ЯИГГП	03.72	Ф, 9,6	12, Л	2,3	380	Рис. 14, 10
						12,1	2400	7
						10,4	2100	6
						10,4	2100	6
						10,6	2100	5
						11,0	2200	4
						13,6	2700	3
IV	"	ИМР, ЯИГГП	11.77	Ф, 8,0	11, Л	12,1	2400	2
V	Ялтинский	ИМР	05.61	Ф, 0,5	10, В	4,6	1540	
VI	"	"	06.61	Ф, 0,4	8, В	0,14	70000	Рис. 14, 9
VII	"	"	05.62	Ф, 0,6	7, В	3,00	2020	9
VIII	"	"	07.62	Ф, 1,0	9, В	2,3	710	9
IX	"	"	11.62	Ф, 0,7	10, В	3,1	550	8
X	"	ЯИГГП	03.75	Ф, 10,0	16, Л	2,9	1440	8
						11,5	2900	Рис. 14, 11
						10,2	2500	12
						7,3	2400	13
						3,7	800	14
						24,0?	4800	1
						11,2	3700	5
						4,5	3000	8

XI	"	ИМР	08.75	Ф, 2,0	5, Л	3,8	1520	Рис. 14, 7
XII	"	"	09.75	Ф, 1,0	5, Л	3,0	1500	7
XIII	Ялтинский	ЯИГГП	10.75	Ф, 12,0	12, Л	8,4	2800	Рис. 14, 7
						4,5	1500	8
						11,2	3800	5
XIV	"	ИМР	07.77	Ф, 1,0	5, Л	2,8	1880	7
XV	Долгоруков-ский	ИМР	05.58	Ф, 1,0	30, В	0,6	1880	Рис. 15, 1
XVI	"	"	02.60	Ф, 6,4	5, В	7,6	3800	1
XVII	"	"	09.64	Ф, 4,9	5, В	7,6	170	1
XVIII	"	"	02.66	Ф, 0,1	2, В	0,6	4000	1
XIX	"	"	03.68	Ф, 5,2	5, В	7,8	780	1
XX	"	СГУ	05.80	Ф, 1,2	4, Л	5,0	700	1
						4,5	650	1
						5,0	700	2
						5,4	780	3
XXa	Демерджин-ский	ИМР	07.66	Ф, 1,2	2, В	0,8	6000	Рис. 15, 13
XXI	Карабийский	ИМР	02.72	Ф, 11,0	6, Л	21,0	3500	Рис. 15, 5
						17,0	2850	12
XXII	Карабийский	ИМР	09.72	Ф, 10,0	8, Л	21,0	1540	Рис. 15, 5
						17,0	1240	12
XXIII	"	"	04.73	Ф, 11,3	10, Л	10,2	3400	7
						6,0	2000	5
						4,2	1400	7
						13,0	4200	8
XXIV	"	"	05.73	Ф, 14,0	18, Л	18,0	3600	6
						19,2	3800	7
						26,0	5200	9
						21,2	4200	10
						16,8	3300	12
XXV	"	"	04.74	Ф, 5,0	17, Л	21,0	3500	5

Таблица 8 (окончание)

Номер опыта	Горный массив	Автор опыта*	Дата проведения	Вид и количество индикатора ² * кг	Количество пунктов наблюдений и метод индикации ³ **	Расстояние от места запуска до места выхода ⁴ *, км	Скорость движения воды ⁵ *, м/с	Рисунки № источника на рисунке
XXVI	"	"	05.74	Ф, 8,4	17, Л	17,0	2850	12
						17,0	2400	4
						17,6	2500	5
						13,0	1850	6
						21,8	3100	12
XXVII	Карабийский	ИМР	06.74	Ф, 1,0	6, Л	0,5	1500	Рис. 15, 10
XXVIII	"	"	07.74	Ф, 0,5	2, Л	0,5	1800	10
XXIX	"	"	05.77	Ф, 4,0	23, Л	Нет сведений		
XXX	"	"	07.77	Ф, 5,6	23, Л	Нет сведений		
XXXI	Фиштинский	СГУ	07.78	Ф, 4,5	32, Л	Выход краски не зафиксирован		
XXXII	Ахштырский	Гипр	1930	С, 1000	1, Т	5,2	1000	Рис. 16, 7
XXXIII	"	СЭ	1938	С, 1000	3, Т	13,0	1850	7
XXXIV	Воронцовский	АКС	06.60	С, 1300	5, Т	5,0	?	3
						1,0	?	4
						5,0	5000	3
						0,5	500	3
						1,4	1400	3
XXXVIII	"	СГУ	07.76	Ф, 6,5	8, Л	5,0	1250	3
						10,0	1250	2
						17,0	810	8
						20,0	910	9
						1,1	275	8
XXXIX	"	"	07.78	Ф, 3,0	8, Л	1,1	275	8
XL	Алек-Ахцу	ИМР	08.71	Ф, 11,0	8, Л	2,2	280	—
						7,7	600	Рис. 16,
						8,4	650	1
XLI	Алек-Ахцу	СГУ	09.75	Ф, 8,0	8, Л	1,4	2800	1
						20,0	2200	8



XLII	"	СГУ	07.76	Ф, 07	2, Л	1,4	2800	1
XLIII	"	"	07.77	Ф, 07	8, Л	6,0	1100	1
XLIV	"	"	07.77	Ф, 8,0	12, Л	7,2	950	3
						17,0	950	7
						23,0	1050	8
						23,5	1050	9
XLV	Дзыхринский	"	07.78	Ф, 3,0	6, Л	2,0	660	6
XLVI	Бзыбский	МГУ	07.73	Ф, ?	5, Л	Выход краски не зафиксирован		
XLVII	"	ИМП	06.74	Ф, 18	7, Л	9,0	2300	
XLVIII	Гумишхинский	ИГ	02.72	Ф, ?	Л	1,0	400	
XLIX	"	"	03.72	Ф, ?	Л	0,9	1300	
L	"	ИМП	09.74	Ф, 9,0	7, Л	7,5	2500	
		СГУ				8,0	2650	
LI	"	"	11.74	Ф, 8,0	6, Л	4,2	2100	
						5,2	2600	
LII	Отоюш-Чаамский	ИГ	07.59	Ф, 0,8	?	5,5	11000	
LIII	"	ИГ	07.59	Ф, 0,8	?	5,5	8000	
LIV	Цебельдинский	ИГ	10.70	Ф, 10,0	Л	8,0	1760	
LV	"	"	10.70	Ф, 18,0	Л	10,0	1900	
LVI	Асхский	"	07.62	Ф, 1,8	В	4,6	12270	
LVII	Окрибо-Аргветский	"	07.70	Ф, ?	3, Л	0,3	3900	
LVIII	"	"	08.70	Ф, ?	3, Л	0,3	2600	
LIX	Дзирульский	"	03.73	Ф, ?	Сведений нет			

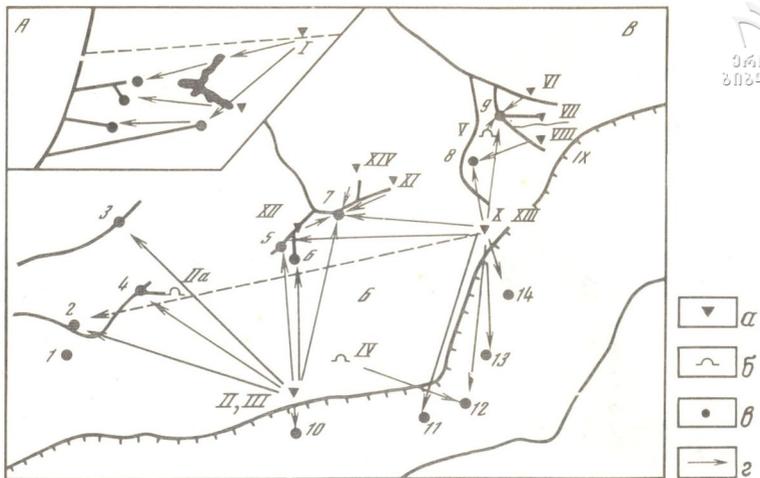
* ИМП — Институт минеральных ресурсов Мингео УССР; ЯИГГП — Ялтинская инженерно-геологическая и гидрогеологическая партия; СГУ — Симферопольский государственный университет; Гипр — Гипротранс; СЭ — Сочинская бальнеологическая экспедиция АН СССР; АКС — Адлерская комплексная станция; МГУ — Московский государственный университет; ИГ — Институт географии им. Вахушти (все опыты производились с участием спортсменов-спелеологов).

²* Ф — флюоресцеин (уранин), С — поваренная соль.

³* В — визуально, Л — ловушками, Т — титрованием.

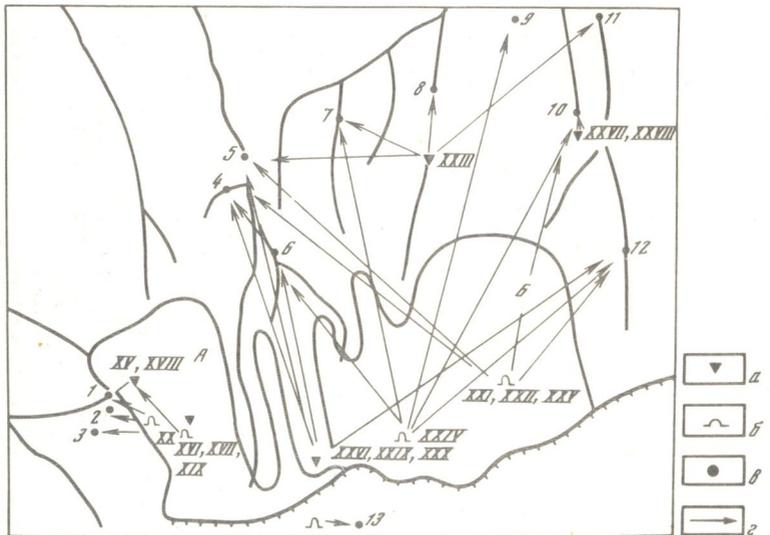
⁴* Определено по прямой с поправкой на коэффициент извилистости карстовых полостей (1,3).

⁵* В связи с однократной сменой ловушек на протяжении эксперимента все скорости занижены.



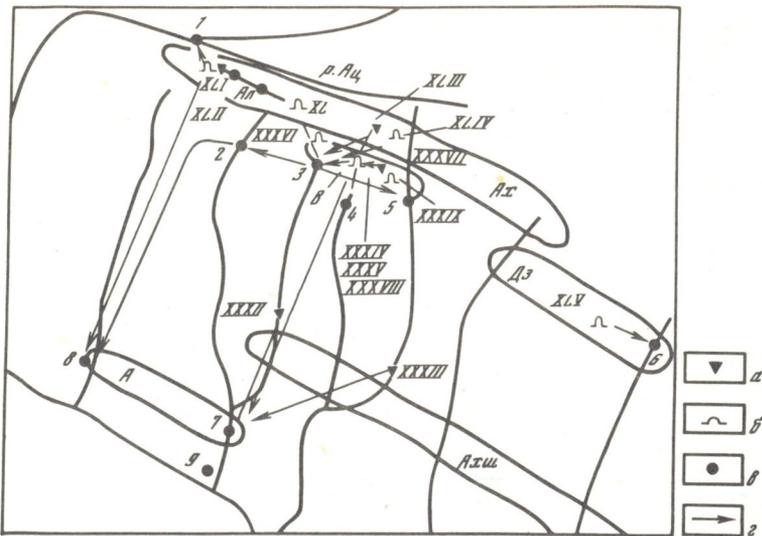
Р и с. 13. Схема индикаторных опытов на Угольском (А), Ай-Петринском (Б) и Ялтинском (В) массивах

а, б — места запуска красителя: а — в поверхностные водотоки, б — в карстовые полости и скважины; в — места выхода красителя; 2 — направления разноса красителя. I—XIV — номера экспериментов; номера источников: 1 — из Скельской пещеры, 2 — Скельский, 3 — на р. Бага (группа), 4 — из Узунджинской пещеры, 5 — из Желтой пещеры, 6 — на р. Куру-Узень (группа), 7 — Пания, 8 — Карстовый (группа), 9 — Биюк-Узенбаш, 10 — Чахыл-Чокрак, 11 — Шан-Кая, 12 — Хастабаш, 13 — Михайловский (группа), 14 — Учан-Су (группа)



Р и с. 14. Схема индикаторных опытов на Долгоруковском (А) и Карабийском (Б) массивах

а, б — места запуска красителя: а — в поверхностные водотоки, б — в карстовые полости и скважины; в — места выхода красителя; 2 — направления разноса красителя. XV—XXX — номера экспериментов; номера источников: 1 — Краснопещерный (группа), 2 — Туфовый (группа), 3 — из пещеры Алешина вода, 4 — Васильки, 5 — на р. Бурульча, 6 — на р. Суат, 7 — Кара-Оба, 8 — Орман, 9 — Тайган, 10 — Карасу-Баши, 11, 12 — на р. Тонас, 13 — Улу-Узень



Р и с. 15. Схема индикаторных опытов на массивах Алек (Ал), Ахцу (Ах), Воронцовском (В), Дзихра (Дз), Ахштырь (Ахш), Ахун (А)

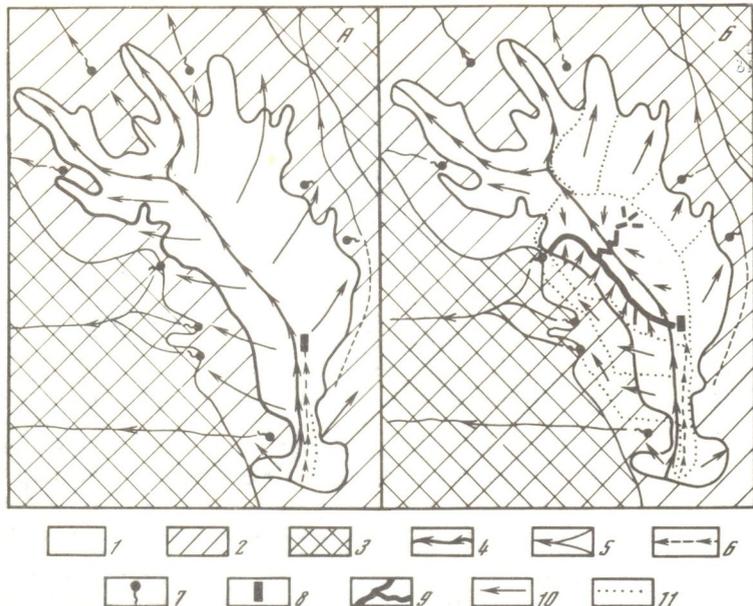
а, б — места запуска красителя: а — в поверхностные водотоки, б — в карстовые полости и скважины; в — места выхода красителя; з — направления разноса красителя. XXXII—XLV — номера экспериментов. 1—7 — номера источников: 1 — Ацинский (группа), 2 — под шалашом, 3 — "Котел", 4 — на р. Кудепсте; 5 — из пещер Никита и Псахо, б — на р. Псоу, 7 — Нижнехостинский; 8, 9 — скважины: 8 — в пос. Мацеста (группа); 9 — в пос. Хоста

подтвержденную спелеологическими работами. Установлена связь между шахтой Сибирская и источниками из пещер Никиты и Псахо (XXXIX).

Массивы Алек и Ахцу (см. рис. 15). Окрашиванием из шахты Географическая (с глубины 120 м) установлено существование системы, объединяющей шахты Географическая, Величественная, Назаровская, Примусная, Осенняя с пещерой Соколова (XL) и с крупными источниками у слияния рек Ац и Сочи (XLI, XLII). Окрашивание в шахте Нежданная показало ее связь как с воклюзом "Котел", так и с Ацинскими источниками (XLIV). Самым крупным достижением индикаторных опытов в Сочинском районе было неоднократное получение красителя из внешней области питания (шахта Нежданная на массиве Ахцу, Воронцовская пещера в Воронцовском бассейне, шахта Географическая, пещера Соколова на массиве Алек) в буровых скважинах Мацесты и Хосты. Это первое прямое доказательство участия карстовых вод этих массивов в питании мацестинского месторождения минеральных вод. Путь, пройденный ими, достигает 20—23,5 км, а вертикальная протяженность карстового дренажа составляет 2900 м (+ 900 м — отметка входа в шахты Нежданная и Географическая, 2000 м — отметка выходов окрашенных вод в буровых скважинах).

Дзыхринский адмассив (рис. 16). Окрашивание в шахте Печальной доказало, что восточная часть массива дренируется долиной р. Псоу (XLV).

Бзыбский адбассейн. Окрашивание в шахте Снежная сначала не дало результата из-за неверного выбора мест установки ловушек (на р. Дзбаже, правом притоке р. Аапсты, XLVI). Второе окрашивание показало, что подземная река разгружается в р. Аапсту ниже впадения р. Дзбажи (XLVII).



Р и с. 16. Схема движения подземных вод на Долгоруковском массиве (А — по Е.А. Зубровой [104]; Б — по В.Н. Дублянскому [13])

1, 2 — карстующиеся породы: 1 — на плато, 2 — на склонах массива; 3 — некарстующиеся породы; 4 — поверхностные водоразделы; 5, 6 — поверхностные водотоки: 5 — постоянные, 6 — временные; 7 — источники; 8 — шахта Провал; 9 — обводненные галереи Красной пещеры; 10 — направления движения подземных вод; 11 — подземные водоразделы

Однако ловушки на других реках района были сорваны паводком, поэтому этот результат следует рассматривать как предварительный.

Гумишхинский адбассейн. Надежно установлены связи подземных водоемов и периодических водотоков Новоафонской пещеры (XLVIII, XLIX), поглотителей в верховьях р. Псырцхи (L) и в левом борту р. Цквары (LI) с оклоюзом на р. Мааникваре.

Отоюш-Чаамский адбассейн. Установлены связи Зарешоченной Келасурской и III Келасурской пещер с источниками на р. Беслети.

Цебельдинский адбассейн. Доказаны связи подземного потока в пещере Цивцкала и озера Амткели с источником Карасу-Баши.

Асхский адбассейн. Установлена связь водотока в поле Турчу с карстовой рекой Тоби в долине р. Абаши.

Акрибо-Аргветский адмассив. Доказана связь р. Шабата-геле с тремя источниками Цуцхватской пещеры.

Дзирульский массив. Запуском в понор Даркветского плато доказано растекание подземных вод в бассейн рек Рганисгеле, Квирилы и Джручулы.

Анализ материалов индикаторных опытов и обширной литературы по этой проблеме позволяет сделать следующие основные выводы.

На всех карстовых массивах, адмассивах, адбассейнах и бассейнах Альпийской складчатой области наблюдается несовпадение поверхностных и подземных водосборов, являющееся, таким образом, одной из самых характерных особенностей гидрогеологии карста.



Проведенные эксперименты носят полуколичественный характер. Степень их надежности уменьшается с увеличением количества экспериментов, проведенных на одном массиве. Это объясняется задержкой красителя в изолированных подземных водоемах, его неполным растворением и оседанием на стенках карстовых полостей и последующим выносом в карстовые источники в паводки. Подземные воды Карабийского, Долгоруковского и Ай-Петринского массивов в Горном Крыму настолько насыщены флюоресцеином, что проводить здесь новые эксперименты, используя этот метод индикации, в ближайшие годы нецелесообразно. Дальнейший прогресс в изучении направлений движения карстовых вод региона возможен только при использовании комплекса современных методов индикации. Анализ этой проблемы, проведенный в рамках интернациональной программы в Словении [35], свидетельствует о необходимости одновременного использования в разных комбинациях физических (гидрологические, геофизические, дрейфовые), изотопных (определение природных и запуск искусственных радиоактивных изотопов), химических (засоление, окрашивание различными красителями) и биологических (запуск бактерий, определение содержания биомассы в воде, выявление видов и родов-антагонистов) методов. К сожалению, в карстовых районах Альпийской складчатой области пока нашли применение лишь методы окрашивания (флюоресцеином или уранином), засоления и биологических индикаторов.

После рассмотрения результатов индикаторных опытов можно вернуться к проблеме залегания подземных вод в карстовых массивах. Результаты спелеологических исследований (прохождение крупных карстовых водоносных систем) и отдельные опыты с окрашиванием свидетельствуют о наличии в недрах карстовых массивов изолированных водотоков, в которых концентрируются и выносятся на поверхность к источникам огромные количества воды. Опыты с окрашиванием, проведенные в другие гидрогеологические сезоны, дают иной результат — широкий разнос красителя с появлением его в различных источниках. Это больше соответствует гипотезе единого уровня карстовых вод.

Гипотезы единого уровня подземных вод и изолированных водотоков были сформулированы в конце XIX—начале XX вв. А. Грундом и Ф. Катцером. В дальнейшем эти гипотезы и в гидрогеологии, и в спелеологии развивались как альтернативные. Было предпринято много попыток объяснить это противоречие структурно-геологическими условиями региона (единый уровень подземных вод в платформенных, изолированные водотоки — в геосинклинальных условиях) [17], разной мощностью карстующихся пород (единый уровень в "мелком" карсте, изолированные водотоки — в "глубоком") [100], различными стадиями развития карста (единый уровень в "зрелом" и "дряхлом", изолированные водотоки — в "юном") [12].

Представления об условиях залегания карстовых вод имеют не только большое теоретическое значение, позволяя объяснить и предугадать многие особенности обводнения и закарстованности горных массивов, они определяют практические хозяйственные мероприятия в карстовых регионах. Так, М.В. Чуринов [78 и др.] и И.Г. Глухов [54, 67] при гидрогеологическом районировании Горного Крыма и проектировании буровых скважин на воду исходили из гипотезы единого уровня. Поэтому они придавали главенствующую роль в распределении подземного стока рельефу цокольного водоупора. Обводненность скважин, пробуренных в соответствии с этой концепцией, оказалась весьма пестрой (см. рис. 4). Скважины, пробуренные в центральной части блоков, дали очень малые водо-

притоки, а общее количество воды, полученной в результате реализации этого проекта, едва достигло одной десятой ожидавшейся величины. В 1960 г. сторонники этой концепции выступили против строительства Ялтинского гидротоннеля, опасаясь, что он дренирует значительную часть адмассива и существенно повлияет на общую гидрогеологическую обстановку Юго-Западного Крыма. Карстологи и гидрогеологи ИМП Мингео УССР, напротив, отстаивали гипотезу изолированных водотоков, которая казалось бы, нашла убедительное подтверждение при проходке Ялтинского гидротоннеля [38].

Для восточных карстовых массивов Е.А. Зуброва [104] на основании анализа высотного расположения источников построила карту гидрозоипов (на рис. 16, А изогипсы заменены линиями тока), согласно которой карстовые воды, залегающие в центре массивов на глубине 100–200 м, растекаются к их периферии. Исследования обводненной Красной пещеры и многочисленные индикаторные опыты [13] показали, что вся центральная часть Долгоруковского массива дренируется ее галереями, в которых подземные воды концентрируются и вдоль нескольких крупных разрывных нарушений выводятся к источникам в верховьях р. Краснопещерной (см. рис. 16, Б). Многочисленные шахты-поноры Карабийского массива располагаются целиком (на глубину 200–400 м) в I гидродинамической зоне. Лишь шахта Солдатская входит своей нижней частью на глубине 420–500 м во II гидродинамическую зону.

Аналогичная ситуация сложилась на Кавказе, где одни исследователи высказывались в пользу гипотезы единого уровня, а другие — изолированных водотоков [15–17, 57 и др.]. Спелеологические исследования свидетельствуют, что на многих горных массивах до глубины 400–500 м (Фишт, Алек, Ахцу, Дженту, Арабика), а на Бзыбском массиве даже до глубины 1300 м преобладают изолированные водотоки в пределах I гидродинамической зоны.

Материалы изучения гидрогеологии карста месторождений полезных ископаемых (Северо- и Южно-Уральские бокситовые месторождения, Миргалимсайское полиметаллическое месторождение) и разведки крупных водозаборов подземных вод (Пожняель-Седьюльский и др.), а также теоретические разработки и модельные эксперименты позволили выдвинуть гипотезу "двойной пористости", снимающую противоречия гипотез единого уровня и изолированных водотоков [20, 25, 30, 31].

В трещинно-каверновых коллекторах движение воды происходит в условиях ярко выраженной анизотропии фильтрационных свойств (проницаемость от 500 до 10 000 Дарси, коэффициент водопроницаемости 0,8–1,5). Им свойственна четкая связь между изменением геостатического давления и проницаемостью. Наконец, здесь существует переток воды между кавернами, трещинами и порами, происходящий с различной скоростью и интенсивностью при разных гидродинамических напорах. В условиях обычного в карстовых массивах и бассейнах неустановившегося режима фильтрации в них развиваются явления, получившие название эффекта "двойной пористости". При поступлении в водоносный горизонт больших количеств воды (в паводок, после снеготаяния) в приразрывных зонах и карстовых полостях, имеющих высокую проницаемость и коэффициент пьезопроводности, происходит быстрое перераспределение напоров и подъем уровня карстовых вод. В смежных, менее трещиноватых и закарстованных частях блоков, имеющих малую проницаемость и значительно более низкий коэффициент пьезопроводности, давление воды (напор) более или менее длительное время сохраняет первоначальное значение. Между водой в трещинно-каверновой и трещинно-поровой средах (или,

что то же самое, между средами с интенсивной и слабо развитой трещиноватостью и закарстованностью) возникает скачок давления (напора). В это время краситель, запущенный в области питания, быстро пройдет по карстовым полостям и трещинно-каверновым зонам, выйдя в нескольких основных источниках, дренирующих эти зоны.

После сработки емкостных запасов воды трещинно-каверновых зон (вопрос об их величине будет рассмотрен ниже) возникает скачок давления уже между водой в центральной части блоков и приразрывными зонами. Вода из центральной части блоков поступает в различные системы трещин. В это время происходит широкий разнос красителя в различные источники региона.

Таким образом, один и тот же гидрогеологический резервуар в разных гидродинамических условиях может обладать то более ярко выраженными свойствами массива с изолированными водотоками, то проявлять свойства массива с единым уровнем карстовых вод. В соответствии с законами диалектики единый уровень и изолированные водотоки — это не альтернативные состояния гидрогеологических резервуаров, а его объединяющиеся в пространстве и во времени противоположности [13].

Гипотеза "двойной пористости" объясняет многие особенности гидрогеологии горных карстовых массивов и допускает применение для расчета хорошо апробированных методов Тейса, Болтона, Джейкоба, Хорнера, Зеегофа—Шестакова, Бочевера, Хантуша и др. [31]. При этом следует учитывать, что эта гипотеза применима только для оценки особенностей движения карстовых вод во II и отчасти III гидродинамической зонах. Решение задач фильтрации будет совпадать с теоретическим в том случае, если расстояние между крупными водопроводящими трещинами достаточно мало по сравнению с размерами области фильтрации. При больших расстояниях между крупными трещинами или карстовыми полостями для решения фильтрационных задач необходимо учитывать размеры и конфигурацию водопроводящих систем [30]. Это часто возможно сделать только спелеологическими методами, что существенно повышает их значение при изучении гидрогеологии карстовых регионов.

Перспективы поисков месторождений подземных вод в значительной мере зависят от того, на какую гидродинамическую зону ориентируется исследователь. В I зоне они, как правило, почти бесперспективны, во II зоне — увенчиваются успехом лишь случайно, в III — могут быть удачны [100]. К сказанному следует добавить, что в любом случае поиск карстовых вод следует вести в приразрывных зонах тектонической трещиноватости, а не в центральных частях карбонатных блоков.

Многие детали рассмотренной проблемы еще не ясны. Необходима постановка серьезных гидродинамических исследований карстовых массивов с использованием всего арсенала расчетных гидрогеологических методов и различных методов моделирования.

СКОРОСТЬ И ХАРАКТЕР ДВИЖЕНИЯ КАРСТОВЫХ ВОД

В работах, опубликованных до 1958 г., сведения о скорости движения карстовых вод региона отсутствуют. В 1958—1980 гг. произведено свыше 150 определений скорости [13, 17, 36 и др.]. При этом использовались четыре метода. Наиболее высокие скорости (до 3 м/с) получены при прямых гидрометрических измерениях вертушкой в сужениях русел подземных водотоков (пещеры Красная, Алешина, Аянская в Крыму; шахты-поноры Географическая, Величественная, пещера Соколова на Кавказе). Средняя по величине скорости (до 1 м/с) получены седиментологическим ме-

тодом Хьюстрема—Буркхардта [105]. Эти данные характеризуют условия транспорта и отложения пещерного аллювия на значительных участках подземных русел длиной 50—200 м (пещеры Красная, Скельская, Мисхорская в Крыму; шахты-поноры Географическая, Величественная, Назаровская, пещеры Соколова, Воронцовская, Псахо, Подземная Хоста на Кавказе). Наименьшие скорости получены при анализе скорости добегаания волны паводка (Красная пещера в Крыму, 0,4 м/с; подземный переток из р. Дидичалы в р. Шараулу, 0,2 м/с) и при окрашивании воды флюоресцеином (см. табл. 7 — в среднем 0,03 м/с). При этом необходимо иметь в виду, что данные, полученные методом окрашивания с использованием ловушек, занижены в несколько раз. Это объясняется неопределенностью в оценке времени добегаания окрашенной воды. При съеме ловушки через 4 дня при длине пути фильтрации 2000 м расчетная скорость составляет 0,5 км/сут. Однако краситель мог поступить к месту фиксации на третий (0,7 км/сут), на второй (1,0 км/сут) или даже на первый (2,0 км/сут) день эксперимента. Поэтому данные окрашивания в применяющейся пока модификации дают среднюю минимальную скорость движения подземных вод. Эти данные характеризуют участки подземных водотоков длиной от 0,2 до 26,0 км (в среднем 8,5 км) и могут рассматриваться как средние минимальные скорости движения карстовых вод для всего региона. Необходимо подчеркнуть, что все применяемые методы дают не скорость фильтрации, а действительную скорость движения воды в карстовых массивах. Она на три-четыре порядка выше, чем скорость движения воды в некарстующихся горных породах [106].

Представляет интерес сравнение данных по Крымско-Кавказской провинции с материалами по другим провинциям Альпийской складчатой области Европы. Т. Бёкер [9] считает, что скорость движения карстовых вод может меняться на шесть порядков (от $2 \cdot 10^{-7}$ до $3 \cdot 10^{-1}$ м/с, или от 0,00002 до 26,0 км/сут). П. Миланович [11] на основании осреднения 280 экспериментов в югославском карсте приводит цифру 0,06 м/с, или 5,2 км/сут. Ф. Тромб [99] и Б. Жез [100], обобщив данные 65 опытов с окрашиванием, проведенных в Западной Европе в 1897—1957 гг., оценивают среднюю действительную скорость движения карстовых вод в 0,03 м/с, или 2,6 км/сут. Таким образом, данные полученные в Крымско-Кавказской провинции, хорошо увязываются с данными по другим карстовым регионам Европы.

Отсутствие спелеологических стационаров не позволяет проанализировать особенности изменения скоростей подземных потоков в разные сезоны. В первом приближении для этой цели можно использовать уравнение связи между расходами (X , м³/с) и скоростью движения карстовых вод (Y , м/с). Для Горного Крыма оно имеет вид $Y = 0,19X^{0,22}$ (коэффициент корреляции $0,85 \pm 0,04$). По непосредственным замерам в Красной пещере скорость движения воды может изменяться от 0,002 м/с в глубокую межень (5.12.58, расход 0,006 м³/с) до 0,250—0,400 м/с (12.05.64, расход 6,110 м³/с; 25.05.67, расход 8,640 м³/с). Таким образом, в паводок скорость потока в $2,0 \cdot 10^2$, а масса в $1,4 \cdot 10^3$ раза больше, чем в межень. Это определяет резкое возрастание кинетической энергии массы потока (по уравнению $mv^2/2$) и массы частиц, влекаемых потоком (по закону Эри). Именно поэтому в карстующихся породах наряду с растворением очень большое, а иногда и определяющее значение имеют эрозионные процессы. Особенно их значение возрастает при наличии в области питания прослоев конгломератов и песчаников, поставляющих в подземные потоки кварцевый песок и гальку, играющие роль абразивного мате-



Ширина трещины, см	Скорость движения воды, см/с					
	0,001	0,01	0,1	1,0	10,0	100,0
0,001—0,01	—	—	—	—	—	—
0,01—0,3	—	—	—	—	—	+
Около 0,5	—	—	—	—	+	+
Около 3,0	—	—	—	+	+	+
Около 5,0	—	—	+	+	+	+
10—20	—	+	+	+	+	+

П р и м е ч а н и е. Знаком "—" отмечено ламинарное, "+" — турбулентное движение.

риала. В этих условиях подземная эрозия не затухает на всем протяжении карстовых полостей [32].

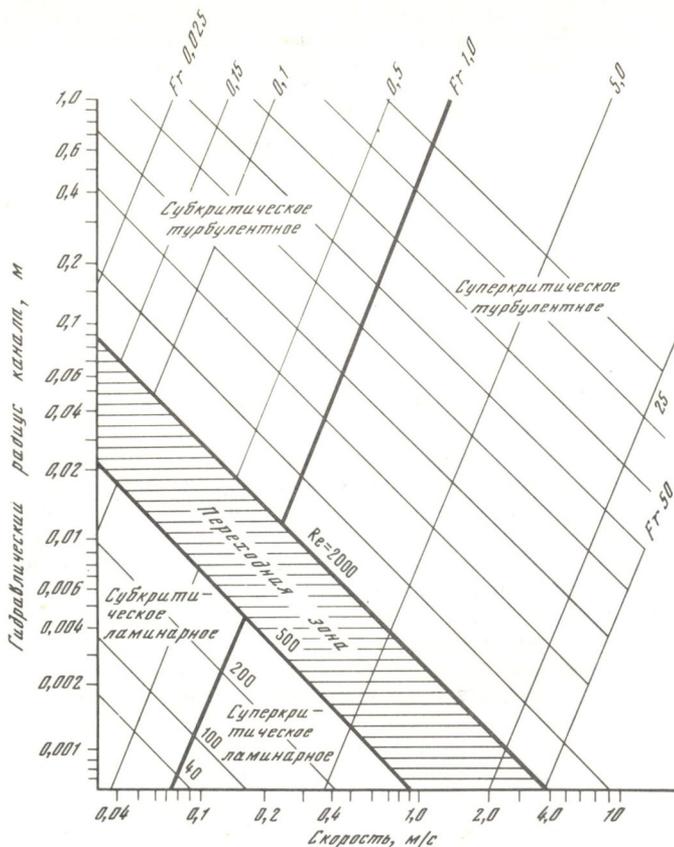
Высокие скорости движения карстовых вод при отсутствии песчано-глинистого заполнителя в карстовых полостях не способствуют очистке подземных вод региона от всех видов загрязнений. Специальные обследования основных источников Крыма в различные сезоны показали, что зимой и ранней весной их вода практически может использоваться без дополнительной обработки. После летне-осенних ливней, смывающих в карстовые полости все нечистоты, коли-титр воды ряда источников снижается на один-два порядка и она требует хлорирования. Поэтому одним из основных требований санитарной охраны карстовых районов является упорядочение всех хозяйственных мероприятий (выпас скота, строительство турбаз, ресторанов, проведение спелеологических сборов и пр.). Причем в ряде районов более важно ужесточить режим санитарной охраны не в I, а во II и III охранных зонах. К сожалению, эти рекомендации отсутствуют в методических руководствах [107, 20]. Специфической особенностью вод карстовых источников является их помутнение в паводки, связанное с выносом из карстовых водоносных систем остаточных отложений, представленных тонкой глинистой фракцией размерностью менее 0,001 мм [13]. Это затрудняет использование крупных источников для централизованного питьевого и промышленного водоснабжения.

Вопрос о характере движения карстовых вод до настоящего времени относится к числу дискуссионных. А.М. Овчинников [20], ссылаясь на фильтрационные опыты, проведенные И.Ф. Володько, указывает, что в карстовых каналах шириной 10—20 см турбулентное движение может наступить при скорости около 0,01 см/с (табл. 9). И.Ф. Володько учитывает влияние шероховатости стенок трещин на характер движения подземных вод. Критический градиент ($i_{кр}$), при котором происходит переход ламинарного движения в турбулентное, может быть определен по формуле

$$i_{кр} = 0,114/E^{0,7}b^{2,2}, \quad (3)$$

где E — высота отдельных выступов на стенках трещин и полостей, мм; b — ширина трещины, мм [1].

В.Д. Бабушкин и соавторы [30] для оценки условий перехода ламинарного движения в турбулентное используют гидравлические градиенты. Они считают, что в трещинах с раскрытием до 0,25 мк в любых условиях существует ламинарный поток. Турбулентные потоки наблюдаются в трещинах с раскрытием более 0,1 см при гидравлических градиентах 1—30.



Р и с. 17. Характер движения воды в карстовых каналах при 10° С [108]

Очень интересные данные приведены в монографии Е.Е. Керкиса [32]. Он считает, что безнапорное движение в карстовых каналах почти всегда турбулентное и подчиняется зависимостям, выведенным для течения воды в открытых потоках. Напорное движение может быть как ламинарным, так и турбулентным, что зависит от диаметра канала, шероховатости его стенок, характера заполнителя и величины гидравлического градиента.

Непосредственное определение критических градиентов ($i_{кр}$) и скоростей ($v_{кр}$) для закарстованных пород вследствие непостоянства поперечного сечения карстовых каналов и их извилистости очень затруднительно. Поэтому предлагается модель закарстованной породы в виде непроницаемого тела, пересеченного параллельными цилиндрическими ходами с гладкими стенками и постоянным диаметром. На основании формулы Пуазейля коэффициент фильтрации такой модели выражается формулой

$$k = \frac{1}{32} \frac{g\gamma}{\eta} md^2, \quad (4)$$

где g — ускорение свободного падения; γ — плотность воды; η — абсолютная вязкость воды; d — диаметр карстового канала; m — коэффициент

открытой закарстованности (пустотности), выражаемый формулой

$$m = \pi n d^2 / 4F,$$

где n — число карстовых каналов на площади F .

Приведенные формулы, естественно, не предназначаются для непосредственных расчетов, но их анализ позволяет прийти к очень важному выводу о том, что проницаемость карстовых массивов определяется проводимостью каналов больших размеров, возрастая пропорционально четвертой степени их диаметра. Приняв критическое значение числа Рейнольдса ($Re_{кр} = 400$ по данным трубной гидравлики) и $\eta = 0,01$ см²/с, Е.Е. Керкис получил ориентировочные величины $i_{кр}$ и $v_{кр}$. В карстовых каналах даже сравнительно небольшого диаметра (20 см) ламинарное течение наблюдается при скоростях менее 0,8 см/с и малых градиентах напора ($i_{кр} < 6,6 \cdot 10^{-7}$).

Зарубежные гидрогеологи используют для определения характера движения карстовых вод законы, выведенные в гидравлике [4, 11 и др.]. Наибольший интерес представляет разработка американских карстологов Вайт [108], которые выделяют пять режимов движения карстовых вод в зависимости от скорости течения, гидравлического радиуса канала, числа Рейнольдса (Re) и числа Фруда (Fr). Критические значения принимаются: $Re_{кр} = 500 \div 2000$, $Fr = 1$ (рис. 17). В большинстве карстовых полостей Альпийской складчатости в соответствии с этими данными наблюдается субкритическое турбулентное движение. В условиях турбулентного движения повышается растворяющая способность подземных вод [11], а при благоприятных условиях начинаются и кавитационные процессы [85].

Необходимо отметить, что в новейшей отечественной гидрогеологической литературе высказываются сомнения в правомерности аналогий с трубной гидравликой [20]. При достаточно больших уклонах и скоростях фильтрации наблюдаются отклонения от линейного закона и разброс критических значений чисел Рейнольдса. Поэтому график, приведенный на рис. 17, можно использовать только для грубых оценок, а эта проблема нуждается в дальнейшей разработке, в том числе методами моделирования.

В заключение рассмотрим еще один вопрос, имеющий большое значение для оценки отличий карстовых вод от подземных вод иных типов. В гидрогеологической [19, 29 и др.] и гидрологической [24] литературе напорное движение воды определяется как движение в заполненном водоносном пласте, перекрытом сверху и снизу водоупорными слоями. Исходя из этого определения в условиях голого карста могут существовать только безнапорные воды. Однако фильтрационные свойства карстовых каналов и полостей настолько отличаются от свойств окружающей слабозакрстованной породы, что окружающие пласты известняков обычно можно рассматривать как относительный водоупор. Поэтому даже в пределах I гидродинамической зоны подземные воды в карстовых полостях и в закарстованных трещинах могут приобретать значительный напор. Это объясняет некоторые особенности режима карстовых вод (быстрый и значительный подъем уровней), наличие в сводах полностью обводненных пещер куполов, заполненных воздухом под избыточным давлением 0,2—0,6 атм, изменения в агрессивности подземных вод в связи с изменениями парциального давления CO_2 [109].



Условия разгрузки карстовых вод детально охарактеризованы Г.А. Максимовичем [18]. Предложенная классификация карстовых источников учитывает их положение относительно уровня моря (наземные, субмаринные), характер выходов (нисходящие, восходящие). К сожалению, в этой классификации различные группы, типы и подтипы источников выделены по разным признакам, что снижает ее значение (например, выделяются группы денудационных, трещинных и приморских, типы эрозионных, денудационных полей, плотинных, трещинных, абразионных и погруженных источников). В карстовых массивах и бассейнах может наблюдаться склоновая, долинная и подводная разгрузка. Первые два вида разгрузки свойственны цокольным, а последние два — опущенным карстовым массивам и бассейнам.

В настоящей главе мы рассмотрим только два вопроса, по которым в связи с интенсивными спелеологическими исследованиями и изучением гидрогеологии шельфа появились новые фактические данные: особенности разгрузки подземных вод через крупные карстовые полости и особенности подводной разгрузки.

РАЗГРУЗКА ЧЕРЕЗ ПЕЩЕРЫ-ИСТОЧНИКИ

В количественном отношении этот вид разгрузки не самый частый. Например, в Горном Крыму из более чем 2000 карстовых источников лишь 11 выходят из обводненных пещер. На Кавказе количество пещер-источников также много меньше, чем количество карстовых источников. Зато с пещерами связаны почти все крупные карстовые источники. Это источники: Скельский, Пания, Аян, Краснопещерный, Карасубаши в Крыму, Теплушка и Глазной на северном склоне Кавказа, Соколова, Подземная Хоста, Глубокий Яр, Гегский водопад, Хабю, Адзаба, Абрскил, Тоби, Шараула и др. на Южном склоне Кавказа. У многих карстовых источников пещеры пока не обнаружены, но в их существовании нет сомнений. Лучший пример — открытие крупных пещерных систем с несколькими сифонами у источников Алешина вода (более 700 м, Крым), Скельского (более 1000 м, Крым) на р. Гега (более 2000 м, Кавказ) и др. Дальнейший прогресс отечественной практической спелеологии состоит именно в исследовании этих и подобных им новых пещер-источников с применением аквалангов.

Пещеры-источники различных размеров известны во всех гидродинамических зонах. В пределах I зоны располагаются обычно сравнительно небольшие полости, приуроченные к зонам повышенной тектонической трещиноватости или к относительно хуже карстующимся прослоям известняков. В Крыму — это недавно открытая пещера-источник Джур-Джур (750 м), на Кавказе — Тобские пещеры и полости Гегского водопада [14, 16, 17 и др.]. Эти полости имеют довольно сложную конфигурацию в плане и в разрезе (рис. 18, А), обводнены в межень на отдельных участках, имеют питание из непроходимых для человека трещин в сводах или стенках либо из сифонных каналов. В паводок уровень воды в них поднимается на несколько метров. Располагаясь на склонах долин довольно высоко над их днищами, эти пещеры-источники дают живописные водопады, которые часто используют в гидротехнических целях [17]. В пределах I гидродинамической зоны располагаются более многочис-

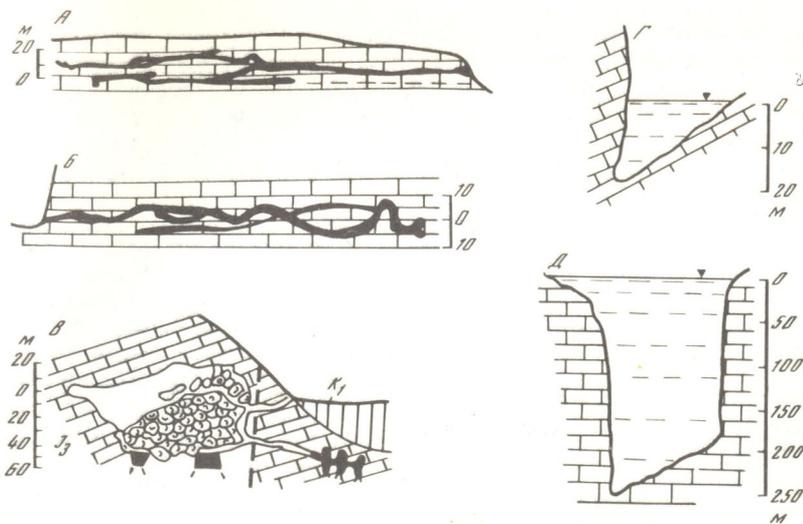


Рис. 18. Разрезы пещер-источников Альпийской складчатой области юга СССР
 А — Джур-Джур (Крым); Б — Подземная Хоста (Кавказ, южный склон); В — Скельская (Крым); Г — Голубое озеро (Кавказ, южный склон); Д — Озеро Церик-Кель (Кавказ, северный склон)

ленные реликтовые пещеры-источники, разгрузка подземных вод через которые в настоящее время не происходит. В Крыму это пещеры Висячая (401 м), Медовая (205), Малой Академии (118 м), Мисхорская (101 м) и др. [13]; на Кавказе — Партизанская, Гумская, Кударойская, Цонская, Маранская и др. [17]. Их изучение представляет большой палеогидрогеологический интерес.

Во II гидродинамической зоне располагается большинство пещер-источников региона. В Крыму это Красная (13 100 м), Узунджа (1500 м), Аянская (560 м), Ени-Сала-III (410 м) и др., на Кавказе — Абрскил (2760 м), Ущельная (740 м), Соколова (660 м), Подземная Хоста (590 м), Теплушка (41 м) и многие другие. Наиболее простое строение имеют пещеры-источники, заложенные на контакте карстующихся и водоупорных пород. Это почти горизонтальные полости, использующие одну (пещеры-коридоры) или несколько (древовидные пещеры) [17] систем тектонических трещин. Более сложное строение имеют полости, заложенные в толще карстующихся пород. Часто они представляют собой сифонные каналы, располагающиеся в различных плоскостях и пересекающиеся на разных уровнях (см. рис. 18, Б). Нередки случаи, когда различные части пещер-источников располагаются в пределах разных гидродинамических зон. Так, пещера-источник Соколова, являясь конечным звеном крупной водоносной системы, дренирующей массив Алек (см. рис. 8), в свою очередь, состоит из трех морфологически отличных частей. Ее верхняя часть — это сифонный канал диаметром 2—3 м, пройденный с аквалангом на расстоянии около 30 м. Сифонный канал открывается в горизонтальную галерею длиной около 100 м, по дну которой течет вытекающий из сифона поток. Средняя часть пещеры представляет собой сочетание высоких (10—20 м) галерей с вертикальными колодцами высотой 4, 5 и 8 м, на которых подземная река образует водопады. Нижняя часть пещеры — обширная галерея длиной 30 и шириной 5—6 м,

до сводов заполненная водой. В межень подземная река уходит в нижний сифон под дном долины р. Ац и через 700—800 м выходит на поверхность в виде источников на левом берегу р. Сочи. В паводок пропускная способность нижнего сифона недостаточна, вследствие чего уровень воды в подземной реке поднимается на 20—30 м и она фонтаном вырывается на поверхность через вход в пещеру, располагающийся на одном уровне с верхней сифонной галереей.

Карстовые источники и пещеры-источники II гидродинамической зоны обычно располагаются в верховьях долин рек карстового питания (Красная пещера), в основании склонов речных долин или на их днищах (пещеры Соколова, Подземная Хоста и др.). Такое их расположение позволяет предполагать, что под дном обводненных долин должна располагаться зона полного насыщения. Между тем известны немногочисленные случаи, когда там располагаются сухие (или периодические обводняемые) карстовые полости, не связанные гидравлически с проходящими над ними поверхностными водотоками (пещера-источник Скеля-II, Келасурская пещера и пр.).

Морфологически и по гидрогеологическим особенностям пещеры-источники различных карстовых районов ярко индивидуальны, что делает их весьма привлекательным объектом спелеологических исследований.

Пещеры-источники III гидродинамической зоны полностью затоплены водой и представляют собой трещинно-сифонные системы, доступные для исследований только при использовании акваланга или при искусственном понижении уровня воды. В Крыму исследованы три такие полости. Пещера Карасу-баши (20 м) представляет собой узкую наклонную щель, под острым углом срезающуюся бортом долины. Верхняя часть ее до глубины 14 м (отметка дна долины), сухая. Ниже эта щель обводнена на глубину более 15 м. Скельская и Черная пещеры располагаются на Ай-Петринском массиве, на левом и правом бортах долины р. Узунджи [102]. Скельская пещера (630 м) заложена вдоль зоны тектонической трещиноватости, оперяющей крупный разрыв (рис. 18, В). Центральная часть полости — это коррозионно-гравитационная полость, образованная при раскрытии разрывного нарушения в результате контрастных движений смежных блоков. Глыбово-обломочный материал, выполняющий пещеру на глубину более 60 м, слабо уплотнен и сцементирован карбонатными натсками. Под навалом в центральной и северо-западной частях пещеры известно несколько подземных озер глубиной более 20 м. Отсюда начинаются узкие сифонные и пересекающиеся под прямым углом трещинные каналы, заполненные водой на глубину 20—30 м. Они продолжают под Скельской котловиной, выполненной нижнемеловыми глинистыми отложениями. В этом направлении непроходимые для человека трещинные продолжения пещеры прослежены геофизическими методами более чем на 400 м. Попытка вскрыть их буровой скважиной не увенчалась успехом. Скважина попала в слаботрещиноватый целик между двумя широкими (до 2 м) обводненными галереями и, несмотря на солянокислотную обработку и торпедирование, осталась практически безводной. В межень уровень воды в Скельской пещере устанавливается в среднем на 45 м ниже входа. В паводок он повышается на 5—20 м, а при наложении весенних ливней на снеготаяние — на 30—45 м, вплоть до излияния на поверхность. Таким образом, верхняя часть Скельской пещеры находится в пределах II гидродинамической зоны.

Черная пещера (1160 м) располагается под днищем и основанием правого борта долины р. Узунджи у ее впадения в р. Черную. Она представляет собой разветвленную систему сифонных и трещинных каналов, обычно

полностью заполненных водой. Именно с ними связан один из крупнейших карстовых источников Крыма — Скельский. Осенью 1979 г. сева-польским спелеологам удалось проникнуть в пещеру. В результате длительной засухи источник почти полностью пересох. Дальнейшее снижение уровня воды в пещере произошло при откачке из куста скважин, пробуренных для водоснабжения. Это первый случай проникновения человека в пещеру Крыма, полностью заложенную в пределах III гидродинамической зоны. Полученные материалы свидетельствуют о том, что все основные морфологические черты коррозионно-эрозионных полостей, ныне находящихся в пределах верхних гидродинамических зон, формируются на начальном этапе их образования в зоне полного насыщения. В верхних гидродинамических зонах происходит моделирование.

В III гидродинамической зоне располагаются и карстовые источники, представляющие собой так называемые ключевые озера [18]. В пределах региона наиболее изучены два таких источника (рис. 18, Г, Д).

Голубое озеро располагается в правом борту долины р. Бзыби. Оно заложено в верхнеюрских известняках и представляет асимметричную воронку длиной около 70 м и шириной 20–25 м. Северная и северо-западная стенки воронки отвесные, а юго-восточная и юго-западная — пологие. Глубина озера 22 м. Со дна воронки выбивается мощная (до 4,0 м³/с) струя холодной (всего 7°C) гидрокарбонатной кальциевой воды низкой минерализации (0,2 г/л) [15].

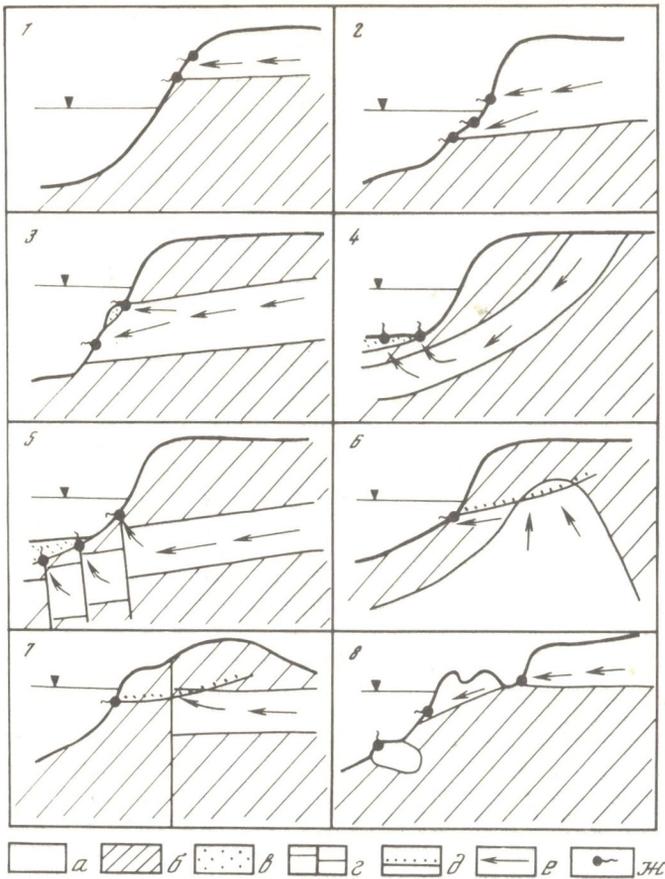
Озеро Церик-Кель заложено в валанжинских известняках Скалистого хребта на Северном Кавказе. Оно располагается на правобережной террасе р. Черек и имеет площадь более 26 000 м². Западная часть озера мелкая, с глубинами от 5 до 40 м. В его восточной части располагается гигантская естественная шахта, имеющая эллиптическое сочетание с длинной осью в 150 и короткой — 85 м. Минимальную глубину озеро имеет в северо-восточной, а максимальную (258 м) — в юго-западной части (рис. 18, Е). Озеро сточное. Из него вытекает речка с расходом 0,8 м³/с. Температура воды в озере 9,3°C. Вода имеет минерализацию 1,2 г/л и слабо пахнет сероводородом. Это наиболее глубокое ключевое озеро в СССР и второе по глубине в мире [18]. Условия его образования и гидрогеологические особенности окончательно не выяснены.

Изложенное свидетельствует о большой сложности, морфологическом и гидродинамическом своеобразии условий подземной разгрузки карстовых вод, значительно отличающихся от условий разгрузки подземных вод других типов. Детальное изучение пещер-источников, организация на их базе гидрогеологических стационаров, проведение различных натуральных экспериментов — одно из наиболее перспективных направлений исследований карстовых регионов.

ПОДВОДНАЯ РАЗГРУЗКА

Проблема изучения подводной (субмаринной) разгрузки подземных вод до последнего времени не привлекала должного внимания гидрогеологов. В 60–70-е годы XX в. с развертыванием геологических работ в шельфовых областях положение резко изменилось. Появились и первые обобщающие работы по гидрогеологии шельфа [110].

Подводная разгрузка карстовых вод — это частный, но весьма характерный, а по ряду признаков и специфический случай разгрузки подземных вод на шельфе [111]. В настоящем разделе предпринята попытка дать общую оценку условий субмаринной разгрузки карстовых вод, формирующихся в пределах Альпийской складчатой области юга СССР. В ос-



Р и с. 19. Типы разгрузки карстовых вод в прибрежной части Черного моря

1 — наземная; 2–8 — подводные: 2 — безнапорная, 3 — напорная, 4 — напорная, через покровный водоупор, 5 — напорная, по тектоническим нарушениям, 6 — безнапорная, через аллювий переуглубленных долин, 7 — то же, с подтоком по тектоническим нарушениям, 8 — безнапорная отторженцев, олистолитов и биогермов
 а — карстующиеся породы; б — водоупорные породы; в — донные морские отложения; г — тектонические нарушения; д — речные долины и аллювиальные отложения; е — направления движения подземных вод; ж — источники

нову розділа положені розробки лабораторії карстознавства і спелеології Сімферопольського державного університету.

Аналіз матеріалів о геологічному строенні і гідрогеології приморської частини Криму і Кавказу [37, 57] дозволяє виділити наступні восьемь основних типів розгрузки підземних вод прибережної частини Чорного моря (рис. 19).

1. Водоупорний цоколь приподнятий вище рівня моря. Для масива (басейна) характерна наземна розгрузка, особливості котрої визначаються гідродинамічною зональністю району.

2. Водоупорний цоколь опущений нижче рівня моря. Субмаринні джерелка, пов'язані з III гідродинамічною зоною, розгружаються неопосередковано в море або через донні відкладення невеликої потужності.

Таблица 10

Типы разгрузки карстовых вод на различных участках акватории Черного моря



Участок акватории	Типы разгрузки							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Севастополь—Балаклава	+	+	+	+	+	+		
Балаклава—Форос	+	+						
Форос—Феодосия	+					+		+
Анапа—Сочи	+	?				+		
Сочи—Гантиади	+				?	+		
Гантиади—Гагра	+	+			+	?		
Гагра—Сухуми	+			+	?	+	+	

П р и м е ч а н и е. Субмаринная разгрузка: + — установлена; ? — предполагается.

3. Напорный водоносный горизонт опущен ниже уровня моря. Субмаринные источники разгружаются в море или через донные отложения.

4. Напорный водоносный горизонт располагается ниже дна моря. Разгрузка происходит через покровный водоупор небольшой мощности и донные отложения.

5. Напорный водоносный горизонт располагается ниже дна моря. Разгрузка происходит вдоль зон приразломной трещиноватости через донные отложения.

6. Безнапорный или напорный водоносный горизонт литологически экранирован от моря и вскрыт речной долиной. Разгрузка происходит через аллювий особенно активно, если долина переуглублена.

7. Безнапорный или напорный водоносный горизонт экранирован от моря сбросом и вскрыт речной долиной. Разгрузка происходит через аллювий.

8. Основная часть горного массива имеет разгрузку по типу 1. Субмаринная разгрузка характерна для изолированных гравитационных отторженцев или биогермов и олистолитов.

В пределах карстовых регионов Альпийской складчатой области можно выделить семь участков акватории Черного моря, в пределах которых встречаются разные комбинации типов разгрузки (табл. 10).

Севастополь—Балаклава. В геоморфологическом отношении участок относится к низким моноклинальным горам и межкуэстовым депрессиям [112]. В районе Севастополя бухтовые ингрессионные и абразионные берега сложены мелководными сарматскими известняками. В пределах континентального склона обнажаются породы неогена, палеогена, мела. Здесь возможна субмаринная разгрузка по типам 2—5, а в переуглубленной долине р. Черной — по 6-му типу (с перетоком из карстующихся юрских, меловых и палеогеновых отложений). Фактических данных о субмаринной разгрузке в пределах шельфа и континентального склона нет. Американское НИС "Атлантис" в 120 км к западу от Севастополя на глубинах 420 и 1057 м обнаружено аномально низкое содержание хлора в донных отложениях (7—8%). Предположительно это зона очаговой разгрузки, связанная с мощным разломом [113].

Балаклава—Форос. Участок относится к среднегорным и низкогорным горст-синклинальным массивам. Преобладают берега неабразионного строения, сложенные верхнеюрскими известняками. Шельф и континентальный склон имеют сложное строение, образуя ряд уступов. В пределах участка водоупорной цоколь опущен ниже уровня моря (разгрузка по 2-му типу),

однако геологические условия Варнутского карстового района [60] допускают субмаринную разгрузку подземных вод, формирующихся в пределах местной области питания. Поступление воды из Байдарской депрессии возможно только вдоль зон тектонических нарушений. Фактические данные о субмаринной разгрузке ограничиваются неподтвержденными сообщениями рыбаков и аквалангистов. Морские геофизические исследования надежных результатов пока не дали. Косвенным свидетельством наличия разгрузки является снижение содержания хлора до $4,6\text{‰}$ в иловой воде бухты Ласпи [114].

Балансовые работы, проведенные в Юго-Западном Крыму, свидетельствуют о значительных потенциальных возможностях субмаринной разгрузки на Севастопольско-Балаклавском, Балаклавско-Форосском участках [75]. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен ниже.

Форос—Феодосия. Участок включает средне- и низкогорные горстсинклинальные массивы, структурно-денудационные низкогорья и холмогорья, внутригорные структурно-денудационные понижения. Для участка характерны цокольные приподнятые карстовые массивы, сложенные верхнеюрскими известняками. Цоколь сложен водоупорными отложениями таврической серии, поэтому здесь преобладает разгрузка по 1-му типу. В районе Ялты в водоупорную толщу заключены гравитационно-тектонические (олистолиты) и гравитационные отторженцы Кошка, Ай-Тодор, Одалары, а в районе Судака — рифовые тела Караул-оба, Сокол, Алчак, Меганом. Объем субмаринной разгрузки, связанной с ними, невелик. Участки возможной разгрузки близ отторженцев Кошка, Ай-Тодор и рифового тела Алчак подсечены геохимическими методами [114]. Значительная субмаринная разгрузка возможна через аллювий переуглубленных долин рек Хастабаша, Учан-су, Дерекойки, Авунды, Улу-узьень, Сотеры и др.

Анапа—Сочи. В геоморфологическом отношении это низкие глыбово-складчатые горы. Берега бухтового (в северной) и абразионного (в южной части) типа выработаны в верхнемеловом и палеогеновом двухэлементном флише. К первому элементу ритма относятся конгломераты и известковистые песчаники, ко второму — аргиллиты, мергели, мергелистые глины, чистые, мергелистые и глинистые известняки. В связи с низкими фильтрационными свойствами этих пород субмаринная разгрузка возможна только по зонам тектонических нарушений и прослоям наиболее чистых известняков (по 2-му типу), а также — через аллювий переуглубленных речных долин (Псеузапсе, Шахе и пр.).

Сочи—Гангатида. Участок располагается в пределах низко- и средневысотных глыбово-складчатых гор. Строение шельфа сложное, характеризуется наличием ряда тектонических ступеней на глубине 500—1800 м. Верхняя часть материкового склона расчленена подводными каньонами. В геологическом строении территории участвуют верхнеюрские, меловые и палеогеновые отложения, смятые в складки северо-западного простирания и разбитые тектоническими нарушениями. Карстующиеся породы отделены от берега водоупорными палеогеновыми отложениями. В прибрежной части акватории юрские и меловые известняки погружаются на глубину до 2000 м и перекрыты мощной толщей палеогена (см. рис. 2) [115]. Не исключено, что субмаринная разгрузка здесь происходит по 5-му типу, по зонам тектонической трещиноватости, оперяющим разрывные нарушения субмеридионального простирания.

Карстующиеся породы ближайшей к морю Ахунской антиклинали вскрыты долинами рек Мацесты, Агуры, Хосты. Здесь происходит разгрузка как пресных (Агурские источники, Нижне-Хостинский вклюдз),

так и минеральных вод типа Мацеста (источники в долинах рек Мацесты и Агуры). Субмаринная разгрузка по 6-му типу возможна также в долинах рек Мзымты и Псоу, прорезающих дальние антиклинальные структуры (Ахцу, Дзихра, Ахштырь). Фактических данных об этом типе разгрузки нет. Возможно, с ним связана гидрохимическая аномалия в районе Мацесты. В иловых водах здесь отмечена повышенная (19,9‰) концентрация хлор-иона [114].

Гантиади—Гагра. Участок располагается в пределах низко- и средневысотных глыбово-складчатых гор. Карстующиеся отложения юры и мела здесь на значительном протяжении обнажаются непосредственно на берегу моря. Субмаринные выходы подземных вод близ Гантиади и к северу от Гагр известны давно [1, 57, 111 и др.]. Над "котлами вскипания" проведены многочисленные опытные геофизические (резистивиметрические, температурные) и гидрохимические [16, 17, 110] работы. В методическом плане этот участок можно рассматривать как полигон для отработки различных методов изучения зон субмаринной разгрузки 2-го типа. В акватории Гагрской прибрежной полосы на площади 180 км² проведены детальные исследования на 44 створах [116]. Выходы подземных вод хорошо фиксируются на гидрохимических профилях на глубине 100, 300 и 400 м по снижению концентрации иона хлора в морской воде до 8—12,5 г/кг. О возможностях субмаринной разгрузки по 5-му типу свидетельствуют материалы глубокого бурения. Скважина № 3 в Гантиади вскрыла на глубине около 1500 м толщу трещиноватых барремских известняков. Минерализация воды в скважине всего 830 мг/л, а температура + 37°С. По данным Т.З. Кикнадзе [16], субмаринная разгрузка в районе Гантиади составляет около 300 л/с, а около Гагр — 400 л/с.

Гагра—Сухуми. В геоморфологическом отношении участок находится в пределах низко- и средневысотных складчатых гор и холмогорья. Начиная от Новых Гагр, Гагринский, а затем и Бзыбский хребты, сложенные юрскими и меловыми известняками, постепенно отходят от моря. От меридиана р. Бзыби геологическая ситуация осложняется крупным Калдахварским сбросом, приводящим в соприкосновение некарстующиеся неоген-палеогеновые и карстующиеся меловые отложения. В пределах участка возможна слабая субмаринная разгрузка по 4-му—7-му типам.

Таким образом, на побережье Черного моря существует ряд участков с активной субмаринной разгрузкой подземных вод карстовых массивов и бассейнов. Условия разгрузки весьма разнообразны (см. рис. 19, табл. 10). Это должно определять методики разведки и поисков обводненных зон.

При оценке гидродинамических условий субмаринной разгрузки различные исследователи используют расчетные схемы Гибена—Герцберга, Губберта и Гловера [117].

Гибен и Герцберг считали, что пресная вода суши и соленая вода моря не смешиваются. Глубину раздела между ними можно определить по гидростатическому закону

$$H_c \gamma_c g = H_c \gamma_{пг} g + H_{п} \gamma_{пг} g \quad (6)$$

или

$$H_c = \frac{\gamma_{п}}{\gamma_c - \gamma_{п}} H_{п}, \quad (7)$$

где H_c — мощность столба соленой воды (до плоскости сравнения); $H_{п}$ — высота столба пресной воды над уровнем моря; γ_c , $\gamma_{п}$ — плотности морской (1,026 г/см³) и пресной (1,000 г/см³) воды; g — ускорение свобод-

ного падения. Многие гидрогеологи, работающие в карстовых областях, полагают, что уравнение (7) определяет направление движения воды в карстовых каналах. При $(\gamma_c - \gamma_{\Pi})H_c \leq H_{\Pi} \gamma_{\Pi}$ из субмаринного источника идет пресная вода, при $(\gamma_c - \gamma_{\Pi})H_c > H_{\Pi} \gamma_{\Pi}$ происходит подсос соленой воды [11]. В действительности дело обстоит сложнее, так как пресная вода находится в движении, а высота ее столба непрерывно меняется.

Губерт показал, что между действительной глубиной залегания соленой воды и рассчитанной по Гибену—Герцбергу существует несоответствие. Наклон границы раздела пресной и соленой воды в каждой точке (α) можно определить по уравнению

$$\sin \alpha = - \left[\frac{1}{K_{\Pi}} \frac{\gamma_{\Pi}}{\gamma_{\Pi} - \gamma_c} v_{\Pi} - \frac{1}{K_c} \frac{\gamma_c}{\gamma_{\Pi} - \gamma_c} v_c \right], \quad (8)$$

где K_{Π} и K_c — коэффициенты фильтрации пресной и соленой воды; v_{Π} и v_c — скорости движения пресной и соленой воды. Расчеты по уравнению Губерта в карстовых областях весьма затруднены именно из-за отсутствия данных по этим величинам.

Гловер принял в качестве модели субмаринной разгрузки зеркальное отражение фильтрации полуограниченного потока через земляную плотину, лежащую на горизонтальном водоупоре. Границу пресных и соленых вод можно определить по уравнению

$$y^2 = \frac{2Q_x}{K_{\Pi} \left(\frac{\gamma_c - \gamma_{\Pi}}{\gamma_{\Pi}} \right)} + \frac{Q^2}{K_{\Pi}^2 \left(\frac{\gamma_c - \gamma_{\Pi}}{\gamma_{\Pi}} \right)}, \quad (9)$$

где Q — расход потока; K_{Π} — коэффициент фильтрации; x и y — текущие координаты. Модель Гловера слабо применима в карстовых областях в связи со сложностью определения расхода потока и коэффициента фильтрации.

В отечественной гидрогеологической литературе вопрос о субмаринной разгрузке из однородных пластов рассмотрен Н.К. Гириным [118]. На основании принципа Гибена—Герцберга расход потока грунтовых вод на единицу ширины побережья составляет

$$q = K \frac{\gamma_c}{\gamma_c - \gamma_{\Pi}} - \frac{h_1^2 - h_2^2}{2l}, \quad (10)$$

где K — коэффициент фильтрации; γ_c и γ_{Π} — плотности морской и пресной воды; h_1 и h_2 — абсолютные отметки уровня пресной воды в скважине, удаленной от моря (h_1) и расположенной ближе к морю (h_2); l — расстояние между скважинами.

Для напорных вод предлагается уравнение

$$q = K \frac{\gamma_c - \gamma_{\Pi}}{\gamma_{\Pi}} \frac{m_1^2 - m_2^2}{2l}, \quad (11)$$

где m_1 и m_2 — мощность потока пресной воды в первом и втором сечениях.

Рассмотренные выше расчеты основываются на сравнении плотностей соленой и пресной воды без учета их изменений с глубиной (в связи с изменениями давления, температуры и солености). Очевидно, в расчеты следует вводить средние значения плотности, которые можно получить

$$P_2 = h_1 \gamma_1 + \frac{\gamma_1 + \gamma_2}{2} z = \text{const.}$$

$$H_2 = \frac{1}{\gamma_0} \left(h_1 \gamma_1 + \frac{\gamma_1 + \gamma_2}{2} z \right) = \text{const.}, \quad (13)$$

где P_2 и H_2 — приведенное давление и напор воды объемного веса γ_0 на плоскости сравнения 2; h_1, h_2 и γ_1, γ_2 — пьезометрическая высота и объемный вес воды на плоскостях 1 и 2; z — расстояние между плоскостями 1 и 2.

Эти формулы выведены при допущении, что в процессе увеличения объемного веса подземных вод их температура не менялась. Не учтен здесь и упругий режим глубоких водоносных горизонтов. В акватории Черного моря, как следует из приведенных выше данных, субмаринная разгрузка по геологическим условиям возможна до глубины 2000 м, что соответствует избыточному давлению 200 атм. Температура воды в море меняется от $+10$ до $+30^\circ\text{C}$ на поверхности до $+2$ — 4°C в придонной части, а соленость — от 17 до 22 г/кг. Судя по данным глубокого бурения, температура подземных вод меняется в этом диапазоне глубин от $+8$ до $+60^\circ\text{C}$, а минерализация — от 0,4 до 30 г/кг. Относительную плотность природных растворов можно определить по формуле

$$\gamma_t = \gamma_{t_0} + A(t_0 - t)/1000. \quad (14)$$

где γ_{t_0} и γ_t — плотности при соответствующих температурах; A — температурный коэффициент плотности [119].

Для морских вод в зимний период $\gamma_t = 1,017 + 0,23(10-4)/1000 = 1,018$, а в летний период $\gamma_t = 1,017 + 0,23(30-4)/1000 = 1,023$, или соответственно $+0,10$ и $+0,60\%$. Для подземных вод $\gamma_t = 1,008 + 0,25(10-60)/1000 = 0,996$, или $-1,20\%$.

Плотность минерализованной воды с учетом ее сжимаемости (γ_P) можно определить по формуле Н.А. Плотнокова

$$\gamma_P = \gamma_0 / (1 - \beta_M \Delta P), \quad (15)$$

где γ_0 — плотность на поверхности, ΔP — разность забойного и устьевого давления; β_M — коэффициент упругости минерализованной воды. Заимствовав все необходимые величины из монографии В.М. Куканова [49], имеем $\gamma_P = 1,020 / [1 - 4,06 \cdot 10^{-5}(200-2)] = 1,028 \text{ г/м}^3$, или $+0,80\%$.

Внесенные поправки на температуру, минерализацию и сжимаемость составляют от $+0,80$ до $-1,20\%$, находясь в пределах точности расчетов. Кроме того, для подземных вод увеличение плотности за счет сжимаемости и повышения минерализации компенсируется его уменьшением за счет возрастания температуры. Поэтому многие исследователи считают, что вводить рассмотренные поправки в практические расчеты нет необходимости.

Противоречивость существующих методов расчетов приведенных давлений, не учитывающих к тому же основное свойство процессов субмаринной разгрузки — их дискретность в пространстве и во времени [110], — приводит к принципиальным различиям в оценке величины подземного стока в акватории Черного моря. В.М. Куканов [49] предполагал, что субмаринная нагрузка в пределах месторождения Мацестинских минеральных вод в настоящее время отсутствует. Приведя мацестинские минеральные и морские воды к одной плоскости сравнения (-2000 м), он пришел

к выводу о существовании подпора морских вод до отметок $+5 \div +13$ м. Р.Р. Арутюнянц и соавторы [120], рассчитав приведенный напор относительно плоскости сравнения -2200 , пришли к противоположному выводу о том, что напор сульфидных вод в буровых скважинах на $+2,9 \div +8,3$ м выше приведенного напора морских вод. Таким образом, по их данным, субмаринная разгрузка на этом участке возможна. Оба расчета, вне зависимости от качества исходных данных, страдают одним дефектом. Сравнимые приведенные напоры отличаются всего лишь на $0,36-0,65\%$, т.е. на величину, заведомо меньшую, чем возможная ошибка замера всех расчетных величин.

Изложенное свидетельствует о необходимости продолжения исследований в этом направлении с использованием всех существующих расчетных методов [110].

ГЛАВА 6

ТЕМПЕРАТУРА И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КАРСТОВЫХ ВОД

ТЕМПЕРАТУРА ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КАРСТОВЫХ МАССИВОВ

В обзорных работах по гидрогеологии района [37, 57, 68] специальные разделы по температуре подземных вод отсутствуют. При описании отдельных водоносных комплексов и их химического состава приводятся разрозненные данные о температуре различных водопроявлений на момент опробования. Такие же данные имеются в материалах А.А. Иностранцева, Ю. Листова, Н.А. Головкинского, А.А. Крубера, П.М. Васильевского, П.И. Желтова, М.В. Чуринова, И.Г. Глухова, Г.Д. Неклюдова и других авторов по Горному Крыму [13]; И.М. Бучаидзе, Д.Ш. Георгадзе, Д.В. Качарава, Ф.С. Мелива, Г.Н. Гигинейшвили, Т.З. Кикнадзе, З.К. Тинтилозова и других авторов — по Кавказу [36, 57 и др.]. По данным этих исследований, температура воды в карстовых источниках определяется в основном их гипсометрическим положением и расходом. В связи с этим даже в крупных источниках она может меняться в широких пределах: от $1-2$ до $14-15^\circ\text{C}$.

В 1957—1983 гг. при изучении карстовых полостей региона были выполнены термометрические исследования, охватывающие области питания, движения и разгрузки карстовых вод.

Данных о температуре карстовых вод Советских Карпат мало. В районе вскрытой пещеры Дружба $18.05.65$ температура инфлюационных вод составляла $6,8$, подземного потока — $8,0$, источника ниже пещеры — $8,8^\circ\text{C}$ (гидротермический градиент $0,4^\circ\text{C}/100$ м).

В Горном Крыму проведено систематическое изучение температуры всех водопроявлений в карстовых полостях [13]. Температура воды в I и II гидродинамических зонах не обнаруживает закономерной связи с высотой местности и определяется морфологией и микроклиматом карстовых полостей. Проточные водоемы имеют среднюю температуру $9,5^\circ\text{C}$, близкую к температуре стенок полостей в "нейтральной" зоне, при диапазоне колебаний $8,3-10,2^\circ\text{C}$ ($C_V = 0,03$). Непроточные водоемы имеют среднюю температуру $6,1^\circ\text{C}$ при диапазоне колебаний $4,5-8,8^\circ\text{C}$ ($C_V = 0,22$).

Это объясняется проникновением в горный массив воды и воздуха, охлажденных в холодный период. В привходовой части некоторых пещер (например, пещера Красная) озера могут охлаждаться до температуры близкой к 0°.

Формирование температуры подземных вод происходит по-разному в зависимости от условий питания. Наиболее высокую и постоянную температуру имеют водотоки инфильтрационного питания (Аян — 10,0°С, Ени-Сала-III — 10,0°С, Нассонова — 10,2°С). Водотоки инфилюационного питания имеют более низкую температуру, резко меняющуюся в различные сезоны (Узунджа — 9,0–9,2°С, Желтая — 8,4–8,8°С, Красная — 8,8–10,1°С). В Красной пещере в теплый период происходит нарастание температуры вниз по потоку от 7,0°С в пещере-поноре Провал до 10,2°С в источниках у входа. Это соответствует горизонтальному градиенту 0,09°С/100 м. В шахте-поноре Ход Конем на Чатырдаге температура воды в сентябре 1959 г. составляла 6,9°С на глубине 50 м, 8,8°С — 70 м, 9,1°С — 175 м и 9,4°С — на 195 м.

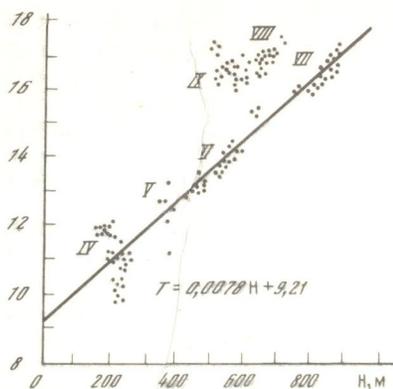
Сведений о температуре карстовых вод в III гидродинамической зоне сравнительно немного. До последнего времени они ограничивались данными о температуре воды в скважинах Байдарской депрессии, где температура колеблется в различных скважинах от 13–15°С (глубина вскрытия 200–450 м) до 21–29°С (глубина вскрытия 330–750 м). Очевидно, температура определяется не только величиной геотермической ступени, но и степенью подвижности этих вод в центральных и приразрывных частях карбонатных блоков. Более полные данные получены при проходке Ялтинского гидротоннеля [38]. Возле сместителей тектонических нарушений отмечаются температурные минимумы, в центральной части карбонатных блоков — максимумы. Для каждого блока с водопроявлениями характерен свой температурный режим (рис. 20) с амплитудой колебаний до 2,5°С. В целом для блоков IV–VII между температурой воды (T , °С) и глубиной от поверхности (H , м) намечается четкая линейная связь, выражаемая уравнением

$$T = 0,0078H + 9,21. \quad (16)$$

Гидротермический градиент для этих зон равен 0,78°С/100 м. Воды VIII и IX блоков имеют повышенную на 1,5–2,0°С температуру, что объясняется экзотермическими реакциями, происходящими при формировании их сульфатного натриево-магниево-кальциевого и сульфатного натриевого состава.

На Кавказе температура воды карстовых источников I и II гидродинамических зон в целом зависит от величины аэротермического коэффициента и типа питания. На высокогорных карстовых массивах Фишт и Арабика, где источники верхних гидродинамических зон питаются тальными ледниковыми и снеговыми водами, для карстовых водотоков характерны температуры +1–3°С. В области разгрузки карстовых вод мелового и юрского водоносных горизонтов температура воды в пещерах и в источниках составляет 11–13°С [16, 36 и др.].

Лучше других изучены в температурном отношении карстовые воды массива Алек на Западном Кавказе. В 1968–1978 гг. в нескольких эталонных карстовых полостях произведено свыше 500 замеров температуры воды в одних точках (рис. 21). В холодный период температура карстовых вод зависит от поступления с поверхности инфилюационных и в меньшей мере инфильтрационных вод. В привходовых частях полостей (примерно 80–100 м по глубине и 200–300 м по длине) происходит довольно быстрый прогрев этих вод (гидротермический градиент (+2,5)–(+4,0°)С/



Р и с. 20. Зависимость температуры карстовых вод от глубины заложения выработки Ялтинского гидротоннеля [38]
Римскими цифрами обозначены номера тектонических блоков

100 м. Кривые изменения температуры по глубине имеют петлеобразную форму, так как более холодные инфильтрационные потоки проникают через разные полости на различную глубину. Например, у места слияния, на глубине 130 м, водоток из Главного хода шахты-понора Географическая имеет среднюю температуру $7,0^{\circ}\text{C}$, водоток из Нудного хода — $5,0^{\circ}\text{C}$, а наибольшие инфильтрационные притоки — $7,3\text{--}7,4^{\circ}\text{C}$. Такая существенная разница в температуре притоков позволяет определять их расход методом смешивания.

В теплый период питание карстовых полостей массива осуществляется инфильтрационными, инфильтрационными и конденсационными водами, причем их процентные соотношения непрерывно меняются. Инфильтрационные воды поступают под землю хорошо прогретыми, и до глубины 100 м наблюдается их быстрое охлаждение с $9\text{--}10^{\circ}\text{C}$ до $7,0\text{--}7,5^{\circ}\text{C}$ (гидротермический градиент $-1,7 \dots -2,4^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$). С глубины 100 м начинается их постепенный прогрев, и в нижней части карстовой водоносной системы (пещера Соколова) вода имеет летом и зимой температуру $9,6 \pm 0,1^{\circ}\text{C}$ (среднегодовая температура $9,7^{\circ}\text{C}$). Для этой части водоносной системы имеется четкая связь между температурой воды (T , $^{\circ}\text{C}$) и абсолютной высотой (H , м) с коэффициентом корреляции $-0,9 \pm 0,03$. Уравнение связи имеет вид

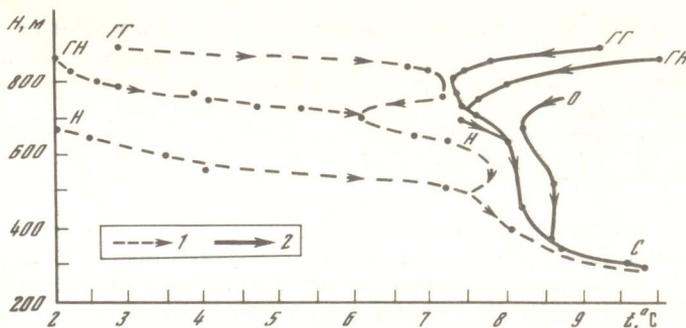
$$T = 9,8 - 0,0035H. \quad (17)$$

Средний гидротермический градиент для этой зоны составляет $0,35^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$.

Воды III гидродинамической зоны имеют различную температуру в зависимости от условий питания, движения и разгрузки. В хорошо прокарстованных приразломных зонах скважины вскрывают на большой глубине только холодные воды. Так, например, скважина № 2 в ущелье Гагрипш получила из толщи верхнеюрских доломитов с глубины 975–980 м гидрокарбонатную натриевую воду с минерализацией 500–700 мг/л и температурой $15,2^{\circ}\text{C}$. Скважина № 3 в Гантиади получила из верхнемеловых известняков с глубины 879 и 1066 м воду с минерализацией 500 мг/л и температурой на изливе 22°C [17].

Значительно больше данных о температуре минеральных вод Кавказа. По этому вопросу имеется обширная литература [49, 57, 122, 123 и др.]. Мы остановимся коротко лишь на той части проблемы, которая непосредственно связана с гидрогеологией карста.

С растворяющим действием восходящих термальных вод связаны своеобразные явления, получившие в отечественной литературе название гидротермокарста [18]. В Альпийской складчатой области юга СССР современный гидротермокарст развит на Кавказе и на Копетдаге [124]. На Северном Кавказе его наиболее яркое проявление — это вскрытая пещера Провал на горе Машук. Температура воды в озере колеблется от $19,1$



Р и с. 21. Схема формирования температуры подземных потоков массива Алек
 1 — холодный период; 2 — теплый период. Шахты и пещеры: ГН — Географическая, Нудный ход; ГГ — Географическая, Главный ход; Н — Назаровская; О — Октябрьская; С — Соколова

до $41,1^{\circ}\text{C}$. Его режим рассмотрен в следующей главе. В Сочи-Мацестинском районе излияние термоминеральных вод с температурой $12\text{--}16^{\circ}\text{C}$ происходит из небольшой (длина 90 м) Мацестинской пещеры. Между расходом и температурой имеется обратная связь (коэффициент корреляции $-0,77 \pm 0,02$). В других карстовых районах Кавказа гидротермокарстовые полости не известны, хотя неоднократно фиксировались провалы буровых снарядов, утечка промывочного раствора и пр. [125]. В Копетдаге известна Бахарденская пещера с подземным озером, температура воды в котором колеблется от $34,0$ до $37,5^{\circ}\text{C}$ [18].

Гидротермические условия карстовых массивов значительно более сложны, чем считается в литературе [126, 127]. Большинство карстовых районов Альпийской складчатой области относится к открытым тепло- и водообменным геосистемам, перенос тепла в которых происходит в основном конвективным путем и описывается уравнением Фурье—Кирхгофа. Горные породы хорошо аэрируются по многочисленным карстовым полостям и закарстованным трещинам, а также промываются быстро обновляющимися холодными карстовыми водами. Поэтому глубина залегания подошвы слоя годовых колебаний температур и его мощность зависят в основном от количества тепла экзогенного происхождения.

Для Горного Крыма и Кавказа мощность слоя годовых колебаний температур превышает $300\text{--}500$ м, на отдельных карстовых массивах (например, на Бзыбском) достигает $1000\text{--}1200$ м. Поверхность слоя годовых колебаний температур имеет сложную конфигурацию, что в значительной мере определяется интенсивностью закарстования отдельных карбонатных блоков, их гидрогеологическими и микроклиматическими особенностями. Поэтому при изучении геотермических условий карстовых массивов необходима постановка специальных микроклиматических наблюдений в карстовых полостях [13].

В отличие от существующих в литературе по геотермии представлений [126] зимнее охлаждение за счет "втекания" более холодного поверхностного воздуха наблюдается только в карстовых полостях с большими входными отверстиями. В преобладающем большинстве коррозионно-эрозийных полостей и закарстованных трещин в холодный период существует восходящее движение воздуха. Энергетический баланс закарстованного блока можно рассчитать по упрощенной схеме, предложенной В.С. Лу-

киным [128] или по более сложным схемам, разработанным французским карстологом Кл. Андрио [130]. В качестве примера приведем энергетического баланса для Краснопещерного гидрогеологического подрайона в Крыму [13].

Уравнение энергетического баланса можно записать в виде

$$Q_s = Q_a + Q_e + Q_h + Q_b + Q_g \pm \Delta T, \quad (18)$$

где Q_s — суммарное количество тепла; Q_a — количество тепла, идущее на нагревание (охлаждение) атмосферного воздуха, поступающего в пещеру; Q_e — охлаждение (нагревание) вследствие испарения (конденсации) влаги; Q_h — охлаждение (нагревание), вызванное уменьшением (увеличением) плотности нисходящих (восходящих) потоков воздуха; Q_b — охлаждение (нагревание) инфильтрационными и инфлюационными водами; Q_g — плотность теплового потока из недр Земли — в среднем $0,7 \cdot 10^{-5}$ ккал/(см²·с) [126]; $\pm \Delta T$ — изменение среднегодовой температуры полости (по данным десятилетних наблюдений, в пределах точности наблюдений, составляющей $\pm 0,1^\circ\text{C}$, среднегодовая температура в "нейтральной" зоне пещеры постоянна).

Q_a , Q_h и Q_b определяются по формуле

$$Q = VJ\gamma C_p (t_2 - t_1), \quad (19)$$

где V — объем трещинно-карстовых пустот расчетного блока, м³; J — коэффициент воздухообмена, число раз в сут.; γ — плотность воздуха, 1,29 кг/м³; C_p — удельная теплоемкость воздуха или воды, 0,24 или 1,10 ккал/(кг·град); t_1 и t_2 — температура воздуха, входящего и выходящего из пещеры, °С.

Q_e определяется по формуле

$$Q_e = VJ \frac{(e_2 - e_1)}{1000} q, \quad (20)$$

где V — объем трещинно-карстовых пустот расчетного блока, м³; J — коэффициент воздухообмена, число раз в сут.; e_1 и e_2 — влажность воздуха, входящего и выходящего из пещеры, мм рт.ст.; q — скрытая теплота испарения (конденсации), 597 ккал/град.

Данные, необходимые для решения уравнения энергетического баланса Краснопещерного блока в холодный (XI—IV) и в теплый (V—X) периоды, получены на основании многолетних микроклиматических исследований. В холодный период в Красной пещере наблюдается восходящая воздушная циркуляция с перепадом высот между поверхностью и входом в нижнюю пещеру 225 м; $t_1 = 6,8^\circ\text{C}$; $t_2 = 11,2^\circ\text{C}$; $e_2 - e_1 = 3,0$ мм рт.ст.; $V = 45\,000\,000$ м³; $J = 15,5$; средний расход р. Краснопещерной 0,100 м³/с. В теплый период наблюдается нисходящая воздушная циркуляция, $t_1 = 18,4^\circ\text{C}$; $t_2 = 8,8^\circ\text{C}$; $e_2 - e_1 = 2,1$ мм рт.ст., $J = 10,3$; температура инфильтрационной воды 12,3°С, температура воды в р. Краснопещерной 10,0°С. Остальные параметры имеют те же значения, что и в холодный период. Результаты расчета сведены в табл. 11.

В холодный период за счет поступления холодного воздуха и испарения влаги происходит усиленное охлаждение трещинно-карстовых полостей в нижней части зоны аэрации. Охлаждению верхней части зоны способствует поступление холодных инфлюационных и инфильтрационных вод. В привходовой части нижних этажей Красной пещеры возникает зона отрицательных температур и наблюдается образование эфемерных скоплений пещерного льда.

Таблица 11

Структура теплообмена Краснопещерного блока



Элементы теплового баланса	Баланс тепла в теплый период		Баланс тепла в холодный период	
	млн. ккал/сут	%	млн. ккал/сут	%
Q_a	+2140,0	+63,8	-1305,0	-39,0
Q_e	+876,0	+26,0	-1716,8	-51,1
Q_h	+258,0	+7,7	-356,0	-10,6
Q_b	+19,9	+0,6	-51,8	-1,5
Q_g	+62,9	+1,9	+62,9	+1,9
Q_s	+3356,8	+100,0	-3366,7	-100,3

В теплый период начинается медленный прогрев, охватывающий сперва верхнюю часть зоны аэрации. Однако интенсивность воздухообмена в теплый период в полтора раза меньше, чем в холодный. Поэтому летний прогрев в малой степени охватывает нижнюю, охлажденную часть зоны аэрации. Невязка теплового баланса Краснопещерного блока составляет всего 0,3%, что, учитывая приближенность расчетов, вполне допустимо.

При постановке стационарных микроклиматических наблюдений возможно не только рассчитать тепловой баланс отдельных закарстованных блоков и целых горных массивов, но и решить уравнение энергетического баланса относительно весьма трудноопределимой на суше плотности теплового потока из недр земли.

Охлаждающее влияние карста, наиболее ярко проявляясь в пределах верхних гидродинамических зон, часто ощущается и на значительно больших глубинах. Примеры вскрытия холодных карстовых вод в разрывных зонах на глубине до 1000 м и более приведены выше. На Мацестинском месторождении минеральных вод подток холодных карстовых вод зафиксирован до глубины 2000 м ниже уровня моря [49].

Районы проявления гидротермокарста представляют теплообменные геосистемы, перенос тепла в которых происходит в основном кондуктивным путем, а температура зависит от плотности восходящего потока и геохимических процессов, происходящих в литосфере [127].

Таким образом, карстовые массивы характеризуются специфическими геотермическими условиями, изучение которых дает важную информацию как о карсте, так и о гидрогеологии района [129].

ГИДРОХИМИЯ КАРСТОВЫХ МАССИВОВ

В сводных работах по гидрогеологии Карпат, Крыма и Кавказа [37, 57] сведений о химическом составе карстовых вод немного. На основании анализа материалов маршрутных наблюдений над химическим составом и минерализацией воды карстовых источников и их изменений по данным режимных наблюдений (частота отбора один раз в месяц) сформулирован общий вывод о том, что химический состав карстовых вод определяется в основном литологией вмещающих пород. В карбонатном карсте встречаются исключительно гидрокарбонатные кальциевые (реже гидрокарбонатные магниевые) воды с минерализацией до 1 г/л. Содержание гидрокарбонатов в течение года может меняться почти в два раза, уменьшаясь в паводок и возрастая в межень [54].

Водопроявление	Количество проб	HCO ₃	SO ₄	Cl
Дождевые воды	37	23,2	4,5	4,8
Снеговые воды	18	21,3	1,8	5,1
Инфильтрационные воды	20	174,4	12,5	9,3
Инфлюационные воды	27	196,6	10,4	7,8
Снег и лед из карстовых полостей	40	77,5	7,3	11,7
Непроточные ванночки	48	186,2	12,1	9,3
Подземные водотоки	111	231,7	11,4	12,2
Источники	460	274,9	18,9	14,2

В 1957–1980 гг. в карстовых районах Карпат, Крыма, и Кавказа были проведены детальные гидрохимические исследования. Они состояли в опробовании в разные сезоны различных водопроявлений (атмосферные осадки, воды почвенного слоя, воды из карров, инфильтрационные, инфлюационные, конденсационные воды, воды ванночек и подземных потоков в карстовых полостях, источники на поверхности). Всего было изучено более 3000 проб. В Горном Крыму (Красная пещера), на массивах Алек (шахта-понор Географическая), Ахцу (пещера Воронцовская), Гумишхинском (Новоафонская пещера) были организованы годовые наблюдения режимного типа (60–70 проб воды с одновременным определением ее расхода, температуры, удельного электрического сопротивления и др.). В Горном Крыму детальные гидрохимические работы, характеризующие нижние гидродинамические зоны, проведены в Ялтинском гидротоннеле. На основании выполненных исследований дана новая трактовка ряда проблем гидрохимии карста (происхождение и метаморфизм карстовых вод, ход карстовых процессов в различных гидродинамических зонах, расчет карстовой денудации и пр.). По проблеме опубликовано довольно много работ [13, 15, 16, 44, 71, 87, 109, 132, 135, 136, 138–142], использованных в настоящей обзорной работе. Одновременно в литературе появилось несколько работ, обобщающих материал по гидрохимии крупных регионов [143, 145 и др.]. В них приводятся общие данные по районам развития карста, иногда расходящиеся с данными более детальных специальных исследований.

Гидрохимия карстовых вод лучше всего изучена в Горном Крыму [13, 87 и др.]. Здесь опробовано по единой методике более 800 водопроявлений (табл. 12).

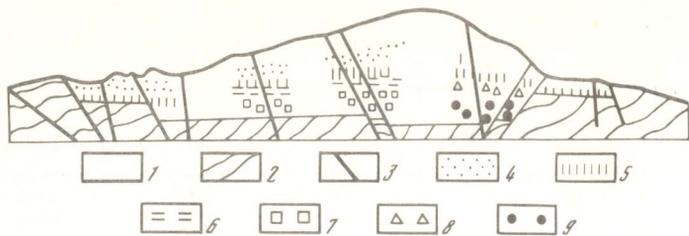
Карстовые воды Горного Крыма формируются в результате смешивания в разных пропорциях атмосферных вод, непосредственно инфильтрующихся под землю, инфлюационных и конденсационных вод и вод, образующихся при таянии снега и льда из карстовых полостей. Жидкие осадки, выпавшие в теплый период, имеют весьма пестрый химический состав, зависящий от направления преобладающих ветров, и минерализацию, меняющуюся от 6,9 до 82,5 мг/л¹ ($C_V = 0,56$). Твердые и жидкие

¹ В настоящей работе приводится не сумма ионов, а вычисленный плотный остаток (сумма ионов минус 0,5 HCO₃).

Ca	Mg	Na	Вычисленный плотный оста- ток M	C_V^M	pH	C_V^{pH}
5,7	0,7	7,3	35,6	0,56	6,2	0,02
6,1	—	6,7	30,3	0,72	6,0	0,02
67,3	1,4	11,5	189,2	0,32	7,1	0,02
56,6	2,6	14,7	185,7	0,24	6,6	0,03
18,3	1,3	11,7	89,1	0,56	6,6	0,05
55,3	3,2	12,1	185,1	0,29	7,3	0,04
72,0	3,6	11,8	226,8	0,12	7,2	0,03
70,7	13,1	16,2	270,6	0,25	7,4	0,05

осадки, выпавшие в холодный период, имеют преобладающий хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав при минерализации 3,7–80,1 мг/л ($C_V = 0,72$). При прохождении через кроны деревьев и почвогрунты атмосферные осадки увеличивают минерализацию в два-три раза и приобретают устойчивый гидрокарбонатный кальциевый состав. Конденсационные воды имеют в момент образования нулевую минерализацию, но уже на первых десятках метров путей фильтрации приобретают минерализацию 80–150 мг/л при гидрокарбонатном кальциевом составе. Примерно такую же минерализацию имеют и инфильтрационные воды (83–253 мг/л; $C_V = 0,32$). Поэтому на настоящем этапе исследований их различить трудно. Снег и лед из карстовых полостей имеют средний гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав при минерализации 39–239 мг/л ($C_V = 0,56$). В зависимости от происхождения минерализация льда может меняться от 54 мг/л (атмогенный лед) до 239 мг/л (гидрогенный лед). Химический состав инфильтрационных вод формируется еще на поверхности. Это гидрокарбонатные кальциево-натриевые воды с минерализацией 138–313 мг/л ($C_V = 0,24$). В дальнейшем преобразование химического состава подземных вод происходит в карстовых системах, парциальное давление CO_2 в которых на один-два порядка выше, чем в свободной атмосфере (0,3–3,0%), [13]. Воды непроточных ванночек имеют гидрокарбонатный кальциевый состав при минерализации 140–156 мг/л ($C_V = 0,29$). Воды подземных водотоков характеризуются гидрокарбонатным кальциевым составом с минерализацией 133–340 мг/л ($C_V = 0,12$). Воды карстовых источников имеют гидрокарбонатный кальциевый состав при минерализации 150–420 мг/л ($C_V = 0,25$). Состав и минерализация воды источников, выходящих из различных карстовых блоков, могут существенно отличаться, что является гидрохимическим индикатором карстовых процессов и структуры карстовых систем.

От области питания к области разгрузки происходит стабилизация химического состава подземных вод и уменьшение степени вариации минерализации (C_V меняется от 0,72–0,56 для атмосферных вод до 0,12 для вод подземных потоков). Средняя минерализация инфильтрационных и инфильтрационных вод составляет около 85% от минерализации подземных потоков и 70% — от минерализации воды карстовых источников. Это свидетельствует о преимущественном прохождении коррозионных процессов



Р и с. 22. Гидрохимический разрез по оси Ялтинского тоннеля [38]

1 — карстующиеся породы; 2 — некарстующиеся породы; 3 — тектонические нарушения; 4—9 — химический состав воды: 4 — гидрокарбонатный кальциевый, 5 — гидрокарбонатный магниевый-кальциевый, 6 — сульфатно-гидрокарбонатный натриевый, 7 — гидрокарбонатно-сульфатный натриевый, 8 — сульфатный кальциево-магниевый-натриевый, 9 — сульфатный натриевый

в верхней части карстующейся толщи. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен ниже.

Приведенные данные характеризуют карстовые воды I и II гидродинамических зон. В 1959—1963 гг. при строительстве Ялтинского гидротоннеля возникла возможность дать гидрохимическую характеристику III гидродинамической зоны [38] (рис. 22). В верхней части карбонатного разреза встречены пресные гидрокарбонатные кальциевые, гидрокарбонатные магниевый-кальциевые, гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды с минерализацией 220—350 мг/л, имеющие тесные генетические связи с инфильтрационными и инфлюационными водами. В средней и нижней частях известняковых блоков вскрыты изолированные струи гидрокарбонатно-сульфатных натриевых, гидрокарбонатно-сульфатных магниевый-натриевых, сульфатных натриевых вод с минерализацией 1000, 1500 и даже 2100 мг/л. Формирование сульфатных вод Ялтинского массива произошло в результате взаимодействия богатых кислородом и углекислотой поверхностных вод с обогащенными пиритом и марказитом известняками [87]. На уровне оси гидротоннеля (700—1000 м от поверхности) в разных карбонатных блоках, разделенных разрывами, наблюдаются различные по минерализации и химическому составу воды. Этим подтверждается роль тектонических нарушений-барражей, с приразрывными зонами которых связаны значительные водопритоки. После проходки тоннеля эти зоны были дренированы. Произошла сработка запасов минерализованных сульфатных вод, которые заместились более пресными водами верхних гидродинамических зон (табл. 13).

Таким образом, в разных частях разреза карбонатной верхнеюрской толщи Горного Крыма в зависимости от степени раскрытости структуры могут быть встречены не только пресные гидрокарбонатные воды, но и минерализованные воды иного химического состава.

Аналогичные, хотя и не такие полные, данные имеются по карстовым массивам Алек и Воронцовскому на Западном Кавказе [44].

Ход формирования химического состава карстовых вод и их дальнейшей метаморфизации удобно рассмотреть на графике Тилльманса—Тромба (рис. 23). В Украинских Карпатах формирование карстовых вод происходит под влиянием инфильтрации атмосферных осадков. Центры геохимических полей инфильтрационных вод, вод подземных водотоков и карстовых источников ложатся на прямую, перпендикулярную к кривым равновесия рН—расчетное содержание CaCO₃. Это самый простой

Таблица 13

Изменение химического состава вод (в мг/л) одной из приразрывных зон Ялтинского гидротоннеля в 1962–1965 гг. [38]



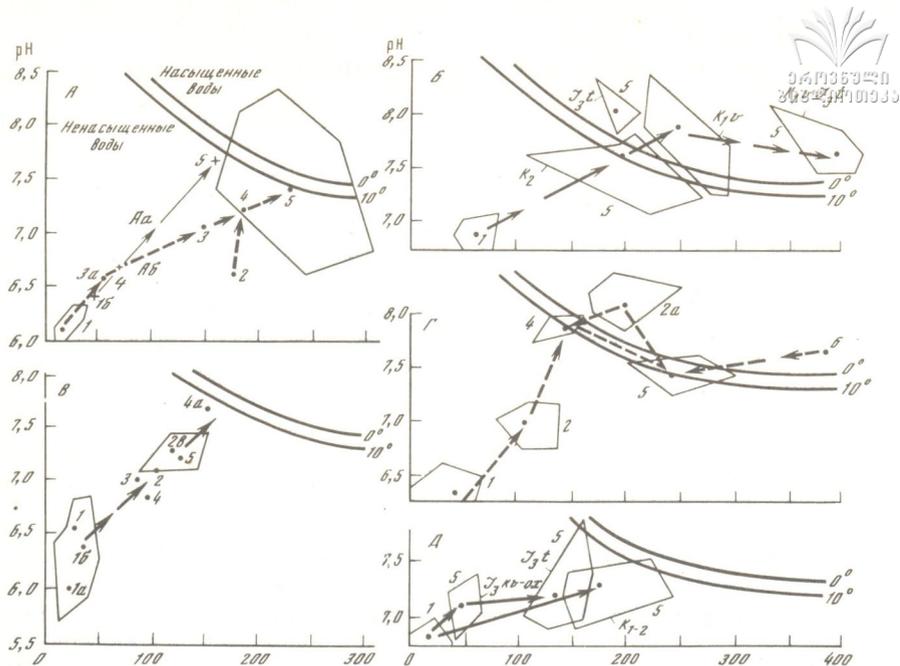
Год	HCO ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na + K	Вычисленный плотный остаток <i>M</i>
1962	253,3	997,9	16,1	136,3	85,5	251,6	1614,0
1966	302,3	185,7	11,0	37,0	29,2	112,0	526,1
ΔM	+49,0	-812,2	-5,1	-99,3	-56,3	-139,6	-1087,9

случай метаморфизма, не осложненный никакими "боковыми" линиями. Все пробы лежат в поле ненасыщенных вод, до выхода на поверхность сохраняющих карбонатную агрессивность.

В Горном Крыму (см. рис. 23, А6) формирование карстовых вод также происходит в основном под влиянием атмосферных осадков. В районе развития задернованного карста они трансформируются горными луговыми почвами, смешиваются с водой, образующейся при таянии скопленных льда и снега в карстовых полостях, и с конденсационными водами. С водосборов, сложенных некарстующимися или слабо карстующимися отложениями, поступают инфлюационные воды повышенной минерализации. В результате смешивания этих вод в различных пропорциях образуются воды подземных водотоков, выходящие на поверхность в виде источников. Все карстовые воды Горного Крыма обладают значительной карбонатной агрессивностью. Исключением являются воды некоторых источников. Обширность геохимического поля, занимаемого водами источников, свидетельствует о необходимости выделения среди них отдельных групп [142].

В области питания Кавказских минеральных вод на Скалистом и Пастбищном хребтах (см. рис. 23, Б) формирование верхнемеловых вод происходит почти исключительно за счет атмосферных осадков, валанжинских вод — за счет атмосферных осадков и инфлюационных вод с некарстующихся отложений готерива-альба, титонских карбонатных отложений — за счет поступления атмосферных осадков, а сульфатных отложений — за счет перетока из толщи нижнего мела. В условиях задернованного карста и пологого моноклиального залегания карстующихся пород подземные воды быстро достигают состояния насыщения (верхнемеловые воды) и даже пересыщения (воды мела и верхней юры). Это объясняет обилие отложений известковых туфов у выходов холодных (температура 7–12°С) карстовых источников.

На массивах Алек и Ахцу (см. рис. 23, В) формирование карстовых вод происходит в довольно сложных условиях. В пределах территорий голого и задернованного карста определяющее значение имеет инфильтрация атмосферных осадков, трансформированных при прохождении сквозь кроны букового леса и через бурые лесные почвы. В обоих случаях происходит понижение рН на 0,2–0,5 единиц, повышающее их агрессивность. В пределах территорий развития палеогеновых аргиллитов, алевролитов и песчаников под землю поступают инфлюационные потоки с минерализацией до 160–180 мг/л. Смешиваясь с конденсационными



Р и с. 23. Метаморфизация карстовых вод Украинских Карпат (Аа), Горного Крыма (Аб), Северного склона Кавказа (Б), массивов Алек и Ахцу (В), Гумишхинского массива (Г), массива Арабика (Д) на графике Тилльманса—Тромба

1 — атмосферные осадки; 1а — атмосферные осадки, трансформированные под кроной лиственного леса, 1б — то же, под бурными лесными почвами; 2 — инфлюационные воды; 2а — то же, в нижней части поверхностных водотоков; 2в — вода из карнов; 3 — конденсационные воды; 3а — снег и лед из карстовых полостей, 4 — подземные водотоки; 4а — то же, в межень; 5 — карстовые источники (для Северного Кавказа и Арабика показан возраст водовмещающей толщи); б — минеральные воды Ломаными линиями показаны геохимические поля, стрелками — направления метаморфизации (проведены через точки со средним для поля значением)

водами, они формируют воды карстовых полостей. К состоянию насыщения близки лишь воды из карновых желобов и из непроточных ванночек под землей.

На Гумишхинском массиве питание карстовых вод, разгружающихся в виде источников в долине р. Мааниквары близ Новоафонской пещеры, происходит за счет нескольких составляющих. Часть стока формируется за счет атмосферных осадков над ближней и дальней областями питания. В долинах рек Аапсты, Цквары, Псырци, Мааниквары происходит поглощение поверхностного стока, особенно сильное в их верхнем и нижнем течениях. Инфильтрационные, инфлюационные и конденсационные воды, смешиваясь между собой в различных пропорциях, формируют воды карстовых полостей, выходящие на поверхность в виде источников. Лишь атмосферные осадки и инфлюационные воды, формирующиеся за счет поглощения в верховьях рек, не насыщены по отношению к карбонату кальция (см. рис. 23, Г). Инфлюационные воды, формирующиеся в нижней части речных долин, пересыщены, а воды карстовых полостей и источников образуют геохимические поля, где имеются и ненасыщенные, и насыщенные воды. Положение поля карстовых вод в стороне от главной линии метабенеза свидетельствует о том, что в их

формировании принимают участие воды не только верхней части зоны аэрации. Справедливость этого положения будет показана ниже.

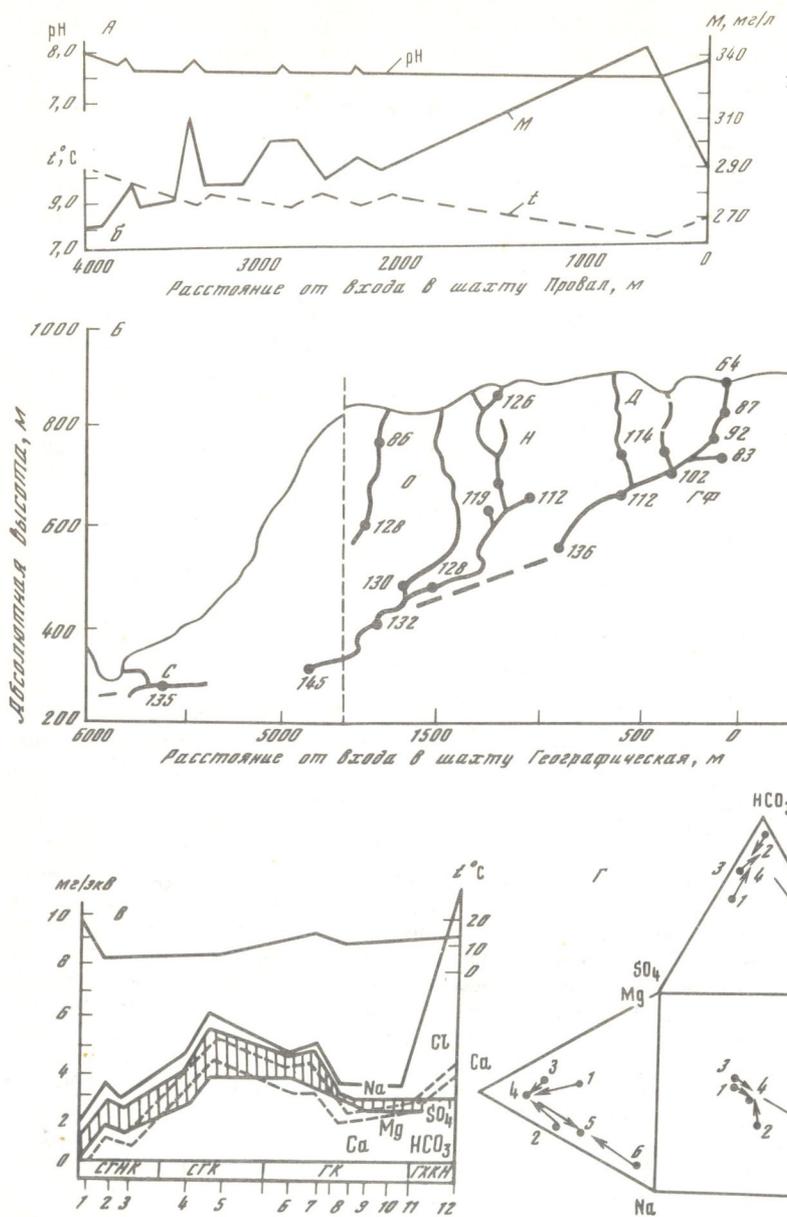
Рассмотренные пять карстовых районов располагаются в низко-среднегорных условиях. Особенности формирования химического состава подземных вод высокогорного карста изучены значительно хуже. Первые количественные данные опубликованы по массиву Арабика [15, 16, 145]. Питание карстовых вод здесь осуществляется за счет жидких и твердых атмосферных осадков (см. рис. 23, Д), поступающих в различные по возрасту водоносные горизонты, относящиеся к разным, иногда наложенным друг на друга, карстовым бассейнам. Основная масса дренирующих их источников имеет даже в летнюю межень воду, ненасыщенную по отношению к карбонату кальция. На массиве Арабика необходимы дальнейшие исследования. Во время спелеологических исследований на массиве Фишт было отобрано несколько десятков проб воды, снега и льда на химический анализ [146]. Карстовые воды здесь также сохраняют агрессивность до выхода на поверхность.

Таким образом, изучение положения гидрогеохимических полей дает ценную информацию о закономерностях формирования подземных вод района и позволяет прогнозировать некоторые их особенности.

Синхронный отбор проб воды в карстовых полостях на разном расстоянии от входа дает возможность оценить изменения минерализации и химического состава карстовых вод в недрах горных массивов (рис. 24). Наиболее детальные исследования этого плана проведены в Красной пещере [141] и на массиве Алек [44]. В Красной пещере (рис. 24, А) изменения минерализации прослежены на расстоянии более 4 км вниз по потоку. В межень подземная река Краснопещерная имеет в основном инфильтрационное питание. На первых 400 м происходит быстрое нарастание минерализации до 340 мг/л. Затем на расстоянии 1,5 км минерализация уменьшается до 290 мг/л (на 15%). Общая тенденция уменьшения минерализации сохраняется до выхода подземной реки на поверхность (270 мг/л), однако имеются четыре участка, связанных с зонами разрывных нарушений, где происходит скачкообразное повышение минерализации на 20–40 мг/л. Это позволяет использовать гидрогеохимический метод для выявления тектонических нарушений как на поверхности [148], так и под землей [13]. По сравнению с максимальной минерализацией, которую имеют подземные воды в 100 м от поверхности, конечная минерализация составляет всего 79%. Такая же картина отмечена и в других обводненных пещерах Крыма (Ени-Сала-III, Джур-Джур, Желтая, Узунджа). Статистическая обработка данных о химическом составе карстовых вод на глубине 0–100, 100–400, 400–500 м от поверхности позволила рассчитать градиенты выщелачивания. Они составляют соответственно 167, 60 и 18 мг/(л · 100 м). В межень в нижней части зоны аэрации часто наблюдается отложение карбонатного материала с градиентами от –0,11 до –14,5 мг/(л · 100 м). Для района Красной пещеры доказано, что 57% общей пустотности выщелачивания формируется в верхней части аэрации, 10% — в средней и 33% — в нижней, 88% пустот образуется в период паводков и всего 12% — в период межени [13].

Карстовые водотоки массива Алек формируются за счет слияния вод отдельных полостей, образующих единую карстовую систему (рис. 24, Б). В ее верхней части градиент вертикального выщелачивания составляет 25–34, в средней — 12–17, в нижней от +2–8 до –5–45 мг/(л · 100 м). Градиент горизонтального выщелачивания в верхней части системы составляет 10, а в нижней 0,2 мг/л (л · 100 м).

В районе Новоафонской пещеры в дальней области питания наблюдается



Р и с. 24. Метаморфизация карстовых вод вниз по потоку

А — Горный Крым, Красная пещера; Б — Западный Кавказ, массив Алек (шахты-породы: Гф — Географическая, Д — Девичья, Н — Назаровская, О — Октябрьская; С — вскрытая пещера Соколова; цифры у точек — минерализация воды, мг/л); В — Г — Абхазия, Гумишхинский массив: В — изменения химического состава и температуры воды в источниках в сентябре 1974 г. (график Бродского). Водопункты: 1 — дождевые воды; 2—3 — шахта-пород Снежная на глубине 590 и 720 м; 4—7 — поверхностный сток, поглощители; 4 — на р. Аапсте; 5 — на р. Цкваре; 6, 7 — на р. Мсре, 8—10 — Новоафонская пещера; 11—12 — р. Мааниквара: 11 — правобережный воклюз, 12 —

быстрое нарастание минерализации карстовых вод с градиентами до 80–100 мг/(л · 100 м) (рис. 24, В). Затем происходит ее снижение, достигающее 40% от исходной величины. У выхода на поверхность опять наблюдается резкое увеличение минерализации (на 214%) с одновременным изменением химического типа воды от гидрокарбонатного кальциевого до хлоридного натриевого [71]. Для проверки гипотезы о подпитке карстовых вод минеральными водами материалы гидрохимических исследований были обработаны на графике Дурова (рис. 24, Г). Видно, что воды карстовых источников лежат на прямой смешивания вод карстовых водотоков и минеральных вод. В различные месяцы они смешиваются в соотношении от 26:1 (март, снеготаяние) до 5:1 (ноябрь, межень).

На массиве Фишт вертикальный градиент выщелачивания в летний период при таянии снега и льда на поверхности карстового плато составляет всего 1–3 мг/(л · 100 м) [146].

Таким образом, изучение изменений минерализации и химического состава карстовых вод вниз по потоку в разные сезоны не только дает важную информацию об избирательности коррозионных процессов во времени и в пространстве, но позволяет оценить генезис карстовых вод.

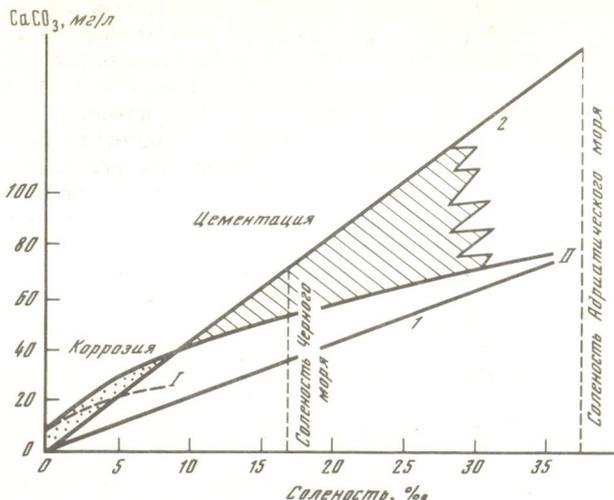
С изучением гидрохимии карбонатного карста связано много теоретических и практических проблем гидрогеологии, карстоведения и спелеологии [109]. Остановимся только на одной из них — на коррозии смешивания.

Механизм формирования карстовых пустот в III гидродинамической зоне до последнего времени оставался неясным. До сих пор встречаются попытки объяснить наличие крупных карстовых полостей ниже базиса эрозии процессами опускания местности, приводящими к формированию погребенного карста [144]. Между тем, еще в 1939 г. Ф. Ф. Лаптев, развивая идею А. Н. Бунеева, показал, что смесь двух неагрессивных вод может обладать агрессивными свойствами. Это приводит к усиленному растворению известняков в местах пересечения трещин. За рубежом этот эффект "коррозии смешивания" описан в 1963–1965 гг. без упоминаний исследований Ф. Ф. Лаптева [61 и др.]. В дальнейшем Л. Эрнст, А. и Б. Говард, Р. Кирл, А. Эразо и ряд других карстологов и гидрохимиков выполнили гидрохимические и термодинамические расчеты, позволяющие оценить ее интенсивность. Наиболее интересный метод расчета предложен Л. Эрнстом [149]. По его данным,

$$\Delta[\text{Ca}^{2+}] = \frac{[\text{Ca}^{2+}]_1 \left[(n + (1-n) [\text{Ca}^{2+}]_2^3 / [\text{Ca}^{2+}]_1^3)^{1/3} - (n + (1-n) [\text{Ca}^{2+}]_2 / [\text{Ca}^{2+}]_1) \right]}{K_f \left(1 + \frac{3[\text{Ca}^{2+}]_1^2 (n + (1+n) [\text{Ca}^{2+}]_2^3 / [\text{Ca}^{2+}]_1^3)^{2/3}}{K_f} \right)}, \quad (21)$$

где $[\text{Ca}^{2+}]_{1,2}$ — молярная концентрация Са в воде (1) и (2); $\Delta[\text{Ca}^{2+}]$ —

левобережный воклюз. *Типы воды:* ГК — гидрокарбонатный кальциевый; СГК — сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый; СГНК — сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый; ГХКН — гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-натриевый; Г — формирование химического состава подземных вод Новоафонской пещеры (график Дурова, указано количество анализов): 1 — дождевые (24); 2 — инфлюационные (42); 3 — подземные водотоки (16); 4 — воды Новоафонской пещеры (25); 5 — р. Мааниквара, левобережный воклюз (39); 6 — минеральные воды в меловых и палеогеновых отложениях



Р и с. 25. Химическая эволюция карстовых вод морских побережий [151]

I, II — кривые растворения CaCO_3 в минерализованной воде: *I* — по Дебаю—Гюккелю, *II* — по Эдмонду—Гескесу. *1, 2* — линии смешивания пресных карстовых вод с морскими при насыщении (*1*) и двукратном пересыщении CaCO_3 (*2*)

концентрация Ca после смешивания; n — количество воды (*1*); $(1-n)$ — количество воды (*2*); K_t — константа, зависящая только от температуры (определяется теоретически по Тилльмансу).

Расчет по формуле (21) показал, что при содержании $[\text{Ca}^{2+}]_{1,2}$ 11,5 и 170,5 граммолей и $n = 0,43$ в раствор дополнительно переходит 8,9 граммолей Ca .

Аналогичное уравнение выведено и для смешивающихся вод с разной температурой:

$$\Delta[\text{Ca}^{2+}] = \frac{[\text{Ca}^{2+}] \left[\left(\frac{n}{K_{t_1}} + \frac{1-n}{K_{t_2}} \right)^{1/3} - \frac{1}{K_{tm}^{1/3}} \right]}{\frac{1}{K_{tm}^{1/3}} + \frac{1}{3} \left\{ [\text{Ca}^{2+}]^2 \left(\frac{n}{K_{t_1}} + \frac{(1-n)}{K_{t_2}} \right)^{2/3} \right\}^{-1}} \quad (22)$$

При смешении в пропорции 1:1 ($n = 1-n = 0,5$) двух насыщенных вод с жесткостью $15H^0$ (268 мг/л) и температурой 10 и 20°C в раствор дополнительно переходит 2,7 мг/л CaCO_3 . Этот вид коррозии смешивания особенно важен в случае смешивания холодных карстовых и термальных вод.

Роль коррозии смешивания может быть особенно большой при формировании трещинно-карстовой пустотности III гидродинамической зоны [85]. Пусть в карстовом массиве в соответствии с идеей о двойной пористости существует система из крупных раскрытых трещин, по которым имеется движение воды, и более мелких трещин и пор внутри блока. И поры, и трещины обводнены, однако вследствие различий в скоростях движения вода имеет различную минерализацию. Вследствие пульсации порового пространства при отливно-приливных движениях [150] вода из пор поступает в трещины, стенки которых подвергаются растворе-

нию за счет коррозии смешивания. Затем эта смесь засасывается обратно в поры и происходит увеличение их размеров. Этот постоянно действующий механизм при наличии выноса растворенного материала через крупные трещины в масштабе геологического времени должен привести к формированию значительного количества пустот в зоне полного насыщения.

Интересный анализ химической эволюции карстовых вод при субмаринной разгрузке приводит Я. Рудницкий [151]. Объединив на одном чертеже графики растворимости CaCO_3 при увеличении солености, построенные Дебаем—Гюккелем и Эдмондом—Гескесом для насыщенных и перенасыщенных карбонатом кальция морских вод (рис. 25), он показал, что даже при двойном пересыщении при смешивании карстовых и морских вод возможна коррозия смешивания. При высокой солености морского бассейна и значительном содержании CaCO_3 в карстовых водах наступает цементация донных отложений карбонатом кальция.

Наряду с приведенными расчетными и графическими данными в литературе имеются сведения о том, что реальные природные растворы, редко находящиеся в состоянии насыщения, при смешивании не дают "эффекта коррозии". Таким образом, в этом направлении необходимы дальнейшие исследования.

ГЛАВА 7

РЕЖИМ КАРСТОВЫХ ВОД

Режим карстовых вод изучают на источниках, буровых скважинах и реках, применяя методы, разработанные в гидрогеологии и гидрологии. Наблюдения на источниках и скважинах обычно производятся один раз в три дня, а на реках ежедневно [153]. На большинстве водопунктов, входящих в режимную сеть, отсутствуют водозамерные сооружения, позволяющие фиксировать максимальные расходы, а также самопишущие приборы. Гидрометрические посты на реках обычно располагаются таким образом (выше, ниже границы карстового района или в его пределах), что карстовая составляющая стока определяется недостаточно точно. Буровые скважины располагаются в пределах карстовых массивов неравномерно, что затрудняет глубинные наблюдения. В области разгрузки скважины имеются в основном на месторождениях пресных или минеральных вод. Результаты наблюдений на них не всегда можно сопоставить с ходом метеозаэментов в области питания. На месторождениях минеральных вод карстового типа изучение режима осложняется явлениями термо- и газ-лифта. Не на всех наблюдательных постах производятся синхронные наблюдения за всеми элементами режима: расходом (уровнем), температурой, минерализацией и химическим составом подземных вод. Для некоторых водопунктов недостатком режимных наблюдений является их малая продолжительность (2—8 лет). Все изложенное создает некоторые трудности в оценке режима карстовых вод региона.

Для Восточных Карпат данных о режиме карстовых вод нет.

В Горном Крыму известно более 2000 карстовых источников, отличающихся по условиям выхода (из верхнеюрских известняков, глыбовых навалов, делювиальных отложений), высоте выхода (от 1300 до —(10—

20) м по отношению к уровню моря), дебиту (от долей л/с до $40 \text{ м}^3/\text{с}$), типу режима. Режим нескольких сотен источников Горного Крыма изучается с 1945 г. [61, 163].

По отношению максимального расхода к минимальному выделяются источники флюационного, смешанного и фильтрационного типов (коэффициенты изменчивости 20–50, 6–20, 1–2), расположенные на разном расстоянии от области питания. Флюационный тип источников отличается быстрым и резким изменением расхода на 100–1000 и более литров в секунду с периодом реакции на выпадение осадков или снеготаяние 1–3, реже 5–10 сут. В годовом цикле наблюдается много пиков расходов, каждый из которых соответствует выпадению осадков. К этому типу принадлежат все крупные источники с расходом более 100 л/с. Смешанный флюационно-фильтрационный тип источников отличается более медленным и плавным изменением расхода с одним пиком в феврале-марте, за которым следует снижение расхода. Амплитуда колебаний дебита достигает 20 л/с при типичных дебитах 2–30 л/с. Фильтрационный тип источников характеризуется небольшими дебитами (до 4 л/с) и малой амплитудой их колебания. Родники имеют почти постоянный расход на протяжении года, что может свидетельствовать об их многолетнем регулировании. Температура воды карстовых источников Горного Крыма колеблется от 7–8 до 9–11 °С, причем более холодные источники располагаются выше по склону и имеют меньшие амплитуды колебаний температуры (0,5–1,0 °С). Минерализация воды на протяжении года меняется незначительно, уменьшаясь в паводок и возрастая в межень [37].

Недостатком этих обширных материалов является отсутствие непрерывной регистрации расходов источников. Это не позволяет проанализировать особенности добегания волны паводка и оценить наиболее интересный для карстовых вод декадный (в период паводка и межени) и часовой ход расходов. В большинстве случаев исследователю остается неясным механизм формирования паводка, что дает основания для гипотетических построений. И.Г. Глухов полагал, что сток Скельского, Аянского, Краснопещерного источников формируется за счет расходования запасов предыдущих лет [37].

В 1964–1980 гг. накоплены данные о режиме карстовых вод Долгоруковского и Ай-Петринского массивов. Автоматическая регистрация изменений расходов источников и уровней воды в скважинах дала материал для гидродинамических расчетов с использованием ЭВМ, а спелеологические исследования уточнили гидрогеологическую обстановку этих горных массивов.

Наиболее прост режим карстовых источников верхней и средней части склонов (I гидродинамическая зона). Их расход строго следует за изменениями количеств выпадающих осадков, а температура – за изменениями температуры воздуха. Между температурой, минерализацией и расходом имеется четкая обратная связь (коэффициент корреляции $-(0,80-0,85) \pm 0,03$).

Режим II гидродинамической зоны характеризуют источники в нижней части склонов и буровые скважины наблюдательной станции Ай-Дмитрий. Расход источников следует за изменениями осадков с запаздыванием, зависящим от размеров дренируемых блоков. На гидрографах четко прослеживается наложение пиков паводка, связанное с быстрым поступлением инфлюационных вод, на более распластанные пики инфльтрационного происхождения. Температура воды обнаруживает четкую обратную связь с расходом (коэффициент корреляции $-0,94 \pm 0,04$); связь минерализации с расходом менее тесная ($-0,68 \pm 0,07$). Уровни и температура воды

в скважинах зависят от их положения в карбонатном блоке. Скважины, расположенные в приразрывных трещинных зонах, характеризуются режимом, схожим с режимом источников. Для них характерны резкие (40–70 м) колебания уровня ($C_V = 0,50 \div 0,70$) и значительные (до 3°С) колебания температуры ($C_V = 0,10$). Скважины, заложенные в таких же гипсометрических и геологических условиях, но внутри карбонатных блоков, имеют иной режим. Колебания уровня в них не превышают 10 м ($C_V = 0,02 \div 0,10$), а температуры — 1,5°С ($C_V = 0,04$). Связь между ходом уровней, температурой воды в скважинах и расходом воды в источниках отсутствует (коэффициент корреляции менее $0,30 \pm 0,12$). Некоторые сведения о режиме вод этой гидродинамической зоны дают наблюдения над изменениями уровня воды в глубоких карстовых шахтах и вскрытых пещерах [13]. Колебания уровня воды в них не превышают 13 м (шахта-понор Каскадная), обычно составляя 3–5 м (вскрытые пещеры Мира, Эгиз-Тинах-1, II, Эмине-Баир-Хосар).

Наиболее сложный режим имеют источники и буровые скважины, расположенные в основании склонов. Изменения расхода, температуры и минерализации в них слабо коррелируются с ходом атмосферных осадков. В связи с наличием больших площадей инфильтрационного и инфлюационного питания на плато и склонах горных массивов здесь происходит взаимное наложение пиков расходов разного происхождения. Непосредственный гидродинамический анализ гидрографов обычно не дает результатов. В этих условиях необходим анализ режима источников по синоптическим ситуациям с учетом количества, вида и продолжительности выпавших осадков. Связь между температурой, минерализацией и расходом параболическая, обычно довольно слабая (коэффициент корреляции — $(0,40–0,50)$). Уровень воды в буровых скважинах испытывает сезонные колебания с амплитудой до 30–35 м [37]. Карстовые пещеры, находящиеся на границе II и III зон, в паводок подтапливаются на 8–45 м (Скельская пещера), после чего начинается излив воды из их входов.

Большинство источников Горного Крыма по условиям выхода на поверхность относится к типу нисходящих. Лишь в нижней части склонов располагаются переливающиеся восходящие источники с различными типами экрана (литологическим, тектоническим). Спелеологические исследования показали, что многие источники, вне зависимости от современного гипсометрического и геоморфологического положения, связаны с сифонными каналами в глубине карстового массива (Скельский, Пания, Аянский, Краснопещерный, Ени-Сала, Карасу-Баши и др.). Это в значительной мере определяет особенности их режима.

Интересные материалы о режиме рек карстового питания содержатся в гидрологической литературе [89, 154 и др.]. К сожалению, в ней недостаточно учитывается специфика формирования, движения и разгрузки карстовых вод. Поэтому многие выводы, сделанные на основании анализа материалов режимных наблюдений без учета геологических и гидрогеолого-карстологических условий, нуждаются в пересмотре или количественном уточнении. В их числе находятся представления о наименьшей зарегулированности рек, в бассейнах которых карст находится в старческой стадии (Черная, Кача), о существовании "подземных резервуаров" в основном водоносном горизонте из конгломератов и песчаников, о колоссальных модулях стока рек карстового питания (397 л/(с · км²) для р. Бююк-Карасу, 492 — для р. Аяна, 767 л/(с · км²) — для р. Хастабаша).

Наряду с традиционным изучением изменений расхода, температуры и минерализации карстовых вод в годовом разрезе, дающим общую характеристику режимобразующих факторов, большой интерес представляет

применение новых методов исследований, апробированных на отдельных гидрологических постах Крыма сотрудниками ИМП Мингео УССР и Симферопольского государственного университета.

Для оценки дебита источника при значительной мощности водоносного горизонта обычно применяется формула Майе—Губера—Буссинеска

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t}, \quad (23)$$

где Q — дебит источника в любой момент времени, л/с; Q_0 — дебит источника в начальный момент его падения, л/с; α — коэффициент истощения; t — продолжительность периода падения дебита, с.

Коэффициент истощения определяется по формуле

$$\alpha = \pi^2 k h_{\text{ср}} / 4\mu L^2, \quad (24)$$

где k — коэффициент фильтрации, м/с; $h_{\text{ср}}$ — средняя мощность водоносного горизонта, м; μ — коэффициент водоотдачи пород; L — расстояние от источника до водороздела подземных вод, м. Все эти характеристики для карстовых вод определяются с большой долей условности. Кроме того, коэффициент истощения не остается постоянным во времени. Для Горного Крыма И.Г. Глухов [77] предложил преобразованную формулу, учитывающую эти изменения:

$$Q = Q_0 \exp [- (0,0079 Q_0 + 0,119) t]. \quad (25)$$

К сожалению, идеи И.Г. Глухова не получили дальнейшего развития, и в последних руководствах [25, 20] для расчетов в карстовых районах рекомендуется формула Майе.

За рубежом на материалах наблюдений карстово-гидрогеологических стационаров предложен ряд новых методов определения послепаводковых расходов карстовых источников. Наиболее информативен гидрограф, построенный в координатах $\lg Q_{1,t}$ [7]. При этом коэффициент истощения следует определять по формуле

$$\alpha = \frac{\lg Q_1 - \lg Q_2}{0,4343 (t_2 - t_1)}, \quad (26)$$

где Q_1 и Q_2 — расходы в избранные моменты времени t_1 и t_2 . График единичного паводка в полулогарифмическом масштабе представляет ломаную линию. Ее верхняя, более крутая часть характеризует сброску запасов воды из крупных полостей, каверн и каналов, средняя, более пологая — из мелких каверн и трещин, нижняя, еще более пологая — из мелких трещин и пор. Гидрографы подземной реки Краснопещерной в любой ситуации состоят из двух частей, что свидетельствует о ее питании за счет емкостных запасов данного года, заключенных в крупных полостях, кавернах и трещинах. Емкость подтопляемой части Красной пещеры составляет 100—120 тыс. м³, что точно соответствует объему паводкового стока.

Ж. Барбье [155] предложил рассчитывать спад паводка на карстовых водотоках по формуле

$$Q = \frac{q_0 - \eta t}{1 + \epsilon t} + (Q_0 - \beta t), \quad (27)$$

где первое слагаемое определяет величину инфильтрации в области питания, а второе — величину притока из зоны насыщения. Значения Q_0 и q_0 определяются графически по кривой спада; β — как тангенс угла наклона прямой

осушения на полулогарифмическом графике;

$$\eta = \frac{q}{t_1}; \quad \epsilon = \frac{q_0 - 2\eta t}{q_0 t},$$

где t_1 и t — время, в которое $q_0 = 0$ и $q = 0,5$.

О. Буильон и Ж. Фландрин [156] для прогнозирования расхода крупных карстовых источников предложили "модель Воклюза":

$$Q = Q_0^1 e^{-a_1 t} + Q_0^2 e^{-a_2 t}, \quad (28)$$

согласно которой спад расхода можно представить в виде накладывающихся друг на друга экспоненциальных функций.

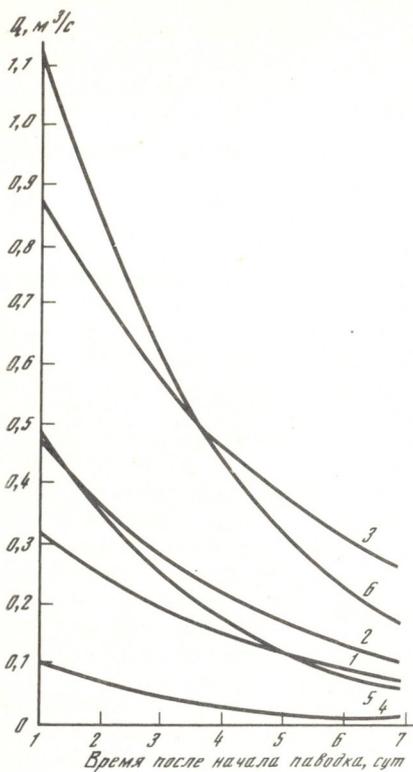
Детальный математический анализ изменений расходов карстовых источников Надьтохонья, Киштохонья и Лофай в Венгрии показал, что эта модель здесь не реализуется. Кривые спада описываются рядом экспоненциальных функций со значениями α , меняющимися от 0,3 до 19,0. При этом один и тот же расход источника может наблюдаться при разных гидрологических ситуациях — на подъеме паводка, на его спаде и пр. [157].

Исходя из изложенного нами была предпринята обработка на ЭВМ восемнадцатилетних наблюдений над расходами р. Краснопещерной. Все многообразие возможных синоптических ситуаций прохождения паводков удалось свести к шести расчетным кривым (рис. 26). Такой анализ позволит выявить региональные особенности режима карстовых вод, существенно уточняющие водохозяйственные расчеты. Так, например, емкость трещинно-каверновых коллекторов Краснопещерного блока после выпадения 40 мм осадков на протяжении пяти дней составляет 105 тыс. м³.

Если режим источников в паводковый период несет значительную, пока еще не расшифрованную до конца информацию об условиях их питания и емкостных свойствах трещинно-каверновых коллекторов, то меженный режим дает сведения о ходе конденсационных процессов и влиянии приливо-отливных деформаций земной коры.

Карстовый массив можно рассматривать как емкость, заполняющаяся в паводок и опорожняющаяся в межень. В этом случае нижняя часть кривой истощения должна асимптотически приближаться к нулю. Между тем меженный расход всех не пересыхающих карстовых источников мира отличается "прецизионным постоянством" [4]. Для р. Краснопещерной это 6 л/с. Такой расход фиксирует самописец на протяжении всех летних месяцев с суточным количеством осадков менее 10 мм. Изучение лент самописцев и специальные наблюдения выявили наличие четкого внутрисуточного хода расходов и температуры карстовых источников Крыма и Кавказа, который можно объяснить только прохождением конденсационных процессов [13]. Период добегаания конденсационных вод, формирующихся в зоне аэрации Долгоруковского массива, исходя из скорости движения подземных вод в Красной пещере в межень, должен составлять 3,5—4,5 сут. При сдвигении на 15 ч (целое число суток на расчет не влияет) между конденсацией и расходом р. Краснопещерной установлена тесная связь (рис. 27, коэффициент корреляции $0,98 \pm 0,01$).

Кроме конденсационных процессов внутрисуточный и суточный ход расходов карстовых источников может испытывать влияние приливо-отливных явлений, которые проявляются в вертикальном смещении земной поверхности, достигающем 250 мм на экваторе и 100 мм — на широте 50° [9]. Геофизическое значение могут иметь пять волн, вызванных приливами: лунная волна M_2 (период 12 ч 25 мин 14 с); солнечная волна S_z



Р и с. 26. Типовые графики спада расхода р. Краснопещерной (рассчитано на ЭВМ).
 Условия питания: 1 — снеготаяние, 2 — снеготаяние и дождь на протяжении 1 сут, 3 — снеготаяние и дождь на протяжении 2 сут; дождь: 4 — 1–2 дня (менее 30 мм); 5 — 2–4 дня (20–40 мм); 6 — более 4 дней (более 40 мм)

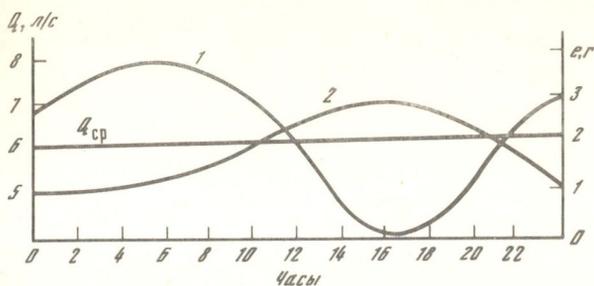
(12 ч 00 мин 00 с), лунная волна M_2 (12 ч 39 мин 30 с); лунно-солнечная волна K (23 ч 49 мин 10 с) и лунная волна O (25 ч 49 мин 10 с).

Трехлетние инструментальные наблюдения над изменениями расходов карстовых источников Нагитохонья (расход 120 л/с) и Лофай (расход 13 л/с) близ пещеры Аггтелек в Венгрии показали, что пульсация источников вызывается изменениями размеров порового пространства водовмещающих пород под влиянием притяжения Луны [150]. Сифонные выбросы источников имеют четкую 6-, 12-, 18-, 24-часовую периодичность, коррелирующуюся с положением Луны (верхняя и нижняя кульминации) и ее фазами. Характер связи с приливными явлениями определяется структурой сифонной системы. Источник

с одним сифоном имеет 12-часовую периодичность. С увеличением числа "колен" в сифонном канале он начинает работать как гидравлическое реле, усиливая колебания воды и меняя их частоту. Интересные данные о влиянии главной лунной полусуточной волны (M_2) на формирование подземных вод зоны аэрации получены в Кунгурской пещере на Урале [158]. В Горном Крыму специальные наблюдения над приливно-отливной пульсацией карстовых вод не проводились. Попытка выделить ее во внутрисуточном ходе источников у Красной пещеры пока успехом не увенчалась. Следует организовать специальные наблюдения на нескольких сифонных источниках и в Скельской пещере.

Определение пороговых расходов¹ различной обеспеченности — это необходимый этап проектирования туристско-экскурсионных комплексов в карстовых полостях [159]. Кривые обеспеченности среднесуточных расходов строились отдельно для каждого месяца. Затем была оценена частота появления расходов заданной величины (100, 200, 500, 1000 л/с) и заданной обеспеченности (1 раз в 20, 10, 5 лет, в 2 года, в 1 год). Анализ этих двух таблиц позволил рекомендовать проектной организации в качестве порогового расход 500 л/с. Непродолжительное превышение этого

¹ Под пороговым расходом понимается такой расход подземного потока, который могут пропустить без подтопления все естественные каналы и искусственные сооружения в пещере.



Р и с. 27. Внутрисуточный ход расхода р. Краснопещерной при $Q_{cp} = 6$ л/с (1) и ход конденсации в зоне аэрации Долгоруковского массива (2)

расхода с вероятностью 10–20% (1 раз в 5–10 лет) возможно в I–V и XII месяцах. Нормативный простой комплекса в период затопления с 95%-ной обеспеченностью составляет 36 дней. Эти данные положены в основу расчета экономической эффективности эксплуатации туристско-экскурсионного комплекса "Красная пещера".

В пределах Большого Кавказа имеются сотни источников и рек карстового питания. Разнообразные физико-географические и сложные гидрогеологические условия региона определяют различия в их режиме. В сводных работах по гидрогеологии [57, 58] сведения о режиме карстовых вод отсутствуют. Значительно больше данных собрано гидрологами, в сферу внимания которых попали не только реки, но и крупнейшие источники. Г.Н. Гигинейшвили [36] выделяет карстовые источники (и подземные реки) инфильтрационного, площадного инфилюационного и очагового инфилюационного питания (табл. 14). К сожалению, автор классификации не приводит количественных критериев для разделения первых двух типов. Если принять, что по классификации крымских гидрогеологов площадное инфилюационное питание соответствует смешанному питанию, то между этими схемами нет принципиальной разницы. Для оценки особенностей режима карстовых вод Г.Н. Гигинейшвили использует не отношение максимального и минимального расходов, а более тонкий показатель — коэффициент вариации расхода C_V . В качестве второго показателя служит отношение фактического коэффициента вариации $C_V^ф$ к эталонному $C_V^эт$ по рекам некарстового питания. Как следует из табл. 14 и рис. 28, на Большом Кавказе можно выделить шесть типов режима карстовых источников. Их детальная характеристика приведена в монографии Г.Н. Гигинейшвили [36]. Здесь остановимся только на важнейших их особенностях. Наибольший интерес для хозяйственного использования представляют источники с исключительно устойчивым и устойчивым режимом ($C_V < 0,30$). Они характеризуются самыми различными условиями выхода, относясь к пластовым, трещинным, сифонным. Большинство из них довольно чутко реагирует на снеготаяние и выпадение жидких осадков, но не образует крупных пиков, не мутнеет в паводок и имеет сравнительно постоянную температуру: от 6,5 до 10,5°С ($\pm 1,0$ –1,5°С). Среди этих источников преобладают малодобитные (до 10 л/с), однако имеются и крупные источники с расходом 0,1–0,4 и даже 2,7 м³/с (см. табл. 14).

Большой интерес представляют источники с сохранившимся зональным характером ($C_V = 0,30 \div 0,60$). Они часто связаны с аллювиально-делювиальными отложениями на склонах речных долин, но иногда имеют сифонный характер. К этому типу относится крупнейший карстовый источник

Таблица 14

Режим крупнейших карстовых источников Кавказа (по [36]) ↓

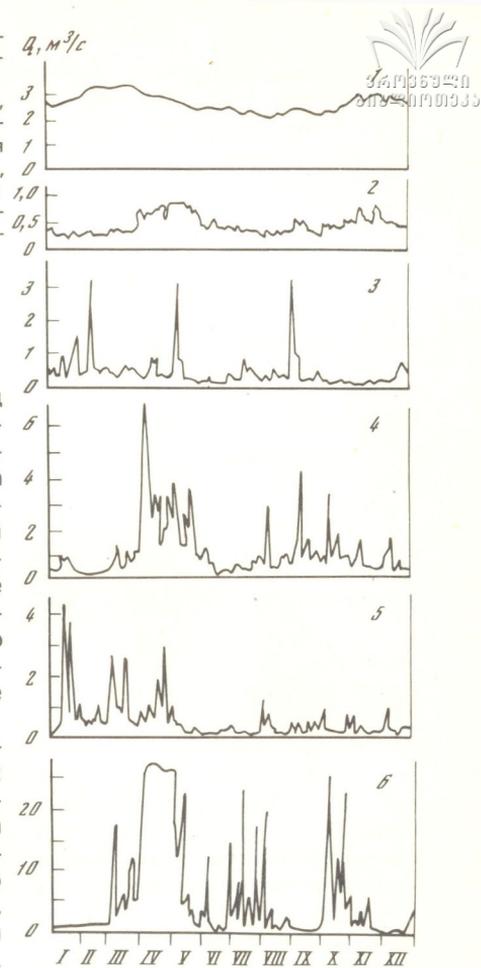


№п/п	Режим	C_V	$\frac{C_V^{\Phi}}{C_V^{\text{ЭТ}}}$	Источник, речной бассейн	Число лет наблюдений	$Q_{\text{ср}}, \text{м}^3/\text{с}$	$t_{\text{ср}}, ^\circ\text{C}$
1	Исключительно устойчивый	<0,12	<0,30	Семиградусный, р. Подкумок	9	0,004	8,0
				Финкгейзеровский, р. Подкумок	9	0,013	8,0
				Долиннодолинский, р. Терек	16	0,200	7,5
				Редантский, р. Терек	16	0,270	7,5
				Думановский, р. Малка	1	0,290	9,5
				Репруа, р. Репруа	2	2,690	8,8
				Лермонтовский, р. Подкумок	12	0,021	9,7
2	Значительно устойчивый	0,12—0,30	0,30—0,90	Кармшудон, р. Фиэгдон	1	0,051	10,5
				Ашликол, р. Малка	1	0,119	6,5
				Карасу, р. Малка	1	0,292	6,5
3	С сохранившимся зональным характером	0,30—0,60	0,90—1,10	Малый Цивцкала, р. Шараула	4	0,390	6,5
				Ранкол, р. Малка	1	0,032	6,5
				Гусара, р. Фиэгдон	1	0,239	7,1
				Мтискалта, р. Гумиста	11	0,350	—
				Мчишта, р. Черная	12	9,110	—
4	Неустойчивый	> 0,60	> 1,10	Верхнеказанищенские, р. Шура-Озень	1	0,423	11,0
				Цивцкала, р. Шараула	7	0,440	—
				Легешвара	2	0,820	8,5
5	Свободного подземного стока	>0,60	>1,10	Шабатагеле, р. Чишура	8	0,790	—
6	Затрудненного подземного стока	> 0,60	> 1,10	Ткибули, р. Дзеврула	7	2,500	—
				Дидичала, р. Шараула	8	4,440	—

Примечание. 1—4 — источники с площадным инфилюационным и инфильтрационным типом питания; 5—6 — источники с очаговым инфилюационным питанием.

Р и с. 28. Характерные гидрографы карстовых источников Кавказа с разными типами режима [36]

1 — исключительно устойчивый (Репруа, 1970 г.); 2 — значительно устойчивый (Цивцхали, 1956 г.); 3 — с сохранившимся зональным характером (Мтискалта, 1954 г.); 4 — неустойчивый (Цивцхала, 1952 г.); 5 — свободного подземного стока (Шабатагеле, 1949 г.) 6 — затрудненного подземного стока (Шараула, 1950 г.)



региона Мчишта. Он выходит из-под скального обрыва меловых известняков на абсолютной высоте 70 м. Средний многолетний расход источника составляет $9,11 \text{ м}^3/\text{с}$, абсолютный максимум — $197,0 \text{ м}^3/\text{с}$, абсолютный минимум — $1,0 \text{ м}^3/\text{с}$. Областью питания источника являются склоновые и водораздельные водосборы Бзыбского массива. Контуры ее до сих пор не выяснены. Температура воды источников этого типа несколько более низкая ($6,5-7,1 \pm 1,0^\circ \text{C}$).

Источники с неустойчивым режимом ($C_V > 0,60$) могут иметь как площадное, так и очаговое инфильтрационное питание. Для них характерны резкие колебания расхода на протяжении года и отдельных месяцев либо даже полное пересыхание в межень. По условиям питания они распадаются на несколько групп (см. табл. 14). Наибольший интерес представляют источники, связанные с поглощением поверхностных водотоков. Если карстовые полости, через которые протекают эти водотоки, имеют достаточно большие размеры, их режим не отличается от режима соответствующих поверхностных водотоков (р. Шабатагеле). Если они имеют узкие сифоны, на гидрографе появляются усеченные пики половодья (см. рис. 28, р. Шараула). Если ходы пещер периодически забиваются песчано-глинистыми отложениями, это вызывает подпор воды, повышение ее уровня на 10–40 м (Воронцовская, Величественная пещеры, массив Алек) или даже 100–150 м (Ткибула-Дзеврула) [17], а затем прорыв пробки с кратковременным повышением расхода выше среднего максимального [36].

Детальное изучение режима температуры и химического состава карстовых вод Кавказа не проводилось. Отсутствуют данные и о суточном ходе уровней и расходов воды в карстовых полостях. Исключение представляют краткосрочные работы по изучению колебаний уровней озер в Новоафонской пещере [36]. К сожалению, они носили эпизодический характер и не охватывали весь диапазон изменений уровней воды на протяжении года.

Таблица 15

Среднемесячные расходы крупнейших карстовых источников Альпийской складчатой области юга СССР (в м³/с) [17, 36, 89, 90]

Источник (период наблюдений)	Месяц					
	I	II	III	IV	V	VI
Мчишта (1961—1973 гг.)	7,56	7,50	9,62	15,00	17,30	12,00
Шараула (1946—1954)	1,14	1,47	4,54	16,00	12,90	2,74
Реччи (1961—1962)	3,07	3,04	5,33	4,45	3,13	3,54
Дзеврула (1948—1955)	3,15	5,40	8,68	4,97	2,93	1,66
Репруа (1968—1970)	2,58	2,83	3,17	3,13	3,04	2,71
Мааниквара (1964—1965)	1,70	2,60	5,00	4,00	3,45	1,35
Карасу-Баши (1930—1934)	1,10	1,50	2,80	3,10	1,90	0,80
Скельский (1967—1975)	2,85	2,35	2,35	2,25	2,20	1,15
Аянский (1915—1934)	0,73	0,51	1,36	0,72	0,63	0,41
Хастабаш (1915—1919)	0,33	0,32	0,64	0,56	0,28	0,16
Краснопещерные (1964—1979)	0,17	0,26	0,33	0,25	0,19	0,12

В табл. 15 приведены сведения о среднемесячных расходах некоторых крупнейших карстовых источников Кавказа и Крыма. Большинство из них имеет неустойчивый режим с сохранившимся зональным характером.

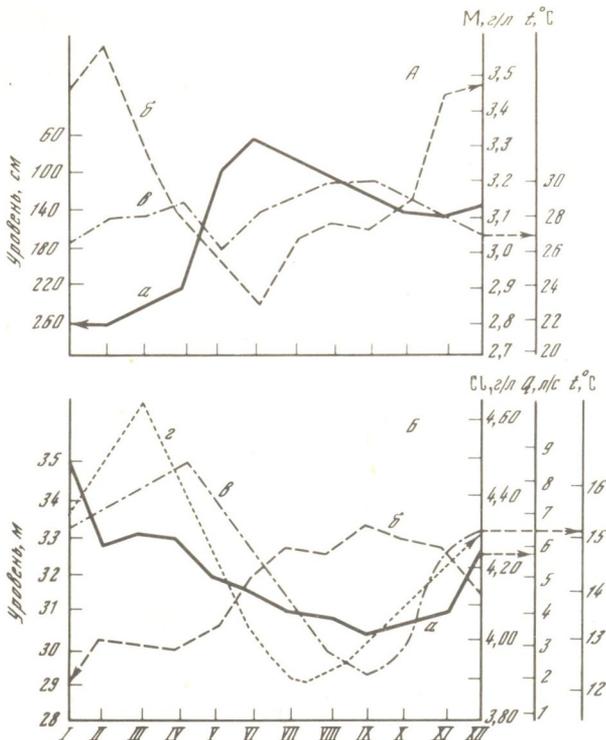
Режим минеральных карстовых вод наиболее детально изучен в районах Минеральных Вод и Большого Сочи. Этот вопрос требует специального рассмотрения, поэтому остановимся только на некоторых его аспектах.

На КМВ наибольший интерес как естественный пьезометр, чутко реагирующий на изменения условий питания и водоотбор из наиболее высоко расположенных Александровской, Тавиевской, Сабанеевой штолен, представляет озеро на дне вскрытой пещеры Провал (см. рис. 12). Наблюдения над его режимом производятся Пятигорской ГГРЭС (1960—1979 гг.). Они включают ежедневный замер уровня, ежемесячный замер температуры и отбор пробы на химический анализ (рис. 29, А). Анализ этих материалов позволяет прийти к следующим основным заключениям. Уровень воды в озере испытывает колебания климатического происхождения с минимумом в 1964 г. (—458 см) и максимумом в 1973 г. (—56 см от условного нуля). На них накладываются внутригодовые колебания уровня. Уровень воды имеет четкий годовой ход с минимумом в январе—марте и максимумом в мае—августе. Ход минерализации имеет обратный характер (максимум — зимой, минимум — летом). В целом между уровнем воды и минерализацией существует обратная связь с коэффициентом корреляции $-0,62 \pm 0,07$, однако по отдельным сезонам и месяцам она отсутствует. Ход температуры более сложный и характеризуется двумя минимумами — в декабре-январе и в мае. Вероятно, первый из них связан с особенностями

	Месяц						Средне- годовой	С _У
	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
	7,38	5,86	5,80	6,17	7,73	9,40	9,11	0,41
	2,24	1,13	1,68	5,67	3,68	1,24	4,54	1,08
	3,67	4,33	4,08	3,04	3,49	3,26	3,70	0,19
	1,89	1,22	1,29	3,20	2,46	2,41	3,27	0,66
	2,53	2,24	2,29	2,56	2,62	2,67	2,69	0,11
	0,90	0,70	0,55	1,79	2,33	2,30	2,22	0,61
	0,60	0,30	0,40	1,60	1,00	1,60	1,39	0,64
	0,51	0,25	0,15	0,40	0,45	1,60	1,37	0,72
	0,35	0,24	0,12	0,34	0,35	1,30	0,59	0,39
	0,16	0,05	0,11	0,23	0,27	0,34	0,28	0,17
	0,08	0,08	0,03	0,04	0,09	0,24	0,16	0,42

питания из ближней, а второй — из дальней области питания. Особенности режима озера Провал пока не поддаются однозначной расшифровке. Они определяются влиянием дальней (высокогорной — плато Бермамыт и среднегорной — Джинальский хребет) и ближней (низкогорной, г. Машук) областей питания. Определенное влияние на них оказывает и режим водоотбора из скважин для бальнеологических целей.

В районе Большого Сочи естественная разгрузка карстовых минеральных вод происходит в долинах рек Мацесты и Агуры. В долине р. Мацесты подземные воды вытекают в виде источника из небольшой пещеры (рис. 29, Б), разгружаются в аллювий р. Мацесты и эксплуатируются многочисленными скважинами. Расход и минерализация воды источника и скважин зависят от количества атмосферных осадков, выпадающих в ближней (Ахунский и Ахштырский массивы) и в дальней (массивы Алек, Ахцу, Дзихра) областях питания. Они имеют четкий максимум в весенние и минимум — в летние месяцы, несколько сдвинутые один по отношению к другому (максимум и минимум минерализации проявляются с опережением на месяц). Это свидетельствует о наличии подтока более пресных карстовых вод из дальней области питания, в то время как быстрая (на протяжении суток) реакция напоров меловых и юрских вод мацестинского месторождения на выпадающие осадки является показателем тесной связи его с ближними областями питания. Режим мацестинского месторождения в разных условиях эксплуатации детально рассмотрен в монографии В.М. Куканова [49], однако многие его особенности, определяемые трещинно-каверновым типом коллекторов, до сих пор не получили удовлетворительного объяснения.



Р и с. 29. Режим карстовых минеральных источников Кавказа

А — озеро во вскрытой пещере Провал (КМВ): годовой ход уровня (а), минерализации (б) и температуры (в) воды в 1957 г. Б — Мацестинское месторождение: годовой ход расхода (а), температуры (б) в источнике (1925—1929), уровня (в) и содержания иона хлора (z) в скважинах, вскрывших сеноманский и барремский водоносный горизонты (1955—1961)

Режим Цхалтубского месторождения термальных радоновых вод, связанных с нижнемеловыми трещинно-каверновыми коллекторами, хорошо изучен грузинскими гидрогеологами [57]. Увеличение количества выпадающих осадков сказывается на расходе источников через 3—4 месяца. При этом происходит небольшое понижение минерализации, температуры и увеличение содержания радона.

Режим Бахарденского месторождения минеральных вод, к сожалению, совершенно не изучен. О значительных колебаниях уровня подземных вод говорят только данные спелеологических наблюдений, приведенные выше.



Под естественными (емкостными) запасами подземных вод принято понимать объем гравитационной воды, заключенной в порах, трещинах и карстовых пустотах. Очевидно, что не все естественные запасы можно использовать в хозяйственных целях. Это привело к выделению эксплуатационных запасов, под которыми понимается то количество воды, которое может быть получено рациональными в технико-экономическом отношении водозаборными сооружениями при заданном режиме эксплуатации и сохранении удовлетворительного качества воды [20]. Определение эксплуатационных запасов карстовых вод производится балансовым методом (оценка роли отдельных источников формирования запасов, их общей величины и обеспеченности) в сочетании с гидравлическим и гидродинамическим методами (определение возможной производительности водозабора, понижения уровня, срезок уровня при взаимодействии скважин и пр.).

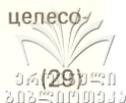
Попытки расчета водного баланса отдельных карстовых массивов Крыма предпринимались с конца XIX в. (Чатырдагский, Бабуганский массивы). В 50-е годы XX в. водный баланс юго-западной части Горного Крыма определили М.В. Чуринов и И.Г. Глухов [37]. В связи с неполнотой имеющихся геологических и гидрометеорологических данных при этом неизменно возник ряд трудностей, обобщенным выражением которых была невязка приходной и расходной частей баланса. Только отсутствие опытных данных об испарении с поверхности грунта, воды и снега, транспирации, конденсации, режиме крупнейших карстовых источников позволило М.В. Чуринову и И.Г. Глухову "увязать" предложенные ими балансовые уравнения. Условность этих расчетов становится очевидной, если учесть, что первый автор принимал величину испарения с грунта для плато и южных склонов массивов за 20% от нормы осадков, для северных склонов — 30%, а И.Г. Глухов полагал, что общие потери на испарение достигают 59% от нормы осадков.

Эксплуатационные запасы подземных вод отдельных гидрогеологических подрайонов или участков неоднократно определялись гидравлическим методом на основании режимных наблюдений за расходами источников. Наблюдения продолжительностью более 3 лет приводились к многолетнему ряду, а минимальный среднемесячный расход обеспеченностью 95% относился к категории А. Для источников с разовыми замерами удлинение рядов производилось по аналогии, а минимальный среднемесячный расход 95%-ной обеспеченности относился к категории C_1 [31]. Было установлено, что в Горном Крыму эксплуатационные запасы карстовых вод гораздо ниже средних многолетних расходов источников (для источников инфильтрационного типа — в 2–10 раз, смешанного типа — в 4–20 раз, флюационного типа — 40–50 раз).

В 1957–1964 гг. на Ай-Петринском горном массиве работала гидрогеологическая станция ИМП Мингео УССР. На ней были проведены опытно-методические работы по изучению основных элементов водного баланса карстовых массивов (жидкие и твердые осадки, испарение с грунта, воды, снега, конденсация, поверхностный сток и пр.). На основании опыта работ этой станции [87] с 1964 г. Крымской комплексной геологической экспедицией были начаты водно-балансовые работы производственного плана. В 1979 г. они были успешно завершены [75]. Это первые в СССР работы такой детальности в карстовом районе. Поэтому остановимся на их характеристике более подробно.

Для горного карстового района уравнение водного баланса целесообразно записать в виде

$$X_{\text{в}} + X_{\text{г}} + X_{\text{р.г}} + K_{\text{т.к}} = Z + Y_{\text{пов}} + Y_{\text{подз}} + Y_{\text{глуб}},$$

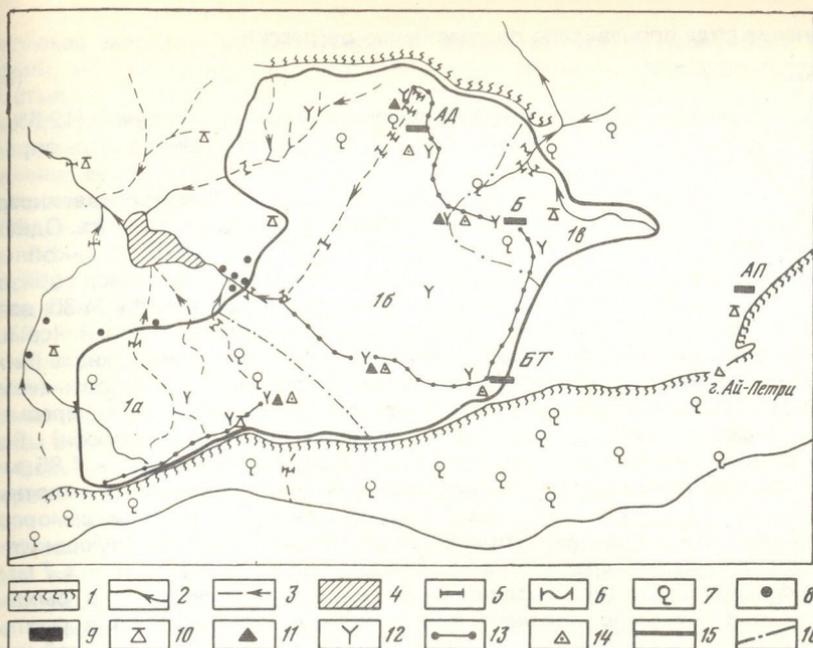


где $X_{\text{в}}$ — вертикальные осадки (жидкие и твердые); $X_{\text{г}}$ — горизонтальные осадки; $K_{\text{р.г}}$ — конденсация в рыхлых грунтах; $K_{\text{т.к}}$ — конденсация в трещинно-каверновых коллекторах; Z — испарение с грунта, снега, воды; $Y_{\text{пов}}$ — поверхностный сток; $Y_{\text{подз}}$ — подземный сток, источники на периферии балансового бассейна; $Y_{\text{глуб}}$ — отток за пределы балансового бассейна.

При организации балансовых работ основная проблема — это определение размеров расчетного балансового бассейна, обычно включающего полностью или частично несколько орографических бассейнов. Балансовый бассейн площадью 150,5 км² околонтурен на основании геологической съемки масштаба 1 : 50 000 (Крымская КГРЭ), карстологической съемки масштаба 1 : 25 000 (ИМП Мингео УССР), спелеологических исследований и опытов с окрашиванием поверхностных и подземных водотоков флюоресцеином (рис. 30). Район работ сложен моноκлиально погружающимися на север верхнеюрскими карбонатными отложениями. Северная и южная границы балансового бассейна проведены по выходам на поверхность водоупорных аргиллитов и песчаников среднеюрского возраста. Восточная граница приурочена к поперечному поднятию водоупорного цоколя, начинающемуся близ г. Ат-Баш. Западная граница совпадает с выходами на поверхность верхнеюрских известняков, окаймляющих выполненную верхнемеловыми отложениями Байдарскую эрозионно-тектоническую депрессию. Крупные тектонические нарушения выкраивают в пределах бассейна три гидрогеологических блока, отличающихся условиями формирования подземных вод, гидродинамической зональностью и направлениями движения подземных потоков. Наиболее крупный, Скельско-Байдарский, блок (рис. 30, 1б; 86, 3 км²) включает Карадагский, Узунджинский и Ай-Дмитринский гидрогеологические участки. В его пределах располагаются поверхностные водосборы рек Узунджи, Черной, а также незалесенные и слабозалесенные бессточные закарстованные площади, занимающие около 40% его территории. Ай-Дмитринский участок сложен слабокарстующимися верхнетитонскими и валанжинскими отложениями. Он несколько приподнят и отделен от опущенного Узунджинского участка субширотным нарушением. Узунджинский участок сложен хорошо карстующимися известняками верхнего титона. Серией субширотных тектонических нарушений он отделен от Карадагского участка, сложенного хорошо карстующимися известняками оксфорд-кимериджа, нижнего и верхнего титона.

На юго-западе района располагается Бююзско-Байдарский гидрогеологический блок (рис. 30, 1а; 32,6 км²). Его южная часть сложена хорошо карстующимися оксфорд-кимериджскими известняками, круто погружающимися на север и перекрытыми глинистой толщей нижнего титона. Северная часть блока сложена верхнетитонскими известняками. Бююзско-Байдарский блок сильно залесен (81, 3%); здесь располагаются поверхностные водосборы рек Байдарки, Арманки, Календы, Босы. На северо-востоке района располагается гидрогеологический блок Желтой речки (рис. 30, 1в, 31,6 км²). Он сильно залесен (87, 5%); здесь располагаются поверхностные водосборы рек Алмалых-Узени и Желтой.

Таким образом, с севера, востока и юга балансовый бассейн ограничен поднятиями водоупора. Разгрузка подземных вод происходит в виде нисходящих источников, а отток на питание более глубоких водоносных горизонтов практически исключен. На западе, напротив, следует ожидать



Р и с. 30. Схема балансового бассейна и расположения наблюдательной сети

1 — обрывистая бровка; 2 — постоянные водотоки; 3 — временные водотоки; 4 — водохранилище; 5, 6 — гидросты: 5 — ГМО, 6 — ЯКГП; 7 — источники, включенные в сеть единовременных замеров; 8 — наблюдательные и эксплуатационные скважины; 9 — водобалансовые станции: АП — Ай-Петри (ИМР, 1958—1964), Б — Большой Баблган (ГЛОС, 1962—1867), БТ — Бештекне (ЯКГП, 1969—1976), АД — Ай-Дмитрий (ЯКГП, 1965—1976); 10—11 — метеостанции и посты: 10 — ГМО, 11 — ЯКГП, 12 — суммарные осадкомеры; 13 — снегомерные маршруты; 14 — снегомерные пункты, 15, 16 — границы: 15 — балансового бассейна, 16 — гидрогеологических блоков (1а — Бюзюкско-Байдарский; 1б — Скельско-Байдарский, 1в — Желтой реки)

частичного перетока подземных вод в карстующиеся карбонатные отложения оксфорд—кимериджа и титона Байдарской депрессии. Напорные воды вскрыты здесь на глубине 65—339 м рядом буровых скважин (см. рис. 4).

Изученность юго-западного Крыма позволяет произвести балансовые расчеты по каждому из выделенных гидрогеологических участков. В настоящей работе мы приводим обобщенные данные для балансового бассейна в целом.

Приходные статьи уравнения водного баланса. *Вертикальные атмосферные осадки* (X_B). 4 осадкомера Третьякова и 13 суммарных осадкомеров расположены таким образом, чтобы характеризовать все высотные зоны. В осадки, измеряемые суточными осадкомерами, введена поправка на смачивание и испарение; месячные суммы осадков скорректированы на ветровой недоучет. Средние по району осадки вычислены с учетом относительных площадей разных высотных зон. Норма осадков определена методом удлинения ряда. По данным расчетов на ЭВМ "Мир-2" построены карты изокоррелят среднегодовых осадков по постам ЯКГП и станциям ГМО. Станцией-аналогом выбрана метеостанция Ай-Петри ($r=0,85 \pm 0,05$).

Удлинение ряда произведено по уравнению регрессии

$$X_{\text{расч}} = 0,741 X_{\text{набл}} + 165.$$

$X_{\text{расч}}$ составляет 939 мм или с поправкой на ветровой недоучет (12,5% от нормы осадков) 1056 мм (среднеквадратическая ошибка его определения $\pm 5,4\%$, или 57 мм).

Горизонтальные атмосферные осадки (X_{Γ}). Систематические инструментальные наблюдения над осадками этого вида не производились. Однако на балансовых станциях ИМР, ГЛОС и ЯКГП в 1958–1976 гг. накоплено достаточно данных для их региональной оценки. В теплый период горизонтальные осадки представлены росой (измерения по росографу М-30, взвешивание монолитов дернины). Для верхних высотных уровней (свыше 900 м) один случай росы осредненно равен 0,6 мм, для нижних (ниже 900 м) — 0,2 мм. В холодный период преобладают иней и изморозь (измерения осадкомерными ведрами под пологом леса, по модельным деревьям, методом снегосъемки до образования и после опадения изморози). Водность одного случая инея составляет 0,1–0,2 мм, изморози — 1,85 мм. Учитывая площади водосборов, расположенных на выделенных высотных уровнях (38 и 62%) и среднюю повторяемость росы, инея и изморози, можно рассчитать величину горизонтальных осадков, формирующихся в течение года (69 мм, средняя квадратическая ошибка $\pm 10\%$, или ± 7 мм).

Конденсация. Следует различать два вида конденсации — в рыхлых грунтах и в трещинно-каверновых коллекторах. Конденсация в рыхлых грунтах ($K_{\text{р.г}}$) изучалась на станции Ай-Дмитрий в конденсационной установке, состоящей из двух камер объемом по 22 м³, заполненных щебенкой и глыбами известняка и суглинисто-щебнистым материалом. Среднегодовая величина конденсации по обеим камерам составляет 3,4 мм. При продолжительности периода конденсации 120 сут это соответствует модулю стока 0,33 л/(с · км²) или расходу единичного источника 50 л/с. Сравнение этой величины с данными лизиметров показывает, что она несколько занижена.

Конденсация в трещинно-каверновых коллекторах ($K_{\text{т.к}}$) определена по методике, разработанной В.Н. Дублянским [13]. Средний слой конденсационной влаги, образованной в пределах балансового бассейна, 41 мм. При продолжительности периода конденсации 148 сут это соответствует модулю стока 3,21 л/(с · км²) или расходу единичного источника 482 л/с.

Таким образом, приходная часть уравнения водного баланса имеет вид:

Элемент баланса	$X_{\text{в}}$	X_{Γ}	$K_{\text{р.г}}$	$K_{\text{т.к}}$	Всего
мм	1056	69	3	41	1169
%	90,3	5,9	0,3	3,5	100

Расходные статьи уравнения водного баланса. Испарение (Z). В основу расчета испарения положены данные режимных наблюдений над испарением с почвы (испаритель ГГИ-500-50, балансовые станции Ай-Петри, Бештекне, Ай-Дмитрий), с воды (испаритель ГГИ-3000, Ай-Петри и Ай-Дмитрий) и со снега (специальный испаритель, Ай-Петри). Кроме того, была произведена проверка пригодности для условий горного Крыма эмпирических формул П.С. Кузина, Б.В. Полякова, А.С. Контрщикова, И.Г. Глухова, А.Р. Константинова, М.И. Будыко, Н.А. Багрова, Н.З. Зейберлиха, Б.Д. Зайкова, С.Н. Крицкого и М.Ф. Менкеля, М.С. Каганера. Для определения испарения с воды наиболее пригодна формула М.С. Каганера, с почвы — Б.В. Полякова и А.С. Контрщикова, со снега — П.С. Кузина.

Изучение многолетних данных по водобалансовой площадке показало, что в условиях Горного Крыма данные измерения суммарного испарения

весовым методом можно уверенно распространять на залесенные территории, не определяя непосредственно транспирацию древесной растительностью, что весьма сложно в производственных условиях. Годовые значения суммарного испарения определяются главным образом влажностью испаряющей толщи. Поэтому первостепенное значение приобретает определение ее мощности и гранулометрического состава. Для этого выполнено комплексное обследование балансового участка (1195 точек наблюдений, 130 шурфов). На карте выделены участки, имеющие мощность почвы до 0,1 м (15,2%), 0,1–0,3 м (41,0%), 0,4–0,7 м (38,1%) и более 0,7 м (5,7%). Годовая величина испарения с почвы и снега, рассчитанная как средневзвешенная, составляет 384 мм; среднеквадратическая ошибка $\pm 5\%$, или ± 19 мм.

Поверхностный сток ($Y_{\text{пов}}$). Район работ не обеспечен гидрологическими данными. Поэтому оборудовано 13 гидрометрических створов, организованы наблюдения над расходами 11 источников и за уровнями воды в 5 скважинах, 7 постов оборудовано самописцами "Валдай".

Все наблюдательные створы можно разбить на две группы. Створы первой группы контролируют водосборы, в пределах которых преобладает поглощение поверхностного стока (реки Арманка, Бага, Боса, верховья Узунджи, Байдарка, Мердвен). Основной фактор, определяющий величину расхода, — количество и интенсивность выпадающих осадков. Коэффициент вариации среднегодового расхода колеблется в довольно широких пределах — от 0,52 до 0,92. Створы второй группы контролируют водосборы, где преобладает дренирование подземного стока (реки Черная, Узунджа, Алмалых, Желтая). Решающим фактором в формировании стока здесь является общий уровень довольно хорошо зарегулированных влагозапасов ($C_V = 0,37 \div 0,52$).

78,8% общего объема стока балансового бассейна дает р. Черная, в свою очередь на 93% формирующаяся за счет трещинно-карстовых вод второй гидродинамической зоны (Скельский источник) и на 7% — за счет поверхностного стока р. Узунджи; 13,5% стока дает р. Алмалых, более чем на 60% формирующаяся за счет трещинно-карстовых вод (источник Желтой пещеры); 2,8% приходится на долю р. Баги; по 1,3% — на реки Арманку, Босу и Байдарку; по 0,8% — на реки Календу и Биюк-Синор; 0,2% — на Мердвен, также имеющие значительные карстовые составляющие. Суммарный поверхностный сток на замыкающих створах балансового бассейна составляет 382 мм.

Подземный сток ($Y_{\text{подз}}$). Для основных гидрологических участков балансового бассейна подземный сток, формирующийся за счет первой и второй гидродинамических зон, учтен на замыкающих створах как составляющая поверхностного стока. Для источников Южного берега на участке Оползневое—Форос суммарный многолетний расход составляет 31 л/с, что соответствует слою стока 8 мм ($Y_{\text{и}}$).

Таким образом, расходная часть уравнения водного баланса имеет вид:

Элемент баланса	Z	$Y_{\text{пов}}$	$Y_{\text{и}}$	W	Всего
мм	384	382	8	395	1169
%	32,8	32,7	0,7	33,8	100

Величина инфильтрации в глубокие водоносные горизонты, определенная балансовым методом, составляет 395 мм, или 162,7 тыс. м³/сут. Относительная погрешность результата согласно формуле

$$\xi_W = \frac{|\Delta X| + |\Delta K| + |\Delta Z| + |\Delta Y|}{X + K - Z - Y}$$

(31)

Таблица 16

Водный баланс некоторых карстовых бассейнов Альпийской складчатой зоны юга СССР



Карстовый бассейн	Площадь, км ²	Средняя высота, м	Элементы баланса, мм		
			Х	К	
Горный Крым, юго-западный	150,5	840	1125	44	
Кавминводский	3378,8	1755	746	8	
Сочинский (внутренняя область питания) *	19,0	360	1968	22	
Сочинский (внешняя область питания) **	66,8	745	2100	70	
Бзыбский	389,0	1040	2250	—	
Охачкуе	207,0	710	2330	—	
Бзыбский	—	—	2437	—	
Кодорский	—	—	2376	—	

* Включает карстовые массивы Ахштырь и Ахун.

** Включает карстовые массивы Алек, Ахцу, Воронцовский, Дзихра.

составляет $\pm 0,31$. Отсюда $W_0 = (1 \pm \xi_W) \cdot W$, т.е. значение W_0 лежит в пределах 288–502 мм. Приняв наименее благоприятное значение, получим расчетную норму глубокого подземного стока 110 тыс. м³/сут. В качестве эксплуатационных запасов можно принять глубокий сток 95%-ной обеспеченности, при расчете которого учтены только элементы водного баланса, по которым имеется достаточно продолжительный ряд наблюдений (вертикальные осадки, поверхностный сток, испарение). Он составляет 77,4 тыс. м³/сут, что примерно в шесть раз больше существующего водоотбора.

Балансовые исследования, выполненные в Юго-Западном Крыму, явились достаточно надежным обоснованием для постановки дальнейших поисков обводненных приразрывных зон в пределах Варнутской депрессии и Чернореченского желоба, а также для оценки вероятной величины субмаринной разгрузки в акваторию Черного моря.

Сведения о естественных запасах карстовых вод Кавказа в обзорных гидрогеологических работах отсутствуют [57, 58]. Вместе с тем попытки ориентировочного подсчета приходных и расходных статей уравнения водного баланса неоднократно предпринимались в связи с оценкой запасов Мацестинского месторождения вод (расчеты Ф.А. Макаренко) и возможной производительности крупных водозаборов [166]. В 1962 г. была предпринята попытка оценить запасы трещинно-карстовых вод Грузии на основании единичных замеров дебитов источников [57]. Эти данные оказались сильно заниженными. В 70-е годы с помощью расчленения гидрографа Г.Т. Чхаидзе [160] произвел балансовую оценку запасов подземных вод Бзыбского и Кодорского артезианских бассейнов на площади 6300 км² (табл. 16). Из общего стока он вычленил грунтовой и глубокий сток. На долю последнего в Бзыбском бассейне приходится 12%, а в Кодорском — 20% от нормы осадков. Эта оценка в связи с использованием заниженных величин испарения, рассчитанных по методу Константинова, очевидно, несколько завышена. Выделить поверхностный и подземный сток, прихо-

Элементы баланса, мм		$W_{\text{пов + подз}}$, млн. м ³ /год	M , л/ (с · км ²)	Литературный источник
Z	$Y_{\text{пов + подз}}$			
384	785	118,1	25,0	В.Н. Дублянский [43, 58]
313	441	1489,7	14,0	"
850	1140	21,7	36,3	"
700	1470	98,2	46,7	"
700	1550	603,0	49,2	Г.Н. Гигинейшвили [26]
660	1870	387,1	59,4	
470	1967	—	—	Г.Т. Чхаидзе [131]
489	1887	—	—	"

дящийся на долю карстовых массивов, при таком методе расчета невозможно.

В 1977–1979 гг. ориентировочные расчеты водного баланса горных массивов Алек, Ахцу, Воронцовский, Дзихра (внешняя область), Ахштырь и Ахун (внутренняя область питания Мацестинского месторождения минеральных вод) и области питания Кавказских минеральных вод (в междуречье Кубань–Баксан) выполнил В.Н. Дублянский. По этим карстовым массивам нет данных для разделения стока на поверхностный, подземный и глубинный. Сведения о количестве атмосферных осадков приходится получать по кривым связи $X = f(H)$, где H – высота метеостанции (в м), а об испарении – расчетом по эмпирическим формулам. Поэтому данные, приведенные в табл. 16, можно рассматривать как приближенные.

Водный баланс Большого Кавказа, Грузии и отдельных карстовых районов Большого Кавказа охарактеризован в работах Л.А. Владимирова [161], Д.И. Шакарашвили, Т.И. Габричидзе [162] и Г.Н. Гигинейшвили [36]. Будучи специалистами-гидрологами, указанные исследователи применили для решения этой проблемы все существующие в гидрологии методы. Ими предложен оригинальный метод расчета водного баланса отдельно для бессточной части массива (расположенной выше входов карстовых источников) и территории, расположенной ниже линии разгрузки подземных вод. При отсутствии достаточного количества эмпирических данных расчетные значения X и Y предлагается получать по кривым связей этих элементов водного баланса с высотой. При построении этих кривых используются различные эмпирические формулы, связывающие испарение с осадками, влажностью воздуха и почвы, температурой воздуха, суммой месячных температур, а осадки – с радиационным балансом и стоком. В качестве примера авторы приводят расчет водного баланса карстовых массивов Бзыбского и Охачкуе (см. табл. 16). Модули поверхностного и подземного стока с карстовых массивов Кавказа колеблются

в довольно широких пределах — от 14,0 до 59,4 л/(с · км²). Их величина не зависит от средней высоты массива, но обнаруживает довольно тесную связь со средним количеством осадков (коэффициент корреляции $0,82 \pm 0,19$).

Предложенный подход, единственно возможный на современном этапе гидролого-гидрогеологической изученности карстовых районов Большого Кавказа, вместе с тем, по мнению авторов, нуждается в доработке. Прежде всего это касается принципа расчета. Расчет водного баланса для территорий, расположенных выше и ниже области разгрузки, влечет за собой неразрешимую гидрогеологическую неопределенность. Вне сферы внимания исследователя остаются "мелкий" подземный сток (его мы учитываем в скрытом виде в общем стоке) и "глубокий" сток, расходящийся на питание других водоносных горизонтов и субмаринную разгрузку. Этот сток является в ряде случаев основным резервом водоснабжения. С ним связаны также месторождения минеральных вод. Поэтому следует провести на одном из эталонных карстовых массивов Грузии долголетние (15—20 лет) воднобалансовые работы, позволяющие определить независимыми методами все элементы водного баланса. Очевидно, лучшим объектом для таких работ является Гагринский массив, достаточно хорошо ограниченный глубокими эрозионными врезами, имеющий высокогорную метеостанцию, характеризующийся мощной зоной аэрации и наличием субмаринной разгрузки.

ГЛАВА 9

ИНТЕНСИВНОСТЬ КАРСТОВЫХ ПРОЦЕССОВ

Одним из традиционных методов карстолого-гидрогеологических исследований является определение величины химической денудации. По ее величине сравнивают интенсивность карстовых процессов в различных климатических зонах и высотных поясах, определяют соотношение коррозийного и эрозионного разрушения карбонатных пород, устанавливают связи между интенсивностью карстового процесса и морфологией карстовых форм, проводят районирование карста [16, 109]. Обязательным условием при этом является сравнимость исходных данных.

В СССР и за рубежом для оценки химической денудации используются различные приемы и методы. Оценки Н.И. Родионова [164], И.Г. Глухова [131], П.А. Костина [138], Н.М. Еременко [165], Т.З. Кикнадзе [15, 16] основываются на единовременных определениях расхода и минерализации карстовых источников; Н.И. Кочетов [139] использовал данные о модулях стока и химическом составе воды рек, берущих начало в карстовых районах или пересекающих их; Д.Ш. Габечава [132] основывался на материалах, полученных при расчленении гидрографа рек карстового питания; М. Пулина [145] и В.П. Зверев [144] опирались на эмпирические формулы, выведенные на основании обобщения материалов наблюдений в разных районах.

Применение различных подходов обусловило пестроту фактических данных о величине химической денудации. В Украинских Карпатах ее



оценивают в 10–20 [144] или 30–40 мкг/год¹ [145]. В Горном Крыму она достигает 35,5 [164] и даже 50 мкг/год [131; 144], хотя на западных яйлах, по данным И.Г. Глухова [131], не превышает 22,3 а по данным И.Ю. Шутова [142], – 31,6 мкг/год. Больше всего сведений о химической денудации Кавказа. На Пастбищном хребте она составляет 50,2; Скалистом – 99,7; Передовом – 220,6 мкг/год [138], на Андийском хребте – 199,5 мкг/год [165]. Этим данным противоречат материалы Н.И. Кочетова [139], согласно которым на северном склоне Большого Кавказа химическая денудация составляет на низкогорье 56–67, на среднегорье – 124, на высокогорье – 32–72 мкг/год, и данные В.П. Зверева (10–50 мкг/год). На южном склоне Большого Кавказа химическая денудация колеблется в широких пределах – от 18,2 мкг/год в бассейне р. Цхенисцкали до 148,4 мкг/год в бассейне р. Речхи [132]. В эти пределы укладываются и наблюдения других исследователей. М. Пулина [145] считает, что в приморской части Гагринского хребта химическая денудация составляет 55,8, а в высокогорной – 137,7 мкг/год; Н.И. Кочетов [139] оценивает денудацию на среднегорье в 121, а на высокогорье – 68 мкг/год. Больше всего данных о карстовой денудации имеется по карстовым массивам Абхазии. Т.З. Кикнадзе [16] рассчитал ее величину по 49 карстовым бассейнам. Средняя величина химической денудации составляет 79,9 мкг/год при максимуме 167,4 (бассейн р. Речхи), минимуме 38,7 мкг/год (бассейн р. Амткела) и коэффициенте вариации 0,26. Для отдельных горных массивов коэффициент вариации величины химической денудации, рассчитанной по водосборным бассейнам, составляет 0,22–0,23 (массивы Гумишха, Охачкуе), 0,32–0,45 (массивы Арабика, Отоюш-Чаама). Величина карстовой денудации на южном склоне Большого Кавказа зависит от температуры подземных вод. Эта связь описывается уравнением

$$Y = -9X + 147,5,$$

где X – температура воды (в °С), а Y – карстовая денудация (в мкг/год).

Изложенные фактические данные свидетельствуют, что в целом для региона эта проблема представляется недостаточно разработанной. Одна из причин различий в оценке величины карстовой денудации – это противоречия в методическом подходе. В литературе по карсту известно более десяти авторских (т.е. носящих имя автора) расчетных формул. Для их проверки нами произведена унификация условных обозначений и использован для расчета один типовой анализ по Краснопещерному карстовому подрайону [13]. Все расчетные формулы приведены ниже:

Крубер, 1915 [12]	$\theta = D_{Ca} Q$
Родионов, 1949 [164]	$U = (v_1 / v) \cdot 100 \cdot 1000$
Корбель, 1959 [167]	$K = 4 E D_{Ca} / 100$
Вильямс, 1963 [168]	$K = E(D_{Ca} + D_{Mg}) / 10 d$
Грум, Вильямс, 1965 [169]	$K = \theta / d S \cdot 10^6$
Гамс, 1968 [172]	$K = q(6,6 N_{Ca} + 4,7 N_{Mg}) \cdot 31,5 \cdot m / 10^5$
Хабич, 1968 [176]	$K = 4 q D_{Ca} \cdot 31,5 / 10^4$
Пулина, 1974 [145]	$K = 0,0126 \Delta M q$
Чикишев, 1973 [173]	$U = 1000 V_1 / S_1$
Чикишев, 1973 [173]	$K = 0,0126 q D_{Ca}$
Кикнадзе, 1977 [171]	$K = 0,63 q \Delta M$

¹ Химическую денудацию разные исследователи представляют в м³ / (км² · год), мм / 1000 лет, мкг/год. В настоящей работе используется форма мкг/год.

Индексы и их размерности: K — карстовая денудация, мк/год ; θ — вынос CaCO_3 ($0,8 \cdot 10^6$ кг/год , в формуле Грума, Вильямса — $0,8 \cdot 10^9$ г/год); U — скорость карстового процесса в % за 1000 лет (в скобках после приведения к форме мк/год); D_{Ca} — количество CaCO_3 в испытуемой воде (170 мг/л); D_{Mg} — количество MgCO_3 в испытуемой воде (20,5 мг/л); M — минерализация источников (210 мг/л); M_1 — минерализация атмосферных осадков (43,0 мг/л); $\Delta M = M - M_1$ (167 мг/л , в формуле Кикнадзе — 3,28 мг/экв); D_{Ca+Mg} — разность содержания CaCO_3 и MgCO_3 в испытуемых водах и атмосферных осадках (165,3 мг/л); N_{Ca} , N_{Mg} — жесткость (9,36 и 0,78 H°); Q — расход (150 л/с); q — модуль стока — 15 л/с км^2); X — количество атмосферных осадков (800 мм , 8 дм); Z — испарение (330 мм , 3,3 дм); E — слой стока ($X - Z$, 4,7 дм); S — площадь водосбора (10 км^2); S_1 — площадь карстующихся пород (10 км^2); m — коэффициент площадной закарстованности ($S_1/S = 1,0$; в формуле Гамса — 100%); V — объем карстового массива (1,7 км^3); V_1 — объем вынесенной за год породы (297,9 м^3 ; в формуле Чикишева — км^3), d — плотность известняка (2,7 т/м^3).

Первым из русских ученых количество CaCO_3 , выносимого за пределы карстового массива, рассчитал А.А. Крубер [12]. Применяв хорошо известную в гидрологии формулу ионного стока, он получил величину годового выноса $0,8 \cdot 10^9$ кг , что соответствует слою вынесенной породы 30 мк/год . В 1949 г. Н.В. Родионов предложил формулу для расчета скорости карстового процесса (% за 1000 лет). Ее применение для практических целей нежелательно, так как величина выноса делится на объем горного массива, определить который достаточно точно невозможно. Это приводит к большим ошибкам.

В 1959 г. Ж. Корбель [167] предложил климатическую формулу, которая сейчас широко используется во всем мире. Введение в нее слоя стока (как разности осадки—испарение) позволило производить расчеты для всех районов, где есть метеостанции. В 1963 г. П. Вильямс [168] предложил разделять учитывать содержание в воде ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} . В знаменателе сохранена плотность известняка (2,7), хотя средняя плотность доломита 2,9 т/м^3 . В 1965 г. Г. Грум и П. Вильямс [69] опубликовали формулу иной структуры. В нее введены вынос CaCO_3 в год и площадь водосбора. В 1968 г. И. Гамс [172] предложил формулу, куда введены жесткость в немецких градусах и модуль стока. В 1968 г. Ф. Хабич [176] воспользовался формулой, в которой фигурируют модуль стока и количество CaCO_3 , выносимые потоком.

Все 7 рассмотренных формул дают практически один результат. Однако они исходят из допущения, что из горного массива выносятся только карбонатная составляющая (вынос ионов SO_4 , Cl , Na не учитывается). Кроме того, они не учитывают привноса минеральных компонентов атмосферными осадками. Эти дефекты были устранены в 1964—1974 гг. М. Пулиной [145], который предложил удобную формулу и номограмму для расчета с учетом минерализации атмосферных осадков и источников.

В 1973 г. А.Г. Чикишев предложил две модификации формул Родионова и Пулины, а в первую из них ввел в скрытом виде коэффициент 0,1, который должен был, по мнению автора, сделать сравнимыми данные, полученные для карстовых массивов с разной мощностью пород [173]. В результате величина химической денудации оказалась заниженной в

10 раз. Т.З. Кикнадзе [171] предложил производить раздельный расчет поверхностной и подземной карстовой денудации. М.П. Маринин, М.Н. Абышев [174] ввели в расчетную формулу карбонатную жесткость в немецких градусах. Д.Ш. Габечава [132] предложил оценивать химическую денудацию не по содержанию в воде ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} , а по содержанию HCO_3^- . Это мотивируется наличием в поглощенном комплексе породы ионов Na^+ , с которыми вступает в обменную реакцию часть ионов Ca^{2+} . Однако при реакции $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{H}_2\text{CO}_3 \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$ образуется избыточное количество ионов HCO_3^- , неэквивалентное количеству растворившегося кальцита. Этот вопрос подробно рассмотрен для карстовых районов Польши [152]. В Горном Крыму и на Кавказе расчетная карбонатная жесткость почти в 60% случаев оказывается выше общей. В этом случае в расчеты всегда вводится общая жесткость [107]. Кроме того, Д. Габечава предлагает учитывать средневзвешенное значение плотностей кальцита и доломита.

Все рассмотренные формулы для расчета химической денудации являются производными от давно известной в гидрологии формулы ионного стока и отличаются друг от друга размерностями отдельных членов. Поэтому расчеты по ним дают близкие результаты ($C_V = 0,05$). С точки зрения правильности исходных предпосылок (расчет по общей минерализации с учетом привноса материала атмосферными осадками и транзитными водотоками), а также удобства вычислений следует рекомендовать для использования формулу М. Пулины

$$K = 0,0126 \Delta Mq. \quad (32)$$

Модуль стока рекомендуется получать на основании балансовых исследований, а расчетную минерализацию — на основании статистической обработки материалов многолетних маршрутных или стационарных наблюдений. Данные о химическом составе воды сперва проверяются с помощью T -критерия на однородность. Крайние значения, имеющие малую вероятность появления, отбраковываются. Затем с помощью t_Q -критерия при объеме выборки менее 10 членов или λ -критерия (при ее большем объеме) определяется их принадлежность к одной генеральной совокупности. Затем определяются статистические характеристики отдельных компонентов минерализации и вид распределения. При нормальном распределении ($A < 2,0 S_A$ и $E < 2,0 S_E$) в качестве расчетных принимаются средние арифметические, в случае логнормального распределения — средние, рассчитанные по среднему арифметическому логарифмов содержания данного компонента. В случае необходимости (большой ряд наблюдений) расчеты производятся на ЭЦВМ [13].

В табл. 17 приведены данные о величине карстовой денудации для некоторых карстовых областей Альпийской складчатой области юга СССР. Модули стока определены на основании двадцатилетних балансовых исследований в Горном Крыму [75, 131], а для других областей — на основании приближенных расчетов водного баланса. Сведения о расчетной минерализации получены на основании полевых исследований ИМП, СГУ. Величина химической денудации возрастает с увеличением модуля стока и высоты горного массива. Кроме того, ее определяют и условия развития карста. Например, близкие цифры химической денудации для Горного Крыма и Северного Кавказа не означают, что условия развития карста здесь идентичны. В Горном Крыму в условиях голого карста подземные воды имеют сравнительно невысокую минерализацию (210–270 мг/л), что свидетельствует о больших потенциальных возможностях его развития. В районе

Таблица 17

Расчет химической денудации K (в мг/год) для некоторых карстовых областей Альпийской складчатой области юга СССР

Карстовая область, горный массив	Количество анализов	Средняя минерализация, мг/л			Модуль подземного стока, $\text{л/с} \cdot \text{км}^2$	K
		источника	атмосферных осадков	ΔM		
Карпатская	48	198,0	32,0	166,0	10,4	21,8
Горно-Крымская	470	270,6	38,0	232,6	9,8	28,8
Ай-Петринский	260	233,0	33,0	200,0	24,9	62,8
Долгоруковский	126	210,0	43,0	167,0	15,0	31,8
Северо-Кавказская	92	390,0	12,7	377,3	5,2	24,7
Сочинская						
Алексский	83	140,0	34,0	106,0	59,7	79,7
Ахцу	113	140,0	35,9	104,1	62,0	81,3
Абхазская						
Гумишхинский	150	556,0	35,5	520,5	11,9	78,0

Кавказских Минеральных вод в условиях задренованного карста их минерализация повышена (390 мг/л) и они близки к состоянию насыщения или даже перенасыщены (см. рис. 23). Равенство величины химической денудации на массивах Алек, Ахцу и Гумишхинском отнюдь не свидетельствует о том, что здесь наблюдается одинаковая интенсивность развития карста. Как показано выше, карст Гумишхинского массива формируется под воздействием холодных агрессивных и термальных насыщенных вод (см. рис. 24).

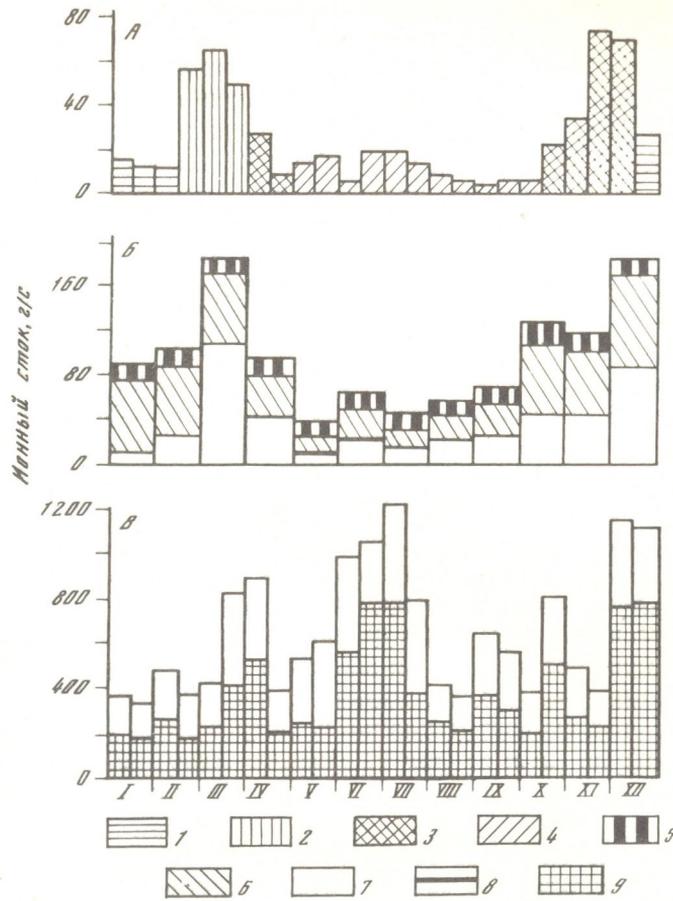
Таким образом, величина химической денудации является интегральной характеристикой карста района, при использовании которой без дополнительного детального карстолого-гидрогеологического анализа происходит потеря или даже искажение информации. Поэтому при возможности следует прибегать к дифференциальному анализу гидрохимических данных. Пока такой анализ возможен лишь для района Красной пещеры, массива Алек и Гумишхинского массива [13, 71, 135] (рис. 31).

На основании режимных наблюдений в одном масштабе времени (с основанием неделя, декада или полмесяца) строится комплексный график, включающий сведения об атмосферных осадках и испарении (их разность дает величину стока), температуре воздуха (сведения необходимы для выделения разных типов питания), расходе карстового источника (либо их группы), минерализации воды. Результирующий график строится в соответствии с формулой ионного стока

$$R_u = QMa, \quad (33)$$

где R_u — ионный сток, г/с ; Q — расход, $\text{м}^3/\text{с}$; M — минерализация, мг/л ; a — коэффициент размерности, строится как произведение расчетных значений Q и M , имеющих на двух предыдущих графиках.

График ионного стока несет информацию об изменениях интенсивности химической денудации во времени (рис. 31, А). По условиям питания подземных вод Краснопещерного подрайона можно выделить четыре характерных периода: 1) расходования запасов, накопленных после осенних павод-



Р и с. 31. Дифференциальная оценка ионного стока карстовых районов Крыма и Кавказа

А — Краснопещерный подрайон; 1—4 — ионный сток в периоды: 1 — расходования запасов, накопленных после осенних паводков; 2 — снегового паводка; 3 — инфильтрационно-инфлюационного питания; 4 — конденсационно-инфильтрационного питания

Б — Массив Алек; 5—8 — составляющие ионного стока: 5 — атмосферная, 6 — инфлюационная, 7 — подземная (холодная карстовая), 8 — конденсационная

В — Гумишинский массив; 7, 9 — составляющие ионного стока: 7 — подземная (холодная карстовая); 9 — глубинная (субтермальная карстовая)

ков (XII—II, продолжительность 62 сут); 2) снегового паводка (II—III, продолжительность 44 сут); 3) инфильтрационно-инфлюационного питания (III—IV, X—II, продолжительность 91 сут); 4) конденсационно-инфильтрационного питания (V—IX, 168 сут).

Средний ионный сток р. Краснопещерной за 1972 г. с учетом привноса солей атмосферными осадками составляет 26 г/сут (при плотности известняков 2,7 т/м³—304 м³/год). Из них 73% выносится в холодный (X—III) и 27% — в теплый периоды. Максимальная интенсивность карстового процесса отмечается во время снегодождевых паводков (за 40 сут

выносятся 28% годового количества карбонатного материала) и осенних ливней (за 60 сут — 32%). Величина ионного стока в течение года меняется настолько значительно, что расчеты карстовой денудации, выполненные по отдельным маршрутным наблюдениям, могут различаться на 200—250%. Это свидетельствует о необходимости весьма осторожных сравнений опубликованных в литературе данных. Расхождение между величиной химической денудации, рассчитанной на основании годовых режимных наблюдений (30,3 мкг/год, см. рис. 31, А) и по данным многолетних маршрутных наблюдений (31,8 мкг/год, см. табл. 17), составляет всего 4,2%.

Аналогичный анализ изменений величины химической денудации можно произвести и для других районов. Однако для задержанного карста массива Алек интереснее попытаться вычленить из общего ионного стока составляющие разного генезиса. Атмосферную составляющую легко определить, умножив годовое количество осадков (2396 мм) на их среднюю минерализацию (34 мг/л) и на площади водосборов, сложенных известняками (6,1 км²). Инфлюационную составляющую можно определить, умножив годовое количество эффективных осадков (осадки минус испарение, 1823 мм) на разность минерализации инфлюационных и атмосферных вод (143,8 мг/л) и на площадь водосборов, сложенных некарстующимися породами (5,7 км²). Общий ионный сток определяется как произведение стока с массива Алек (1885 мм) на среднюю минерализацию воды источников (140 мг/л) и на общую площадь массива (11,8 км²).

Общий ионный сток составляет 3108,0 т/год; 64,2% от этой величины привносится с атмосферными осадками (496,4 т/год, или 16%) и с инфлюационными водами (1496,5 т/год, или 48,2%). Собственно карстовая составляющая равняется 1115,1 т/год (35,8% от общего ионного стока), а величина карстовой денудации — 35 мкг/год (а не 79,7 мкг/год, как следует из табл. 17). Представление о распределении ионного стока с массива Алек внутри года дает рис. 31, Б. Имеющиеся в нашем распоряжении данные о величине конденсационного стока (62 мм) и минерализации конденсационных вод (108,3 мг/л) позволяют впервые в отечественной практике определить их значение как фактора химической денудации. За теплое время с массива Алек за счет конденсационной коррозии выносятся 41,2 т карстующихся пород (16,2 м³), что составляет всего 3,7% от величины карстовой денудации. Таким образом, конденсационная коррозия играет роль лишь моделирующего фактора.

Ионный сток с Гумишхинского массива составляет 795 г/с, что соответствует величине химической денудации 78 мкг/год (см. табл. 17). Однако на долю карстового стока приходится всего лишь 45% от этой величины (35,1 мкг/год). Большая часть выносимых минеральных веществ связана с глубинной (субтермальной) составляющей (рис. 31, В).

Таким образом, дифференциальный подход к определению величины химической денудации позволяет прийти к важным выводам о происхождении карстовых вод района и изменениях их минерализации в различные сезоны. В других карстовых районах Альпийской складчатой области юга СССР подобные расчеты пока невозможны. Здесь необходима постановка стационарных гидрогеологических и гидрохимических исследований.



Гидрогеологические условия минувших геологических эпох и история резервуаров подземных вод являются предметом изучения специальной области гидрогеологии — палеогидрогеологии [177, 64]. Современный резервуар подземных вод — продукт сложных изменений во времени, без исторического анализа которых невозможно понять современную гидрогеологическую обстановку. Развитие резервуара подземных вод происходит циклически и в общем случае охватывает в каждом цикле (в период между двумя трансгрессиями) элизионный, магматический и инфильтрационный этап. Современные гидрогеологические условия большинства карстовых регионов соответствуют инфильтрационному этапу последнего цикла. В зависимости от конкретных условий он может продолжаться сотни тысяч—миллионы лет, охватывая антропоген и плейстоцен, а иногда миоцен, палеоген и даже поздний мел.

Закономерности современных геологических процессов при палеогидрогеологическом анализе переносятся в прошлое на основе принципа актуализма. Однако чем более древние гидрогеологические циклы и их этапы подвергаются анализу, тем меньше роль конкретных данных о современных гидрогеологических условиях и больше роль материалов по стратиграфии, тектонике, литологии, петрографии, геохимии, минералогии. Отсюда сложность палеогидрогеологических построений, неоднозначность и спорность многих реконструкций, полученных при использовании качественных и в меньшей степени количественных методов анализа.

Методическая основа палеогидрогеологических реконструкций разработана еще слабо [64]. Исходными материалами для них служат сводный геологический разрез, палеогеографические схемы, литофациальные карты, палеотектонические карты и разрезы, карты палеомагнетизма и палеовулканизма и, наконец, следы геологической деятельности подземных вод (карст, жильные образования, вторичная цементация, метасоматические изменения пород, парагенетические ассоциации минералов и пр.) Применительно к специфическим условиям карстовых районов специальных разработок по методике палеогидрогеологических исследований нет, и как использовать в этом плане материалы по карсту — не ясно.

Данных о палеогидрогеологии карстовых регионов Альпийской складчатой области юга СССР немного. В сводных томах "Гидрогеология СССР" (VIII, IX, X) они вообще отсутствуют. Для Горного Крыма анализ палеогидрогеологических условий в связи с перспективами нефтегазоносности выполнен Г.А. Лычагиным и В.Г. Ткачук [121]. Они отмечают, что Горный Крым с начала гоетерива представляет собой складчатое поднятие, которое покрывалось морем лишь временами и не на всей площади. Последней была сарматская трансгрессия. В перерыве между трансгрессиями маломощные рыхлые осадки быстро смывались, а морские воды вытеснялись инфильтрационными. После отступления сарматского моря началась интенсивная эрозия поверхности известняковых плато, сопровождавшаяся процессами глубокого закарстования. В результате образовалась зона свободного водообмена, охватывающая громадную толщу пород (до 1 км по вертикали) вплоть до цоколя горных сооружений.

Для карстовых регионов Кавказа палеогеографические реконструкции выполнены Ю.Н. Пастушенко [15] и Т.З. Кикнадзе [16]. Ю.Н. Пастушенко выделяет для Сочинского и Гагринского районов семь периодов формирования карста: конец титона—начало валанжина, конец баррема—начало

апта, конец апта—начало альба, начало палеоцена, начало среднего эоцена, ранний олигоцен, миоцен—антропоген. Т.З. Кикнадзе на основании анализа за палеогеографических схем Абхазии относит зарождение существующих в настоящее время карстовых бассейнов к позднему миоцену и плиоцену.

Карстологические и в особенности спелеологические исследования открывают принципиально новые возможности палеогидрогеологического анализа. Они позволяют провести значительно более дробную и обоснованную периодизацию событий, происшедших на протяжении последнего инфильтрационного этапа, чем любые иные методы палеогеографических исследований. Примеры подобного анализа для различных закарстованных территорий региона приведены в ряде публикаций В.Н. Дублянского [14, 48, 71, 85, 133]. В настоящей главе рассмотрены некоторые аспекты палеогеографических и палеогидрогеологических реконструкций, возможных при комплексном изучении карстовых полостей.

Деятельность термальных вод (гидротермокарст). До последнего времени не было сведений о гидротермокарстовом этапе развития Горного Крыма [37]. Между тем на Карабийском, Чатырдагском и других горных массивах в верхнеюрских известняках известны мощные, до 12 м шириной и протяженностью до 1—2 км, кальцитовые жилы. Близ них располагаются шахты-поноры Молодежная (глубина 260 м), Гвоздецкого (191 м), Ход Конем (210 м), вскрывшие на глубинах 10, 25, 85, 154, 160, 190, 260 м древние карстовые полости с исландским шпатом. Условия его нахождения всюду одинаковы и лучше всего изучены в шахте Ход Конем. На глубинах 10, 85 и 160 м ею вскрыта расширенная закарстованием вертикальная тектоническая трещина. Местами трещина имеет раздувы, заполненные желто-бурой глиной с зернами кварца, округлыми стяжениями гидроокислов марганца и кристаллами исландского шпата длиной 10—15 см. Температура образования исландского шпата, определенная методами декрепитации и гомогенизации, превышает 50°С. По геологическим данным, время образования кальцитовых жил можно оценить как раннепалеогеновое—неогеновое. Вероятно, в это время за счет проникновения субтермальных растворов по зонам приразрывной трещиноватости образовались жилы ангидрита в верхнеюрских известняках, песчаниках и конгломератах Ай-Петринского массива и баритовые конкреции в альбских глинах у Тополевского сброса. О значительном развитии в Горном Крыму поствулканической газовой гидротермальной деятельности в послесреднеюрское время свидетельствует также находка алунита и агрегатов опал-халцедон-микрокварцевого состава в нерастворимом остатке верхнеюрских известняков. Таким образом, есть все основания предполагать, что Горный Крым прошел в поздне меловое—ранне неогеновое время этап гидротермокарстового развития, с которым могут быть связаны различные минеральные проявления, а возможно, и крупные карстовые полости [134].

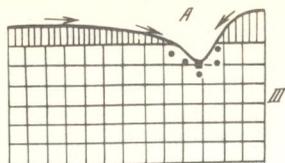
На Кавказе бесспорно гидротермокарстовыми являются только вскрытая пещера Провал и пещера-источник Мацестинская. Однако есть все основания предполагать наличие проявлений гидротермокарста на западном погружении Грузинской глыбы [125]. Вероятно гидротермокарстовое происхождение некоторых галерей Новоафонской пещеры [71]. Косвенно об этом свидетельствует ее аномально высокий удельный объем (770 м³/м), вторичная доломитизация известняков в приразрывных зонах, аномальная разрушенность кремневых конкреций в барремских известняках южной части пещеры, наличие в заполнителе каверн с этими конкрециями элементов эндогенной миграции: цинка, меди, свинца, олова (устное сообщение А.М. Кропачева) и, наконец, наличие несколько ниже пещеры

источников с водой смешанного холодного и термокарстового происхождения (см. рис. 24, Г). Палеогидрогеологический анализ показал, что условия, благоприятные для развития гидротермокарста в этом районе, возникли в позднем плиоцене, когда в новороданскую и древневалахскую фазы складчатости заложился Калдахварский сброс и Новоафонский краевой надвиг. Они явились барражами для минеральных вод, которые ранее разгрузались в акватории Черного моря. В плейстоцене в связи с углублением долин рек Мсры и Мааниквары, прорезавших толщу покровных понтических, а местами и альб-сеноманских глин, первичные полости гидротермокарстового происхождения начинают промываться холодными карстовыми водами. Это вызывает коррозию смешивания и их активный рост. В голоцене верхняя часть полости переходит в субэвральную стадию, средняя периодически подтапливается холодными карстовыми водами, а нижняя, недоступная для непосредственных исследований, продолжает формироваться за счет коррозии смешивания. Выдвинутая гипотеза достаточно хорошо объясняет все гидрогеологические и геоморфологические аномалии района и позволяет прогнозировать наличие крупных полостей вдоль плоскости Калдахварского сброса. Одна из таких полостей была обнаружена в 1979 г.

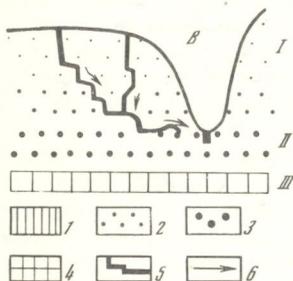
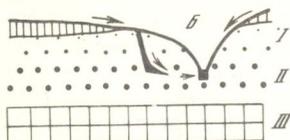
Изменения в гидродинамической зональности карстовых массивов. Развитие гидрогеологических резервуаров на инфильтрационном этапе происходит на фоне прерывистых тектонических поднятий. Поднятия приводят к смещению гидродинамических зон — увеличению вертикальной мощности I зоны, перемещению II зоны на глубины, где прежде была III зона, углублению III зоны в толщу карстующихся пород. До последнего времени информацию о характере тектонических движений плиоцена—антропогена давали в основном геоморфологические методы: изучение положения поверхностей выравнивания и коррелятных им отложений речных и морских террас. Применение карстолого-гидрогеологических методов открывает новые возможности решения этой проблемы (рис. 32).

Наибольшее распространение получил метод корреляции пещерных горизонтов и террас. По этому поводу имеется множество весьма противоречивых публикаций [1, 2, 10, 17, 39—41, 43, 45, 61, 62, 170, 173 и др.]. Новейшие исследования, проведенные в Горном Крыму, показали, что преобладающее число пещер-источников и горизонтальных ходов на дне вскрытых пещер заложено на высоте 700—1300 м. В зоне высот 300—700 м, где располагаются сходящиеся к верховьям веера эрозионно-аккумулятивных террас крымских рек, заложено 15% полостей, причем только половина из них — это продолжающие развиваться обводненные полости. Таким образом, вряд ли можно говорить о прямых связях пещер-источников Крыма с определенными геоморфологическими уровнями [14]. Для Западной Грузии сложилась противоположная концепция [16, 178]. В бассейнах рек Кудори, Джуми, Абаши, Риони, Квирилы установлена приближенная корреляция пещерных горизонтов с речными, а на берегу Черного моря у Нового Афона — с морскими террасами, располагающимися на абсолютных отметках от 8 до 260 м.

Слабое место этих построений — отсутствие увязки высотного и геоморфологического положения пещер с их морфогенетическими особенностями и принадлежностью к той или иной гидродинамической зоне. Выше было показано, что в сегодняшней гидродинамической обстановке во всех трех зонах можно встретить как обводненные, так и сухие (реликтовые) карстовые полости. Таким образом, перспективная на первый взгляд идея о возможности четкой корреляции поверхностных аккумулятивных и подземных коррозионно-эрозионных форм оказывается весьма противоречивой при ее реализации на природных объектах.



Р и с. 32. Изменения в положении гидродинамических зон в горном массиве при его поднятии
 1 — некарстуемые породы; 2-4 — гидродинамические зоны в карстуемых породах: 2 — I, 3 — II, 4 — III; 5 — карстовые полости, 6 — направления поверхностного и подземного стока



Разрешить эту неопределенность, очевидно, можно, если привлечь к палеогеографическим реконструкциям материалы не только по пещерам-источникам, но и по всем полостям коррозионно-эрозионного класса. Такая возможность представилась на хорошо изученных горных массивах Алек и Ахцу. В настоящее время карстовые системы этих массивов почти целиком (за исключением их нижних частей) располагаются в I и II гидродинамических зонах. Они состоят из чередующихся вертикальных (внутренние колодцы и шахты) и горизонтальных (меандрирующие галереи и сифонные каналы) частей. Развивая существующие гипотезы спелеогенеза [133], можно предположить следующую последовательность их формирования (см. рис. 32, А-В). Поверхностная эрозионная

сеть массивов начала закладываться еще тогда, когда верхнеюрские известняки были почти повсеместно перекрыты некарстуемыми палеогеновыми отложениями. В это время в известняках существовала только III гидродинамическая зона с особенно активной циркуляцией в придолинной части (см. рис. 32, А). Поднятия активизировали развитие эрозионных и карстовых процессов. Начали формироваться I и II гидродинамические зоны. Инфлюационные потоки, проходя через зону вертикальной циркуляции, пронизанную кавернами, некогда образованными в III зоне, сформировали устьевые колодцы шахт-поноров. Их глубина соответствует мощности I зоны, а во II зоне на стыке с III начали формироваться горизонтальные галереи. Их размеры и длина — функция от водообильности питающих водотоков и от продолжительности периода стабилизации поднятий (см. рис. 32, В). Эта гипотеза объясняет многие особенности размещения карстовых полостей: отсутствие пещер-источников в верхней и средней частях склонов (разгрузка карстовых водоносных систем происходила не через пещеры-источники, а через трещинно-каверновую среду III зоны); наличие наряду с каскадными полостями шахт-поноров, имеющих один ствол большой глубины (это полости более поздней генерации, которые формировались с местных питающих водосборов при большой мощности I зоны); наличие в карстовых полостях признаков, свидетельствующих об их проработке то в I, II, то в III гидродинамических зонах. Вертикальные полости в отличие от известных схем стадийного развития пещер, предложенных Г.А. Максимовичем [1, 18] и Л.И. Маруашвили [43], не просто переходят из одной стадии в другую, а имеют "четковидное" строение, при котором участки, заложенные в I и II зонах (колодцы) и в III зоне (галереи) чередуются. Если выдвинутая гипотеза справедлива, то в пределах карстового массива, испытавшего общее поднятие, все гори-

зонтальные уровни карстовых полостей должны располагаться на фиксированных высотах, причем эти же высоты должны контролировать основные геоморфологические уровни на поверхности. Рис. 33 свидетельствует, что на продольных профилях карстовых полостей массива имеется 11 значительных перегибов, располагающихся на абсолютных отметках от 880 до 310 м и имеющих превышение друг над другом от 80 до 40 м. В возрастном отношении эти перегибы коррелируются с 11 уровнями морских террас, речных террас и поверхностей выравнивания южного склона Северо-Западного Кавказа [179].

Таким образом, изучение продольных профилей карстовых полостей дает ценную информацию для реконструкции истории развития гидродинамической зональности горных массивов в плиоцене—антропогене.

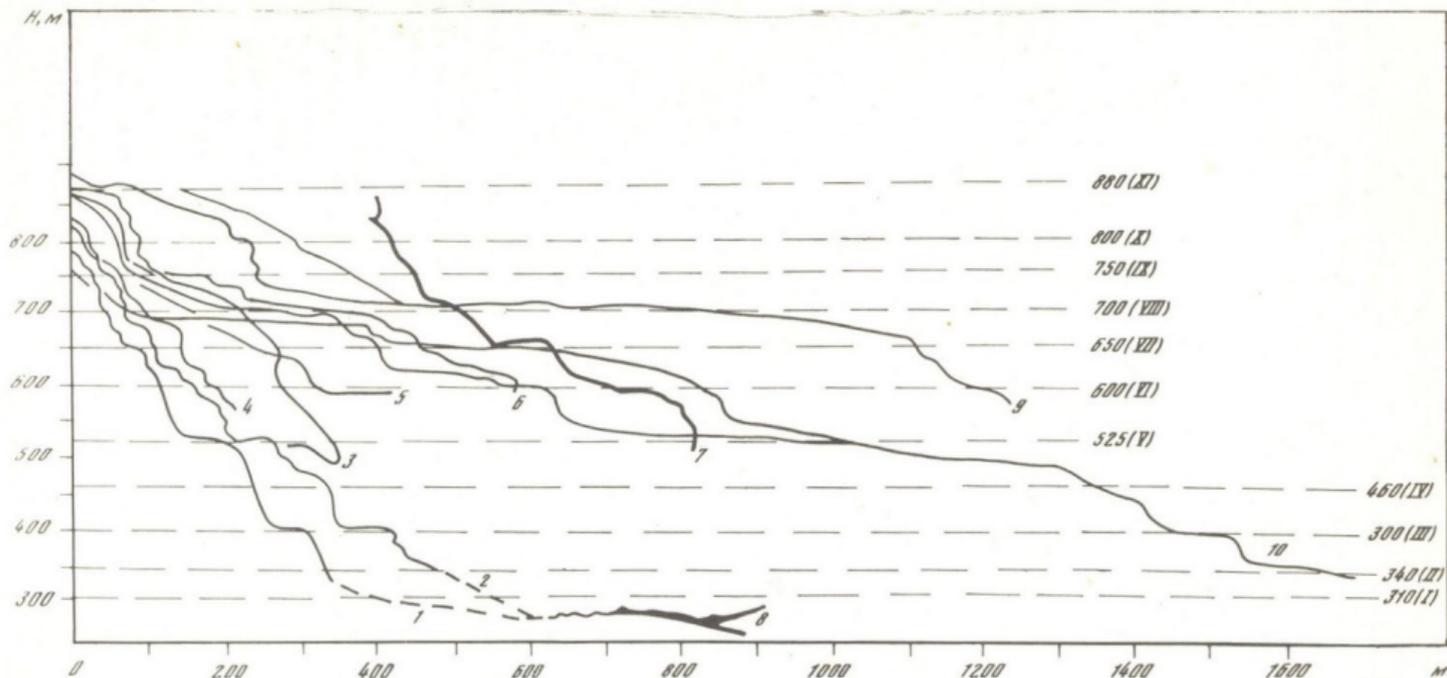
Колебания уровня Черного моря и субмаринная разгрузка. Наличие субмаринной разгрузки из крупнейших карстовых полостей на глубине до 100—180 м ниже современного уровня моря можно объяснить либо активным движением подземных вод и сопутствующими ему процессами спелеогенеза в пределах III гидродинамической зоны, либо подтоплением сформированных в субаэральных условиях пещер-источников при трансгрессиях моря. Материалы изучения геологии шельфа, гидрологии Средиземного, Черного и других морей, а также данные спелеологических исследований с применением акваланга свидетельствуют, что более вероятна вторая точка зрения.

М.В. Муратов и В.И. Архипов [112] полагают, что современная глубоководная котловина Черного моря образовалась в результате послемайкопского опускания земной коры. Таким образом, субмаринная разгрузка в принципе становится возможной с раннего—среднего плиоцена. Сведений о глубине моря и ее колебаниях для периода с раннего плиоцена по ранний плейстоцен пока, к сожалению, нет. В среднем—позднем плейстоцене в Черноморском бассейне устанавливается 6 крупных регрессий глубины 30—40 м ($Q_{II}^1 - Q_{II}^2$); 40—50 м (Q_{II}^2); 60—70 м ($Q_{II}^2 - Q_{II}^1$); 100—110 м ($Q_{III}^1 - Q_{III}^2$); 100—110 м ($Q_{III}^2 - Q_{III}^3$); 50—60 м ($Q_{III}^3 - Q_{IV}^2$). Если принять, что в настоящее время напор карстовых вод в карстовых массивах на побережье Черного моря составляет + 30 м [37, 49], то при регрессиях он возрастает до 60—140 м. По уравнению (7) легко определить возможность субмаринной разгрузки на плоскости сравнения —2000 м. При данном соотношении напоров разгрузка становится возможной уже при регрессии на 10—12 м. Следует учитывать, что в периоды регрессий происходило глубокое опреснение Черноморского бассейна, достигающее 6—10‰. Это способствовало повышению перепада напоров и активизировало субмаринную разгрузку.

В периоды регрессий не только возникали условия для усиленной субаэральной разгрузки карстовых вод в зоне шельфа, но и активизировалась субмаринная разгрузка на больших глубинах. Это позволяет вернуться к рассмотрению очень интересной гипотезы В.М. Куканова [49] о происхождении мацестинских минеральных вод за счет подтока морских вод через карстовые полости. Проработка таких полостей, очевидно, была возможна в период регрессий. При трансгрессиях пресные воды должны быть из них вытеснены.

В период трансгрессий карстовые полости, расположенные невысоко над уровнем моря, должны были попадать в режим подпора. Пока эта ситуация более или менее изучена только для Новоафонской пещеры, развитие которой замедлялось в периоды древнеэвксинской и узунларской трансгрессий [71].

Таким образом, колебания уровня Черного моря, как справедливо



Р и с. 33. Эрозионные профили карстовых полостей массива Алек
 Шахты-поноры: 1 – Октябрьская; 2 – Заблудших; 3 – Школьная; 4 – Медвежья; 5 – Гигантов; 6 – Вели-
 чественная; 7 – Ручейная; 8 – Соколова; 9 – Географическая; 10 – Назаровская
 Цифры у пунктира – абсолютные отметки основных перегибов и соответствующие им уровни террас



отмечает Л.И. Маруашвили [43], существенно сказываются на условиях формирования карстовых полостей в приморской части карстовых регионов Альпийской складчатой области. При регрессиях и трансгрессиях здесь происходит перестройка гидродинамической зональности, при которой II и III зоны испытывают взаимное наложение и трансформацию. Это приводит к значительному осложнению современной гидрогеологической ситуации в верхней части континентального склона и затрудняет ее однозначную расшифровку.

Изменения скорости, расхода и минерализации карстовых вод. Карстовым полостям, формирующимся в различных гидродинамических зонах, свойствен свой спектр отложений [1, 13, 16, 41 и др.]. Их изучение позволяет получить важную информацию о палеоскорости, палеорасходе и изменениях минерализации карстовых вод. Чаще всего для решения первых двух задач используют график Хьюлстрема—Буркхардта [105]. По-слойное изучение гранулометрического состава аллювия подземных террас позволяет определить изменения водности потока. Так, в шахте-пояре Географическая было установлено, что после образования ее Главного хода существовал период низкой водности, во время которого в условиях сифонного подпора произошло отложение нижнего слоя глины (40 см, палеоскорость 0,15 м/с, палеорасход 0,8 м³/с). Затем водность потока резко увеличилась, что вызвало частичный размыв глинистого заполнителя и отложение сначала валунно-галечникового материала (60 см, 1—2 м/с, 3—10 м³/с), а затем песчано-гравийного прослоя (35 см, 0,25—0,50 м/с, 0,6—1,5 м³/с). В результате отложения полуметровой толщи аллювия сифон в нижней части галереи был почти полностью закольматирован. Верхняя часть разреза представлена пластичной тонкослоистой глиной (25 см; 0,10—0,15 м/с; 0,3—0,4 м³/с). Затем наступил период резкого увеличения водности, в результате чего водно-механические отложения были полностью размыты, а современные валунно-галечниковые отложения (20 см; 0,9 м/с; 2 м³/с) легли на коренные известняки. Верхнюю часть разреза водно-механических отложений перекрыли натечные отложения.

Для определения интенсивности водопритока в диапазоне от 10⁻¹⁰ до 10⁰ л/с можно использовать данные о морфологии и морфометрии натечных карбонатных отложений [18], для выяснения палеотемпературных условий их образования — минералогические и различные геохимические методы [2]. Если археологическим, изотопным или каким-либо другим методом удастся определить абсолютный возраст одного из прослоев в разрезах рыхлых отложений, это позволяет перейти к геологической датировке всего разреза, что придает палеогидрогеологическим данным особую ценность. Изучение годовых пар слоев в сталактитах, сталагмитах, пизолитах и в особенности в прорванных плотинах, перегораживающих подземные реки (пещеры Красная, Шакуранская и др.), позволяет установить ритмичность спелеолитогенеза в связи с изменениями минерализации подземных вод, в свою очередь являющихся отражением ритмичности солнечной активности [71].

Приведенные примеры не исчерпывают возможностей использования карстолого-спелеологической информации для расшифровки палеогеографических и палеогидрогеологических особенностей карстовых регионов. Работы в этом направлении только начаты и необходимо специальное совместное изучение всех типов пещерных отложений (в том числе биогенного и антропогенного происхождения) карстологами, гидрогеологами, зоологами и археологами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенная характеристика карстолого-гидрогеологических условий Альпийской складчатой области юга СССР позволяет сформулировать основные отличия гидрогеологии карста как нового направления региональной гидрогеологии.

1. Объектом исследований гидрогеологии карста являются карстовые воды (т. е. воды, формирующиеся, залегающие и движущиеся в карстующихся породах).

2. Основной тип подземных водоносных систем в карстовых регионах — массивы (или адмассивы), реже адбассейны (или бассейны). Эти гидрогеологические резервуары вмещают в основном трещинно-каверновые или порово-трещинно-каверновые пластово-блоковые воды. В горных карстовых регионах преобладают малые и небольшие, реже средние массивы.

3. В связи с несовпадением поверхностных и подземных водосборов границы гидрогеологических регионов на закарстованных территориях проводятся по комплексу признаков таким образом, чтобы по выделенным регионам были возможны водобалансовые расчеты.

4. Карстовые воды в настоящее время формируются в основном за счет инфильтрации и конденсации в голом и задернованном карсте, инфлюации и инфильтрации — в покрытом карсте. Удельный вес этих видов питания в теплый и холодный периоды, в равнинном, среднегорном и высокогорном карсте различен. Большую роль в питании подземных вод и образовании различных карстовых форм играют твердые осадки холодного периода, гляциальное питание, а в отдельных районах — подток субтермальных вод.

5. На плато и склонах карстовых массивов на протяжении неогена—антропогена наблюдается четкая тенденция дробления первичных эрозионных водосборов на замкнутые карстово-эрозионные, а затем карстовые микроводосборы. При этом линейное инфлюационное питание сменяется очаговым инфлюационным, площадным инфильтрационным, очаговым инфильтрационным питанием. В высокогорном карсте на первичный эрозионный рельеф накладывается нивально-гляциальный, а затем карстовый рельеф. Рассредоточение поверхностного стока в области питания и концентрация подземного стока в глубине массивов и в области разгрузки — одна из основных особенностей гидрогеологии карста.

6. Для практического применения наиболее удобна схема гидродинамической зональности, включающая зоны аэрации, сезонного колебания уровня карстовых вод и полного насыщения. Эти зоны четко различаются по всем гидрогеологическим параметрам, что позволяет формализовать проблему и задать граничные условия для расчетов на ЭЦВМ.

7. В трещинно-каверновых и порово-трещинно-каверновых коллекторах в условиях неустановившегося режима фильтрации проявляется "эффект

двойной пористости", в результате чего при разных расходах карстовых вод происходит четкая канализация подземного стока в карстовых полостях и приразрывных зонах трещиноватости, то его "растекание" по внутриблоковым трещинам и порам. В соответствии с законами диалектики гипотезы изолированных водотоков и единого уровня — это не альтернативные состояния гидрогеологических резервуаров, а противоположности, объединяющиеся в пространстве и во времени.

8. Карстовые воды имеют самую высокую по сравнению с другими типами подземных вод действительную скорость (в среднем 2–5 км/сут), а карстовые источники — наибольшие средние (до 8–10 м³/с) и максимальные (до 60–80 м³/с) расходы при коэффициенте изменчивости 100–1000 и более. В паводок кинетическая энергия массы подземных потоков и масса влекомых частиц на несколько порядков больше, чем в межень. Это определяет активное прохождение подземной эрозии, не затухающей на всем протяжении карстовых полостей.

9. Высокие скорости движения карстовых вод определяют их низкую защищенность от любого (в том числе бактериального) загрязнения и сильное помутнение в паводок (за счет размыва остаточных и водно-механических отложений).

10. Карстовым водам всех гидродинамических зон (в особенности I и II) свойственно в основном турбулентное напорное и безнапорное движение, лишь в глубокую межень при малых градиентах напора переходящее в ламинарное. Это способствует повышению растворяющей способности подземных вод и возникновению на некоторых участках карстовых полостей процессов кавитации. В связи с резко различными фильтрационными свойствами закарстованных приразрывных трещиноватых зон и внутриблоковых пространств в трещинно-каверновых коллекторах напорные воды могут возникать и при отсутствии покровного водоупора.

11. Разгрузка основной массы карстовых вод происходит в субэвальных условиях, через карстовые источники и пещеры-источники, которые могут находиться во всех гидродинамических комбинациях. Существующие расчетные и поисковые методы не позволяют однозначно определить возможность субмаринной разгрузки и локализовать ее в пространстве. Необходимо разработка новых методов.

12. Карстовые воды имеют низкую температуру (от 1 до 12 °С), зависящую не только от аэротермического градиента, но и от типа питания и морфологии карстовых систем. Большинство горных карстовых регионов относится к открытым тепло- и водообменным геосистемам с повышенной мощностью слоя годовых колебаний температур (300–1000 м). В районах гидротермокарста температура воды и горных пород зависит от плотности восходящего теплового потока и геохимических процессов, происходящих в литосфере.

13. Геохимические процессы, происходящие в карбонатном карсте, проявляют четкую зависимость от парциального давления CO₂ в почвенном воздухе и в воздухе карстовых полостей, которое на 2–4 порядка выше, чем в атмосфере. Процессы, связанные с гидротермокарстом, регулируются парциальным давлением CO₂, H₂S и других активных газов, содержащихся в минеральных водах. Химический состав подземных вод, формирующихся в карбонатной толще, зависит от их происхождения, расхода, скорости движения, температуры. В основном это агрессивные воды, растворяющая способность которых максимальна в верхней части I гидродинамической зоны. В нижних зонах в связи с контрастностью температуры и минерализации поступающих сюда растворов большую роль играет коррозия смешивания.

Гидро-
динамической
трещиноватости
3 02 000 010 010 010

14. Режим карстовых вод зависит от их положения в различных гидродинамических зонах и от близости к приразрывным зонам тектонической трещиноватости. Воды I и II зон быстро реагируют на выпадающие осадки в основном повторяя их ход. Наиболее сложен режим источников, расположенных в основании II зоны, где ощущается наложение друг на друга различных режимообразующих факторов. В карстовых полостях, расположенных во II и на стыке II и III зон, наблюдается максимальный среди всех типов подземных вод подъем уровня до 60–80 м (в зарубежных карстовых регионах Альпийской складчатой области – даже 320 м). При анализе режима карстовых вод необходимо отдельно рассматривать паводковые и меженные элементы гидрографов, учитывая время добегания волны паводка через другие гидродинамические зоны, ход конденсационных процессов, влияние приливно-отливных сил.

15. Единственным надежным способом оценки естественных запасов карстовых вод (требующим, правда, организации многолетних наблюдений) является балансовый метод. При этом отдельно определяются вертикальные и горизонтальные осадки, конденсация в почве и трещинно-каверновых коллекторах и подземный (родниковый) сток. Решая уравнение водного баланса относительно глубокого подземного стока, можно определить величину перетока в другие водоносные горизонты, а также вероятность субмаринной разгрузки. Глубокий подземный сток часто является последним резервом для водоснабжения карстовых регионов.

16. Интенсивность карстового процесса определяется интегрально по методу Пулины и дифференциально (по сезонам, по источникам питания) – комплексным методом, заключающимся в оценке декадных значений ионного стока на основании полустационарных наблюдений. Эти данные позволяют дать количественную оценку карстовых процессов, происходящих в разных гидродинамических зонах.

17. Карстолого-гидрогеологические исследования позволяют оценить палеогидрогеологические особенности региона. Наиболее интересные аспекты: изучение гидротермокарста, изменений в гидродинамической зональности карстовых массивов в связи с их неотектоническими поднятиями, особенностей субмаринной разгрузки в связи с колебаниями уровня моря, а также определение палеоскоростей, палеорасходов и древней минерализации карстовых вод.

18. До последнего времени карстовые массивы были доступны для прямых исследований гидрогеологическими методами лишь с поверхности. Открытие в их пределах сотен карстовых полостей различного генезиса, морфологии и размеров предоставляет широкие возможности проведения комплекса геологических, геофизических, гидрогеологических, спелеологических, биологических, археологических исследований в глубине массивов. Это резко повышает гидрогеологическую информативность работ, проводимых в карстовых регионах, позволяет существенно уточнить интерпретацию результатов классических (например, геофизических) методов исследований. Подход к карстовым полостям не как к изолированным объектам, а как к системам позволяет успешно использовать различные методы моделирования.

19. Одна из важнейших проблем становления гидрогеологии карста как самостоятельного научного направления – упорядочение используемых терминов, понятий и определений. Изложенное позволяет внести уточнение и в определение карста, данное Г.А. Максимовичем [1]: "...карст – это процесс химического и отчасти механического воздействия подземных и поверхностных в е р у с л о в ы х (выделено нами. – В.Д., Т.К.) вод на растворимые проницаемые горные породы". Опыт изучения гидрогеоло-

гии карста Альпийской складчатой области юга СССР свидетельствует о значительном вкладе русловых потоков в процессы карстогенеза. Поэтому слово "внерусловых" из определения необходимо исключить.

Следует уточнить и конкретизировать определения ряда терминов, используемых в специальной литературе, таких, как: инфильтрация, инфлюция, конденсация, карстовые воды, карстовые пустоты, каверны, полости, карстовый район, карстовый бассейн, карстовый массив и пр.

20. Особенности формирования движения, разгрузки, режима карстовых вод необходимо учитывать на всех стадиях их разведки, поисков и использования. Рациональное народно-хозяйственное освоение карстовых регионов, охрана их подземных вод от истощения и загрязнения невозможны без учета специфичности гидрогеологии карста — нового направления региональной гидрогеологии, имеющего свой объект исследований, свою научную проблематику, свои методы решения возникающих теоретических проблем и практических задач.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Максимович Г.А.* Основы карстования. Пермь: Кн. изд-во, 1963. Т. 1. 444 с.
2. *Trimmel H.* Hohlenkunde. Braunschweig, 1968. 126 S.
3. Карстовите подземни води в България. София: Техника, 1959. 283 с.
4. *Jenko F.* Hidrogeologija in vodno gospodarstvo krasa. Ljubljana, 1959. 237 s.
5. *Llopis L.N.* Fundamentos de hidrogeologia carstica. Madrid, 1970. 186 p.
6. *Zötl J.* Karsthydrogeologie. Wien; New York, 1974. 172 S.
7. *Mangin A.* Contribution a l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Moulis, 1975. 600 p.
8. *Burger A., Dubertret L.* Hydrogeology of karstic terrains. P., 1975. 221 p.
9. *Böcker T.* Dynamics of subterranean karstic water flow. — In: Karszt-és Barlangkaratós. Budapest, 1976, p. 22—28.
10. *Bögli A.* Karsthydrographie und physische speleologie. Ber. B.: N.Y., 1978. 293 S.
11. *Milanovic P.T.* Hidrogeologija karsta i metode istrazivanja. Trebinje, 1979. 276 p.
12. *Крубер А.А.* Карстовая область горного Крыма. М., 1915. 319 с.
13. *Дублянский В.Н.* Карстовые пещеры и шахты Горного Крыма. Л.: Наука, 1977. 182 с.
14. *Дублянский В.Н., Ломаев А.А.* Карстовые пещеры Украины. Киев: Наук. думка, 1980. 180 с.
15. *Кикнадзе Т.З.* Карст массива Арабика. Тбилиси: Мецниереба, 1972. 247 с.
16. *Кикнадзе Т.З.* Геология, гидрогеология и активность известнякового карста. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 232 с.
17. *Тинтилов З.К.* Карстовые пещеры Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 273 с.
18. *Максимович Г.А.* Основы карстования. Пермь: Кн. изд-во, 1969. Т. II. 529 с.
19. *Овчинников А.М.* Общая гидрогеология. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 383 с.
20. Справочное руководство гидрогеолога. Л.: Недра, 1979. Т. 1, с. 512.
21. *Бродский А.А., Коноплянцев А.А.* К вопросу о классификации подземных вод. — В кн.: Сборник статей по вопросам гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Изд-во МГУ, 1962, с. 82—87.
22. Словарь по гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Недра, 1971. 216 с.
23. Геологический словарь М.: Недра, 1973, т. I, с. 486; т. II, с. 455.
24. *Чеботарев А.И.* Гидрологический словарь. Л.: Гидрометеоиздат, 1978, с. 308.
25. *Боревский Б.В., Хордикий-нен М.А., Язвин Л.С.* Разведка и оценка эксплуатационных запасов месторождений подземных вод в трещинно-карстовых полостях. М.: Недра, 1976. 247 с.
26. Методические рекомендации по изучению режима поверхностных вод в карстовых районах. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. 150 с.
27. *Климентов П.П.* Методика гидрогеологических исследований. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 390 с.
28. *Биндеман Н.Н.* Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 203 с.
29. *Бочвер Ф.М., Гармонов И.В., Лебедев А.В., Шестаков В.М.* Основы гидрогеологических расчетов. М.: Недра, 1969, с. 367.
30. Прогноз водопритоков в горные выработки и водозаборы подземных вод в трещиноватых и закарстованных породах/В.Д. Бабушкин, З.П. Лебединская, Л.З. Леви, Г.Н. Кашковский, Б.В. Боревский, И.И. Плотников. М.: Недра, 1972, с. 196.
31. *Боревский Б.В., Самсонов Б.Г., Язвин Л.С.* Методика определения параметров водоносных горизонтов по данным откачек. М.: Недра, 1973. 326 с.
32. *Керкис Е.Е.* Методы изучения фильтрационных свойств горных пород. Л.: Недра, 1975. 231 с.
33. *Плотников Н.И.* Эксплуатационная разведка подземных вод. М.: Недра, 1979. 271 с.
34. *Дублянский В.Н.* Основные задачи инженерной спелеологии. — Инж. геология, 1980, № 1, с. 46—57.

35. Underground water tracing. Ljubljana, Inst. Karst Research, 1976. 309 p.
36. *Гугинейшвили Г.Н.* Карстовые воды Большого Кавказа и основные проблемы гидрологии карста. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 224 с.
37. Гидрогеология СССР. Т. VIII. Крым. М.: Недра, 1970. 364 с.
38. Комплексные изыскания при строительстве гидротоннеля в карстовой области Горного Крыма. Симферополь, 1971. 218 с.
39. *Зайцев И.К.* Вопросы изучения карста СССР. Л.; М.: Госгеолгиздат, 1940. 88 с.
40. *Гвоздецкий Н.А.* Карст. М.: Географгиз, 1954. 350 с.
41. *Соколов Д.С.* Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 321 с.
42. *Чикишев А.Г.* Пещеры на территории СССР. М.: Наука, 1973. 136 с.
43. *Маруашвили Л.И.* Морфологический анализ карстовых пещер. — В кн.: Очерки по физической географии Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1969, с. 5—84.
44. *Dublajnskij V.N.* Kras sovietskych Karpat. Slovensky Kras, 1977, r. XV, s. 3—22.
45. *Иванов Б.Н.* Особенности четвертичного карстообразования в горных странах Карпато-Балканской системы. — В кн.: Карпато-Балканская ассоциация. Белград, 1967, т. I, с. 405—410.
46. *Васильев И.Н.* Особенности обводнения карбонатных толщ в Горном Крыму. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Украины. М.: Недра, 1971, вып. 3, с. 85—91.
47. *Шутов Ю.И.* Условия формирования, гидродинамическая и гидрохимическая зональность трещинно-карстовых вод главной горной гряды Крыма: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Киев: КГУ, 1971, с. 22.
48. *Дублянский В.Н., Илюхин В.В.* Коррозионно-эрозионные шахты хребта Алек на Западном Кавказе. — Изв. ВГО, 1972, т. 104, № 1, с. 51—56.
49. *Куканов В.М.* Процессы формирования сероводородных вод типа Мацесты. М.: Наука, 1968. 166 с.
50. *Маруашвили Л.И.* Опыт географической и спелеологической характеристики карстовой полосы Западной Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1963, т. 1, с. 16—23.
51. *Кавришвили К.В.* Географический анализ и систематика горных ландшафтов. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 228 с.
52. *Овчинников А.М.* Методика гидрогеологического изучения водоносных систем. — В кн.: Тр. I Укр. гидрогеол. совещ. Киев: Изд-во АН УССР, 1961, с. 61—67.
53. *Овчинников А.М.* Гидрогеологическое районирование СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1966. 121 с.
54. *Глухов И.Г.* Принципы гидрогеологического районирования горных сооружений. Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1964, № 4, с. 21—27.
55. *Куделин Б.И., Фиделли И.Ф.* Принципы гидрогеологического районирования территории СССР. Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1966, № 1, с. 26—31.
56. *Пустовалова Г.И., Толстихин Н.И.* Схема структурно-гидрогеологического районирования Кавказа. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1968, № 11, с. 83—92.
57. Гидрогеология СССР. Т. X. Грузинская ССР. М.: Недра, 1970. 404 с.
58. Гидрогеология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. М.: Недра, 1968. 488 с.
59. *Максимович Г.А.* Тектонические закономерности распределения карста на территории СССР. — В кн. Общие вопросы карстования. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 40—54.
60. *Иванов Б.Н.* Принципы карстологического районирования горного Крыма. — В кн.: Тр. Науч. совещ. по природно-геогр. районированию УССР. Киев: Изд-во КГУ, 1961, с. 159—167.
61. *Гвоздецкий Н.А.* Проблемы изучения карста и практика. М.: Мысль, 1972. 392 с.
62. *Кипиани Ш.Я.* О геоморфологических типах карста Грузии. — В кн.: Пещеры Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1965, т. III, с. 41—47.
63. *Караванов К.П.* Бассейны подземных вод горноскладчатых областей восточной Азии. М.: Наука, 1977. 142 с.
64. *Пиннкер Е.В.* Проблемы региональной гидрогеологии. М.: Наука, 1977. 196 с.
65. *Барс Е.А., Борщевский Г.А., Брод И.О., Овчинников А.М.* Методика установления границ артезианских и нефтегазовых бассейнов. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1961, № 11, с. 22—26.
66. *Зайцев И.К., Толстихин Н.И.* Основы структурно-гидрогеологического районирования. — В кн.: Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии. Л.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 63—71.
67. *Глухов И.Г.* Гидрогеологические признаки типов карста Горного Крыма. — В кн.: Новости карстования и спелеологии. М., 1961, № 2, с. 30—35.
68. Гидрогеология СССР. Т. V. Украинская ССР. М.: Недра, 1971. 470 с.
69. *Белоусов В.В.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1971. 127 с.
70. *Тинтилов З.К., Алладзе В.С., Кипиани Ш.Я.* Условия развития карста вдоль трассы дериации и района силового узла Ингури ГЭС. — В кн.: Пещеры

Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1973, № 5, с. 29—46.

71. *Дублянский В. Н., Тинтилозов З. К., Еремин В. И., Шутов Ю. И.* Гидрогеологические особенности и происхождение Новоафонской пещеры. — В кн.: Природа и хозяйство Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1977, с. 40—54.

72. *Дублянский В. Н., Янушевич Ю. Д., Капралов А. Н.* Продолжение разрывной зоны Цице на южном склоне Главного Кавказского хребта. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1980, № 3, с. 82—86.

73. *Журенко Ю. Е.* О порядковой классификации линейментов. — В кн.: Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа: БГУ, 1974, № 5, с. 97—103.

74. *Косыгин Ю. А., Воронин Ю. А., Соловьев В. А.* Опыт формализации некоторых тектонических понятий. — Геология и геофизика, 1964, № 1, с. 52—56.

75. *Приблуда В. Д., Коджаспиров А. А., Дублянский В. Н.* Баланс подземных вод юго-западной части Горного Крыма. — Геол. журн. 1979, т. 39, № 2, с. 38—46.

76. *Кочкин М. А.* Почвы, леса и климат горного Крыма и пути их рационального использования. М.: Колос, 1967. 368 с.

77. *Глухов И. Г.* Периодические колебания подземного стока и предсказания расходов источников в летнее время. — В кн.: Тр. Лаб. гидрогеол. пробл. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948, т. III, с. 50—56.

78. *Чуринов М. В.* Формирование подземных вод юго-западной части Главной гряды Крымских гор. — Тр. ВСЕГИН-ГЕО, 1959, т. 16, с. 44—60.

79. *Дублянский В. Н.* Режим влажности почв Ай-Петринского массива и его гидрогеологическое значение. — Почвоведение, 1967, № 12, с. 91—97.

80. *Дублянский В. Н.* Гидролого-гидрогеологическая изученность Горного Крыма и некоторые аспекты водобалансовых расчетов в карстовых областях. — В кн.: Тр. совещ. по вопр. комплекс. изуч. режима поверхности и подзем. вод в карстовых районах. Л.: Гидрометеиздат, 1969, с. 16—28.

81. *Ведь И. П.* Особенность водно-теплового режима и микроклимата Крымских нагорий в связи с задачей их облесения: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Харьков: ХГУ, 1970, с. 19.

82. *Битюков Н. А.* Исследование водного и теплового режима буковых лесов Черноморского побережья Кавказа: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1972. 21 с.

83. *Ведь И. П.* Роль наземных гидрометеоров в водном балансе Крымского Нагорья. — Метеорология и гидрология, 1967, № 4, с. 68—72.

84. *Дублянский В. Н.* Особенности формирования снежного покрова в западной части горного Крыма. — В кн.: Сб. работ Киевского ГМО. Киев: УГМС УССР, 1968, вып. 4, с. 54—64.

85. *Дублянский В. Н.* Генезис и гидрогеологическое значение крупных карстовых полостей Украины: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Пермь: ПГУ, 1971, с. 43.

86. *Штенгелов Е. С.* Гидрогеологические условия и особенности карста восточной части Горного Крыма: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1972. с. 18.

87. *Шутов Ю. И.* Некоторые данные по гидрогеологии Горного Крыма. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Украины. М.: Недра, 1971, вып. 3, с. 41—48.

88. *Шутов Ю. И.* Особенности перехода поверхностного стока в подземный в карстовых районах Украины. — В кн.: Информ. бюл.: Метеорология и гидрология. Киев: Наук. думка, 1969, № 18, с. 28—31.

89. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 6, Вып. 4, Крым. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 343 с.

90. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 8. Северный Кавказ. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 446 с.

91. *Дублянский В. Н., Шутов Ю. И., Приблуда В. Д.* Индикаторные опыты в некоторых карстовых областях альпийской складчатой области юга СССР. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 7, с. 74—81.

92. *Вахрушев Б. А., Горбатов В. М.* Гидрологические исследования и безопасность пещерных экскурсионных комплексов. — В кн.: Исследование карстовых пещер в целях использования их в качестве экскурсионных объектов. Тбилиси: Мецниереба, 1978, с. 187—188.

93. *Иванов Б. Н.* Методика комплексной карстологической среднemasштабной съемки на примере Горного Крыма. — В кн.: Методика изучения карста, Пермь, 1964, вып. 3, с. 3—23.

94. *Протасов В. А.* Изучение процесса естественной конденсации в условиях ЮБК. — В кн.: Оползни и борьба с ними Ставрополь, 1964, с. 27—34.

95. *Глухов И. Г.* Роль конденсации в балансе карстовых вод горных сооружений (на примере Горного Крыма). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1965, № 3, с. 21—28.

96. *Прокофьев С. С.* Роль конденсационной влаги в образовании карстовых пещер. — В кн.: Пещеры. Пермь, 1964, вып. 4 (5), с. 35—38.

97. *Дублянский В. Н.* Методика расчета конденсации в трещинно-карстовых коллекторах. — В кн.: Бюл. НТИ: Гид-

рогеология и инж. геология. М.: ОНТИ ВИЭМС, 1969, № 6, с. 13—17.

98. ЭлизБарашвили Э.Ш. Вертикальная зональность климатов Закавказья. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1978, № 4, с. 28—31.

99. Trombe F. Traite de spéléologie. Paris, 1952, 242 p.

100. Gése B. La spéléologie scientifique. Paris, 1965. 192 p.

101. Kessler H., Ronaki L. Ein Beitrag zur Karthydrologischen Nomenklatur. — Actes IV Congr. Speleol. Ljubljana, 1968, vol. 3, s. 37—41.

102. Головцын В.Н., Смольников Б.М., Дублянский В.Н., Иванов Б.Н. Применение геоэлектрических методов исследований к решению основных проблем карста Горного Крыма. Киев: Наук. думка, 1966. 152 с.

103. Левушкин С.И. Биоспелеологические исследования в Западном Закавказье летом 1960 г. — В кн.: Новости карстоведения и спелеологии. М.: Изд-во АН СССР, 1963, № 3, с. 66—68.

104. Зуброва Е.А. Особенности гидрогеологии юго-восточной части Горного Крыма. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1959, № 6, с. 27—32.

105. Burkhardt R. Uziti sedimentárně-petrografických metod v krasovém výskumu. — Českoslov. Kras, 1958, roc. II, p. 22—28.

106. Smith D.J., Atkinson T.C. Underground flow rates cavern and fissured limestones. — In: Groundwater pollution in Europe. Wash., 1974, p. 74—82.

107. Справочник гидрогеолога. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 616 с.

108. White W.B., White E.L. Channel hydraulics of free surface streams in caves. — Caves and Karst, 1970, vol. 12, N 6, p. 33—36.

109. Дублянский В.Н., Шутов Ю.И. Основные проблемы гидрохимии карбонатного карста. — В кн.: Землеведение. М.: Изд-во МГУ, 1977, т. XII, с. 108—125.

110. Коротков А.И., Павлов А.Н., Юровский Ю.Г. Гидрогеология шельфовых областей. М.: Недра, 1980. 219 с.

111. Максимович Г.А., Кикнадзе Т.З. Субмаринные источники Черного моря и некоторых карстовых областей Средиземноморья. — Сообщ. АН СССР, 1967, т. 47, № 3, с. 42—46.

112. Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. 385 с.

113. Mangelim F.T., Chan S.M. Interstitial waters of Black Sea sediments. — In: The Black Sea — geology, chemistry and biology. Oklahoma, 1974, p. 71—96.

114. Батоян В.В. О проявлениях субмаринной разгрузки подземных вод в пределах Черноморского шельфа. — В

кн.: Материалы II науч. конф. аспирантов и молодых ученых. М.: 1976, с. 1—6. Рукопись деп. в ВИНТИ, № 247—76. Деп.

115. Пастушенко Ю.Н. Стадии тектонического развития артезианских бассейнов Черноморского побережья Кавказа. — В кн.: Докл. Соч. отд-ния Геогр. о-ва СССР. М., 1968, вып. 1, с. 17—24.

116. Буачидзе И.М., Мелива А.М. К вопросу разгрузки подземных вод в Черном море в районе г. Гагра. — Тр. Н.-и. лаб. гидрогеологии и инж. геологии Груз. политехн. ин-та, 1967, № 3, с. 33—39.

117. Де Уист Р. Гидрогеология с основами гидрологии суши. М.: Мир, 1969. 312 с.

118. Гиринский Н.К. Напорный поток пресных вод в однородных пластах морских побережий. — Тр. Лаб. гидрогеол. пробл., 1948, т. 3, с. 17—26.

119. Гидрогеология, гидрохимия, геотермия геологических структур/Г.В. Богомолов, А.И. Силин-Бекчурин, В.И. Духанина и др. Минск: Наука и техника, 1971, с. 336.

120. Арутюнянц Р.Р., Иванов В.В., Пастушенко Ю.Н. Сульфидные и йодобромные воды курорта Большие Сочи. — Тр. Ин-та курортологии и физиотерапии, 1977, т. 34, с. 95—123.

121. Гордиевич В.А., Куришко В.А., Лычагин Г.А., Ришес Е.А., Ткачук В.Г. Гидрогеология Крыма и перспективы его нефтегазоносности. Киев: Изд-во АН УССР, 1963. 139 с.

122. Пантелеев И.Я. Современные представления о геологии и гидрогеологии района Кавказских минеральных вод. — Тр. Ин-та курортологии и физиотерапии, 1972, т. 21, с. 21—26.

123. Качарава Д.В. Геология и геохимия минеральных вод Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 329 с.

124. Dubljanski V.N. Hydrothermal karst in Alpine folded belt of southern part of USSR. — Kras i speleologija, Katovice, 1980, t. 3, p. 17—37.

125. Качарава Д.В., Габчава Д.Ш. Гидротермокарст западного погружения Грузинской глыбы. — В кн.: Гидрогеология и карстоведение. Перм., 1975, вып. VII, с. 205—212.

126. Фролов Н.М. Гидрогеотермия. М.: Недра, 1976. 280 с.

127. Геотермические методы исследования в гидрогеологии. М.: Недра, 1979. 285 с.

128. Лукин В.С. Температурные аномалии в пещерах Предуралья и критический анализ теории подземного холода. — В кн.: Пещеры. Пермь, 1965, вып. 5/6, с. 164—173.

129. Соцкова Л.М. Некоторые аспекты изучения геофизики подземных ландшафтов Горного Крыма: Автореф. дис.

... канд. геогр. наук. М.: МГПИ, 1981. 18 с.

130. *Audrieux Cl.* Contribution à l'étude du climat des cavités naturelles des massifs karstiques. — *Ann. Spéléol.*, 1971, 26, N 1, 2, p. 321—327.

131. *Глухов И.Г.* О химическом составе подземных вод Горного Крыма. — В кн.: Вопросы формирования химического состава подземных вод. М.: Изд-во МГУ, 1963, с. 61—68.

132. *Габачава Д.Ш.* К методике оценки химической денудации. — В кн.: Мероприятия по повышению устойчивости земляного полотна в карстовых районах БАМ, Красноярск, 1977, с. 81—83.

133. *Дублянский В.Н.* Проблема спелеогенеза. — В кн.: Вопросы общего и регионального карстования. М.: Изд-во МГУ, 1977, с. 36—57.

134. *Дублянский В.Н.* Гидротермокарст Альпийской складчатой области. — В кн.: Физическая география и геоморфология. Киев: Вища шк., 1979, вып. 21, с. 61—64.

135. *Дублянский В.Н., Брель Т.М.* Гидрохимия карстового массива Алек. — В кн.: Геохимия ландшафтов и подземных вод. Краснодар, 1977, с. 136—146.

136. *Дублянский В.Н., Шутов Ю.И.* Сезонные особенности развития карста Горного Крыма (по гидрохимическим данным). — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1976, № 1, с. 9—11.

137. *Костин П.А.* Карст Передового хребта и полосы куэст Северо-Западного Кавказа: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1966. 18 с.

138. *Костин П.А.* Опыт применения количественного метода к изучению горного карста. — *Вестн. МГУ. Сер. 5, География*, 1967, № 3, с. 26—29.

139. *Кочетов Н.И.* Количественная оценка химической денудации на Западном Кавказе по гидрохимическим данным. — *Геоморфология*, 1976, № 3, с. 22—29.

140. *Колодяжная А.А.* Агрессивность природных вод в карстовых районах Европейской части СССР. М.: Наука, 1970. 151 с.

141. *Дублянский В.Н., Шутов Ю.И., Вознесенская И.Е.* Условия формирования химического состава подземных вод в карбонатных массивах. — Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 4, с. 911—914.

142. *Шутов Ю.И.* Методика расчета показателя активности карстового процесса. — *Бюл. НТИ: Гидрогеология и инж. геология*, 1969, № 6, с. 24—27.

143. *Буачидзе Г.И., Буачидзе И.М., Зверев В.П.* Подземный химический сток западной Грузии. — В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерной геоло-

гии. Тбилиси: Мецниереба, 1976, с. 31—38.

144. *Макаренко Ф.А., Зверев В.П.* Подземной химической денудации на территории СССР. — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 2, с. 424—427.

145. *Pulina M.* Denudacja chemiczna na obszarach krasu wielgancowego. Wroclaw; Warszawa: PAN, 1974. 159 S.

146. *Григорьев А.Д., Голубев С.И., Лобанов Ю.Е.* и др. Карст и пещеры массива Фишт. — *Изв. ВГО*, 1979, № 1, с. 47—51.

147. *Rogues H.* Chemie des carbonates et hydrogéologie karstique. — *Mém. et doc. Cent. rech.*, 1967, N 4, p. 21—47.

148. *Шутов Ю.И., Пономарев Е.А.* Методические рекомендации по гидрохимическому изучению карстовых вод. Симферополь, 1976.

149. *Ernst L.* Zur Frage der Mischungskorrosion. — *Hohle*, 1964, N 3, S. 21—22.

150. *Maucha L.* The investigation of the discharge process of the karstic springs at Jovsafó. — In: *Intern. Symp. on karst-hydrology*. Budapest, 1978, vol. 1, p. 174—186.

151. *Rudnicki J.* Kras wybrzczy morskiej. — *Kras i speleologia*. Katowice: Uniw. Slaski, t. 1, s. 97—104.

152. *Markowicz-Lohinowicz M.* Proba przedstawienia składu chemicznego wód krasowych. — *Spelologia*, 1972, wol. 7, N 1/2, s. 51—55.

153. *Коноплянцев А.А., Ковалевский В.С., Семенов С.М.* Естественный режим подземных вод и его закономерности. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 127 с.

154. *Филленко Р.А.* Влияние метеорологических факторов и карста на сток рек Крымской области. — *Вестн. ЛГУ*, 1949, № 8, с. 32—45.

155. *Barbier J.L.* Decrue et tarissement d'un aquifere karstique. *Centre Rech. Acad. Sci.*, 1971, d. 272, N 23, p. 17—21.

156. *Boillion O., Flandrin J.* Contribution a la connaissance hydrodynamique a'un réservoir aquifere calcaire l'exemple fourni par la fontaine de Vaucluse. — *2 Coll Intern. sur les eux souter*. Palermo, 1973, p. 47—52.

157. *Cser F.* The analytical determination of Stored Water at Karstic Springs. *Int. symp. on karsthydrology*. Budapest, 1978, v. 1, p. 129—140.

158. *Ежов Ю.А., Шерстобитов В.А.* Влияние приливной пульсации тоешин на фильтрацию карстовых вод в зоне аэрации. — В кн.: Пещеры, Пермь: ПГУ, 1978, № 17, с. 70—77.

159. *Дублянский В.Н., Пархоменко О.И.* Гидрологическое обезопасение безопасности туристско-экскурсионного использования карстовых пещер. — В кн.: Исследования карстовых пещер. Тбилиси: Мецниереба, 1978, с. 185—186.

160. Чхаидзе Г.Т. Водный баланс и балансовая оценка ресурсов подземных вод областей питания Бзыбского и Кодорского артезианских бассейнов. — Вод. ресурсы, 1978, № 4, с. 23—28.
161. Владимиров Л.А. Водный баланс Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1970. 142 с.
162. Владимиров Л.А., Шакарашвили Д.И., Габричидзе Т.И. Водный баланс Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1974. 182 с.
163. Неклюдов Г.Д. О режиме подземных вод Главной гряды Крымских гор. — В кн.: Тр. совещ. по вопр. комплекс. изуч. режима поверхн. и подзем. вод в карстовых районах. Л.: Гидрометезиздат, 1969, с. 43—48.
164. Родионов Н.В. Некоторые данные о скорости развития карста в карбонатных породах. — Тр. Лаб. гидрогеол. пробл. АН СССР, 1949, т. VI, с. 142—147.
165. Еременко Н.М. Карст восточной половины северного склона Большого Кавказа: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ. 1971. 19 с.
166. Клименко В.И., Куканов В.М., Прокофьев С.С. Подземные воды Черноморского побережья Кавказа и их охрана. М.: Наука, 1979. 99 с.
167. Corbel J. Erosion en terrain calcaire. — Ann. géogr., 1959, t. 68, p. 97—120.
168. Williams P.S. An initial estimate of the speed of limestone solution of Country Clare. — Irish Geogr., 1963, N 4, p. 21—27.
169. Groom J.E. The solution of limestone in South Wales. — Geogr. J., 1965, vol. 131, N 1, p. 117—121.
170. Gèse B. Sur quelques caracteres fondamentaux des circulation karstiques. In: Actes 2^e Congr. spéleol. Bari, 1958, t. 1, p. 17—21.
171. Kiknadze T.Z. Some consideration on the karst denudation and new modification on the formula for its calculation. — In: Proc. 7th Intern. Speleol. Congr. Sheffield, 1977, p. 263—264.
172. Gams J. Some measurement of corrosion intensitiv in the Dinarie karst and their significance for the karst morphology. Belgrade, 1968, p. 34—36.
173. Чикишев А.Г. Методы изучения карста. М.: Изд-во МГУ, 1973. 86 с.
174. Маринин П.М., Абышев М.Н. Изменение формулы расчета карстовой денудации. — В кн.: Вопросы охраны природы Горного Алтая. Горно-Алтайск, 1977, с. 191—193.
175. British caving. L.: Routledge and Kegan Ltd, 1953. 320 p.
176. Habič F. Kraški svet med Jdrijo in Vipavo. — Inst. geogr., 1968, sv. 21, N 11, s. 240.
177. Карцев А.А., Вагин С.Б., Басков Е.А. Палеогидрогеология. М.: Недра, 1969. 150 с.
178. Кикнадзе Т.З. К вопросу корреляции карстовых пещер и террас. — В кн.: Тр. VI Междунар. спелеол. конгр. Прага: Академия, 1977, т. III, с. 187—191.
179. Кожевников А.В., Милановский Е.Е., Саядян Ю.В. Очерк стратиграфии антропогена Кавказа. Ереван; Ленинград: Изд-во АН АрмССР, 1977, с. 16—19.

SUMMARY

The theoretical ideas and facts on karst hydrogeology are stated in the book. It is based on the results of many years study carried out by the authors, and includes the following areas: the Carpathians, the mountain and piedmont Crimea, the Northern and Western Caucasus, the Transcaucasus and Kopetdag. The information given per every region proves various theoretical statements considered by the authors.

In introduction the aims of the summary work are substantiated. Poor elucidation of some hydrogeological features of karst regions in classical hydrogeological works is marked out. The prospects and new methods of karst water study as well as ever rising requirements of public economy in its utilization are considered.

Brief characteristic of the region, its structural and hydrogeological conditions and classification of karst caves is given in the first chapter.

The second chapter is devoted to complex and contradictory problem of hydrogeological regionalization of karst areas. The principles of establishment of boundary lines between them are given for the first time in Soviet literature.

The problem of karst water formation is considered in the third chapter. The infiltration, inflow and condensation types of feeding are shown up in a new light and the part they play in formation of subterranean waters under conditions of various types of karst is substantiated.

The fourth chapter deals with conditions of occurrence and flow of karst waters. The original schemes of hydrodynamic zoning are given.

The latest ideas on concentrated discharge of karst waters via caves — the springs and their submarine discharge are stated in the fifth chapter. The thorough analysis of the problem is made, and for the first time in the USSR the Black Sea water area is typified according to conditions of submarine discharge.

The sixth, seventh and eight chapters are devoted to temperature conditions, chemical activity, regime and natural resources of karst waters in the area under study.

The ninth chapter deals with an intensity of karst processes. Here, various methods of karst processes activity evaluation being used in the USSR and abroad are critically analysed, and recommendations for derivation of integral and differential characteristics of these processes are given.

The tenth chapter is devoted to some aspects of paleohydrogeological investigations. The ways of utilization of karstological and speleological information to interpret paleogeographic and paleohydrogeologic features of the region are considered.

In conclusion twenty basic distinctive features are characterized, that make it possible to single out the hydrogeology of karst as the new scientific trend of regional and special hydrogeology. The trend has its own object of study, scientific problems, methods to solve theoretical and practical problems, etc.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
<i>Глава 1. Краткая карстолого-гидрогеологическая характеристика Альпийской складчатой области</i>	7
Классификация карстовых полостей	7
Структурно-гидрогеологические условия региона	9
<i>Глава 2. Принципы гидрогеологического районирования закарстованных территорий</i>	14
Гидрогеологическое районирование горных сооружений	14
Выбор типологических и таксономических единиц районирования	16
Обоснование границ регионов	18
<i>Глава 3. Формирование карстовых вод</i>	22
Состояние проблемы	22
Инфильтрационное питание	24
Инфлюационное питание	30
Конденсационное питание	34
<i>Глава 4. Залегание и движение карстовых вод</i>	37
Гидродинамическая зональность	37
Направления движения карстовых вод	40
Скорость и характер движения карстовых вод	53
<i>Глава 5. Разгрузка карстовых вод</i>	58
Разгрузка через пещеры-источники	58
Подводная разгрузка	61
<i>Глава 6. Температура и химический состав карстовых вод</i>	68
Температура подземных вод и геотермические условия карстовых массивов	68
Гидрохимия карстовых массивов	73
<i>Глава 7. Режим карстовых вод</i>	83
<i>Глава 8. Естественные запасы карстовых вод</i>	95
<i>Глава 9. Интенсивность карстовых процессов</i>	102
<i>Глава 10. Палеогидрогеология карстовых регионов</i>	109
Заключение	116
Литература	120
Summary	126

CONTENTS

Introduction	3
Chapter 1. Brief karstological and hydrogeological characteristic of the Alpine folded region	7
Classification of karst caves.	7
Structure and hydrogeological conditions of the region	9
Chapter 2. Principles of hydrogeological regionalization of karst territories	14
Hydrogeological regionalization of mountain structures	14
Principles of differentiation of typological and tazonomical units	16
Establishment of the regions boundaries.	18
Chapter 3. Formation of karst water	22
State of the problem	22
Feeding by infiltration	24
Feeding by inflow.	30
Feeding by condensation.	34
Chapter 4. Occurence and flow of karst waters	37
Hydrodynamic zoning	37
Direction of karst water flow	40
Character and velocity of karst water flow.	53
Chapter 5. Discharge of karst waters.	58
Discharge via caves — the springs	58
Underwater discharge.	61
Chapter 6. Temperature and chemical composition of karst waters.	68
Temperature of subterranean waters and hydrothermic conditions of karst massives	68
Chemical hydrology of karst massives	73
Chapter 7. Regime of karst waters	83
Chapter 8. Natural resources of karst waters.	95
Chapter 9. Intensity of karst processes	102
Chapter 10. Paleohydrogeology of karst regions	109
Conclusion	116
Bibliography	120
Summary	126

1р. 60 к.



В.Н. Дублянский, Т.З. Кикнадзе
ГИДРОГЕОЛОГИЯ КАРСТА
АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ
ЮГА СССР

В книге рассмотрены специфика формирования и движения карстовых вод, особенности их режима, приведены методы определения естественных запасов и проведения палеогидрогеологических реконструкций

На обложке:
карстовый водопад Гега в Абхазии
(фото Т.З. Кикнадзе)

