

А. Г. ИЛЛАРИОНОВ

ПРОЯВЛЕНИЕ ЭОЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ИХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ

Рельеф рассматриваемой части Западной Сибири (рис. 1) формируется в настоящее время в умеренно гумидной и семигумидной климатоландшафтной обстановках. Современное рельефообразование этой территории связано в основном с деятельностью постоянных и временных водотоков, а также сопряженных с ней склоновых процессов, проявление которых, однако, не выходит за пределы речных долин. На водоразделах же, за исключением болотообразования в гумидной зоне, современный морфогенез крайне ограничен.

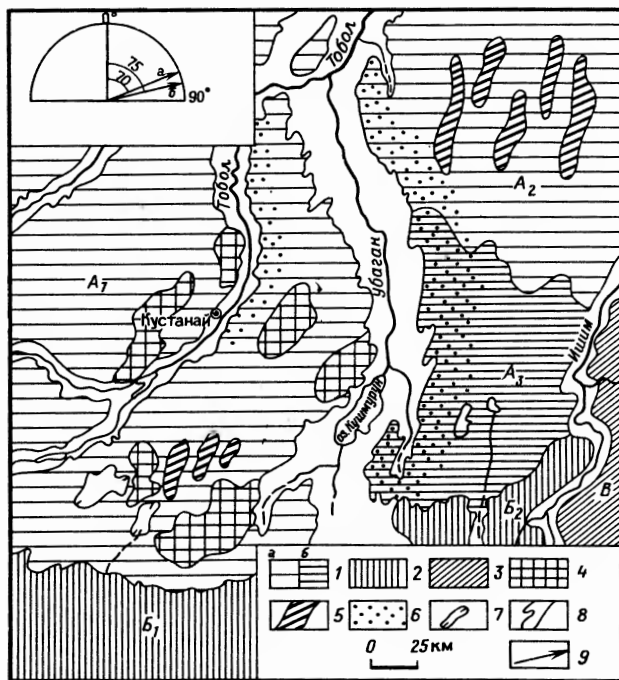


Рис. 1. Эоловый морфогенез на юге Западной Сибири
 1 — равнины Западной Сибири: а — Кустанайская (А₁), Ишимская (А₂); б — Тюнтюгурская (А₃);
 2 — плато Центрального Тургая: Терсекско-Адаевское (Б₁), Тасты-Маркасайское (Б₂); 3 — Казах-
 ский мелкосопочник (В); 4 — гривно-увалистый рельеф; 5 — гривный рельеф; 6 — участки аномаль-
 ного накопления лессовидных осадков в «теневой» зоне речных долин; 7 — крупные дефляционные
 котловины, 8 — речные долины; 9 — ориентировка грив (врезка): а — Тентяксорского р-на,
 б — Тоболо-Ишимского

Таким образом, для современных (гумидного и семигумидного) типов морфогенеза юга Западной Сибири характерен узкий спектр проявления рельефообразующих экзогенных процессов. Тем не менее здесь наблюдается большое морфологическое, генетическое и возрастное разнообразие рельефа, свидетельствующее о его формировании в течение долгого геологического времени в климатоландшафтных условиях, отличных от современных. Исследования последних лет [1—3] показали, что весьма значимыми для образования рельефа данного региона были эпохи плейстоценовых оледенений, когда регион оказывался в специфических климатоландшафтных условиях перигляциальной

зоны. В эти же эпохи были выработаны главные черты его рельефа, являющегося, следовательно, в основе своей реликтовым, перигляциальным.

Существенную роль в образовании рельефа пластовых равнин юга Западной Сибири сыграли, несомненно, золотые процессы. Однако вопрос о соотношении золотого морфогенеза с климатами плейстоцена трактуется пока неоднозначно [4, 5]. Будучи связанным с эпохами глубокого изменения природной обстановки, золотой морфогенез отражает структуру и динамику климатических ритмов плейстоцена. Поэтому тщательное изучение форм рельефа и осадков, связанных с золотыми процессами, вместе с геологическими и палеоботаническими данными может внести дополнительный вклад в расшифровку сложных вопросов палеогеографии.

Этапы золотого морфогенеза на юге Западной Сибири устанавливаются достаточно четко. Наиболее молодая генерация золотых отложений и сложенные ими формы рельефа пространственно связаны здесь с поверхностью I надпойменной («боровой») террасы. В долинах Тобола, Ишима, Иртыша, Оби эта терраса несет на себе покров песчаных отложений с дюнным рельефом. Исходным материалом для образования золотых отложений и дюнного рельефа служили осадки верхней части аллювия этой террасы, представленные горизонтально-слоистыми песками и алевролитами. Золотые процессы начались не раньше 10—11 тыс. лет назад, когда, согласно радиоуглеродным датировкам [1, 6], завершилось формирование поверхности I надпойменной террасы.

Золотые процессы, сформировавшие дюнный рельеф на «боровой» террасе, проявились и на склонах речных долин; на них местами образовались обширные покровы золотых отложений, заросшие позднее сосновым лесом. Эти леса четко дешифрируются на космических снимках в виде треугольных флажков, «привязанных» широкой стороной к дюнному рельефу «боровой» террасы и покрывающих своим контуром восточные склоны речных долин. Формы, размеры и рельеф таких песчаных покровов определялись исходным объемом переносимого материала. При значительной мощности, емкости и насыщенности ветропесчаных потоков золотой морфогенез «наползал» не только на склоны, но и на водоразделы. При движении на восток по мере снижения емкости ветропесчаных потоков происходило закономерное сужение контура и убывание четкости морфологического выражения дюнного рельефа и мощности золотых отложений. Решающую роль в образовании дюнного рельефа и песчаных покровов играли, следовательно, западные ветры. «Наползание» золотого морфогенеза со стороны речных долин на склоны и водоразделы в бассейнах Тобола, Ишима, Иртыша и Оби особенно ярко выражено между 52 и 47° с. ш.

Радиоуглеродные определения возраста болотных и аллювиальных отложений, вложенных в золотые образования, позволяют ограничить время формирования песчаных покровов и дюнного рельефа рассматриваемого первого этапа датой около 9 тыс. лет назад. Таким образом, проявление золотых процессов укладывается в узкие временные рамки продолжительностью не более 2 тыс. лет. Учитывая огромные площади, охваченные золотым морфогенезом, необходимо отметить исключительную активность проявления золотых процессов на данном этапе.

Второй этап проявления золотых процессов относится ко времени формирования гривного рельефа южных равнин Западной Сибири. Термином «гривный рельеф» обозначаются здесь морфологические образования различного происхождения.

Один из типов гривного рельефа, называемый нами «гривно-увалистым», представляет собой систему беспорядочно соединенных между собой грив и увалов разного размера (рис. 2, А). Наиболее четко он выражен в пределах Кустанайской равнины. Морфологическая и генетическая характеристика этого рельефа приведена в работе В. В. Лаврова [7]. Новые данные [3] свидетельствуют о среднеплейстоценовом возрасте гривно-увалистого рельефа. Он сформировался в перигляциальной обстановке вследствие выхода русел рек на низкие водоразделы из-за выполнения неглубоких речных долин констративным

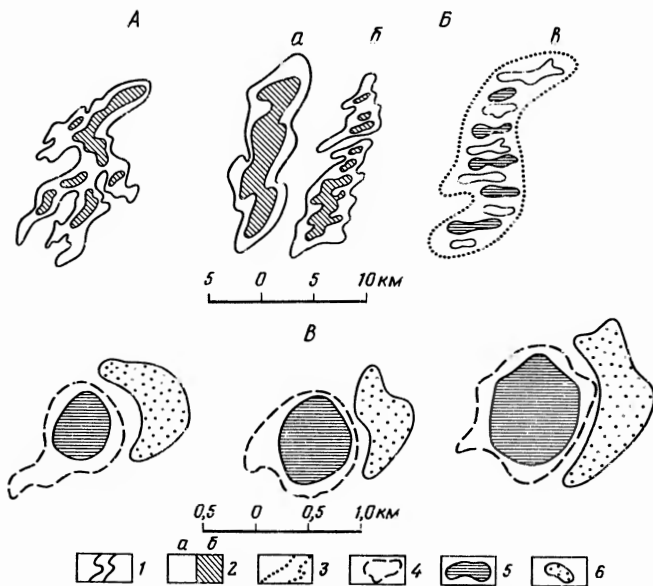


Рис. 2. Типы грядного рельефа

А — грядно-увалистый; Б — грядно-увалистый, переработанный дефляцией: а — слабо, б — умеренно, в — сильно, до стадии грядного; В — грядно-котловинный. 1 — гряды; 2 — относительное превышение гряд над поверхностью равнины: а — до 10 м, б — > 10 м; 3 — фронтальный комплекс гряд, 4 — дефляционные котловины, 5 — современные озера, 6 — серповидные гряды

аллювием в эпоху самаровского оледенения Западной Сибири. Грядно-увалистый рельеф, как и считает В. В. Лавров, — это прирусловые валы многочисленных ложбин стока, блуждавших на низких междуречьях. Густая сеть последних характерна и для Тоболо-Ишимского междуречья [8, 9]. Однако прирусловые валы этих ложбин стока сохранились здесь значительно хуже, поскольку испытали в последующем интенсивную переработку под воздействием эоловых процессов. Именно на субстрате прирусловых валов среднеплейстоценовых ложбин стока, как мы считаем, возник другой классический грядный рельеф.

Под грядным рельефом многие исследователи региона понимают сочетание соизмеримых по размерам, чередующихся между собой гряд и межгрядных понижений, имеющих на определенных участках однообразную ориентировку (рис. 2, Б, в). Грядный рельеф в основных районах своего развития — Тоболо-Ишимском, Притюкалинском, Барабинском, детально описан в многочисленных работах [5, 9—12]. Менее известен в литературе грядный рельеф Тентяксорского р-на, развитый в бассейне р. Тобол к югу от г. Кустаная.

Напомним наиболее характерные особенности строения и распространения грядного рельефа, свойственные для всех четырех районов.

Грядный рельеф развит на разных уровнях водораздельных равнин и террас с абс. отметками от 100 до 225 м; подстилается разновозрастными осадками платформенного чехла, но морфологической зрелости достигает в районах развития плейстоценовых аллювиальных и озерных отложений; часто гряды и межгрядные понижения образуют «фронтальные комплексы» [11] меридионального простирания (рис. 2, Б, б, в); ориентировка гряд во всех районах исключительно выдержана и составляет около 75° (рис. 1, врезка).

Не снижающаяся по остроте дискуссия о происхождении грядного рельефа продолжается до сих пор. Одни исследователи [11, 12] рассматривают этот рельеф как деструктивный, сформировавшийся при существенном участии эрозионных и дефляционных процессов, другие [1, 5] считают его эоловым аккумулятивным. В изученных нами разрезах гряды Тоболо-Ишимского района сложены песками и алевритами разной степени глинистости; характерна гори-

зонтальная слоистость, свойственная перигляциальным водным осадкам. Только сверху тело грив перекрыто маломощным плащом эоловых образований. Пески и алевроиты в процессе геологической съемки (А. Ф. Драгун, А. А. Бобоедова и др.) охарактеризованы палинологическим спектром, который, по мнению палинолога Р. А. Терещенко, свидетельствует о прохладной и влажной климатической обстановке. И. А. Волков [2] считает всю толщу гривных отложений эоловой, накопившейся в период дегляциации позднэрианского оледенения.

Определенную ясность в понимание механизма образования гривного рельефа вносят наши данные по Тентяксорскому р-ну. Гривы здесь по своей морфологии не отличаются от аналогичных форм других районов, если не считать, что они развиты на более высоких абсолютных отметках (от 205 до 225 м). Они заслуживают внимания по другой причине: в этом районе можно наблюдать непрерывно-последовательный ряд преобразования гривно-увалистого рельефа в гривный (рис. 2, Б). Решающая роль в этом преобразовании принадлежала дефляции. Встречаются увалы, претерпевшие разную степень дефляционной переработки, — слабую, умеренную, сильную (рис. 2, Б). При сильной переработке лишь контуры фронтального комплекса грив, образовавшихся от расчленения тела увала, позволяют установить его первоначальные очертания (рис. 2, Б, в). Осадки, слагающие гривы и увалы, принадлежат единой литолого-фациальной толще и, судя по текстурно-структурным признакам, представляют собой скорее всего перигляциальный аллювий. Они охарактеризованы совершенно идентичным спорово-пыльцевым спектром, свидетельствующим о накоплении вмещающей толщи в условиях влажного прохладного климата. Такая климатическая обстановка устанавливалась здесь в начальные фазы плейстоценовых оледенений. В речных долинах в то время шло накопление перигляциального аллювия. В среднем плейстоцене, в силу неглубокого вреза речных долин и констративного характера осадконакопления, перигляциальным аллювием были перекрыты и низкие водоразделы (Кустанайская, Ишимская и другие равнины). В увалах и ядре грив, перекрытых сверху лишь маломощной (до 1,5—3,0 м) толщиной эоловых осадков лежит, следовательно, единая толща перигляциального аллювия.

Гривный рельеф Тентяксорского р-на имеет, несомненно, дефляционно-скulptурное происхождение. Такое же происхождение, судя по вышеперечисленным общим признакам, имеет, очевидно, гривный рельеф других районов юга Западной Сибири.

Начало формирования грив определяется возрастом наиболее молодой поверхности, преобразованной дефляцией. Таковой здесь является поверхность II надпойменной террасы рек и озер. Следовательно, судя по усредненным данным радиоуглеродных датировок осадков террасы [1, 6], дефляция началась не раньше 15 тыс. лет назад. Это подтверждается и возрастом (около 14 тыс. лет) стоянки палеолитического человека на Волчьей гриве [2], погребенной под маломощным (до 2 м) чехлом песков. В долине Ишима в поверхности с гривным рельефом вложена «боровая» терраса с формами наиболее молодой генерации эолового морфогенеза. Время проявления второго этапа эолового морфогенеза падает, следовательно, на период 14—15 тыс. лет тому назад. В это же время сформировался третий тип гривного рельефа, состоящего из дефляционной котловины и опоясывающей ее с востока серповидной гривы (рис. 2, В), которая является по существу закрепленной дюной. Это гривно-котловинный рельеф. Он встречается на юге Западной Сибири почти повсеместно.

Гривный рельеф, по данным В. А. Николаева и др. [12], развит на площади более чем 63 тыс. км². Местами сопряженно с гривным рельефом образовались обширные песчаные покровы с материковыми дюнами. На одной Кустанайской равнине площадь их достигает почти 1000 км² (Казанбассы, Аман-Карагай, Ара-Карагай и др.).

Специфическое сочетание в пространстве дефляционных и аккумулятивных

элементов гривно-котловинного рельефа и однообразное восток-северо-восточное (аз. около 75°) простираение грив и межгривных понижений свидетельствуют о доминирующей роли западных ветров во время их образования. В частности, фронтальные комплексы грив — это ничто иное, как «тела» среднеплейстоценовых прирусловых валов, испытавших вследствие их меридионального простираения наиболее активное дефляционное воздействие западных ветров.

Третий этап эолового морфогенеза характеризуется образованием крупных бессточных котловин глубиной от первых десятков до 100 м и площадью до 120—150 км². По фациальному замещению озерных отложений в котловинах с аллювием рек время проявления этого мощного этапа дефляционной деятельности совпадает, очевидно, с началом каргинского потепления. Эоловые процессы этого этапа были наиболее древними, оставившими яркий след в морфологии пластовых равнин юга Западной Сибири. Однако для данного региона есть следы более древних эоловых процессов, нашедших отражение в разрезах плейстоценовых отложений в виде толщ лёссов и лёссовидных осадков [13].

Анализ распространения лёссов и лёссовидных отложений в Западной Сибири выявляет определенную зональность. К северу от 53° они распространены фрагментарно и имеют небольшие мощности. Полоса 50 — 53° с. ш. — это зона сплошного развития и наибольших мощностей (до 100 м и более) лёссов и лёссовидных пород. Ареал их сплошного распространения в этой полосе нарушается лишь в пределах Казахского щита, но и здесь, на склонах возвышенностей и останцов, мощности лёссовидных суглинков достигают 30—50 м. К югу от 50° с. ш. площади развития и мощности лёссовидных образований в полосе современной семигумидной зоны вновь резко сокращаются. В пространственном отношении типичный эоловый морфогенез (образование дюн, песчаных покровов, дефляционного гривного и гривно-котловинного рельефа), таким образом, частично перекрывается зоной формирования лёссов и лёссовидных образований.

Вопрос о временном соотношении этапов эолового морфогенеза и лёссообразования между собой и климатическими ритмами плейстоцена остается до сих пор не совсем ясным. По мнению А. А. Величко, ледниковые щиты и обширные лёссовые покровы внеледниковых областей — это «наиболее яркие и специфические феномены холодных отрезков плейстоценовых ритмов» [14, с. 220]. Материалы по рассматриваемому региону в целом подтверждают эту точку зрения. Нам представляется, что в климатическом ритме плейстоцена «межледниковье — ледниковье» накопление лёссов во времени опережает процесс типичного эолового морфогенеза: в разрезах разновозрастных отложений эоловые пески обычно перекрывают лёссовидные отложения. Накопление лёссов, по видимому, соответствует продолжительной фазе ледниковья (или перигляциала) с сухим прохладным климатом, а типичные эоловые отложения и формы рельефа — кратковременной фазе перестройки климата от сухого холодного (конец ледниковья) к сухому теплomu (начало межледниковья). Так, дюнный рельеф «боровой» террасы сформировался в период между 9 и 11 тыс. лет назад, т. е. в позднем дриасе и предбориале. Однако время накопления песков относится, видимо, к началу предбориала, поскольку в их разрезах нет следов мерзлоты. Очевидно, различным был и характер атмосферной циркуляции в этапы эолового морфогенеза и лёссообразования. В этапы лёссообразования, т. е. во время холодных отрезков плейстоценовых ритмов, доминировал, вероятно, северный перенос воздушных масс, со стороны ледниковых щитов. Именно слабонаклонные на север наветренные поверхности позднего неогеновых аккумулятивных равнин и денудационные равнины, находящиеся в полосе 50 — 53° с. ш., стали ареной образования и накопления мощных толщ лёссов и лёссовидных отложений. За счет их накопления произошло наращивание высоты этих равнин на 100, метрами даже на 120—150 м. В этапы проявления эолового морфогенеза преобладали западные ветры большой силы. Материал переносился в основном во влекомом состоянии. Взвешенный материал оседал в «теневых»

зонах орографических барьеров. Такой «теневой» эффект накопления лессовых покровов подчеркивается, например, их мощностью на Убаган-Ишимском междуречье, закономерно уменьшающейся на восток от 25 до 7–9 м по мере удаления от меридионально вытянутого орографического барьера — Тургайской ложбины.

Значение эолового морфогенеза в эволюции рельефа южных равнин Западной Сибири было огромно прежде всего из-за широкого площадного его проявления. Этапы накопления лессов сопровождались существенным выравниванием рельефа и повышением в некоторых местах его абсолютных отметок на 100 м и более за счет последовательного наложения друг на друга лессовых толщ. Этапы активного проявления эолового морфогенеза, наоборот, приводили к существенному расчленению рельефа за счет образования многочисленных бессточных котловин и мелкохолмленного дюнного рельефа. Заметную роль в преобразовании рельефа сыграла дефляция, особенно в деструкции густой сети неглубоко врезанных среднеплейстоценовых ложбин стока. Широко распространенные разные по объему бессточные котловины, выполняя роль вместилища талых и дождевых вод, лишили обширные междуречные пространства юга Западной Сибири стока. Характерная черта гидрографии региона — редкая сеть и небольшая площадь бассейнов, охваченных транзитным стоком, кроме влияния современного климата во многом несет печать прошлого; она обусловлена активным проявлением в позднем плейстоцене эолового морфогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Архипов С. А.* Четвертичный период Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. 329 с.
2. *Волков И. А.* Позднезырянский (сарганский) покров лессов, лессовидных суглинков и эоловых песков // Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимуме позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. С. 66—73.
3. *Исламрипов А. Г.* Происхождение и возраст рельефа Тургайского прогиба: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Казань 1972. 30 с.
4. *Быков Г. Е.* Древние долины Абуго-Тобольского водораздела // Изв. Гос. геогр. о-ва. 1938. № 6. С. 688—702.
5. *Волков И. А.* Роль эолового рельефа в эволюции рельефа // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. 1. Рельеф ледниковый, криогенный, эоловый, карстовый и морских побережий. М.: Наука, 1976. С. 264—288.
6. *Архипов С. А., Панычев В. А.* Террасы долины Оби // Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. С. 42—66.
7. *Лавров В. В.* Четвертичная история и морфология Северо-Тургайской равнины. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1948. 126 с.
8. *Волков И. А.* О древних ложбинах стока Ишим-Тобольского междуречья // Четвертичная геология и геоморфология Западно-Сибирской низменности. Новосибирск: Наука, 1964. С. 23—33.
9. *Николаев В. А., Мизеров Б. В., Белецкая Н. П. и др.* Рельеф южных равнин Западной Сибири // Закономерности развития рельефа северной Азии. Новосибирск: Наука, 1982. С. 11—46.
10. *Белецкая Н. П.* Морфология и морфометрия гривного рельефа // История развития речных долин и проблемы мелiorации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск: Наука, 1979. С. 148—156.
11. *Горобецкая М. Е.* О генезисе и возрасте Западно-Сибирских грив // Структурная и климатическая геоморфология. М.: Наука, 1966. С. 166—172.
12. *Николаев В. А., Пилькевич И. В., Пучкова Д. В.* Природа гривного рельефа южных равнин Западной Сибири // История развития речных долин и проблемы мелiorации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск: Наука, 1979. С. 166—178.
13. *Волков И. А., Зыкина В. С.* Стратиграфия четвертичной лессовой толщи Новосибирского Приобья // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. К XI Конгрессу ИНКВА в СССР. Москва, 1982. Новосибирск: Наука, 1982. С. 17—28.
14. *Величко А. А.* К вопросу о последовательности и принципиальной структуре главных климатических ритмов плейстоцена // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981. С. 220—246.

PLEISTOCENE EOLIAN PROCESSES IN SOUTHERN WEST SIBERIA AND THEIR GEOMORPHIC CONSEQUENCES

ILLARIONOV A. G.

Summary

Several stages of the eolian morphogenesis are distinguished, the youngest one is dated back to the Pleistocene — Holocene boundary, older one — about 15,000 years ago, and the third — at the beginning of the Karginsk (mid-Late Pleistocene) interstadial. Still earlier phases of eolian processes can be traced in sequences of loess and similar deposits. Stages of eolian morphogenesis and loess sedimentation are supposed to correspond to certain regime of the atmospheric circulation.

УДК 551.435.8(479)

Н. И. КОЧЕТОВ

К ПРОБЛЕМЕ ГЕОСТРУКТУРНОГО РАЙОНИРОВАНИЯ КАРСТА ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Районирование многофакторного зонального карстового процесса горных стран представляет собой довольно трудную задачу. Однако при всей сложности условий карстогенеза несомненно одно [1]: основа для районирования должна быть геологической, ибо возникновение, развитие и интенсивность карстового процесса определяются наличием растворимых пород субстрата, а тектоническое строение территории служит тем фоном, который обуславливает ярусность рельефа, тесно связанную с общей вертикальной зональностью ландшафтов и выраженную в четком обособлении высоко-, средне- и низкогорий, а также трещиноватость пород и особенности движения поверхностных и подземных вод. Именно исходя из перечисленных выше предпосылок, Т. З. Кикнадзе [2] выполнил геотектоническое районирование карста Грузии, опыт проведения которого оказался, на наш взгляд, весьма удачным.

В последние годы многие исследователи все большее внимание уделяют карстообразующей роли разрывной тектоники, поскольку зоны дробления земной коры, разграничивающие блоковые структуры, отличаются зачастую интенсивной обводненностью [3—6]. Установлено, что внутренние части зон дробления, достигающих ширины нескольких сотен метров, играют роль своеобразных барражей, разделяющих смежные обводненные блоки, воды которых могут быть различными как по общей минерализации, так и по химическому составу. Выявлено также, что особенности разрывной тектоники фиксируются и в морфологии закарстованных массивов: с приразломными зонами обычно связаны вертикальные участки карстовых систем в виде входных и внутренних колодцев, а по внутриблоковым трещинам закладываются соединяющие их трубообразные сифонные каналы или субгоризонтальные щели-меандры [5, 6].

Районирование карста изученного региона проводилось нами исходя из мозаичной, блоковой его структуры, подтвержденной структурно-геоморфологическими, геофизическими, геологическими, аэрокосмическими исследованиями и буровыми работами [7—14]. Блоковое строение исследованной территории — результат наложения друг на друга широко развитых на Большом Кавказе субширотных (продольных) и субмеридиональных (поперечных) разрывных структур. Помимо четырех крупных поперечных морфоструктурных блоков, или сегментов, отмечается ряд продольных структурных зон — ступеней, различающихся по составу отложений и типу тектонических деформаций. Одни из них являются сквозными для всего горного сооружения Большого