В.М. Павлейчик

КАРСТОВЫЕ ЛАНДШАФТЫ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ СТЕПИ

В.М. Павлейчик

КАРСТОВЫЕ ЛАНШАФТЫ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

ЕКАТЕРИНБУРГ 2011

УДК 911.5:551.44
П12

Ответственный редактор член-корреспондент РАН **А.А. Чибилёв**

Рецензент доктор географических наук **А.В. Шакиров**

Павлейчик В.М.
П12 **Карстовые ландшафты Южного Предуралья**. Екатеринбург: УрО РАН, 2011.
ISBN 978-5-7691-2179-1

Монография посвящена выявлению и анализу закономерностей развития карстовых процессов Южного Предуралья, протекающих в гидрохимических накоплениях кунгурского времени ранней перми – гипсоангидритах и залежах каменной соли. В книге обобщены сведения об истории геологического развития региона, о современных геолого-геоморфологических и зонально-климатических условиях и факторах протекания карстовых процессов. Систематизированы и охарактеризованы основные морфогенетические типы карстовых проявлений, приведены данные об их распространении.

Особое внимание уделено оценке влияния карстовых процессов и сопутствующих им явлений на формирование современных ландшафтов Южного Предуралья. Выявлены особенности фациально-типологической организации карстовых геосистем, рассмотрены характерные черты почвенно-растительного покрова. На основе проведенного районирования приведены краткие описания наиболее представительных карстовых участков, а также рассмотрены вопросы хозяйственного освоения и проблемы охраны.

Книга адресована научным работникам и специалистам в области ландшафтоведения, карстоведения, геоэкологии и охраны природы, преподавателям и студентам высших учебных заведений.

Pavleychik V.M.
Karsts landscapes of Southern Preduralja. Ekaterinburg: Urals Branch of the Russian Academy of Sciences, 2011.

The monography is devoted to the discovery and the analysis of the regularities of the development of the karst processes within the Southern Preduralja, which proceeding in the hydrochemical accumulation of the kungur of the early perm system – gypsum and stone salt. The information about the history of the geological development of region, the modern geological and geomorphological processes, zonal and climatic conditions, also factors for proceeding of the karst processes are generalized in the book. The basic morphogenetic types of the karst forms are systematized and characterized, the data about their distribution is cited.

The special attention is given an estimation of the influence of the karst processes and the phenomena accompanying them for formation of the modern landscapes within Southern Preduralja. The peculiarities of the landscapes organization of karst geosystems are revealed, the characteristic features of a soil and vegetative cover are considered. On the basis of the division into districts the short descriptions of the most representative karst sites are resulted. Questions of the economic development and a protection problem are considered.

УДК 911.5:551.44

ISBN 978-5-7691-2179-1

© Павлейчик В.М., фотоиллюстрации, 2011 г.
© Павлейчик В.М., 2011 г.
© Институт степи УрО РАН, 2011 г.

ВВЕДЕНИЕ

Основой для формирования ландшафтов является их геолого-геоморфологическое строение, обусловленное тектоническими и палеогеографическими условиями развития территорий. Проявление литогенности в ландшафтной оболочке может быть разнообразным и в общих чертах сводится к следующему: а) проявлению динамично развивающихся экзогенных процессов; б) формированию контрастных парадинамических фациально-типологических систем, проявлению склоновой поясности и высотной зональности; в) расчленению поверхности, образованию и развитию склонов различной морфологии и экспозиций; г) формированию природных комплексов и биоценозов при непосредственном влиянии физико-химических свойств коренных пород. Наиболее ярко особенности структуры литогенных ландшафтов представлены в горных областях, но проявляются они и на равнинных территориях. Таким образом, сложность структурно-функциональной организации литогенных ландшафтов обусловлена физико-химическими особенностями пород, условиями их залегания, характером рельефа и историей развития конкретной местности.

При условии определяющего влияния механического и химического состава грунтов на структуру ландшафтов выделены петрогенные варианты зональных типов ландшафта (Мильков, 1986). Эколого-географические исследования, проведенные в Заволжско-Уральском регионе (Геоэкологические проблемы…, 2005), показали, что именно литогенные (петрогенные) варианты ландшафтов, а также проявления интенсивных экзогенных и эндогенных геологических процессов являются ведущими факторами дифференциации ландшафтной сферы. Литогенные ландшафты, как правило, характеризуются сложностью компонентной и пространственной структуры, тесными и динамичными функциональными связями. Свойственная им высокая степень ландшафтно-биологического разнообразия обусловливает выполнение определенных геоэкологических функций, выступая в роли ключевых ландшафтных территорий и рефугиумов (Чибилёв, 1999; Чибилёв, Павлейчик, 2007).

В этом отношении весьма показательны геосистемы, сформированные на литогенной основе водорастворимых пород, под влиянием их физико-химических свойств и протекающих в них карстовых процессов. Широкое распространение и литологическое разнообразие воднорастворимых пород, сложность структурно-функциональной организации, специфичность биотических компонентов этих природных систем определяют высокий интерес к ним в качестве объекта различных естественно-научных исследований.

В монографии обобщаются результаты изучения дифференциации ландшафтно-географической оболочки Южного Предуралья под воздействием карстовых процессов, протекающих в гидрохимической толще кунгурского времени пермского периода, состоящей из залежей каменной соли, гипсов и ангидритов.

В качестве региона исследования выбрана территория, объединяющая южную часть Предуральского краевого прогиба с краевыми зонами прилегающих геоструктур: с востока – зона передовых складок Урала (внешняя западная зона складчатости), с юго-запада – бортовая часть Прикаспийской синеклизы, с запада и северо-запада – окраина Волго-Уральской антеклизы. Регион представляет собой вытянутую на 570 км полосу от широты 55°30' на севере до 55°30' на юге площадью около 58 тыс. км^2.

При дальнейшем изложении будем обозначать эту территорию как Южное Предуралье, подразумевая под ним географическое пространство, объединяющее части перечисленных геоструктур. К.А. Маврин, характеризуя тектонические особенности Южного Предуралья, указывал на тесную связь между структурными элементами «…хотя и отличаются историей своего развития, с точки зрения происходивших внутренних процессов оказали друг на друга большое влияние. Это влияние настолько велико, что особенности происхождения отдельных составных частей и морфологических типов образованных структур невозможно глубоко понять и объяснить, не рассматривая их в совокупности и во взаимообусловленности» (Маврин, 1988, с. 4).

В.Е. Руженцев отмечал, что Предуральский краевой синклинорий как тектоническая структура является зоной «…отрицательных дислокаций впереди складчатых сооружений, которая может совпадать как с областью платформы, так и передового прогиба», которая в свою очередь является «зоной максимального прогибания и аккумуляции огромных толщ терригенных осадков, сносимых со стороны ранее возникших хребтов» (Руженцев, 1948, с. 102).

Перечисленные геоструктуры Южного Предуралья территориально объединяет общность накопления галогенно-сульфатной толщи кунгурского яруса нижнего отдела пермской системы, на современном этапе развития занимающих обширные площади в приповерхностном положении. Находясь в зоне аэрации, эти породы подвержены активному карсту, что определяет формирование специфических природных комплексов.

Понятие «карст». Длительное время карстоведами, географами, геологами под карстом подразумевались процессы выщелачивания, протекающие исключительно в известняках. К примеру, И.С. Щукин высказывал мнение о том, что: «…карстовые явления часто наблюдаются в областях развития гипсов и каменной соли, но не достигают здесь такого развития и разнообразия, как в мощных и занимающих обширные площади толщах известняков и доломитов» (Щукин, 1964, с. 4).

Подобная трактовка термина «карст» обосновывается главным образом бóльшей мощностью и значительным распространением отложений известняков в сравнении с другими воднорастворимыми породами. Методически такой подход к определению термина «карст» необоснован, так как наиболее обобщающим признаком является процесс (карст, растворение), а не литология пород. Каменная соль и гипс более активно подвергаются растворению, образуя в ландшафте динамичные природные комплексы, обычно структурно и функционально более сложные, чем известняковые.

Множество определений термина «карст», предлагаемых различными авторами, связано с развитием научных взглядов, теоретических и методологических подходов к изучению природных процессов. Карстовые процессы и явления – также объекты исследования многих естественно-научных дисцип-

лин, отличающихся целями, принципами и методами изучения. Причем понятие «карст» рассматривают с различных позиций – как «явление», как «процесс», как «процесс и явление». Подробный анализ этих подходов приведен в работе В.Н. Андрейчука «Определение антропогенного карста» (1991). Приведем некоторые из определений понятия «карст»:

…явления, возникающие в растворимых водой горных породах и связанные с химическими процессами их растворения, которые выражаются комплексом специфических поверхностных и глубинных форм, своеобразием свойств речной и озерной сети и циркуляцией подземных вод. Термин «карст» охватывает как комплекс форм и гидрогеологических особенностей, так и процесс их развития (Гвоздецкий, 1954);

…процесс разрушения и уничтожения проницаемых растворимых горных пород посредством, главным образом, выщелачивания движущимися водами. Карст проявляется в образовании: 1) различных подземных полостей и отрицательных форм рельефа, приуроченных к самим растворимым породам и 2) генетически связанных с первыми отрицательных форм рельефа и подземных полостей, наблюдаемых в нерастворимых породах, залегающих над закарстованными толщами или к ним прилегающих (Соколов, 1960);

…процесс химического и отчасти механического воздействия подземных и поверхностных внерусловых вод на растворимые и проницаемые горные породы, в результате чего возникают поверхностные и подземные скульптурные, а при выпадении из раствора и обрушении – и аккумулятивные формы (Максимович, 1962);

…геоморфолого-геологический процесс совместного развития рельефа и растворимых пород литосферы при взаимодействии их между собой посредством подземных вод, приводимых в движение ускорением силы тяжести (Апродов, 1962);

…объективно существующий в пространстве и во времени процесс растворения горных пород, в результате которого возникают поверхностные и подземные денудационные и аккумуляционные образования. Карст проявляется преимущественно в поверхностных отрицательных формах и подземных полостях, развитых непосредственно в карстовых породах и в образовании отрицательных структур в слоях, перекрывающих растворимые породы (если они имеются) (Гаряинов, 1980);

…имеющая характерный внешний облик стадия развития массива преимущественно известняковой породы совокупно со связанными с ней природными явлениями; происхождение и эволюция карста представляют собой сложный результат специфического петрографического состава и взаимодействия в пространстве и во времени различных геологических, географических, климатологических и биологических факторов и условий окружающей среды (Якуч, 1979);

…система процессов и явлений, возникающих и развивающихся под землей и на ее поверхности в результате взаимодействия природных вод с растворимыми в данной обстановке горными породами (растворение – вынос – осаждение) (Андрейчук, 1991);

…геологический процесс и связанные с ним явления, развивающиеся в результате взаимодействия воды с растворимыми в данной обстановке горными породами (Дублянский, Дублянская, 2000).

На наш взгляд, в определении этого термина следует исходить из ряда ключевых моментов. Каждый из экзогенных процессов участвует в дифференциации земной поверхности с образованием определенных форм рельефа с собственным наименованием. По нашему мнению, карст – это процесс химического разрушения (растворения) горных пород. В определении карста должно быть отражено развитие его лишь при благоприятном сочетании условий с возможным образованием подземных и отрицательных поверхностных форм рельефа.

Следует отметить, что развитие карстовых процессов и явлений сопровождается целым комплексом геодинамических, физико-химических и биохимических процессов. Собственно карст как «процесс» представляет собой совокупность процессов в системе «горная порода – вода» – химико-физических преобразований растворимых горных пород под действием воды и содержащихся в ней веществ, или карстовую денудацию, по Bögli, 1978 (Дублянский, Андрейчук, 1991).

Карст как экзогенный процесс представляет собой динамическую связь: разрушение горных пород – перенос вещества – отложение вещества. Но в отличие от других экзогенных процессов перенос вещества в карстовых массивах осуществляется в растворенном виде, с практически полным его выносом из геосистемы и рассеиванием его в поверхностных водах. Часть растворенного гипса мигрирует в почвенно-литологическом профиле, в процессе чего переоткладывается в виде «молодых» форм (кристаллы, микродрузы), а также трансформируется в кальцитовые и гипсо-кальцитовые образования (кораллиты, пелит и др.). Некоторые карстовые участки в силу своего геоморфологического положения имеют возможность накопления в придолинных частях гипсового делювия в виде своеобразных шлейфов с признаками засоления.

Как отмечал Ф.Н. Мильков, рассматривая закономерности развития карстово-меловых ландшафтов южных районов черноземного центра России, карст – «это не только наземные и подземные формы рельефа и гидрологические особенности районов, сложенных толщами белого писчего мела, а полный ландшафтный комплекс, все компоненты которого (почвы, растительность, микроклимат и др.) находятся в той или иной мере под воздействием мелового субстрата. ...Меловой карст мы рассматриваем не как геоморфолого-гидрологическое, а как ландшафтно-географическое явление» (Мильков, 1965, с. 3).

В.Б. Михно дает определение «карстовой ландшафтной системы», понимая под ней «...совокупность взаимодействующих ландшафтных комплексов, развитие которых обусловлено карстом» (1982, с. 34), объединяющих «как ландшафтные комплексы, приуроченные непосредственно к карстовым формам рельефа, так и смежные с ними ландшафты, находящиеся под сильным воздействием карста, выступающего в роли основного ландшафтообразующего фактора этих комплексов» (с. 35). Таким образом, функциональная взаимосвязь элементов карстовых геосистем – собственно-карстовых и подчиненно-карстовых (вмещающих) – может рассматриваться в качестве парадинамических комплексов (по: Ф.Н. Мильков 1966, 1986).

В настоящей работе мы рассматриваем карст зоны аэрации, протекающий на верхних этажах карстосферы и имеющий отчетливое выражение во вмеща-

ющих ландшафтах в виде типичных форм рельефа, гидрологических и геохимических явлений.

Характер протекания карста обусловлен влиянием тектонических и климатических условий, всех без исключения компонентов ландшафтной сферы. Поэтому развитие карста, как и любых других экзогенных процессов, тесным образом связано с взаимодействием многочисленных природно-зональных условий территории: погодно-климатических и гидрологических, почвенного и растительного покровов, особенностей хозяйственного освоения территории и др.

Таким образом, карстоведение на современном этапе плотно интегрировано в систему географических наук, перенимая характерные для них методы изучения природных комплексов. Как отмечал Н.А. Гвоздецкий (1972, с. 10), «Особенностью изучения карста с географических позиций является анализ его развития не только в геологическом, но также в геоморфологическом и палеогеографическом аспектах, глубокий учет влияния всех компонентов географического ландшафта на развитие карста и выявление обратного влияния карста на географический ландшафт в целом».

Основоположником географического направления в карстоведении, как отмечает А.Г. Чикишев (1975), является В.В. Докучаев (1883), впервые применивший комплексный метод изучения межкомпонентных связей карстового ландшафта. Ландшафтоведческие идеи просматриваются в работе А.А. Крубера (1915), в которой рассматривается влияние природных факторов (в том числе рельефа, растительности) на развитие карста. Теоретические основы географического направления в карстоведении использовали в работах выдающиеся географы XX в. – И.К. Зайцев (1940), Н.А. Гвоздецкий (1988), А.В. Ступишин (1953; 1967а), Д.С. Соколов (1962), А.Г. Чикишев (1965, 1970, 1975), Н.П. Торсуев, С.А. Левин (1980), Н.П. Торсуев (1985), В.Б. Михно (1990) и др.

Под карстовым ландшафтом мы понимаем природный комплекс (геосистему), элементы и компоненты которого сформированы под воздействием карста и сопутствующих ему геодинамических процессов и вовлечены в функционирование многочисленными системообразующими связями. Карстовые ландшафты являются отражением поздних эволюционных этапов развития карста на фоне восходящих тектонических движений, протекающего на верхних этажах карстосферы. Их структура подчинена закономерностям развития водных потоков, циркулирующих в подземных полостях и имеющих достаточно свободные функциональные связи с поверхностью как через собственно водорастворимые породы, так и через водопоглощающие каналы отрицательных форм рельефа.

Карстовые комплексы представлены элементами вмещающих ландшафтов, в различной степени дифференцированными особыми геоморфологическими, геодинамическими, геохимическими и гидрогеологическими условиями. При отсутствии покровных отложений структура ландшафтов формируется под непосредственным влиянием физико-химических свойств пород. Биотические и биокосные компоненты развиваются в специфических контрастных экотопах карстовых систем и в свою очередь также являются факторами развития карста. Наиболее специфическими элементами карстовых геосистем являются подземные полости (пещеры), выделяемые как отдельный подземный класс ландшафтов.

На современном этапе задачами ландшафтно-географического направления в карстоведении являются разработка теоретических основ и методов комплексного изучения, выявление структуры и взаимосвязей между компонентами, анализ региональных (провинциальных и природно-зональных) факторов развития карстовых геосистем, оценка экологической роли данных территорий и угроз возникновения различного рода рисков.

Состояние изученности. Учитывая, что освоение Урала и Приуралья в результате развития Российского государства в целом шло по направлению с севера на юг, то первыми упоминаниями о карсте этого региона стали сведения о пещерах и провалах Среднего Предуралья. Так, в 1720–1724 гг. В.Н. Татищевым, основоположником отечественного карстоведения, был проведен комплекс исследований в районе г. Кунгур. Им исследовался химический состав источников и дренирующих систем, была выявлена приуроченность провалов к пещерам (Гвоздецкий, 1972). В результате проведенных работ он, один из первых ученых, приводит доводы о происхождении пещер в результате растворения пород.

До XVII в. территория Южного Урала и Предуралья была слабо изучена, в связи с чем в первые годы ее заселения русскими большее внимание уделялось обследованию известных местному населению природных объектов. Описания карстовых полостей Южного Урала в долинах рек Белая, Юрюзань, Ай, Сим и Предуралья (долина р. Аургаза) представлены в отчетах и публикациях большинства выдающихся ученых-естествоиспытателей того времени: П.И. Рычкова, И.И. Лепехина, Н.П. Рычкова, П.С. Палласа, И.П. Фалька и др. В 1769–1770 гг. они посетили пещеры Курманаевские на р. Аургаза, Икские – на р. Ик близ сел Московка и Максютово Туймазинского района, Благовещенские – на р. Белой в окрестностях г. Благовещенска и в пределах г. Уфы.

Упоминания о проявлении карста в Южном Предуралье содержатся в географических описаниях Оренбургской губернии XVIII–XIX вв., составленных П.И. Рычковым, Э.А. Эверсманном, С.С. Неуструевым (Рычков, 1887; Оренбургские степи…, 1949).

П.И. Рычков отмечал карст в районе г. Уфы: «В вышеозначенных окружающих город высоких горах, в сторону Белой реки, лежит множество алебастрового и известнякового камня; также с обеих сторон в утесах к реке Белой находятся пещеры, где в прежние времена, как обыватели объявляют, живали пустынники, но ныне по большей части они осыпались» (Оренбургские степи …, 1949, с.185).

Э.А. Эверсманн делает вывод, что на запад от Уральских гор северную часть Оренбургской губернии занимает известняк, который «и в Оренбургской губернии, как и на Волге и других местах, содержит местами гипсовые флецы и чистую серу. Из этого же известняка вытекают в семи верстах от Сергиевска известные серные источники. Гористая или холмистая окружность Сергиевска богата гипсовыми флецами и поэтому здесь множество провалов. Обстоятельство, что теплота серных источников малым чем выше тамошней средней теплоты земли, составляя именно только $6^1/_2$ °Р, служит доказательством неглубокого, поверхностного их происхождения; вероятно, принимают они серу от химического разложения гипса» (там же, с. 226). Он же отмечает, что между Общим Сыртом и «известковыми отрогами западного склона Уренгайского

хребта … встречается и множество гипсовых флецев, нередко обще с дымчатою ваккою*, как, например, на правом берегу Ика, поблизости деревни Спасской» (там же, с. 227). В Предуралье автор отмечает рельефообразующую роль гипса, который «нередко образует небольшие скалистые холмы и пригорки» (там же, с. 244).

С.С. Неуструев относил кунгурские гипсы к верхнепермскому времени и делал предположения об условиях их седиментации. «В верхнепермских же пластах (так называемый татарский ярус) очень часты залежи гипса (алебастра), у Илецкой Защиты кроме гипса имеется известное месторождение каменной соли, снабжавшее солью некогда Поволжье и юго-восток России. Эти солевые отложения образовались, по-видимому, в замкнутых мелких заливах теплого верхнепермского моря, у берегов сухой пустыни, поэтому отложения солей и встречаются не слоями, идущими на большие пространства, а залегают, хотя и мощными пластами, но на небольших протяжениях («штоками» и «линзами»). В нижнепермских отложениях также часто встречается гипс и замечается местами обогащение песчаников медью – условия отложения осадков в нижне- и верхнепермскую эпохи были, очевидно, довольно сходные» (там же, с.293).

Г. Мурчисон, Э. Вернейль и А. Кайзерлинг в «Геологическом описании Европейской России и хребта Уральского» (1849) указывают на то, что долина р. Салмыш расположена по своду долготно простирающегося антиклинального поднятия. Именно здесь позднее была выделена Салмышская зона дислокаций с многочисленными солянокупольными структурами и проявлениями сульфатно-галогенного карста. Гипсоносные слои у с. Верхнеозерное авторы относят к пермскому возрасту и отмечают схожесть их состава и залегания с гипсами Сылвы и Кунгура.

В 1854–1855 гг. в ходе экспедиции на Южный Урал А.И. Антиповым и Н.Г. Меглицким были составлены описания гипсов у с. Верхнеозерное.

В конце XIX в. создается Геологический комитет, под началом которого составлялась десятиверстная геологическая карта Европейской России. Эти изыскания привели к систематизации сведений о геологическом строении региона, распространении и стратиграфии карстующихся пород. Публикуются описания Курманаевских пещер (Лосиевский, 1891) и пещер-ледников Илецкого купола (Листов, 1885). В это же время Д.Л. Ивановым и Ф.Н. Чернышевым проводятся первые инженерно-геологические исследования карста в связи с участившимися карстовыми провалами на железной дороге, проложенной вдоль Уфимского карстового косогора.

Одно из наиболее ранних упоминаний о карсте Актюбинского Предуралья относится к отчету Ж.-А. Кастанье (1905), подготовленному для Оренбургской ученой архивной комиссии. В отчете представлены сведения о пещере и воронках карстового поля, находящегося в 30 км северо-восточнее Актюбинска в долине р. Жаксы-Каргала – правого притока р. Илек.

Таким образом, до 1930-х гг. происходило накопление фактических данных о карсте Южного Предуралья. В последующие 30 лет в связи с активным развитием геологических наук, разведкой полезных ископаемых и строительством изучение карста получило наибольшее развитие.

---

*Флец – тонкий горизонтальный пласт полезной породы; вакка – плохо сортированный песчаник, осадок с примесью глинистого материала.

Важные сведения о карсте Южного Предуралья содержатся в опубликованной ленинградскими геологами (Е.В. Воиновой, Е.Э. Разумовской, Н.К. Разумовским, А.В. Хабаковым) в 1933 г. статье «Стратиграфия артинских и кунгурских отложений Оренбургской степи». Авторами были обследованы все наиболее значимые выходы кунгурских отложений на междуречьях Илека, Урала и Сакмары, в долине Большого Ика; представлены описания геологических разрезов, данные об особенностях залегания гипсоносных толщ, схема распространения артинских и кунгурских отложений. Анализ литолого-стратиграфических характеристик покровных надкунгурских отложений и характера их налегания позволил сделать предположение о пермско-триасовом времени заложения соляных куполов Прикаспия.

Изучая пространство между нижним течением Салмыша и Средней Чебенькой, П.Е. Оффман и А.И. Мушенко в 1935 г. установили наличие ряда соляных антиклиналей, включая значительные по протяженности Салмышскую и Астраханскую с выходами кунгурских гипсов, прорывающих красноцветную верхнепермскую толщу. В 1936 г. геологи изучают тектоническое строение отдельных территорий Южного Предуралья: А.И. Мушенко – бассейн Большого Юшатыря, А.К. Баннов – восточную часть краевого прогиба на правобережье Сакмары, В.К. Платонова – междуречье среднего течения Большого Ика и Средней Чебеньки, З.К. Нечаева и Ю.А. Притула – бассейн р. Ташлы, от западного склона Урала до р. Яман-Юшатырь. Ими исследованы проявления солянокупольной тектоники, проанализированы особенности залегания кунгурских гипсов и перекрывающих отложений, отмечается их угленосность.

В 1945 г. опубликована работа Н.С. Шатского, в которой он обосновывает выделение краевых прогибов как самостоятельных крупных структурных элементов земной коры, приводит геологическое описание краевого прогиба Южного Урала и устанавливает увеличение погружения его дна в сторону Прикаспийской впадины. А.А. Богдановым в 1947 г. в работе «Тектоника Ишимбайского Приуралья» рассмотрены особенности строения Предуральского краевого прогиба, а также выявлена роль кунгурской толщи в формировании солянокупольных структур.

В 1930–1940-х гг. на территории Южного Предуралья начались детальные геолого-разведочные работы, связанные прежде всего с выявлением угленосности территории. В 1942 г. Л.Ф. Сосницкая открыла Верхне-Бабаевский угленосный участок Куюргазинского месторождения, который детально был разведан А.Т. Пономаренко. В 1944–1946 гг. открыты Михайловское, Суракайское, Ворошиловское, Тугузтимирское, Маячинское, Михелевское месторождения. В 1946 г. А.Н. Бурковским и Е.Г. Бурковской у с. Спасского Саракташского района и в верховьях р. Урман-Ташлы на сводах соляных структур обнаружены залежи бурого угля в миоценовых отложениях. Геологами И.В. Орловым, Н.В. Башениной, Н.А. Преображенским, А.С. Хоментовским, А.Л. Малаховым, В.Л. Яхимович и другими проведены исследования, на основании которых сделаны выводы об угленосности миоценовых отложений Южноуральского буроугольного бассейна и приуроченности угленосных осадков к тектоническим депрессиям. Но достоверное подтверждение накопления бурых углей именно в карстовых депрессиях было получено позднее, в 1960–1980 гг., в связи с накоплением знаний о солянокупольных мульдах оседания и генетически связанных с ними месторождениях полезных ископаемых (Яхимович,

1958; Максимович, Костарев, Быков, 1968; Максимович, Костарев, 1975; Гаряинов, 1972; 1980а и др.).

Значительно пополнили знания о геологическом строении Волго-Уральского поднятия и Предуральского прогиба планомерные поиски месторождений нефти и газа. В 1932–1936 гг. в пределах Предуральского краевого прогиба на Каировской, Вязовской, Астраханской и Красноярской площадях было проведено структурное и разведочное бурение, некоторыми скважинами были вскрыты подсолевые нижнепермские отложения. В дальнейшем, в связи с открытием месторождений нефти на небольшой глубине в Бугурусланском районе Оренбургской области, структурное бурение переместилось в северо-западные районы области.

К концу 1940-х гг. накапливаются представления о палеогеографии кунгурского солеродного бассейна. В отчете А.П. Богдановой (1949) приводятся авторские палеогеографические схемы и анализ предшествующих схем А.А. Богданова (1934), Ю.А. Косыгина (1940), М.М. Толстихиной (1941), Н.М. Страхова (1947).

В 1950–1960-е гг. проводятся детальные структурно-геологические и геофизические работы в связи с поиском и разведкой месторождений углеводородного сырья. При картировочном бурении на верхнепермские горизонты Г.В. Фоминой в 1959 г. был выявлен Дедуровский купол, осложненный грабенами широтного простирания. В результате систематических работ в 1966 г. было открыто Оренбургское газоконденсатное месторождение в подсолевых нижнепермских отложениях. Материалы о погребенном карсте Башкирского Предуралья получены в БАШНИПИнефть при изучении гидрогеологии, геохимии, литологии и карстовых коллекторов в нефтегазоносных палеозойских отложениях (Б.В. Озолин, Б.И. Лерман, Н.П. Егорова, В.С. Цоцур, Л.Н. Усольцев и др.).

Появляются обобщающие геологические работы, в том числе по районированию карста (Х.Я. Тахаев, М.М. Толстихина, С.П. Ткалич, И.П. Кадильников, Р.Ф. Коноплева, Е.А. Лушников, Д. В. Рыжиков, Г.В. Вахрушев, И.К. Кудряшов и др.). Роль карста в формировании месторождений полезных ископаемых освещается в работах И.И. Гинзбурга, М.А. Мульменко, А.С. Хоментовского и др.

О проявлении карста на территории Южного Предуралья кратко упоминается в обзорных работах Н.А. Гвоздецкого (1954), Г.А. Максимовича (1962, 1963), Д.С. Соколова (1962). Во многих обзорных работах, посвященных карсту Русской равнины, упоминание о карстовых явлениях этой территории ограничивается преимущественно описанием Илецкого соляного купола. Более подробные сведения того времени о морфологии и генезисе карстовых явлений Южного Предуралья содержатся в работах А.С. Хоментовского, Г.В. Вахрушева, А.А. Борзова, А.П. Сигова, Н.В. Башениной, А.П. Рождественского, Д.С. Соколова и В.Д. Наливкина.

Изучению карста Оренбургского Предуралья посвящены публикации Г.В. Поспеловой, в которых отмечены особенности морфологии и генезиса карстовых форм. В статье «К вопросу о районировании карста восточной части Чкаловской области» (1957) автор впервые приводит схематическое районирование карста региона. В работе «Особенности развития мелового и соляного карста» (1968) рассмотрены геолого-геоморфологические аспекты развития литологических типов карста, приведены данные о морфологии карстовых форм рельефа.

Ценный материал о геолого-геоморфологических аспектах карстообразования представлен в отчетах государственных геологических и гидрогеологических съемок масштаба 1:200000 геологических партий НИИ геологии СГУ (В.А. Ефремов, В.А. Гаряинов, В.П. Твердохлебов, К.А. Маврин, В.В. Гудошников и др.), Нежинской геолого-разведочной экспедиции (Ю.А. Пестов, В.В. Харин и др.) – Оренбургская область, Башкирским геологическим управлением (Г.М. Андрианов, Н.Н. Толстунова, М.М. Хузин, В.А. Алексеев, М.С. Верзаков, В.Е. Игонин, А.Г. Муртазин, А.М. Шевченко и др.) – Республика Башкортостан.

Большой вклад в изучение подземной гидросферы Волго-Уральской области, ее гидрогеодинамической и гидрогеохимической структуры, процессов формирования ионно-солевого, микрокомпонентного и газового состава подземных вод внесли специалисты Института геологии УНЦ РАН (В.Г. Попов, Р.Ф. Абдрахманов и др.).

Различные геолого-геоморфологические аспекты развития карста Южного Предуралья и Урала рассмотрены специалистами Института геологии УНЦ РАН (Г.В. Вахрушев, А.П. Рождественский, Г.С. Сенченко, Ю.Е. Журенко, Н.Ф. Данукалов, И.П. Варламов, И.К. Зиняхина, Ю.Л. Кисарев, Н.М. Грамматчикова, В.Н. Пучков, Р.А. Фаткуллин и др.). В результате исследований выявлена повсеместность новейших движений земной коры, определяющих характер современного карстообразования.

Ценный материал по карсту Башкортостана изложен в монографии Н.Д. Буданова «Гидрогеология Урала» (1964) и в XV томе «Гидрогеология СССР» (1972).

Значимую роль в изучении карста Оренбургского Предуралья сыграли исследования геологических партий НИИ геологии при Саратовском государственном университете под руководством В.А. Гаряинова, что нашло отражение в многочисленных публикациях, геологосъемочных и тематических отчетах. В работах рассмотрены вопросы спелеологии и морфологии поверхностных карстовых форм (Гаряинов, Аганин, 1980), представлены сведения об уникальных пещерных археологических находках (Гаряинов, 1980). В.А. Гаряиновым были найдены и охарактеризованы многочисленные подземные полости Оренбургского Предуралья, приведены данные по морфометрии и поглощаемости карстовых воронок на отдельных карстовых полях, установлен возраст образования некоторых карстовых массивов и подземных полостей. В 1972 г. были проведены специализированные работы Оренбургского геологического управления под руководством В.Ф. Синельникова по выявлению, учету и обследованию доступных горных выработок в целях определения возможности их использования.

Разработке проблем инженерно-геологической оценки закарстованных территорий Башкортостана посвящены многочисленные публикации и отчеты В.И. Мартина, А.И. Травкина, В.Г. Камалова (ЗапУралТИСИЗ), А.И. Смирнова (АО «Башкиргеология»), а решению проблем проектирования и строительства – работы Е.П. Спящего, Э.И. Мулюкова, В.А. Илюхина и др.

Подробные сведения о карсте соляных месторождений, в частности Илецкого и Боевогорского, приведены в публикациях А.И. Дзенс-Литовского (1966) и Г.В. Короткевича (1970).

Длительное время под руководством И.К. Кудряшова и Е.Д. Богдановича (Башкирский государственный университет) проводились изыскания и иссле-

дования пещер. В последние десятилетия инициативные спелеологические изыскания и обобщение материалов по пещерам Башкортостана проводятся Ю.В. Соколовым и А.И. Смирновым (Мартин, Смирнов, Соколов, 1993). Спелеогенезу на карстовых участках Оренбургского Предуралья посвящены статьи В.А. Гаряинова и Ю.И. Аганина (1980), М.Б. Каткова и В.А. Щербы (1992), В.М. Павлейчика (2004), В.Б. Самсонова (1999; 2001; 2002).

Многие публикации, посвященные карстовым процессам и явлениям Южного Предуралья, содержат выводы о необходимости сохранения этих уникальных природных объектов. Вопросам охраны пещер и карстовых комплексов посвящены многочисленные работы (Дорофеев, Лукин, 1970; Кудряшов, Соколов, 1978; Мартин, Смирнов, Соколов, 1993; Павлейчик, 1999, 2001, 2008; Самсонов, 2002; и др.). Объекты карстового происхождения составляют значительную группу ООПТ Республики Башкортостан (Гареев, 2004; Реестр особо охраняемых…, 2006). Сведения о перспективных ООПТ Оренбургской области, связанных с карстовыми процессами, обобщены в работах А.А. Чибилёва (1980; 1983; 1987; 1996), а позднее были приведены в коллективных публикациях (Зеленая книга…, 1996; Геологические памятники…, 2000; Природное наследие…, 2009).

Результаты исследований карста Южного Предуралья легли в основу успешно защищенных кандидатских диссертаций: В.И. Мартина «Гидрогеология и типы карста Башкирии» (1975), А.И. Травкина «Оценка и прогноз карстоопасности и районирование закарстованных территорий (на примере центральной части г. Уфы)» (1989), А.И. Смирнова «Проявление экзогенных геологических процессов на Южном Урале и в Предуралье (интенсивность распространения и активность развития)» (1998).

Идея написания настоящей монографии основана на результатах кандидатской диссертации автора «Роль карстовых ландшафтов Оренбургского Предуралья в формировании и сохранении природного разнообразия» (Павлейчик, 1999). Экспедиционные материалы получены автором в результате многолетних, с 1997 г. по настоящее время, исследований карста Южного Предуралья в пределах Республики Башкортостан, Оренбургской области и Актюбинской области Республики Казахстан. Комплексные полевые исследования были проведены на Кзыладырском карстовом поле в рамках экспедиций Института степи УрО РАН в период 1996–1999 гг. под руководством А.А. Чибилёва (Чибилёв и др., 1996) с участием геолога Г.Д. Мусихина, зоолога Д.В. Классена, почвоведа А.И. Климентьева и автора этого издания.

Отдельные разделы книги подготовлены по материалам совместных экспедиций, при подготовке публикаций и при непосредственном участии специалистов: д.с.-х.н. А.И. Климентьев (почвы), спелеолог В.Б. Самсонов (морфология и генезис пещер), к.г.н. Ж.Т. Сивохип (проявления карстовых источников), к.б.н. О.Г. Калмыкова (флора), к.б.н. О.С. Меркулова (лихенофлора). Неоценимую поддержку при сборе материалов по Башкирскому Предуралью оказал начальник Центра компьютерной обработки и анализа геологической информации ГУГП «Башгеолцентр» к.г.-м.н. А.И. Смирнов. На всех этапах подготовки книги существенную научно-методическую и организационную поддержку оказал член-корреспондент РАН, доктор географических наук А.А. Чибилёв.

Глава 1

УСЛОВИЯ И ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ КАРСТОВЫХ ЛАНДШАФТОВ

1.1. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ КАРСТООБРАЗОВАНИЯ В ЮЖНОМ ПРЕДУРАЛЬЕ

1.1.1. Геологическое строение

Тектонические структуры. Южное Предуралье, как уже отмечалось, объединяет части крупных геоструктурных элементов: 1) юго-восточное окончание Восточно-Европейской платформы с Предуральским краевым прогибом и северной частью бортовой зоны Прикаспийской синеклизы и 2) Западно-Уральскую внешнюю зону складчатости Южного Урала (рис. 1).

Центральную осевую часть Южного Предуралья занимает Предуральский краевой прогиб – зона компенсационного прогибания и аккумуляции терригенных пород и хемогенных осадков.

В.Е. Руженцев указывал, что «структурно-фациальную область, которую принято называть передовым прогибом, можно рассматривать с трех точек зрения: геоморфологической, литогенической и тектонической», с учетом этого «...мы должны различать три понятия: предгорная депрессия, передовой прогиб и краевой синклинорий» (Руженцев, 1948, с. 102).

Прогиб примыкает к западной части Уральской горно-складчатой страны и протягивается более чем на 2000 км от западного Примугоджарья на юге до побережья Баренцева моря на севере. При средней ширине 25–80 км прогиб местами (бассейн р. Печоры) расширяется почти до 400 км, а на отдельных участках (район хр. Каратау) резко сужается или полностью исчезает. Поперечными структурами Каратау и Полюдова кряжа, а также Косьвинско-Чусовской седловиной прогиб разделен на четыре впадины: Печорско-Воркутинскую, Соликамскую, Юрюзано-Сылвинскую и Бельскую.

Поверхность докембрийского фундамента погружается в пределах прогиба на глубину более 15–16 км. Наиболее резкие изменения глубин фундамента, связанные с субширотными разломами, совпадают с долинами рек Сакмары, Урала и Илека.

Современная восточная граница прогиба определяется по региональному разлому, отделяющему отложения верхней и нижней перми. Западная граница выражена не так четко и чаще всего выделяется по кровле артинских отложений, где интенсивно расчлененное гравитационное поле прогиба сменяется спокойным полем платформы (Богданов, 1947; Маврин, Гаряинов, 1964; Кан, 1996). Гравитационная ступень отражает флексуру в подсолевых отложениях, шириной 10–15 км, с которой связаны структуры рифовых массивов ассельс-

Рис. 1. Положение Южного Предуралья относительно крупных геоструктур (по: Тектоническая карта Урала масштаба 1:1 000 000, 1983):

Структуры первого порядка: I – Восточно-Европейская платформа, II – Уральская горно-складчатая страна; *структуры второго порядка*: I-А – Волго-Уральская антеклиза, I-Б – Предуральский краевой прогиб, I-В – Прикаспийская синеклиза; II-А – Западно-Уральская зона складчатости, II-Б – Центрально-Уральское поднятие; *структуры третьего порядка*: I-А-1 – Верхне-Камская мегавпадина, I-А-2 – юго-восточный склон Волго-Уральской антеклизы, I-А-3 – Камско-Башкирский мегасвод, II-А-1 – Башкирский мегантиклинорий, II-А-2 – Зилаирско-Эмбенский мегасинклинорий

ко-сакмарско-артинского возраста (нижний структурно-литологический комплекс). По вышележащим пермским комплексам, отражающим миграцию прогиба на платформу (наиболее отчетливо – по кровле кунгурской толщи), граница прогиба проходит западнее. Промежуточное положение в зоне сопряжения юго-восточного замыкания Восточно-Европейской платформы, Прикаспийской впадины и Предуральского прогиба занимает широтное Соль-Илецкое поднятие – выступ докунгурского фундамента.

В актюбинской части Предуралья меридионально вытянутые складки подсолевых отложений верхнего карбона и молассовых накоплений нижней перми прогиба сменяются малоамплитудными поднятиями синеклизы, а на всем протяжении западная граница прогиба примыкает к Темировскому своду (Кан, 1996). На южном замыкании Предуральский краевой прогиб резко сужается, прослеживается неширокой (до 40–30 км) полосой и заканчивается рифогенной структурой в 160–180 км южнее г. Актюбинска. На севере рассматриваемого региона прогиб прослеживается до Каратаусской структуры.

Ю.В. Казанцев и Т.Т. Казанцева (2008) на основе геофизических и литолого-формационных данных сделали вывод о том, что Предуральский прогиб к югу от Актюбинского Предуралья соединяется на юге через Прикаспийскую впадину с Преддонецким прогибом.

В пределах прогиба выделяют две (Башкирское и Актюбинское Предуралье – Кан, 1996; Пучков, 2000; Карст Башкортостана, 2002; и др.) либо три (наиболее обширная оренбургская часть – Маврин, 1976, 1988; и др.) структурные меридиональные зоны. Западная зона представляет собой меридиональную флексуру шириной 6–10 км, к которой приурочена полоса погребенных ассельско-сакмарско-артинских рифов. Центральная зона характеризуется развитием глубоководных (депрессионных) фаций ассельского, сакмарского и артинского ярусов и максимальной мощностью солей и гипсов кунгурского яруса. В восточной зоне среди отложений ранней перми преобладают молассовые и флишевые накопления. Разрез отложений прогиба делится на четыре структурно-тектонических этажа: подсолевой, кунгурский, пермский и мезо-кайнозойский.

В пределах восточного окончания Волго-Уральской антеклизы, примыкающего к краевому прогибу, поверхность платформенного фундамента расчленена на выступы, где фундамент залегает на глубине 2,4–3,6 км, и впадины с залеганием фундамента на глубинах 4–6 км.

Северная граница бортовой части Прикаспийской синеклизы проходит по правому склону долин Урала и Илека (Богданов, 1947; Маврин, Гаряинов, 1964; и др.). Серия разломов широтного простирания образует блоки, по которым происходит ступенчатое погружение докембрийского фундамента в южном направлении.

Иначе построена тектоническая схема, разработанная в 1953 г. Г.В. Вахрушевым и А.П. Рождественским, считавшими, что генетическая связь Прикаспийской впадины и Предуральского прогиба прослеживается приблизительно до широты г. Оренбурга.

Формирование Уральской складчатой системы и примыкающих геоструктур связано с двумя крупными этапами геосинклинального развития: байкальской и варисской. Тектоническое строение Уральской складчатой системы отражает ярко выраженная меридиональная зональность, в соответствие с которой с запада на восток выделяют семь структурных мегазон. В Западно-Уральской зоне внешней складчатости породы смяты в систему узких складок, которые ориентированы в субмеридиональном направлении и имеют более крутые западные и пологие восточные крылья. Особенность Западно-Уральской зоны – полное отсутствие проявлений магматизма в разрезах палеозоя – определяет близость этой зоны по формационным признакам к Предуральскому прогибу, чем к Уральской горной системе.

История геологического развития представляет значительный интерес для решения некоторых вопросов карстоведения – изучения условий седиментации и диагенеза карстующихся пород, определения основных этапов активизации карста, корреляции возраста речных долин и пещерных ярусов и др. История геологического развития Предуральского краевого прогиба и прилегающих геоструктур выглядит следующим образом.

Палеозой. В палеозое рассматриваемая территория была частью древней Русской платформы, где магматизм почти не проявлялся, а тектонические

движения носили в основном медленный эпейрогенический характер. Континентальные условия сохранялись вплоть до раннего девона. Присутствие пород кембрия до сих пор не установлено, а в ордовике на отдельных участках и силуре накапливались терригенные и карбонатно-терригенные континентальные отложения.

Со среднего девона до нижней перми включительно установился относительно устойчивый морской режим. На рубеже карбона и верхней перми юго-восточная часть Русской платформы перестает существовать как единое целое, здесь обособляются Предуральский краевой прогиб и Прикаспийская впадина (Атлас литолого-палеогеографических…, 1960).

Палеогеографические условия заложения Предуральского прогиба детально рассмотрены в работах В.Е. Руженцева (1930), А.А. Богданова (1947), К.А. Маврина и В.А. Гаряинова (1964), В.Н. Пучкова (1979, 2000), К.А. Маврина (1976, 1988), Г.А. Мизенса (1997) и др.

Предуральский краевой прогиб начал формироваться в ассельский век в результате компенсационного прогибания при активизации горообразования (Богданов, 1947). В это время выделялись различные зоны седиментации – мелководная западная (платформенная), рифовая (на глубинах, не доступных прибою, несколько десятков метров), глубоководная депрессионная и предгорная зона молассовых отложений (конгломераты, брекчии). Южная часть прогиба в районе современного Урало-Сакмарского междуречья сформировалась раньше и была изначально более опущенной (Мизенс, 1997). Особенности этих зон – соотношение глубин, морфология – сохранялись в последующие времена (Маврин, 1976; Гаряинов, 1980а).

Вопросы плотностной конвекции во время пермского галогенеза в Волго-Уральском солеродном бассейне рассмотрены В.Г. Поповым и Е.В. Сухановой. Авторы указывают, что в это время «…сформировалась неустойчивая гидрогеологическая и гидрогеохимическая система, поверхностная часть которой была представлена эвапоритовым бассейном с тяжелой маточной рапой (плотность до 1,30–1,37 г/см^3), а подземная – карбонатными, в меньшей степени терригенными породами…, насыщенными преимущественно легкими морскими водами (1,02–1,04 г/см^3)» (Попов, Суханова, 2000, с. 53). Процесс конвекции крепких рассолов из бассейна соленакопления в нижележащие комплексы начался задолго до начала формирования соленосной толщи.

Исходной водой солеродного (эвапоритового) бассейна в общем случае является нормальная морская вода (Носарева, 2007):

$$\mathrm{I}0{,}06\mathrm{Br}65\mathrm{M}36\frac{\mathrm{Cl}\,90\ \mathrm{SO_4}\,9\ \mathrm{HCO_1}\,3}{\mathrm{Na}\,77\ \mathrm{Mg}\,18\ \mathrm{Ca}\,5}.$$

Литолого-гидрохимическая неоднородность кунгурского бассейна представлена рис. 2. В кунгурское время в связи с общим поднятием Русской платформы связь с открытым морем ослабляется и в конечном счете прерывается. Аридность того времени определила высокую концентрацию солей в открытом бассейне и ослабление опресняющего влияния континентальных вод на солеродный бассейн. Совокупность этих факторов определила возможность выпадения солей, сначала ангидрита, а затем – мощных толщ галита. Галогенез на первоначальной стадии начинается на глубинах не менее 700–800 м и,

Рис. 2. Литолого-гидрохимическая схема кунгурского эвапоритового бассейна (по: С.П. Носарева, 2007): литолого-гидрохимические зоны (в скобках *в числителе* М, г/дм³, *в знаменателе* ρ, г/см³): *1* – солоноватоводная молассовая (1–36/1,0–1,02), *2* – рассольная доломитово-гипсово-ангидритововая (140–320/1,13–1,23), *3* – рассольная доломитово-ангидритово-галитовая (320–470/1,23–1,29), *4* – рассольная ангидритово-галитово-карналлитовая (470–510/1,29–1,36); границы: *5* – литолого-гидрохимических зон, *6* – западная Предуральского прогиба

так как скорость седиментации превышала скорость прогибания бассейна, то заключительное осаждение происходило в мелководно-лагунном бассейне (Маврин, 1976). Ранее о мелководности солеродного бассейна Предуральского прогиба высказывались Н.М. Страхов (1946, 1947), А.А. Богданов (1947).

Маточная рапа самих солеродных бассейнов и захороненная рапа в виде межкристальных включений в солях на разных стадиях галогенеза имеет хлоридный натриево-магниевый и магниевый состав при минерализации до 400–500 г/дм³. В литолого-гидрогеохимическом развитии эвапоритового бассейна при полном (завершенном) галогенезе выделяются следующие стадии: доломитовая → гипсовая → галитовая → эпсомитовая → сильвинитовая → карналлитовая → бишофитовая (приложение 2).

В ходе развития прогиб расширяет свою площадь в сторону платформы, границы между зонами седиментации постоянно смещалась к западу по мере заполнения глубоководной впадины флишевыми осадками (Пучков, 2000). К концу кунгурского времени связь с морем возобновилась, вновь началась седиментация сульфатных отложений.

С учетом различий в седиментационных условиях прогиба в разрезе кунгурского яруса выделяют два горизонта – филипповский и иренский. Нижний филипповский горизонт, сложенный ангидритами и доломитами, на платформенной части имеет мощность 50–150 м, выклинивается к югу и сокращается к востоку в сторону прогиба (Иванов, Воронова, 1972). Иренский горизонт имеет повсеместное распространение; его особенностью является непостоянство литологического профиля – преимущественно галогенный и галогенно-сульфатный на юге и карбонатно-терригенно-сульфатный – на севере.

Происхождение верхней галогенно-сульфатной толщи иренского горизонта с прослоями терригенных пород связано с позднекунгурской седиментацией; в ее верхней части выделяют комплекс ангидрито-гипсовых отложений гипергенного образования – кепроки («гипсовые шляпы») над соляными штоками.

В начале и в конце кунгурского века помимо седиментации сульфатов накапливались отложения временных потоков и рек, стекающих с Урала. Неоднородность глубин в меридиональных зонах прогиба и соседство крупного

орогена отразились на мощности кунгурских эвапоритов и степени участия терригенных отложений. Так, в восточной части Актюбинского Приуралья мощность кунгурских отложений наименьшая – в разрезе Петропавловской и Александровской складок 600–620 м, западнее, в районе Актюбинских складок, она возрастает до 2000 м, а в Прикаспии, в районе Каратюбинского соляного купола мощность кунгурской соли по сейсмическим данным достигает уже 4500–5000 м (Дмитриевский, 1982). В направлении с севера на юг при сульфатно-карбонатно-терригенном типе разреза кунгура увеличивается мощность отложений и доля терригенного материала (Романов и др., 1978).

В заключительной стадии герцинского тектогенеза (большая часть верхней перми и нижнего триаса) сложились преимущественно континентальные условия. В это время существовал опресненный мелководный внутриконтинентальный бассейн, в казанское время подвергшийся морской ингрессии. В некоторых местах в казанское время происходило отложение солей и ангидритов в лагунных условиях (тятерский тип разреза). В казанское время начинается образование солянокупольных поднятий. В последующее татарское время на территории полностью установились континентальные условия седиментации.

Мезозой. В раннесреднетриасовую эпоху продолжаются складко- и горообразовательные процессы на Урале. Это стало причиной формирования в донгузское время соляных куполов и образования диапировых структур в Предуральском прогибе и Прикаспийской синеклизе.

Эти солянокупольные структуры подвергались активному карсту с образованием дизъюнктивных мульд (по: Е.В. Руженцев, 1930), или карстовых синклиналей оседания (по: В.А. Гаряинов, 1980а). К донгузскому времени относится наиболее ранняя эпоха карстообразования, датированная в пределах Новочеркасского и Алабайтальского полей, в пределах которых верхнетриасовые озерно-болотные отложения залегают на поверхности кунгурских пород (Гаряинов, 1980а).

В это время существовала значительная разница высотных отметок между молодой горной страной, с одной стороны, и Предуральским прогибом – с другой, свидетельством чего является накопление в прогибе мощных толщ грубообломочного материала в триасе и нижней юре. В среднеюрское время в прогибе и на территории Урало-Эмбенской области шло накопление преимущественно угленосных толщ (Гаряинов, Васильева, 1970). Континентальные условия продолжали сохраняться и в верхней юре. За раннекелловейское время Предуральский прогиб превратился в абразионную равнину, в то время как западный склон Южного Урала продолжал оставаться областью денудации.

Поверхность Предуральского прогиба была неоднородна, аккумулятивная озерно-аллювиальная равнина на северо-востоке сменялась к юго-западу аллювиально-дельтовой и озерно-болотной. В начале верхней юры на платформе устанавливается режим мелководного платформенного морского бассейна, просуществовавшего до верхнего мела, а в южной части современного Урало-Илекского междуречья – до эоцена включительно. Условия абразионной равнины поздней юры сменились в верхнем мелу морской седиментацией, в том числе с накоплением писчего мела (сантонское, кампанское и, в большей мере –

маастрихтское время). Конец мелового периода ознаменовался регрессией, поднятием юго-восточной окраины Русской платформы и установлением условий денудационной равнины.

В.А. Гаряинов (1972), основываясь на данных мощности и фаций морских мезозойских отложений, сделал вывод об отсутствии существенных различий в тектоническом режиме юго-востока Русской платформы, Предуральского прогиба и западного склона Южного Урала. Таким образом, Южное Предуралье развивалось как единая область, чего нельзя сказать о предшествующих геологических эпохах.

Кайнозой. Геологическая история Южного Предуралья в кайнозое насчитывает ряд этапов развития, во многом определивших современное распространение и характер залегания кунгурских гипсоангидритов. В связи с этим рассмотрим этот период подробнее по материалам публикаций В.Л. Яхимович (1958), В.А. Гаряинова и Н.А. Васильевой (1970), В.Л. Яхимович, В.К. Немковой, Н.П. Вербицкой (1970), А.П. Рождественского (1971) и др.

Палеоцен-средний эоцен. Складчатая зона Урала и прилежащая к ней с запада область в районе современного Урало-Сакмарского междуречья представляла собой денудационную равнину датского возраста и была основной областью денудации в течение всего нижнего палеогена.

С запада к ней примыкала денудационная равнина, располагавшаяся в пределах Предуральского прогиба, большая часть которой с поверхности была сложена мезозойскими породами. Для нее было характерно наличие отрицательных форм рельефа, представлявших собой бессточные впадины, образовавшиеся в присводовых частях палеозойских поднятий в связи с активизацией карстовых процессов в ядрах солянокупольных структур. Карстовые процессы особенно интенсивно протекали в связи с общим подъемом территории в датское время. В пределах восточной части региона на поверхность денудационного среза были выведены пермские и триасовые отложения, слагающие крылья поднятий, и кунгурские породы в ядрах этих структур. Со склонов происходил интенсивный снос грубообломочных пород, которые и накапливались в обширных карстовых впадинах.

Прибортовая зона Прикаспийской синеклизы (современное Урало-Илекское междуречье) в это время представляла собой область аккумуляции, здесь располагалась абразионно-аккумулятивная морская равнина, соответствующая мелководной части шельфа, где накопление осадков проходило в прибрежных мелководных условиях.

К югу от современной долины р. Илек располагалась глубокая часть шельфа, соответствующая морской подводной аккумулятивной равнине. Отсюда в виде узкого пролива (по меридиану г. Оренбурга) наблюдалось проникновение морского бассейна из Прикаспия на север.

Верхний эоцен. С верхним эоценом связан регрессивный этап в развитии палеогеновой трансгрессии. Большая часть Предуральской депрессии превратилась в область аккумуляции континентальных осадков. Морские условия, возможно, сохранились лишь на крайнем юго-западе описываемой территории (к югу от р. Илек), представлявшей участок равнины, временами заливавшийся морем.

В прибрежной мелководной зоне, занимавшей широкое распространение, шло накопление преимущественно кварцевых песков. Вся территория Южно-

го Предуралья к северу от современной долины р. Урала находилась в условиях озерно-аллювиальной равнины, в пределах которой накапливались русловые фации аллювия (в нижней части разреза) и озерные отсортированные пески с последующей эоловой переработкой (Яхимович, 1958). Климат в районе Южного Урала был субтропическим, жарким, но довольно влажным и только к концу верхнего эоцена он становится жарким и сухим.

Олигоцен. Общий подъем территории, начавшийся в олигоцене, привел к оживлению эрозионной деятельности. В связи с поднятиями усилилось развитие карста в пределах локальных структур, которое привело к просадкам присводовых частей антиклиналей и образованию на их месте отрицательных форм рельефа – участков локального накопления осадков за счет плоскостного смыва.

На большей части территории в раннеолигоценовое время были уничтожены породы мезозойского и нижнепалеогенового возраста. К верхнему олигоцену оказались выведенными на поверхность красноцветные образования перми и триаса. Лишь к югу от р. Илек сохранился мезозойский покров.

Поднятия, особенно усилившиеся в предверхнеолигоценовое время в пределах Урала, Мугоджар и примыкавшей к ним территории, обусловили дальнейшее значительное расчленение рельефа. Территория Предуральской депрессии представляла денудационную равнину с выраженными в рельефе положительными формами в виде куэстовых гряд, соответствующих крыльям палеозойских антиклинальных поднятий. К разрушенным сводам последних были приурочены озерные впадины, в которых происходило осадконакопление за счет плоскостного смыва и разрушения красноцветных толщ и образовавшихся по ним кор выветривания.

К концу олигоцена происходило постепенное затухание сноса грубообломочного материала, в озерах отлагается тонкий глинистый материал, происходит заболачивание многих водоемов, создаются благоприятные условия для последующего углеобразования. Климат в олигоцене стал умеренно теплым и достаточно влажным, что сказалось на расцвете широколиственной листопадной растительности, о чем свидетельствуют скопления лигнита и бурых углей.

Неоген был поворотным моментом в истории Южного Предуралья, связанным с началом неотектонической активизации и орогенеза. К началу неогена большинство соляных куполов Предуральского краевого прогиба приблизилось к дневной поверхности, что послужило причиной активизации карстовых процессов.

Миоцен. К началу миоцена описываемая территория представляла равнину с унаследованными от олигоцена многочисленными озерными впадинами. Незначительный уклон к югу при периодически понижающемся базисе эрозии обусловливал возникновение речного стока. Реки и временные потоки использовали для своих русел отрицательные формы рельефа, приуроченные к дизъюнктивным мульдам. В пределах таких ослабленных зон речные долины значительно расширялись, образовывались извилистые русла, а на поймах – многочисленные старицы и озера. Возникала система изолированных водоемов, впоследствии заболачиваемых, с благоприятными условиями для угленакопления. Климат на протяжении миоцена постепенно изменялся в сторону сухости и похолодания, что привело к обеднению флоры за счет выпадения из ее состава теплолюбивой и влаголюбивой флоры.

Подъем складчатой зоны Урала к концу миоцена привел к преобразованию речной сети, усиленно стали развиваться поперечные (широтные) долины по наиболее ослабленным зонам глубинных разломов. По этой древней эрозионно-речной сети в последующее плиоценовое время наблюдалась ингрессия акчагыльских вод.

В позднем миоцене – раннем плиоцене, вследствие существенного понижения уровня Каспийского моря, произошло формирование сети переуглубленных речных палеодолин Белой, Ика, Сакмары и др. (Пучков, 2001). На локальных участках днища погребенных палеодолин аномально переуглублены, что может свидетельствовать о проявлении древнего карста (Рождественский, 1971).

Плиоцен. В понтское, киммерийское и акчагыльское время плиоцена в Предуральском регионе происходили процессы заполнения переуглубленных долин осадками. В плиоцене резко усиливаются темпы поднятий с образованием глубоких (350–500 м) эрозионных врезов. В связи с поднятием территории современного Общего Сырта перестраивается речная система. Миоценовая долина палео-Белой, обращенная на юг, меняет направление на прямо противоположное (Рождественский, 1971; Илларионов, 2006). В раннем и среднем плиоцене закладываются широтные участки современной долины р. Урал (Гидрогеология СССР, 1972). Одновременно в плиоцене произошло резкое (порядка 200 м) повышение базиса эрозии в связи с подъемом вод Каспия, сопровождающимся акчагыльской ингрессией моря в переуглубленные долины Предуралья.

Особенности теодинамики и осадконакопления в ключевые этапы развития Южного Предуралья отражены на рис. 3.

Современное отражение солянокупольных деформаций Актюбинского Предуралья представлено на рис. 4.

Рельеф и геологическое строение. Характер поверхности Южного Предуралья отражает структурно-тектоническую и палеогеографическую дифференциацию территории. Н.П. Вербицкой в отчете (1965), в очерке к Геологии СССР (1964) и в монографии (1974) приводятся подробные сведения о геоморфологии и основных этапах истории развития рельефа Южного Урала, Мугоджар и прилегающих равнин Предуралья. Территории Башкирии посвящена геоморфологическая карта и объяснительная записка Н.А. Сумкиной, Г.Д. Яхимович (1966).

В регионе выделяются крупные геоморфологические элементы.

Камско-Прибельская холмисто-увалистая равнина в пределах рассматриваемой территории занимает левобережье р. Белой, включая часть долины р. Уршак, а севернее широты г. Уфы – ее правобережье с Уфа-Симским междуречьем. Местность снижается в северном и северо-западном направлениях с 250 до 100 м, делая коленообразные изгибы около с. Охлебинино и г. Уфы. С поверхности территория преимущественно сложена полого залегающими уфимскими и кунгурскими породами, элементы палеодолины р. Белой заполнены плиоценовыми отложениями. Долины р. Белой и ее притоков выполнены четвертичными аллювиальными накоплениями, а их придолинные слабопологие склоны – отложениями акчагыл-апшеронских трансгрессий. На междуречьях сохранились породы неоген-четвертичного возраста, покрытые плащом покровных элювиальных суглинков; делювиальный покров распространен на приречных и останцово-водораздельных склонах.

Рис. 3. История развития геоструктур в зоне стыка Русской платформы и Уральской складчатой страны (по: Маврин, 1988):

Геологические этапы: I – конец каменноугольного периода, II – начало кунгурского времени пермского периода, III – конец кунгурского времени, IV – конец ранне-триасового времени: *тектонические структуры*: A – юго-восточный склон Восточно-Европейской платформы, B – Предуральский краевой прогиб, C – Уральская горно-складчатая система

Бельская предгорная равнина имеет более расчлененный рельеф с многочисленными эрозионно-останцовыми массивами высотой более 500 м (горы Бака, Ману, Магаш, Курбантау, Зиргантау, Бугульчанская и др.) на правобережье р. Белой, сложенными грубообломочными пермскими и нижнетриасовыми красноцветами. Межостанцовые пространства с преобладающей высотой 200–250 м представляют собой делювиальные полого-наклонные склоны и долины рек. Поверхность рассечена многочисленными притоками Белой, стекающими с гор и предгорий Южного Урала – Нугуш, Селеук, Зиган, Усолка, Зилим и Сим с притоками Инзер и Лемеза.

Большая часть территории сложена субмеридиональными полосами пород кунгурского, уфимского, а южнее широты г. Стерлитамик – татарского ярусов, дислоцированных разрывными нарушениями, особенно в сводах антиклиналь-

Рис. 4. Геологический разрез Актюбинского Предуралья (по материалам МОГТ – региональный сейсмический профиль 9104; Кан, 1996):

Границы: 1 – уверенные и предполагаемые; *породы: 2* – соляные, *3* – терригенные, *4* – ультраосновные, *5* – кристаллические, *6* – карбонатные, *7* – глубоководные карбонатно-глинистые, *8* – тектонические нарушения

ных складок. Вдоль правобережья р. Белой в рельефе контрастно выражены останцы палеорифовых нижнепермских построек (преимущественно ассельско-нижнеартинского возраста) – горы-шиханы Юрматау, Куштау, Шахтау, Тратау.

Общесыртовско-Предуральская возвышенная равнина занимает пространства между реками Белая, Сакмара и Урал. На левобережье р. Большой Ик она примыкает к грядам внешней зоны складчатости Урала. На Сакмаро-Бельском междуречье важным геоморфологическим элементом служит эрозионно-останцовый плосковершинный массив Малый Накас с максимальной отметкой 667 м. На междуречье Верхней Чебеньки и Большого Ика выделяются массивы Козьих гор (487 м) и Дубравного Сырта (441 м).

Приводораздельные пространства сложены красноцветными отложениями триасового и пермского (татарского, значительно реже – казанского ярусов) возраста. Повсеместное локальное распространение имеют выходы кунгурских гипсоносных отложений. Возвышенное положение определяет роль Малого Накаса в качестве узлового водораздела, с которого берут начало многочисленные реки бассейна Белой и Сакмары – Купля, Урман-Ташла, Труска, Яман-Юшатырь, Накас, Кривля и др.

В пределах узкой полосы Урало-Сакмарского междуречья рельеф подчинен асимметрии речных долин и водораздельных пространств. Левобережье Сакмары занято обширными террасами и слабо-покатыми придолинными склонами с фрагментами акчагыльских и апшеронских отложений. Водораздел смещен к долине р. Урал и сложен породами верхней перми и триаса. Кунгурские

гипсоносные отложения занимают локальные участки, соответствующие сохранившимся элементам соляных структур.

Подуральская равнина занимает Урало-Илекское междуречье и дренируется немногочисленными притоками этих рек. Территория занимает практически не выраженную в современном рельефе и геологическом строении зону сочленения Прикаспийской синеклизы и Предуральского краевого прогиба.

Вдоль левобережья Урала широкой (15–25 км) полосой тянется аккумулятивная равнина четвертичного возраста, которой соответствуют пойма и надпойменные террасы, плавно переходящие на юге в равнину, сложенную акчагыл-апшеронскими отложениями. Осевая часть водораздела, смещенная к р. Илек, представляет собой сыртово-увалистую возвышенность, сложенную пермскими и триасовыми красноцветными отложениями на севере, юрскими и меловыми породами в его центральной части и на юге. Максимальные высоты этой части междуречья превышают 300 м – гора Базарбай (331 м), плосковершинные «горы» Бандитские и Тасоба (327 м) с развалами глыб «дырчатых» кварцитов.

Восточно-Предуральские предгорные равнины соответствуют восточной меридиональной зоне краевого прогиба, охватывая участок Урало-Сакмарского и Урало-Илекского междуречий. Территория дренируется р. Урал с притоками Урта-Буртя, Бурля, Киялы, Буртя и р. Илек с притоком Жаксы-Каргала. Эрозионно-денудационный рельеф возвышенных междуречий отражает закономерности заложения системы антиклинальных и синклинальных структур, осложненных солянокупольной тектоникой и различными деформациями. Сильно дислоцированные породы представлены верхнепермскими и триасовыми, преимущественно терригенными, красноцветными накоплениями, нижнепермскими гипсоносными отложениями. К югу возрастает роль сохранившихся от размыва пород мелового и неогенового возраста.

Грядовые мелкосопочники краевых складок Урала примыкают к Предуральскому прогибу и прослеживаются на всем протяжении внешней западной зоны складчатости. В процессе складкообразования и последующего разрушения морфоструктур к поверхности выведены ритмично переслаивающиеся породы нижнего карбона, молассовые отложения ассельского, сакмарского, артинского ярусов и терригенно-сульфатных пород кунгурского яруса нижней перми.

Денудационные и эрозионные процессы на разнообразном литологическом субстрате формируют своеобразный рельеф с преобладанием узких меридиональных гряд и мелкосопочных останцов, обособленных эрозионной деятельностью постоянных и временных водотоков. Поверхностный сток представлен в южной части реками Илек, Урал и Сакмара, а в северной – правобережными притоками р. Белой.

Для этой территории характерен терригенно-гипсовый тип разреза кунгура, отложения которого выведены к поверхности складкообразованием и приурочены к различным типам и элементам складок. Более выдержана в пространстве полоса гипсов в составе крупных передовых моноклиналей, к западу от них гипсы единично отмечаются в ядрах синклинальных складок.

Солянокупольная тектоника. Современный карст в пределах Южного Предуралья в той или иной степени генетически связан с солянокупольной тектоникой, широко и разнообразно проявленной на большей части территории.

При значительной мощности отложений каменная соль характеризуется пластичностью, что определяет способность деформироваться – «перетекать» при неравномерном давлении на соляные толщи (Страхов, 1945; и др.). Внешние факторы активизации солянокупольной тектоники были обусловлены проявлением различного рода тектонических деформаций в Уральском орогене и различиями в гравитационном давлении толщ надсолевых отложений.

Формирование Уральской горной страны в герцинское время привело к образованию складок, в которые была вовлечена и кунгурская соленосная толща в совокупности с подсолевыми и надсолевыми отложениями. Возникшая разность давлений на различных участках складок способствовала перемещению пластичных солей к сводовым частям, ослабленным различного рода тектоническими нарушениями (Маврин, Гаряинов, 1964; Маврин, 1988).

Развитие теории шарьяжной (чешуйчато-надвиговой) тектоники (Казанцев, 1984; Камалетдинов и др., 1990; Казанцев, Казанцева, 2008; и др.) позволило выявить значение деформаций фундамента в развитии солянокупольной тектоники. «Тектоническая пластина, надвигавшаяся с востока под действием горизонтального давления, встречает на пути пластичные породы соленосной формации. Она срывает их с основания, сминает и нагромождает перед фронтом надвига. В дальнейшем поднятие могло расти за счет гравитационного выжимания солей из соседних зон, приобретая форму диапиров или «ядер протыкания». Этому способствовали интенсивная трещиноватость и дробление жестких пород в надвиговых зонах, хорошо проницаемых для нагнетания галогенных толщ. Соли при этом собирались в микроскладки, приобретая плойчатость, захватывая обломки подстилающих и боковых пород» (Казанцев, Казанцева, 2008, с. 69–70).

В результате накопления мощной толщи надсолевых отложений возникали неравномерные гравитационные давления на соляную толщу. Разрушение сводов антиклиналей и перенос вещества в понижения рельефа создавали значительные различия в мощности надсолевых отложений и, соответственно, разницу в гравитационном давлении на соляную толщу.

Перемещение соляной толщи происходило во все стороны от источника внешнего давления, при этом отток осуществлялся к участкам с относительно небольшим покровом надсолевых отложений и к тектонически ослабленным зонам. Подобные соляные купола являются постседиментационными. Основные направления перемещения солей – радиально-расходящиеся в горизонтальной плоскости и вертикально-воздымающиеся по ослабленным зонам. В результате восходящих движений толщ соли перекрывающие породы разбиваются на блоки системой трещин, имеющих как радиальную, так и концентрическую конфигурацию (структура «битой тарелки»).

Некоторые купола имеют каплевидную форму с широкой частью наверху, в некоторых случаях «капля» отрывается от своего основания (Светлакова, 2008). В центральных частях впадин в некоторых межкупольных зонах соль практически полностью выжата в смежные купола, а надсолевые отложения ложатся прямо на кровлю подсолевых пород.

Помимо означенного выше механизма формирования постседиментационных соляных структур выделяют конседиментационний тип куполов – «структурные сооружения солей, которые изначально, еще в процессе автономного синхронного осадконакопления соляных масс и вмещающих осадочных по-

род, формируются в виде куполов (столбов, штоков), а не приобретают эти формы в результате последующего галокинеза» (Кусов, Дзайнуков, 2008, с. 45). Они образуются в результате гидротермальной деятельности из высоконасыщенных рассолов, поступающих в бассейн седиментации по глубинным разломам и узлам их пересечений. После прекращения поступления раствора в осадочный бассейн выступающая над морским дном верхняя часть соляного купола в условиях относительно пресноводного морского осадконакопления растворяется. Нерастворимые минералы соляного купола с выпадающим в осадок материалом образуют над куполом кепрок*. У постседиментационных куполов кепрок формируется в случае разрушения сводов с последующим перекрытием породами другого возраста.

Некоторые исследователи (Страхов, 1945, 1947; Богданов, 1947; Горбунова, 1978, 1979б; и др.) высказывали предположения о существовании «гипсовой тектоники», связанной с пластичностью гипсоангидритовых толщ и гидратацией ангидрита в гипс с увеличением объема пород. По мнению К.А. Горбуновой (1979б), гидратация гипса может сопровождаться образованием малоамплитудных поднятий, бугров пучения, плойчатости и складок в слоистых гипсах и контактирующих с ними породах, а также трещин, микросбросов, карстовых брекчий.

Отложение кунгурских гидрохимических накоплений в Южном Предуралье происходило с различной интенсивностью, в результате чего закладывались различия в активности и масштабах формирования соляных структур. Наименьшей мощностью характеризуются кунгурские толщи в пределах Волго-Уральской антеклизы, что определяет наличие здесь малоамплитудных соляных брахиантиклиналей. Значительная мощность кунгура в Предуральском прогибе и Прикаспийской впадине, достигающая 1000 м в ненарушенном состоянии, обусловила широкое и активное развитие здесь процессов соляной тектоники (рис. 5).

Основные черты тектоники меридиональных зон Предуральского прогиба во многом определяются поведением кунгурской сульфатно-галогенной толщи и движениями блоков фундамента. В западной зоне развиты пологие куполовидные поднятия, брахиантиклинальные складки, соляные антиклинали, осложненные диапировыми ядрами, синклинальные блоки. Центральная часть прогиба отличается широким распространением выходов мезозойских пород, наряду с соляными антиклиналями развиты диапировые структуры, широкое развитие имеют мульды оседания. В восточной зоне прогиба развиты преимущественно протяженные антиклинали и синклинали меридионального простирания; антиклинали осложнены ядрами протыкания, разрывными нарушениями и надвигами. Нередки срывы крыльев антиклиналей и асимметрия соляных штоков.

К северу (Бельская депрессия) мощность соленосной толщи сокращается, среди преобладающих криптодиапировых структур со слабонарушенным залеганием пластов встречаются крутые гребневидные поднятия с вертикальными и даже веерообразно запрокинутыми крыльями.

---

*«Каменная шляпа» (кепрок) – остаточные продукты выщелачивания подземными водами соляных и соленосных пород в виде гипсовых, гипсо-глинистых, гипсо-карбонатных отложений, залегающих над соляным зеркалом.

Рис. 5. Распространение соляных куполов в Южном Предуралье (по: Дерябина и др., 1962; Романов, 1968; Гаряинов, 1980; Маврин, 1988; Петрищев, 2007; Казанцев, Казанцева, 2007)

В пределах этих поднятий мощность солей достигает 1,5–2,0 км, тогда как в прилегающих депрессиях она не превышает нескольких десятков метров. К западу от рассматриваемого региона мощность карбонатно-галогенной толщи кунгура сокращается до 50–100 м и менее, до полного выклинивания; ее кровля залегает на уровне 150–200 м от поверхности (Попов, Суханова, 2000; и др.). Судя по схемам тектонического строения (Иванова, Романов, 1968; Сенченко, 1973; и др.) северная граница развития собственно диапировых структур прослеживается в Бельской депрессии примерно до широты Красноусольска в долине р. Зиган.

В Прикаспийской впадине проявления солянокупольной тектоники весьма отличаются от предуральских. Они характеризуются значительными размерами, имеют округлую форму и отличаются большей мощностью кунгурской толщи. Вместе с тем соляные структуры бортовой зоны Прикаспийской впадины, в пределах которой расположена южная часть Оренбургской области, носят переходные черты от прикаспийских к предуральским, они часто формируют соляные валы, их площадь не так значительна, здесь возрастает площадь межкупольных пространств.

Галоидные и сульфатные породы, выведенные в соляных куполах к поверхности, в зону аэрации, подвергаются интенсивному карстованию. Исходя из строения геологических разрезов соляных куполов Оренбуржья, детально изученных В.А. Гаряиновым (1980), наиболее масштабно карстовые процессы протекали в донеогеновое время. Началом образования соляных структур Предуральского прогиба является верхняя пермь – нижний триас, время, соответствующее эпохе герцинского складкообразования.

В среднем и верхнем триасе гидрохимические толщи кунгура соляным тектогенезом выводятся в зону аэрации. Прорыв диапировых структур в сочетании с интенсивным развитием процессов выщелачивания пород привело к образованию в присводовых частях антиклиналей обширных замкнутых просадочных образований – дизъюнктивных мульд (синклиналей оседания), достигающих в поперечнике 10 и более километров. В них накапливались и сохранились от последующего размыва морские и континентальные мезо-кайнозойские отложения, от среднеюрских до неогеновых, мощностью до 70–100 м. Среди заполнявших мульды оседания отложений значительное место по объему занимали глинистые толщи (Маврин, 1988). Соляной шток купола в результате, как правило, оказывался полностью перекрытым глинами, которые защищали соли от проникновения в них атмосферных осадков через зону аэрации (рис. 6). Поэтому карстовые процессы на подавляющем большинстве куполов после заполнения мульд оседания прекратились.

Современный карст на куполах Южного Предуралья редок и развивается на куполах, соляной шток которых не закольматирован глинами и достигает либо зоны аэрации, либо зоны активного подземного водообмена. Такое положение солей в куполе свидетельствует о его современном или совсем недавнем росте.

Сульфатно-карстовые поля южной части Предуральского прогиба в большинстве случаев имеют субмеридиональное распространение, согласно ориентации солянокупольных структур и передовых складок Урала.

1.1.2. Природно-климатические условия карстообразования

Климат. Природно-зональные климатические и региональные погодные условия влияют на характер карстовых процессов, как и любых других экзогенных процессов, опосредованно. Количество и характер выпадающих осадков определяют гидрологический и гидрогеологический режимы карстовых массивов, обильность трещинно-карстовых вод (Торсуев, 1980; Колодяжная, 1970; Чикишев, 1975; и др.). Движущаяся вода обеспечивает основные горизонтальные и вертикальные связи между элементами карстосферы.

Природная зональность ландшафтов (в том числе карстовых) также выражается в закономерной смене их компонентов (главным образом – почвы и растительности), которые в свою очередь определенным образом влияют на характер и интенсивность проявления карста.

Южное Предуралье, протянувшееся более чем на 500 км в меридиональном направлении, охватывает ландшафты всех внутризональных разновидностей степной и лесостепной зон. Территория характеризуется отчетливо выраженной континентальностью климата с общей тенденцией увеличения осадков к предгорьям и низкогорьям Южного Урала (рис. 7).

Рис. 6. Геологический разрез Букобайской мульды (по: В.А. Гаряинов, 1980):
1 – простирание и направление падения слоев; *2* – геологические границы; *3* – разрывные нарушения; *4* – букобайская серия – преимущественно красноцветные терригенные породы; *5* – суракайская свита – сероцветные терригенные породы; *6* – континентальные породы средней юры; *7* – галечники, пески позднего (?) миоцена; *8* – суглинки, глины позднего неогена и четвертичного возраста; *9* – угленосные породы нижнего-среднего миоцена; *10* – гипсы, каменные соли кунгурского возраста

Важное влияние на погодно-климатические условия оказывает рельеф холмисто-увалистых равнин Южного Предуралья (отроги Общего Сырта и Бугульминско-Белебеевской возвышенности). Их возвышенное положение оказывает барьерное воздействие на воздушные массы западного переноса, в связи с чем северная часть Южного Предуралья (между широтами г. Уфы и г. Мелеуз) находится практически в одинаковых климатических условиях ветровой тени.

К югу от широты г. Мелеуза барьерное влияние на погодно-климатические условия оказывает плосковершинный хребет Малый Накас. Изолинии основных климатических показателей от субмеридионального направления смещаются к юго-востоку, южнее долины р. Урал высотные показатели и контраст-

Рис. 7. Среднее годовое количество осадков (мм) и среднегодовые температуры (°С)

ность рельефа снижаются, начинают преобладать черты широтной природно-климатической зональности.

Континентальность климатических условий в рассматриваемом регионе выражается значительной амплитудой средних температур января и июля, составляющей 34–38 °С, а при максимальных значениях – 83–89 °С; показатели среднегодовой температуры варьируют в пределах 2,5–3,8 °С (Географический атлас…, 1999; Атлас Республики Башкортостан, 2005).

В зимнее время регион находится под влиянием области высокого давления, поэтому западный перенос воздушных масс здесь ослаблен. Зимние антициклоны имеют преимущественно сибирское происхождение, а летние – западное (Чибилев, 1995).

Максимальное количество осадков выпадает в северо-восточной и восточной предгорной частях Южного Предуралья и на хребте Малый Накас; годовая сумма осадков здесь достигает 550–600 мм. На юге, в Актюбинском Предуралье, годовая сумма осадков составляет лишь 320–350 мм. Около 55–70% годового количества осадков приходится на теплый период, летние осадки имеют, как правило, ливневый характер.

Но более существенное значение в развитии карста региона играют зимние осадки, вернее – ультрапресные талые воды, большой объем которых в короткий срок промывает систему полостей карстовых массивов, способствуя наиболее активному растворению пород. Ультрапресный состав атмосферных осадков определяет значительный дефицит насыщения воды, показатель которого по отношению к гипсу составляет 2,0–2,5 г/л.

При средней высоте снегового покрова 35–50 см на севере и 25–30 см на юге запасы воды в снеге составляют 120–150 мм и 80–100 мм соответственно. Продолжительность залегания снегового покрова составляет от 135 дней на юге до 160 дней на севере.

Весна довольно быстротечная, характеризуется активным нарастанием температур, частыми ветрами, малооблачными погодными условиями. Большая часть накопившихся за зимний период осадков с поверхностным стоком попадает в реки бассейнов Урала и Белой, а на закарстованных территориях даже в условиях глубокого промерзания почвенно-литогенного профиля значительная доля переводится в подземный сток посредством различного рода водопоглощающих каналов.

Величины среднего годового слоя стока в пределах Южного Предуралья варьируют от 200 мм на севере до 50 мм на юге, показатели модуля стока – от 2,5 до 6,0 л/с с км^2 в северной части (запад и восток соответственно) и до 0,5–1,0 л/с с км^2 в Актюбинском Предуралье.

К другим погодно-климатическим факторам, влияющим на характер питания карстовых массивов, можно отнести следующие: а) показатели суточных колебаний температуры в ранневесенний период, определяющих активность снеготаяния и испарения; б) направление и скорость ветра в зимний период, способствующие накоплению снега в карстовых «ловушках»; в) количество и характер выпадения осенних осадков, период и глубину промерзания почвы, влияющие на скорость инфильтрации талых вод, и др.

Поверхностные воды. Территория Южного Предуралья относится к бассейнам двух крупных рек – Белой и Урала.

Рис. 8. Среднемноголетние показатели стока рек Белая, Сакмара и Урал

Река Белая в своем среднем течении протекает в осевой части Южного Предуралья в субмеридиональном (северном) направлении. На этом участке Белая имеет черты типично равнинной реки, с широкой поймой, несколькими надпойменными террасами и характеризуется незначительными уклонами. С предгорий и горной части стекают ее притоки – Нугуш, Зиган, Зилим, Инзер, Сим, Уфа; со склонов Общего Сырта – реки Ашкадар, Уршак, Дема.

Река Урал, как и ее основные притоки в предуральской части водосбора (Сакмара, Илек), пересекает территорию в субширотном направлении. Все крупные водотоки имеют широкую асимметричную долину, у р. Урал с левобережья имеется несколько надпойменных террас с плавно примыкающей акчагыл-апшеронской аккумулятивной равниной.

Наибольшее значение для развития карста имеет гидрологический режим дренирующих карстовые массивы водотоков. В придолинных частях закарстованных участков вслед за речным половодьем (рис. 8 и 9) отмечается подъем уровня трещинно-грунтовых вод, что служит одним из условий сезонной активизации карстовых процессов.

Водообильность гипсово-карстовых массивов приводит к изменению химического состава дренирующих их рек, который приобретает специфический гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатный кальциевый состав с минерализацией от 1 до 3 г/л. Подобный состав особенно характерен для водотоков Уршак-Бельского междуречья.

Рис. 9. Максимальные значения уровня весеннего половодья на р. Урал (Оренбург)

Практически все реки по режиму стока относятся к восточно-европейскому типу, для которого характерны высокое весеннее половодье, низкие летняя и зимняя межени и несколько повышенный осенний сток за счет дождей; значительная доля (50–70%) приходится на питание талыми водами. К югу от широтного участка долины р. Урал реки (Илек и ее притоки) получают питание исключительно снеговое (более 70–80%), отличаются резко выраженной высокой волной весеннего половодья; в остальное время года они крайне маловодны, многие из них пересыхают.

1.2. ОСНОВНЫЕ УСЛОВИЯ И ФАКТОРЫ РАЗВИТИЯ КАРСТА

Карст представляет собой сложный процесс, для развития которого необходимы определенные условия (Соколов, 1962): 1) присутствие водорастворимой горной породы; 2) водопроницаемость пород; 3) наличие движущейся воды; 4) способность воды растворять породы.

Вместе с тем эти условия являются своего рода обобщениями, поэтому в некоторых случаях они не применимы. В частности, это касается проявлений поверхностного карста (карры) и соляного карста, возникающего преимущественно на контакте водоносных нерастворимых и относительно водонепроницаемых залежей каменной соли. В этих случаях трещиноватость пород не является определяющим условием развития карста.

Актуальность изучения карста во многом обусловливается проблемами использования природных ресурсов и освоения территорий. В значительно меньшей степени изучается карст слаборастворимых пород (кластокарст), при котором процесс протекает не активно, без формирования подземных и поверхностных форм рельефа, когда он «скрывается» другими экзогенными процессами.

В нашем случае для Южного Предуралья характерен карст хорошо растворимых пород (гипса и каменной соли), являющийся мощным ландшафтообразующим фактором и формирующим ярко выраженные проявления.

Развитие карста на конкретных территориях обусловливается присутствием и взаимодействием многочисленных факторов, которые определяют структурные и динамические показатели карстовых ландшафтов. «Если условия определяют – быть или не быть карсту…, то факторы определяют, каким ему быть» (Андрейчук, 1991, с. 63).

Факторы карстообразования объединяют в группы: физико-географическая, геологическая, физико-химическая, биологическая, антропогенная, внешней среды, гидродинамическая, гидрохимическая и др. Факторы развития карста соотносятся с основными условиями, обозначенными Д.С. Соколовым (1962):

Условия развития карста	Факторы развития карста	
	А.И. Печеркин, 1986	Г.Н. Дублянская, В.Н. Дублянский, 1998
Наличие растворимых пород	Геологическое строение	Развитие карстующихся пород в плане и в разрезе Литология карстующихся пород и их мощность Тип карста по характеру перекрывающих отложений и мощность последних

Способность пород пропускать воду	Тектоника Трещиноватость Геоморфология	Структурно-тектонические условия Условия залегания пород Тектонические нарушения и трещиноватость Водопроницаемость карстующихся пород Водопроницаемость перекрывающих отложений Неотектонический режим
Наличие движущейся воды	Условия циркуляции различных типов подземных вод	Эффективные осадки Конденсация Поверхностный сток Подземный сток Уклон подземного потока Минерализация и ионный состав воды, pH
Способность воды растворять породы	Минеральный состав растворимых пород Вторичные изменения пород Химизм подземных вод	Температура воды Повышение агрессивности

Среди других благоприятных факторов развития карста следует отметить следующие:

– отсутствие, либо незначительное присутствие в карстующихся породах нерастворимых, либо слаборастворимых соединений, примесей, прослоев;

– достаточная мощность карстующихся пород – условие, определяющее возможность развития подземных полостей (не является необходимым для поверхностного карста);

– мощность зоны аэрации карстового массива, обусловленная превышением массива над дренирующей системой;

– близость эрозионных врезов;

– отсутствие, либо слабое развитие покровных отложений, обеспечивающее питание карстовых массивов;

– изменение гидрогеологических условий – уровня подземных вод, их химического состава и особенностей циркуляции и др., например, при создании искусственных водоемов или разработке месторождений.

Развитие различных видов карстовых форм рельефа, особенности их морфологии, внутрисистемные и межкомпонентные связи – эти и многие другие структурные и функциональные особенности карста зависят от весьма разнообразных условий и факторов, по-разному проявляющихся в различных литологических типах.

На рис. 10 представлены положение карстовых геосистем в ландшафтной сфере и основные условия развития карста.

Различного рода антропогенная деятельность, изменяющая структуру карстовых и прилегающих геосистем, определенным образом влияет на активность карстовой денудации.

Рис. 10. Место карстовых геосистем в ландшафтной сфере

1.2.1. Карстующиеся породы

Карстующиеся породы – понятие собирательное, объединяющее породы различной литологии и химического состава по одному признаку, – способности растворяться в водной среде при определенных условиях.

Внутренние факторы развития карста – это физико-химические свойства пород, условия их залегания (мощность и распространение, угол падения слоев, наличие и состав покровных отложений и др.), присутствие трещин различного генезиса.

Гипс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) и ангидрит ($CaSO_4$) – типичные морские хемогенно-осадочные породы (эвапориты), выпадающие в осадок из морской воды; ангидрит – при температуре выше +42 °С, гипс – при меньших температурах. При значительной концентрации солей (NaCl и особенно $MgCl_2$) ангидрит может отлагаться и при более низких температурах (20–30 °С) (Милановский, 1979). В результате уплотнения и катагенеза происходит дегидратация гипса в полугидрат ($CaSO_4 \cdot 0{,}5H_2O$) и далее в ангидрит ($CaSO_4$).

В качестве микрокомпонентов в гипсах и ангидритах встречаются целестин $SrSO_4$, барит $BaSO_4$, доломит $CaMg(CO_3)_2$, кальцит $CaCO_3$, иногда магнезит $MgCO_3$, флюорит (CaF_2), терригенный материал и углистые включения.

Попадая в зону аэрации, ангидриты подвергаются гидратации. Глубина залегания, на которой возможен переход ангидрита в гипс, с учетом давления вышележащих пород не превышает 100–150 м. При этом гипс приурочен к определенным зонам массива, в которых создаются наиболее благоприятные условия для гидратации, в частности – в зонах повышенной трещиноватости (Печеркин, 1986). По поводу характера протекания процесса гидратации ангидрита, в том числе по вопросу сопутствующих изменений объемов сульфатных пород, существует множество мнений (Гвоздецкий, 1972; Горбунова, 1979а, 1979б; Печеркин, 1986; и др.).

Сульфатные породы в компактной массе практически нерастворимы и карстуются преимущественно в приповерхностной части разреза (Максимович, 1963а; Горбунова, 1979а; и др.). Таким образом, учитывая характер перехода ангидрита посредством гидратации в гипс и приповерхностный характер карстовых процессов в сульфатных толщах можно говорить именно о гипсовом карсте.

Гипсы по генезису подразделяются на условно первичные и эпигенетические. Условно первичные имеют четко выраженную слоистость с тонкими прослоями терригенных глинистых пород. Среди эпигенетических разновидностей выделяются *гипсовый шпат* («марьино стекло»), образующий прослои до 1,2 м, состоящие из крупных кристаллов; *гипсовые бляшки* – скопления кристаллов гипса диаметром 4–6 см, развивающиеся по плоскостям напластования; *гипсовые бомбы* – шарообразные скопления диаметром от 0,05 до 1,5 м; *селенит* – тонковолокнистая разновидность, заполняет межпластовые и секущие трещины. На поверхностях трещин можно наблюдать *кораллиты* – современные гроздьевидные образования, сложенные кальцито-гипсом, напоминающие колонии кораллов и развивающиеся под действием капиллярности (Дублянский, Андрейчук, 1991).

Сведения о разновидностях вторичных гипсов и плойчатости слоев в разрезах Южного Предуралья содержатся в публикациях Е.В. Воиновой и др. (1933); В.В. Романова и др. (1978); В.А. Гаряинова и Ю.И. Аганина (1980).

Литолого-фациальный состав и мощность кунгурских отложений в рассматриваемом регионе весьма непостоянны и сменяются как в широтном, так и в меридиональном направлении. В очерке о кунгурском ярусе, подготовленном В.А. Фроловым к тринадцатому тому «Геологии СССР» (Башкирская АССР и Оренбургская область) (1964), приводятся данные о семи типах разреза кунгура в пределах Башкирского Предуралья: стерлибашевский, покровско-рязановский, аллатуватовский, депрессионный (соленосный), надмассивный, кинзебулатовский и восточный. Южнее, в Актюбинском Предуралье, выделяют александровский и актюбинский типы разреза кунгура (Геология СССР, т. XXI: Западный Казахстан, 1970).

Тип разреза	Состав	Место нахождения
Стерлибашевский	Галогенно-сульфатный с доломитами в нижней части	Примыкает с юго-запада к Предуральскому прогибу
Покровско-рязановский	Сульфатный с прослоями известняков и доломитов в нижней части	Примыкает с северо-запада к Предуральскому прогибу, вклиниваясь на юг до широты г. Мелеуз
Аллатуватовский	Сульфатный, нижняя карбонатная пачка отсутствует, вместо нее – прослои соли	Узкая полоса вдоль западного борта Предуральского прогиба
Депрессионный (соленосный)	Галогенно-сульфатный	Наиболее опущенная зона Предуральского прогиба, расширяясь к югу
Надмассивный	Сульфатный с прослоями солей и известняков в низах; небольшая мощность разреза	Локально над рифовыми массивами вдоль западного борта Предуральского прогиба
Кинзебулатовский	Галогенно-сульфатно-терригенный; небольшая мощность разреза; низы ангидритово-мергельная, средняя часть соленосная, верхи гипсово-ангидритовая	Поднятия кровли артинских отложений
Восточный	Терригенно-сульфатный	Узкая полоса вдоль восточного борта Предуральского прогиба
Александровский	Сульфатно-карбонатно-терригенный состав, местами рифовые известняки; нижняя терригенная, средняя сульфатно-карбонатно-терригенная, верхняя карбонатно-терригенная	Восточная часть Актюбинского Предуралья
Актюбинский	Галогенно-сульфатно-терригенная, линзы калийных солей, прослои известняков; нижняя и верхняя сульфатно-терригенная, средняя – галогенная	Западная часть Актюбинского Предуралья

Севернее, на восточном борту Бельской депрессии кунгурский ярус находится в приповерхностном положении почти непрерывно и представлен сложно сочетающимися сульфатными, терригенными и карбонатными породами общей мощностью 100–700 м. Терригенные породы (песчаники, реже глины и аргиллиты) развиты в нижней и верхней частях яруса, сульфатные (гипсы) в средней его части, а карбонатные – по всему разрезу в виде тонких прослоев или пачек (Геология СССР, т. XIII, 1964; Гидрогеология СССР, т. XV, 1972). В осевой части депрессии кунгурский ярус выходит на поверхность локально в ядрах диапиров, а ближе к западному ее борту – на значительной площади. В основании яруса местами отмечается мергельно-ангидритовая толща (до 120 м). Каменная соль севернее широты г. Мелеуза и к востоку от рифов залегает в виде мощных линз (до 500–700 м), а южнее образует сплошные залежи (до 200–500 м), переходящие на край платформы. Общая мощность яруса составляет 700–2200 м в диапирах и до 55 м в прогибах между ними.

В пределах платформы кунгурский ярус выходит на поверхность в основном вдоль правобережья р. Уфы и представлен карбонатными породами, в филипповской свите преобладают доломиты (85–90 м). На Уфа-Симском и Уршак-Бельском междуречьях в разрезе кунгура преобладают гипсы с редкими прослоями доломитов, мергелей, глин и включениями каменной соли.

Гипсоангидритовые толщи Южного Предуралья отличаются повсеместным распространением и часто находятся в приповерхностном положении, доступном для развития карста (рис. 11 и 12). В южной части Предуральского прогиба (примерно на отрезке г. Актюбинск – г. Красноусольск) гипсоангидриты выходят к поверхности в составе соляных структур и занимают локальные участки, наиболее плотно расположенные в пределах узкой (до 40 км) полосы к западу от передовых складок Урала. Здесь можно выделить две зоны, в которых карст практически не проявлен: на отрезке г. Тюльган – г. Салават и на южной части Урало-Илекского междуречья до г. Актюбинск. Гипсоносные кунгурские отложения здесь преимущественно характеризуются крутым залеганием, что определяет относительно малую площадь и линейный характер распространения карстовых полей.

В северной части прогиба кунгурские гипсы практически повсеместно занимают приповерхностное положение, но на водораздельных пространствах перекрыты толщей уфимских терригенных накоплений (рис. 13 и 14). Закарстованные территории здесь занимают большие площади, а наиболее активно карст проявлен в бортах эрозионных врезов.

В смежной с прогибом внешней зоне складчатости Урала терригенно-сульфатные толщи кунгура выходят к поверхности в составе моноклинальных и синклинальных складок. Карстовые поля имеют преимущественно линейное меридиональное простирание.

В платформенной части Южного Предуралья, соответствующей юго-восточному склону Восточно-Европейской равнины, гипсово-соляной карст проявлен в Салмышской зоне дислокаций, а гипсовый и гипсово-карбонатный – на левобережье р. Белой (юг Камско-Бельской депрессии).

Севернее широты г. Красноусольск до Каратаусской структуры, на право- и левобережье р. Белой, гипсовый карст получает наибольшее территориальное

Индекс		Мощность, м		Характеристика пород
P_2u		900		Аргиллиты красно-коричневые известковистые; песчаники полимиктовые красно-бурые; конгломераты светло-серые; известняки и мергели розовые, иногда белые
P_1k		480–990	46–278	Гипсы и ангидриты белые и серые, тонкозернистые и массивные; известняки желтовато-серые доломитизированные слабо загипсованные; глины песчаники и каменная соль (в центральной и западной частях прогиба)

Бельская впадина – северная часть

P_2t		306–1700		Переслаивание коричневато-бурых аргиллитов, песчаников полимиктовых, разнозернистых гравийных, и конгломератов. Пачки известняков и мергелей
P_2kz		350–800		Буровато-коричневые аргиллиты, алевролиты и буровато-серые полимиктовые разнозернистые песчаники, конгломераты, мергели, известняки и доломиты
P_2u		135–1300		Песчаники коричневато-серые, полимиктовые, чередующиеся с алевролитами, аргиллитами и конгломератами (обычно в виде линз). Прослои мергелей, известняков и доломитов
P_1k		100–2170	115–280	Гипсы, ангидриты, глины загипсованные, песчаники полимиктовые, доломиты, известняки и каменная соль (на западе)

Бельская впадина – южная часть

Рис. 11. Сводные стратиграфические разрезы Бельской впадины (по: Г.С. Сенченко, 1973)

Рис. 12. Распространение кунгурских гипсоносных пород в Южном Предуралье – северная часть, бассейн р. Белой (по: Геологическая карта Урала..., 1979)

Индекс		Мощность, м	Характеристика пород
P_2t_2		200–500	Песчаники полимиктовые, конгломераты и аргиллиты известковистые. Прослои мергелей и известняков
P_2t_1		450–800	Сероцветные и коричневатые аргиллиты, алевролиты, конгломераты, мергели. Прослои известняков
P_2kz_2		400–700	Буровато-коричневые песчаники полимиктовые, разнозернистые, алевролиты, аргиллиты, мергели, глинистые известняки и доломиты. Прослои конгломератов
P_2kz_1		200–500	Чередование красноватых полимиктовых песчаников, алевролитов, глин, мергелей и глинистых известняков. Местами конгломераты
P_2u		60–500	Розоватые разнозернистые песчаники, конгломераты, переслаивающиеся с красно-бурыми глинами, аргиллитами и алевролитами, конгломератами в нижней части. Прослои мергелей и известняков
P_1k		0–2400	На западе – гипсы серые и белые, ангидриты голубовато-серые, каменная соль с прослоями загипсованных глин, мергелей, известняков и доломитов. На востоке – темно-серые глины, алевролиты, полимиктовые песчаники, конгломераты, гипсы и ангидриты

Икско-Сакмарская часть

Рис. 13. Сводные стратиграфические разрезы Икско-Сакмарской части Предуральского прогиба (по: Г.С. Сенченко, 1973)

развитие и становится одним из ведущих факторов формирования современных ландшафтов. Отметим, что на этой части Южного Предуралья происхождение поверхностных карстовых проявлений, особенно на водораздельных местностях, может быть связано с карбонатными породами (известняки, доломиты) и прослоями гипсов шешминской и соликамской свит уфимского яруса. Об этом косвенно свидетельствует мощность перекрывающих кунгурские отложения пород уфимского яруса, составляющая от первых десятков до 500 и более метров.

Рис. 14. Распространение кунгурских гипсоносных пород в Южном Предуралье – южная часть, бассейн р. Урал и ее притоков (по: Геологическая карта Урала ..., 1979)

Каменная соль. Галогенные отложения кунгурского возраста преимущественно относятся к иренскому горизонту. Вследствие широкого развития солянокупольной тектоники этот горизонт в разрезе характеризуется значительными разбросами показателей мощности – от почти полного отсутствия в межкупольных пространствах до 2000 м и более в зонах поднятий.

Проявлениям соляного карста, в том числе Оренбургского Предуралья, посвящены работы А.И. Дзенс-Литовского (1966), Г.В. Короткевича (1970). Особенностям ландшафтно-геоморфологической структуры открытых соляных куполов посвящена статья Г.Д. Мусихина и др. (1997). Некоторые аспекты солянокупольной тектоники, особенности карстовых процессов в галогенных толщах кунгурского возраста рассматриваются в геологических и гидрогеологических отчетах В.А. Гаряинова и др. (1985); В.А. Ефремова и др. (1983); В.В Харина и др. (1972); Н.А. Донецкова и др. (1970); Т.А. Луговой и др. (1975); М.А. Стрелкова (1963).

Современный соляной карст развивается в ядрах протыкания (штоках), осложняющих присводовые части некоторых соляных структур Урало-Илекского междуречья (Илецкая, Мертвосольская, Тузлуккольская) и Салмышского вала. Особенностями ландшафтной структуры соляно-карстовых систем являются высокие значения площадного коэффициента закарстованности, очаговый тип распределения поверхностных форм, коррозионно-просадочный и карстово-суффозионный генезис. Отсутствие в этих формах водопоглощающих каналов, как правило, приводит к образованию озер. Подземные пустоты посредством перемещения в них рыхлых покровных отложений формируют на поверхности преимущественно незначительные по объему отрицательные формы. Исключение – образования, возникающие на поверхности активно растущих соляных штоков (впадина Мертвосольского штока).

Каменные соли обнажены на поверхности лишь в пределах Илецкого штока, в других местах соляные поднятия перекрыты толщами рыхлых отложений мульд оседания.

В результате выходов или близкого к поверхности залегания сильноминерализованных хлоридно-натриевых вод, на этих участках наблюдается засоленность литогенно-почвенного профиля в поймах постоянных и временных водотоков. При этом в ландшафте образуются шлейфы засоления, проявляющиеся в ландшафте присутствием солонцов и солончаков. Подобные явления можно наблюдать на ручье Тузлукколь (Тузлуккольский шток), в овраге Каменном, на реке Елшанка (Мертвосольский шток); реках Песчанка, Елшанка и Илек (Илецкий шток).

В составе отложений мульд оседания в Южном Предуралье сохранились породы карбонатного класса – писчий мел и известняки. Меловому карсту южной части исследуемой территории посвящена статья Г.В. Поспеловой (1968), в которой характеризуются литологические особенности меловых отложений, перечислены встречающиеся карстовые формы. В.Б. Михно (1990) среди региональных карстово-меловых структур Русской равнины выделяет и характеризует Старобелогорский, Илекский и Утвинский районы, расположенные в пределах Оренбургского и Актюбинского Предуралья; приводит характеристику основных морфогенетических типов карстовых форм. Некоторые ландшафтно-географические особенности меловых отложений рассмотрены в

работах А.А. Чибилёва (1987, 1996); в частности, вопросы формирования трещинно-полигональных структур на поверхности пород.

Литологические особенности мело-мергельных отложений (слабая цементация, способность переходить в дисперсное состояние при контакте с водой) определяют, как правило, преобладание механического разрушения над растворением. Меловой карст проявляется в комплексе с суффозионными, оползневыми и мерзлотными процессами (Зубащенко, 1962). Из морфолого-генетических типов воронок наиболее полно представлены суффозионно-карстовые блюдцеобразные западины, а также полигенетические формы.

Водораздельные пространства, сложенные с поверхности мело-мергельными отложениями, слабо закарстованы в связи с их крайне слабой обводненностью. Большинство карстовых форм отмечается на склонах и днищах балок – в зонах разгрузки подземных вод и повышенной трещиноватости пород. В целом рельефообразующая роль мелового карста невелика, ввиду слабой активности процессов и незначительности морфометрических показателей поверхностных форм.

Известняки в пределах рассматриваемого региона разнообразны по возрасту, составу и условиям залегания, но нигде не представлены мощными толщами. Прослои известняков в составе казанских отложений образуют в рельефе куэстообразные холмы в бортах долины рек Салмыш и Сакмара. Проявления известнякового карста в виде расширенных трещин и каверн имеют локальное распространение и развиты в местах обнажения пород на крутых склонах речных долин. В зоне передовых складок Урала в известняках сакмарского возраста перми обнаружены единичные горизонтальные пещеры и гроты (горы Альянкина, Нос и др.).

1.2.2. Водопроницаемость карстующихся пород

Проницаемость горных пород для воды обусловлена их свойствами: трещиноватостью, кавернозностью и пористостью. Водонепроницаемые растворимые породы подвергаются действию вод с образованием карров и других форм поверхностного и подземного выщелачивания. Однако большая часть горных пород, находясь в зоне аэрации, становятся трещиноватыми.

Происхождение трещин может быть разнообразным – межслоевые трещины осадочных пород, нарушения залегания пород, возникающие при тектонических движениях, многочисленные геодинамические процессы в зоне выветривания и др. Основные типы трещин распределяются следующим образом (Соколов, 1962; Чарушин, 1963; Максимович, 1963а).

Литогенетические трещины	Напластования Внутрислойные
Тектонические трещины	Разрывные нарушения Трещины кливажа

Трещины зоны выветривания	Расширенные выветриванием трещины различных групп Собственно трещины выветривания Трещины отслаивания Трещины карстовых провалов Трещины, возникшие в результате гидратации ангидрита Антропогенные трещины
Трещины разгрузки	Бортового отпора Донного отпора

Первичные трещины закладываются на стадии диагенеза, при превращении осадка в горную породу. Отложения гипсов при терригенно-сульфатном типе разреза обладают тонкослоистой структурой ленточного типа с различными новообразованиями гипса (Романов и др., 1978), в связи с чем трещины являются одними из первых проводников атмосферных вод в глубь массива. При дальнейшем их расширении в процессе выветривания в условиях крутого падения слоев они становятся одним из факторов развития подземных полостей. В массивных разновидностях гипса роль трещин этого типа в развитии карста невелика.

Тектонические трещины закладываются в горных породах под влиянием различного рода деформаций, возникающих при тектонических движениях. Такого рода трещины разделяются на разрывные и кливаж, а по протяженности – на региональные и местные. Характер направлений тектонических трещин может быть разнообразным. Например, для сводов куполов, особенно с соляными штоками, распространение трещин носит радиально-концентрический характер (рис. 15).

Тектонические трещины влияют на ход карста также и опосредованно, так как во многом обусловливают направления и глубину заложения эрозионно-

Рис. 15. Радиальный характер разрывных нарушений Мертвосольского соляного штока (урочище Боевая Гора) (из: Геологические памятники..., 2000):
1 – разрывные нарушения; *2* – гипсы и каменные соли штока

Рис. 16. Тектонические нарушения на Кзыладырском карстовом поле во внешней зоне складчатости (по: В.А. Гаряинов, 1985)

речной сети, которые в свою очередь формируют уровни базисов карстообразования.

Трещины этого типа часто служат основными магистральными путями движения трещинно-карстовых вод, по ним формируются наиболее крупные полости и поверхностные карстовые формы (Соколов, 1962; Максимович, 1963а, б; Родионов, 1963; Печеркин, 1986), что указывает на индикационную роль карста при изучении условий залегания воднорастворимых пород. Вместе с тем наличие тектонических трещин не всегда определяет характер и активность карстовых процессов. Примером могут послужить карстовые участки во внешней зоне складчатости, в которых основные направления подземных полостей заложены по трещинам зоны выветривания сульфатных пачек (рис. 16).

Трещины зоны выветривания. Геодинамические процессы, происходящие в зоне выветривания, формируют в гипсоангидритовой толще сложную систему разнообразных водоотводящих каналов, а уже имеющиеся первичные и тектонические трещины расширяются под действием экзогенных процессов. Выветривание оказывает значительное влияние на раскрытие и расширение различного рода трещин, что является благоприятным фактором для инфильтрации метеорных вод в карстовый массив.

Среди трещин выветривания выделяют следующие: 1) расширенные выветриванием трещины различных групп; 2) собственно трещины выветривания; трещины отслаивания; 3) трещины карстовых провалов; 4) трещины, возникшие в результате гидратации ангидрита; 5) антропогенные трещины.

Отличительными признаками трещин выветривания являются относительная изменчивость ориентировки, ветвление и извилистость. Трещины этого типа обычно прослеживаются на незначительную глубину – от 2 до 10–15 м. Развитие трещин выветривания зависит от многочисленных условий: степени обнаженности пород, положения в рельефе, экспозиции, продолжительности действия выветривания и др.

Карстовые массивы Южного Предуралья испытывали неоднократные интенсивные деформации как тектонического плана, так и ввиду их нахождения

в зоне выветривания, поэтому определение генезиса трещин, как правило, затруднительно.

К трещинам разгрузки относятся трещины бортового и донного отпора; их образование связано с разуплотнением пород, вызванным снятием геостатического давления под воздействием эрозии. Трещины бортового отпора образуются в результате отседания блоков от основного массива и возникновения напряженности в породах, слагающих крутые приречные склоны. Эти трещины обычно открыты и криволинейны. С трещинами бортового отпора часто связано увеличение плотности карстовых форм в прибортовой части долин крупных магистральных водотоков в виде провальных воронок, рвов, останцов и др.

Гипсовые толщи в бортах крупных эрозионно-речных врезов обнажены на немногих участках Южного Предуралья. Наибольшее превышение (до 90–100 м) над базисом карстообразования имеют гипсовые приречные обрывы на правобережье р. Белой у с. Охлебинино. Менее явно трещины бортового отпора проявлены на Ишеевском участке (р. Селеук), Аургазинском участке (р. Аургаза), на г. Алебастровой (руч. Купля) и в ряде других мест. На поверхности верхней бровки обрывов наблюдается раскрытые трещины в сочетании с глубокими и средними котлообразными воронками.

Генетически сходны с описанными выше трещины, наблюдаемые вблизи отвесных бортов крупных провальных воронок; конфигурация такого рода трещин полигональная. Раскрытие трещин постепенно увеличивается до момента отседания блоков пород и по мере выполаживания склонов воронок.

Из других типов отметим трещины, возникающие в результате гидратации ангидрита, происходящей с увеличением объема, и трещины антропогенного происхождения, возникающие при проведении взрывных работ, над горными выработками и искусственными полостями и др.

Наличие тектонических трещин в породах и напластования во многом определяют интенсивность карста – по ним закладываются основные ходы подземных полостей. Значительно меньшую протяженность имеют ходы, заложенные по трещинам вкрест простирания пород.

На Кзыладырском участке часть геологического разреза кунгура представлена чередованием тонких прослоев мелкокристаллического гипса, селенита, глин, реже песчаников и даже мелкогалечных конгломератов мощностью от нескольких миллиметров до 1–2 см часто с различного рода гипсовыми стяжениями (Воинова и др., 1933). Терригенно-сульфатные пачки пород имеют простирание 300–320°.

По диаграмме, построенной по суммарным данным длин и направлений ходов пещер Кзыладырского карстового поля (рис. 17), отчетливо заметна степень влияния трещин, направленных согласно простиранию пород, на формирование трещинно-карстовых вод и проявление процессов карстообразования.

Некоторые исследователи (Лобанов и др., 1979) отмечают, что зарождение карстовых полостей происходит, главным образом, не путем расширения самих трещин, а каналов, образованных их пересечением.

Трещиноватость сульфатных отложений проявляется лишь в приповерхностной части карстующегося массива и оценивается первыми десятками метров (Максимович, 1963б; Горбунова, 1979а,б; и др.). С глубиной, как правило, их трещиноватость быстро уменьшается, гипсы становятся надежным водоупо-

Рис. 17. Диаграмма суммарной протяженности ходов пещер Кзыладырского карстового поля по основным направлениям

ром. Приповерхностный характер закарстованности подтверждается незначительной амплитудой подземных полостей Южного Предуралья – в большинстве до 15–25 м (в редких случаях – 50–65 м) в условиях преобладания одноярусного расположения ходов (Гаряинов, Аганин, 1980; Катков, Щерба, 1992; Кудряшов И.К. и Кудряшов А.И., 1988; Карст Башкортостана, 2002; Мартин, Смирнов, Соколов, 1993; и др.). Для Кзыладырского карстового поля максимальные значения амплитуды достигают 14–15 м при средней величине 6,5 м (Гаряинов, Аганин, 1980; Павлейчик, Самсонов, 1997), независимо от геоморфологического уровня и гипсометрической высоты расположения пещер.

Л.В. Сельский в гидрогеологическом отчете по Дубенскому месторождению (1937) указывает на значительную закарстованность кунгурских гипсов до глубины 30–50 м. К низу трещиноватость и кавернозность резко затухают, в отдельных случаях переходя в волосные трещины, прослеживающиеся до глубины 90 м от поверхности. Зеркало подземных вод при этом находится на глубинах от 8 до 20 м. С.П. Ткалич (из отчета В.И. Мартина и др., 1962) по результатам бурения в пределах Уфа-Бельского водораздела выделяет три зоны трещиноватости в гипсах: 1) верхняя, наиболее закарстованная мощностью 5–25 м, с открытыми и заполненными трещинами; 2) средняя, мощностью 20–40 м с преимущественно заполненными трещинами; 3) зона с затухающей трещиноватостью – практически является водоупором, отмечаются волосные трещины.

На всем протяжении разреза гипсы рассеянно загрязнены глинистым материалом. Разнообразные каверны и проточные каналы обычно до 5 см в диаметре местами заполнены суглинистым, а ниже по профилю – глинистым материалом. Таким образом, помимо формирования полостей различной размерности в зоне выветривания идет противоположный процесс – заполнение (кольматация) их нерастворимыми частицами и солями из насыщенных водных растворов. При этом происходит своеобразное «залечивание» трещин, которые теряют способность пропускать воду в карстовый массив.

К.А. Горбунова (1979а) и другие авторы указывают на дренирующее влияние палеодолины р. Белой на закарстованность и увеличение мощности зоны трещинно-карстовых вод в гипсах под уфимскими отложениями ниже современного базиса карстования до глубины в 180 м. Активность водообмена фиксируется на участках палеодолин р. Белой и ее притоков в гипсах под глинами кинельской свиты плиоцена, где на глубине до 240 м вскрыты напорные воды с дебитом до 33 л/с.

Значительная роль в питании карстовых массивов поверхностными водами принадлежит порам и кавернам в горных породах. Относительно медленно движущаяся по порам вода быстро насыщается солями и имеет большое значение в процессе разрушения и геохимического преобразования горных пород.

Под кавернозностью понимают наличие в горной породе небольших подземных полостей сечением от 0,1–0,2 см до 30–50 см, т. е. крупнее пор, но мельче пещеры. Собственно каверны – одни из основных путей движения подземных вод в карстовых массивах.

1.2.3. Особенности физико-химических процессов в карстующихся породах

Динамика трещинно-карстовых вод. Одно из обязательных условий развития карстовых процессов – наличие воды, движущейся внутри карстовых массивов либо на его поверхности. Скорость водообмена в карстовых массивах зависит от характера залегания и водопроницаемости пород, погодно-климатических и геолого-геоморфологических условий питания и дренажа, структуры почвенно-растительного покрова и многих других факторов.

Питание трещинно-карстовых вод. Интенсивность карста напрямую зависит от количества и состава воды, поступающей в карстовый массив, т.е. – от природно-зональных и региональных погодных условий.

При отсутствии покрова нерастворимых отложений поглощение вод происходит практически по всей поверхности пород посредством инфильтрации и через различного рода водопоглощающие каналы – поры, трещины, поноры (рис. 18). Такие условия складываются преимущественно на склонах речных долин; в этой же зоне на некоторых участках Башкирского Предуралья отмечается переток воды из вышележащих горизонтов уфимского возраста.

Наличие покровных отложений определяет преимущественное питание через поноры карстовых воронок и посредством инфильтрационных вод. На зрелых стадиях развития карста формируются системы локальных водосборов, приуроченных к отдельным воронкам и их скоплениям, охватывающих значительную часть массива и прилегающие территории. Активно поглощающие воронки способны перевести в подземный сток весь объем воды, поступающей с локального водосбора.

Особенно существенна роль инфильтрационных вод в водном балансе участков, располагающихся на междуречных поверхностях выравнивания. Проницаемость покровных отложений для поверхностных вод зависит от мощности, гранулометрического и химического состава, плотности упаковки частиц, текстурных особенностей пород, размеров и формы пор и трещин, температуры и вязкости воды. Характеристики фильтрационных свойств некарстующихся пород представлены в табл. 1.

В условиях выдержанного водоупора карстовый массив может пополняться из водоносных горизонтов примыкающих терригенных или карбонатных пород. Таким образом, не исключены локальные варианты бокового, вертикального восходящего и нисходящего подпитывания карстовых массивов слабоминерализованными водами.

В зонах повышенной трещиноватости на днищах долин транзитных водотоков (как временных, так и постоянных) в период снеготаяния и половодья происходит питание карстовых массивов путем инфлюации, сопровождающееся сезонным повышением зеркала трещинно-карстовых вод.

Рис. 18. Условия питания и разгрузки при обнаженном карсте (долина р. Аурагаза):
1 – коррозионные воронки с водопоглощающими каналами; *2* – провальные воронки (с понорами и без); *3* – родники; *4* – участки развития обнаженного карста; *5* – граница между коррозионно-карстовыми бедлендами (зоны активного поглощения) и приречными гипсовыми склонами

Источником питания карстовых массивов являются также конденсационные воды, образующиеся в подземных полостях, имеющих свободный приток воздуха. В трещинно-каверновых коллекторах открытого карста объем конденсационных вод определяют по формуле В.Н. Оболенского (1940):

$$Q = V \cdot K_t \cdot T \cdot J(e_{поверхн} - e_{подземн}),$$

где V – объем массива, м^3; K_t – коэффициент трещинно-каверновой пустотности, доли единицы; T – продолжительность конденсации, сут; J – интенсивность воздухообмена, сут$^{-1}$; ($e_{поверхн}$-$e_{подземн}$) – влагосодержание воздуха, г/м^3.

Влага поступает из теплого поверхностного воздуха и конденсируется на стенках подземных полостей. Конденсационные воды, формируясь в летний период, несколько выравнивают амплитуду объемов питания карстовых массивов в течение года. Доля конденсационных вод в балансе трещинно-карстовых вод невелика и обычно не превышает 1–2%. Ввиду слабого раскрытия подземных полостей в пределах большинства гипсово-карстовых участков общий объем конденсационных пещерных вод несопоставим с другими источниками питания.

Таблица 1

Характеристики фильтрационных свойств некоторых пород
(по: Ford, Williams, 1989; значения водоотдачи по: Рудаков, 1987, из: Дублянская, Дублянский, 1998)

Порода	Проницаемость, см^2	Коэффициент фильтрации, м/сут	Коэффициент гравитационной водоотдачи
Глины	10^{-16}–10^{-12}	10^{-8}–10^{-4}	0,001–0,01
Суглинки лессовидные	10^{-12}–10^{-8}	10^{-4}–10^{-1}	0,02–0,07
Пески	10^{-11}–10^{-5}	10^{-1}–10^{-2}	0,10–0,30
Гравий, галечник	10^{-6}–10^{-3}	10^{1}–10^{5}	0,30–0,35
Песчаники	10^{-13}–10^{-9}	10^{-5}–10^{-2}	0,001–0,02

Гидродинамические зоны. В условиях, когда карст развивается в долинах крупных магистральных водотоков и при наличии мощных толщ карстующихся пород, выделяются гидродинамические зоны (Максимович, 1956, 1963а; Гвоздецкий, 1954, 1972; Горбунова, 1979а; и др.) с определенным направлением движения и режимом подземных вод.

1. *Зона поверхностной циркуляции.* Основной объем атмосферной воды, пополняющей трещинно-карстовые воды, поступает в карстовые массивы главным образом весной в период снеготаяния. Вода стекает по поверхности карстового массива, образуя различные формы рельефа – карры, воронки поверхностного выщелачивания, эрозионно-карстовые лога и др. По мере продвижения вода насыщается солями растворяемых пород.

2. *Зона вертикальной нисходящей циркуляции.* Посредством инфильтрации и через различного рода поглощающие каналы поверхностные воды переводятся в подземный сток. В верхней части гидродинамического разреза происходит периодическое (после выпадения дождей) и сезонное (при таянии снега) движение воды вниз.

Мощность этой зоны зависит от литологии и величины разреза карстующихся пород, их гипсометрического положения относительно дренирующих систем и от других факторов.

3. *Зона периодического колебания уровня карстовых вод.* Эта зона выделяется в пределах колебания зеркала трещинно-карстовых вод, которое наблюдается в течение сезонов года и при котором меняется характер циркуляции водных потоков. Весной, при подъеме уровня вод в этой зоне, наблюдается активное горизонтальное движение вод, в остальные сезоны преобладает вертикальная циркуляция. Близость крупных магистральных водотоков приводит к повышению уровня трещинно-карстовых вод весной ввиду общего подъема уровня подземных вод на участках побережья, примыкающих к пойме водотоков. Амплитуда колебаний зеркала трещинно-карстовых вод на водоразделах Южного Предуралья (по сведениям из отчетов В.И. Мартина (1992)) за счет атмосферных вод составляет в среднем 1–2 м, а на прибрежных участках в зонах подпора аллювиальными водами достигает от 4 до 9 м.

4. *Зона горизонтальной циркуляции* (зона полного насыщения). В этой зоне, как и в ниже расположенных, наблюдается полное насыщение пустот карстовыми водами. Отличается свободным стоком безнапорных вод в направлении к дренирующим системам.

5. *Зона сифонной циркуляции.* Опускаясь ниже базиса эрозии, карстовые воды приобретают напорный характер циркуляции; они могут разгружаться в виде восходящих источников, а также направляться в подрусловые пустоты магистральных рек. Характерные для этой зоны каналы – сифоны – фрагментарно сохраняются в современных пещерах.

6. *Зона подрусловой циркуляции.* В случае, когда карстовый массив сечет магистральные реки, складываются условия для развития карста ниже базиса эрозии, что подтверждается наличием карстовых воронок в поймах и на террасах рек. Растворение может происходить как по поверхности карстового массива, на границе с водоносными горизонтами аллювия, так и внутри массива.

7. *Зона глубинной циркуляции.* Находится ниже перечисленных гидродинамических зон и характеризуется чрезвычайно медленным движением вод в направлении мега-базисов – морей, океанов. Активность карстообразования в этой зоне зависит главным образом от разницы высот области питания и разгрузки.

В зарубежной литературе распространены термины, обозначающие более укрупненное деление карстовых массивов по гидродинамическому признаку – над постоянным уровнем карстовых вод располагается вадозная зона со свободной циркуляцией, под этим уровнем находится фреатическая зона с напорной циркуляцией.

Это «идеальная» полнопрофильная гидрогеологическая схема водообмена в карстовом массиве. В зависимости от множества факторов, в том числе мощности карстующихся пород, особенностей их залегания, расчлененности массива магистральными реками и др., наблюдаются различия в составе и мощности гидродинамических зон карстовых массивов.

В карстовых массивах, полностью находящихся в зоне аэрации и подстилаемых водопроницаемыми некарстующимися породами, отмечаются лишь зоны поверхностной и вертикальной нисходящей циркуляции вод. Для рассматриваемой территории таким гидродинамическим профилем обычно отличаются мело-мергельные толщи, для которых характерно отсутствие выдержанного водоупора на многих участках развития.

В условиях, когда карстующиеся породы подстилаются водонепроницаемыми породами, в них отмечаются зоны поверхностной, нисходящей и горизонтальной циркуляции. В этом случае весь объем воды, циркулирующей в карстовом массиве, разгружается в виде мощных высокодебитных родников. Подобные условия нехарактерны для рассматриваемой территории.

Развитие локальных очагов соляно-гипсового карста прорванных куполов, характерных для долин некоторых рек Южного Предуралья, наблюдается в условиях единственной гидродинамической зоны подрусловой циркуляции (карстовые поля в долине р. Салмыш).

Строение гидродинамического профиля слабо соответствует участкам развития соляного карста, отличительной чертой которого является выщелачивание соляных штоков по их поверхности при практически полном отсутствии водопроводящих каналов в толще. В значительной степени проблематично выделение гидродинамических зон и в сульфатных отложениях, для которых характерно непостоянство зеркала трещинно-карстовых вод в пределах карстовых массивов в условиях относительно малой мощности зоны аэрации. Вполне обычен вариант питания карстовых массивов водоносными горизонта-

ми некарстующихся отложений, при этом верхние гидродинамические зоны могут практически отсутствовать. Таким образом, рассмотренная схема гидродинамического разреза карстовых массивов отражает наиболее общие черты циркуляции трещинно-карстовых вод.

Особенности стока трещинно-карстовых вод. Общие черты динамики трещинно-карстовых вод, такие как наличие гидродинамических зон, степень и характер напорности, направление движения, амплитуда колебания зеркала и многие другие показатели, отличаются в различных литологических типах карста, внутри одного литологического типа при различных условиях залегания пород и даже в пределах одного карстового массива (Максимович, 1963 б; Родионов, 1960; Балков, Мартин, Епифанов, 1971; Лушников, 1978; Горбунова, 1979б; Печеркин, 1986; Карст Башкортостана, 2002; Абдрахманов, 2005; и др.)

По характеру направленности выделяют основные типы подземного стока – односторонний, двухсторонний и центробежный. Сложность системы подземных потоков определяется главным образом степенью расчлененности карстовых массивов долинами магистральных рек и других эрозионных врезов. Большинство локальных участков гипсового и соляного карста ввиду довольно ограниченного в пространстве развития этих пород имеют односторонний сток.

Для протяженных в пространстве карстовых массивов (часто это протяженные поля внешней западной зоны складчатости Урала) отмечается двунаправленный характер подземного стока. Примером может служить Бурлинская моноклиналь, пересеченная долиной р. Бурля и занимающая водораздельные пространства между реками Урал и Кураша. Таким образом, единый массив по условиям подземного стока делится на четыре разнонаправленных участка, имеющих сток к р. Урал, с двух сторон – к р. Бурля и к р. Кураша. Направленность стока фиксируется гипсометрически, а также морфологией подземных полостей и наличием самостоятельных зон разгрузки.

Таким образом, эрозионные процессы опосредованно влияют на характер питания карстовых массивов, направленность подземных потоков и степень обводненности отдельных участков.

Карстовые массивы, занимающие большие площади либо имеющие значительную протяженность, как правило, дренируются сложной эрозионной системой. В связи с этим подземные потоки имеют доминирующий однонаправленный сток к основной дрене с радиально-расходящимися (меньшими по объему) потоками к дренам низших порядков.

В качестве дренирующих систем могут выступать не только современные, но и древние эрозионные врезы (Абдрахманов, Мартин, 2005; и др.) и тектонические разломы (Гвоздецкий, 1972).

Особенности питания, транзита и разгрузки водных потоков в карстовых массивах и представлены на рис. 19.

Обрушения кровли подземных полостей периодически приводят к перестройке системы циркуляции трещинно-карстовых вод, что оказывает существенное влияние на гидрогеологические условия отдельных участков, возникновению новых мест разгрузки подземных вод. Относительное непостоянство гидрогеологического режима подтверждается наличием разработанных и протяженных русел бывших ручьев, питавшихся выходами трещинно-карстовых вод (Кзыладырское поле, урочище Асикай и др.).

Рис. 19. Модель циркуляции воды в карстовых массивах

Характерную для сульфатных отложений водообильность обеспечивают ряд факторов: а) хорошая трещиноватость пород в зоне аэрации в сочетании с практически полной их непроницаемостью ниже по разрезу; б) сульфатные толщи часто контактируют с водонепроницаемыми отложениями, что локализует в пространстве потоки трещинно-карстовых вод; в) максимально возможный перевод поверхностного стока в подземный посредством системы водопоглощающих каналов.

В массе сульфатные отложения в верхней части разреза являются сильно разрушенными породами со всевозможными кавернами, проточными каналами и трещинами, частично заполненными суглинистым и глинистым материалом. Система этих водопроводящих путей дренируется более крупными магистральными полостями.

Интересен факт дренирующего влияния полостей под карстовыми воронками, отмеченный Л.В. Сельским в 1937 г. в гидрогеологическом отчете по Дубенскому месторождению. По результатам проведенных наблюдений карстовые воронки предопределяют направления подземных потоков, которые радиально сходятся к скоплениям карстовых форм. По-видимому, большой объем воды, поступающий сезонно в поноры воронок, формирует относительно крупные углубленные полости и каналы, по которым осуществляется основной сток трещинно-карстовых вод. Например, в 1937 г. одна из карстовых воронок на Дубенском месторождении гипса поглощала в период активного снеготаяния 2,7 м^3/с воды, текущей по логу. Значительная скорость движения воды обеспечивает достаточный промывной режим, освобождающий подземные каналы от механических осадков.

Разгрузка трещинно-карстовых вод осуществляется в придолинных частях карстовых массивов преимущественно в виде восходящих родников, реже – в рыхлые отложения с образованием гидроморфных урочищ (рис. 20). Частично грунтовые воды карстовых массивов разгружаются в аллювиальные отложения дренирующих систем.

Сезонный характер питания и высокая степень дренированности пород карстовыми полостями определенным образом сказывается на расходе родниковых выходов – дебит крупных родников в позднелетнее время сокращается в 1,5–2,0 раза, многочисленные весной малодебитные источники типа верховодки обычно пересыхают.

При довольно непостоянном уровне зеркала трещинно-карстовых вод гипсовых массивов на его отдельных участках (помимо зоны сифонной циркуляции) локально отмечается напорный характер потоков, выходящих на поверхность в виде восходящих источников.

Дебит большинства родников Южного Предуралья, дренирующих трещинно-карстовые воды гипсовых массивов, не превышает 3–5 л/с. Исключение составляют высокодебитные родники, приуроченные к зоне фациального замещения карбонатных вод сульфатными и местам сочленения водоносных неоген-четвертичных отложений с породами кунгурского яруса в долинах рек (Гидрогеология СССР, 1972, т. XV).

Большинство родниковых выходов образуют углубления в рыхлых породах, возникающие при механическом выносе вещества пород восходящими потоками. Но собственно карстовый характер образования прослеживается в немногочисленных случаях, когда образуются относительно редкие формы карстового рельефа – воронки выноса восходящими источниками (Голубой источник в долине р. Узень у с. Ново-Мусино, родники Изумрудный и Ащибляк на придолинном склоне р. Бурля у с. Луговской и др.)

Голубой источник представляет собой один из наиболее высокодебитных карстовых родников Южного Предуралья; он дренирует красноцветные отложения основания уфимского яруса и карбонатно-сульфатные породы верхов кунгурского яруса (Гареев, 2004; Реестр…, 2006). Родник находится у подошвы склона, сложенного гипсами, в непосредственной близости от русла р. Узень. На поверхности отмечается несколько выходов, образующих воронки выноса глубиной до 3–5 м, находящиеся под водой родникового озера вытянутой формы диаметром 20–30 м.

Два восходящих источника находятся на Кзыладырском поле – родники Изумрудный и Ащибляк. Урочище родника Изумрудного состоит из двух выходов. Основной выход представляет собой поверхностно-сточное озеро диаметром 5–7 м, чашей которого служат 3 воронки. Наиболее крупная из воронок – конусообразной формы, сужающаяся книзу до глубины до 3 м и диаметром 2,0–2,5 м; в нижней части находится вертикальный трубообразный сифон, по которому осуществляется приток воды. Второй выход расположен в 5 м от озерца и представляет собой вертикальную колодцеобразную полость диаметром 0,5 м, заложенную в коренных гипсах. Расход этих источников в среднем составляет 1,5 и 0,5 л/с соответственно, минерализация обоих – 2,61 г/л, а температура – 11,0 °С (в прибрежной части озерца) и 8,1 °С (непосредственно у выхода). Южнее, в нижней части полузамкнутой воронки, находится родник Провальный с минерализацией 2,41 г/л и температурой воды 6,9 °С.

Рис. 20. Рассеянно-гидроморфный характер разгрузки трещинно-карстовых вод (Надеждинское поле):

1 – карстовые воронки; *2* – границы распространения кунгурских гипсоносных отложений (выявленная и предполагаемая); *3* – граница зон разгрузки трещинно-карстовых вод; *4* – залесенные гипсовые коры выветривания; *5* – эрозионно-речная сеть

Родник Ащибляк сформировал в рыхлых отложениях гипсовой коры выветривания воронку диаметром 10–12 м, глубиной 2,5–3,0 м, заполненную растительным опадом. Дебит источника колеблется по сезонам года от 2,5 до 3,5 л/с, минерализация на выходе – 2,53 г/л в летний период.

Своеобразный выход трещинно-карстовых вод отмечен на Кзыладырском поле; он представляет собой малодебитный источник, выходящий в подошве небольшого гипсового увала. Малая мощность гипсовой пачки и невыдержанность в пространстве определяют ее незначительную водонасыщенность. В месте родникового выхода гипсы представлены мукой (гажей), в связи с чем источник имеет характер грязевого вулканчика, который с определенной периодичностью выбивает жидкую гипсовую муку на поверхность.

Образование источников сероводородных вод обусловлено наличием исходных веществ – сульфатов и органического вещества. Классификация месторождений сероводородных вод была разработана Л.А. Яроцким (1960); применительно к условиям Южного Предуралья можно выделить два типа месторождений, образующихся в результате: 1) контакта трещинно-карстовых вод кунгура, насыщенных сульфатами с битуминозными карбонатными отложениями артинского возраста (Активное поднятие – урочище Асикай, Вонючий родник и др.); 2) поступления сульфатных вод в торфяники и участки, насыщенные органическим веществом (Новоматвеевский участок и др.).

В урочище Вонючий родник вода характеризуется содержанием H_2S 7,2 и 12,8 мг/л при минерализации 2,7 г/л; химический состав выражается формулой (О.М. Севастьянов, из отчета С.К. Севастьянова, 1969):

$$M2{,}7\frac{SO_4 87\ HCO_3 12}{Ca77\ Mg18};M2{,}3\frac{SO_4 88\ HCO_3 11}{Ca83\ Mg14}.$$

Среди сероводородных источников отметим высокоминерализованные воды Байгузинского источника общей жесткостью 52,6 мг/экв, карбонатной 5,0 мг/экв с сильным запахом сероводорода характеризуются формулой (Верзаков и др., 1964):

$$M7{,}4\frac{Cl62\ SO_4 34\ HCO_3 4}{Na56Ca35Mg11}.$$

Высокое содержание сероводорода (16 мг/л) отмечается в воде известного Талалаевского минерального источника. Наибольшие концентрации H_2S (до 1,0 г/дм^3) связаны с карбонатными ассельско-артинскими породами при экранировании их галогенной толщей (Носарева, 2007).

Карстовые источники могут располагаться на довольно высоких гидродинамических уровнях. К примеру, на крутом склоне долины руч. Кзыладырсай, в 250 м от его русла и с превышением над ним в 33 м, находится родник Луговской, дренирующий гипсовую линзу уфимского возраста с минерализацией 2,66 г/л и температурой 7,7 °С (август 2007 г.).

Солевые компоненты трещинно-карстовых вод, помимо разгрузки в дренирующие системы, могут периодически (в летний сезон) накапливаться в аккумулятивных частях гипсово-карстовых полей – непоглощающих воду западинах, придолинных участках и вымываться из них весной и осенью. Длительность и интенсивность геохимических преобразований коренных пород приводят к образованию гипсово-кальцитовой муки и различных почвенных новообразований, на этой литогенной основе формируются солончаки с преобладанием сульфатного и хлоридно-сульфатного типов засоления.

Условия формирования поверхностного и подземного стока при терригенно-сульфатном типе разреза кунгура. Особенности динамики поверхностных и подземных вод Кзыладырского карстового поля представлены на рис. 21 (Павлейчик, 2004).

Разрез кунгурских отложений здесь представлен терригенно-сульфатным типом, когда пачки гипса разделены терригенными накоплениями – глинами, аргиллитами, песчаниками, алевролитами. Всего в пределах поля насчитывается три выдержанных в пространстве пачки гипса и еще две-три меньших по мощности. По ним осуществляется основной подземный сток в сторону основной дренирующей системы – к р. Бурле.

Поверхностный сток в пределах карстового поля, имея также общую направленность к р. Бурля, относится также к нескольким частным водосборам ручьев-притоков Бурли – Кзыладырсай, Курашасай, Ащибляк.

Гипсы на большей части территории не перекрыты покровными делювиальными суглинками. Таким образом, значительная доля в питании трещинно-карстовых вод принадлежит инфильтрационным водам. Преобладание водо-

Рис. 21. Условия формирования поверхностного и подземного стока на Кзыладырском карстовом поле:
1 – сульфатные пачки; *2* – границы локальных водосборов скоплений водопоглощающих воронок; *3* – карстовые источники; *4* – направления плоскостного стока; *5* – эрозионная сеть постоянных и временных водотоков

поглощающих воронок и значительная площадь их локальных водосборов способствует быстрому переводу поверхностных вод в подземный сток. Широкое развитие пещерных полостей обусловливает присутствие в балансе подземных вод конденсационных вод.

В юго-восточной части гипсы погребены под мощным слоем четвертичных накоплений водораздельного дренированного типа местности. Этот участок поля характеризуют наименьшие показатели водонасыщенности, он в большей степени испытывает влияние эрозионно-денудационных процессов. В этой наиболее возвышенной части поля воронки расположены в условиях сильно расчлененного рельефа, поэтому локальные водосборы вокруг них минимальны по площади. Вместе с тем хорошая обнаженность гипсовых толщ является благоприятным фактором для инфильтрации атмосферных вод. Также здесь развита эрозионно-овражная сеть, в кратковременные периоды наполняемая водой, в результате чего путем инфлюации происходит частичное питание карстового массива.

Система воронок у оз. Огаревое состоит как из поглощающих, так и непоглощающих воду форм и отличается сезонной связью с эрозионной сетью верховьев руч. Курашасай, посредством которой в пик снеготаяния происходит переток части воды озера. Вблизи озера отмечен малодебитный родник, в котором разгружается часть трещинно-карстовых вод крайней гипсовой пачки.

Ниже к р. Бурле от озера находится возвышенный плоский участок, на котором гипсы перекрыты мощной толщей элювиальных и делювиальных отложений. Расположение и морфология подземных полостей и провальных воронок, находящихся вблизи этого участка, свидетельствуют, что он представляет собой фрагмент древней поверхности выравнивания, разрушаемый экзогенными процессами – эрозией и карстом. Эта возвышенная часть поля, разделяя рельеф карстового поля на водосборы ручьев Кзыладырсай, Курашасай и Ащибляк, тем не менее не нарушает направления подземного стока, о чем свидетельствует наличие по ее периферии современных провальных форм.

Центральная часть поля, от грота Голубиного до леса Узкого, отличается активным образованием провальных воронок, обусловленным разрушением некогда целостной системы подземных полостей. Компактные группы провальных воронок и карстово-эрозионных логов образуют здесь комплекс локальных водосборов, посредством которых происходит пополнение трещинно-карстовых вод. На этом участке получили развитие коры выветривания, свободно инфильтрующие атмосферные осадки, служащие первичными коллекторами, затем отдающие их в основные карстовые каналы.

Участок от леса Узкого до р. Бурля представляет собой зону поля, на которой происходит как поглощение поверхностных вод, так и разгрузка трещинно-карстовых вод в виде восходящих источников – родники Ащибляк, Изумрудный, Провальный, Грязевый, Луговской. Первые три родника формируют ручей, сток которого на небольших участках уходит в глубь коренных и рыхлых гипсов.

Температура и минерализация этого ручья по ходу поверхностного стока увеличиваются (рис. 22). На участках полузамкнутых карстово-эрозионных депрессий по ходу ручья вода заполняет их, концентрация растворенных солей резко повышается в результате интенсивного испарения воды.

Рис. 22. Минерализация и температурный режим ручья Ащибляк

Наиболее далеко прослеживается крайняя северо-восточная пачка гипсов, которая представлена цепочкой водопоглощающих провальных воронок. Они, располагаясь вдоль нижней части протяженного склона массива г. Белюнтау, имеют обширный водосбор, тем самым пополняя запасы карстовых вод. Остальные гипсовые пачки вблизи реки не столь выражены в рельефе, так как покрыты слоем рыхлых накоплений акчагыльского времени в сочетании с отложениями гипсового делювия. В этой части поля рельеф представлен небольшими блюдцеобразными западинами сложной формы, соединенными неглубокими эрозионными ложбинами, и остаточными гипсовыми буграми.

Основная разгрузка вод всех гипсовых пачек происходит в аллювий р. Бурля. Здесь складываются условия для развития карста подрусловой зоны циркуляции, что подтверждается наличием раздува поймы до 250–280 м, озерных воронок до 25–30 м диаметром и глубиной до 3,0–3,5 м в пойме реки.

Химизм трещинно-карстовых вод. Карстующиеся породы и составляющие их минералы в значительной мере отличаются показателями растворимости, которые в среднем составляют: NaCl – 359,0 г/л, $CaSO_4$ – 2,0–2,4 г/л, $CaCO_3$ – 0,013 г/л при температуре 20 °С. Растворимость в значительной степени зависит от скорости и характера движения воды, присутствия агрессивных компонентов, нерастворимых соединений и от других условий (Гвоздецкий, 1972; Колодяжная, 1970; Горбунова, 1963, 1979б; Печеркин, 1986; и др.).

При возрастании температуры чистой водной среды растворимость гипса повышается с 2,22 г/л при 0 °С до 2,67 г/л при 40–42 °С; затем этот показатель также резко снижается (по: A. Bögli, 1978; Л. Якуч, 1979, рис. 23). Растворимость гипсов может сильно снижаться в присутствии других сульфатов и возрастать в присутствии хлоридов (NaCl, $MgCl_2$ и др.) до 6–7 г/л (Гвоздецкий, 1972; Соколов, 1962). Так, при увеличении концентрации NaCl до 131 г/л растворимость гипса повышается до 7,3 г/л сульфата кальция, с дальнейшим повышением содержания хлорида натрия концентрация $CaSO_4$ в растворе уменьшается до 5,3 г/л (Минашина, Шишов, 2002).

Растворимость гипса и ангидрита зависит от степени раскрытости и ширины трещин, характера и скорости движения по ним воды. Как указывает А.И. Печеркин (1986), при малых скоростях движения вод полное их насыщение сульфатом кальция составляет первые десятки сантиметров, при больших скоростях насыщение – через десятки метров. Обычно глубина зоны насыщения подземных вод сульфатом кальция не превышает 10 м.

Интенсивность растворения карстующихся пород и соотношение объемов растворенного вещества и механического выноса находятся в зависимости от скорости подземных потоков (рис. 24). При медленном ламинарном движении

Рис. 23. Растворимость гипса в чистой воде в зависимости от температуры (по: Якуч, 1997)

происходит лишь растворение пород, а в условиях турбулентного потока увеличиваются как растворимость, так и объемы механического выноса пород посредством корразии песчано-галечным материалом (Чикишев, 1975).

Трещинно-карстовые воды отложений гипса в Южном Предуралье относятся к сульфатно-кальциевой фации; они характеризуются преимущественно слабощелочной средой (pH 7,0–8,2) и средней минерализацией около 2,4 г/л. Содержание ионов SO_4 колеблется обычно в пределах 1,2–1,6 г/л, Cl – 0,005–0,1 г/л, HCO_3 – 0,1–0,2 г/л, Ca – 0,50–0,58 г/л, Na – 0,02–0,07 г/л.

Как видно из табл. 2, химический состав трещинно-карстовых вод достаточно однороден на различных сульфатно-карстовых участках Южного Предуралья. Исключением является значительное колебание содержаний хлора в воде. Накапливаясь в практически одинаковых условиях седиментации, пачки гипсоангидритов локально содержат линзы галита, который при попадании в зону аэрации довольно быстро растворяется и выносится с подземным стоком.

Изменение гидрохимического состава подземных вод происходит как в разрезе, так и в пространстве. Как отмечает А.И. Печеркин (1986), атмосферные осадки, имея минерализацию 0,18–0,51 г/л и SO_4–HCO_3 или SO_4–Ca состав, фильтруются через почвенно-растительный слой, пройдя через который в большинстве случаев сохраняют свой химический вид. В зоне периодического водонасыщения воды быстро обогащаются растворимыми солями, приобретают устойчивый SO_4–Ca состав, минерализация повышается до 2–3 г/л. Попадая в зону горизонтального транзита, трещинно-карстовые воды практически полностью насыщены солями, их растворяющая способность невелика.

Формирование химического состава трещинно-карстовых вод происходит в условиях значительного сезонного колебания объема поступающей в массив воды. При этом поступающие воды являются ультрапресными (0,06–0,08 г/л солей в талой снеговой воде), в связи с чем их поглощающая емкость многократно возраста-

Рис. 24. Зависимость растворения гипса от скорости движения воды (А.Г. Чикишев, 1975)

Опыты *с дробленой породой в дистиллированной воде*: *1* – скорость растворения, *2* – содержание гипса в фильтрате; *опыты с монолитами в природной воде*: *3* – растворение при принудительном перемешивании, *4* – при ламинарном движении воды

Таблица 2

Химический состав трещинно-карстовых вод кунгурских отложений*

Карстовый участок, место нахождения родника	Дебит, л/с	Химический состав, г/л						Сухой остаток, г	pH
		Na	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3		
Юлдыбаевский Родник 0,5 км СЗ с. Юлдыбаево	1,0	0,035	0,584	0,019	0,005	1,369	0,213	2,264	7,0
Кзыладырский Родник 1 км СВ с. Луговской	3,0	0,044	0,500	0,013	0,106	1,388	0,106	2,720	8,1
Кзыладырский Родник 5 км ССВ с. Луговской	2,0	0,037	0,525	0,091	0,096	1,294	0,177	2,600	8,2
Куплинский Родник 0,9 км СВ с. Рудное	3,0	0,023	0,582	0,026	0,006	1,320	0,274	2,258	7,7
Новоселкинский Родник 1,1 км СЗ с. Новоселки	2,5	0,041	0,558	0,010	0,008	1,292	0,183	2,156	7,1
ур. Вонючий родник Родник 0,5 км СВ с. Белоглинка	5,0	0,050	0,572	0,079	0,016	1,544	0,281	2,756	7,0
Верхнеозерний Родник В окр. с. Верхне-Озерное	0,5	0,075	0,531	0,026	0,019	1,307	0,220	2,116	8,0
ур. Вонючий родник Родник 2,5 В пос. Дубенской	3,7	0,028	0,572	0,059	0,014	1,462	0,226	2,356	7,0
Ишеевский Родник у С входа в пещеру	–	0,011	0,587	0,030	0,007	1,350	0,238	2,11	8,1
Ишевский Родник 1,8 км З с. Ишеево	–	0,008	0,590	0,022	0,002	1,320	0,244	2,07	8,0
Аургазинский Родник с. Курманаево	–	0,024	0,579	0,064	0,021	1,430	0,278	2,28	7,3
Аургазинский Родник с. Султанмуратово	–	0,024	0,587	0,049	0,028	1,360	0,317	2,21	7,2
Охлебининский Родник с. Мончазы, в русле	–	0,011	0,622	0,017	0,007	1,300	0,336	4,13	7,5
Охлебининский Озеро в пещере	–	0,054	0,320	0,034	0,142	0,607	0,275	1,29	7,4

*По данным отчетов по гидрогеологической съемки масштаба 1:200 000 ФГУ ОТФГИ – Мысливец И.А., 1953; Дзенс-Литовский А.И., 1966; Севастьянов О.М., Севастьянова С.К., 1969; Луговая Т.А., Донецкова А.А., 1975 и отчетов по экзогенным геологическим процессам ГУГП «Башгеолцентр» – Смирнов А.И. и др., 1986, 1989, 1994.

ет. Соответственно возрастают скорость выщелачивания пород и минерализация трещинно-карстовых вод. К примеру, родник Ащибляк характеризуется повышением дебита в период интенсивного снеготаяния (с 2,5 до 3,5 л/с), а минерализация его воды повышается с 2,5 г/л в летний период до 2,7 г/л в ранневесеннее время.

Детальные многолетние исследования гидрогеологической ситуации, проводимые Башкирской гидрогеологической станцией на Уфа-Бельском междуречье в районе г. Уфы, результаты которых отражены в отчетах (Мартин и др., 1962), позволили авторам выделить три типа режимов вод кунгурских отложений: прибрежный, склоновый и водораздельный. Для прибрежного типа отмечается четко выраженная прямая зависимость уровня подземных вод от положения уровня речных вод, которая ослабляется по направлению к водораздельным пространствам; в этом же направлении наблюдается рост уровней и напоров. Наибольшая амплитуда колебаний уровня подземных вод этого типа в скважинах в среднем составляет 6–9 м с максимумами во второй половине апреля – начале мая. Склоновый тип питания характеризуется незначительным влиянием подпора речными водами и значительной долей питания в весенне-раннелетний период талыми и дождевыми водами, поступающими через карстовые воронки. Для водораздельных пространств колебания уровней подземных вод незначительны, максимальные показатели наблюдаются в различные сезоны года, но преимущественно – в апреле-мае.

Вместе с тем проникновение аллювиальных вод в придолинную часть карстовых массивов возможно лишь в отдельные периоды, связанные с уменьшением напора трещинно-карстовых вод. Высоко минерализованные воды карстовых массивов в свою очередь оказывают постоянное воздействие на минерализацию и состав аллювиальных и поверхностных вод.

Подобная гидрогеологическая ситуация в карстовых массивах, по-видимому, прослеживается в долинах всех крупных рек Южного Предуралья с сокращением зоны влияния и амплитуды колебаний уровня подземных вод для рек с менее выраженным весенним половодьем.

Открытость карстовых геосистем к источникам питания приводит к довольно значительным колебаниям температуры, достигая 3–4 °С (тогда как в вышезалегающих горизонтах – не превышает 1–2 °С), и к опресняющему воздействию инфильтрационных вод (Мартин и др., 1962). Этот факт подтверждается данными гидрогеологических отчетов по Дубенскому месторождению (Сельский, 1937), на Алабайтальском участке (Слудная гора) – показатели плотного остатка в различные сезоны года варьировали от 4,6 до 0,9 г/л при общей жесткости от 28,8 до 128 d° (10,3 и 45,7 мг-экв/л соответственно) и карбонатной жесткости от 3 до 13,44 d° (1,1 и 4,8 мг-экв/л). Амплитуда сезонных колебаний зеркала трещинно-карстовых вод в районе месторождения составляла более 5 м с запозданием относительно максимума половодья на р. Урал на 10–12 дней (О.М. Севастьянов, С.К. Севастьянова, 1965).

Проведенный анализ воды по пяти родникам Кзыладырского участка позволил выявить показатели содержания тяжелых металлов, мкг/л: цинк – 52–63, никель – 5–12, медь – 0,4–0,9, марганец – 1,4–1,8, свинец – 0,2–0,4, кадмий – 0,02–0,08.

В отличие от гипсоангидритов растворение залежей каменной соли в зоне аэрации соляных штоков происходит преимущественно за счет грунто-

вых вод перекрывающих отложений. При этом над соляным зеркалом формируется слой насыщенных хлоридных натриевых рассолов, предохраняющих соляной шток от быстрого растворения. Степень насыщенности этих рассолов и скорость движения потока определяют активность карстовых процессов. Химический состав рассолов межкристальной рапы в солях Илецкого месторождения характеризуется следующей формулой (по: С.П. Носарева, 2007):

$$M460\frac{Cl\,97{,}3\ SO_4 1{,}4\ Br0{,}8}{Mg70{,}1Na\,25{,}4\ K4{,}5},\ \frac{rNa}{rCl}=0{,}31,\ \frac{Cl}{Br}=51.$$

Активность растворения залежей галита находится в прямой зависимости от скорости восходящих тектонических движений, обусловленных солянокупольной тектоникой.

В заключение отметим, что на настоящее время методы оценки водного баланса закарстованных территорий остаются недостаточно разработанными. Интерпретация (тиражирование) результатов подобных исследований также вряд ли будет достоверной ввиду уникальности условий карстообразования отдельных массивов.

Формирование кор выветривания. Находясь в приповерхностном положении, гипсовые массивы помимо карстовых и сопутствующих им экзогенных процессов испытывают влияние комплексного выветривания. Наиболее значимые факторы разрушения пород: а) воздействие замерзающей воды с образованием трещин и морозобойных клиньев; б) инсоляции и термические процессы; в) механическое разрушение корнями растений; г) химические и биохимические процессы и др.

Особое внимание к анализу факторов формирования рыхлых гипсовых кор выветривания и протекающих в них геохимических процессов обусловлено их рельефо- и ландшафтообразующей ролью.

В этой части разреза гипсовых отложений наблюдается наиболее активная геохимическая трансформация и дезинтеграция коренных пород до рыхлой массы песчано-пелитового состава в окончательных стадиях выветривания. На некоторых участках с обнажениями коренного гипса создаются благоприятные условия для накопления и сохранения рыхлых толщ элювиального и делювиального происхождения. Разрез элювия гипсов в благоприятных условиях достигает мощности 5 м и более, состоит из слоев, представленных (сверху вниз) гипсовым пелитом (мукой) и слабо сцементированным гипсовым псаммитом (песком).

Характер и интенсивность разрушения коренных гипсов зависит от их литологических разновидностей. В породах, сложенных кристаллами гипсового шпата, разрушение проявляется довольно глубоко по линиям их срастания с образованием каверн, частично заполненных кальцитово-гипсовыми гроздьевидными образованиями (кораллитами). Мелкокристаллический гипс трансформируется в слабо скрепленную массу, сложенную гипсо-кальцитом песчаной размерности. Наблюдения за температурным режимом поверхности гипсов также показывают на значительный разброс показателей в зависимости от литологических разновидностей породы (рис. 25).

Рис. 25. Температурный профиль поверхности гипсовой гряды (Кзыладырское поле):
1 – пологий задернованный степной склон; *2–3* – незадернованная вершина гряды, сложенная мелкокристаллическим гипсом и продуктами его выветривания (2), сростками кристаллов гипсового шпата (3); *4* – выходы гипсового шпата на покатом (35–55°) склоне; *5* – пологий склон-осыпь

Для детального изучения процессов комплексного выветривания необходимо проведение специальных исследований термического, водного и геохимического режимов верхней части гипсовых массивов в различные сезоны года. Значительные колебания в увлажненности рыхлых накоплений и температурных показателей в межсезонье приводят к периодическому набуханию и усыханию грунтов, образованию морозобойных трещин, секущих почвенно-литогенный профиль. Как указывает В.С. Лукин (1996), образование трещин отмечается не каждый год и зависит от погодных условий, распределения снежного покрова и влажности грунтов.

В ходе разнообразных геохимических процессов, характер и направленность которых носит сезонный характер, состав гипсов существенно изменяется. В.А. Гаряинов (1981) для территории Южного Предуралья указывает на следующий массовый состав производных форм коренного гипса: в пелите содержится 63,4% гипса, 21–23 – кальцита и 15–20 – гидрослюды; в псаммите – 96% гипса и 2 – кальцита.

По поводу карбонатности почв, формирующихся на плотных гипсах, существует ряд мнений, основанных на исследованиях в различных частях мира (Спиридонова, 2007). Большинство исследователей считает накопление кальцита в верхних горизонтах почв результатом растворения карбонатно-гипсовой породы. Некоторые исследователи считают, что кальцит синтезируется из гипса в ходе почвообразования при участии органического вещества.

В растворенном виде гипс, частично кристаллизуясь, накапливается в почвенных горизонтах, где сезонно может перераспределяться в пределах профиля. Минералогический состав гипсово-карбонатной гажи показал, что порода имеет алеврито-пелитовую структуру, в составе которой, %: гипс зернистый, тонкочешуйчатый и волокнистый – 82, кальцит мелкозернистый – 8, лимонит – 3, магнетит – 1,5, механические каолинизированные частицы, чешуйки серицита и др. – 5% (табл. 3). Кристаллы расположены беспорядочно, много перекристаллизованных микродруз, размеры кристаллов 0,25–0,01 мм. На поверхности некоторых минералов имеются пленки кальцита и лимонита голубовато-ржавого оттенка. Особенности текстуры и гетерогенность профиля по морфологии, гранулометрическому составу, степени засоленности и фор-

Таблица 3

Гранулометрический состав гипсовой коры выветривания

Почвенный горизонт	Глубина взятия, см	Содержание фракций, % от абс. сухой почвы							
		1,0–0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	< 0,001	Σ < 0,01	G, %
A_0	0–3	1,5	35,3	47,0	0,2	0,8	15,2	16,2	14,30
C_1	14–24	0,5	40,3	40,4	2,8	0,4	15,6	18,8	18,70
C_2, C_3	38–63	2,3	46,5	36,4	2,0	0,8	12,0	14,8	20,10

Таблица 4

Химический состав водной вытяжки гипсовой коры выветривания

Почвенный горизонт	Глубина взятия, см	Плотный остаток, %	% от абсолютно сухой почвы						Σ, %
			HCO_3'	Cl'	SO_4''	Ca"	Mg"	Na'	
A_0	0–3	1,56	0,061	0,007	0,760	0,292	0,025	0,007	1,121
C_1	14–24	1,38	0,046	0,009	0,770	0,310	0,018	0,001	1,131
C_2 ,C_3	38–63	1,40	0,046	0,031	0,745	0,282	0,028	0,014	1,123

мам новообразований карбонатов, гипса и легкорастворимых солей обусловлены динамизмом педо-литогенных условий формирования почв на различных стадиях карстогенеза.

Анализ морфологии и гранулометрического состава гипсовых кор выветривания и смежных с ними солончаков позволяет делать выводы об их возможной водной сортированности. Наличие ржавых разводов закисного железа и новообразований вторичного гипса свидетельствует о динамике обводненности территории в современные и былые эпохи карстогенеза (Климентьев и др., 2007; Kliment'ev et al., 2007).

Отложения рыхлых кор выветривания в значительной степени засолены, тип засоления – сульфатный и хлоридно-сульфатный (табл. 4). Доля сульфат-иона достигает 70% от суммы анионов. Из катионов преобладает натрий и кальций, последний по профилю распределен более равномерно, чем натрий, который концентрируется преимущественно в почвенном горизонте В. Отношение натрия к магнию постоянно во всех горизонтах, их содержание с глубиной снижается. Об обилии в профиле растворимых форм гипса можно судить и по составу водных вытяжек, довольно типичных для почв солончакового ряда на Южном Урале. Вместе с тем, накопление солей не является односторонним процессом – во время снеготаяния и в сухие периоды происходит периодическое выщелачивание, подтягивание, вертикальная и латеральная миграции солей. Количество карбонатов в профиле почв колеблется от 2 до 11%, увеличиваясь с глубиной. В процессе щелочного гидролиза и разрушения гипсовых пород идет непрерывное освобождение новых порций солей (карбонаты, сульфаты и хлориды), которые постоянно аккумулируются в профилях почв, образуя новообразования карбонатов (псевдомицелий, в пойменных почвах – журавчики), а также различные оригинальные формы новообразований гипса. Новообразования в форме срастаний, друз и призматических кристаллов, карбонатов и железистых ржавых конкреций являются индикаторами более обводненной обстановки.

Геохимические процессы, происходящие в приповерхностной части карстовых массивов, приводят к насыщению подземных вод солями. Достигая крупных полостей (трещин, каверн), инфильтрационные воды характеризуются незначительной растворяющей способностью и, соответственно, существенно не влияют на дальнейшее развитие подземных полостей.

Выявленные особенности геохимического режима карстовых массивов подтверждают выводы о том, что развитие карста и элементов карстовых геосистем (пещер, воронок и др.) происходит в основном под действием талых снеговых вод, в периоды, когда большие объемы слабоминерализованных вод в короткий период переводятся в подземный сток.

Глава 2

СТРУКТУРА И ДИНАМИКА КАРСТОВЫХ ГЕОСИСТЕМ

2.1. ПРОБЛЕМЫ КЛАССИФИКАЦИИ КАРСТОВЫХ ГЕОСИСТЕМ И ИХ ЭЛЕМЕНТОВ

2.1.1. Классификация карстовых геосистем

Проблемы классификации карстовых геосистем и их элементов обусловлены разнородностью подходов и целей, недостаточной методологической разработанностью вопроса. Карстовые процессы и формы рельефа являются, как уже отмечалось, объектом исследования многих наук о Земле, имеющих собственный методологический аппарат, терминологию и др.

Карстовые геосистемы являются составной частью физико-географической оболочки, в связи с чем их можно систематизировать в рамках типологического подхода. Закарстованные территории могут выделяться в качестве вариантов вмещающих типов местности (например карстовый вариант останцово-водораздельного типа местности), собственно карстовых типов местности и как самостоятельные урочища. Этот подход дает возможность унифицировать ландшафтное разнообразие карстовых процессов и проявлений.

В свою очередь карстовые геосистемы являются объектом исследования собственно карстоведения. Наработанные за длительное время научно-методологические подходы и опыт классификаций охватывает специфические аспекты развития карстовых процессов, которые в ландшафтоведении не рассматриваются.

По мере развития карстоведения было разработано и опробовано множество классификаций карстовых геосистем, основанных на различных подходах (Зубащенко, 1947; Соколов, 1962; Родионов, 1963; Максимович, 1963а; Катаев, 2001; Смирнов, 2004; и др.).

I. Внешние признаки карстовых геосистем:

Обнаженность карстующихся толщ и характер перекрывающих пород (Максимович, 1963а):

Покровные отложения, их наличие и состав	Тип карста	
	на небольших участках	при региональном развитии
Отсутствуют	Голый	Средиземноморский
Почвенный покров	Задернованный	Кавказский
Элювий карстующихся пород	Покрытый	Среднеевропейский
Осадочные некарстующиеся породы	Закрытый	Русский
Аллювий	Перекрытый	Камский
Вулканические породы	Подвулканический	Среднеатласский

Г.Н. Дублянская и В.Н. Дублянский (1998) выделяют следующие типы карста: *открытый* – карстующиеся породы выходят на поверхность или покрыты осадочными несцементированными отложениями мощностью до 2 м; *покрытый* – то же, мощностью более 2 м; *перекрытый* – карстующиеся породы перекрыты осадочными сцементированными, магматическими или метаморфическими породами различной мощности; *перекрыто-покрытый*; *смешанный* – перекрытие различных типов в долинах рек.

В качестве классификационных критериев (внешних признаков) наиболее часто используют генезис покровных отложений, характер рельефа, тип и химический состав корродирующих вод, тип климата.

II. Внутренние признаки карстовых геосистем, зависящие от особенностей карстующихся пород и условий их залегания: *литологический состав* – гипсы и ангидриты, каменная соль, писчий мел, известняки и др.; *химический состав* – по присутствию и процентному содержанию нерастворимых веществ; *характер скважности* – трещиноватые, пористые и кавернозные, трещиновато-пористые; *условия залегания* – горизонтально залегающие, слабонаклонные, крутопоставленные; *литолого-генетический тип разреза* – карстуется одна толща пород, переслаивание карстующихся пород различного состава, переслаивание карстующейся породы с некарстующимися; *геотектонические условия* – карст складчатых зон, краевых прогибов, платформ; *положение относительно земной поверхности* – поверхностное и подземное; *глубина* – карст глубокий и мелкий.

III. Время и периодичность – карст современный, древний, унаследованный и омоложенный.

IV. Комплекс признаков карстовых геосистем. Первые комплексные классификации карста разработаны А.В. Ступишиным (1953) и Н.И. Соколовым (1960).

Н.И. Соколов приводит 12 основных критериев выделения, обозначаемых буквенно, внутри которых индексами отмечаются собственно типы карста. Классификация карстово-меловых геосистем Русской равнины В.Б. Михно (1990) разработана на основе историко-эволюционного, генетического, структурно-морфологического, динамического принципов и построена на иерархии таксонов: отдел – класс – тип – семейство – род – вид.

Е.В. Коврижных и др. (1978) при изучении карстовых систем Беломорско-Кулойского плато, рассматривая воросы возраста их формирования, основывались на циклах Дэвиса (Davis, 1930) – юность, зрелость, старость, дряхлость. Помимо возраста карстовых явлений необходимо учитывать возможность прерывания и возобновления карстовых циклов, т.е. стадийность и цикличность. Изучение возраста, стадии и активности является важным направлением ландшафтных исследований при анализе структуры карстовых систем различных рангов – от карстовых вариантов основных типов местности до отдельных урочищ.

Для отражения специфических особенностей в типологической классификации ландшафтов Ф.Н. Мильков использовал понятие «вариант»: «Теоретически любой ландшафтный комплекс, всегда в той или иной мере неоднородный, должен бы распадаться на несколько вариантов. ...Каждый из них (типологических комплексов – *авт.*) представляет обобщенное понятие и как тип находит наиболее полное выражение при средних условиях

факторов, его формирующих. В случае заметных отклонений от этих средних условий формируются варианты типологических комплексов» (Мильков, 1986, с. 52). Таким образом, при проведении ландшафтно-типологического деления территорий следует учитывать структуру вмещающих ландшафтов с выделением гипсово-карстовых вариантов соответствующих типов местности.

Многие из критериев, используемых при разработке структуры классификации, отражают частные, либо региональные особенности карстовых геосистем. Поэтому при выборе критериев необходимо основываться на наиболее общих показателях.

Нами была разработана классификация карстовых ландшафтов (табл. 5), основанная на выделении двух групп категорий: 1) внешние условия – структурно-тектонические, ландшафтно-геоморфологические и зонально-климатические; 2) внешние и внутренние факторы – литологические, стадийно-эволюционные и морфогенетические.

Введение стадийно-эволюционных категорий при классификации карстовых ландшафтов необходимо для расчленения сходных по морфологии, но различных по стадиям формирования карстовых урочищ. Частично данный вопрос решается при определении генезиса карстовых форм, тем не менее определение стадий развития карстовых ландшафтов различного уровня дает более полное представление об эволюции этих природных систем.

2.1.2. Систематизация элементов карстовых геосистем

Карстовые формы рельефа называют отрицательными (находятся ниже общего уровня земной поверхности)*. Их делят на три большие группы: а) *поверхностные* – различного рода воронки, лога, котловины; б) *подземные* – подземные полости, в том числе пещеры; в) *переходные* – гроты, арки и мосты. К проявлениям карста относятся микроформы выщелачивания поверхности пород; наиболее распространенными являются карры.

В отношении карстовых форм рельефа как элементов ландшафта целесообразным является систематизация по морфогенетическим и типологическим принципам. Рассмотрение вопросов генезиса карстовых форм рельефа, особенно поверхностных, необходимо из-за возможности конвергенции (схождения) морфологических признаков при проявлении различных геодинамических (в том числе собственно карстовых) процессов.

Примером обобщения разнородных элементов карстовых геосистем под единым названием может послужить понятие «карстовое озеро». Понятие «озеро» – замкнутая (или полузамкнутая) отрицательная форма рельефа, имеющая положительный баланс между поступлением воды и ее расходом – в данном случае не несет информационной нагрузки и указывает лишь на

---

*К карстовым образованиям нередко относят останцы в районах активного развития карста, хотя их происхождение в большей мере связано с эрозионными и гравитационными процессами и часто обусловлено наличием зон повышенной трещиноватости в бортах эрозионных врезов.

Таблица 5

Классификация карстовых геосистем Южного Предуралья

Группа категорий – внешние условия				
Таксоны	Азональные (литоморфные) условия		Зонально-климатические условия	
	Критерии выделения	Примеры	Критерии выделения	Примеры
Класс	Морфоструктуры высшего порядка	Платформенные Переходные (краевые прогибы) Орогенные	Зонально-климатические условия	Умеренный континентальный климат
Подкласс	Морфоструктуры второго-третьего порядков	Антиклинали и синклинали, их структурные элементы		
Тип	Ландшафтно-геоморфологические и типологические комплексы	Останцово-водораздельные Плакорные Холмисто-увалистые Грядово-холмистые Мелкосопочные Склоновые Надпойменно-террасовые Пойменные	Природно-зональное единство	Лесные Лесостепные Степные
Подтип	Генезис и мощность пород, перекрывающих карстующиеся породы	Открытые Покрытые подэлювиальные и др. Перекрытые подаллювиальные и др. Глубинные Смешанные		

Группа категорий – внешние и внутренние факторы				
Таксоны	Критерии выделения	Примеры		
Семейство	Литологические типы карста	Гипсовый, соляной, карбонатный		
Род	Стадийно-эволюционные признаки, цикличность	Юные	Зрелые	Древние
Подрод	Активность восходящих тектонических движений и карстовых процессов	Активные	Активные	Затухающие
Секция	Степень проявленности карстовых процессов	С элементами карста	Карстогенные Закарстованные	С элементами карста
Вид	Преобладающие карстовые формы – морфогенетические признаки, характер водного режима	Подземные полости, коррозионные воронки	Пещеры, поглощающие провальные и коррозионные воронки	Западины, непоглощающие воронки, карстовые озера

затруднение поверхностного стока, что естественно для рельефа закарстованных территорий. Поэтому применение термина «карстовое озеро» в качестве классификационного признака в большинстве случаев совершенно некорректно, учитывая разнообразие генезиса озерных чаш, условий питания и разгрузки, непостоянство водного режима и другие характерные черты карстовых озер.

Подобные обобщения и многообразие критериев характеристики карстовых форм рельефа не позволяют создать единой полноценно взаимосвязанной классификационной системы. В связи с этим количественные и качественные показатели карстовых форм (урочищ) целесообразно подразделять следующим образом: 1) отражающие единые морфогенетические признаки; 2) характеризующие разновидности карстовых урочищ; 3) не влияющие на их формирование непосредственно. Таким образом, при характеристике отдельных карстовых образований следует базироваться на сравнительной оценке карстовых урочищ по комплексу критериев, отраженных в табл. 6.

Таблица 6

Основные критерии систематизации элементов карстовых геосистем (применительно к Южному Предуралью)

Категории	Критерии	Варианты
Генезис	Особенности проявления карстовых процессов	Провальные, коррозионно-просадочные, коррозионные, выноса восходящими источниками, смешанные
	Проявление сопутствующих экзогенных процессов	Суффозионные, эрозионные, оползневые, криогенные, абразионные, антропогенные
Стадия развития	Относительный возраст	Современные, древние, унаследованные и омоложенные
Морфометрические показатели	Глубина	Глубокие, средние, мелкие
	Площадь (диаметр)	Большие, средние, небольшие
	Форма сечения	Колодцеобразные, воронкообразные, чашеобразные, блюдцеобразные
	Степень удлиненности (соотношение диаметров)	Округлые, овально-удлиненные, линейно-вытянутые
	Геометрическая правильность	Правильные, сложные
	Наличие вторичных (вложенных) отрицательных форм	Изначальные, вторично переуглубленные
Взаимное расположение	Характер расположения	Линейный, очаговый
	Сосредоточенность форм	Единичные, групповые, карстовые поля
	Близость соседних форм	Удаленные, близрасположенные, соприкасающиеся, совмещенные

Окончание табл. 6

Категории	Критерии	Варианты
Особенности водно-солевого режима	Степень поглощаемости	Активно поглощающие, слабопоглощающие, непоглощающие
	Степень замкнутости отрицательных форм	Замкнутые, полузамкнутые, незамкнутые
	Обширность водосборной площади	Значительная, средняя, незначительная
	Долгота стояния талых вод в отрицательных формах	Постоянно и сезонно заполненные, преимущественно сухие, постоянно увлажненные
	Глубина залегания подземных вод	Глубокая, приповерхностная, поверхностная (родники)
	Направления потоков солевых растворов	Преимущественно соленакопляющие, либо солевыводящие
Микроклиматические условия	Инсоляционный режим	Освещенные, затененные склоны
	Долгота стояния снегового покрова	Длительная, средняя, кратковременная
	Ветровой режим	Наветренные, подветренные склоны
	Наличие склоновой микропоясности	Отчетливо выражена (количество и состав), не выражена
Строение почвенно-растительного покрова	Состав растительного покрова	Петрофитная, галофитная, луговостепная, разнотравно-луговая, околоводная, кустарниковая, древесная

Перечисленные критерии позволяют достаточно полно систематизировать и характеризовать урочища, сформированные в поверхностных формах карстового рельефа. Тем не менее построение любых классификационных моделей возможно лишь при определенном обобщении качеств природных объектов, поэтому более детально необходимо характеризовать каждое карстовое урочище исходя из целей исследования.

Следует также отметить, что определенные сложности в классификации карста заложены в самом определении понятия «карст». Разработать единую классификацию, объединяющую и процессы, и явления, по-видимому, практически невозможно. Многие из критериев выделения к тому же вычленяют определенные группы даже не собственно карста (процессы + явления), а условий его развития. Некоторую неопределенность в проблему классификации карстовых урочищ вносит также то, что карст является объектом исследования различных наук, каждая из которых имеет свои цели и задачи, подходы и методы.

Таким образом, при выделении основных классификационных категорий необходимо основываться на следующих положениях:

1) карст – это процесс, проявляющийся в геосистемах в виде разнообразных явлений (геоморфологических, гидрогеологических, геохимических, ландшафтно-биологических и др.);

2) карстовые геосистемы – комплексы, формирующиеся под воздействием факторов развития: а) внутренних, с множественными тесными взаимосвязя-

ми компонентов и б) внешних, воздействующих как на отдельные компоненты, так и на комплекс в целом;

3) карстовые геосистемы являются результатом взаимодействия зональных (природно-климатических) и азональных (геологических, тектонических и др.) факторов;

4) карсту и, соответственно, карстовым явлениям присущ эволюционно-стадийный характер развития.

2.1.3. Полигенетический характер формирования карстовых геосистем

Понятие «карстовая геосистема» применяется для обозначения природных комплексов, сформированных под преимущественным воздействием карста. Помимо собственно карста в их образовании и развитии участвует множество геодинамических процессов (экзогенных и эндогенных), характер и интенсивность которых отражается непосредственно или опосредованно на динамике карстообразования. При этом каждый из элементов геосистемы находится в цепи множественных вертикальных и пространственных внутри- и межсистемных связей.

Рассматривая множественность системообразующих процессов в карстовых геосистемах, можно говорить как о полигенетическом характере их образования, так и в ряде случаев о парагенезисе – совместном нахождении генетически связанных между собой процессов. Так, в одной из работ Г.Н. Дублянская и В.Н. Дублянский (1998) детально обосновывают научно-теоретические подходы к изучению парагенетической связи «карст – подтопление».

Полигенетический характер формирования карстовых геосистем изучен недостаточно полно и комплексно; также требуют доработок существующие классификации и современный понятийно-терминологический аппарат.

Составные и сопутствующие элементы карстового рельефа возникают в результате воздействия комплекса экзогенных процессов. Д.С. Соколовым (1962) представлена классификация основных карстовых форм, основанная на делении по геолого-геоморфологическому признаку с учетом места проявления этих форм – в растворимых породах либо в нерастворимых породах, покрывающих закарстованные толщи. Н.А. Гвоздецкий (1972), анализируя этот подход к классификации, отмечает, что по генезису поверхностные карстовые образования следовало подразделять на формы выщелачивания, суффозионно-эрозионные и гравитационные.

Применительно к некоторым карстовым формам Южного Предуралья участие геодинамических процессов в их образовании и развитии будет выглядеть следующим образом (табл. 7).

Таким образом, к *собственно карстовым образованиям*, сформированным под преимущественным влиянием процессов растворения горных пород, с определенной долей условности можно отнести подземные полости и карры. При образовании подземных полостей, помимо процессов химического преобразования карстующихся пород в растворы, участвует механическое разрушение пород обломочным материалом, движущимся в потоке трещинно-карстовых вод. Активность сноса рыхлого покрова с карстующихся отложений (и как итог – образование участков с обнаженным карстом и фор-

Таблица 7

Участие геодинамических процессов в образовании и развитии карстовых форм рельефа

Карстовые формы	Преобладающие геодинамические процессы			
	Растворение	Эрозия и денудация	Обрушение	Суффозия
Карры	■	▩		
Воронки				
выщелачивания	■			
провальные	▩		■	
просасывания	▩			▩
Карстово-эрозионные балки	▩	▩		
Гроты, арки	▩		■	
Подземные полости	■	▩	▩	

мирование карров) определяется характером рельефа и динамикой эрозионных процессов.

По характеру проявления и воздействия на карстовые ландшафты *обусловливающие и сопутствующие процессы* могут быть объединены в группы: 1) эндогенные (в том числе неотектонические движения), определяющие условия залегания карстующихся пород, их трещиноватость, гидрогеологическую обстановку; 2) гравитационные процессы, участвующие в обрушении сводов пещер и образовании провальных форм рельефа; 3) экзогенные процессы, отражающие особенности и динамику денудационно-аккумулятивных потоков – эрозионные, суффозионные, оползневые, абразионные, эоловые, мерзлотные, антропогенные и др.

В дополнение к сказанному отметим значительную открытость карстовых ландшафтов со стороны внешних воздействий и динамичность собственной структуры. При выявлении факторов происхождения и развития геосистем и их составных элементов следует учитывать роль основных (ведущих) геодинамических процессов и явлений. Ф.Н. Мильковым (1981) в разработанной генетической классификации природных комплексов выделялось 12 рядов. Применительно к этой классификации все многообразие природных комплексов Южного Предуралья различного ранга можно сгруппировать в генетические ряды: климатогенный, тектогенный, флювиальный, криогенный, эоловый, гидрогенный, литогенный, гидродинамический, биогенный и антропогенный. Учитывая полигенетический характер образования и формирования карстовых геосистем и их элементов, приведенные ряды можно применять при их классификации.

По структурно-морфологическим критериям карстовые геосистемы подразделяют на типы (Андрейчук, 1991): карстогенные (карстовые проявления выделяются на уровне типа ландшафта), закарстованные (тип местности – урочище) и с элементами карста (подурочище – фация). В карстогенных ландшафтах карст является доминирующим процессом, в закарстованных сочетается с другими экзогенными процессами, с элементами карста – имеет подчиненное значение.

Таблица 8

Генетические ряды карстовых типов местности и урочищ

Генетические ряды	Карстовые типы местности	Карстовые урочища и фации										
		Воронки	Западины	Лога, балки	Озера	Родники	Пещеры	Гроты, арки	Коры выветривания	Лесные колки	Соле-аккумулирующие участки	Междепрессионные пространства
Климатогенный												
Тектогенный												
Флювиальный												
Криогенный												
Гидрогенный												
Литогенный												
Гидродинамический												
Биогенный												

Сопоставление перечисленных подходов позволяет сделать вывод о необходимости учета таксономического ранга типологических карстовых единиц при определении их генезиса. Проявления карста, выделяемые как «карстовые ландшафты», будут относиться исключительно к литогенно-карстовому ряду, в «карстовых местностях» литогенно-карстовый ряд будет иметь доминирующее, а в «карстовых урочищах и фациях» – подчиненное положение. Таким образом, чем ниже ранг выделяемых карстовых комплексов, тем к большему числу генетических рядов они принадлежат (табл. 8).

Структура карстовых комплексов, в том числе зависимость распределения морфогенетических типов карстовых явлений, а также совокупность и интенсивность других экзогенных процессов, во многом зависит от положения местности по отношению к ландшафтно-геоморфологическим уровням. Последние определяют состав и мощность гидродинамических зон, активность денудационных процессов, наличие и литологию покровных отложений.

Определяющая роль климатических условий прослеживается в образовании рыхлых кор выветривания и мерзлотных полигональных трещин на их поверхности, которые являются характерными и широко распространенными формами микрорельефа карстовых геосистем (Лукин, 1996).

Сочетание процессов выветривания, образующих толщи рыхлых элювиальных отложений, и близости к поверхности трещинно-карстовых вод приводит к формированию оригинальных карстовых урочищ – лесных микрофрагментов на сульфатно-карстовых бедлендах (Павлейчик, Чибилёв, 2001). Растительный покров в этих урочищах в значительной мере определяет геодинамическое соотношение «образование – размыв» гипсовых кор выветривания. С одной стороны, древесно-кустарниковый покров накапливает и длительное время сохраняет запасы снега, тем самым активизируя размыв коры, с другой – фиксирует ее корневой системой.

Таким образом, при изучении и классификации карстовых геосистем необходимо учитывать полигенетический характер их формирования, который отражается в современной ландшафтной структуре этих участков.

2.2. МОРФОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ЭЛЕМЕНТОВ КАРСТОВЫХ ГЕОСИСТЕМ

Изучению генезиса и систематике карстовых форм рельефа посвящены многочисленные публикации А.А. Крубера, В.А. Обручева, И.С. Щукина, Ф.П. Саваренского, Д.С. Соколова, Н.А. Гвоздецкого, Г.А. Максимовича, К.А. Горбуновой, В.Н. Дублянского и многих других карстоведов.

Взаимосвязь происхождения карстовых форм отражена в генетических рядах, приведенных А.В. Ступишиным (1967а) для карстовых районов Поволжья: 1) вертикальная трещина → карры → поноры → коррозионная воронка → карстовый ров → карстовый пояс; 2) вертикальная трещина → понор → колодец → шахта → вертикальная полость → провальная воронка (цилиндрическая → конусовидная → чашевидная → блюдцевидная); 3) подземная трещина → подземная полость → провал → колодец → воронка → котловина → ров → пояс; 4) трещина → ниша → грот → пещера.

Последовательные стадии развития карста выделены Е.В. Коврижных и др. (1978) для гипсовых массивов Беломорско-Кулойского плато (табл. 9).

Как отмечал И.С. Щукин (1964, с. 3) – «характер карстового рельефа настолько отличается от обычного эрозионного рельефа…, что он невольно привлекает внимание человека даже мало искушенного в науках о Земле». Обобщая все многообразие карстовых форм можно выделить следующие их виды: карры, воронки, рвы, котловины, депрессии, колодцы и шахты, ниши, арки, пещеры.

2.2.1. Подземные и переходные формы

Пещеры – подземные полости, доступные для проникновения человека, заполненные газообразными, жидкими или твердыми веществами и представляющие собой особый природный комплекс. Их отличие от других типов карстовых подземных полостей – достаточность размеров и наличие входа для проникновения человека.

Причины, по которым пещеры выделяются в отдельный класс ландшафта:

– опосредованное влияние внешних погодно-климатических факторов, формирование обособленного микроклиматического и водного режимов, отсутствие инсоляции;

– локализация и единая направленность потоков вещества, осуществляемая посредством водотранспортирующих каналов;

– ограниченность пространства горными породами;

– отсутствие представителей растительного мира, специфичность микробиологических процессов;

– обитание специфических биологических видов (троглофилы) либо обычных видов, использующих пещеры в качестве укрытия или жилища (троглоксены).

Таблица 9

Эволюция гипсового карста

Стадия	Этап	Преобладающий карстообразующий сток	
		Тип	Характер
Юная	Карров Воронок Ложбин	Поверхностный	Рассеянный Сосредоточенный Концентрированный
Зрелая	Пещерно-галерейная Пещерно-обвальная Вскрытых пещер	Подземный	Концентрированный
Дряхлая	Польев Денудационных равнин	Поверхностный	Сосредоточенный Рассеянный

Разрушение карстующихся горных пород происходит под действием комплекса физико-химических и биохимических процессов, называемого карстовой коррозией. Процесс механического истирания (соскабливания) поверхности галерей обломочным материалом, движущимся в водном потоке, выделяют как карстовую корразию (Davis, 1930).

Все разнообразие типов пещер классифицируют, учитывая следующие признаки: генезис, литология и особенности заложения, микроклимат, отложения, обводненность, активность и стадии развития.

Большинство гипсовых пещер Южного Предуралья характеризуются незначительными показателями протяженности ходов, составляющих, как правило, первые десятки метров. Раскрытие входов в гипсовые пещеры происходит, когда они находятся в зоне интенсивного выветривания на обвальной стадии развития. Для них характерно сезонное затопление и накопление различного рода рыхлых и глыбово-обломочных отложений.

Крупные подземные полости в гипсах Южного Предуралья относительно редки, насчитывается около 24 пещер протяженностью более 100 м (табл. 10, рис. 26).

Наибольшей спелеологической изученностью отличается **Башкирское Предуралье**, в пределах которого гипсоносные кунгурские отложения нашли широкое распространение. Большинство пешер сосредоточено на Уршак-Бельском и Уфа-Симском междуречьях, они тяготеют к долинам рек и суходолов. Часто в пещерах встречаются временные или постоянные ручьи, либо следы их недавней деятельности, а наиболее пониженную часть нередко занимают озера, гидравлически связанные с речными водами ближайших долин (Мартин, Смирнов, Соколов, 1993). Основные ходы находятся на уровне голоценовых и верхнеплейстоценовых речных террас и сформированы не ранее среднего плейстоцена. Преобладают горизонтальные и пологонаклонные пещеры коридорного и тоннельного, реже – щелевого и мешкообразного, редко – лабиринтового типа (И.К. Кудряшов, А.И. Кудряшов, 1988; Карст Башкортостана, 2002). К карстовым шахтам относится пещера Чертова Бездна на верхней части правобережного приречного склона р. Мончазы, которая при глубине 66 м является глубочайшей среди гипсовых пещер Приуралья, по Ю.В. Соколову (Лавров, Андрейчук, 1993).

Таблица 10

Гипсовые пещеры Южного Предуралья протяженностью более 100 м
(Гаряинов, Аганин, 1980; И.К. Кудряшов, А.И. Кудряшов, 1988; Мартин, Смирнов, Соколов, 1993; Карст Башкортостана, 2002; Самсонов, 2002)

№ п.п.	Наименование	Длина, м	Площадь, м^2	Объем, м^3	Амплитуда, м	Год топосъемки
1	Вертолетная	1768		? 40 000	50	1996
2	Ишеевская пещ. сист.	1002	4610	9590	26	1974
3	Урняк (?)	>1000				1991
4	Шальная (?)	? 1000				1991
5	Бол. Курманаевская (Курманаевская 1-я)	850	974	860	3	1974
6	Куэшта	800	1300	7400	22	1960
7	Подарок	610	1100	880	21	1998
8	Волчья	331	827	438	4	1980
9	Конфетка (К-10)	201 (330)	290	480	14	1980, 1997
10	Благовещенская (Городковская)	300	1008	2500	20	1972
11	Карламанская	269	1153	1970	4	1971
13	Штурмовая	194 (290 ?)			12	1990
14	Юбилейная	190	760	1440	19	1973
15	Красная	182	258	144	14	1980
16	Кзыладырская-8	173	169	130	7	1997
17	Курманаевская 2-я (Мал. Курманаевская)	157	347	508	7	1969
18	Охлебининская	146	5410	21100	23	1974
19	Чертова Бездна	130	1833	4540	66	1980
20	Лисья	130	143	69	3	1980
21	Кзыладырская-5	112	126	60	8	1997
22	Мозаика	101,3	404,4	221,7	9,4	1980
23	Холодильник	101	510	300	6	1974
24	Курманаевская 3-я	100	241	332	3	1969

По очертанию в плане преобладают перпендикулярные и ломано-изогнутые, несколько реже встречаются прямолинейные, ветвящиеся и извилистые пещеры. На водораздельных пространствах пещеры редки, входы в них вскрыты карстовыми воронками. Часть пещер характеризуется в течение всего года отрицательными температурами и накоплениями ледовых отложений (Вахрушев, 1965).

Среди наиболее значимых гипсовых пещер своими морфометрическими параметрами выделяются пещеры Ишеевская (система), Вертолетная и Большая Курманаевская, описанные в многочисленной литературе (Дорофеев, Лукин, 1970; Лобанов и др., 1971, 1979; Кудряшов, Соколов, 1978; И.К. Кудряшов, А.И. Кудряшов, 1988; Карст Башкортостана, 2002; и др.).

Пещера Вертолетная – самая протяженная гипсовая пещера Башкирии (длина ходов 1768 м, глубина 50 м, объем 40 000 м^3). Вход в нее находится в провальной, с нависающими бортами, воронке диаметром 80 м и глубиной 20 м

(Ахмеровский провал). Вход в пещеру располагается в основании южного борта воронки, в юго-западной части воронки находится озеро глубиной до 2 м.

Пещера состоит из двух основных параллельных пологонаклонных галерей юго-восточной ориентации, длиной до 100 м, шириной до 40 и высотой до 6 м. От главных галерей отходят несколько более узких ходов юго-западной ориентации; часть из них образуют верхний сухой ярус пещеры. Юго-восточная часть пещеры, находящаяся под суходолом, обвалоопасна, в период интенсивного снеготаяния она затапливается.

Ишеевская пещерная система находится на правом борту суходола, впадающего справа в долину р. Селеук у с. Ишеево. Заложена в серых гипсах иренского горизонта кунгурского яруса нижней перми, бронированных известняками. Развита по системе трещин бортового отпора и состоит из шести горизонтальных пещер коридорного типа, образованных единым водотоком. Общая протяженность системы – 1002 м, площадь – 4,6 тыс. м^2, объем – 9,6 м^3, глубина и амплитуда – по 26 м (Мартин, Смирнов, Соколов, 1993). Возраст системы относительно молодой и не превышает 400 тыс. лет.

Пещера Большая Курманаевская – крупнейшая пещера Южного Предуралья лабиринтового типа с протяженностью ходов 850 м. Заложена в тонкослоистых плойчатых гипсах кунгурского яруса нижней перми, перекрытых более крепкими среднеслоистыми гип-

Рис. 26. Схема распространения гипсовых пещер в Южном Предуралье (нумерация по табл. 10)

сами, по подошве которых сформирован плоский первоначальный свод пещеры.

Пещера соединяется с поверхностью множеством «окон» и несколькими входами. Относительно широкий и низкий (3,5×1,0 м) вход в пещеру расположен в юго-западном борту провальной воронки на правобережье р. Аургазы. От входа к основному лабиринту ведет магистральный коридор юг-юго-восточного направления, свод которого подвержен интенсивному обрушению. Состоит из лабиринта коротких узких и невысоких ходов, разделенных небольшими целиками. Пещера обвалоопасная, на сводах отмечаются нависающие блоки породы. Наиболее активное формирование пещеры происходило в верхнеплейстоценовое время. Первое ее описание было осуществлено в XVIII в. И.И. Лепехиным.

Карламанская пещера протяженностью 269 м также заложена в тонкослоистых гипсах; ее ширина составляет от 3 до 8 м, высота – от 1,5 до 2,0 м. Термический режим пещеры способствует накоплению ледяных образований.

Сведения о гипсовых пещерах ***Оренбургского Предуралья*** очень немногочисленны, поэтому приведем более подробное описание условий спелеогенеза и известных полостей этого региона. Основой очерков послужил анализ публикаций, геологосъемочных и тематических отчетов НИИ геологии при Саратовском государственном университете под руководством В.А. Гаряинова (табл. 11) при участии уфимских (Ф.М. Гилязов, И.А. Фукалова) и оренбургских (В.С. Коновалов) спелеологов. Эти данные дополнены и обновлены частично опубликованными материалами спелеологических изысканий оренбургского спелеоклуба «Стикс» (В.Б. Самсонов и др.). Автор посетил и обследовал некоторые пещеры Кзыладырского, Алабайтальского, Ковыловского, Аургазинского и Охлебининского карстовых участков.

В Оренбургском Предуралье практически все пещеры сосредоточены в пределах крайней восточной зоны прогиба и внешней западной зоны складчатости Урала, на левобережье р. Урал, Урало-Сакмарском междуречье и в долине р. Большой Ик. На этой территории гипсы занимают приповерхностное положение и местами обнажены, что обусловливает активность проходящих в них карстовых процессов. В оренбургской части Предуралья насчитывается около 40 пещер, десять из которых имеют протяженность более 100 м (Самсонов, 2002).

Гипсовые пещеры здесь характеризуются рядом отличительных черт: а) относительно незначительными морфометрическими показателями; б) находятся преимущественно на обвальной стадии развития, а входы в них вскрыты провальными воронками; в) преобладает галерейная одноярусная система расположения ходов с незначительными показателями глубины и амплитуды.

Приповерхностное положение многих пещер в условиях высокой растворимости сульфатных пород определяет их существование на обвальной стадии развития. В подавляющем большинстве случаев вход открывается в бортах воронок при оседании блоков пород, либо в нижних частях крупных провальных воронок. В последнем случае входы часто кольматируются, забиваясь обломками пород и сносимым рыхлым материалом. В единичных случаях пещеры имеют вход в подошвах склонов или в бортах эрозионных врезов (логов и балок).

Таблица 11

Основные показатели пещер Оренбургского Предуралья*

Название	Протяженность, м	Средняя ширина, м	Средняя высота, м	Объем, м^3
Зона передовых складок, терригенно-сульфатный тип разреза				
Кзыладырский участок				
Волчья	331,1	2,5	0,53	438,7
Конфетка	201,3	3,2	1,9	823,4
Мозаика	101,3	2,0	0,6	221,7
Голубиная	66,7	1,65	0,4	98,8
Оренбургская-1	31,2	2,0	0,8	49,9
Оренбургская-2	48,5	3,5	1,1	186,8
Ястребиная	66,4	2,0	0,48	63,7
Кзыладырская-3	68,5	3,4	1,2	159,5
Кзыладырская-4	31,5	3,2	0,9	80,6
Кзыладырская-6	50,0	2,7	0,7	94,5
Кзыладырская-7	58,5	4,2	0,9	201,3
Курашайский участок				
Красная	182,1	1,4	0,56	144,81
Лисья	129,9	1,15	0,46	68,7
Малютка	25,3	0,86	1,04	22,6
Конезаводской участок				
Конезаводская	17,5	2,1	1,2	44,2
Юлдыбаевский участок				
Юлдыбаевская	22	2,2	1,1	55,7
Саратовская	51,3	0,84	1,56	67,2
Ковыловский участок				
Степная	51,5	2,5	1,8	177,6
Предуральский краевой прогиб, сульфатный тип разреза				
Алабайтальский участок				
Ледяной грот	48,0	2,08	0,93	92,8
Подарок	610	2,75		1100
Белогорский участок				
Зигзаг Удачи	52,2	1,17	1,08	65,98

*Без данных спелеосъемок В.Б. Самсонова на Кзыладырском поле, табл. 12.

Незначительные показатели амплитуды – максимальная составляет 14–15 м, при средней величине 6,5 м (табл. 12), сходные на различных ландшафтно-геоморфологических уровнях, и преобладание одноярусного характера расположения ходов подтверждают приповерхностный характер трещиноватости гипсовых отложений.

Практически все гипсовые пещеры в Оренбургском Предуралье одноэтажные, в некоторых наблюдаются каналы, отводящие пещерные воды в глубь массива. Единичные пещеры можно отнести к сложным (комплексным) с верти-

Таблица 12

Основные показатели пещер Кзыладырского карстового поля
(по материалам спелеосъемок В.Б. Самсонова и др., 1997)

№	L, м	l, м	S, м^2	V, м^3	A, м	Lk, м	Bk, м	Q, м^3·10^{-5}	K_0,·10^5	M, м^3/м	H, м
К-1	84,6	81,9	52,0	17,0	5,3	32,0	11,0	185,15	0,09	0,20	255
К-2	64,5	62,7	60,0	28,8	6,0	38,0	4,5	102,60	0,28	0,45	200
К-3	51,0	43,5	92,0	44,6	4,5	36,0	5,0	81,00	0,55	0,87	278
К-4	62,0	56,0	36,0	18,0	7,6	24,0	12,0	218,88	0,08	0,29	267
К-5	112,0	98,0	126,0	60,4	8,2	44,0	28,0	1010,24	0,06	0,54	263
К-6	61,0	56,0	56,0	20,0	3,8	30,0	7,0	79,80	0,25	0,33	260
К-7	27,0	24,0	22,0	8,5	3,0	14,0	8,0	33,60	0,25	0,31	260
К-8	173,0	169,0	190,0	130,0	7,0	60,0	14,0	588,00	0,22	0,75	255
К-9	44,7	40,0	48,0	24,0	2,0	28,0	6,0	33,60	0,71	0,54	270
К-10	318,0	300,0	290,0	480,0	13,6	92,0	36,0	4504,32	0,11	1,51	285
К-11	72,0	66,0	83,0	29,0	4,0	44,0	10,0	176,00	0,16	0,40	285
К-12	44,9	41,0	48,0	12,0	3,6	34,0	9,0	110,16	0,11	0,27	267
К-13	60,4	51,0	33,0	18,0	8,0	40,0	5,0	160,00	0,11	0,30	270
К-15	58,0	–	50,0	38,0	3,0	–	–	–	–	–	–
К-16	119,0	–	120,0	90,0	4,0	–	–	–	–	–	–
К-17	23,0	–	18,0	10,0	4,0	–	–	–	–	–	–
К-18	17,0	–	8,0	8,0	2,0	–	–	–	–	–	–
К-19	60,0	–	42,0	38,0	5,0	–	–	–	–	–	–
К-20	112,0	–	138,0	110,0	6,0	–	–	–	–	–	–

Примечание. L – общая длина ходов; l – длина ходов проекции; S – площадь; V – объем; A – амплитуда; Lk – протяженность блока карстующихся пород, в котором заложена пещера; Bk – ширина блока; Q – коэффициент Корбеля (Lk·Bk·A), характеризующий объем блока; K_0 – коэффициент объемной закарстованности (соотношение объема пещер, приходящегося на 1 м^3 карстующейся породы; M – коэффициент линейной закарстованности (объем полости на 1 м протяженности хода); H – абсолютная высота поверхности.

кальными переходами с амплитудой до 3–4 м на выше- или нижерасположенные ярусы.

На основании положения о происхождении пещер в эпохи относительной стабилизации вертикальных движений Г.А. Максимович (1956; 1957; 1963а; и др.) делает вывод о корреляции пещерных ярусов и речных террас. Вместе с тем при известной активности гипсового карста и непостоянстве зеркала трещинно-карстовых вод вероятно, что различные по высоте ярусы могли быть заложены практически в течение одного этапа формирования подземной полости.

В вертикальном разрезе сульфатных пород карстово-гидрогеологические зоны, как правило, характеризуются малой мощностью: зона вертикальной нисходящей циркуляции – 5–20 м, зоны горизонтальной циркуляции и периодического насыщения – 3–10 м.

Наибольший интерес в спелеологическом отношении представляет ***Кзыладырское карстовое поле***, где обследовано более 15 карстовых полостей протяженностью не менее 30 м. В начале 1980-х гг. топосъемкой пещер занималась партия саратовских геологов под руководством В.А. Гаряинова. В литератур-

ных источниках (Гаряинов, Аганин 1980) и отчетах приводятся данные о 10 пещерах на Кзыладырском карстовом поле: Конфетка, Голубиная, Оренбургская 1-я и 2-я, Ястребиная, Кзыладырские 3-я, 4-я, 6-я и 7-я, Мозаика.

В разные годы (1996, 1997, 2001, 2010) оренбургским спелеоклубом (В.Б. Самсонов и др.) проводились изыскания и съемка кзыладырских пещер, в результате которых было отмечено более 20 пещер, 5 из которых достоверно сопоставляются с подземными полостями, ранее описанными саратовскими геологами (Павлейчик, Самсонов, 1997).

Такое широкое распространение пещер на участке обусловливают особенности залегания карстующихся пород:

– терригенно-сульфатный тип разреза кунгурских накоплений – гипсы обособлены в 3–4 пачки мощностью от 50 до 150–200 м, разделены терригенными водонепроницаемыми (конгломераты, песчаники, глины) отложениями. Они являются основными, узкодислоцированными участками концентрированного подземного стока трещинно-карстовых вод. Значительная обводненность подтверждается наличием относительно большого числа родниковых выходов;

– крутое падение гипсовых пачек (в среднем 45–60°) определяет обнаженность этих пород, что в свою очередь ведет к повышению поглотительной способности карстового массива, его водообильности и активности карстовой денудации;

– значительная протяженность карстового массива (14 км), простирающегося от водораздельного пространства до дренирующей его речной долины, обусловливает значительную водосборную площадь и, соответственно, его обводненность.

Терригенно-сульфатный характер кунгурских отложений проявляется в чередовании (с низов разреза): гипсовые пачки с тонкими прослоями глин и алевролитов → терригенно-карбонатные породы, вмещающие невыдержанные по простиранию слои и линзы гипсов → гипсы → терригенные накопления с прослоями и линзами карбонатных и сульфатных пород.

Моноклинальное залегание слоев осложнено серией разрывов, секущих их вкрест простирания и по диагонали. По некоторым нарушениям отмечается смещение блоков как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях (Гаряинов, Аганин, 1980).

Достаточно хорошая обнаженность и трещиноватость пород благоприятно сказываются на разрушении первичных пород процессами выветривания и образовании разнообразных вторичных гипсов. Здесь отмечаются пачки видимой мощностью 3,5 м темно-серых тонкослоистых глинистых гипсов с тонкими (1–2 мм) слойками глин с линзами селенита, включениями многочисленных гипсовых «бомб» и «бляшек». В пределах пачки с сильно смятыми и мелкогофрированными гипсами заложены пещеры Голубиная, Оренбургская 1-я и 2-я. Другой тип гипсовых пачек представлен гипсами светло-серыми массивно-слоистыми мелкозернистыми, местами с включениями крупных пакетов гипсового шпата.

Пещеры Кзыладырского поля в большой мере отличаются по морфологическим параметрам. Значительную группу полостей составляют пещеры с одним субгоризонтальным основным ходом, заложенным согласно простиранию пород, иногда в сочетании с меньшими по протяженности проходами, заложенными по разрывным нарушениям вкрест простирания.

Некоторые из полостей отличаются разветвленным многоходовым планом (К-8, 10, Конфетка), значительной амплитудой (К-5, 10, 13, Конфетка). Разброс морфометрических показателей от средних до максимальных составляет: протяженность 60–318 м, амплитуда 5–13 м, площадь 90–290 м, объем 40–823 м^3 (см. табл. 11 и 12). Коэффициент общей закарстованности массива составляет в среднем 10%. Наиболее протяженной является пещера Волчья с длиной ходов 331 м, площадью 827 м^2 и объемом 438 м^3. Все пещеры относятся к коррозионно-эрозионному типу и на данный момент большинство из них находятся на обвально-цементационной стадии развития.

Пещеры на Кзыладырском поле распространены довольно неравномерно. В юго-восточной наиболее возвышенной части поля расположены единичные пещеры. Наиболее протяженной (331 м) является *пещера Волчья* – сквозная, галерейного типа. Основной вход расположен в нижней части небольшой воронки, имеет вид ломаной почти вертикальной трещины шириной 0,5 м и длиной 3 м. Лабиринт в начале пещеры переходит в основной ход, заложенный по азимуту в пределах 280–320° и заканчивающийся вторым входом в борту глубокого эрозионного лога, секущего гипсовую пачку вкрест простирания. В пещере отмечено 11 небольших озер глубиной до 1 м, два из которых являются периодически действующими сифонами. Самое крупное из них, длиной 10 и шириной 1 м, занимает всю площадь хода. В.А. Гаряинов (1980) делает выводы о том, что эти озера отражают уровень грунтовых вод на данном участке.

Вход в *пещеру Конфетка* находится в борту крупной провальной воронки и вскрыт в результате отседания крупного блока пород. От входа идет покатая широкая горизонтальная щель, днище которой покрыто обломками пород. Щель заканчивается уступом высотой 1,5–2,0 м, представляющим собой борт коридора – трещинообразного хода протяженностью около 47 м с вертикальным сечением, заложенного согласно простиранию пород (110°). От этого коридора имеются два ответвления, заканчивающихся небольшими залами. На сводах и стенах наблюдаются фрагменты органных труб, разнообразие микроформ поверхностного выщелачивания – карры, каверны, ниши, трещины, гипсовые конкреции. Начальный этап ее образования – поздний плейстоцен (Гаряинов, Аганин, 1980).

В 1977 г. в 1,5 км к северо-западу от пещеры Волчьей В.А. Гаряиновым (1980б) была обнаружена пещера *Медный Кувшин*, заложенная в пачке темно-серых крупнокристаллических гипсов с прослоями глин. Уникальность пещеры заключается в том, что в ней отмечено единственное в Заволжско-Уральском регионе пещерное захоронение гуннского времени. Среди археологических находок – медный котел и сильно окисленный железный меч. По форме и оформлению котел является практически полным аналогом котлов этого времени, найденных в Западной и Восточной Европе.

Вход в нее расположен в обрывистой стенке гипсов, от входа в главный зал пещеры ведет коридор, в узкой части которого путь преграждали поставленные торцом плиты песчаника. Зал шириной 4,5, длиной 6, высотой 1,65 м; в центре него были обнаружены все археологические находки.

Центральная часть поля, от грота Голубиного до леса Узкого, отличается наибольшей активностью карста. Здесь ярко проявлены процессы разрушения некогда целостной системы подземных полостей, совокупная протяженность

которой составляет несколько сот метров. При обрушении сводов на поверхности вскрываются входы во фрагменты бывшей пещерной системы.

В борту одной из крайних юго-восточных воронок находится озеро и грот Голубиный. В 2,5 м выше уровня воды находится пещера Голубиная (66,7 м), заложенная на стыке двух пачек гипсов:

– темно-серые тонкослоистые глинистые с тонкими (1–2 мм) слойками темно-серых глин, с включениями многочисленных гипсовых «бомб»;

– светло-серые массивнослоистые мелкозернистые, участками с включениями крупных пакетов гипсового шпата, падение на юго-запад 45–60°.

На этом центральном участке находятся 12 пещер, сформированных в двух гипсовых пачках, разделенных терригенными накоплениями. Северо-восточная пачка с поверхности выражена в виде гипсовой гряды и примыкающих к ней карстовых воронок. В пределах этой гипсовой пачки располагаются 8 пещер (К-3, К-9, К-4, К-20, К-19, К-17, К-18, К-12), очевидно, являющиеся фрагментами единой системы и частично сохранившие между собой гидрологическую связь. В настоящее время они разделены глыбовыми завалами и непроходимыми лазами. Как отмечает В.Б. Самсонов (2001), пещеры К-3, К-9, К-4 сейчас находятся на сухой обвальной стадии развития, остальные полости – на более ранних стадиях развития и связаны с сезонным водотоком.

Пещеры юго-западной гипсовой пачки (К-6, К-7, К-8 и другие менее значимые) также имели и, по-видимому, сезонно имеют и в настоящее время общую гидродинамическую связь. В этой группе полостей выделяется пещера Хрустальная, представлявшая собой ранее, по мнению В.Б. Самсонова (2001), пещеру-источник – одно из основных мест разгрузки трещинно-карстовых вод данной гипсовой пачки. В настоящее время уровень карстовых вод ниже, разгрузка осуществляется в восходящем источнике Ащибляк ниже к дренирующей системе р. Бурля.

Концентрацию пещер именно на этом участке можно объяснить эрозионно-карстовым разрушением древней поверхности выравнивания, фрагмент которой сохранился и по настоящее время в центральной части поля (рис. 27). По обеим сторонам от него покровные накопления были снесены ранее, в связи с чем активный карт явился причиной обрушения участков свода магистральной системы подземных полостей и вскрытия входов в пещеры. Следует ожидать дальнейшего разрушения этой возвышенной поверхности, образования провалов и вскрытия пещер.

Наиболее близкая к дренирующей системе (в 2 км от р. Бурля) – пещера Ястребиная имеет протяженность 66,4 м; она находится на замыкании невысокой гипсовой гряды и начинается гротом.

Пещеры, заложенные в терригенно-сульфатных толщах кунгура, отмечены и на других карстовых участках, расположенных вдоль западной части зоны передовых складок Урала: Лисья, Красная, Малютка (Курашайское поле), Юлдыбаевская, Саратовская (Юлдыбаевское). Их морфологические особенности достаточно полно охарактеризованы в публикации В.А. Гаряинова и Ю.И. Аганина «Пещеры Оренбургского Приуралья» (1980). Авторы делают вывод о важной роли межслоевого растворения, гравитационных процессов (обрушение межслоевых плит, вываливание гипсовых конкреций), явлений гидратации и перекристаллизации в процессе формирования подземных полостей в слоистых гипсовых толщах.

Рис. 27. Схема развития зон раскрытия пещер (на примере Кзыладырского поля):
1 – зоны частичного смыва покровных отложений, активизации карста и обрушения кровли полостей; *2* – зоны с мощным чехлом покровных отложений, проявления карста единичны; *3* – эрозионные и эрозионно-карстовые врезы, часто заложенные вкрест простирания, подземные полости разрушены; *4* – приречный склон долины (р. Бурля), эрозионно-карстовые лога на месте бывших подземных полостей; *5* – терраса и пойма реки

В сходных условиях сформировалась пещера Степная на Ковыловском поле (левобережье р. Большой Ик у с. Ковыловка), обнаруженная в 2001 г. В.Б. Самсоновым и В.М. Павлейчиком.

О значительной роли трещин напластования в развитии карста свидетельствуют также публикации А.И. Печеркина (1986) и В.С. Лукина (1992). В качестве благоприятного условия авторы также указывают на крутое падение слоев горных пород, при котором трещины напластования служат путями инфильтрации дождевых и талых вод. В совокупности с тектоническими трещинами они участвуют в формировании отдельных полостей и крупных пещерных систем.

Саратовская пещера начинается с небольшой провальной воронки, переходящей в понор. Образована в пачке тонкослоистых мелкокристаллических гипсов с прослойками ангидритов и глин. Основное направление совпадает с простиранием пород, а боковые ответвления заложены по поперечным трещинам. Своды и стены пещеры покрыты разнообразными скульптурными формами растворения.

Юлдыбаевская пещера начинается большим гротом, на дне которого находятся глыбы гипса. Далее ход сужается, в потолочной части свода находятся отверстия двух органных труб. Дно выстлано слоем глины мощностью до 1,8 м. Направление ходов и сезонного стока совпадает с простиранием гипсов.

Спелеогенез в пределах Предуральского прогиба проходит несколько в иных условиях, чем в районе передовых складок Урала. Здесь представлен сульфатный тип разреза кунгура, без пачек терригенных пород. Карстовые массивы занимают привершинные части денудационных склонов и возвышенностей, преобладающий рельеф холмисто-увалистый, в отличие от грядово-холмистой поверхности участков в зоне передовых складок.

Уровень залегания грунтовых вод в приводораздельном состоянии значительно не снижается в глубь массивов (по сравнению с районами внешней зоны складчатости), вода вскрывается на глубинах от 8 до 20 м (Дубенское поле). Явная закарстованность прослеживается на глубину до 30–50 м.

Наиболее крупной исследованной карстовой полостью Оренбургской области является *пещера Подарок* в пределах Алабайтальского карстового поля общей протяженностью ходов 660 м и глубиной 21 м. В последние годы спелеологические изыскания проводятся М.Б. Катковым, В.Б. Самсоновым и др. (Катков, Щерба, 1992; Самсонов, 1999, 2002). Вход в нее расположен в нижней части небольшой провальной воронки и представляет собой щелевидный почти вертикальный лаз шириной 1,5 и высотой 2,0 м. Привходовый зал изобилует глыбами обвального происхождения; в направлении на север от него начинается карстовый меандр шириной 1,0–1,5 и высотой до 4–5 м. В этой части прослеживается второй этаж в виде узких извилистых ходов под потолком (Самсонов, 2002). Далее расположение ходов начинает приобретать лабиринтовый характер, общее направление сменяется на юго-восток. Различные по форме сечения ходы раздваиваются и соединяются, обходя блоки пород и завалы. Окончания некоторых ходов недоступны для человека ввиду их заполнения пещерными накоплениями, таким образом, несмотря на хорошую изученность полости, имеются перспективы дальнейшего изучения ее морфологии.

В непосредственной близости от входа в пещеру находятся провальные воронки, в залах наблюдаются крупные скопления гипсовых глыб, указывающие на обвально-цементационный характер ее развития. Доступная часть пещеры довольно сухая, имеются отдельные лужи. Максимальная обводненность отмечается в период снеготаяния, в остальные сезоны увлажнение связано с инфильтрационными и конденсационными водами.

Изучение состава подземного аллювия в пещере Подарок позволило В.Б. Самсонову (1999) выявить его неоднородность, связанную с изменениями гидродинамического режима этой полости. В главном меандре наблюдается два прослоя: 1) верхний, сложенный остаточной глиной с прослойками песка, наносимого в весенний период талыми водами; 2) нижний, сложенный глиной с прослойками песка и гравия, что указывает на наличие в прошлом постоянного водотока, которым, видимо, и был выработан в субаэральных условиях главный меандр пещеры. Наличие в лабиринтовой части пещеры исключительно глин остаточного и озерного происхождения автор объясняет образованием этого участка пещеры преимущественно коррозией в условиях фреатической зоны.

Надеждинская пещера на левобережье р. Бурля была открыта В.А. Гаряиновым, но в ходе последних наших изысканий вход в нее не был отмечен. Породы, в которых заложена пещера, представлены мелкозернистыми массивнослоистыми гипсами и разнообразными вторичными разновидностями – селенитом, белым сыпучим (гранулированным) гипсом, крупнокристаллическими пакетами гипсового шпата и шарообразными конкрециями. Вход в пещеру находился в нижней части карстовой воронки и открывался в наклонный зал, постепенно сужающийся из-за увеличения мощности глинистых накоплений до непроходимой щели. Направление хода строго соответствует простиранию пород (165°).

Описание гипсовых пещер несет ценную информацию и фиксирует возможно короткий отрезок времени, когда подземная полость бывает доступна для изучения. В XVIII–XIX вв. многие из ученых-естествоиспытателей, посещавших Южное Предуралье, обследовали наиболее известные природные объекты.

В 1769 г. гипсовую гору Туз-Тюбе у Илецкого соляного штока посетил В.С. Паллас: «На самой вершине горы есть хлябь (промоина, отверстие), которая прежде сего очень глубоко простиралась, но ныне загачена. ...Сказывают, что когда еще хлябь не была загачена, то некто для корысти или для любопытства опускался на веревке и чувствовал там почти несносную стужу» (Паллас, 1809, с. 357).

Позднее Э.А. Эверсманн обращает внимание на ветровой режим пещеры горы Туз-Тюбе: «Из пещеры этой дует беспрерывный ветр, который зимою теплее, чем летом, не по чувству нашему, которое, как известно, легко нас обманывает, но по термометру. Зимою от теплого ветра этого лед тает при устье пещеры, а летом вода мерзнет. ...Всегдашний ветер из пещеры бесспорно доказывает, что, кроме известного выхода или отверстия в Илецке, есть еще другое или другие отверстия, куда стремится воздух, образующий при противоположном выходе этот непрестанный ветр. Если таким образом в продолжение шести зимних месяцев холодный поток атмосферического воздуха охолодит стены длинной пещеры до того, что они остынут гораздо ниже точки замерзания, то наоборот, стены эти должны прохлаждать летний воздух на протоке его до того, что воздух этот в состоянии будет замораживать воду у самого выхода из пещеры в Илецке. В продолжение лета, напротив, стены пещеры снова нагреваются и нагревают потом, в свою очередь, холодный поток зимнего воздуха» (Оренбургские степи..., 1949, с. 228–229).

Температурный режим полостей горы Туз-Тюбе с середины XIX в. начинают использовать местные жители в качестве источника холода для хранения продуктов питания. При подготовке «Материалов для геологии России» Ю. Листовым (1885) был изучен температурный режим этих искусственных пещер-ледников. Большинство ниш углубляли по направлению трещин, к некоторым у входа пристраивали стены из гипса, которые покрывали деревянными крышами. Всего насчитывалось 11 подобных пещер-ледников, температура воздуха в подобных сооружениях составляла летом от 0 до 3°С, а в зимнее время – несколько выше, чем температура на поверхности. Все эти искусственные пещеры соединялись с трещинами, по которым осуществлялся воздухообмен с полостями всей горы. Часть этих трещин, по-видимому, имела связь с многочисленными вертикальными коррозионными каналами диаметром не более 4–10 см, берущими начало на уступе и верхней части склона горы. «Весь южный склон усеян сотнями таких жерл с отверстиями и расширениями правильной формы. Внешний вид этих жерл, состоящих первоначально из горизонтальных каналов, а потом уже принимающих вертикальное направление, не оставляет никакого сомнения относительно их происхождения: все они – результат растворения гипса водой...» (Листов, 1885, с. 125).

Циркуляция воздуха происходила следующим образом – весной и летом (март-сентябрь) воздух втягивался по вертикальным каналам, охлаждался и поступал в пещеры. С октября по март наблюдалось обратное направление тока воздуха.

В актюбинской части Южного Предуралья также ранее отмечались небольшие карстовые полости. Ж.-А. Кастанье (1905) приводит сведения о небольшой, протяженностью около 30 м, пещере в 30 км северо-восточнее Актюбинска в долине р. Жаксы-Каргала – правого притока Илека. В настоящее время сведения о пещерах в этом районе отсутствуют.

«Вышеупомянутый холм, где расположены пещеры, называется Чийли, также как и река, соленая вода которой омывает подножье холма. Название «Чийли» получилось от местного растения чий. ... у подножия холма проходит что то похожее на ров, наполовину засыпанный землей … выше рва, на склонах холма расположены как бы в шахматном порядке ямы в 15–20 шагах расстояния между собой и от рва. …Параллельно рву тянутся три ряда ям, форма которых продолговатая поперек холма. Размеры ям следующие: длиной в среднем 15–26 м, шириной 8–10 м, глубиной 3–6 м. У дна ям и у верхней стены во многих ямах виднеются ходы в холм, что дает некоторые основания предполагать, что ямы соединены между собой подземными ходами» (Кастанье, 1905, с. 191–192).

«Яма, на дне которой начинается пещера, имеет продолговатую форму, длиной 15 с лишком метров, шириной 8 м, глубиной около 6 м. Ход пещер 3,5 м был обследован мною на расстоянии 30 шагов. Уже на расстоянии 10 м от входа свод пещеры был так низок, что человек мог двигаться вперед только ползком, между тем, как ширина оставалась прежней, т.е. 1,5 м. …судя по направлению хода при неизменной его ширине, можно заключить, что ход этот ведет к соседней яме, в которой тоже виднеется вход в пещеру». Исследователь задается вопросом: «…чем или кем сделаны ямы и пещеры? …может быть ямы и пещеры есть результаты гипсовых провалов, но необыкновенная симметричность их расположения наводит на разные догадки. Впрочем, будучи явлением природы, не могли ли пещеры когда-либо служить жилищем человека?» «Киргизы со страхом и уважением относятся к пещерам и называют всю местность «Мугтынь» или «Мыктэнь-уй» (там же, с. 192–193).

Спелеогенез, как и карстогенез, в сульфатных отложениях оренбургской и актюбинской частях Южного Предуралья характеризуется своеобразием, заключающимся в общем сокращении площади гипсоносных кунгурских отложений с преобладанием их в восточной части прогиба. Подавляющее большинство пещер отмечено на карстовых полях внешней складчатой зоны Урала, чему способствует гидрогеологические условия терригенно-сульфатного типа разреза. Карстовые массивы, как правило, характеризуются небольшим превышением над дренирующими речными системами либо находятся на значительном удалении от них.

В завершение раздела о пещерах Южного Предуралья еще раз следует отметить, что большинство гипсовых пещер характеризуется незначительными морфологическими показателями, они довольно трудно проходимы. В связи с этим они не представляют особого интереса для широкого экскурсионного показа, а являются прежде всего ценным объектом для изучения геологических разрезов и закономерностей развития карстовых процессов.

Гроты, ниши, арки, поноры. Переходные формы карстового рельефа в большинстве представляют собой сохранившиеся элементы разрушенных подземных полостей.

Под гротами в данном случае мы понимаем небольшие пещеры – раскрытые к поверхности углубления (ниши) в коренных породах, высота или ширина свода которых больше, чем его протяженность. Некоторые из гротов являются входами в пещеры, т. е. привходовыми залами. Заметим, что под гротами часто понимают значительное пространство в глубине пещеры – синоним пещерного зала (Чикишев, 1973).

Гроты наблюдаются на многих карстовых участках Южного Предуралья в областях развития пещер на обвальной стадии развития. На Кзыладырском поле расположен грот Голубиный в юго-восточном борту разлома, секущего высокую гипсовую гряду, в нижней части которого расположено небольшое озеро. Из него ведет ход в некрупную субгоризонтальную пещеру протяженностью 66,7 м.

В нижней части глубокой провальной воронки на Западно-Дубенском участке Активного карстового поля расположен Ледяной грот (ширина 3, высота 2, глубина 5 м), из которого ведет ход в пещеру общей протяженностью ходов 48 м (из отчета В.А. Гаряинова и др., 1980). Сечение пещеры забито льдом, остаются свободными лишь узкие щели (до 20 см) между льдом и потолком. Гроты также отмечены на Юлдыбаевсом, Аургазинском, Ишеевском и других карстовых полях.

Карстовые арки – сохранившиеся от обрушения части свода карстовой подземной полости, очень короткая проходная пещера.

Подобную сквозную арку можно наблюдать в борту лога у с. Ишеево, представляющую собой изолированный фрагмент Ишеевской пещерной системы протяженностью около 20 м. Южный вход аркообразный высотой 5 и шириной 7 м, далее ко второму входу эти показатели уменьшаются до 3 и 5 м соответственно.

На Кзыладырском поле карстовая арка вписана в цепочку неглубоких воронок, представляет собой фрагмент кровли подземной полости (длина 15, ширина 4, мощность свода 3, высота свода 1,5 м), сложенной тонкослоистыми гипсами с включениями гипсовых «бляшек», падение слоев на коротком отрезке меняется с запрокидыванием от 70 до 115°. Арки отмечены также на Петропавловском и Юлдыбаевском участках.

Поноры – округлые или щелевидные отверстия, располагающиеся обычно на дне воронок различного генезиса, обеспечивают отвод поверхностных вод в подземный сток.

Карстовые колодцы – вертикальные каналы с поперечником 1–3 и глубиной до 20 м; имеют преимущественно провальное и коррозионное происхождение. Несколько более крупными показателями отличаются карстовые шахты – вертикальные каналы диаметром 3–5 и глубиной более 20 м.

В качестве переходных (поверхностно-подземных) форм карстового рельфа выделяют карстовые рвы – вытянутые замкнутые углубления с неровным дном, осложненным понорами и воронками. Они располагаются обычно в верхних частях склонов речных долин, придолинных участках междуречий, реже – в суходолах и приурочены к трещинам бортового отпора и зонам нисходящего стока трещинно-карстовых вод (Горбунова, 1979а). На территории Южного Предуралья они преимущественно наблюдаются на уровне верхней бровки крупных эрозионных врезов – Охлебининский участок на р. Белая, Аургазинский на одноименной реке, гора Алебастровая у пос. Рудный и др.

2.2.2. Поверхностные формы рельефа и проявления карста

Воронки – замкнутые понижения различного генезиса, наиболее распространенные формы карстового рельефа. Они крайне разнообразны по характеристикам: генезису, морфометрическим и морфологическим показателям, степени поглощаемости, условиям залегания карстующихся пород и др.

По характеру происхождения выделяют (рис. 28): *провальные* – воронки, сформированные путем обрушения сводов подземных полостей; *коррозионные* (поверхностного выщелачивания) – воронки, образованные под растворяющим воздействием поверхностных вод на участках голого карста с повышенной трещиноватостью пород; *коррозионно-просадочные* – воронки, образованные в результате выщелачивания карстующихся пород, находящихся под толщей покровных отложений, в большей степени характерны для карста соляных штоков; *провально-суффозионные* (просасывания) – воронки, образованные в рыхлых отложениях, перекрывающих карстовый массив в результате их перемещения в подземные полости, характерны для участков с толщей рыхлых покровных отложений – плоских водораздельных пространств, речных пойм и террас, *воронки, сформированные восходящими источниками* – относительно редки, отмечаются в зонах разгрузки карстовых массивов.

Диаметр, глубина, форма сечения воронок являются морфометрическими показателями, отражающими активность карстовых процессов, генезис воронок, возраст и стадию их развития.

Показатель	Варианты	Количественный показатель, м
Диаметр	Небольшие	До 5
	Обычные	5–25
	Большие	25–100
	Очень большие	Более 100
Глубина	Мелкие	До 1
	Неглубокие	1–5
	Обычные	5–10
	Глубокие	10–25
	Очень глубокие	Более 25
Форма сечения – глубина / диаметр (по: Ступишин, 1967а)	Колодцеобразные	
	Конусообразные	До 0,2
	Чашеобразные	0,2–0,1
	Блюдцеобразные	0,1–0,02
Симметричность сечения	Симметричные	
	Асимметричные	
Форма в плане	Округлые	
	Овальные	
	Сложные (звездчатые, лопастные и др.)	

Почти повсеместно для Южного Предуралья характерны воронки провального происхождения, расположенные преимущественно на склонах речных долин. Они характеризуются значительными параметрами: диаметром 20–40 и

Рис. 28. Основные генетические типы воронок (по: Горбунова и др., 1992): *1* – коррозионная; *2* – коррозионно-просадочная; *3* – провальная; *4* – суффозионно-провальная

глубиной 5–15 м, имеют котлообразную и конусообразную формы сечения.

Небольшие по диаметру и глубине котлообразные воронки провального генезиса отмечаются на поверхности рыхлых гипсовых кор выветривания, а также в бортах более крупных провальных форм («вложенные» воронки). В последнем случае просадки образуются в результате механического перемещения материала в оставшиеся незаполненными участки подземной полости. Если водный поток не меняет с обрушением своего направления, появление вторичных форм можно связывать с химическим и механическим выносом вещества на участке обрушенной полости.

К возвышенным склонам речных долин также приурочены коррозионные воронки. В среднем они характеризуются меньшими показателями (диаметр 5–10, глубина 1–10 м) и имеют конусообразную форму, иногда переходят в колодцы. Формируются на участках обнаженного карста, в породах, отличающихся повышенной трещиноватостью и достаточной дренированностью. Подобные условия наиболее часто формируются на пологих поверхностях коренных склонов речных долин в сочетании со значительным превышением над уровнем дренирующей системы и близостью к ней. Наиболее характерные участки расположены на правобережьях р. Аургазы и Селеук.

Происхождение блюдцеобразных и чашеобразных воронок, широко распространенных в северной части рассматриваемого региона, в долинах рек Белой, Уфы, Сима, преимущественно провально-суффозионное. По сравнению с другими генетическими формами характеризуются значительным разбросом показателей диаметра – от первых десятков метров довольно часто до 100–200 м и более при глубине, редко превышающей 1,0–2,5 м.

Выявление генезиса воронок с блюдцеобразным сечением бывает затруднительным, так как эти формы могут иметь различный генезис – провальный и коррозионно-просадочный на заключительной стадии развития (заполненные рыхлыми делювиальными накоплениями) либо провально-суффозионные формы.

Симметричность сечения воронок и округлость в плане зависит от ряда факторов.

1. Условия залегания карстующихся пород: а) мощность перекрывающей толщи, которая при просадке «смягчает» сложность контуров обрушающейся полости и придает провалам очертания в плане, близкие к кругу; б) параметры падения пород – более крутые обрывистые борта заложены вкрест простирания пород, пологие – согласно простирания.

2. Генезис – более «правильные» округлые формы характерны для воронок коррозионного, коррозионно-просадочного и провально-суффозионного типов.

3. Положение в рельефе. При нахождении воронок на покатых склонах их борта, находящиеся выше по склону, испытывают более сильное влияние денудационных процессов. Борт воронки в этой части, как правило, более пологий, часто формируются эрозионные врезы в виде борозд и коротких оврагов. Удлиненной формой характеризуются воронки в речных поймах, вписывающиеся в систему пойменных понижений и излучин. На плоскоместьях (водораздельные плакоры и речные террасы) воронки имеют обычно округлую в плане форму.

4. Возраст образования и стадия развития. На конечной стадии своего развития воронки заполняются механическим материалом, который сглаживает неровности бортов. При образовании «вложенных» форм – вторичных просадок на бортах и днище воронки, а также при соединении смежных воронок образуются сложные формы.

Таким образом, понятие «карстовые воронки» объединяет большую группу поверхностных отрицательных карстовых образований, разнообразных по морфогенетическим признакам.

Карстовые балки и лога являются конечным результатом разрушения подземной полости, проявляющимся на поверхности слиянием отдельных карстовых воронок в единую форму рельефа под действием эрозионно-денудационных процессов. Распространены достаточно повсеместно, наиболее часто встречаются на полого- и покато-наклонных поверхностях приводораздельных и придолинных склонов. Представляют собой замкнутые, либо частично замкнутые, вытянутые понижения, глубиной до 3–5 м и протяженностью до 1 км. Часто в нижней части находятся воронки с понорами, поглощающие поверхностный сток.

Карстовые озера по расположению озерных котловин относительно зеркала подземных вод (по: А.Г. Чикишев, 1977б, в) делятся на группы: 1) подвешенные (образующиеся в результате кольматации поглощающих каналов карстовых воронок), среди них бессточные, с поверхностным притоком, с перемежающимся поверхностным стоком; 2) вскрывающие водоносные горизонты, в их числе гидрогеологические окна; 3) расширенные устья восходящих карстовых источников. По гидрологическому режиму (Горбунова, 1979) выделяются: 1) бессточные; 2) поверхностно-сточные; 3) поверхностно-проточные; 4) поверхностно-приточные; 5) подземно-проточные (рис. 29).

Наибольшее распространение в карстовых ландшафтах Южного Предуралья получили подвешенные бессточные озера и гидрогеологические окна.

Любая непоглощающая воронка является местом накопления талых вод и образования сезонных озер, длительность существования которых зависит от морфологических показателей впадины (глубина, ширина, форма сечения),

Рис. 29. Гидрогеологические условия возникновения карстовых озер (по: Горбунова, 1979а):
I – области питания карстовых вод; II – области концентрированного стока карстовых вод под логами (II А), под дном долин (II Б), под трещинами бортового отпора и рвами (II В), на контакте коренных склонов и аккумулятивных террас (II Г); III – области разгрузки в зонах фациального замещения пород (III А), в тектонически нарушенных зонах (III Б), в древних эрозионных врезах (III В); *1* – направление стока карстовых вод; *2* – гипсы; *3* – известняки; *4* – некарстующиеся породы; *5* – аллювиальные отложения; 6 – зоны концентрированного стока

степени поглощаемости, водосборной площади. Подобные сезонные озера есть на многих участках Южного Предуралья, вода в них обычно держится в течение мая-июня.

Постоянные карстовые озера встречаются преимущественно на нижних этажах речных долин, соответствующих пойменному и надпойменно-террасному типам местности. Карстующиеся породы здесь перекрыты водоносными аллювиальными отложениями, частично питание озер осуществляется за счет атмосферных и паводковых вод. К группе бессточных относится большинство карстовых озер в долинах рек Белая, Уфа, Уршак, Аургаза, Салмыш, Большая Юшатырь и др.

Относительно редким для Южного Предуралья типом являются родниковые озера, котловина которых сформирована за счет воронок выхода восходящими источниками. Яркими примерами являются Голубой источник у с. Новомусино (рис. 30), родники Кзыладырского поля.

На придолинном участке Кзыладырского поля в русле пересыхающего ручья отмечена цепочка провальных озер-плесов (глубиной 3,5–4,0, диаметром до 10–12 м), соединенных ложбиной стока и относящихся к поверхностно-проточному типу – с сезонным (весенним) поверхностным притоком и оттоком, постоянным подземным притоком и оттоком.

Процессы карстообразования оказывают существенное влияние на поверхностно-водный режим территорий. Основными условиями формирования озерных западин Южного Предуралья является дополнительное (к атмосферному) питание подземными водами и значительная водосборная площадь котловин.

Рис. 30. Голубой источник

Котловины, депрессии и мульды оседания. Карстовые депрессии представляют собой понижения, имеющие поперечник от нескольких сотен метров до нескольких километров и отражающие заключительный этап развития карстовых полей.

Карстовые котловины характерны для поверхностей над соляными штоками. Примером может служить котловина на своде горы Боевая, сформированная над Мертвосольским штоком. Диаметр котловины составляет около 550–600 м по гряде, окаймляющей котловину, или 400–450 м по контуру впадины; максимальное превышение – 28 м над северо-западной частью гряды. Карсту подвержены каменные соли штока, а гипсовые блоки кепрока обнажаются на поверхности и практически не участвуют в формировании карстовых понижений.

Одним из примеров отражения древних карстовых котловин в рельефе являются депрессии на месте разрушенного в среднеюрское время свода Тузлукколь-ского соляного купола. Наиболее древние формы представлены обширными депрессиями, развитыми в субмеридиональном направлении на протяжении 20 км, охватывающими, главным образом, осевую и правобережную часть долины руч. Тузлукколь. На северном замыкании находятся слабо выраженные в рельефе, обширные полузамкнутые депрессии неправильной формы, занятые солончаками (урочище Сорколь). В современный период карстовые процессы протекают в гипсах и на поверхности соляного штока, представлены озерными и заболоченными понижениями в долине руч. Тузлукколь.

В долинно-речных типах местности в условиях подаллювиального расположения карстующихся пород развиты эрозионно-карстовые депрессии, проявляющиеся в виде локальных расширений (раздувов) речных долин. Примером могут послужить расширения пойм рек в ряде мест долины рек Салмыш, Большой Юшатырь, Бурля, Уршак, Аургазы и др.

Булановская депрессия, расположенная в долине р. Салмыш к юго-востоку от с. Буланово, имеет сложную форму и достигает в поперечнике 2 км. По мере

Рис. 31. Контуры Булановской депрессии в долине р. Салмыш:
1 – границы коренных склонов и эрозионных уступов; *2* – *зоны депрессии*: *а* – наиболее опущенная, заполненная торфообразными почвами и занятая древесно-кустарниковой растительностью; *б* – отчетливо выраженная промежуточная; *в* – слабо выраженная

выраженности в рельефе выделяются несколько зон, отражающихся в ландшафте (рис. 31). Зона максимального прогибания с дополнительным питанием грунтовыми водами представляет собой низинное болото, поросшее березой, ивой, ольхой черной. Деревья порослевого происхождения, так как в годы войны интенсивно вырубались при разработке торфяника.

Обнажения пород и карры. Обнажения гипсов в Южном Предуралье наблюдаются преимущественно на склонах эрозионно-речных систем, где они образуют пологие увалы и контрастно выраженные гряды. Степень обнаженности зависит от уклона поверхности и, соответственно, от активности сноса покровных отложений эрозионно-денудационными процессами.

На участках активного карста обнажения гипсов связаны с обрушением сводов пещер и образованием крупных провальных воронок. На локальных пространствах между воронками усиливаются эрозионно-денудационные процессы, которые способствуют уничтожению покровного чехла и обнажению карстующихся пород.

Наиболее распространенными микроформами (проявлениями) карста являются к а р р ы , представляющие собой разнообразные неровности на поверхности карстующихся пород, образованные действием дождевых и талых снеговых вод. Обычными для гипсовых обнажений являются бороздчатые и ячеистые карры. Для их образования необходимы определенные условия: а) массивность пород – отсутствие видимой трещиноватости; б) оптимальный уклон поверхности (порядка 30–60°) и отсутствие поблизости ложбин стока – для бороздчатых карров. Перечисленные условия преимущественно проявляются в бортах молодых провальных воронок, подземных полостях, карьерных выработках.

Поверхность массивных гипсов под действием поверхностных метеорных вод подвергается выщелачиванию с образованием разнообразных микроформ – раскрытых межслоевых трещин, скульптурных образований по вторичным гипсам (гипсовым бомбам, бляшкам и др.)

Коры выветривания и карстовые «бедленды». Формированию современных кор выветривания, помимо геохимических преобразований, способствуют: а) климатические особенности территории – континентальный климат, зна-

чительная глубина промерзания почвенно-литологического разреза; б) мезорельеф карстовых территорий, способствующий перемещению снега в отрицательные формы рельефа; в) тяжелый (глинистый, суглинистый) структурно-механический состав рыхлых отложений.

Коры выветривания при значительной мощности подвержены активному карсту с образованием своеобразного мелкоконтрастного микро- и мезорельефа, который выделяется как гипсово-карстовый бедленд (Павлейчик, 1996, Павлейчик и др., 1998, 1999). Среди замкнутых понижений наиболее характерны мелкие котлообразные воронки с крутыми, часто отвесными бортами. Они имеют преимущественно небольшую амплитуду и объем обрушения (средний диаметр 3–5, глубина 2–3 м); коэффициент их встречаемости достигает местами 55 шт/га. Сложный лабиринт этих образований не имеет какой-либо видимой пространственной ориентации, по которой можно было бы судить о связи с подземными полостями в коренных отложениях. Данные морфологические признаки свидетельствуют о том, что эти котлообразные просадки возникают благодаря процессам растворения и механического выноса рыхлых отложений с образованием небольших по объему полостей. Тем не менее неправомерно полностью отрицать их возможную связь с системами подземных полостей в коренных гипсах.

Помимо мелких форм в данных урочищах присутствуют широкие западины карстово-суффозионного происхождения со следами эрозионного расчленения бортов. Часть их заболочена, другие в той или иной мере поглощают воду.

Линейно вытянутые отрицательные формы рельефа имеют вид рытвин, коротких овражков, ложков и имеют различный генезис: собственно эрозионный (участки сноса рыхлого гипсового материала поверхностными водами), карстовый (проекция на поверхность через рыхлые отложения обрушающихся подземных полостей), смешанный (карстово-эрозионного) происхождения. На карстовый генезис логов указывают их замкнутость, ориентация согласно и вкрест простирания гипсовых отложений, перпендикулярное сочленение их отрезков. Глубина расчленения поверхности карстовыми логами обычно не превышает 4 м, в плане они часто имеют линейно-вытянутые очертания, их протяженность достигает 8–15 м и более. Встречающиеся здесь эрозионные лога характеризуются четко выраженной ложбиной стока за пределы рассматриваемых урочищ, отсутствием осложняющих провальных образований.

Сульфатно-карстовые бедленды могут формироваться на различных по происхождению рыхлых гипсовых накоплениях и занимать различное ландшафтно-геоморфологическое положение. В зависимости от взаимного расположения обнажений гипсовых пачек и эрозионно-дренирующих систем, уклона поверхности и ряда других факторов можно выделить элювиальные и делювиальные типы рыхлых отложений гипсовых кор выветривания.

В структуре данных урочищ возможно преобладание как мелких котлообразных форм (в сочетании с крупными воронками, если бедленд образуется на преимущественно элювиальных отложениях, т.е. над коренными гипсовыми выходами), так и эрозионных логов в сочетании с редкими пологими карстово-суффозионными западинами (рис. 32).

Преобладание мелких форм в сочетании с единичными крупными воронками объясняется неглубоким залеганием зеркала грунтовых вод, дренирую-

Рис. 32. Основные литолого-генетические типы карстовых бедлендов:
I – лес Узкий (Кзыладырское поле); II – урочище Березки (Надеждинско-Яковлевское поле); *1* – провальные формы карстовых бедлендов (мелкие котлообразные воронки и широкие карстово-суффозионные западины в сочетании с эрозионными логами), *2* – провальные воронки; *3* – лугово-болотистые карстовые балки; *4* – галофитно-степные фитоценозы с чием блестящим; *5* – границы: соответственно лесопокрытой площади и распространения рыхлых гипсовых отложений; *6* – полого-увалистый склон долины р. Бурля; *7* – обрывистый склон долины р. Верхняя Чебенька; *8* – пойма р. Верхняя Чебенька; *9* – гипсовые отложения – соответственно коренные гипсы и ангидриты кунгурского возраста пермской системы и современные рыхлые гипсовые отложения; *10* – переслаивание терригенных отложений (глины, суглинки, алевролиты, песчаники); *11* – аллювиальные отложения; *12* – подземные полости и каналы; *13* – древесная растительность. А-Б, В-Г – профили

щих как коренные сульфатные отложения, так и непосредственно нижнюю часть рыхлой гипсовой толщи. Ландшафтно-экотопические условия этих урочищ благоприятны для формирования древесно-кустарниковой растительности.

Карстовые останцы – возвышенности и выступы пород, изолированные от более высоких элементов речных долин и поверхностей склонов, в условиях трещиноватости пород, проявления карстовых и других экзогенных процессов.

Наиболее представительные эрозионно-карстовые останцы Южного Предуралья находятся в долине р. Аургазы. На уровне первой надпойменной тер-

расы и прилегающих участках коренного склона у с. Курманаево отмечается группа гипсовых скал-останцов высотой от 8 до 15 м. Самый значительный облесеннный останец изолирован от коренного склона эрозионно-аллювиальными процессами; он примыкает к левому берегу реки, вытянут вдоль нее на 250 м при ширине 120 м и максимальном превышении над поверхностью в 15 м. Сходный останец Бабай-таш размером 120 на 320 м с «каменными пальцами» находится на левобережье между селами Султанмуратово и Кшанны.

Небольшие останцы могут образовываться в процессе слияния провальных воронок, являясь остатками перемычек между ними. Комплексное (эрозионное, денудационное, карстовое) развитие трещин бортового отпора приводит к образованию останцов на крутых склонах эрозионных врезов (Охлебининский участок на р. Белой).

Среди карстово-денудационных останцов можно выделить выраженные в рельефе глыбы отброшенных гипсовых кепроков соляных штоков (гора Туз-Тюбе у Илецкого соляного штока).

Глава 3

ЛАНДШАФТНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАРСТОВЫХ ГЕОСИСТЕМ

3.1. МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К ИЗУЧЕНИЮ КАРСТОВЫХ ГЕОСИСТЕМ

Карстовые процессы в субаридных условиях Южного Предуралья обусловливают образование и развитие специфических природных геосистем, являются одним из наиболее значимых ландшафтообразующих факторов на закарстованных территориях (рис. 33).

Наличие тесных функциональных взаимосвязей между подземными и поверхностными элементами карстовых массивов и единство направлений потоков вещества дают возможность рассматривать их в качестве геосистем и широко использовать при их изучении системный подход.

Теория системного подхода в науках о Земле разрабатывается начиная с 1960–1970-х гг. (Сочава, 1973, 1974; Мильков, 1966, 1986; Исаченко, 1971; Преображенский, 1986; Ретеюм, 1972; Гвоздецкий, 1972, 1988; Арманд, 1975; Уемов, 1978; Солнцев, 1981; и др.).

Системный подход при изучении карста впервые применили Н.А. Гвоздецкий (1972) и А.Г. Чикишев (1977а, 1979). Позднее это направление получило развитие в работах В.Б. Михно (1982), Л.И. Воропай и В.Н. Андрейчука (1985), В.Н. Андрейчука (1991), Г.Н. Дублянской и В.Н. Дублянского (1998) и др.

Карстовые геосистемы по А.Г. Чикишеву (1979) представляют собой саморазвивающиеся природные комплексы, отдельные части которых интегрируются потоками вещества и энергии в динамически сопряженные образования, функционирующие как единое целое. Элементный состав карстовых геосистем образуют: 1) компоненты абиотического, биотического и антропогенного блоков, однородные и контактные и 2) пространственные комплексы (фации, урочища).

В качестве геосистем можно рассматривать парагенетические комплексы – природные образования, представляющие собой систему пространственно смежных типологических единиц, связанных общностью своего происхождения (Мильков, 1966). Парагенетические комплексы карстогенного происхождения являются системой тесно взаимосвязанных фаций и урочищ, объединенных вещественно-энергетическими потоками, главным образом поверхностных и трещинно-карстовых вод.

Отличия карстовых форм от вмещающих ландшафтов выражаются в проявлении вертикальной и пространственной контрастности, являющейся источником их геодинамической активности. Контрастность сред, по Ф.Н. Милькову (1981, с. 41), является «обязательным условием динамики ландшафтных комплексов ... и носит характер повсеместной закономерности, проявляющейся в самых различных формах».

Рис. 33. Ландшафтные особенности карстовых геосистем

Вертикальная контрастность является неотъемлемым свойством ландшафтной оболочки, для которой характерно прямое соприкосновение, контакт и активное взаимодействие литосферы, атмосферы и гидросферы (Мильков, 1959, 1970, 1981). В зонах активного карстообразования вертикальные параметры ландшафтной оболочки увеличиваются за счет системы подземных полостей и связанных с ними генетически поверхностных форм рельефа. Пещеры образованы взаимодействием карстующихся пород и подземных вод, имеют связь с атмосферой посредством системы ходов и характеризуются закономерно сложившимися своеобразными биоценозами.

Вертикальной контрастностью денудационно-аккумулятивных зон карстовых воронок обусловлена активизация геодинамических процессов и, частично, развитие ландшафтно-фациальной микропоясности склонов. Примером перераспределения потоков в карстовых геосистемах могут служить карстовые озера подвешенного типа, образующиеся в условиях достаточного атмосферного питания за счет кольматации поглощающих каналов воронок. Подобные изменения отражаются в фациальной структуре урочищ с образованием новых локальных рубежей природных сред (водно-атмосферного и водно-донного) и контрастных пространственных сочленений.

Пространственная (горизонтальная) контрастность карстовых ландшафтов является отражением различий между составляющими элементами – урочищами отрицательных форм рельефа и вмещающих их ландшафтов. На контра-

стность и азональность экотопических условий гипсово-карстовых урочищ Пермского Предуралья указывает В.С. Лукин (1974, с. 53): «На дне долин и карстовых котловин, где часто фиксируется многолетняя мерзлота, можно встретить растительность тундры, а на крутых склонах южной экспозиции – микроучастки степи среди смешанных лесов. Местные жители умело используют ландшафт карстовых областей при размещении садово-огородных культур».

Таким образом, отдельным вопросом изучения ландшафтных особенностей карстовых геосистем является оценка характера сочленения элементарных парадинамических комплексов – взаимосвязанных урочищ и фаций. Одним из методических подходов, позволяющих осветить вопрос, является выделение ландшафтных границ – экотонов (Арманд, 1955; Сочава, 1973; Мильков, 1952, 1986; Родоман, 1982; Коломыц, 1987; Николаев, 2003; Мамай, 2004; и др.). «Экотон – переходная полоса между смежными ландшафтными комплексами, характеризующаяся повышенной интенсивностью обмена между ними веществом и энергией, разнообразием экологических условий и, как следствие, высокой концентрацией органической жизни» (Мильков, 1981, с. 278).

Комплексный характер географических исследований позволяет рассматривать вопросы развития карста как единого процесса, происходящего в цепи природных компонентов – литогенная основа – почвообразующие породы – почвы – растительный и животный мир. Структура почвенно-растительного покрова одновременно является одним из факторов развития карста и компонентом карстовых геосистем, формирующимся в условиях динамичной и сложно дифференцированной экотопической основы. Быстрота отклика почвенно-растительного покрова на изменения условий карстовых урочищ определяет высокое индикационное значение при определении некоторых параметров: близости залегания грунтовых вод, гидрологического режима и возраста отрицательных форм карстового рельефа, динамичности сопутствующих экзогенных процессов и др.

3.2. ЛАНДШАФТНАЯ СТРУКТУРА И ДИНАМИКА ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА

Эволюция карстовых геосистем сопровождается образованием качественно новых урочищ (форм рельефа), которые в ходе развития претерпевают динамичную трансформацию с обособлением микропоясов денудации, транзита и аккумуляции. На склонах провальных воронок наблюдается локальная активизация сопутствующих карсту экзогенных (аккумулятивно-денудационных) процессов, приводящая к изменению гидрогеологического режима, условий питания карстового массива и др. Таким образом, до определенного этапа эволюции карстовых массивов происходит усложнение структуры геосистемы с образованием и развитием новых элементов.

3.2.1. Динамичность развития

Разнообразие ландшафтной структуры закарстованных территорий находится в прямой зависимости от активности карста и сопутствующих процес-

сов. Для оценки ландшафтного разнообразия в качестве критериев рассматривались морфогенетические признаки карстовых форм, их контрастность относительно вмещающих ландшафтов, состав и особенности распределения почвенно-ботанического покрова.

Наибольшее разнообразие во вмещающие ландшафты вносят коррозионно-провальные воронки, отличающиеся возрастом и стадией развития, морфологическими показателями, микроклиматическими особенностями, условиями водного режима и др. В ходе своего развития урочища провального происхождения проходят через ряд последовательных преобразований, сопровождающихся изменением их структурно-динамических показателей, сукцессионными изменениями почвенного и растительного покровов:

1. *Момент обрушения кровли* (катастрофический этап развития) – образование новой формы рельефа – «свободного поля» для пионерной растительности.

Все последующие стадии (за исключением образования новых «вложенных» форм) представляют эволюционный этап развития.

2. *Начальная стадия.* В этот и последующие этапы значительную роль в разрушении и выполаживании бортов воронок играют денудационно-аккумулятивные процессы, приводящие к перераспределению по профилю пород и покровных отложений, слагающих склоны воронок.

Наблюдения за провалом на Кзыладырском поле позволили проследить основные особенности его развития за период 1998–2009 г. Изначально провал имел котлообразную форму, глубину 4 и диаметр 8 м; на 2003 год имел глубину 3,8 и диаметр 9,5 м; на 2009 год – глубину 3,5 и диаметр 11 м. Вблизи воронки появились трещины отседания, прослеживающиеся на расстоянии 5,5 м от бортов и имеющие глубину не менее 0,5 м. Эти трещины имеют очертание фрагментов дуг, повторяющих контуры бортов воронки (рис. 34). В настоящее время отмечаются молодые побеги тополя белого.

Понижения рельефа являются своеобразными ловушками для семян, вместе с тем из-за неблагоприятных микроклиматических условий (длительный период стояния снежного покрова и воды, затененность, отсутствие сформировавшегося почвенного профиля, его бесструктурность) длительное время остаются незаселенными.

Первый этап заселения «свободного поля» для рыхлых элювио-делювиальных отложений соответствует бурьянистой стадии сукцессии, на обнажениях коренных пород пионерные группировки состоят из случайного набора петрофитных видов. Заселение воронок растительностью происходит вниз по склонам (сначала – более пологим) воронок. Почвы состоят из глыбовых остатков существовавших ранее почвенных горизонтов.

3. *Стадия зрелости.* Под действием денудационных процессов в нижней части склонов и на днище воронок накапливается мощный слой намытых почв с обломками коренных пород. Эта аккумулятивная часть заселяется разнотравно-мезофильной и кустарниковой растительностью, в значительной мере ослабляющей снос почвенно-грунтовых частиц в поноры и подземные полости. При кольматации водопоглощающих каналов в нижней части воронок формируются концентрические фации разнотравно-осоковых сообществ на намытых лугово-солонцеватых почвах, околоводно-водных (тростниково-рогозовых, сусаковых и др.) сообществ на озерно-иловатых отложениях. Верхняя часть бор-

Рис. 34. Трещины отседания и динамика морфологии провальной воронки (Кзыладырский участок)

тов воронок постепенно выполаживается и находится в относительно устойчивом динамическом равновесии.

В условиях заложения воронок в коренных гипсах на протяжении стадии формируется относительно стабильная ландшафтно-геодинамическая система, на длительное время сохраняющая морфометрические показатели. При близком взаимном расположении воронок нередко происходит образование сложных полицентрических урочищ.

4. *Стадия западин.* Дальнейшее разрушение бортов воронок и накопление нерастворимых отложений приводит к изменению формы сечения до чаше-, а затем – блюдцеобразной формы. Резко снижаются показатели активности денудационно-аккумулятивных процессов и водопоглощения. В условиях небольшого объема западин атмосферные воды скапливаются на очень непродолжительный период, в связи с чем растительность постепенно сменяется от мезофильных до практически фоновых сообществ.

3.2.2. Склоновая микропоясность и параметры водопоглощаемости

Ландшафтно-фациальная микропоясность склонов формируется в крупных глубоких формах рельефа. Экспозиционные различия в условиях инсоляции, снегового и ветрового режимов, а также морфологическая неоднородность сечения и обнажения коренных пород обусловливают нарушение концентричности расположения микропоясов на склонах воронок (рис. 35).

При дальнейшем развитии изменяется количество и состав склоновых микропоясов (ландшафтных фаций), выраженность границ между ними. Ландшафтно-фациальный состав микропоясов денудационной и транзитной частей воронок определяется степенью обнаженности коренных пород и уклоном бортов. Состав микропоясов аккумулятивной части прежде всего зависит от гидрологического и микроклиматического режимов.

Рис. 35. Варианты ландшафтно-фациальной микропоясности в карстовых воронках:

А – непоглощающая котлообразная провальная воронка глубиной 8,5 м, диаметром 23 м с выходом коренных гипсов: *1* – осоки, частуха подорожниковая, дурнишник и др. (околоводная фация); *2* – заросли крапивы и ежевики; *3* – ковыль Залесского, синеголовник, подмаренник русский, василек Маршалла и др.; *4* – ковыль Лессинга, типчак, скабиоза исетская, вероника беловойлочная, тимьян Маршалла; *5* – шиповник, спирея городчатая, вишня степная, эфедра двуколосковая, единичные деревья черемухи (кустарниковая фация); *6* – типчак, эфедра двуколосковая, полынь солянковидная, парнолистник перистый, качим Патрэна (фация коренных пород); *7* – ковыль Лессинга, типчак, овсец пустынный (фоновые степные фации);

Б – провальная конусообразная воронка глубиной 12 м, диаметром 27 м с эрозионным врезом в борту и водопоглощающим понором: *8* – фация полного угнетения растительности ввиду избыточного увлажнения, затененности и длительного стояния снегового покрова; *9* – крапива, ежевика сизая; *10* – спирея городчатая, вишня степная; *11* – овсяница волжская, живокость уральская, дрок красильный, стальник пашенный, хартолепис средний и др. (богаторазнотравная фация); *12* – типчак, эфедра двуколосковая, парнолистник перистый; *13* – типчак, кизильник черноплодный, василек Маршалла, копеечник Разумовского;

В – плоскодонная чашеобразная воронка глубиной 1,8 м, диаметром 54 м на I надпойменной террасе с выраженным бортовым уступом: *14* – вейник наземный, горец птичий, василистник малый, зюзник европейский, осоки; *15* – полынь белая, лабазник, вероника метельчатая, дербенник иволистный; *16* – осина, черемуха, шиповник, овсяница красная, подмаренник русский, щавель конский, пижма тысячелистниковая; *17* – вишня степная, спирея городчатая, морковник обыкновенный, хатьма тюрингенская и др. (разнотравно-кустарниковая фация);

Г – провальная воронка глубиной 4,1 м, диаметром 15 м с задернованными бортами: *18* – дурнишник обыкновенный (зона периодического стояния воды); *19* – крапива, полынь белая, котовник украинский; *20* – ковыль Залесского, типчак, подмаренник русский, тимьян мугоджарский, копеечник Разумовского (петрофитно-степная фация); *21* – типчак, овсец пустынный, зубровка степная, кизильник черноплодный, козелец пурпурный

Рис. 36. Суточный ход температуры и влажности в воронке и на расстоянии 15 м от нее (фон) 12.05.2005 г. (Алабайтальский участок)

Поглощаемость воды поверхностными формами зависит от степени кольматации водопоглощающих каналов и определяется наличием сезонных или постоянных озерных западин. Степень поглощаемости воронок в целом находится в прямой зависимости от глубины воронок и их сечения – как правило, непоглощающие имеют чашеобразную форму и глубину до 3,5–4,0 м; слабопоглощающие – чашеобразные, 3–7 м; активно поглощающие – конусообразные, 6 м и более.

Характер гидрологического режима воронок определяет состав почвенно-литогенных отложений, накапливающихся в аккумулятивной части, и состав мезофильно-гидрофильных сообществ. Разновидности заполняющих воронку отложений зависят от генезиса, истории развития, морфометрических показателей воронок, ландшафтного соседства, литологического состава карстующихся пород и могут быть представлены озерно-илистыми, озерно-речными, торфянисто-сапропелевыми, лугово-намытыми почвами.

В конусообразных непоглощающих воронках глубиной 4 м и более обычно наблюдается максимальное количество склоновых фаций в условиях экспозиционных различий. В средних частях склонов, как правило, формируется сплошной кустарниковый покров в сочетании с богатым мезофильным разнотравьем. В нижней части склонов часто отмечается угнетенность растительности вследствие затененности экотопа и длительного стояния снегового и водного покровов.

По мере выполаживания склонов и сокращения глубины в воронках чашеобразной формы глубиной 1,5–4,0 м число ступеней склоновой микрозональности сокращается до 2–3. В нижних частях формируются мезофильные либо околоводно-гидрофильные фитоценозы, иногда в сочетании с кустарниково-древесной растительностью. Ландшафтно-фациальное разнообразие карстовых озер заключается в смене биотопов от уреза воды к наиболее глубоким местам чаши и в гидроморфизме прибрежных зон.

На конечном этапе развития воронки представляют собой блюдцеобразные западины с глубиной 0,5–1,5 м. Они характеризуются более мезофильным составом растительности по сравнению с вмещающими ландшафтами на намытых почвах со сформировавшимся гумусированным профилем.

3.2.3. Микроклимат карстовых урочищ

Морфологические и экспозиционные показатели карстовых воронок определяют характер микроклиматических условий, температурный и водный режим в течение суток и сезонов года (рис. 36).

Рис. 37. Микроклиматический профиль через Кзыладырский участок (11–12 ч 26.08.2007 г.)

Индикатором микроклиматической дифференциации урочищ карстовых воронок является состав растительных сообществ, фенотипические особенности и угнетенность при неблагоприятных условиях смещения по времени фенологических фаз.

Как видно из рис. 37, закарстованные территории характеризуются резко выраженными микроклиматическими рубежами, обусловленными специфическим характером и морфологией поверхности, а также средообразующими функциями растительного покрова.

3.3. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ОРГАНИЗАЦИИ

Взаимное расположение воронок определяется их ориентировкой в пространстве и расстоянием между ними. Участки с относительно однородным и плотным расположением воронок называют карстовыми полями. Очертание контуров полей и распределение отдельных форм внутри них может быть весьма разнообразным, что определяется геолого-геоморфологическими условиями карстообразования. Обычно выделяют линейное, кольцевое и очаговое (хаотическое) расположение воронок.

С разработкой теории ландшафтного рисунка (Викторов, 1986, 1998) стало возможным применение основных методов при анализе пространственной структуры карстовых полей. Наиболее распространенные виды и подвиды ландшафтных рисунков: 1) нерасчлененный; 2) мозаичный и диффузный; 3) поясной или радиальный (моноцентрический, полицентрический); 4) полосчатый (параллельный, дугообразный, извилистый, пересекающий-

ся и др.); 5) ветвистый или дендритовый; 6) полигональный; 7) комбинированный.

Наиболее отчетливое полосчатое либо параллельно-полосчатое расположение воронок характерно для карстовых полей при терригенно-сульфатном типе разреза, в условиях, когда слои поставлены складкообразованием в почти вертикальное положение. В условиях карста на возвышенных склонах речных долин воронки нередко линейно группируются от возвышенных участков к подошве склона согласно направлению подземного стока. На уровне речных пойм и террас, а также при перекрытом карсте водораздельных пространств поверхностные формы не имеют четко выраженной упорядоченности.

Основные показатели, характеризующие неоднородность карстовых геосистем и степень активности проходящих геодинамических процессов: индекс дробности (коэффициент встречаемости, $K = n/S$), коэффициент сложности ($K = n^2/S$) и коэффициент ландшафтной раздробленности ($K = 1/n$) – непосредственно определяют характер мозаичности карстовых ландшафтов; коэффициент площадной ($K_s = S/S_{карст.форм}$) и коэффициент объемной закарстованности ($K_v = V/V_{карст.форм}$) характеризуют активность карстовых процессов и стадии развития геосистем.

Более детальную картину территориальной неоднородности дает использование сведений о ландшафтно-фациальной структуре карстовых урочищ: количество составляющих (m) ландшафтного рисунка, количество контуров (n) и др. Достоверность результатов исследований с использованием этих показателей зависит от целей, детальности и объективности выявления элементарных ландшафтных комплексов.

3.3.1. Типы местности и их карстовые варианты

В условиях покрытого и закрытого типов карста, распространенных в Южном Предуралье, важную роль в развитии карстовых процессов имеет характер рельефа, определяющего расчлененность массива эрозионными врезами, мощность покровных отложений, гидрогеологических условий и др. Пространственным отражением однородности перечисленных условий являются типы местности – морфологически единые территории с характерным сочетанием урочищ.

Ландшафтно-типологические условия во многом определяют морфогенетические признаки воронок, а также состав и мощность покровных отложений.

Положение карстового массива в пределах нескольких типов местности обусловливает смешанный характер покровных отложений от голого до покрытого и перекрытого. При наличии чехла покровных отложений карстующиеся породы не обнажаются на поверхности. Их влияние на ландшафт прослеживается через формы рельефа, дренирующее влияние на гидрологический режим территорий и др. Независимо от характера залегания пород при наличии мощного покрова карстовые формы, как правило, не проявляются. Вместе с тем в районах древнего погребенный карста отмечается его опосредованное влияние на гидрографический и гидрогеологический режимы территорий.

Рис. 38. Мелкоконтрастное распределение коррозионных воронок при обнаженном типе карста (фрагмент Ишеевского участка на правобережье р. Селеук)

Развитие карста в пределах равнинных водораздельных местностей (плакорный, междуречный недренируемый тип местности) определяется условиями питания, главным образом – мощностью и инфильтрационными свойствами перекрывающих пород. Карстующиеся породы в северной части Предуралья часто перекрыты уфимскими терригенными красноцветами либо мощным чехлом элювиальных суглинков на юге региона. Максимальная мощность покровных отложений, при которой отмечаются поверхностные проявления, по мнению различных авторов составляет от 50 м (Верзаков и др., 1964) до 80 м (В.И. Мартин. Карст Башкортостана, 2002).

Карстовые воронки здесь немногочисленны, преобладают чаше- и блюдцеобразные формы преимущественно провально-суффозионного происхождения. Крупные провальные формы единичны, в первые годы существования характеризуются колодцеобразным сечением с крутыми бортами. В условиях перекрытия рыхлыми накоплениями они быстро выполаживаются, разрушение бортов носит гравитационно-денудационный характер.

На поверхностях склонов холмисто-увалистого и придолинно-склонового типов местности широко распространены провальные воронки и поверхностные формы наиболее денудированных обнаженных участков – коррозионные воронки, колодцы, поноры (рис. 38). Зона вертикальной нисходящей циркуляции имеет значительную мощность, характерен интенсивный подземный сток; отмечаются выходы трещинно-карстовых вод типа верховодки. Развитие провальных форм обусловливает наиболее частое вскрытие входов в подземные карстовые полости, образование гротов и арок.

Подавляющее большинство одиночных воронок склоновых местностей асимметричны, имеют конусообразное и чашеобразное сечение, являются водопоглощающими. Асимметричность воронок формируется под воздействием эрозионных процессов, разрушающих прежде всего борта воронок, находящиеся выше по склону. В таких случаях вышележащие борта сначала выполаживаются, затем на них формируются эрозионные врезы, заканчивающиеся в водопоглощающих понорах. Борт воронки, расположенный ниже по склону, обычно остается обрывистым, с выходами горных пород.

Для склоновых местностей характерен значительный поверхностный сток, часть которого поглощается воронками, либо дренируется и локализуется эрозионно-карстовыми логами.

Наибольшая плотность карстовых воронок наблюдается непосредственно в прибровочной части крутых придолинных склонов в связи с развитием трещин бортового отпора (правобережье р. Белой в пределах Рязаново-Охлебининского вала и др.). Некоторые исследователи (Максимович, 1963а; Печеркин, 1986; и др.) подобные участки выделяют как тип карста, связанный с близостью эрозионных врезов.

Долинно-речные местности (пойменный, надпойменно-террасный типы местности). Для приречных местностей характерна слабонапорная циркуляция насыщенных солями вод, что приводит к медленному развитию поверхностных форм карста. В условиях быстрого заполнения поверхностных форм рыхлыми аллювиальными и делювиальными отложениями формируются плоскодонные широкие западины карстово-суффозионного происхождения. В условиях напорного характера трещинно-карстовых вод отмечаются восходящие выходы трещинно-карстовых вод. Карстовые просадки разрушают фрагменты коренных склонов и уступов террас, образуя характерные раздувы речных пойм. Разнообразные по форме и размерам расширения пойм и депрессии осложнены карстово-суффозионными воронками в виде озер и луговых западин, свидетельствующими о современном происхождении просадок.

Закономерность развития различных морфогенетических типов карстовых форм рельефа на уровнях речных долин отражена на рис. 39.

Основные стадии развития карстового рельефа в условиях речных пойм представлены на рис. 40.

На диаграмме (рис. 41) отражена зависимость распределения карстовых форм на различных ландшафтно-геоморфологических уровнях Кзыладырского поля. Продольный профиль охватывает пойму, террасу и протяженный придолинный склон, разделенный на фрагменты по 2 км длиной. Склон по показателям уклона довольно однородный, от 2 до 3°. Увеличение количества поверхностных форм наблюдается в средней части склона, где создаются более благоприятные условия для карстообразования – при всех прочих условиях эта зона массива характеризуется водообильностью относительно слабонасыщенными трещинно-карстовыми водами. Большое число форм в пределах пойменных участков объясняется наличием значительного эрозионного вреза, обводненностью подрусловых отложений агрессивными водами. Терраса р. Бурля сложена мощными неоген-четвертичными глинистыми отложениями, затрудняющими поступление поверхностных вод в глубь массива.

Подобная закономерность наблюдается и на других карстовых участках Южного Предуралья (рис. 42).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что показатели закарстованности достигают наибольших значений на средних геоморфологических уровнях речных долин – на участках придолинных либо приводораздельных склонов. Выше по рельефу гипсы покрывают плотные уфимские и рыхлые неоген-четвертичные накопления междуречных пространств, поэтому здесь складываются неблагоприятные гидрогеологические условия для питания гипсовых массивов. На уровне террас и пойм массивы характеризуются значительной

Рис. 39. Распределение поверхностных карстовых форм на различных уровнях долины р. Аургаза:

1 – междуречные полого-уклонные поверхности выравнивания; *2* – покатые и крутые склоны с выходами гипсов; *3* – полого-уклонные придолинные склоны; *4* – терраса; *5* – пойма; *6* – овражно-балочная система

Рис. 40. Этапы развития подаллювиального карста (на примере правобережных притоков р. Аургаза).

Этапы – А – заложение эрозионных врезов, активизация карста в виде воронок; Б и В – расширение площади поверхностных форм и поперечных размеров долин, водотоки «приспосабливаются» к новому рельефу; Г – долина достаточно разработана, сохраняются фрагменты карстовых просадок в виде «раздувов» поймы, округлых депрессий и циркообразных врезов в коренной берег

Рис. 41. Диаграмма зависимости количества карстовых воронок на различных ландшафтно-геоморфологических уровнях Кзыладырского карстового поля

Рис. 42. Зависимость глубин воронок Белогорского участка (Алабайтальское поле) от гипсометрического уровня поверхности

водообильностью, но слабой динамичностью потоков, что приводит к снижению активности карстовых процессов. Таким образом, показатели закарстованности по мере нарастания мощности покровных отложений снижаются вплоть до полного отсутствия поверхностных форм.

Одним из показателей, определяющих состав и мощность покровных отложений, активность денудационных процессов, направление и скорость трещинно-карстовых водных потоков, является уклон поверхности.

Анализ влияния уклона поверхности на развитие карстовых форм, проведенный на участках с различным составом рыхлых покровных отложений – Кзыладыр-Надеждинском, Западно-Дубенском и Тузлуккольском полях, позволил выявить следующую закономерность. При преобладании на рассматриваемых участках уклонов от 0 до 7° с максимумом в интервале 3–5° наибольшая встречаемость поверхностных карстовых форм отмечается на более покатых поверхностях с уклоном 5–7° (рис. 43). При всех прочих условиях, на участках с этими показателями уклона поверхности создаются наиболее благоприятные гидродинамические условия для проявления карста (Павлейчик, 2006) (табл. 13).

Эти выводы касаются лишь гипсового карста в пределах склонов речных долин. В известняковых массивах, напротив, при наличии мощной зоны аэрации на участках с наименьшими уклонами отмечается максимум поверхностных форм карстового рельефа.

Уклон поверхности в значительной мере определяет морфологию карстовых форм в ходе их развития и выполаживания под действием эрозионно-денудационных процессов. На склонах разрушение и заполнение карстовых воронок проходят гораздо активнее, а воронки водоразделов сохраняются на более длительное время. В связи с этим учет количества и морфологии воронок

Рис. 43. Схема уклонов поверхности Надеждинского и Тузлуккольского карстовых участков: *1–6* – угол уклона поверхности, *1* – < 1°; *2* – 1–3°; *3* – 3–5°; *4* – 5–7°; *5* – 7–9°; *6* – > 9°; *7* – карстовые воронки

лишь общее представление об интенсивности карстовых процессов на различных ландшафтно-геоморфологических уровнях.

3.3.2. Гидроморфизм

Отрицательные карстовые формы рельефа в определенных условиях становятся сезонными либо постоянными накопителями поверхностных вод. Находясь в пределах водораздельных местностей, подобные урочища являются факторами мелкомозаичного гидроморфизма вмещающих ландшафтов.

Понятие о гидроморфизме закладывалось в почвоведении. Термин «гидроморфные почвы» ввел С.С. Неуструев (1930), имея в виду почвы с избыточным увлажнением. По определению А.А. Роде (1965), гидроморфная почва – это почва, формирующаяся в условиях временного или постоянного пересыщения

Таблица 13

Зависимость встречаемости карстовых воронок от уклона поверхности
(S – площадь участков с данными уклонами поверхности, N – количество воронок, Kn – коэффициент встречаемости)

Уклон поверхности	Кзыладырское поле			Надеждинское поле			Тузлуккольское поле		
	S	N	Kn	S	N	Kn	S	N	Kn
<1	3,0	53,0	17,7	0,34	0	0,0	3,8	2	0,5
1–3	9,4	126,0	13,4	1,94	28	14,5	9,1	25	2,7
3–5	3,9	52,0	13,3	0,69	13	18,9	2,2	1	0,5
5–7	0,8	19,0	23,8	0,34	13	37,8	0,5	6	12,0
7–9	0,5	4,0	8,0	0,22	5	22,9	0,2	–	–
>9	0,8	6,0	7,5	0,16	3	19,2	0,2	–	–

влагой всего почвенного профиля или его части, часто сопровождающаяся возникновением восходящих потоков, приводящих к выпоту солей на поверхность. Гидроморфизм диагностируется по окраске почвы или характеру перераспределения растворимых компонентов: оксидов железа и марганца, карбонатов в верхнем метровом профиле при восстановительных условиях среды (Волкова, 2005).

Под гидроморфными ландшафтами мы понимаем природные комплексы, сформировавшиеся при условиях повышенного, по сравнению с вмещающими зональными ландшафтами, увлажнения почвенно-литогенного профиля. Индикаторами повышенного увлажнения являются мезофильные и гидрофильные виды растений, слагающие фитоценозы подобных урочищ. Отдельную группу формируют гидрогенные ландшафты, связанные с постоянной либо сезонной эрозионной и ландшафтообразующей деятельностью поверхностных вод. Гидрогенное происхождение имеют урочища и парадинамические системы, связанные с родниками и ручьями, дренирующими трещинно-карстовые воды.

В случае с карстом, а вернее с повышенным увлажнением различного рода отрицательных форм рельефа, речь идет именно о гидроморфных комплексах. Их гидроморфность может быть обусловлена: 1) гидродинамическими особенностями трещиноватых коренных гипсов и рыхлых кор выветривания по ним; 2) близостью к поверхности зеркала грунтовых вод, особенно на локальных участках карстовых депрессий и воронок; 3) повышенным увлажнением отрицательных форм за счет накопления поверхностных вод. Соответственно степень максимального гидроморфизма определяется наличием и длительностью стояния поверхностных (преимущественно талых снеговых) вод в карстовых урочищах.

Полугидроморфный режим почвообразования прослеживается в аккумулятивных зонах гипсово-карстовых полей в виде солончаковых урочищ. Характерным представителем подобного типа урочищ является солончак на Кзыладырском поле, занимающий полузамкнутый такыровидный участок в окончании эрозионной ложбины, по сторонам ограниченной гипсовыми грядами. Субстратом солончака служит принесенный по ложбине мелкозем, представленный суглинками и глинами со значительной примесью гипсовой муки; аккумуляция солевых компонентов идет за счет их поверхностного и подземного

привноса. Наличие растворенных солей в поверхностных потоках определяется обнаженностью расположенных в непосредственной близости карстующихся пород. Наряду с накоплением происходит сезонное (весеннее) выщелачивание солей из верхнего горизонта и его осолонцевание, связанное со щелочностью талых вод, застаивающихся в депрессиях рельефа. Присутствие погребенных почвенных горизонтов свидетельствует о периодической смене условий осадконакопления в связи с изменением степени замкнутости плоскодонной ложбины. Название почвы – солончак гидроморфный пухлый глубокопрофильный глинистый на делювиальных желто-бурых карбонатных засоленных глинах.

Особенности ландшафтно-фациальной структуры этого урочища обусловлены различиями в водно-солевом режиме и отражаются в смене галофитно-степных сообществ от пониженного центра к периферии: солерос европейский *(Salicornia europaea)* + кермек Гмелина *(Limonium gmelinii)*, кермек каспийский *(Limonium caspium)*, франкения шершавая *(Frankenia hirsuta)* → чий блестящий *(Achnatherum splendens)* → ситник кучкоцветный *(Juncus soranthus)*.

Схожее происхождение имеют урочища Соленое (Тузлуккольское поле) и Сорколь на Урало-Илекском междуречье. Галофитные сообщества этих урочищ охарактеризованы З.Н. Рябининой (1990); представлены экологические ряды растительных сообществ, характерные для зон перехода от влажных солончаков к степным солонцам: солеросовые → лебедовые → кермековые → колосняковые → острецовые в сочетании с белополынно-типчаковыми сообществами.

Гидроморфизм постоянных озерных комплексов карстового происхождения выражается в смене экологических рядов растительности от прибрежной части к наиболее глубоким местам чаши (рис. 44). Наблюдается характерная для водоемов всех типов зависимость произрастания отдельных видов от глубины: 1) осоки (двутычинковая *(Carex diandra)*, сближенная *(C.appropinquata)*, лисья *(C.vulpina)* и др.), рогоз *(Typha latifolia)*, сусак *(Butomus umbellatus)* – прибрежная часть водоема – 0,1–0,3 м; 2) заросли тростника южного *(Phragmites australis)* и камыша озерного *(Scirpus lacustris)* – 1,5–2,0 м; 3) кувшинка чисто-белая *(Nymphaea candida)*, кубышка желтая *(Nuphar lutea)* – 2,5–3,0 м; 4) рдест *(Potamogeton sp.)* – 2,5–3,5 м; 5) подводные мхи и водоросли *(sp.)* – 3,0 м и более.

3.3.3. Влияние на облесенность

В условиях степной зоны Южного Предуралья отсутствует ландшафтно-нивелирующее и средообразующее влияние лесных ценозов, поэтому лесные урочища, формирующиеся в пределах сульфатно-карстовых систем, обладают высокой индикационной значимостью. Древесно-кустарниковые урочища воронок и карстовых озер, даже в условиях небольшой площади, вносят определенное экотопическое разнообразие в безлесные приводораздельные и склоновые местности Предуралья. К лесокустарниковым экотопам приурочены места гнездования многих видов степных птиц, места обитания мелких мышевидных грызунов.

Примером формирования древесной растительности вдоль чаши карстовых озер является галерейный лес из ивы белой и тополя белого у оз. Огаревое

Рис. 44. Пространственная дифференциация карстовой депрессии Лапшиновских озер по степени гидроморфизма

на пологом грядово-холмистом склоне долины р. Бурля (Кзыладырское поле). Деревья ивы белой имеют специфические приспособления для жизни в условиях непостоянного водного режима. У отдельных экземпляров, находящихся в непосредственной близости от водного зеркала, отмечены воздушные корни, отходящие вниз от ствола на высоте 1,5 м и служащие для дыхания растений в весенние сезоны в условиях недостаточной дренированности почв.

Для некоторых карстовых полей степной зоны рассматриваемого региона характерными являются лесные урочища, расположенные на своеобразном мелкоконтрастном рельефе – сульфатно-карстовом бедленде (Павлейчик, Чибилёв, 2001). В литературных источниках аналогов, подобных этим урочищам, не было встречено, что, видимо, свидетельствует об их недостаточной изученности и относительной редкости. Специфический контрастный мелкомозаичный гидроморфизм этих участков, обусловленный особенностями микрорельефа, способствует заселению древесно-кустарниковой растительностью.

Соотношение воздействия процессов, формирующих и сохраняющих коры выветривания, в значительной мере определяется древесно-кустарниковым покровом, с одной стороны (посредством развитой корневой системы), уменьшающим воздействие эрозионных процессов, с другой стороны, значительная роль в переводе поверхностного стока в подземный принадлежит снегоаккумулирующим свойствам лесного покрова.

В степной зоне возвышенные гипсовые увалы с развитыми корами выветривания часто оконтурены зонами засоления, выраженными галофитными растительными сообществами в сочетании с зарослями чия блестящего – индикатора глубины залегания солоноватых грунтовых вод, порядка 1,5 м. Возникновение солонцеватой зоны вокруг колков происходит за счет близкого залегания зеркала грунтовых вод, насыщенных солями, а также за счет центробежного выноса солей с более возвышенных участков.

По составу растительного покрова лесные урочища этого типа схожи, видовой состав типичен для степной зоны – преимущественно это осиново-березовые разнотравно-ежевичные колки. В Южном Предуралье лесные микрофрагменты на карстовом бедленде представлены в пределах Кзыладырского, Надеждинского, Надеждинско-Яковлевского, Новоматвеевского полей, в урочище Асикай и на Куплинском участке.

В лесостепной зоне Башкирского Предуралья повышенная обводненность территорий ввиду обилия озерных и лугово-болотистых западин может быть причиной образования специфических урочищ. Например, закарстованный участок на правобережье р. Селеук у с. Аптиково представляет собой систему обширных густых кустарниковых (ивовых) зарослей в сочетании с галерейными лесками из березы, черемухи и липы.

Ландшафтно-экотопические особенности карстовых геосистем благоприятно влияют на лесорастительные условия; примером может послужить мелкомозаичный характер облесенности в пределах Южно-Ишеевского участка.

Снегоаккумулирующее и средообразующее значение лесного покрова сопровождается увеличением запасов влаги и снижением поверхностного стока, что благоприятно для питания карстовых массивов инфильтрационными водами.

3.3.4. Карстовые депрессии как фактор перераспределения стока и дренажа прилегающих территорий

Карстовые депрессии – это крупные древние впадины, сформировавшиеся в благоприятные геологические периоды и впоследствии заполненные различными отложениями. Большинство наиболее древних из них были полностью заполнены отложениями последующих этапов седиментации. Современный рельеф относительно более поздних мульд оседания наследует аккумулятивный характер геодинамических процессов.

Примером влияния древних карстовых депрессий на современные ландшафты прилегающих территорий может послужить район Тузлуккольского соляного поднятия на Урало-Илекском междуречье (Павлейчик, 2009б). Древняя карстовая котловина (мульда оседания) была заложена на месте частично разрушенного свода соляного купола в среднеюрское время (Мусихин, 1991) и заполнена делювиальными накоплениями с окружающих возвышенностей. Она занимала участки современных долин руч. Тузлукколь (включая оз. Косколь с прилегающей с востока аккумулятивной равниной), балки Белоглинка и р. Муюлды.

В рельефе проявлены карстовые процессы, протекавшие в различные периоды неоген-четвертичного времени. Наиболее древние формы представлены обширными депрессиями в долинах существующих ныне водотоков. В современный период карстовые процессы протекают в гипсах и на поверхности соляного штока, представлены озерными и заболоченными понижениями в долине руч. Тузлукколь, провальными воронками на склонах.

Своеобразным отражением древних карстовых процессов является формирование протяженной зоны выклинивания водоносного горизонта верхнетриасовых молассовых накоплений. Эта зона расположена вдоль тектонического нарушения, выраженного в рельефе линией сочленения подошвы склона плато Муюлды с аккумулятивной равниной на месте древней карстовой депрессии (рис. 45). Непосредственно с выходами и проявлениями грунтовых вод на поверхности связано формирование специфических предгорных гидроморфных и гидрогенных урочищ на склонах возвышенности Муелды: родник Кайнар, заболоченная луговина Черепашьего болота, черноольшаник Тузкарагал, а также мочажины, постоянные и временные источники в долине Белоглинки, Тузлукколя и притоков р. Муюлды.

Выходы собственно сульфатно-кальциевых вод гипсоносной кунгурской толщи наблюдаются в русле руч. Тузлукколь; хлоридно-натриевые воды вскрывает скважина у Соленого урочища.

С юго-востока к депрессии (крылу соляного купола) примыкает фрагмент древней поверхности выравнивания (плато Муюлды). Перепад высот от плато Муюлды (в среднем 380–400 м) до неоген-четвертичной равнины в окружении озер Косколь составляет 100–120 м на участке протяженностью 2,0–2,5 км, что способствует активному развитию эрозионных процессов. Разветвленная сеть балок заложена в красноцветных конгломератах и песчаниках верхнего триаса, широко распространенных в осевой части междуречья. При общем центробежном характере поверхностного стока большинство балок имеют направление стока на запад, в систему руч. Тузлукколь и р. Муюлды. Преобладающие направления совпадают с простиранием пород татарского и казанского ярусов перми, верхнего и нижнего триаса, слагающих синклинальную складку, примыкающую с запада к Бурлинской моноклинали. Заложение балочной сети, таким образом,

Рис. 45. Условия дифференциации ландшафтов Тузлуккольской депрессии:
1 – элементы эрозионной сети; *2* – озера, воронки и понижения карстового происхождения; *3* – контуры карстовых депрессий; *4* – контуры возвышенностей; *5* – основная зона выклинивания грунтовых вод

может быть обусловлено проявлением на поверхности первичных литогенетических трещин. К складке примыкает Тузлуккольская диапировая структура, развитие которой могло способствовать как развитию системы первичных литогенетических, так и заложению новых тектонических трещин. О роли трещин в формировании эрозионной сети косвенно свидетельствует морфология балок, часть которых имеет узкое ущельеобразное сечение. Перечисленные факторы (геоморфологический, литологический и тектонический) обеспечивают активное расчленение склонов плато многочисленными эрозионно-балочными врезами, густота которых достигает 8 км/км^2.

Таким образом, типологическая структура ландшафтов, сформировавшихся на месте древних карстовых синклиналей оседания, свидетельствует о том, что ведущими факторами их формирования являются процессы эрозионного расчленения древней возвышенной поверхности выравнивания, разнообразные проявления погребенного и современного карста, наличие гидроморфных урочищ.

3.4. ОСОБЕННОСТИ БИОТИЧЕСКИХ КОМПОНЕНТОВ

Почвенный покров, растительность и животный мир – наиболее пластичные природные компоненты ландшафтов, поэтому изучение их структуры и закономерностей развития позволяет визуально оценивать многие параметры карстовых геосистем.

Особенности биотических и биокосных компонентов гипсово-карстовых геосистем Южного Предуралья изучались, главным образом, на примере Кзыладырского поля на Урало-Илекском междуречье. Выбор этого участка был обусловлен максимальным разнообразием проявлений карста и достаточной сохранностью биотических компонентов.

3.4.1. Почвенный покров

Участие карста в процессах почвообразования зависит от степени обнаженности (либо перекрытости) гипсов на поверхности и от особенностей морфоструктуры отрицательных форм рельефа. При покрытом и перекрытом типах карста геохимическое воздействие на процессы почвообразования не выражено, а влияние карста проявляется в виде локального гидроморфизма в пределах непоглощающих воронок на фоне зональных почв. На участках обнаженного карста формирование почв сопровождается также геохимическими миграциями растворенного гипса.

Почвообразующие породы Кзыладырского участка представлены четвертичными желто-бурыми карбонатными загипсованными глинами и тяжелыми суглинками на пологих склонах, загипсованным и засоленным аллювием на террасе и в пойме р. Бурля (Климентьев и др., 2007).

Наряду с суглинками четвертичные породы на участке представлены элювиальными и делювиальными отложениями гипсовых кор выветривания, состоящими из незначительно переотложенного карбонатного гипсового песка и гипсовой муки. В понижениях между гипсовыми грядами гипсовые и карбонатно-гипсовые пески и мука насыщены легкорастворимыми сульфатно-хлоридными солями.

На пологих склонах структурная организация почвенного покрова определяется наличием рыхлых делювиальных карбонатных суглинков. Здесь развиваются подтипы черноземов текстурно-карбонатных солонцеватых насыщенных сульфатно-засоленных гипсосодержащих, текстурно-карбонатных сульфатно-засоленных насыщенных гипсосодержащих маломощных. Наиболее типичным представителем зональных почв является разрез 9503, заложенный на пологом склоне и представляющий собой обрывистый борт молодой воронки (рис. 46). Почвообразующая порода – желто-бурая карбонатная сульфатно-засоленная загипсованная глина, переходящая на глубине 1,5 м в засоленную загипсованную глину со щебнем. Растительность – пустынноовсецово-типчаково-ковыльная ассоциация.

$АИ_{ca}$ 0–5 см – дернина, порошистая, рыхлая, густо пронизана корнями, с поверхности и по профилю редкая щебенка, вскипание от 10% HCl слабое.

$АИ_{ca,\,ms}$ 5–23 см – темно-серый, равномерно окрашенный, сухой, среднеглинистый, мелкокомковато-пороховатый, уплотненный, трещиноватый, корней много, единичная щебенка, вскипание сильное, карбонаты в форме плесени и псевдомицелия с 5 см, переход заметный по цвету, плотности и структуре.

$BI_{casn,\,nc}$ 23–39 см – темно-серый с палевым оттенком, неравномерно окрашенный, сухой, среднеглинистый, комковато-мелкоореховатый, трещиноватый, по узким заклинкам породы плотный, корней меньше, единичная щебенка, окатанная галька, карбонаты в форме псевдомицелия и пятен с 33 см, переход постепенный.

$BM_{ca,sn}$ 39–57 см – темно-бурый с палевым оттенком, неоднородный, слегка увлажненный, среднеглинистый, комковато-грубоореховатый, по граням структурных отдельностей гумусовая пленка, плотный, корней мало, единичная щебенка, галька, переход постепенный по цвету.

Рис. 46. Почвенная карта Кзыладырского поля (Климентьев и др., 2007):

1 – черноземы текстурно-карбонатные солонцеватые маломощные глинистые на делювиальных карбонатных суглинках; *2* – черноземы текстурно-карбонатные солонцеватые маломощные на делювиальных карбонатных суглинках, подстилаемых загипсованными отложениями; *3* – черноземы текстурно-карбонатные солонцеватые слабощебенчатые тяжелосуглинистые на элювио-делювии терригенных пород; *4* – черноземы текстурно-карбонатные солонцеватые слабощебенчатые среднесуглинистые на элювио-делювии терригенных пород; *5* – черноземы текстурно-карбонатные солонцеватые каменистые на элювио-делювии терригенных пород; *6* – гидрометаморфизованные почвы межгрядовых понижений и эрозионных логов; *7* – литоземы светлогумусовые карбонатные сильнокаменистые с выходами на поверхность пермских конгломератов, песчаников и известняков; *8* – гипсо-петроземы на плотных гипсах по грядам, карстовым провалам; *9* – черноземы гидрометаморфизованные карбонатные засоленные гипсовые на древнеаллювиальных карбонатных засоленных суглинках надпойменной террасы р. Бурля; *10* – гумусово-солонцеватые засоленные гипсовые в сочетании с карбонатными по днищам карстовых логов; *11* – солончаки типичные сульфатные гипсовые на карбонатных засоленных загипсованных глинах замкнутых ложбин; *12* – солончаки гипсово-карбонатные слабодифференцированные на засоленных загипсованных суглинках межгрядовых понижений; *13* – гипсо-петроземы на гипсовых корах выветривания лесных колков; *14* – аллювиальные темногумусовые карбонатные засоленные гипсовые почвы на аллювиальных засоленных загипсованных суглинках поймы р. Бурля; *15* – аллювиальные перегнойно-глеевые засоленные гипсовые почвы на засоленных загипсованных глинах древних карстовых западин; *16* – овражно-балочные (смыто-намытые) почвы

$BCA_{ca, sn}$ 57–84 см – светло-палевый с затеками гумуса, слегка увлажненный, среднеглинистый, комковато-ореховато-призмовидный, слабая замытость, плотный, единичные корни, щебенка, переход постепенный.

$CAT_{ca, s, ox}$ 84–154 см – желто-белесый с палевым оттенком, слегка увлажненный, среднеглинистый, комковатый, слегка уплотненный, щебенка, карбонаты, новообразования гипса в форме срастаний и мелких друз, легкорастворимые соли с 89 см, железистые ржавые конкреции с 73 см, переход заметный по цвету.

$CAT_{ca, s}$ 154–300 см – пестроцветный, среднеглинистый, влажный, бесструктурный, слабоуплотненный, щебенка гипсовая (редко) и дресва, друзы гипса размером до 2 см в диаметре.

К морфологическим особенностям чернозема текстурно-карбонатного следует отнести наличие и ржавых пятен с 73 см, новообразований легкорастворимых солей и гипса в нижних горизонтах и дислоцированность подстилающего субстрата.

На вершинах холмов и гряд, сложенных верхнепермскими отложениями, почвенный покров отличается фрагментарностью и незначительной (в среднем 5–10 см) мощностью. На южных позициях склонов усилены ксеротермичность, фрагментарность и литогенность почвенных профилей.

На обнаженных гипсовых пачках почвенный покров представлен гипсопетроземными типами ($O–M_{cs}$, $W–M_{cs}$), гумусово-слаборазвитый горизонт которых залегает непосредственно на плотных гипсах. В карстовых образованиях (воронках) получаемый в результате денудации и осыпания материал в виде дресвы, щебня, органических остатков, гипсовой муки и легкорастворимых солей образует различные сочетания гипсо-петроземов. Рыхлый материал часто накапливается в трещинах вертикально дислоцированных пачек гипсов.

Приведем описание профиля гипсо-петроземных почв, проложенного через провальную воронку.

Северный борт воронки:

$W–M_{cs, ca}$ 0–3 см – дресва с корочкой лишайников и карбонатов, мелкозема мало, единичные растения по вертикальным (наклонным) трещинам гипсовых пачек.

W–Mcs 3–6 см – дресва гипса и известняков, мелкозема мало, ниже – монолитный гипс.

Дно воронки:

$W–M_{cs, ca, ic}$ 5–9 см – дресва гипса и известняка, мелкозем, корни, на щебне натечные формы карбонатов и гипса, ниже – монолитный гипс.

Южный борт воронки:

$W–M_{cs, ca, ic}$ 0–2 см – щебенка с корочками гипса и карбонатов, по трещинам – мелкозем из гипса с примесью органики, единичные корни растений по трещинам. Ниже – монолитный гипс.

Состав почв своеобразных придолинных шлейфов определяется аккумуляцией рыхлых гипсовых засоленных отложений при неглубоком (2–3 м) залегании грунтовых вод. Здесь получили развитие типы солонцов светлых гидроморфизованных (AI-EL-BSN-BCAg) и гидроморфных (AI-EL-BSN-BMKg-BCAg-Q-CQ) с сильным засолением профиля. В солончаках (CS-Cs,q), фор-

мирующихся в замкнутых понижениях, аккумуляция солей идет за счет их поверхностного и подземного привноса. Наряду с накоплением, наблюдается также периодическое (весеннее) выщелачивание солей из верхнего горизонта и осолонцевание его, связанное со щелочностью талых вод, застаивающихся в депрессиях. При сезонном высыхании солончаков идут восходящие токи солей.

Типичным представителем засоленных загипсованных почв может служить разрез 9903 – солончак типичный (S–Cs,q) сульфатный гипсовый глинистый на делювиальных карбонатных сильно загипсованных засоленных глинах.

S_{ca} 0–2 см – солевая корочка (горькая на вкус), единичные экземпляры растений.

S_{ca} 2–17 см – серого цвета, неоднородный, влажный, глинистый, комковатый, рыхлый, отдельные корни, вскипание сильное, переход постепенный.

S_{ca} 17–56 см – темно-бурый, неоднородный, сырой, вязкий, затеки гумуса чередуются с заклинками породы за счет криотурбаций, глинистый, комковатой непрочной структуры, слабоуплотненный, единичные корни, обилие друз (1–2 мм) , переход постепенный.

$C_{s,q}$ 56–83 см – желто-бурый, мокрый, однородный, глинистый, комковато-непрочный, слабоуплотненный, обилие стяжений гипса продолговатой формы (до 10 мм) и в виде шариков (до 5 мм), переход постепенный.

$C_{s,q}$ 83–150 см – пепельно-сизоватый, мокрый, глинистый, бесструктурный, слабоуплотненный, стяжения и кристаллы гипса до 3 мм, гипсовый щебень, охристо-ржавые пятна с 127 см.

На гипсово-карбонатных корах выветривания (гипсовая гажа) формируются солончаки гипсово-карбонатные слабо дифференцированные (литогенные, S–C_s). Гипс здесь перекристаллизовывается и при наличии влаги в виде раствора перераспределяется по профилю. В связи с этим формы гипса разнообразны и связаны с динамичностью физико-химических условий в почвенных горизонтах. Характерным разрезом почвы, профиль которой сплошь сложен гипсово-карбонатной мукой (гажей), является разрез 9702.

S_{ca} 0–3 см – пепельно-серый мучнистый гипс, свежий, супесчаный, бесструктурный, рыхлый, корни, вскипание сильное.

S_{ca} 3–24 см – пепельно-голубоватый мучнистый гипс с карбонатами, свежий, супесчаный, бесструктурный, рыхлый, корни, единичные друзы (3–5 мм) гипса в гипсовой муке.

$C_{s,q,ca}$ 24–58 см – голубоватый с пепельным оттенком мучнистый и в друзах гипс с карбонатами, увлажненный, супесчаный, бесструктурный, рыхлый, корней мало, переход постепенный.

$C_{s,q,ca}$ 58–85 см – пепельно-голубоватый мучнистый и в друзах гипс с карбонатами, влажный, супесчаный, бесструктурный, рыхлый, единичные корни, железистые ржавые разводы и пятна с 64 см.

Морфология и гранулометрический состав профиля солончака на гаже (супесчаный с преобладанием частиц крупной пыли и мелкого песка) (приложение 4) свидетельствуют о водной сортированности слагающих профиль почвенного субстрата компонентов. Наличие ржавых разводов закисного железа

и новообразований вторичного гипса, свидетельствует о динамичных условиях обводненности территории в различные этапы карстогенеза.

Анализ водной вытяжки из почв описанных разрезов свидетельствует о значительном засолении их профилей (см. приложение 4). Плотный остаток в верхних горизонтах солончака (разрез 9903) достигает 7%. Тип засоления – сульфатный и хлоридно-сульфатный; сульфат-ион составляет до 70% от суммы анионов (мг-экв). При невысокой общей щелочности имеется щелочность от нормальных карбонатов. Из катионов преобладает натрий и кальций, последний по профилю распределен более равномерно, чем натрий, который концентрируется преимущественно в горизонте В. Содержание магния и натрия с глубиной хотя и снижается, однако абсолютное наличие (особенно последнего) высокое, отношение натрия к магнию постоянно во всех горизонтах.

Об обилии в профиле растворимых форм гипса можно судить и по составу водных вытяжек, довольно типичных для почв солончакового ряда Южного Предуралья. Одной из причин накопления солей в почвогрунтах и развития солончаковых (солонцовых) процессов является постоянное поступление в общий сток подземных и поверхностных вод, высокая минерализация которых обусловлена растворением гипсов. Вместе с тем накопление солей не является односторонним процессом. Во время снеготаяния и в сухие периоды происходит периодическое выщелачивание, подтягивание, вертикальная и латеральная миграции солей. Количество карбонатов в профиле почв колеблется от 2 до 11%, увеличиваясь с глубиной. В процессе щелочного гидролиза и разрушения гипсовых пород идет непрерывное освобождение новых порций солей (карбонаты, сульфаты и хлориды), которые постоянно аккумулируются в профилях почв, образуя различные формы новообразований гипса и карбонатов (псевдомицелий, в пойменных почвах – журавчики).

Почвы, особенно гипсовые литогенные, характеризуются низким содержанием гумуса и емкостью катионного обмена, высокой карбонатностью профиля и щелочной реакцией среды. В поглощающем комплексе черноземов отмечено повышенное содержание натрия, что свидетельствует об их солонцеватости.

Минералогический состав гипсово-карбонатной гажи из разреза 9702 показал следующее: порода имеет алеврито-пелитовую структуру, в составе которой – гипс зернистый, тонкочешучайтый и волокнистый – 82%, кальцит мелкозернистый – 8%, лимонит – 3%, магнетит – 1,5%, механические каолинизированные частицы, чешуйки серицита и др. – 5%. Кристаллы расположены беспорядочно, много перекристаллизованных микродруз, размеры кристаллов 0,25–0,01 мм. На поверхности некоторых минералов имеются пленки кальцита и лимонита голубовато-ржавого оттенка. По профилю почв отмечается непостоянное содержание частиц «физической глины» и пыли, увеличение ила в солонцовом горизонте.

Оригинальные новообразования гипса в форме срастаний, друз и призматических кристаллов, карбонатов и железистых ржавых конкреций (0,2–0,5 см в диаметре), несомненно, являются индикаторами и реликтами былой, более обводненной обстановки, связанной с фазами карстогенеза и флуктуациями климата в голоцене.

Таким образом, можно сделать вывод, что вертикальная и пространственная дифференциация карстовых ландшафтов, различия в увлажненности, осо-

бенности их литологии и солевого режима определяют условия для формирования специфических комплексов почв. Особенностью профилей почв является прежде всего их малая мощность и литогенность, высокая щелочность и засоленность, преобладание более «молодых» форм гипса и карбонатов.

Генезис многих почв пока не изучен, уникален, часто не повторяет «классического» почвообразования, а почвы не всегда укладываются в существующие почвенные классификации и почвообразовательные модели (Горячкин, Шаврина, 1997; Климентьев и др., 2007; Kliment'ev и др., 2007; и др.).

3.4.2. Флора и растительность

Формирование растительности карстовых ландшафтов происходит под влиянием комплекса зонально-климатических, геолого-геоморфологических и ландшафтных факторов. Растительность во многом определяет динамичность карстовых процессов посредством химических и физических воздействий (Гвоздецкий, 1954, 1972, 1988; Ступишин, 1967; Соколов, 1962; Колодяжная, 1970; Чикишев, 1975; и др.). Формирование биогенной агрессивности вод отражается главным образом на карбонатных типах карста, в целом не характерных для Южного Предуралья.

Н.А. Гвоздецкий (1972) отмечает, что сведение лесов на закарстованных территориях способствует снижению активности карстовых процессов, но до той поры, пока существуют рыхлые покровные отложения и почвы. После их полного смыва, в условиях голого карста инфильтрация вновь усиливается, активизируя карстовые процессы.

Лесные и кустарниковые фитоценозы, а также растительные сообщества с плотным травостоем способствуют накоплению запасов снега, снижению поверхностного стока и увеличению роли инфильтрационных вод в питании карстовых массивов.

При разреженности травостоя, в том числе связанной с антропогенной деятельностью, наблюдается усиление поверхностного стока. Таким образом, увеличивается доля атмосферных вод, переведенных в подземный сток через водопоглощающие каналы воронок. Одновременно активизируются эрозионные и денудационные процессы, которые способствуют перемещению механических частиц в транзитные каналы и подземные полости. Из этого следует, что преобразование структуры растительности под внешним воздействием приводит к изменению характера и динамики карстовых процессов.

Таким образом, растительность является значимым фактором развития карста: 1) формирует агрессивность природных вод; 2) влияет на поверхностный сток и инфильтрацию атмосферных осадков; 3) препятствует смыву почвы и рыхлых отложений.

В свою очередь специфические экотопические условия карстовых геосистем определяют структуру флоры и растительного покрова. Богатство экотопов гипсово-карстовых полей Южного Предуралья обусловливает их флористическое и фитоценотическое разнообразие. Карстовые ландшафты и отдельные урочища являются, как правило, местами обитания характерных, эндемичных и реликтовых видов растений и животных самых различных экологических групп (Павлейчик, 1999).

Разнообразие экотопических условий карстовых ландшафтов определяет присутствие в них видов растений различных природных зон, тем самым расширяя их ареалы. Флористическое разнообразие закарстованных территорий увеличивается от лесостепной зоны к зоне сухих степей, что связано с увеличением контрастности экотопических условий. Ксерофитная флора степей обогащается мезофильными травянистыми, кустарниковыми и древесными видами отрицательных карстовых воронок и балок, водными и околоводными видами карстовых озер, петрофитными видами обнажений гипса. Климатические особенности южно-степной ландшафтной подзоны определяют особенности почвообразовательных процессов, в том числе накопление легкорастворимых солей и формирование солонцов и солончаков с галофитными растительными комплексами. Наиболее токсичным для растений является хлоридно-натриевое засоление, в значительно меньшей степени – присутствие сульфатно-кальциевых и карбонатно-кальциевых ионов.

Иная ситуация с биоразнообразием карстовых территорий складывается в лесостепной зоне, в Башкирском Предуралье. Широко распространенные участки покрытого и перекрытого типов карста обогащают вмещающие ландшафты более увлажненными экотопами провально-суффозионных воронок, определяя преимущественно фитоценотическое, а не флористическое разнообразие. Значимым фактором деградации почвенно-растительного покрова является высокая сельскохозяйственно-животноводческая освоенность этой части региона.

Сохранившиеся от пастбищной деградации участки единичны. Для характеристики естественной растительности лесостепного Предуралья выявлена серия воронок, располагающихся в контуре пахотного поля, в связи с чем не подверженных скотосбою. Участок расположен на междуречье Селеука и его притока Бишагач у с. Аптиково.

Условия формирования растительности рассмотрены на примере одной из крупных воронок. Фоновые участки характеризуются богаторазнотравно-луговыми сообществами с участием мезофильных видов: подмаренник русский (*Galium ruthenicum*), кровохлебка лекарственная (*Sanguisorba officinalis*), зопник колючий (*Phlomis pungens*), шалфей луговой (*Salvia pratensis*), клевер горный (*Trifolium montanum*), душица обыкновенная (*Origanum vulgare*), лютик едкий (*Ranunculus acris*), василистник малый (*Thalictrum minus*), пырей ползучий (*Agropyron repens*), ежа сборная (*Dactylis glomerata*). Всего на момент обследования отмечено около 40 видов.

У более дренированной прибортовой части и верхней части склона северной экспозиции фоновая растительность заменяется разнотравно-пырейным сообществом; по сравнению с фоновым сокращается число видов до 12 и проективное покрытие до 75%; отмечаются отдельные экземпляры березы. Средняя треть склона занята разнотравно-пырейно-вейниковым сообществом с отдельными деревьями березы, вяза, черемухи и разреженным кустарниковым ярусом из шиповника и малины. Этот микропояс с резким переходом продолжается не занятой растительностью приводной зоной за которой следует озерный плес диаметром 35 м. Более пологий и освещенный склон южной экспозиции занят узкой полосой кустарниковых ив, сменяющихся по всему склону марьянниково-пырейным (*Melampyrum arvense* + *Agropyron repens*) сообществом с разнотравьем из погремка малого (*Rhinanthus minor*), зверобоя

(*Hypericum perforatum*), крестовника Якоба (*Senecio jacobaea*), котовника (*Nepeta pannonica*), щавеля конского (*Rumex confertus*) и др.

Таким образом, на фоне богаторазнотравных урочищ вмещающих лесостепных ландшафтов карстовые воронки часто характеризуются угнетенным состоянием растительного покрова в результате избыточного увлажнения, затенения и долготы стояния снегового покрова.

Исследования флоры и растительности, проведенные на Кзыладырском поле, позволили выявить общие особенности развития и динамику фитоценозов, роль карстовых процессов в формировании видового разнообразия.

Флора участка насчитывает 314 видов сосудистых растений, относящихся к 196 родам из 65 семейств (Павлейчик, 1996, 2005), систематический перечень которых приведен в приложении 6*. Основу флоры образуют покрытосеменные (98,1 % от общего числа видов), из них 75,2 % приходится на двудольные и 22,9 % – на однодольные растения (табл. 14).

Число видов по семействам варьирует от 1 до 40. Виды, входящие в состав 11 наиболее многовидовых семейств составляют 63,6% флоры участка (табл. 15). Остальные 36,4% распределяются между видами, принадлежащими 54 семействам, причем 41 из них включают не более 3 видов каждое и составляют 24,7% всей флоры.

По количеству родов лидируют крупнейшие семейства флоры исследованного участка: *Asteraceae* (19), *Poaceae* (18), *Fabaceae* (15). Во флоре данной территории отмечено 36 семейств, содержащих по одному роду, к ним относятся 56 видов. В составе семейств, представленных одним родом, 25 имеют по одному виду; они содержат 8,0% видов, произрастающих на данной территории.

Наибольшее количество видов отмечено в роде *Carex* (11 видов, 91,6% от общего числа видов в соответствующем семействе, 3,5% от общего числа видов флоры участка). Роды *Artemisia* и *Stipa* представлены каждый по 8 видов, *Astragalus* – 7, *Plantago* – 5 видов; *Veronica*, *Allium*, *Galium* и *Inula* представлены каждый по 4 вида. В процентном отношении число видов в каждом из этих родов к общему числу видов в соответствующих семействах варьирует от 20 до 100%, а к общему числу видов – от 1,3 до 2,6%.

На территории урочища преобладают многолетние травянистые растения (табл. 16), что характерно для степной зоны. К ним относится большинство ценозообразователей.

Распределение многолетних травянистых растений по типам корневых систем представлено в табл. 17.

Эфемероиды представлены 11 видами: *Gagea minima, Tulipa biebersteiniana, T. gesneriana, Fritillaria meleagroides, F. ruthenica, Iris pumila, Corydalis bulbosa, Pedicularis dasystachys, P. sibirica, Poa bulbosa, Valeriana tuberosa*. К гемиэфемероидам относится 2 вида флоры исследуемой территории: *Palimbia salsa, Scorzonera stricta*.

Среди двулетников такие степные и лугово-степные виды, как *Otites baschkirorum*, *Erysimum leucanthemum, Sisymbrium polymorphum, Orostachys*

---

*Представленный анализ флоры и систематический список подготовлены совместно с к.б.н. О.Г. Калмыковой (Институт степи УрО РАН).

Таблица 14

Состав основных систематических групп флоры

Отделы и классы растений	Количество			% от общего числа видов
	семейств	родов	видов	
Equisetophyta	1	1	3	1,0
Polypodiophyta	2	2	2	0,6
Pinophyta	1	1	1	0,3
Magnoliophyta	61	192	308	98,1
Из них:				
Monocotyledoneae	15	38	72	
Dicotyledoneae	46	154	236	
Всего	65	196	314	100

Таблица 15

Крупнейшие семейства флоры

Семейства	Кол-во видов	% от общего числа видов	Кол-во родов	% от общего числа родов
Asteraceae	40	12,7	19	9,7
Poaceae	32	10,2	18	9,2
Fabaceae	29	9,2	15	7,7
Rosaceae	19	6,1	14	7,1
Scrophulariaceae	13	4,1	6	3,1
Lamiaceae	12	3,8	9	4,6
Caryophyllaceae	12	3,8	6	3,1
Cyperaceae	12	3,8	2	1,0
Chenopodiaceae	11	3,5	10	5,1
Apiaceae	10	3,2	10	5,1
Ranunculaceae	10	3,2	7	3,6
Всего в 11 семействах	198	63,6	116	59,3

Таблица 16

Распределение видов флоры по жизненным формам

Жизненная форма	Кол-во видов	% от общего числа видов
Деревья	8	2,6
Кустарники	19	6,1
Кустарнички	2	0,6
Полукустарники	2	0,6
Полукустарнички	18	5,7
Многолетние травянистые растения	229	72,9
Двулетние растения	12	3,8
Однолетние растения	24	7,6
Всего	314	100

Таблица 17

Жизненные формы многолетних травянистых растений

Жизненная форма	Кол-во видов	% от общего числа травянистых многолетников	% от общего числа видов
Стержнекорневые	76	33,2	24,2
Длиннокорневищные	51	22,3	16,2
Короткокорневищные	48	21,0	15,3
Плотнодерновинные	16	6,9	5,1
Луковичные	9	3,9	2,9
Кистекорневые	7	3,1	2,2
Клубнекорневые	9	3,9	2,9
Рыхлодерновинные	7	3,1	2,2
Клубнелуковичные	1	0,4	0,3
Водные туринообразующие	2	0,9	0,6
Водные столонообразующие	2	0,9	0,6
Водные клубнеобразующие	1	0,4	0,3
Всего	229	100	72,8

spinosa, Falcaria vulgaris, Onosma polychromum, Verbascum marschallianum, V. phoenicium, Campanula sibirica, а также некоторые сорные виды: *Berteroa incana, Cynoglossum officinale, Arctium tomentosum.*

Половина однолетников (12 видов из 24) представлены сорными растениями (*Cannabis ruderalis, Polygonum aviculare, Chorispora tenella, Myosotis arvensis, Bromus arvensis, Lepidium perfoliatum* и др.). Более 1/3 видов однолетних растений произрастают в галофитных и галофитно-степных местообитаниях.

Все полукустарнички относятся к степным видам. Более половины из них – петрофиты (*Krascheninnikovia ceratoides, Eremogone koriniana, Gypsophila patrinii, Zygophyllum pinnatum, Onosma simplicissima, Thymus baschkiriensis, Artemisia salsoloides* и др.), более четверти – галофиты (*Camphorosma monspeliaca, Frankenia hirsuta, Limonium suffruticosum, Artemisia lerchiana* и др.).

В состав флоры входит по два вида полукустарников (*Krascheninnikovia ceratoides, Solanum dulcamara*) и кустарничков (*Ephedra distachya, Nanophyton erinaceum*). Кустарники насчитывают 19 видов, среди которых как степные (*Spiraea crenata, S. hypericifolia, Amygdalus nana, Caragana frutex, Cerasus fruticosa, Cotoneaster melanocarpus, Atraphaxis frutescens),* так и лесные (*Rosa acicularis, Rubus caesius, Frangula alnus, Rhamnus cathartica, Lonicera tatarica*).

Доля деревьев во флоре незначительна. Они представлены 8 видами: *Alnus glutinosa, Betula pendula, Populus alba, P. tremula, Padus avium, Salix alba и др.*

Преобладающей группой по отношению к увлажнению являются мезоксерофиты (табл. 18). Вместе с небольшой, но представленной фитоценотически значимыми видами (*Stipa zalesskii, S. capillata, S. lessingiana, Festuca valesiaca, Koeleria cristata, Agropyron pectinatum, Galatella villosa* и др.) группой ксерофитов они составляют около 43,9% флоры. Немногим меньше (43,3%) видов приходится на мезофитный компонент флоры (мезофитов, ксеромезофитов и гигромезофитов в совокупности).

Таблица 18

Спектр экологических групп по отношению к увлажнению

Экологическая группа	Кол-во видов	% от общего числа видов	Экологическая группа	Кол-во видов	% от общего числа видов
Гидрофиты	7	2,2	Мезофиты	58	18,5
Гигрогидрофиты	4	1,3	Ксеромезофиты	61	19,4
Гигрофиты	19	6,1	Мезоксерофиты	105	33,4
Мезогигрофиты	10	3,2	Ксерофиты	33	10,5
Гигромезофиты	17	5,4	Всего	314	100

Таблица 19

Спектр ценотических групп растений

Ценотическая группа	Кол-во видов	% от общего числа видов	Ценотическая группа	Кол-во видов	% от общего числа видов
Водная	7	2,3	Болотисто-луговая	14	4,5
Прибрежная	4	1,3	Галофитно-луговая	1	0,3
Прибрежно-водная	12	3,8	Степно-луговая	8	2,6
Прибрежно-лесная	2	0,6	Степная	135	42,9
Прибрежно-луговая	2	0,6	Лесо-степная	3	1,0
Лесная	17	5,4	Лугово-степная	34	10,8
Лугово-лесная	9	2,9	Пустынно-степная	1	0,3
Лесо-луговая	12	3,8	Галофитная	10	3,2
Луговая	33	10,5	Сорная*	10	3,2
Всего	314	100			

*Сорные виды имеются также и среди перечисленных групп (сорно-луговые, сорно-степные и т.д.), но отдельно они не учитывались.

Спектр ценотических групп растений флоры урочища представлен в табл. 19.

По эдафотипам виды растений Кзыладырского карстового поля подразделяются на эвритопные (232 вида – 73,9% от общего числа видов), петрофитные (48 видов – 15,3%), галофитные (32 вида – 10,2%), псаммофитные (2 вида – 0,6%).

Среди эвритопных в почвенном отношении видов преобладают степные (74 вида – 23,6% флоры) и лугово-степные (32 вида – 10,2%) виды, немало луговых (28 видов – 8,9%).

Второй по количеству входящих в нее видов является группа петрофитов, большинство из которых (47 видов из 48) – степные: *Ephedra distachya, Helictotrichon desertorum, Carex pediformis, Allium globosum, A. lineare, Iris pumila, Atraphaxis frutescens, Eremogone koriniana, Alyssum alyssoides, A. tortuosum, Astragalus rupifragus, A. wolgensis, Hedysarum razoumovianum, Oxytropis floribunda, O. spicata, Euphorbia seguierana, Onosma simplicissima, Thymus mugodzharicus, Scabiosa isetensis, Artemisia salsoloides, Centaurea marschalliana, Jurinea arachnoidea, Scorzonera austriaca, Sterigmostemum tomentosum, Stipa korshinskyi, S. orientalis* и др.

Растения засоленных местообитаний также довольно многочисленны и представлены галофитно-степными (*Leymus ramosus, Camphorosma monspeliaca, Frankenia hirsuta, Palimbia salsa, Limonium caspium, L. gmelinii, L. suffruticosum, Artemisia lerchiana, Tanacetum achilleifolium* и др.) и галофитными видами (*Puccinellia distans, P. dolicholepis, Atriplex micrantha, A. prostrata, Suaeda corniculata, Neocaspia foliosa, Salsola tamariscina, Salicornia perennans, Tripolium pannonocum* и др.) (13 и 10 видов соответственно). Отмечены также галофитно-луговые (*Festuca regeliana, Carex diluta, Thermopsis schischkinii, Althaea officinalis, Galatella rossica*), галофитно-лугово-степные (*Glycyrrhiza korshinskyi, G. glabra*) и др. Растения, приуроченные к легким почвам, представлены только двумя псаммофитно-степными видами: *Potentilla arenaria*, *Gypsophila paniculata*.

По способу питания преобладают автотрофные растения (311 видов – 99% флоры), встречаются паразитные (*Orobanche coerulescens*) и полупаразитные (*Pedicularis dasystachys, P. sibirica*) виды.

На исследуемом участке произрастают 13 из 44 видов, занесенных в Красную книгу Оренбургской области (1998): *Stipa zalesskii, S. pulcherrima, S. pennata, Koeleria sclerophylla, Fritillaria ruthenica, Tulipa gesneriana* (*T. schrenkii* Regel.), *Iris pumila, Orchis militaris, Hedysarum razoumovianum, Artemisia salsoloides*, *Delphinium uralense*, *Hedysarum argyrophyllum, Glycyrrhiza korshinskyi.* Кроме последних трех видов, все они также входят в Красную книгу РФ (2005).

Отмечены 26 видов, занесенных в список редких и исчезающих видов растений, нуждающихся в особом контроле за их состоянием в природной среде на территории Оренбургской области (Красная книга Оренбургской области, 1998): *Ephedra distachya, Helictotrichon desertorum, Elytrigia pruinifera, Achnatherum splendens, Gladiolus imbricatus, Atraphaxis frutescens, Nanophyton erinaceum, Dianthus andrzejowskianus, D. leptopetalus, D. uralensis, Nymphaea candida, Nuphar lutea, Anemona sylvestris, Pulsatilla patens, Orostachys spinosa, Sedum hybridum, Oxytropis spicata, Thermopsis schischkinii, Zygophyllum pinnatum, Goniolimon elatum, Limonium caspium, L. suffruticosum, Gentiana pneumonanthe, Thymus mugodzharicus, Linaria altaica, L. debilis.*

Из скально-горно-степных эндемиков (по: З.Н. Рябинина, 1998) на исследуемой территории встречаются *Hedysarum razoumovianum, H. argyrophyllum, H. gmelinii, Koeleria sclerophylla, Elytrigia pruinifera, Dianthus uralensis, Thymus baschkiriensis T. mugodzharicus, Artemisia salsoloides, Delphinium uralense*. Из реликтовых здесь произрастают следующие виды: доледниковый реликт открытых местообитаний – *Helictotrichon desertorum*, скальные и горно-степные реликты горноазиатского происхождения, проникшие на Урал в конце плейстоцена – *Orostachys spinosa, Linaria altaica, L. debilis, Sedum hybridum.*

Помимо перечисленных здесь произрастают не охраняемые федеральным и региональным законодательством, но довольно редкие для Оренбургской области виды: *Stipa korshinskyi, Thermopsis schischkinii, Dactylorhiza incarnata, Sterigmostemum tomentosum, Hedysarum gmelinii.*

Часть указанных видов (*Artemisia salsoloides, Hedysarum razoumovianium, H. argyrophylium, Thymus mugodzharicus, Ephedra distachya, Zygophyllum pinnatum, Gypsophilla patrinii (G.rupestris), Sterigmostemum tomentosum, Astragalus temirensis*) приурочены непосредственно к обнажениям гипса и ко-

рам выветривания и выступают в качестве доминантов сообществ, в различных соотношениях, образуя специфические кальцефитно-петрофитные группировки.

В качестве доминирующего вида сообществ относительно увлажненных понижений выступает *Stipa zalesskii*. На гипсовых грядах участка отмечено произрастание ковыля восточного (*Stipa orientalis*) – на крайнем северо-западе основного ареала, находящегося в горных системах Тянь-Шаня, Памира, Алтая и Саян. К лесным колкам Кзыладырского поля приурочено единственное местонахождение в Оренбургской области кендыря сарматского (*Trachomitum sarmatiense*) на северной границе ареала этого вида. Также на северном пределе распространения находится северо-казахстанский вид качим Патрэна (*Gypsophila patrinii*). На луговинах обычны представители Орхидных – *Orchis militaris* и *Dactylorhiza incarnata*.

Структура растительного покрова Кзыладырского поля подчинена экотопическим особенностям карстовых урочищ (табл. 20, рис. 47).

Флористическое разнообразие основных групп экотопов Кзыладырского поля представлено в табл. 21.

Некарстующиеся терригенные отложения, имея значительное распространение на участке, играют важную роль в формировании ландшафтно-ботанической структуры вмещающих ландшафтов. Степень эрозионной расчлененности территории, наличие на них покровных суглинков, экспозиция и крутизна склонов, сформированность почвенного профиля и другие факторы определяют разнообразие экотопов.

Вдоль юго-западной границы карстового поля расположен контрастно выраженный грядово-холмистый массив, сложенный верхнепермскими породами (песчаники, конгломераты, известняки, аргиллиты, линзы гипсов). Для верхней части склонов с фрагментарными щебенчатыми почвами и уклоном поверхности 20–30° характерно кохиево-типчаковое (*Kochia prostrata* + + *Festuca valesiaca*) сообщество с общим проективным покрытием (ОПП) 25–30%. Нижняя часть склонов с черноземами южными неполноразвитыми каменистыми занята преимущественно ковыльно-пустынноовсецовым (*Stipa pulcherrima* + *Helictotrichon desertorum*) фитоценозом; всего отмечено 35 видов растений. Слабонаклонные (3–5°) денудационные поверхности выравнивания с поверхности покрыты желто-бурыми карбонатными суглинками с черноземами южными карбонатными средне- и маломощными. Наибольшее развитие получили типчаково-тонконогово-ковылковые (*Festuca valesiaca* + + *Koeleria cristata* + *Stipa lessingiana*), на наиболее возвышенных участках – типчаково-пустынноовсецовые (*Festuca valesiaca* + *Helictotrichon pubescens*), в понижениях – типчаково-залесскоковыльные (*Festuca valesiaca* + *Stipa zalesskii*) сообщества.

Наибольшее разнообразие во флору и растительность участка вносят экотопы, происхождение которых связано с закарстованными гипсами. На фрагментарных каменистых почвах гипсовых гряд, занимающих небольшие площади, и бортах провальных воронок растительность представлена группировками с преобладанием кустарничков – полынь солянковидная *(Artemisia salsoloides)*, эфедра двухколосковая *(Ephedra distachya)*, тимьян мугоджарский *(Thymus mugodzharicus)*, копеечник Разумовского *(Hedysarum razoumovianum)*, качим Патрэна *(Gypsophila patrinii)*.

Таблица 20

Компонентная структура местностей и урочищ Кзыладырского поля

Характерные геокомплексы (экотопы)	Почвообразующая порода	Почвы	Преобладающие растительные сообщества (ассоциации)
Пологие склоны	Делювиальные суглинки на песчаниках, аргиллитах, алевролитах, глинах – артинский и кунгурский ярусы нижней перми	Черноземы южные среднемощные	Типчаково-ковылковая
Нижние (притеррасные) части склонов	Аллювиальные отложения, гипсовый делювий – четвертичные аллювиальные, кунгурский ярус нижней перми	Пойменные солонцевато-луговые почвы, солонцеватые почвы на гипсовом делювии	Разнотравно-чиевая
Эрозионно-денудационные останцы	Конгломераты, известняки, песчаники, аргиллиты, алевролиты, глины – отложения верхней перми	Черноземы южные неполноразвитые щебнистые и фрагментарные почвы	Разнотравно-ковыльно-овсецовая, разнотравно-тимьянниковая, овсецово-качимово-солянковиднополынная
Плоскодонные эрозионные лога, карстовые впадины и воронки	Делювиально-элювиальные суглинки на глинах, алевролитах, аргиллитах – кунгурский ярус нижней перми, нерасчлененные отложения верхней перми	Лугово-намытые почвы	Разнотравно-залесскоковыльная, разнотравно-кустарниковые сообщества
Гипсовые гряды и верхние части бортов провальных воронок	Гипс – кунгурский ярус нижней перми	Фрагментарные почвы на гипсах	Разумовскокопеечниково-солянковиднополынная, мугоджарскотимьяновая
Карстовые засоленные западины	Элювиальные и делювиальные суглинки с примесью гипсовой муки – кунгурский ярус нижней перми	Луговые полугидроморфные солончаки	Разнотравно-франкениевая, кермеково-солеросовая
Лесные урочища на гипсовых корах выветривания	Гипсовый элювий – кунгурский ярус нижней Перми	Комплексы фрагментарных, намытых и торфянисто-сапропелевых почв	Осиново-березовые разнотравно-ежевичные колки

Рис. 47. Ландшафтный профиль Кзыладырского карстового поля.

Ландшафты: *1* – слабонаклонные (3–5°) платообразные плакорные равнины и пологие склоны с типчаково-ковылковым (Stipa lessingiana + Festuca valesiaca) сообществом на черноземах южных карбонатных, лежащих на делювиальных карбонатных суглинках, подстилаемых загипсованным делювием (P_1a, P_1k); *2* – волнисто-увалистые склоны с разнотравно-ковыльно-овсецовым (Helictitrichon desertorum + Stipa sp. + Herbae), разумовскокопеечниково-овсецовым (Helictitrichon desertorum + Hedisarum razoumovianum) сообществами на черноземах эродированных щебенчато-каменистых на элюво-делювиальных пермских породах (P_1k, P_2); *3* – межхолмовые понижения с разнотравно-ковыльным (Stipa sp. + Herbae) сообществом на лугово-черноземных почвах на элюво-делювиальных продуктах дислокации и выветривания пермских пород (P_1k); *4* – грядово-холмисто-расчлененные крутые склоны с разнотравно-тимьянниковым (Thymus guberlinensis + Herbae), овсецово-качимово-солянковиднополынным (Artemisia salsoloides + Gypsophila patrinii + Helictitrichon desertorum) сообществами с черноземами южными неполноразвитыми щебенчато-каменистыми на элювии известняков и конгломератов (P_2); *5* – низкогрядово-карстовые с «бедлендами» гипсовые плакоры с разумовскокопеечниково-солянковиднополынным (Artemisia salsoloides + Hedisarum razoumovianum), тимьяновым (Thymus guberlinensis) сообществами с сочетанием фрагментарных почв на гипсах и продуктах их дислокации и выветривания (P_1k); *6* – приовражно-родниково-склоновые с разнотравно-чиевым (Achnaterum splendens + Herbae) сообществом на луговых засоленных, загипсованных и гипсоносных (гажевых) сильнозасоленных почвах на гипсовом делювии (P_1k, Q); *7* – плоские, узкие межгрядово-карстовые понижения с разнотравно-франкениевым (Frankenia hirsuta + Herbae), кермеково-солеросовым (Salicornia europaea + Limonium gmelinii) сообществами на солончаках загипсованных на гипсовом делювии (P_1k, P_2); *8* – провально-карстово-озерцовые сложные кустарниковые урочища с доминированием Caragana frutex, Spirea crenata с комплексными лугово-болотными загипсованными сильнозасоленными почвами на делювиальных загипсованных породах (P_1k, P_2); *9* – воронко-поноровые образования (карстовые «бедленды») с осиново-березовыми (Betula pendula + Populus tremula) разнотравно-ежевичными (Rubus caesius + Herbae) колками на сложных комплексах фрагментарных, загипсованных торфяных почв на гипсовой муке ($P_1к$). Горные породы: *10* – известняки; *11* – конгломераты; *12* – гипсы и ангидриты; *13* – песчаники, аргиллиты, алевролиты, глины; *14* – песчано-галечные аллювиальные отложения; *15* – рыхлые покровные суглинки

Таблица 21

Количество видов растений в основных экотопах Кзыладырского поля

Группы экотопов	Кол-во видов	Группы экотопов	Кол-во видов
Грядовый мелкосопочник и увалы, сложенные терригенными накоплениями	107	Карстовые озера и их прибрежная часть	42
Межгрядовые и эрозионные ложбины	98	Солончак гидроморфный и засоленные гипсово-карбонатные коры выветривания	24
Фоновые степные участки	73	Лесные колки на мелко-контрастном рыхлом гипсово-карбонатном субстрате	45
Обнажения гипса	49	Пойма р. Бурля	64
Склоны и днища карстовых воронок	129		

Характер доминирования здесь может варьировать, но значения проективного покрытия (10–25%) и видовой состав довольно постоянны – курчавка кустарниковая *(Atraphaxis frutescens)*, парнолистник перистый *(Zygophyllum pinnatum)*, копеечник Гмелина *(Hedysarum gmelinii)*, василек Маршалла *(Centaurea marschalliana)*, астрагал крымский *(Astragalus tauricus)*, полынь австрийская *(Artemisia austriaca)*, горноколосник колючий и др. В расщелинах гипсовых обнажений отмечается пузырник ломкий (*Cystopteris fragilis*).

Формирование ландшафтно-фациальных микропоясов на склонах воронок сопровождается заселением их растительными группировками, состав которых в общих чертах выглядит следующим образом. В блюдцеобразных западинах микропоясность сообществ выражена нечетко – на периферии западин по пологим бортам при сохранении флористического состава фоновых сообществ наблюдается повышение роли видов мезофильного ряда (*Phlomiodes tuberosa, Salvia stepposa, Veronica incana* и др.), в наиболее нижней части отмечаются нехарактерные для окружения виды (*Calamagrostis epigeios, Artemisia abrotanum, Agrimonia eupatoria* и др.).

В нижних частях чашеобразных воронок формируются околоводно-гидрофильные фитоценозы, иногда в сочетании с кустарниково-древесной растительностью. При глубине более 4–5 м возрастает количество микропоясов, появляются экспозиционные различия. В средних частях склонов, как правило, формируется сплошной кустарниковый покров (*Caragana frutex, Cerasus fruticosa, Rubus caesius, Spiraea crenata* и др.) в комплексе с мезофильным разнотравьем. В нижней части склонов часто наблюдается угнетенность растений, проявляющаяся в результате длительного сохранения снегового покрова и стояния талой воды. Разнообразие ландшафтно-экотопических условий в нижней части воронок приводит к формированию наиболее разнообразных сообществ, отличающихся широким разбросом флористического и фитоценологического состава – от монодоминантных одновидовых (в зависимости от условий обычны крапива двудомная *Urtica dioica*, конопля сорная *Cannabis ruderalis*, солодка голая *Glycyrrhiza glabra*, полынь эстрагон *Artemisia dracunculus* и некоторые

другие виды) до полидоминантных разнотравных фитоценозов (до 20–25 и более видов). Вдоль постоянных карстовых озер формируется древесно-кустарниковая растительность (преимущественно *Populus alba, Salix alba, Salix pentandra, Salix coesia*).

На Кзыладырском поле вдоль гипсовых пачек наблюдаются разобщенные лесные колки площадью от 2 до 6 га, занимающие возвышенное положение относительно окружающей поверхности. Распространение этих колков связано с благоприятными условиями для формирования древесно-кустарниковой растительности, прежде всего достаточной обводненностью рыхлых отложений гипсовых кор выветривания и мелко-мозаичным характером рельефа. По составу растительности лесные урочища преимущественно осиново-березовые ежевичные (*Betula pendula + Populus tremula – Rubus caesius*). В провалах в условиях постоянного увлажнения развивается гидрофильная растительность, образуются линзовые торфяники. На уровне травянистого и кустарникового ярусов проявляется мозаичность – проективное покрытие меняется от 5–10% на возвышенных участках до 80–90% в понижениях.

Луговые солонцы, сложившиеся на подобных участках, характеризуются преобладанием в травостое галофитно-степных видов в сочетании с чием блестящим (*Achnatherum splendens*). Галофитно-степные растительные сообщества придолинных участков представлены ассоциациями ковылково-типчаковой (*Stipa lessingiana + Festuca valesiaca*) и чиево-типчаковой (*Achnatherum splendens + Festuca valesiaca*) формаций с солелюбивым разнотравьем: полынь австрийская *(Artemisia austriaca)*, грудница татарская *(Crinitaria tatarica)*, гониолимон высокий *(Goniolimon elatum)* и др.

Значительно реже условия для соленакопления создаются в непоглощающих замкнутых понижениях. В формирующихся здесь солончаках наблюдаются концентрические растительные сообщества галофитных видов с доминированием (по нарастанию засоленности): 1) *Juncus soranthus*; 2) *Achnatherum splendens*; 3) *Salicornia europaea + Limonium gmelinii + L.caspium + Frankenia hirsuta*, также участвуют *Salsola foliosa, Limonium suffruticosum, Triglochin maritimum, Puccinellia distans, Centaurium erythraea, Juncus soranthus*.

Обследование бриофлоры участка показывает на большое видовое разнообразие и наличие редких для России видов (Благодатских, 1995). Экотопическое богатство карстовых ландшафтов (борта провальных воронок, берега ручьев, чаши родников, стволы и остатки деревьев) благоприятно для формирования своеобразного состава бриофлоры. На карстовом поле отмечено 16 видов мхов, встречаемых в урочищах провально-карстового генезиса (по территории Кзыладырского карстового поля), среди которых: *Amblystegium serpens, Brachythecium rivulare, Brachythecium salehrosum, Ceratodon purpusens, Conardia compacta, Cratoneuron filicinum, Drepanocladus aduncus, Grimmia laevigata, Leptodyctium hymile, Marchantia polymorpha, Plagiomnium ellipticum, Polytrichum strictum, Pottia truncata, Pseudoleskeella tectorum, Tortula caninervis, Tortula ruralis*.

В результате изучения лихенофлоры Кзыладырского участка выявлено 88 видов лишайников, произрастающих на природных и искусственных субстратах участка (Меркулова, Павлейчик, 2006). Они принадлежат к 43 родам, 17 семействам, относящимся к 6 порядкам отдела *Ascomycota:* род *Lepraria* Ach. имеет неясное положение в порядке Lecanorales.

Систематический спектр лихенофлоры показывает, что в состав флоры лишайников входят представители 6 порядков (по убыванию) – *Lecanorales, Teloschistales, Verrucariales, Ostropales, Lichinales, Peltigerales*. Основу лихенофлоры составляют лишайники порядка Lecanorales, представленные 67 видами (77% от их общего числа), 30 родами, 12 семействами. Порядки *Teloschistales* и *Verrucariales* включают одноименные семейства, по 4 рода и 7 видов каждый (8%), порядки *Ostropales* и *Lichinales* – по 2 вида (2,3%), принадлежащих к одному и двум родам соответственно. Порядок *Peltigerales* содержит один вид (1,2 %).

В составе флоры лишайников насчитывается 17 семейств; среднее число видов в семействе – 5. Уровнем видового разнообразия выше среднего показателя обладают 9 семейств, представленных 69 видами, что составляет 79,3% от общего числа видов. Из этих ведущих семейств наиболее многочисленным является *Physciaceae* (11 видов, 12,6%), на семейство *Parmeliaceae* приходится 10 видов (11,5%), *Acarosporaceae* и *Lecanoraceae* – 8 (9,2%), *Teloschistaceae, Hymeneliaceae* и *Verrucariaceae* – 7 (8%), *Collemataceae* – 6 (6,9%), *Cladoniaceae* – 5 (5,7%).

В субстратном отношении район исследовании не очень богат, но довольно специфичен. Имеющееся биологическое и в частности лихенологическое разнообразие определяется прежде всего физико-химическими свойствами субстрата, набором экспозиций, микрониш и увлажнением. Наиболее разнообразен видовой состав лишайников гипсовых обнажений – 30 видов, 3 из которых специфичны только для данного типа субстрата. Таксономический спектр выявленных эпилитных лишайников довольно типичен для карбонатных субстратов; преобладают представители семейств Acarosporaceae, Hymeneliaceae, Verrucariaceae и Teloschistaceae. На более плотном субстрате больше представителей семейств Physciaceae и Lecanoraceae. Всего группа эпилитов включает 36 видов, из них 31 являются облигатными.

Следует отметить, что гипс с довольно рыхлой структурой в зоне выветривания и преобладанием вертикальных поверхностей, препятствует закреплению лишайников. В основном они развиваются по расщелинам, мерзлотным трещинам, понижениям и в большинстве своем представлены накипными формами (18 видов). Наиболее широко распространены и являются обычными здесь следующие виды лишайников: *Acarospora nodulosa v. reagens, Diploschistes muscorum* (Scop.) R. Sant., *Fulgensia fulgens* (Sw.) Elenkin и *Psora decipiens* (Hedw.) Hoffm., *Psora saviczii* Tomin. Также лишайники концентрируются в зонах сочленения коренных пород и почвенных наносов (*Cladonia chlorophaea* (Flörke ex Sommerf.) Spreng., *Fulgensia fulgens, Fulgensia bracteata* (Hoffm.) Räsänen, *Lecanora crenulata* Hook., *L. flotowiana* Spreng., *L. agropholis* (Ach.) Ach., *Psora globifera* (Ach.) A. Massal., *Toninia physaroides* (Opiz) Zahlbr., *Toninia tristis* (Th. Fr.) Th. Fr. ssp. tristis. Таким образом, большое влияние на распространение лишайников играет механический состав и свойства субстрата.

Напочвенные лишайники насчитывают 26 видов. В основном это листоватые представители семейств *Collemataceae* и *Teloschistaceae*. Особо интересна единственная находка *Squamarina lentigera* (Weber) Poelt. На некогда смытых, а ныне закрепленных растительностью карбонатных почвах распространена группа «кочующих» кустистых видов *Aspicilia fruticulosa* (Eversm.) Flag. и *A. hispida Mereschk.*, также довольно редких в области. Благодаря экологичес-

кой контрастности экотопов, имеющих довольно стабильный химический состав и условия увлажнения, сформировались специфические сообщества лишайников. Наиболее интересными из них являются *Squamarina lentigera-Fulgensia bracteata* и *Fulgensia bracteata – Psora decipiens.* Обычные группировки лишайников: *Psora saviczii – Fulgensia fulgens; Lecanora crenulata – Toninia tristis* ssp. tristis – *Fulgensia fulgens* (на открытых, хорошо освещенных местах); *Cladonia chlorophaea – Diploschistes muscorum, Toninia physaroides* (характерны для затененных, увлажненных местообитаний); *Collema tenax – Psora decipiens, Collema tenax – Toninia tristis – Fulgensia bracteata* (встречаются на засоленных почвах); *Xanthoparmelia somlyensis – Neofuscelia ryssolea* (на всех типах почв). Многие виды обитают как на карбонатных почвах, так и непосредственно на гипсовых обнажениях, т.е. являются эпигеидо-эпилитами.

На растительных остатках довольно часто встречались *Bacidia bagliettoana* (A. Massal. & De Not.) Jatta, *Caloplaca cerina* (Ehrh. ex Hedw.) Th. Fr. var. muscorum (A. Massal) Jatta, *Candelariella aurella* (Hoffm). Zahlbr., *Phaeophyscia orbicularis* (Neck.) Moberg и *Xanthoria parietina* (L.) Th. Fr.

В березово-осиновых колках встречены такие виды, как *Candelariella aurella, Candelariella xanthostigma* (Ach.) Lettau, *Cladonia fimbriata* (L.) Fr., *Evernia mesomorpha* Nyl., *Hypogymnia physodes* (L.) Nyl., *Melanelia subargentifera* (Nyl.) Essl., *Parmelia sulcata* Taylor, *Parmeliopsis ambigua* (Wulfen) Nyl., *Phaeophyscia orbicularis*, *Physcia adsendens* (Fr.) H. Olivier, *Physcia slellaris* (L.) Nyl., *Physconia distorta* (With.) J. R. Laundon, *Scoliciosporum chlorococcum* (Graewe ex Stenh.) Vězda, *Vulpicida pinastri* (Scop.) J.-E. Mattsson & M. J. Lai., *Xanthoria parietina.* В целом эпифитные лишайники немногочисленны и малоспецифичны.

На нескольких типах субстратов отмечены *Candelariella aurella* (Hoffm). Zahlbr., *Cladonia fimbriata* (L.) Fr., *Cladonia rei* Schaer., *Phaeophyscia orbicularis* (Neck.) Moberg, *Xanthoria parietina* (L.) Th. Fr.

Проведенные исследования эпилитных лишайников участка свидетельствуют о мультизональном характере видового состава. Более половины выявленных лишайников являются в различной степени редкими и интересными. Например, для территории европейской части России редкими являются *Verrucaria calciseda, Lobotallia radiosa.* Некоторые виды (*Endocarpon pucillum, Fulgensia fulgens*) ранее были отмечены как редкие для Южного Урала, а несколько из них, произрастающих на территории Кзыладырского поля (*Acarospora nodulosa v. reagens*, *Squamarina lentigera*, *Psora globifera, Fulgensia bracteata* и др.), рекомендованы для внесения во второе издание Красной книги Оренбургской области.

Лихенофлора карстового поля постоянно находится в условиях постоянно высокой физико-химической активности, периодически испытывает негативное влияние антропогенного и природного характера, а потому находится в качественной и количественной динамике приспособительного характера. Основным негативным антропогенным фактором формирования лихенофлоры на участке являются степные палы, приводящие к непосредственной гибели лишайников, уничтожению субстратов или изменению их свойств. Наиболее сформировавшимися и устойчивыми можно считать лишь лихенокомплексы, расположенные на коренных гипсах, все остальные постоянно претерпевают изменения физического, химического и структурного состава субстрата.

Биологическое разнообразие закарстованных территорий Южного Предуралья характерно и для представителей животного мира. В расщелинах провальных воронок и узких подземных полостях селятся крупные норные виды млекопитающих (байбак, обыкновенная лисица, корсак, барсук, волк), которые здесь осваивают специфические места обитания. Помимо естественных углублений благоприятными для рытья нор являются рыхлые отложения кор выветривания. С пещерными экотопами связано обитание различных видов летучих мышей.

Вышеперечисленные особенности биоты карстовых ландшафтов Южного Предуралья свидетельствуют о том, что данные территории являются локальными очагами формирования ландшафтно-биологического разнообразия. Характерным является своеобразный эффект ландшафтно-экотопического фокуса, при котором различные карстовые урочища носят черты зональных вмещающих ландшафтов, более гумидных (ввиду мезофитности и гидроморфизма) и более аридных (ввиду ксерофитности и засоленности почвенно-литогенного профиля) ландшафтов (Павлейчик, 2008). Это качество карстовых геосистем позволяет относить их к азонально-зональным, точнее – полизонным ландшафтам (по: Мильков, 1978), которые, резко отклоняясь от среднего зонального типа, сохраняют ряд существенных общих признаков в самых различных природных зонах.

Глава 4

РАЙОНИРОВАНИЕ КАРСТОВЫХ ГЕОСИСТЕМ

4.1. МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ

Районирование – один из конечных результатов географических исследований, раскрывающих закономерности пространственного развития каких-либо процессов и явлений. Районирование карста (как и любого другого частного районирования) основано на системе обобщений с учетом особенностей объекта: принадлежности к различным по размерам, генезису и истории развития геоструктурам, литологии карстующихся пород, показателей пространственного размещения подземных и поверхностных форм, положения относительно крупных дренирующих систем и др. При выделении высших таксономических единиц районирования (страна, провинция) в качестве основного, как правило, принимается структурно-тектонический принцип, для более низких единиц – литолого-стратиграфический, геоморфологический и ландшафтно-географический принципы (Крубер, 1915; Соколов, 1962; Максимович, 1963а; Печеркин, 1986; и др.).

За время изучения было разработано множество схем районирования карста Урала и Предуралья, а также отдельно Республики Башкортостан и Оренбургской области. Одна из первых схем была подготовлена Г.А. Максимовичем в 1958 г. Взяв ее за основу, в последующем предложили свои схемы районирования Е.А. Лушников (1960), И.К. Кудряшов (1961, 1966), Г.А. Максимович и В.П. Костарев (1973), В.И. Мартин (1975), В.И. Мартин и Б.И. Лерман (1978), В.И. Мартин и А.И. Смирнов (1993) и др. (Карст Башкортостана, 2002).

При районировании карста используется таксономический ряд: страна – область – провинция – округ – район (Чикишев, 1982). В схеме районирования карста Русской равнины А.Г. Чикишев (1979) в пределах интересующего нас региона выделяет Дема-Уфимскую провинцию Средневолжско-Камской области, дальнейшее подразделение которой выглядит следующим образом. В северной части двумя меридиональными полосами располагаются два округа – *Бельско-Уршакский*, включающий Черемасанский и Демский районы, и *Нижнебельский* с Симским и Стерлитамакским районами. Южную часть Предуралья занимает *Сакмарско-Илекский* карстовый округ, также с двумя районами – Якшимбетовским и Илецким.

По схеме районирования Н.А. Гвоздецкого и А.Г. Чикишева (Гвоздецкий и др., 1974) Южное Предуралье располагается в двух карстовых областях: Средневолжско-Камской и Нижневолжско-Уральской. Вдоль восточной окраины первой из них протягивается единая провинция *Краснокамско-Полазнинского вала, Башкирского и Шкаповско-Ромашкинского свода* с Нижнеуфимским и Толбазинским округами в пределах рассматриваемого региона, Демским и Дема-Уршакским за его пределами. Нижневолжско-Уральская область охватывает Сакмаро-Бельское междуречье и южную окраину Общего Сырта, большую

Рис. 48. Районирование карстовых геосистем Южного Предуралья.
Границ: *1* – стран, *2* – провинций, *3* – округов

часть Урало-Эмбенского междуречья до Каспийского моря. Северная часть области выделяется как провинция *Предуральского периклинального прогиба* с единственным Илецким округом.

Одним из первых опытов районирования карста оренбургской части Предуралья является работа В.Г. Поспеловой (1957), в которой автор выделяет три карстовые области, разделенные на районы: 1) Северную часть Прикаспийской впадины – район северного склона Прикаспийской впадины; 2) Предуральский прогиб – районы восточной части предгорного прогиба, южной части Предуральского прогиба, северного склона Сакмаро-Бельского водораздела и 3) Западную часть Уральских гор – районы Зиянчуринских складок и Урало-Сакмарского водораздела. А.А. Чибилёвым и В.М. Павлейчиком (Географический атлас..., 1999) была опубликована схема районирования карстовых ландшафтов Оренбургской области. В пределах Южно-Предуральского округа Урало-Бельской провинции были выделены 5 районов и один район в Западно-Уральском округе.

Из последних работ отметим схемы карстово-спелеологического районирования Республики Башкортостан А.И. Смирнова (1999), В.И. Мартина (Карст Башкортостана, 2002). В целом придерживаясь структурно-тектонического принципа при выделении стран и провинций, последующие таксономические единицы авторы выделяют по геоморфологическому

Таблица 22

Условные обозначения к схеме районирования карстовых геосистем Южного Предуралья (к рис. 48)

Территория		Провинция		Округ	
I	Восточно-Европейская равнина	I-А	Волго-Уральская	I-А-1	Бельско-Демский
				I-А-2	Салмышско-Уральский
		I-Б	Предуральская	I-Б-1	Прибельский
				I-Б-2	Бельско-Сакмарский
				I-Б-3	Сакмаро-Илекский
				I-Б-4	Восточно-Предуральский
		I-В	Прикаспийская	I-В-1	Илекско-Хобдинский
II	Уральская горная страна	II-А	Западно-Уральская внешней зоны складчатости	II-А-1	Зиянчуринский
				II-А-1	Бурля-Жаксы-Каргалинский

либо морфоструктурному принципам соответственно. Предлагаемая А.И. Смирновым схема разработана применительно к самой верхней зоне (экзокарстовому этажу) карстосферы, а необходимость использования геоморфологического подхода автор доказывает: 1) высокой ролью рельефа и его отдельных характеристик в протекании карстовых процессов; 2) несовпадением нижнего (докунгурского) структурного этажа с современным рельефом; 3) геоморфологической обусловленностью раскрытия пещер на поверхности и др.

На рис. 48 и в табл. 22 отражена собственная схема районирования карстовых ландшафтов Южного Предуралья, разработанная с учетом перечисленных схем, на основе карт геологического, геоморфологического и структурно-тектонического строения территории различных масштабов (Геологическая карта Урала, 1979; Тектоническая карта Урала, 1983; Материалы государственных геологических и гидрогеологических съемок масштаба 1:200000 и 1:500000 Оренбургского и Башкирского фондов), результатов экспедиционных и камеральных исследований, данных дистанционного зондирования (геоинформационные ресурсы Google, снимки Landsat и др.).

Цель данного районирования – выявление наиболее общих закономерностей пространственного размещения различных типов карста, в связи с чем районы в схеме не выделялись.

За единицы районирования был принят следующий таксономический ряд: страна – провинция – округ. Крупнейшей таксономической единицей является *карстовая страна*, выделяемая по геоструктурному признаку. Выделение *карстовых провинций* проводилось по принципу территориального единства карстовых ландшафтов, соответствующих наиболее крупным тектоническим подразделениям стран, а *карстовые округа* – по комплексу признаков (тектонические структуры меньшего порядка, рельеф, литология и условия залегания карстующихся пород, морфогенетические признаки карста и др.).

Дальнейшее деление на районы целесообразно производить в пределах отдельных морфоструктур, границей которых служат крупные магистральные водотоки. В свою очередь в карстовых районах могут выделяться карстовые поля и отдельные проявления.

4.2. ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУР

4.2.1. Карстовые провинции Восточно-Европейской страны

Таксономические единицы районирования карста Южного Предуралья в пределах равнинной части относятся к трем крупным геоструктурам: Волго-Уральской антиклизе, Предуральскому прогибу и Прикаспийской синеклизе.

Тектонические границы проводятся по различным структурным этажам, часто не отражают территориальную специфику более поздних геодинамических процессов (соляная тектоника, неотектоника и рельефообразование и др.) и формирования ландшафтов региона. В случае, когда западная граница Предуральского прогиба проводится по кровле кунгурских отложений, она сечет единую (по характеру проявлений солянокупольной тектоники и карста) крупную структуру – Салмышский вал. В другом случае, когда эта же граница проводится по кровле подсолевых отложений. типично ориентированная (меридионально) для прогиба Боевогорская брахиантиклинальная складка не входит в его состав. Таким образом, при районировании карстовых ландшафтов необходимо учитывать степень ландшафтной однородности и характер современного рельефа территорий, пространственное развитие и параметры соляных структур и связанных с ними закарстованных массивов в зоне аэрации.

Волго-Уральская провинция (I-A). Бельско-Демский округ (I-A-1) протягивается широкой (около 60 км) полосой в субмеридиональном направлении и занимает юго-восточный склон платформы в пределах Камско-Бельской депрессии. С севера округ граничит с карстовой областью Уфимского плато (свода), на западном склоне которого развит сульфатно-карбонатный и сульфатный карст закрытого и покрытого типа. С востока граничит по левобережной части долины р. Белой с Предуральским прогибом; южная граница смещена к востоку, где соприкасается с прогибом в районе г. Стерлитамак. Залегание пород осложнено серией меридиональных валов – Сергеевским, Тавтимановским и Рязано-Охлебининским (с запада на восток).

Территория дренируется р. Белой и ее притоками – реками Уфа, Сим, Уршак и др., которые играют важную роль в развитии карста и пространственном обособлении закарстованных участков. Преобладающим типом является перекрытый и покрытый сульфатный (местами – карбонатно-сульфатный) карст, локальные условия для обнаженного карста создаются на склонах долин крупных эрозионно-речных врезов. Для округа характерно снижение показателей закарстованности по направлению к югу и четкая зависимость пространственного распространения различных морфогенетических типов карста на различных ландшафтно-геоморфологических уровнях.

Преобладающие формы на плоских междуречьях – чаше- и блюдцеобразные сухие и озерные котловины карстового и карстово-суффозионного происхождения. Большинство из них непоглощаемые, имеют в поперечнике 30–60 м, глубиной в пределах 1–2 м, значительно реже встречаются конусообразные воронки глубиной до 5–7 м. Отдельные обширные блюдцеобразные западины достигают до 400–600 м в диаметре. В пространстве поверхностные фор-

мы распространены хаотично, без четко выраженной ориентации, местами образуя скопления. Сходную морфологию имеют формы, располагающиеся на пологих склонах речных долин, на террасах и в поймах водотоков.

Развитие карста на возвышенных склонах речных долин отличается разнообразием морфогенетических форм, образующихся в условиях повышенной трещиноватости и отсутствия покровных отложений. На таких участках преобладают воронки провального генезиса и поверхностного выщелачивания; они характеризуются относительно небольшими параметрами – диаметром от 5–10 м (коррозионные) до 30–50 м (провальные) при средней глубине от 5 до 15–20 м. Помимо воронок характерны карстово-эрозионные лога, осложненные просадками и часто заканчивающиеся понорами.

Подобная закономерность развития карста прослеживается во всех районах округа, среди которых можно выделить Уфимско-Бельский (Сергеевский, по В.И. Мартину, – Карст Башкортостана, 2002), Уфимско-Симский и Аургаза-Узеньский (два последних – единый Рязано-Охлебининский район).

В районе Уфимского «полуострова» на уровне надпойменной террасы отмечены небольшие карстовые пещеры протяженностью 7–15 м. Наиболее известны 3 пещеры: первая – в основании Висячего камня, протяженностью 10 м с гротом в конце, вторая – около разъезда Воронки (7 м) и третья – у скалы Малый висячий камень (15 м) (Абдрахманов, Мартин, 1992).

Наибольшим разнообразием карстовых форм характеризуются участки придолинного карста на правобережьях рек Белой, Сим, Аургаза, Узень, Уршак и других менее значимых водотоков.

Севернее широтного отрезка р. Белой обширное междуречье рек Уфа и Сим повсеместно очень плотно закарстовано. Рязано-Охлебининский придолинный участок, протянувшийся дугой по правобережьям рек Белой и Сим, представляет собой крутой приречный склон, прилегающий к пойме и фрагментам надпойменных террас (рис. 49).

Уникальное для региона превышение над урезом воды, достигающее 75–100 м, способствует формированию мощной зоны вертикальной нисходящей циркуляции и развитию системы трещин бортового отпора. В этих благоприятных для карста условиях отмечается высокая плотность форм различного типа – провальные, коррозионные и карстово-суффозионные воронки, останцы, пещеры и др.

Наиболее известной и крупной на участке является Охлебининская пещера протяженностью 146 м, площадью 5410 м^2, объемом 21 100 м^3. Вход в нее находится на дне крупной воронки в виде привходового грота шириной до 25 и высотой до 12 м. Дальнейший ход на северо-восток под небольшим наклоном и с озером через 30 м пересекается под прямым углом другим ходом, юго-восточное окончание которого постепенно сужается, а северо-западное – постепенно расширяется и заканчивается еще одним озером.

Пещера Чертова Бездна на верхней части правобережного приречного склона р. Мончазы при глубине 66 м является глубочайшей среди гипсовых пещер Приуралья (по данным Ю.В. Соколова). Карстовая воронка диаметром около 60 м продолжается колодцем глубиной в 24 м. Длина пещеры составляет 130, амплитуда – 66 м.

Высокая степень закарстованности характерна и для всего левобережья р. Белой, карст отмечается в речных долинах и на их склонах. Наибольшая

Рис. 49. Схема Рязано-Охлебининского участка (по: А.И. Смирнов, В.Ф. Ткачев, 1986).
А – пойма, Б – терраса, В – обрывистый приречный склон, Г – пологий придолинный склон

плотность воронок наблюдается в долинах рек Карламан, Уршак и его притоков (Аургаза и Узень), р. Дема и далее на север до широты г. Благовещенска.

Аургаза-Курманаевский придолинный участок занимает возвышенный правобережный склон одноименной реки, подверженный интенсивному сносу чехла покрывных четвертичных суглинков и красноцветных уфимских отложений. В придолинной части коренного склона шириной около 1 км обнажена кровля гипсов, массив раздроблен трещинами бортового отпора и деформациями просадочного происхождения, в связи с чем создаются благоприятные условия для активного карста с высокими показателями объемной и площадной закарстованности.

Активизации карстовых процессов также способствует длительное и чрезмерно интенсивное освоение территории в качестве пастбищных угодий, сопровождающееся деградацией почвенно-растительного покрова и усилением сноса покровных отложений. На участке можно наблюдать разнообразие форм карстового рельефа – провальные и коррозионные воронки, поноры и колодцы, пещеры и ниши, арки, останцы, выходы трещинно-карстовых вод и др. (рис. 50).

Карстовые колодцы глубиной до 10–15 при ширине 2–7 м в поперечном сечении имеют округлую или многоугольную форму и концентрируются на участках обнаженного карста (Сагитова, 1961; Дорофеев, Лукин, 1970). Они открываются в горизонтальные галереи или чаще заполнены в нижней части глыбово-землистыми отложениями. Подобные колодцеобразные коррозионные каналы диаметром 4 и глубиной 15–20 м ранее были отмечены М.М. Хузиным и др. (1970) на правобережном склоне долины р. Чеганлы у с. Юламаново. В те

Рис. 50. Фрагмент Аургазинского участка (по: Е.П. Дорофеев, В.С. Лукин, 1970): *1* – карстовые формы рельефа, *2* – карстово-эрозионные останцы, *3* – подошва коренного склона, *4* – входы в пещеры, *5* – карстовая арка

же годы в долине р. Аургазы и ее притока р. Турсагали наблюдались родниковые выходы, иногда в виде мощных восходящих источников с дебитом до 110–350 м³/сек.

В нижней приустьевой части долины р. Аургазы у с. Курманаево на уровне первой надпойменной террасы и прилегающих участках коренного склона отмечается группа гипсовых скал-останцов. Крупный залесенный останец Бабай-таш находится на левобережье между селами Султанмуратово и Кшанны. В пределах участка отмечено 6 небольших пещер (Дорофеев, Лукин, 1970), вскрывающихся на дне карстовых воронок или же в основании гипсовых обнажений. Самой значительной является Большая Курманаевская лабиринтового типа общей протяженностью 850 м, площадью 974 м², объемом 860 м³.

В долине р. Узень наиболее закарстован участок у с. Новомусино и Яктыкуль (рис. 51), где ярко представлен подаллювиальный карст в виде обширных западин, озер и депрессий. Здесь же находится известный Голубой источник – карстовый источник, выработавший в коренных гипсах и аллювии обширную воронку выноса.

Активный карст отмечается в долине р. Карламан. Южнее с. Кармаскалы на правом берегу находится крупная группа провальных воронок, многие из которых вписаны в эрозионно-овражные врезы (рис. 52).

На правобережье р. Сагылелга (правый приток р. Карламан), в 1 км западнее с. Антоновка в подошве гипсового обрыва находится вход в Карламанскую пещеру протяженностью 269 м.

В целом пространственная закарстованность округа очень велика. Воронки различных морфогенетических типов, карстово-эрозионные лога и другие проявления карста образуют многочисленные локальные скопления преимущественно на придолинных склонах рек и овражно-балочной сети. Одной из наиболее крупных и объемных форм поверхностного карстового рельефа является Ахмеровский провал – воронка диаметром 80 и глубиной 20 м, с входом в пещеру Вертолетная.

Салмышско-Уральский округ (I-А-2) располагается в пределах системы антиклинальных складок платформенного типа. Самой крупной зо-

Рис. 51. Схема Узеньского участка

ной тектонических дислокаций является Салмышский вал, протянувшийся в субмеридиональном направлении на 120–130 км при ширине 10–15 км. В долине р. Салмыш кровля артинской карбонатной толщи образует крупную моноклиналь, плавно воздымающуюся в западном направлении. Залегание надкунгурских терригенных пород повсеместно осложнено диапировыми и криптодиапировыми структурами с соляными штоками. По кровле артинских и кунгурских отложений западная граница прогиба в южной части Салмышского вала проходит по правобережью р. Салмыш, а в районе с. Биккулово сечет его и уходит на северо-восток.

В рельефе долины р. Салмыш отчетливо выделяются кустообразные приречные яры (пещеры Рубленая, Палаточная, Булановская Каменная, Березовая, Белозерская Каменная и др.), сложенные верхнепермскими отложениями и образованные эрозионной деятельностью р. Салмыш, долина которой в ряде мест соответствует осям солянокупольных антиклиналей. В присводовой части угол падения слоев составляет 15–30°, на крыльях они быстро выполаживаются до 3–5°. Ядра антиклиналей слагают нижнепермские отложения кунгурского возраста (соли и гипсы), широко проявлена современная солянокупольная тектоника в виде небольших в поперечном сечении соляных штоков, по которым и формируется большинство карстовых урочищ этого округа.

Южнее, в долинах рек Сакмары, Урала и его притоков, часть солянокупольных структур (Сакмарская, Гребенская, Маячная и др.) контрастно выражена в рельефе в виде эрозионно-останцовых возвышенностей и гряд.

На севере округа типичный придолинный карст развит на право- и левобережье р. Большая Куюргаза, соответственно в 2 и в 4 км севернее с. Абдулово. В первом случае крупные провальные воронки сгруппированы вдоль коротких эрозионно-карстовых логов, которые заканчиваются чашеобразными непогло-

Рис. 52. Схема Карламан-Кармаскалинского участка

щающими формами провально-суффозионного происхождения. Левобережный участок интересен тем, что он имеет значительную водосборную площадь – тремя крупными озерными котловинами заканчивается русло временного водотока. В их окружении находятся менее крупные просадки и участок развития провальных воронок также с небольшим озерцом.

В долине Салмыша преимущественно отмечен подаллювиальный соляногипсовый карст на поверхностях пойм и террас. Наиболее крупными являются поля Новоникольское, Зерклинское, Булановское, Имангульское и Архиповское. Отдельные формы развиты в пойме и на террасах р. Салмыш в районе с. Мустафино, Юзеево, Белозерка и его притоков (Неть, Бурлюк, Юшатырь) в виде расширений русла и поймы. Единично соляные штоки выводят к поверхности отложения кунгура на склонах речных долин – Биккуловское поле (рис. 53), урочище Провальная гора.

Имангуловское карстовое поле (урочище Тулкун) – самое крупное по площади (5,3 км^2) проявление карстовых процессов в округе (рис. 54). Расположено оно на правобережье р. Салмыш у с. Имангулово 1-е, на уровне надпойменной террасы и поймы реки. В структурном плане принадлежит к северо-западному окончанию Анатольевской антиклинали, протягивающейся от горы Палаточная.

Карстовые воронки представляют собой широкие (до 100 м) озерные и болотисто-луговые чашеобразные западины с пологими бортами; часть воронок заполнена водой. Значительно реже встречаются небольшие по объему провальные образования с крутыми бортами, что свидетельствует об активности процессов карстовой денудации. Воронки, расположенные на террасе и в пойме, часто вовлечены в систему эрозионно-речных ложбин стока и типичных пойменных озер.

Урочище Провальная гора представляет собой плосковершинный приречный холм-останец, на юго-восточном склоне которого находится одиночная провальная воронка, диаметром 40, глубиной 8–10 м, неправильной формы.

Рис. 53. Схема Биккуловского поля

Ее формирование связано с неглубоким залеганием соляного штока (Новотроицкий шток), протыкающего перекрывающие породы. В воронке имеются 2 понижения, одно из которых закольматировано, другое представляет собой водопоглощающий канал (понор) глубиной 1,5, диаметром 1 м, в котором обнажаются мелкокристаллические розоватые гипсы. Из понора отходят трещины в глубь гипсового массива. Обнажение гипсов в этом районе Предуралья – редкое явление, так как большинство соляных штоков приурочено к наиболее низким уровням речных долин (террасам, поймам) рек Салмыш, Большая Юшатырь и их притоков.

Лапшиновские озера находятся на восточной окраине с. Октябрьское, являются образцом подаллювиального покрытого типа карста. Представляют собой цепочку карстовых озер и западин, протянувшихся в субмеридиональном направлении на уровне надпойменной террасы р. Большая Юшатырь. Карстовые формы преимущественно карстово-суффозионного происхождения, они развиты по галогенно-сульфатным отложениям кунгура, занимающим приповерхностное положение в присводовой части Октябрьской антиклинали. Отрицательные формы непоглощающие и слабопоглощающие, часть их представлена озерными плесами, другие – луговыми и лугово-болотистыми понижениями. Самый крупный озерный плес имеет площадь 0,15 км^2, неправильной формы, береговая линия сильно изрезана – озеро представляет собой множество слившихся котловин, что подтверждается наличием близ берега более молодых провальных озер диаметром до 10–20 м, округлых в плане. Помимо озерных депрессий встречаются свежие провалы, свидетельствующие о современной активности карста. К западу от с. Октябрьское на право- и левобережье р. Большая Юшатырь отмечены крупные западины, одна из которых диаметром до 350 м имеет две ложбины стока в русло реки.

Рис. 54. Схема Имангуловского поля

К той же Октябрьской солянокупольной структуре и соответствующей ей меридиональной депрессии, что и Лапшиновские озера, относится самое крупное (0,75 км^2) карстовое озеро Оренбургского Предуралья – Октябрьское. Озеро имеет пологие берега, лишь с юга местами встречаются уступы высотой до 1,5 м. Максимальная глубина водоема составляет 5,5 м. В южной половине озера имеется несколько островов-перемычек между отдельными понижениями чаши, образованных процессами растворения галогенно-сульфатной толщи. Наблюдается современный процесс заполнения озерной чаши торфянистыми отложениями, состоящими из остатков отмерших околоводных растений, свободно перемещающихся по поверхности в виде плавучих островов.

Самое западное приповерхностное проявление кунгурских сульфатных отложений на Урало-Сакмарском междуречье связано с соляным ядром протыкания узкой Нежинской антиклинальной складки меридионального простирания. Гипсы ранее разрабатывались карьерным способом. Современная активность карстообразовательных процессов невелика, отмечен древний карст в виде мульды оседания, заполненной галечниками и песчаниками миоценового воз-

раста, залегающими на кунгурских гипсах и нижнеказанских известняках, имеющих признаки закарстования (Гаряинов, 1980а).

Левобережье Урала представляет собой плоскую аккумулятивную террасовидную равнину неоген-четвертичного возраста, возвышающуюся над рекой всего на 30–50 м и сложенную с поверхности мощными толщами апшеронских суглинков и четвертичного делювия. Единичные проявления карста развиты локально, в бортах эрозионных врезов и на левобережном склоне долины Урала. В первом случае карст проявлен в виде группы конусообразных провальных воронок и блюдцеобразных западин на различных геоморфологических уровнях (денудационном склоне, террасе и пойме) долины р. Донгуз. Карстово-суффозионное происхождение имеет котловина озера Мертвое диаметром 400 м на пологом денудационном склоне. С озером генетически связана гора Красная Могила (103,9 м), находящаяся в 300 м западнее озера, образование которой также обусловлено развитием Дедуровского солянокупольного поднятия.

Предуральская провинция (I-Б). Провинция полностью расположена в пределах Предуральского прогиба, протянувшегося расширяющейся к югу полосой. Территория охватывает правобережье р. Белой, Бельско-Сакмарское, Урало-Сакмарское и Урало-Илекское междуречья.

При формировании прогиба выделялось три меридиональных зоны (мелководная западная, глубоководная центральная и предгорная восточная) с более опущенной южной частью, прилегающей к Прикаспийской синеклизе. К северу глубина прогиба уменьшается, поэтому мощность кунгурской соляной толщи постепенно сокращается, и севернее широты г. Ишимбая солянокупольные структуры практически не прослеживаются. Различия в условиях седиментации эвапоритов и тектоническая активность Уральской горной системы послужили причиной неоднородности в рельефе, активности экзогенных процессов, характере солянокупольных процессов, что в результате нашло отражение в структуре современных карстовых геосистем.

Отличительной особенностью большей южной части Предуральской провинции является специфический характер выведения кунгурских отложений к поверхности посредством солянокупольной тектоники. Различные авторы (Гаряинов, 1980а; Маврин, 1988; Казанцев, Казанцева, 2007; и др.) с различной степенью детальности отражают распространение соляных куполов, из них наиболее выраженных и крупных в пределах провинции насчитывается более 100 структур. Они имеют различные размеры, форму и протяженность; бьльшая их часть имеет субмеридиональное направление.

Приповерхностное положение кунгурской гипсово-соляной толщи определяется историей геологического развития и современной тектонической (в том числе солянокупольной) активностью территории. Часть солянокупольных поднятий, заложенных в триасовое время, в различные периоды кайнозоя (палеоцен-средний эоцен, олигоцен) испытывали этапы активизации, сопровождающиеся усилением экзогенных процессов и, соответственно, карстовых процессов в кунгурских солях и гипсах.

Таким образом, к современному этапу карстообразования более возвышенная денудационная восточная часть Предуралья оказалась лишенной покрова мощных мезозойских накоплений, заполнивших мульды оседания западной и

юго-западной части округа. В восточной зоне прогиба на локальных участках, соответствующих фрагментам крыльев солянокупольных структур, наблюдается обнажение либо приповерхностное положение закарстованных кунгурских гипсов.

В юго-восточной более опущенной части Предуралья, являющейся переходной зоной к Прикаспийской синеклизе и занимающей часть Урало-Илекского междуречья, современные проявления карста представлены единичными соляными штоками (Илецкий, Боевогорский), а купола мезозойского заложения представлены обширными мульдами оседания, большей частью не выраженными в рельефе.

С учетом структурно-тектонической и литологической неоднородности провинции выделяются четыре округа: 1) Прибельский; 2) Бельско-Сакмарский (Общесыртовский); 3) Урало-Илекский; 4) Восточно-Предуральский.

Прибельский округ (I-Б-1) протягивается узкой полосой от Каратауской структуры на севере до широтного отрезка р. Белой на юге, охватывая преимущественно меридиональный участок правобережья Белой. Кунгурские гипсы выведены к поверхности в составе куполообразных и узких гребневидных поднятий, местами прорывающих уфимские красноцветы. Наиболее активный карст прослеживается двумя полосами.

Одна полоса полей простирается в восточной предгорной зоне на междуречье Селеука, Зигана и Усолки и их возвышенных придолинных склонах. Воронки провального и суффозионно-карстового происхождения часто ориентированы в меридиональном направлении согласно простирания пород и образуют плотные скопления в виде полей.

Вдоль правобережья руч. Ламьян до р. Усолки на протяжении 4 км протягивается цепочка чаше- и конусообразных воронок глубиной до 10–12 м, встречаются протяженные до 1,5 км ложбины. Этот участок оканчивается у подножья склона долины р. Усолки восходящим источником Горький ключ с дебитом 75 л/с.

Зиганский участок находится на водораздельном увале асимметричного междуречья р. Зиган и его притока р. Малая Арметка между селами Арметрахимово и Утяково (рис. 55). С небольшими перерывами карстовый участок протягивается на 7,5 км в меридиональном направлении, занимая площадь около 7,8 км^2. В южной части преобладают коррозионные воронки, которые сгруппированы линейно согласно залеганию пород. В средней и северной части поля при преобладании коррозионных воронок отмечаются провальные образования; взаимное расположение становится более хаотичным, без заметной ориентации. На залесенном приводораздельном пространстве отмечена группа полузамкнутых эрозионно-карстовых логов протяженностью до 300 м, в верхней части которых располагаются крупные (диаметром до 60 м) провальные воронки. В подошве склонов наблюдаются крупные непоглощающие западины. Активность современных карстовых процессов обусловлена развитием на поверхности трещин бортового отпора и хорошей обнаженностью слоистых гипсов, что подтверждается наличием свежих просадок различной морфологии.

Петровский участок (между селами Петровское и Павловка) площадью 1,1 км^2 занимает наиболее возвышенный участок междуречья притоков Зигана – ручьев Шига и Шида (рис. 56). Около 115 воронок преимущественно про-

Рис. 55. Схема Зиганского участка

вального происхождения расположены тремя-четырьмя цепочками по простиранию гипсовых пачек; они часто сгруппированы в линейно вытянутые карстовые лога. В понижениях рельефа карстовые формы носят признаки сопутствующих суффозионных процессов, их диаметр увеличивается до 90–120 м, а глубина снижается до 3–5 м.

В 2,5 км южнее Петровского находится Тимашевский участок площадью порядка 2,8 км^2, занимающий узловой водораздел между притоками р. Зиган (Шига, Шида) и р. Селеук (руч. Бишегач, Бердышла). Морфогенетические типы карстовых форм рельефа и закономерности их развития подобны приведенным выше. Всего насчитывается более 170 воронок и западин. Имеется два мощных родника с дебитом 15 и 50 л/с.

Вторая полоса современного активного карста с преобладанием провальных и провально-суффозионных форм связана с Шиханским поднятием и протягивается вдоль правобережного склона р. Белой от рифовой постройки (шихана) Торатау до Ишеевского поля в долине р. Селеук и далее на север до шихана Юрактау.

Южно-Селеукский (Торатауский) участок на юге начинается с группы бессистемно раскиданных суффозионно-просадочных воронок по пологому склону р. Белой, доходя до ее террасы (рис. 57). Воронки с чаше- и блюдцеобразным сечением имеют размеры от 20–50 до 100–170 м в диаметре. Наиболее крупная форма – оз. Тугар-Салган, котловина которого сформирована за счет соединения трех крупных воронок. Суммарная длина котловины озера 320, ширина – 160 м, наибольшая глубина по непроверенным данным достигает 15 м.

К северу с повышением местности плотность карстовых форм возрастает, местность носит лесостепной вид из-за наличия множества небольших поросших деревьями непоглощающих воронок. Далее с понижением местности в сторону долины рек Селеук и Белой отмечаются одиночные блюдцеобразные западины и их групповые скопления; отдельные формы достигают 300–350 м в диаметре.

Рис. 56. Схема Петровского участка

Ишеевское поле находится на правобережье р. Селеук и является одним из наиболее представительных участков развития обнаженного карста (рис. 58). Участок рассечен тремя глубокими балками, в борту одной из них находятся фрагменты некогда единой пещерной системы общей протяженностью около одного километра. В окончании этой системы в борту лога находится карстовая арка, в 30 м южнее входа отмечен малодебитный источник. Большая часть полого наклонной поверхности между логами занята карстовым «бедлендом» – мелко-контрастным сочетанием небольших преимущественно водопоглощающих коррозионных воронок диаметром от 1,5–2,0 м до 6 м и глубиной до 1,5–2,5 м, а также рытвин неправильной формы, узких останцов и гряд между ними. На более возвышенном участке у западного лога бедленд сменяется преобладанием более крупных просадочных конусообразных воронок диаметром до 30–40 и глубиной до 10 м. Помимо них по трещинам бортового отпора заложена цепочка коррозионных форм на различных стадиях развития – от субвертикальных щелей до конусообразных воронок с понорами и колодцами глубиной до 12–18 м.

Этот участок обнаженного карста характеризуется максимальной для Южного Предуралья поверхностной закарстованностью.

Южнее, на междуречье Белой и Селеук у с. Богдановка и в долине р. Тайрук между селами Кинзебулатово и Байгузино отмечены скопления воронок в основном провального происхождения. В долине р. Тайрук при довольно небольшой поверхностной закарстованности наблюдаются формы различных морфогенетических типов, от обширных слабовыраженных в рельефе депрессий на правобережье (протяженностью до 350–500 м) до провально-суффозионных и провальных воронок в придолинной части и на склонах. Ранее здесь М.М. Хузиным и др. (1970) было отмечено большое количество подземных полостей, прослеживающихся на глубину до 250 м; известен Байгузинский сероводородный источник.

Обилие карстово-суффозионных форм наблюдается от широтного отрезка р. Инзер, протягиваясь к югу и попадая сначала в долину р. Зилим (рис. 59), а

Рис. 57. Схема Южно-Селеукского участка

Рис. 58. Схема Ишеевского участка (фрагмент):
1 – границы: *а* – долины Селеук (поймы и террасы), *б* – между поверхностью выравнивания и денудационным склоном, *в* – эрозионно-балочной сети; *2* – полого-наклонные поверхности-уступы, *3* – участки развития карстового «бедленда», *4* – карстовые воронки

затем в – междуречье Белой и Зилима. Далее к югу отдельные западины и озерные котловины встречаются на уровне террасы и поймы р. Белой, как на право-, так и на левобережье. В этой части округа карст представлен покрытым (подэлювиально-делювиальным) и перекрытым (подаллювиальным) типами. Самые крупные озера Шумайское и Буланое. Озеро Буланое занимает наиболее пониженную часть депрессии протяженностью 800 м и состоит из двух слившихся воронок длиной по 15–170 м и шириной в 50–130 м. Вокруг зарастающего озера находится около 35–40 воронок глубиной до 6–8 м.

Предположительно частично карстовое происхождение имеет впадина Белого озера площадью 10,4 км^2, имеющего длину 5 км при средней ширине 1,5 км и глубину в средней части 3–4 м. Котловина озера образована в надпойменно-террасовых отложениях реки Белой, сложена суглинками, песками и глинами. В озеро впадает р. Кармалка. Белое озеро ранее не имело связи с рекой. В результате прорыва перешейка бельские воды с юга стали проникать в озеро, а в северной части уходить в р. Белую. В 1969 г. озеро было запружено дамбами, что привело к повышению его уровня.

Рис. 59. Схема Зилимского участка

К северу от Белого озера находится оз. Нагадаккуль, вытянутое вдоль долины Белой на 2,2 км, с восточной стороны которого к урезу воды примыкают две слившиеся озерные воронки, большая из которых имеет в поперечнике 300 м.

На небольшом предуральском отрезке Бельско-Нугушского междуречья располагается 2 закарстованных участка. На правобережной террасе р. Белой у с. Янги-Аул располагается небольшая группа из 16 суффозионно-карстовых лугово-болотистых западин, наиболее крупная из которых имеет диаметр около 80 м. Бельско-Нугушский карстовый участок располагается на возвышенном увале на правобережном склоне р. Белой между селами Акназарово и Восточный. Участок поверхности довольно плотно закарстован (75 шт/км^2), насчитывает около 95 воронок, из которых большинство водопоглощающие и имеют провальное происхождение. Располагающиеся ниже по склону воронки (около 20) в верховьях временного водотока характеризуются суффозионно-карстовым происхождением. Участок пересекает асфальтированная дорога межрайонного значения Нугуш-Юмагузино, в связи с чем возможно проседание полотна дороги и возникновение аварийной ситуации.

Схематическое деление на карстовые районы и отдельные поля содержится в отчете гидрогеологической съемки территории Красноусольского листа (N-40-21) (Верзаков и др., 1964), в пределах которого выделяются районы Уршак-Бельского междуречья, Белозерский, Бурлинский, Красноусольский, Нижне-Селеукский, Петровский и Ишимбай-Кинзебулатовский.

Общесыртовский округ (I-Б-2) занимает участок междуречья Белой и Сакмары. Карстовые поля немногочисленны, занимают относительно небольшую площадь и приурочены к крыльям разрушенных соляных антиклиналей. Обнажение гипсов происходит в бортах речных долин, что определяет преобладание форм провального генезиса.

Древний карст представлен крупными погребенными формами, заполненными угленосными миоценовыми накоплениями (Хоментовский, 1947; Яхимович, 1958; Максимович, Костарев, 1975). На антропогенную активизацию древнего карста указывает В.А. Гаряинов (1980а), обследовавший в 1977 г. обрушение миоценовых пород в угольном карьере Бабаевской мульды оседания. На современное заложение глубинного карста указывала и выраженная в рельефе впадина, существовавшая до начала вскрышных работ.

Одно из наиболее обширных проявлений карста находится на левобережье р. Сандин (приток Большой Куюргазы) южнее Маячного буроугольного месторождения. Простираясь дугой более чем на 4 км, оно включает участки обнаженного карста с коррозионными воронками, а также многочисленные формы провального происхождения.

Надеждинско-Яковлевское карстовое поле вытянуто в субмеридиональном направлении и протягивается по касательной к основной дренирующей системе участка – р. Верхняя Чебенька. В тектоническом плане соответствует западному крылу протяженного (35 км) Яковлевского поднятия. Состав воронок характеризуется преобладанием провальных активно поглощающих форм. В одной из воронок открывался вход в пещеру, в настоящее время заваленный. В бортах некоторых воронок хорошо вскрыта плойчатая складчатость тонкослоистой гипсовой толщи, возникшая в результате гидратации ангидритов. С запада кунгурские сульфаты имеют несогласный контакт с кайнозойскими красноцветными породами, которые в свою очередь перекрыты толщей четвертичных склоново-ложковых отложений (коричневые известковистые суглинки мощностью до 6 м). С севера гипсы покрыты триасовыми отложениями, восточная часть находится под покровом аллювиальных накоплений р. Чебеньки.

В наиболее возвышенной части склона находится замкнутый карстово-эрозионный лог глубиной до 10–15 м, осложненный воронками с водопоглощающими понорами. В долине р. Верхняя Чебенька в зоне сочленения с гипсовым массивом расположен аккумулятивный участок поля. Рыхлые отложения представлены гипсовым делювием, они закарстованы под действием трещинно-карстовых и аллювиальных вод с образованием карстово-эрозионных логов и западин. Особенности субстрата и рельефа этого участка определили формирование березового колка – урочище Березки.

Небольшой Рудный участок (соответствует Куплинскому штоку) интересен прежде всего значительным расчленением поверхности с проявлением трещин бортового отпора. Невысокая степень расчленения поверхности карстовыми формами определяется, по-видимому, значительным уклоном, определяющим активность эрозионно-денудационных процессов и быструю заполняемость отрицательных форм рыхлыми отложениями.

Гипсовая толща хорошо обнажена карьерной разработкой, образующей высокий (до 40 м) обрыв на юго-западном склоне гряды. У бровки обрыва наблюдаются трещины бортового отпора и воронки, заложенные по ним. По бортам секущего лога распространены чашеобразные воронки, морфометрические характеристики которых изменяются в широких пределах (диаметром 2–35, глубиной 0,5–10 м). У подножья карьерного гипсового обнажения бьет родник (7,5–8,0 л/с), вскрывающий трещинно-карстовые слабоминерализованные воды массива.

Рис. 60. Схема карстового поля Сюрюк

Новоматвеевский участок расположен на склонах и в привершинной части контрастно выраженной в рельефе возвышенности (336,7 м). Среди немногочисленных карстовых форм обычны провальные воронки и слепые балки. В основании склона развиты рыхлые делювиальные гипсовые отложения с рассеянным выходом трещинно-карстовых вод.

Спасское карстовое поле соответствует одноименному соляному поднятию, состоящему из трех разрозненных участков – Поляковского, Дубовкинского (Спасского), Старосейкинского. Карстовый массив дренируется р. Большой Ик и его притоками. На левобережье р. Дубовки карьером вскрыта небольшая мульда оседания, заполненная эоценовыми кварцевыми песками. В одной из провальных воронок ранее был отмечен вход в небольшую пещеру.

Карстовый участок Сюрюк находится на правобережье одноименного ручья – притока р. Средней Чебеньки (рис. 60). Гипсы выведены на крыле Александровской соляной структуры, поверхностные формы представлены группой из 45 провальных воронок, дугообразно протянувшихся от ручья до приводораздельного плоского увала. При площади около 0,33 км^2 участок обладает высокой плотностью поверхностных форм.

Сакмаро-Илекский округ (I-Б-3) занимает значительную часть Сакмаро-Уральского и Урало-Илекского междуречий. На Сакмаро-Уральском междуречье карст представлен единичными проявлениями: урочище Белогорские Ворота и Вязовский участок.

Урочище Белогорские Ворота представляет собой невысокую гряду, сложенную преимущественно закарстованными гипсами кунгурского возраста. Гипсовую гряду пересекает глубокая седловина («ворота»), в прошлом служившая удобным местом для проезда конным транспортом. Заложение седловины происходило по разлому, секущему вкрест простирания слои пермских пород. В нижней части поля находится источник, дренирующий гипсовую толщу. Ниже по ручью в обрыве обнажаются трехметровые отложения гипсового делювия. Эти отложения очень податливы для рытья и не подвержены осыпанию, что привело к формированию своеобразного фаунистического комплекса – многовидовой колонии норных зверей и птиц (барсука, щурки золотистой, воробья полевого, ласточки-береговушки и др.).

Незначительные проявления гипсового карста в виде группы небольших карстово-суффозионных воронок наблюдаются на правобережье р. Урал – Вязовский участок, в котором гипсы выведены одноименной солянокупольной структурой.

В пределах Урало-Илекского междуречья левобережье Урала представляет собой плоскую аккумулятивную террасовидную равнину неоген-четвертичного возраста, сложенную с поверхности мощными толщами апшеронских суглинков и четвертичного элювио-делювия. Единственное проявление карста представлено обширной впадиной урочища Курколь, соответствущего Буранчинскому поднятию и мульде оседания, заполненной обводненными плиоценовыми (пески, галечники) и четвертичными (суглинки) отложениями (Гаряинов, 1980а). Залегание соли наблюдается на отметке – 200 м. В ландшафте урочище представляет собой наполняемую в весеннее время крупную 1,8×2,2 км (3,7 км^2) бессточную лугово-болотистую западину на пологом приводораздельном (р. Урал и его приток – р. Буртя) пространстве. В весеннее время служит местом отдыха на пролете большого числа видов водоплавающих и околоводных птиц.

Юго-западная часть округа в структурно-тектоническом плане соответствует Илецкому своду (Соль-Илецкий выступ) платформы, отделяемой от Прикаспийской синеклизы Илекской флексурой. Развитие карстовых образований связано с единичными выходами гипсов и солей кунгурского возраста.

Урочище Боевая гора является лучшим в Южном Предуралье примером отражения активных современных солянокупольных движений в ландшафтной структуре поверхности. В рельефе Мертвосольский соляной шток выражен возвышенностью (г. Боевая) с превышением над поверхностью 80–90 м с обширной карстовой впадиной (0,2 км^2), расположенной в осевой части поднятия. Соляной шток у поверхности имеет диаметр 500–600 м и залегает на уровне +155 м или 25–30 м под поверхностью котловины. По внешней поверхности наблюдается оторочка из калийных солей мощностью 10–30 м, местами на поверхность выведены блоки гипсоангидритов (по: В.В. Харин и др., 1972). В ходе развития соляного штока перекрывающие породы разбиты на блоки системой трещин, имеющих как радиальную, так и концентрическую конфигурацию (структура «битой тарелки»). Каждый из блоков обладает собственными параметрами смещения, со скоростью подъема в среднем 1–3 мм в год.

Единая присводовая впадина осложнена двумя просадочными образованиями. Западное озеро (Волчье) – зарастающее, вытянутое на 60–70 м и связанное с восточным озером широкой ложбиной, по которой проходит весенний сток воды. Восточное озеро (Высокое, или Карасье) округлое в плане, глубиной до 7–8, диаметром 70 м, с восточной стороны зарастающее тростником. Вода слабосоленая (1,4–1,5 г/л), видимо, от частичного питания надсолевыми водами. Подземные воды кровли соляного штока по системе трещин частично выклиниваются на восточном склоне горы в непосредственной близости от озера, примерно на уровне водного зеркала. Источник малодебитный пересыхающий, характеризуется хлоридным натриевым составом воды с минерализацией 47 г/л (Мусихин и др., 1997).

У юго-восточного борта озера находится эрозионная выемка – отвершек оврага Соленого, по которому сходит весенний сток с котловины. В проране обнажаются верхнепермские отложения (песчаники, аргиллиты, алевролиты, известняки, мергели); на коротком промежутке отчетливо видна деформация и сбросы слоев в результате солянокупольной тектоники, падение слоев в пределах оврага сменяется от центра к периферии штока от 85° до 20°. В западной части современной мульды обнажается фрагмент кепрока в виде блока мелкозернистого гипса.

Рис. 61. Геологический разрез Илецкого соляного штока (по: В.В. Харин и др., 1972)

Урочище используется под пастбищные угодья, в результате чего значительно деградирован почвенный и растительный покров склонов и карстовой чаши; озеро является местом отдыха и водопоя скота. На северо-западном склоне горы, обращенном к карстовой котловине, отмечена изолированная популяция копеечника Разумовского, внесенного в Красную книгу России.

Илецкий соляный купол приурочен к Илецкой флексуре – региональному разлому, соответствующему бортовому уступу Прикаспийской синеклизы, находится на третьей террасе р. Илек, протекающей в 5–7 км к югу. В рельефе купол выражен горой Туз-Тюбе – гипсовым останцом кепрока. У подножия горы П.С. Палласом (1809) отмечалась карстовая пещера, в которой наблюдалась сезонная циркуляция воздуха. Жители Илецкой Защиты (г. Соль-Илецка) длительное время использовали искусственные полости в горе для хранения продуктов питания.

С поверхности купол покрыт и окружен в верхней части рыхлыми песчано-галечниковыми отложениями третьей террасы р. Илек и аллювием притоков – рек Песчанки и Елшанки, что свидетельствует о молодом возрасте поднятия соляного купола (не раньше плиоцена, а возможно, и в четвертичное время). В плане купол имеет вид эллипса, вытянутого с северо-запада на юго-восток, с осями в 1,5 и 2,5 км. Плоская вершина соляного купола площадью в 2–2,5 км^2 обрывается крутопадающими склонами (рис. 61). Купол продолжается, по данным геофизической съемки, на глубину, по меньшей мере, 1000–1200 м (Дзенс-Литовский, 1966).

До начала разработок соли на поверхности купола существовали озера, связанные как с эрозионной деятельностью рек Песчанки и Елшанки, так и с по-

Таблица 23

Минерализация воды в озерах Илецкого месторождения каменной соли в 2002 г.
(из отчета ОАО «Гипрогор» Генеральный план…, 2008)

№ п.п.	Пункты отбора – озера	Минерализация, г/л	
		Весна	Осень
1	Голодные Воронки	76,5	256,6
2	Развал	246,5	333,0
3	Дунино	88,6	148,2
4	Новое	12,2	28,6
5	Малое Городское	9,4	23,1
6	Большое Городское	3,8	7,4
7	Тузлучное	23,1	51,7

верхностным выщелачиванием соли. Большую роль в образовании карстовых форм играют естественные гидрологические условия – в течение последних ста лет эти водотоки разработали свои русла через соляной шток (Гидрогеология…, 1972). Водоносный горизонт представляет собой поток, движущийся через купол к долине р. Илек. В.А. Гаряинов с соавторами в ходе исследований в 1985 г. оценили естественный расход водного потока в 8547 м^3/сут., что приводит к ежегодному компенсационному снижению поверхности на 2–3 см. Его естественный расход, по сведениям В.А. Гаряинова и др. (1985), составляет 8547 м^3/сут., что приводит к компенсационному снижению поверхности на 2–3 см/год.

По солевому составу и условиям осадконакопления озера делятся на минеральные (рапные) – Развал, грязе-рапные – Тузлучное, Дунино и сульфатные слабо минерализованные – Новое, Большое и Малое Городские. Показатели минерализации этих озер непостоянны в течение года, воды значительно опресняются в весенний период, тем самым активизируя процессы выщелачивания залежи каменной соли (табл. 23).

Юго-восточная часть Южного Предуралья в начале мезозоя стала ареной развития солянокупольных структур, в дальнейшем ставших мульдами оседания, в которых накапливались отложения последующих геологических эпох. Если в других частях Предуралья при общем подъеме территории и активизации процессов денудации эти накопления были уничтожены, то в мульдах оседания они сохранились на значительной площади. Среди прочих мезозойских накоплений довольно широкое распространение получили мело-мергельные породы сантонского, кампанского и, в большей степени, маастрихтского времени верхнего мела. Эти отложения в определенной мере подвержены карстовым процессам, хотя и в значительно меньшей степени, чем гипсоангидриты и соли кунгурского возраста.

Покровский (Акбулакский) карстово-меловой участок с мело-мергельными отложениями маастрихтского возраста относится к Покровской мульде, осложняющей Акбулакскую соляную антиклиналь. Мощность меловой толщи достигает 50 м, до 2–3 м породы сильно трещиноваты. На водораздельных участках они перекрыты палеоген-неоген-четвертичными отложениями (Поспелова, 1968) мощностью до 70 м. Образование карстовых форм связано с благо-

приятными в гидрогеологическом отношении участками – склонами и днищами балок, где наблюдается неглубокое залегание и концентрированный выход на поверхность грунтовых вод. Пологие днища балок местами осложнены мелкими блюдцеобразными воронками, заполненными водой. На склонах развиты цирковидные полузамкнутые просадки смешанного карстово-суффозинно-оползневого происхождения.

Г.В. Поспеловой (1968) на этом участке были выделены формы карстового рельефа в виде слепых канавок (глубиной и шириной 10–20 см), протягивающиеся вдоль борта логов к их устью и часто соединяющие воронки. На наш взгляд, эти формы могут быть связаны с зонами повышенной трещиноватости мело-мергельных пород вблизи эрозионных врезов. Именно по этим ослабленным зонам и формируются карстовые воронки и оползни. Озерные плесы, сформированные под действием восходящих источников, встречены нами на днище лога в урочище Белый Аул, также относящегося к Акбулакской антиклинали.

Небольшие по площади выходы писчего мела наблюдаются в центральной части Тытасской мульды на правобережье р. Итчашкан. Здесь карстово-суффозионные западины расположены на террасе реки, у подошвы меловых склонов. В весеннее время в них высачиваются подземные воды, стекающие далее по заметным ложбинам стока.

Обнажения мела и сходные по морфологии и генезису карстовые формы рельефа встречаются на правобережье Илека в верховьях оврага Каинсай (у с. Харьковка), на левобережье – в верховье оврага Байшолак и приводораздельной части склона долины р. Малая Хобда (3 км севернее с. Шаповалово).

Восточно-Предуральский округ (I-Б-4) занимает восточную зону прогиба в пределах междуречий Сакмары, Урала и Илека. Территория характеризуется наличием многочисленных выходов гипсов и широким развитием карстовых процессов, что объясняется рядом причин (Гаряинов, 1980а). В этой зоне прогиба заложение соляных структур происходило гораздо позже, чем в центральной части – в кайнозойское время. Соляные ядра Гирьяльской и Спасской структур обнажились в начале палеогена, Активной и Дубиновской – в раннем миоцене. Лишь Алабайтальская антиклиналь была заложена в триасе. Новейшие восходящие тектонические движения в миоцене и в средне-позднечетвертичное время способствовали размыву мезозойского чехла и активизации карстовых процессов в этой части прогиба.

На правобережье р. Сакмара в пределах округа находится ряд небольших сульфатно-карстовых участков, расположенных преимущественно на склонах или в непосредственной близости речных долин, Урман-Ташлинский, Макарьевский (урочище Волчьи Горы), Старосокулакский, Зерклинский, Бурунчинский, Кульчумкинский, Новоселкинский, Базилевский (Покурлейский).

На Урало-Сакмарском междуречье формирование карстовых полей связано гипсами на крыльях разрушенных солянокупольных поднятий – Западно-Желтинское, Алабайтальское, Активное и Дубенское.

В структуре Алабайтальского поднятия выделяется два участка приповерхностного залегания кунгурских гипсов – Белогорский и Лещевский.

Белогорский участок представляет собой своеобразную денудационно-карстовую долину (межгрядье), протянувшуюся от приводораздельной части Урало-Сакмарского междуречья до поймы руч. Вонючий (приток Алабайталки).

Карсту подвержены две гипсовые пачки, обнажающиеся местами в виде невысоких (до 3–4 м) гряд с крутым падением слоев (55–70°) на северо-запад (40°). Формы карстово-суффозионного происхождения отмечаются в приводораздельной части в виде лугово-болотистых галерейно облесенных западин. В остальной части поля преобладают средние и крупные провальные воронки. В 1981 г. В.А. Гаряиновым была обнаружена и исследована пещера Зигзаг Удачи протяженностью 52,2 м, объемом 66 м^3, вход в которую располагался в нижней части глубокой воронки. В настоящее время вход в пещеру завален осевшими блоками породы.

Карстовый массив рассечен серией коротких поперечных малоамплитудных тектонических нарушений, которые фиксируются по ложбинам стока прилегающего мелкосопочника, сложенного красноцветными песчаниками с прослоем известняка. Один из таких разломов вскрывает часть подземного стока трещинно-карстовых вод в виде малодебитного родника в приводораздельной зоне карстового участка.

Лещевский участок находится на южном крыле Алабайтальского поднятия и расположен в нижней части пологого денудационного склона, в зоне перехода в надпойменную террасу р. Урал. Небольшие провальные воронки и воронки просасывания немногочисленны, отмечены озера. В небольшом карьере вскрыт фрагмент древней карстовой депрессии, заполненной переотложенными породами верхней перми и плиоценовыми накоплениями – песками, галечниками, глинами.

В пределах Активного соляного поднятия, меридионально вытянутого на Урало-Сакмарском междуречье, отмечено три участка: урочище Асикай, Северно-Дубенское поле с урочищем Вонючий родник и Западно-Дубенское поле.

Урочище Асикай располагается на пологом склоне долины р. Сакмара. Основная территория урочища – восточный склон невысокой (высшая отметка 297,4 м) гряды, поверхность которой осложнена редкими воронками. Отмечены как свежие воронки с поглощающими каналами, так и закольматированные, в которых образуются небольшие озера. Воронки преимущественно провального происхождения, крупных скоплений не образуют. Коренные гипсовые отложения обнажаются только в провальных воронках, гипс массивный, мелкокристаллический, местами со следами поверхностного выщелачивания (бороздчатые карры).

На участке сложились благоприятные условия для формирования рыхлых гипсовых кор выветривания, поверхность которых расчленена карстовыми и эрозионными процессами – широкое распространение получили небольшие котлы (1 м глубиной, 1,0–1,5 м диаметром), чашеобразные воронки (глубина 3–4, диаметр 30–40 м), болотистые западины. Вдоль леса отмечены эрозионные лога, осложненные карстовыми формами. Рельеф и механический состав кор выветривания способствует определенному гидроморфизму этих урочищ, в результате чего они заняты двумя березово-осиновыми колками (13 и 6 га).

У опушек колков отмечены родниковые выходы минерализованных сульфатно-кальциевых вод (2,7 г/л) с содержанием сероводорода 7,2 и 12,8 мг/л (из отчета О.М. Севастьянова и др., 1965). Расход не превышает 0,5 л/с. По берегам ручья и на дне родника аккумулируются отложения гипсового ила и сернистые налеты. Химический состав воды вероятно формируется на контакте гипсов и пород (предположительно известняков) с признаками битуминозности.

Урочище в значительной степени подвержено антропогенному воздействию – в непосредственной близости расположены летние стоянки скота. При установке опор электролинии вырублена часть деревьев одного из колков, существует опасность просадки грунта и повреждения конструкций.

На Северо-Дубенском поле на возвышенном холмистом склоне наблюдается небольшое скопление (около 28 шт.) провальных воронок. Склон рассечен плоскодонной долиной ручья, в борту которой находится группа родниковых выходов сульфатно-кальциевых вод с запахом сероводорода и расходом в 2,5–5,0 л/с – Вонючий родник.

В южной части Активного поднятия соляным штоком выведены гипсы Западно-Дубенского участка. Карстовые формы участка представлены крупными асимметричными поглощающими провальными воронками, разбросанными по возвышенным увалам придолинного склона р. Урал. В одной из воронок расположен вход в самую крупную карстовую полость Оренбургского Предуралья – пещеру Подарок общей протяженностью ходов около 660 м (Катков, Щерба, 1992). Необходимость охраны пещеры диктуется ее известностью и частой посещаемостью неорганизованными туристами. Пещера Подарок благодаря ее относительно крупным размерам в настоящее время является единственным местом в Оренбургской области для подземных экскурсий.

В северо-восточной части поднятия расположены две объединенные крупные провальные поглощающие воронки (диаметр 35–70, глубина 12 м), занятые древесно-кустарниковой растительностью (осина, береза, черемуха, шиповник коричный, ежевика сизая, карагана кустарниковая, спирея городчатая). При практически полной безлесности Урало-Сакмарского междуречья это урочище демонстрирует один из аспектов ландшафтообразующей роли карста в степной зоне.

Активное поднятие к востоку переходит в Верхнеозерную синклиналь, в борту которой обнажаются кунгурские гипсы мощностью до 800 м. Верхнеозерное карстовое поле расположено на плоском междуречном пространстве (бóльшая часть поля принадлежит бассейну Урала), характеризующемся наличием мощной толщи четвертичных суглинков. Разнообразие карстовых форм определяется их генезисом – провальные и карстово-суффозионные воронки, карстово-эрозионные балки, молодые колодцеобразные провалы и др. Верхнеозерное поле было известно в XVIII в. под названием Мартышкин рудник: «Алебастр есть близ Озерной крепости, откуда его в Оренбург достают, ибо ближе его не находят» (Рычков, 1887, с. 177).

На северном склоне Урало-Илекского междуречья прослеживаются участки современного и древнего карста. Затем со значительным перерывом гипсовый карст прослеживается лишь в долине р. Илек в Актюбинском Предуралье.

Тузлуккольское поле представляет собой систему закольматированных блюдце- и чашеобразных воронок в долине руч. Тузлукколь и единичных глубоких провальных воронок на склоне. В русле вскрываются выходы средне- и сильноминерализованных (до 40 г/л и более) хлоридно-натриево-кальциевых вод, вызывающих общее засоление прирусловых и аккумулятивных (урочище Соленое) участков долины ручья. Близ русла ручья расположена самоизливающаяся скважина (Хоментовский, 1949). По заводям ручья и ниже по течению аккумулируются лечебные грязи черного цвета.

Самым южным проявлением карста на Тузлуккольском поднятии являются два озера Косколь общей площадью 0,1 км², глубиной 2–3 м. Озера являются местом гнездования и отдыха на пролете многочисленных видов водоплавающих и околоводных птиц. В настоящее время сохранность озер поддерживается непосредственной близостью участка госзаповедника «Оренбургский» («Буртинская степь»). Восточнее озер Косколь, по балке Белоглинка, наблюдаются выходы песков и глин средней юры, сохраненные от размыва в мульде оседания над соляным куполом (Мусихин, 1991).

Ландшафтным проявлением древних карстовых депрессий в округе является урочище Сорколь, расположенное на междуречье р. Уртабуртя и руч. Тузлукколь, представляет собой обширную слабо выраженную в рельефе западину площадью 2,2 км². Сорколь является зоной проявления подземных вод, дренирующих соляной шток Тузлуккольской антиклинали, и частичной аккумуляции растворенных солей, что сказывается на формировании гидроморфных солончаков с галофитными фитоценозами.

Помимо перечисленных карстовых проявлений в районе выделяются небольшие участки, расположенные в непосредственной близости от долин пересыхающих водотоков и структурно относящиеся к крыльям одноименных соляных поднятий: Муелдинский (в среднем течении руч. Муелды, притока р. Уртабуртя) и Воздвиженский (верховья р. Бурля).

В верховьях р. Киялыбуртя у впадения в нее руч. Унгир находится денудационный гипсовый увал-останец размером 1,0×0,5 км с превышением относительно уреза водотока в 30 м. Его поверхность усыпана воронками (около 28 шт.) провального происхождения.

Одним из наиболее южных проявлений гипсового карста в Южном Предуралье является Петропавловское поле, соответствующее одноименной антиклинали и протянувшееся на 8,5 км вдоль правобережного склона притока р. Илек – р. Жаксы-Каргала (рис. 62). Участок насчитывает более 250 только средних воронок преимущественно провального происхождения, а также множество менее значительных форм карстово-суффозионного, эрозионно-карстового и коррозионного происхождения. Таким образом, при площади поля в 9,5 км² плотность воронок достигает около 26 шт. на 1 км². Воронки сгруппированы извилисто-криволинейно вдоль простирания гипсовой толщи. В месте пересечения временными водотоками проявляется подаллювиальный карст в виде озерных воронок в пойме и русле, раздувов долины. Преобладающее число воронок и западин здесь непоглощающие, поноры имеют лишь карстовые формы, находящиеся в привершинной части увала. Отдельные западины прослеживаются далеко на юг и на север от основного поля. Две из наиболее южных западин, вписанных в балочную сеть, приспособлены для сооружения небольшого пруда.

Определенный интерес вызывает группа многочисленных карстово-суффозионных западин, заложенная на обширной гипсовой коре выветривания и вовлеченная в сложную сеть эрозионных ложбин. Развитие подобных морфогенетических типов карстовых образований отмечено лишь на придолинном склоне Кзыладырского участка, но в значительно меньших масштабах.

Прикаспийская провинция (I-B). Илекско-Хобдинский округ (I-B-1). Широкое развитие карстовых процессов в галогенно-сульфатных толщах

Рис. 62. Схема Петропавловского участка: *1* – зона накопления гипсового делювия; *2* – элементы эрозионной сети; *3* – карстовые депрессии

кунгурского возраста связано с активностью и пространственной масштабностью проявления солянокупольной тектоники. На северном борту Прикаспийской синеклизы карстовые процессы связаны с карбонатными отложениями мульд оседания – писчим мелом.

Троицкий карстово-меловой участок – одно из достоверных мест развития современного мелового карста на юго-востоке Восточно-Европейской равнины. Карстовые формы представлены группой из 7 блюдцеобразных карстово-суффозионных западин на плоском междуречье балок Акбулак и Тасбулак, диаметром от 30–40 до 70 м и глубиной до 2,5–3,0 м. В бортах западин четко выделяются бровки с выходами мела. Их формирование, вероятнее всего, связано с контактом меловых отложений, обильным водоносным горизонтом терригенных накоплений (песчаники, конгломераты). Генетически к этой зоне принадлежат округлые в плане расширения и карстово-оползневые формы в борту долины одного из водотоков – притока балки Тасбулак. Карстовое происхождение западин на этом участке подтверждается наличием заполненных карстовым делювием полостей, обнаженных в карьере у с. Троицкое (Михно, 1990).

В долине балки Акбулак отмечена западина диаметром 110 м, образованная за счет выноса вещества родниковыми выходами. Наблюдаются небольшие карстово-суффозионные формы и полузамкнутые лога, вписанные в эрозионную сеть. Полигенетический характер происхождения носят мело-

вые бугры пучения и полигоны на склоне балки Акбулак, что связано с сезонной миграцией в пространстве и по профилю меловых пород в растворенном и грязеобразном виде, проявлением морозобойного растрескивания и усыхания.

Разнообразные формы мелового карста (западины, озера, расширения долины реки) отмечены в районе с. Ивановка в долине р. Ишкарган. По литературным источникам (Поспелова, 1968; Михно, 1990), известны карстово-меловые образования у ж.д. станции им. Цвиллинга, воронки выноса восходящими источниками у с. Дивнополье.

4.2.2. Карстовые провинции Уральской горной страны

Западно-Уральская провинция внешней зоны складчатости (II-А). Отличительной особенностью карста в пределах внешней (западной) зоны складчатости Урала является выведение кунгурских гипсов к поверхности в составе антиклинальных и синклинальных складок, а также терригенно-сульфатный характер разреза кунгура.

Зиянчуринский округ (II-А-1). В крайней западной части передовых складок вдоль левобережной части долины р. Большой Ик отчетливо выделяется полоса из крупных полей (Юлдыбаевское, Ковыловское, Исянгуловское, Беркутовское, Давлеткуловское и др.), а также локальные скопления немногочисленных воронок.

Юлдыбаевское карстовое поле в тектоническом плане представлено узкой антиклинальной складкой, в ядре которой обнажаются известняки артинского возраста, а на крыльях – гипсы кунгурского возраста. Южное окончание погребено аллювиальными отложениями р. Ассель, северное – под рыхлыми отложениями неоген-четвертичного возраста. Воронки, преимущественно провального генезиса, расположены двумя полосами по обнажениям гипса. В.А. Гаряиновым и др. (1980а) на поле отмечены две пещеры: Саратовская, протяженностью 51 м, объемом 67,2 м^3 и Юлдыбаевская, протяженностью 22 м и объемом 55,7 м^3 (Гаряинов, Аганин, 1980).

Ковыловское поле расположено на левобережье р. Большой Ик и является участком развития карстовых процессов в терригенно-сульфатных отложениях кунгура. Гипсовые пачки обнажаются в средней части склона контрастно выраженной в рельефе гряды субмеридионального простирания, рассеченной долиной руч. Керпы. Среди карстовых форм преобладают крупные провальные воронки. В нижней части склона в зоне развития рыхлой гипсовой коры выветривания отмечаются выходы трещинно-карстовых сульфатно-кальциевых вод, дренирующих массив с минерализацией 2,23 г/л. В приводораздельной части поля нами найдена и обследована пещера Степная протяженностью 51,5 м. На контакте кунгурских и артинских пород заложена старая скважина, из которой наблюдается высачивание высокоминерализованных (7,76 г/л) сероводородных вод.

Севернее долины р. Большая Сурень проявления гипсового карста прослеживаются также вдоль левобережья р. Большой Ик и южноуральских предгорий от с. Исянгулово на юге до с. Мраково на севере. Здесь выделяются протяженные Исянгуловское, Беркутовское и Давлеткуловское поля. Наиболее активно карст развит на склонах меридиональной гряды между реками Зирекла

(с. Зирекла) и Сазово (с. Беркутово); преобладают крупные и средние провальные воронки, карстово-эрозионные лога.

Бурля-Жаксы-Каргалинский округ (II-А-2) является продолжением Зиянчуринского округа, занимает часть междуречий Сакмары, Урала и Илека.

Конезаводское карстовое поле располагается в пределах Нарымбетовской синклинали, наиболее погруженную часть которой занимают кунгурские гипсы с прослоями глин, алевролитов, песчаников и известняков. Кунгурские породы мощностью до 300 м перекрыты в центральной части уфимскими терригенными отложениями и неоген-четвертичными суглинкам. Перекрытость гипсов рыхлыми отложениями и принадлежность части их к аккумулятивным частям долин ручьев отражается на морфологии воронок – наряду с провальными формами на участке значительную долю составляют суффозионно-карстовые озерные западины.

На левобережье р. Урал располагается хорошо выраженная в рельефе Бурлинская моноклиналь, рассеченная р. Бурля на две части: северную (Надеждинское) и южную (Кзыладырское поле). Долина р. Бурля в месте пересечения осложнена раздувами поймы, в русле наблюдается аномальное количество глубоких плесов и карстовых озер на высокой пойме.

Надеждинское карстовое поле по отношению к дренирующим системам разделяется на два участка. Северный занимает пологий денудационный склон долины р. Урал, с поверхности сложенный четвертичными суглинками. Карстовые процессы проявлены в виде длинной (1,5 км) и узкой (50–90 м) полузамкнутой балки, осложненной многочисленными западинами, с севера на поверхность малодебитным источником выходят трещинно-карстовые воды. Южный участок обращен к долине р. Бурля и представляет собой возвышенность, осложненную многочисленными крупными провальными воронками. Ранее был отмечен вход в небольшую (21,7 м) горизонтальную пещеру (Гаряинов, Аганин, 1980). Секущий карстовое поле ручей имеет четко выраженное расширение поймы, в него и в неглубокие разнотравно-луговые западины осуществляется частичная разгрузка южного участка. Ближе к террасе р. Бурли наблюдаются обширные переотложенные коры выветривания по гипсам, заселенные зарослями чия блестящего и древесной растительностью в виде осинового колка у подножия гипсовой гряды, площадью 1,5 га.

На левобережье р. Бурля расположено Кзыладырское карстовое поле, линейно простирающееся на 16 км от холмисто-увалистого междуречья непосредственно к пойме реки, при средней ширине 1,0–1,5 км. Является крупнейшим по обширности и разнообразию проявлением карстовым полем Оренбургского Предуралья.

Участок относится к зоне передовых складок Урала и расположен на юго-западном крыле Бурлинской антиклинали с крутым (45–60°) углом падения слоев осадочных пород, группирующихся в мощные пачки. Карстованию подвергаются сульфатные отложения кунгурского яруса пермской системы, обособленные в 3–4 пачки мощностью от 50 до 150–200 м и разделенные терригенными накоплениями (конгломераты, песчаники, глины). Среди глинистых слоев терригенных пачек присутствует гипс в виде тонких прослоев, для глин характерна хлоридная засоленность. Суммарная мощность кунгурского яруса на участке составляет не менее 500 м.

На юго-западе карстовое поле граничит с контрастно расчлененным грядово-холмистым массивом верхнепермских отложений. Среди этих пород выделяются мощные линзы конгломератов, слои песчаников, алевролитов и аргиллитов; подчиненное положение занимают прослои известняков мощностью до 1,0 м. С северо-востока кунгурские отложения сменяются пермскими породами артинского возраста, перекрытыми толщей делювиальных суглинков. Участок, прилегающий к р. Бурле, сложен неогеновыми глинами и четвертичными галечно-песчано-глинистыми отложениями.

Рыхлые отложения на участке представлены коричнево-бурыми покровными известковистыми суглинками, являющимися основной почвообразующей породой. Около выходов конгломератов суглинки бывают переполнены галькой, около выходов известняков – щебнем. Наряду с суглинками среди четвертичных пород на участке встречается редкий тип делювиальных отложений, состоящих из незначительно переотложенного гипсового песка и гипсовой муки с незначительной примесью глины. В придолинной части карстового поля рыхлые гипсовые отложения имеют преимущественно элювиальное происхождение.

Кзыладырский участок, как и все прилегающие части Уральской складчатой страны, к концу мезозоя представлял собой равнинный пенеплен. В настоящее время он представляет собой контрастно расчлененную, главным образом в четвертичном периоде, холмисто-грядовую поверхность с колебанием абсолютных отметок от 190 до 375 м.

Важнейшим рельефообразующим фактором, наряду с эрозионной деятельностью водотоков, на Кзыладырском поле является литология пород. Господствующие крутосклонные холмы на юго-западе участка образованы линзами конгломератов, армированными прослоями известняков. Песчаники образуют пологие, но довольно высокие увалы. Гипсы на некоторых участках образуют относительно невысокие, но наиболее контрастные, местами ограниченные обрывами, гряды-гребни. Их подножия (как северо-восточные, так и юго-западные) обычно бывают осложнены карстовыми воронками и карстово-эрозионными ложбинами. Эрозионные ложбины проложены по наиболее мягким породам участка – глинам, аргиллитам и алевролитам. Общий облик карстово-эрозионного рельефа осложняется системой логов, секущих слоистость вкрест простирания и заложенных по системам разрывных нарушений.

На Кызыладырском карстовом поле выявлено более 15 карстовых полостей протяженностью более 30 м, представляющих собой небольшие субгоризонтальные пещеры, разброс показателей от средних до максимальных составляет: протяженность 60–318 м, амплитуда 5–13 м, площадь 90–290 м^2, объем 40–480 м^3. Коэффициент общей закарстованности массива составляет в среднем 10%. Все пещеры относятся к коррозионно-эрозионному типу и на данный момент большинство из них находятся на обвально-цементационной и натечно-осыпной стадиях развития.

Поверхностные карстовые формы определяют ландшафтный облик участка. Они представлены преимущественно крупными, глубиной до 20 м, гравитационно-провальными воронками, линейно группирующимися над выходами сульфатных отложений. Провальные воронки группируются в локальные системы водосбора, средней протяженностью 250–300 м, видимо, связанные с наиболее мощными и водообильными гипсовыми пачками. По мере развития

Рис. 63. Схема карстового участка Чийли

воронки сливаются, образуя слепые балки, иногда – удлиненные впадины (чаша оз. Огаревое протяженностью 420 м). Встречаются колодцеобразные провалы, характеризующие современную активность карста. Из других проявлений отметим карстовые мосты и гроты.

В нижней части гипсометрического профиля близ основной дренирующей системы, на абсолютной высоте 185–200 м, наблюдается господство иных генетических типов карстовых воронок – поверхностного выщелачивания и просасывания. Пойма р. Бурли, секущая толщу кунгурских отложений, над выходами гипсовых пластов имеет раздувы до 200 м, а также небольшие, до 25–30 м диаметром и глубиной вреза до 3–3,5 м, озера провально-карстового происхождения.

Проявления карста гипсовой пачки Бурлинской моноклинали прослеживаются к югу до р. Кураша. Они представлены преимущественно провально-суффозионными блюдце- и чашеобразными формами диаметром до 70–90 м, разрозненно разбросанными по склону долины.

На левобережье р. Кураша находится группа (около 45 шт.) провальных воронок, цепочка которых дугой протянулась в средней части покатого склона долины. Воронки Курашайского поля преимущественно конусообразные водопоглощающие, средней глубиной 5–8 м. Помимо провальных форм отмечаются карстово-суффозионные воронки и депрессии диаметром до 200 м. В.А. Гаряиновым в публикациях (Гаряинов, Аганин, 1980) и отчетах (1981, 1985) отмечены несколько небольших пещер – Красная, Малютка, Лисья.

Немногочисленные скопления воронок наблюдаются восточнее Бурлинской антиклинали также в долине р. Кураша – урочище Суюндуксай.

Южнее в зоне передовых складок Урала гипсовый карст прослеживается лишь на расстоянии 60 км от Курашайского поля. На всем этом отрезке зафиксировано лишь одно небольшое проявление из 5 карстово-суффозионных воронок на левобережье р. Киялыбурти. На правобережье р. Жаксы-Каргала в Актюбинском Предуралье находится карстовое урочище Чийли (или Мугтынь) у с. Александровка (рис. 63).

Глава 5

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ И ОХРАНА КАРСТОВЫХ ЛАНДШАФТОВ

5.1. ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОСВОЕНИЯ

5.1.1. Общие подходы

На протяжении XX столетия отношение человечества к природе основывалось на позициях ее трансформации и «покорения» в целях улучшения условий для жизнедеятельности человека. Наиболее масштабный ущерб окружающей среде был нанесен в периоды интенсификации промышленного производства, расширения сельскохозяйственных угодий, активного расселения людей на новые места и при освоении природных ресурсов. Каждый из таких этапов освоения в последующие годы сопровождался возникновением проблем, сначала экологического, а затем – и социально-экономического характера.

Карстовые геосистемы, в силу расчлененности рельефа поверхностными формами и возможности возникновения новых просадок грунта, вносят определенный риск при освоении природных ресурсов. В связи с этим длительное время существовало мнение о необходимости мероприятий по снижению активности карстовых процессов. Так, Г.В. Поспелова (1957, с. 177) во введении к статье о карсте Чкаловской области следующим образом характеризует влияние карстовых процессов на ландшафты и хозяйственную деятельность: «Постепенно с развитием карстовых явлений страна обезвоживается, так как поверхностные воды уходят в карстовые полости, реки понижают свой уровень, растительность чахнет, беднеет и, наконец, исчезает. Там, где когда-то был, может быть, плодороднейший участок земной поверхности, может возникнуть пустынный карстовый ландшафт. ...Однако, воздействуя на природу, человек в состоянии изменить ее ...таким образом, чтобы стихийные силы не вредили хозяйственной деятельности».

К.А. Горбунова и К.Г. Бутырина (1974, с. 51), анализируя особенности карстовых ландшафтов Пермского Прикамья, указывают на негативные последствия освоения закарстованных территорий. «Карст ... снижает качество и категорию добываемых гипсов и ангидритов, уничтожает часть месторождений. Карстовые процессы в значительной степени затрудняют бурение и проходку нефтяных и газовых скважин, удорожают промышленное, гражданское и дорожное строительство, затрудняют водоснабжение. ...пахотные массивы трудны для механизированной обработки почвы; воронки поглощают атмосферные воды и являются очагами распространения сорняков».

Высказывались мнения и о необходимости сохранения естественной структуры. «При застройке закарстованных участков, особенно в зонах отдыха, желательно избегать неоправданного уничтожения природных ландшафтов» (Лукин, 1974, с. 53).

Рис. 64. Характер распространения гипсового карста в Башкирском Предуралье

Оптимизация природопользования на каких-либо территориях подразумевает разработку таких схем использования ресурсов, при которых естественные природные геосистемы осуществляют и сохраняют свое нормальное функционирование. Термин «оптимизация ландшафтов» означает «выбор способов рационального использования ландшафта, то есть таких, чтобы задаваемые ландшафту социально-экономические функции наиболее полно соответствовали его природным свойствам (потенциалу ландшафта)» (Охрана ландшафтов, 1982, с. 141). Основой оптимизации природопользования на современном этапе развития общества должны стать разработка и внедрение долгосрочных схем территориального планирования, региональных стратегий устойчивого социально-экономического и экологического развития.

Широкое распространение карста, особенно в северной части рассматриваемого региона (рис. 64), накладывает определенные ограничения на характер природопользования. Развитие активного современного карста в Южном Предуралье носит локальный характер и при оптимальном размещении хозяйственной инфраструктуры в принципе не является помехой для освоения земель. В регионе закарстованные территории используются главным образом в качестве пастбищных и сенокосных угодий, в связи с чем возможность возникновения индивидуальных рисков минимальна. Противоположная ситуация складывается, когда активно закарстованные участки по различным причинам осваиваются человеком под селитебные территории и объекты промышленной инфраструктуры. Среди наиболее острых природно-техногенных рисков, связанных с карстом Южного Предуралья, отме-

тим проблемы сохранения целостности зданий и объектов транспортной инфраструктуры в г. Уфа и антропогенной активизации соляного карста на курорте г. Соль-Илецк. Менее остро стоят проблемы гидротехнического строительства, эксплуатации объектов транспортной инфраструктуры.

Карстовые геосистемы Южного Предуралья во многих случаях являются уникальными научно-информационными территориями, содержащими сведения о геологическом строении и истории развития всего региона. Они часто являются ключевыми ландшафтными территориями, играющими важную роль в поддержании экологической устойчивости и биологического разнообразия всего Заволжско-Уральского региона (Chibilev, Pavleychik, 2007; Чибилёв, Павлейчик, 2007). Несомненна их рекреационная и учебно-просветительская значимость. Стоит согласиться с высказыванием: «...основной этический вопрос в отношении человека к дикой природе может быть сформулирован как вопрос о праве дикой природы на существование безотносительно пользы, хотя бы потенциальной, для человека» (Борейко, Симонова, 1998, с. 2).

Таким образом, при разработке региональных схем территориального планирования для районов с развитием карста необходимо по возможности обеспечивать ряд условий.

1. Безопасность освоения и жизнедеятельности на основе мониторинга и прогнозирования карстовых процессов и явлений с оценкой вероятности возникновения экономических и индивидуальных рисков.

2. Устойчивость структуры и функционирования карстовых геосистем, осуществляемой посредством установления режимов природопользования, близких к естественным. Минимизация антропогенных факторов загрязнения и деградации.

2. Возможность сохранения уникальных карстовых урочищ и отдельных компонентов карстовых геосистем. Охрана биологических видов и их сообществ. Формирование сети особо охраняемых карстовых территорий различного ранга, контроль за соблюдением установленных режимов.

4. Приоритет в «щадящих» видах природопользования; использование в учебно-познавательных, рекреационно-туристских целях.

5.1.2. Риски на закарстованных территориях

Пространственное расширение хозяйственного освоения и его интенсификация неизбежно приводят к проблемам, связанным с риском проявления и активизации карстовых процессов. При катастрофическом возникновении поверхностных форм рельефа создается опасность для целостности инженерно-строительных сооружений, жизни и здоровья людей. Вероятность их возникновения должна определяться при проведении инженерно-геологических изысканий.

Одной из наиболее острых проблем, связанных с рисками карстовой опасности, является освоение *Илецкого месторождения каменной соли*. Основные риски связаны со сложными гидрогеологическими условиями и активным карстом в условиях массового освоения рекреационных ресурсов. Современная ситуация с поверхностными водами над Илецким штоком представлена на рис. 65. Исторические аспекты освоения месторождения отражены в много-

Рис. 65. Озера Илецкого штока (по состоянию на 2010 г.)

численных публикациях (Никитин, Русскин, 1981; Короткевич, 1990; Русскин, 1990; Гаев, Катков, 1990; Петрищев, 1998; и др.).

Большую часть поверхности соляного штока перекрывают рыхлые обводненные четвертичные аллювиальные отложения мощностью от 2–3 до 10–12 м. По куполу протекают небольшие речки Малая Елшанка и ее приток – Песчанка. В конце XVIII в. возникло оз. Дунино на месте многочисленных поверхностных выработок и шахт, заполненных атмосферными водами и водой из р. Песчанки.

Промышленная добыча соли на Илецком месторождении была начата в 1805 г. карьерным способом, спустя 100 лет карьер на месте современного оз. Развал достигал глубины 15–20 м при размере в плане 280×150 м. Весной 1906 г. паводковые воды р. Песчанки прорвались в карьер и затопили его, образовав озеро объемом более 5 тыс. м^3 с высокоминерализованными водами.

Примерно в это же время на месте карстовых просадок начала формироваться котловина оз. Малое Городское. В отличие от него оз. Большое Городское возникло в результате возведения плотины на овраге. Озера Тузлучное и Дунино имеют смешанный старично-антропогенно-карстовый характер возникновения.

С 1885 г. была начата почво-уступная разработка подземной Старой камеры длиной 248 и шириной 25 м, в кровле которой оставался целик соли мощностью 30–35 м. Почти сразу возник капеж соленой воды, и привнос песка постепенно усиливался до 1919 г., когда произошло катастрофическое обрушение

кровли и в остатки камеры было привнесено с водой около 2 тыс. м^3 песка, а на поверхности образовалась воронка диаметром 20 и глубиной 15 м.

По мере заполнения полости водой и песком, сопровождавшегося активизацией карстовых процессов, с 1947 г. по 1950 г. над бывшей Старой камерой образовалось оз. Новое. Вода в нем в настоящее время имеет минерализацию около 228 г/л ввиду того, что его чаша сложена каменной солью.

После разрушения Старой камеры подземная добыча соли продолжилась на новом поле, мощность целика составляла 75–80 м. В конце 1930-х гг. в подземной камере № 9, размером 200×50 м и располагавшейся непосредственно под оз. Развал, образовалась капель, которая со временем постепенно усиливалась.

В одной из камер в 1937 г. произошел прорыв рассола из кавернозного соляно-ангидритового слоя, вскрытого при бурении. Приток рассола составил до 20 м^3/час. Снижение со временем концентрации солей в рассоле указывало на их связь с поверхностными водами. Общий водоприток в шахту перед катастрофой изменялся от 300 до 500 м^3/сут. Подземные воды закачивали обратно в оз. Развал и в соседнее менее минерализованное оз. Дунино, гидравлически связанное с первым.

17 февраля 1979 г. произошел прорыв рапы оз. Развал в отработанную камеру по карстовым понорам. Вода оз. Развал за несколько часов полностью ушла в подземную выработку, другие илецкие озера также были дренированы шахтными выработками. Вода оз. Дунино посредством образовавшихся подземных и поверхностных проток полностью стекла в котловину оз. Развал и далее – в подземные камеры. Общий объем воды, единоразово поступившей в подземные выработки, составил порядка 400 тыс. м^3. На дне оз. Развал у северного борта озера обнаружилось устье вертикального понора.

Наличие глубокого локального базиса дренажа и агрессивность надсолевых вод создало сложные гидрогеологические условия, способствующие резкой активизации карстовых процессов с образованием на поверхности многочисленных просадок. К этому периоду относится активное развитие существовавшей с 1950-х гг. группы карстовых просадок Голодные воронки. Некоторой стабилизации этих процессов достигли путем затопления подземных выработок объемом около 6 млн м^3 и собственно чаши оз. Развал водами р. Илек, искусственно насыщенными солью. Заполнение продолжалось на протяжении 5 лет, с 1982 по 1987 г.

В настоящее время соль отрабатывается камерами на руднике № 2 с горизонтов –160 и –280 м (Абдрахманов и др., 1999). Сложная гидрогеологическая обстановка дополняется нарушением целостности и водонепроницаемости соляной залежи на глубину до 113 м (уровень старой шахты) ввиду различного рода горнотехнических воздействий, вода встречается на глубинах до 43–80 м (из отчета В.А. Гаряинова и др., 1981). До настоящего времени преимущественно в зимние и ранневесенние месяцы на поверхности отмечаются просадки грунта небольших размеров, в среднем диаметром 2–3 м, до 20–30 в год. Последние наиболее крупные просадки грунта на Илецком месторождении происходили в марте 2002 г. и в январе 2010 г. (диметром 50 м). В 2002 г. огромный провал диаметром до 200 м и глубиной до 20–25 м образовался на восточном борту Большого Городского озера и был заполнен его водами. В 2010 г. этот провал расширился к юго-востоку в направлении оз. Развал. Проседание грун-

та началось еще в 2009 г., а в январе 2010 г. эти процессы усилились, и за два дня глубина его возросла до 7–10 м, диаметр до 50 м. В течение февраля-марта озерную котловину пытались заполнить грунтом объемом более 25 тыс. м^3, но полностью образовавшаяся просадка не была заполнена.

Современные провалы наиболее активно возникают на участке между озерами Развал и Большое Городское, представляющим собой узкую полосу шириной 55–70 м. При общем направлении подземного стока с севера на юг (в сторону р. Илек) разрушение этой перемычки может служить дополнительным источником поступления агрессивных слабо минерализованных вод в зону аэрации соляного купола. Таким образом, на месторождении сохраняется риск повторения техногенной катастрофы. Ситуация усугубляется практически полным отсутствием гидрогеологической службы и мониторинговых исследований, активным рекреационным освоением в летний сезон (до 20–25 тыс. чел. в сутки).

Освоение территории г. Уфы сопровождается значительным воздействием человека на геологическую среду – нарушением водоупорных свойств покровных отложений, утечками воды из коммуникаций, механическими нагрузками, загрязнением поверхностных и подземных вод, что вызывает активизацию карста. Изучению и решению этой проблемы посвящены многочисленные изыскания, отраженные в публикациях и отчетах (Мартин, Муляков, Смирнов, 1980; Абдрахманов, Мартин, 1992; Смирнов, 1990, 1992; Абдрахманов, 2005).

Карст в пределах Уфы связан с накоплениями кунгурского яруса (гипсы и ангидриты с прослоями глин и доломитов), мощность которых на рассматриваемом участке достигает 340 м. В значительно меньшей степени карст проявлен в известняках, доломитах и загипсованных песчаниках соликамского горизонта уфимского яруса. Источником питания карстового массива служат атмосферные осадки и воды антропогенного происхождения в результате утечек из водопроводной и канализационной сетей и др. Мощность трещинно-карстовой зоны составляет от нескольких метров до 30–40 м; вскрываются воды на глубинах от 10–20 до 100–120 м. Разгрузка водоносного горизонта осуществляется в аллювиальные отложения.

Частота возникновения карстовых провалов в городе и его окрестностях высока – за последние 100 лет зафиксировано 318 просадок. Большинство из них приурочено к днищам и склонам оврагов, подножью косогора. Провалы образуются преимущественно в весенне-раннелетнее время, отмечается 2–3 случая в год на 1 км^2; их размеры относительно невелики.

Проблему для железнодорожного сообщения в пределах города представляет Уфимский карстовый косогор – правобережный склон долины р. Белой, на отрезке железной дороги Самара–Челябинск 1622–1627 км. Активизация карста обусловлена подрезкой склона при прокладке железнодорожного полотна в конце XIX в. Здесь на площади около 7 км^2 было зафиксировано 250 карстопроявлений на поверхности (36 шт/км^2).

С 1926 по 1945 г. на Уфимском косогоре вдоль железной дороги возникло 25 провалов. Наиболее крупный образовался 28 апреля 1927 г., его площадь составляла 1400 м^2, глубина – 12–14 м, объем – 8000 м^3. Провалом были захвачены склон насыпи дороги и ее нечетный путь. Одним из последних случаев просадки грунта в районе железной дороги стали два провала, произошедшие в 1991 г. под шпалами четного пути на 1623-м километре. Они отстояли друг от

друга на 10 м, их диаметр составлял 1,0–1,5, глубина – 0,7–1,0 м. В 1965 г. в верхней части правого склона долины р. Уфы произошло оседание грунта размером 50×20 м и глубиной 3 м, вызванное подрезкой основания склона при строительстве трамплина.

На этом участке длительное время проводится система противокарстовых мероприятий – мониторинг карстовых процессов, тампонирование водопоглощающих каналов и др., что в результате позволило сократить возможные угрозы.

В других районах города карст представляет угрозу для целостности зданий. За последние 60 лет зафиксировано более 20 случаев деформации сооружений, спровоцированных утечкой воды из подземных коммуникаций, строительством на засыпанных карстовых формах либо вблизи с ними.

Карстом обусловлены просадки и в других населенных пунктах Южного Предуралья – с. Курманаево Аургазинского р-на (1963 г.), пос. Ягодный Иглинского р-на (24.09.2007 г.), с. Михайловка Уфимского р-на (1976 г.), с. Талалаевка Стерлитамакского р-на (22.10.1988 г.). По данным специалистов ПГО Башкиргеология (Смирнов, 1990), из 4267 населенных пунктов равнинных районов Башкирии около 10% находятся в зоне развития сульфатного карста.

По сведениям сотрудников УГНТУ Ф.Ш. Хафизова и М.И. Давлетова, на Черкасской ЛПДС (линейно производственно-диспетчерская станция), находящейся вблизи г. Уфы, периодически происходит падение давления перекачиваемой жидкости в нефтяных трубопроводах, вследствие пережимов и провалов в карстовых зонах. Эта зона, по данным дешифрирования космических снимков, находится на пересечении крупных надвигов и сдвигов.

Помимо рисков разрушения производственно-селитебной инфраструктуры повсеместно на территории Южного Предуралья фиксируются случаи падения в свежие провалы домашних животных. В Кармаскалинском районе в 1997 г. отмечен случай просадки грунта под комбайном.

В связи с развитием животноводства, особенно в башкирской части Предуралья, на постоянных и временных водотоках ведется сооружение большого числа водопойных прудов и водохранилищ. Часто гидротехнические сооружения возводятся на закарстованных территориях с использованием карстовых понижений (воронок, депрессий) для увеличения объема воды. Изменение гидрогеологических условий нередко приводит к усиленной инфильтрации воды, возникновению водопоглощающих поноров и полному уходу воды из водоемов. Так, в с. Сахаево на левобережье р. Белой отмечен случай поглощения водоема объемом 200 тыс. м^3 через провал в течение двух суток.

В связи с риском возникновения непредвиденных чрезвычайных ситуаций актуальными вопросами карстоведения являются оценка активности карстовых процессов и прогноз образования новых просадок.

В.И. Мартиным были рассчитаны показатели химической денудации и активности карста для территории Камско-Бельского карстового бассейна (табл. 24), выделены и охарактеризованы зоны с различными условиями питания – с открытой, полузакрытой и закрытой обстановкой.

Определение, точность и достоверность показателей активности и прогноза образования карстовых форм подразумевают проведение систематических и трудоемких исследований. Затраты на подобные изыскания, как правило, превышают экономический ущерб от возникающих аварийных ситуаций.

Таблица 24

Скорость химической денудации и активности карста Камско-Бельского карстового бассейна в гипсах иренского горизонта кунгурского яруса
(по: В.И. Мартин. Карст Башкортостана, 2002)

Водосборные бассейны	Модуль подземного стока, л/(с·км^2)	Содержание раствор. солей, г/л	Химическая денудация, м^3/(год·км^2)	Показатель активности карста при средней мощности закарстованности толщ 10 м
По левобережью р. Белой	0,37	1,9	8,22	0,08
	0,37	2,5	10,82	0,10
	0,37	7,4	32,03	0,32
	0,5	1,9	111,15	1,11
	0,5	7,4	432,90	4,32
По правобережью р. Белой – Предуральский прогиб	1,0	2,2	25,74	0,25

Детальность оценки риска (карстовой опасности) территорий должна обосновываться исходя из конкретных задач и уровня этих изысканий. На обзорном и региональном уровнях целесообразно использовать метод простых баллов, предложенный Г.Н. Дублянской, В.Н. Дублянским (1998). Авторы предлагаются учет условий и факторов развития карста, для каждого из которых разработаны оценочные линейные шкалы (приложение 5, таблица). Территория разбивается на операционно-территориальные единицы, по каждой из которых собирается информация по всем факторам. Полученные результаты обрабатываются – составляется карта балльной факторной оценки условий развития карста, изобаллы проводятся методом скользящего окна, выделяются территории с неблагоприятными, среднеблагоприятными и весьма благоприятными условиями.

Оценка степени риска при освоении закарстованных территорий на региональном и локальном уровнях позволила А.И. Смирнову (Смирнов, Абдрахманов, 2007; Смирнов, 2008) выявить прямую связь между пораженностью поверхностными карстопроявлениями и современной активностью возникновения новых карстовых форм. На основе результатов исследования автором было выделено 6 категорий земель по степени карстовой опасности.

При изучении карста на локальном уровне наиболее часто используются данные: 1) морфогенетических, морфометрических и пространственно-временных признаков карстовых форм; 2) химического состава вод карстового массива, параметров поверхностного и подземного стока; 3) геофизических исследований (Гвоздецкий, 1963 б; Гвоздецкий и др., 1974; Девдариани, 1963; Рождественский и др., 1980; Дублянская, Дублянский, 1998; Трофимова, 2003; и др.).

5.1.3. Карст и различные типы природопользования

Выявление характера и степени внешних воздействий на структуру карстовых геосистем, изменений в их функциональных взаимосвязях дает основу для

глубокого понимания происходящих процессов и сокращения последствий возможных рисков.

По степени антропогенной трансформации выделяют типы карстовых геосистем (Андрейчук, 1991): условно-антропогенные → антропогенно-измененные → антропогенно-нарушенные → антропогенно-преобразованные → геотехнические системы.

Степень антропогенной трансформации обусловлена характером, интенсивностью и длительностью внешнего воздействия. Карстовые геосистемы вовлечены в различные виды хозяйственной деятельности: сельскохозяйственную, строительную, горно-добывающую, водохозяйственную, лесотехническую и др. Каждый из этих видов освоения определенным образом изменяет естественную структуру карстовых геосистем, влияя как на отдельные компоненты, так и на комплекс в целом. Антропогенное воздействие на карстовые геосистемы может быть постоянным, периодическим (сезонным) или единоразовым (эпизодическим).

Сельскохозяйственная деятельность. Сельскохозяйственное освоение Южного Предуралья, территориально преобладающее над другими видами землепользования, – один из наиболее распространенных и основных видов воздействия на карстовые территории. Карстовые поля преимущественно осваиваются в качестве пастбищных и сенокосных угодий, что обусловлено неудобностью механизированной обработки земель ввиду расчлененности рельефа и риска возникновения новых карстовых образований. Сезонные и постоянные карстовые озера часто используются в качестве водопоев скота.

В связи с хозяйственным использованием пастбищ нельзя не отметить негативную тенденцию распространения практики выжигания степной ветоши для улучшения кормовых качеств угодий. При постоянных палах наблюдаются специфические пирогенные сукцессии в растительном покрове степных участков, но значительно бóльший вред они получают от уничтожения и без того скудной древесно-кустарниковой растительности степной зоны. В этом отношении довольно показателен пример Кзыладырского поля, где степные палы в сочетании с самовольными лесозаготовками сокращают площади лесных урочищ. Последние выполняют геосистемные функции сохранения гипсовых кор выветривания от проявления эрозионно-денудационных процессов, служащих коллектором подземных вод.

Освоение земель под пахотные угодья оказывает опосредованное влияние на протекание процессов карстообразования также через изменение баланса поверхностного и подземного стока. Как указывает М.Б. Катков (1999), пашни водораздельных пространств и пологих склонов снижают модуль поверхностного стока приблизительно в 1,2–1,3 раза. Питание грунтовых вод при этом уменьшается, так как пашня аккумулирует атмосферные осадки при весеннем снеготаянии и расходует их в течение вегетационного периода путем транспирации растениями. Нарушение структуры почв (разрыхление) при распашке приводит к усилению эрозионных процессов и кольматации карстовых каналов.

Следовательно, основными факторами, определяющими степень изменения активности карстовых процессов при использовании земель под пахотные угодья, являются уклон поверхности; мощность и водопроницаемость покров-

ных отложений; наличие водопоглощающих воронок и совокупная величина их водосборной площади. Погодные условия различных лет могут быть различными, поэтому характер питания карстовых массивов и, соответственно, влияние пахотных угодий будут в значительной мере различаться.

Преобладающие на водораздельных местностях блюдцеобразные непоглощающие западины способствуют ускоренной инфильтрации атмосферных вод, поэтому повсеместно наблюдаемое опахивание до бортов и запахивание наиболее мелких из них, приводит к снижению объемов поступающей воды.

Широко распространенные способы снегозадержания посредством контурных лесонасаждений вдоль полей и путей транспортного сообщения вызывают дополнительную инфильтрацию атмосферных вод. Исследования, проведенные на Украине (Водообмен…, 1991; Дублянская, Дублянский, 1998), показывают, что лесохозяйственная деятельность может вызывать постоянное подтопление сверху; при этом в зоне до 200 м от лесополос уровень грунтовых вод может повышаться до 1,4 м.

Строительство и промышленное производство. Проблеме изучения негативных последствий при строительстве на закарстованных территориях посвящены многочисленные работы (Абрамов и др., 1973; Анпилов, 1984; Голодковская, Елисеев, 1989; Дзекцер, 1978, Ковалевский, Коноплянцев, 1988; Толмачев и др., 1986; и др.).

Строительство приводит к изменению залегания покровных отложений, соответственно к сокращению их мощности и усилению водопроницаемости. При развитой городской инфраструктуре происходит значительное перекрытие грунтов различного рода сооружениями и дорожными покрытиями, что приводит к уменьшению объемов поступления атмосферных вод в карстовые массивы. Кроме того, имеющие место утечки воды из трубопроводов (промышленные, коммунальные) приводят к подъему уровня грунтовых вод. Эти воды имеют высокую растворяющую способность ввиду их повышенной температуры и агрессивного, по отношению к карстующимся породам, химического состава.

Как отмечают Г.Н. Дублянская и В.Н. Дублянский (1998), при проведении инженерно-геологических изысканий до 1980-х гг. наибольшее внимание уделялось карстующимся породам, находящимся на поверхности или на небольшой глубине от нее. Глубина разведочных скважин на этих территориях по нормативным документам не превышала 20 м. При этом не учитывалась возможность активизации гидрогеологических процессов, связанных с антропогенным подтоплением территорий. Авторы книги приводят данные об «оживлении» карста вследствие строительства на глубинах 100–400 м и более, в связи с чем при картировании карстующихся пород предлагают выделять не только находящиеся первыми к поверхности, но и (на вспомогательных картах) в пределах каждого стратиграфического подразделения.

Карстущиеся породы обладают невысокой адсорбционной способностью и ионообменными свойствами, исключение составляют ионы тяжелых металлов, которые связываются с породой с высвобождением из нее ионов кальция (Дублянская, Дублянский, 1998). Помимо сорбции элиминированию загрязнений в карстовых геосистемах способствуют следующие факторы: 1) их осаждение у геохимических барьеров; 2) аэробный распад в зоне вертикальной нис-

ходящей циркуляции и колебаний уровня карстовых вод; 3) анаэробный распад в зонах горизонтальной и сифонной циркуляции; 4) в меньшей степени (из-за низких значений температуры и pH) – гидролиз.

В связи с тем, что для закарстованных гипсов характерны высокие фильтрационные показатели, состав трещинно-карстовых вод во многом зависит от состава поступающих извне поверхностных и подземных вод. Таким образом, посторонние вещества, полученные карстовыми водами в результате антропогенной деятельности, сохраняются в них длительное время и быстро переносятся, часто на значительные расстояния, от источника загрязнения.

Горно-добывающая промышленность и использование ресурсов. Древние карстовые депрессии Южного Предуралья были локальными участками не только накопления залежей полезных ископаемых, но и их сохранения от последующего денудационно-эрозионного размыва (Максимович, Костарев, Быков, 1968; Максимович, Костарев, 1975; Гаряинов, 1980а; и др.). Часть из них имеют народно-хозяйственное значение, другие представляют лишь минералогический интерес.

Г.А. Максимович и В.П. Костарев (1975) из накоплений мульд оседания выделяют полезные ископаемые, имеющие народно-хозяйственное и минералогическое значение: а) автохтонные – оптический гипс в полостях гипсо-ангидритов и бораты в кепроках соляных куполов; б) авто-аллохтонные – известковые туфы и самородная сера в полосах развития сульфатно-карбонатных формаций; в) аллохтонные – бурый уголь и торф (порой с редкими элементами-примесями, практическое значение среди которых имеет германий), огнеупорные глины и кварцевые пески, марганцевые руды и маршаллит в карстовых и карстово-эрозионных впадинах.

Авторы указывают месторождения бурого угля Южно-Уральского бассейна, торфа, торфо-туфа и известкового туфа Бирского, Стерлибашевского, Шучьеозерско-Аскинского и других карстовых районов, самородной серы (Подгорненское месторождение), в меньшей степени – огнеупорных глин (Охлебининское) и кварцевых песков (Кутлугузинское).

Горно-добывающая деятельность является наиболее значительным фактором антропогенной трансформации природных геосистем. Карьерные разработки приводят к понижению зеркала грунтовых вод и увеличению зоны аэрации карстовых массивов.

Гипс и ангидриты. В Южном Предуралье насчитывается около 34 месторождений гипса с суммарными запасами категорий А+В+С1 в 225 млн т; 8 из них разрабатываются (Месторождения..., 1999).

На территории Башкортостана учтены около 300 проявлений гипса и 15 – ангидрита. Наиболее крупные месторождения, пригодные для разработки открытыми карьерами, расположены по берегам рек Белой, Сима, Уршака. К ним относятся месторождения Охлебининское с разведанными запасами гипса около 26 млн т, Асканьинское, Акбердинское, Городок (около 28 млн т), Ново-Турбаслинское, Благовещенское, Соколовское, Бишкаинское, Талалаевское, Ишеевское, Селеукское (более 50 млн т) и др.

В Оренбургской области промышленные месторождения гипса расположены в междуречье Сакмары и Урала. Здесь расположены месторождения Слуд-

ная Гора (37 млн т, разрабатывается), Три Карста (15 млн т), Разномойское (1,6 млн т) (Полезные ископаемые…, 1948). Сняты с баланса ввиду отработки и сильной обводненности Ново-Матвеевское, Нежинское, Рамбетовское месторождения; в относительно недавнем прошлом разрабатывались гипсы Куплинского штока, Верхнеозерного поля.

В качестве возможных месторождений рассматриваются гипсовые массивы с мощностью необводненной зоны более 50 м (из отчета Ю.А. Пестова и др., 1983): Новосанинский (с прогнозным запасом 83 млн м^3), Марьевский (168), Спасский (30), Ковыловский (125), Тузлуккольский (180), Надеждинский (910), Воздвиженский (186), Куруашинский (225).

Большая часть гипса и ангидрита используется в качестве сырья для производства гипсового вяжущего материала и добавок в различные виды цемента, в меньшей степени – для производства высокообжигового, высокопрочного формовочного и медицинского гипсов, серной кислоты, сульфата аммония, бумаги и гипсования почв. В небольших количествах используется в качестве декоративно-поделочного материала (Методические…, 2007а).

Каменная соль. В Башкирском Предуралье, в западной зоне прогиба, расположено Стерлибашевское месторождение солей, в центральной зоне – Ярбишкадакское и Стерлитамакское месторождения.

Наиболее крупное – Ярбишкадакское у г. Ишимбай – обладает запасами более 5 млрд т. Общие запасы солей по Башкортостану на 1996 г. составили по категориям $B + C_1$ – 2247,1 млн т, C_2 – 330,5 млн т, забалансовые – 10879,6 млн т (http://www.bashedu.ru/ encikl/maintitle.htm). Мощность залежи от 37 до 380 при ширине 4000 и протяженности 7000 м. По периферии в нее вклиниваются прослои ангидрит-галитовых и глинисто-ангидритовых пород. В северной части залежи содержится примесь полигалита (1,3–39,5%), ангидрита и магнезита. Каменная соль здесь высокого качества и содержит NaCl – 92,50–99,2, $CaSO_4$ – 0,5–5; $MgCO_3$ – 0,1; полигалита – 0,6%. Добыча соли ведется способом подземного выщелачивания, исключающим нарушение земной поверхности и попадание соли в р. Белую. Объем добычи рассола в 1995 г. составил 6982 тыс. м^3 (каменной соли – 2464 тыс. т). Глубинная эксплуатация скважин осуществляется на глубине 1,3 км. Рассол содержит не менее 305 г/л хлористого натрия, не более 2,0 г/л кальция и менее 4,0 г/л сульфатов. Основными потребителями солей являются Стерлитамакское производственное объединение «Сода», Стерлитамакский химический завод, Стерлитамакский завод синтетического каучука.

Наиболее крупные соляные залежи в Оренбургском Предуралье имеют солянокупольное происхождение; к ним относятся Илецкое, Мертвые соли, Нежинское, Джуан-Тюбинское и Красноярское месторождения. Солянокупольные структуры обладают центральным галитовым штоком.

Илецкое месторождение на южной окраине г. Соль-Илецк известно с древнейших времен. На месте древних карьеров здесь возникли рассольные озера, а отработка месторождения с 1885 г. производится шахтным способом. Соляной диапир выходит на поверхность в виде овала, вытянутого в широтном направлении на 2 км, в меридиональном – на 1 км. Контакты соляного купола уходят на глубину под углами около 70°, слои каменной соли сложно деформированы. Каменная соль имеет высокое качество: NaCl – 98,7–99,1; $CaSO_4$ – 0,72–1,09%, нерастворимый остаток 0,16–0,5%. Балансовые запасы каменной соли

в Илецком месторождении по категориям А + В по состоянию на 1997 г. составляли 810 млн т (Генеральный план…, 2008). В залежи имеются рассолы, содержащие калий, магний, бор и бром.

Боевогорское (Мертвосольское) месторождение каменной соли представляет собой шток соляного купола. В горизонтальных сечениях соляное тело до глубины 300 м от поверхности имеет почти округлую форму по длинной оси 570–620 м, по короткой – 460–500 м. Для месторождения характерно присутствие оторочки калийных солей. Каменная соль прозрачная, молочно-белая, в северной части прослоями светло-серая до серой, крупнокристаллическая, однородная, чистая. Мощность покровных отложений над солями увеличивается с юга на север от 22,5 до 45,3 м. Геологические запасы до глубины 306 м (горизонт – 126 м) по категориям составляют В – 15,02, C_1 – 99,6, C_2 – 144,6 млн т.

Каменная (поваренная) соль в центре штока обладает довольно выдержанным химическим составом. Среднее содержание хлорида натрия составляет 96,96–98,26%, нерастворимых в воде веществ – 0,04–0,33, влаги – 0,03–0,12, кальция – 0,36–0,64, магния – 0,01–0,05, сульфата – 0,78–1,62 и сульфата натрия – 0,0–0,16% (http://www.orennedra.ru/docs/boevogor.doc).

Линевское месторождение расположено в 57 км к западу от г. Соль-Илецка. Оно дислоцировано процессами солевого диапиризма. В продуктивной толще наблюдается несколько пластов каменной соли, содержащей сильвин и карналлит мощностью до 20 м с содержанием KCl до 16–25%.

Поваренная соль является жизненно необходимой добавкой и консервантом для продуктов питания и животноводческих кормов, качество ее определяется требованиями ГОСТа 51574-2000 для сортов экстра, высший, первый и второй – содержание хлористого натрия не менее 97,7%, вредных примесей не более, %: Ca^+ – 0,5–0,65; Mg^+ – 0,10–0,25; K^+ – 0,1–0,2; SO_4 – 1,2–1,5; Fe_2O_3 – 0,01; H_2O – 0,35 (Методические…, 2007б).

Техническая поваренная соль (содержание хлористого натрия 96–97%) служит для получения хлора, каустической и кальцинированной соды, металлического натрия. Из хлор- и натрийсодержащих продуктов получают соляную кислоту, инсектициды, боевые отравляющие вещества; их используют в лакокрасочной, лесохимической, текстильной, целлюлозно-бумажной, кожевенной, нефтяной и металлургической промышленностях.

Генетически связаны с древним заполненным карстом (мульдами оседания) многочисленные месторождения Южно-Уральского буроугольного бассейна, месторождения писчего мела (Акбулакское, Троицкое), палеогеновых песков (Спасское и др.).

Бурый уголь. Южно-Уральский бассейн объединяет многочисленные месторождения бурых углей позднеолигоцен-миоценового возраста, расположенные на территории Республики Башкортостан (253 млн т балансовых запасов) и Оренбургской области (735 млн т).

Угленосные отложения относятся к лимнической формации, они выполняют тектонические впадины и мульды оседания пермско-триасового времени заложения. Происхождение впадин связано с солянокупольной тектоникой. В Южно-Уральском бассейне известны следующие месторождения угля: Бабаевское, Маячное, Куюргазинское, Тюльганское, Южно-Куюргазинское, Кривлевское, Яман-Юшатырское, Реньевское, Хабаровское, Семеновское, Наумкин-

ское. Площадь месторождений определяется размерами тектонических впадин и достигает 40 км^2 (А.С. Хоментовский, 1947; В.Л. Яхимович, 1958).

Угленосная серия позднеолигоцен-миоценового возраста состоит из 4 свит: тюльганской, куюргазинской, ворошиловской и ушкатлинской. Наибольшую мощность залежи угля имеют в центральных частях впадин, достигая 105–120 м в куюргазинской и 34–46 м в ворошиловской свитах; к этим свитам приурочены основные промышленные запасы (Месторождения..., 1999). К периферии происходит расщепление залежи на ряд тонких пластов. Вмещающие породы представлены песчаными и глинистыми разностями. Строение залежей большей частью сложное, обусловленное присутствием в угольных залежах линзовидных прослоев глин.

Угли Южно-Уральского бассейна весьма специфичные – землистые торфовидные листоватые лигнитовые. По степени углефикации они бурые с рабочей влагой 40–50%, зольностью 19–30, содержанием серы от 0,6 до 3,8%, теплотворной способностью 6554–7250 ккал/кг (Месторождения..., 1999). Особенностью состава углей является присутствие битумов, что делает их ценным сырьем для химической промышленности. Месторождения разрабатываются открытым способом.

В Башкирском Предуралье на государственном балансе находятся 5 месторождений: Бабаевское, Маячное, Куюргазинское, Южно-Куюргазинское и Кривлевское; их суммарные запасы составляют 25,4% балансовых запасов Южно-Уральского бассейна. Первые два месторождения разрабатываются.

В Оренбургском Предуралье, по данным ОАО «Оренбургуголь» (http://www.orenburgugol.ru), находится 8 месторождений: Тюльганское (162,8 млн т балансовых запасов), Репьевское (71,2), Хабаровское (333,6), Матвеевское (23), Яман-Юшатырское (78, в т.ч. для шахт 21), Тугустемирское (18,2, в т.ч. для шахт 10,8), Масловское (12,6 для шахт), Быковское (38, в т.ч. для шахт 17,2).

Использование пещер. Гипсовые пещеры длительное время использовались населением для различных целей. На Кзыладырском участке в пещере Медный Кувшин было обнаружено захоронение гуннского воина. В горе Туз-Тюбе (кепроке Илецкого соляного штока) в XIX в. на основе естественных трещин и ниш сооружались пещеры-ледники для хранения продовольствия. На протяжении второй половины XX в. подземные полости рассматривались в качестве стратегических объектов в случае военных действий.

На современном этапе большинство широко известных относительно крупных гипсовых пещер (Курманаевская, Охлебининская, Карламанская, Куэшта, Подарок и др.) активно посещаемы в учебно-познавательных целях. Первый итог их рекреационного освоения – исчезновение из-за фактора беспокойства популяций летучих мышей. Отсутствие элементарных норм экологического воспитания у большинства посетителей приводит к захламлению пещер и прилегающих к входу пространств: кострища, мусор, надписи краской, закопчение сводов факелами, вытаптывание травянистой и уничтожение древесной растительности. Воронки и пещеры, находящиеся в непосредственной близости к населенным пунктам, часто используются местными жителями для складирования бытового мусора и навоза, в качестве скотомогильников (Малая Курманаевская и др.). Вблизи пещер наблюдаются места несанкционированного отбора горных пород для строительных целей.

Бальнеологические ресурсы. Минеральные воды карстовых массивов Южного Предуралья приурочены к водоносному горизонту кунгурских отложений (гипсы и ангидриты). Преобладающее развитие получили сульфатные кальциевые минеральные воды Краинского типа. Лечебно-столовая вода «Уфимская» этого типа имеет довольно постоянную минерализацию и состав воды, мг/дм^3: HCO_3^- – 286,7; SO_4^{2-} – 1406,4; Cl^- – 37,3; Ca^{2+} – 579,2; Mg^{2+} 63,2; $Na^+ + K^+$ 26,7; SiO_2 12; J 0,006; Br 0,21 (Гидрогеология СССР, т. XV, с. 222). С загипсованными породами артинского возраста связаны воды Горького источника у курорта Красноусольск, характеризующиеся минерализацией 2,25 г/л и следующим составом, мг/дм^3: HCO_3^- – 292,8; SO_4^{2-} – 1308,2; Cl^- – 8,3; Ca^{2+} – 585,1; Mg^{2+} – 29,7; $Na^+ + K^+$ – 10,2. Сульфатно-кальциевые воды Талалаевских источников в долине р. Месельки выходят в виде грифонов дебитом 300 и 1,7 л/с.

Сероводородные воды часто приурочены к подкунгурским карбонатным породам нижней перми, их вскрывают скважины на многих участках Южного Предуралья. Естественные источники относительно редки. В Оренбургском Предуралье отмечены малодебитные сульфатные кальциевые сероводородные источники с минерализацией до 3–5 г/л и содержанием H_2S до 150 мг/л (родники Белоглинка, Асикай и др.). В Башкирском Предуралье известны Байгузинский и другие сероводородные источники.

К водоносным горизонтам надсолевых отложений принадлежат высокоминерализованные хлоридно-натриевые воды.

Якуповский минеральный источник расположен в долине р. Казлаир и характеризуется следующим составом: $M_{4,3}\frac{Cl\,85\ HCO_3\,9\ SO_4\,6}{Na\,94}$ (Гидрогеология СССР, т. XV, с. 222).

По В.А. Александрову, минеральные воды в долине руч. Тузлукколь «…являются вполне пригодными для бальнеологического применения … представляют собой высокоминерализованную хлоридно-натриево-кальциевую воду, весьма близкую к минеральным источникам курорта Старая Русса. Вода может быть использована для наружного применения в виде ванн при лечении ревматических, обменных, гинекологических и др. заболеваний». Остальные источники имеют меньшую минерализацию, сульфатно-хлоридно-кальциево-натриевый состав и «…являются аналогами Ижевской минеральной воды и могут применяться при лечении органов пищеварения и обмена» (Хоментовский, 1949а, с. 29). Химический анализ минеральных вод руч. Тузлукколь представлен в табл. 25.

Помимо собственно минеральных вод карстовых массивов, лечебные свойства имеют минеральные грязи и рапа соляных озер. Наиболее известными в Южном Предуралье являются рапные озера Илецкого соляного штока, химический состав которых отражен в табл. 26.

Залежи минеральных грязей встречаются на озерах Дунино и Тузлучное (г. Соль-Илецк), в русле руч. Тузлукколь, у Красноусольского курорта и Якуповского источника, в некоторых других местах.

Основное лечебное воздействие имеют минеральные грязи, формирующиеся в результате отмирания микроорганизмов, диатомовых, зеленых и синезеленых водорослей, обитающих в рапе. Лечебные свойства минеральных гря-

Таблица 25

Химический анализ минеральных вод руч. Тузлукколь
(по: Хоментовский, 1949а)

№	Место взятия (км от устья ручья)	Ph	Щелочность	Содержание элементов, мг/дм^3				
				Ca"	Mg"	K'+ Na'	SiO_3"	HCO_3'
667	9,3	8,0	3,9	1753,18	105,73	6035,52	27,0	237,9
668	9,0	8,0	3,0	1214,78	52,76	599,22	18,0	183,0
669	8,7	8,0	3,0	1124,69	62,57	396,08	16,0	183,0
670	8,6	8,0	4,0	406,12	29,43	471,13	25,0	183,0

№	Место взятия (км от устья ручья)	Ph	Щелочность	Содержание элементов, мг/дм^3			
				Cl'	SO_4"	NO_2'	Al_2O_3, Fe_2O_3
667	9,3	8,0	3,9	10400,0	2971,53	0,2	227,0
668	9,0	8,0	3,0	1500,0	2202,14	–	89,0
669	8,7	8,0	3,0	1140,0	2087,47	–	56,0
670	8,6	8,0	4,0	900,0	665,23	–	42,0

Таблица 26

Химический анализ рапы Соль-Илецких озер
(по: Дзенс-Литовский и др., 1939; Мысливец, 1953)

Озеро	Ca"	Mg"	K'	SO_4"	Na'	Cl'	HCO_3'	Сухой остаток	Плотность, г/см^3
Развал	1,47	0,07	0,09	2,79	97,16	160,78	0,05	252,8	1,195
Тузлучное	1,79	0,09	0,12	2,44	102,24	150,71	0,05	260,0	1,207
Дунино	2,88	0,24	0,51	5,32	61,90	95,40	0,15	165,5	1,160

зей определяются тремя составляющими: грязевого раствора, кристаллического скелета и коллоидного комплекса (табл. 27).

По В.А. Александрову (1951), действие минеральных грязей на организм человека заключается в термическом воздействии – нагрев грязи (расширение сосудов, усиление обмена веществ и др.), механическом – давление грязевой массы на тело, затрудняющее дыхание (массажное действие, улучшение сердечно-сосудистой деятельности), химическом – всасывание кожей газов и летучих веществ (сероводорода и др.), адсорбционном – очищение кожных покровов (улучшение всасывательной способности, очищение от микробов и др.) и биологическом влиянии активных компонентов (вяжущих гумусовых веществ, свободных кислот, бактериофагов, антибиотиков и др.).

Определенный бальнеологический ресурс представляют искусственные подземные полости и наземные камеры курорта г. Соль-Илецк. Наиболее значимым лечебным фактором являются высокие концентрации положительных (500–750) и отрицательно заряженных (600–800) аэроионов в 1 см^3 воздуха в подземных полостях. В наземных спелеокамерах, облицованных плитками из каменной соли и обеспечивающих лечение бронхо-легочных больных, показатели ионизации воздуха ниже в 2–3 раза (Абдрахманов и др., 1999).

Одним из важнейших направлений природоохранной деятельности в Южном Предуралье является сохранение природных систем, отличающихся здесь

Таблица 27

Химический анализ грязи оз. Тузлучное
(по: Мысливец, 1953)

Состав грязи		Количество веществ, г на 100 г грязи
Грязевой раствор	Вода	26,90
	Соли растворенные	10,20
Кристаллический скелет	Кальциево-магнезиальный комплекс	5,52
	Силикатный скелет	50,09
Коллоидный комплекс		6,15
В том числе	Сернистое железо	0,23
	Органические вещества	0,89

повышенным разнообразием слагающих их комплексов и компонентов. Локальные очаги ландшафтно-биологического разнообразия, сформированные и сохраненные в пределах карстовых геосистем, также являются объектами, на основе которых необходимо построение региональных систем особо охраняемых природных территорий.

5.2. КАРСТОВЫЕ ЛАНДШАФТЫ В СИСТЕМЕ ООПТ

5.2.1. Методические подходы

Расчленение мезорельефа отрицательными формами определяет один из важных экологических параметров карстовых ландшафтов – традиционную устойчивость (или «самосохраняемость»). Подобная территориальная структура закарстованных участков способствует сохранению не только экотопов отрицательных карстовых форм, но и фрагментов вмещающих зональных ландшафтов. В условиях обширной трансформации экосистем Южного Предуралья, обусловленной аграрным и техногенным освоением, карстовые ландшафты часто становятся местами сосредоточения и сохранения квазинатуральных природных комплексов с повышенным разнообразием почв, растительности и животного мира.

Научно-информационная значимость карстовых геосистем обусловлена возможностью их изучения как проявления активных геодинамических процессов, а также в качестве объекта специальных научных исследований в рамках спелеологии, карстоведения, геологии и геоморфологии, палеонтологии, археологии, ботаники и других естественно-научных дисциплин.

Карстовые полости отражают геологическую историю; в них возможен доступ к водоносным горизонтам, областям их формирования и питания источников для изучения химического состава подземных вод. В пещерах и бортах воронок, простирающихся на относительно значительную глубину, без использования бурения можно наблюдать условия залегания пород, тектонические нарушения и др.

Экологическая и природоохранная значимость карстовых ландшафтов заключается в сохранности зональных, характерных и редких природных комп-

лексов, редких видов биоты. Многие из них выделяются в качестве одних из ключевых элементов ландшафтно-экологического каркаса Заволжско-Уральского региона (Павлейчик, Левыкин, 2007; Павлейчик, 2008а, 2009а).

Карстовые урочища вносят во флору окружающих степных и лесостепных экосистем от 25 до 40% новых видов, среди которых значительна доля редких видов. Особое внимание необходимо обратить на экотопы с эндемичными и реликтовыми видами флоры.

Культурно-просветительская и эстетическая ценность карстовых ландшафтов определяется их живописностью и разнообразием ландшафтообразующих процессов, несхожестью с другими природными системами Южного Предуралья. Эти качества карстовых систем стимулируют развитие интереса к изучению и познанию природы края.

Перечисленные особенности карстовых ландшафтов Южного Предуралья, определяющие их ценность и практическую значимость, следует учитывать при разработке систем природопользования. Из всего многообразия проявлений карста можно выделить следующие группы объектов для обеспечения их формами территориальной охраны.

1. Карстовые поля – ключевые ландшафтные и биологические территории, играющие важную роль в сохранении природного разнообразия и поддержании экологической устойчивости регионов.

2. Карстовые урочища и поля – эталоны разнообразных морфогенетических форм карстового рельефа.

3. Редкие формы карстового рельефа – воронки, пещеры, гроты и др.

4. Гидрогеологические объекты – карстовые озера и источники трещинно-карстовых вод, залежи минеральных грязей, имеющие важное рекреационное и бальнеологическое значение.

5. Представительные разрезы карстующихся пород и отложений древних карстовых депрессий.

6. Разнообразные проявления солянокупольной тектоники.

7. Объекты, связанные с изучением и освоением ресурсов карстовых геосистем.

5.2.2. Современное состояние и перспективы охраны

Формирование систем особо охраняемых природных территорий (ООПТ) осуществляется по региональному принципу, что обусловливает существенные различия в подходах на этапах выявления и организации охраны. Системы ООПТ Южного Предуралья, располагающегося в пределах трех регионов (Республика Башкортостан, Оренбургская и Актюбинская области) двух государств (РФ и Казахстан) также имеют много различий.

В Актюбинской области Республики Казахстан карстовые объекты в системе ООПТ не представлены, хотя есть возможность придания статуса памятников природы урочищу Чийли и Петропавловскому участку.

В Республике Башкортостан в настоящее время охраняется 11 карстогенетических объектов – пещеры, минеральные источники и геологические разрезы. Образованы Постановлением Совета министров Башкирской АССР № 465 от 17.08.1965 г. «Об охране памятников природы Башкирской АССР», № 212

от 26.12.1985 г. «Об охране дикорастущих видов растений» (памятник природы «Озеро Тугар-Салган и его окрестности»), Постановлением Правительства РБ № 146 от 16.06.2003 г. «Об объявлении природных объектов и комплексов памятниками природы республиканского значения» («Озеро-родник Голубое») (Реестр особо охраняемых…, 2006).

В Оренбургской области первым опытом охраны карстовых объектов было решение Областного Совета народных депутатов № 183 от 14.05.1980 г., в котором в число первых памятников природы областного значения были включены гора Боевая, Покровские меловые горы, озера Косколь и урочище Соленое. Сведения о перспективных ООПТ Оренбургской области, связанных с карстовыми процессами обобщены в работах А.А. Чибилёва (1980; 1983; 1987; 1996). Дальнейшее изучение уникальных природных объектов, проведенное специалистами Института степи УрО РАН, позволило создать кадастр и разработать перспективы развития сети ООПТ в Оренбургской области (Зеленая книга…, 1996; Геологические памятники…, 2000; Природное наследие…, 2009). В действующий перечень памятников природы, утвержденных распоряжением Администрации Оренбургской области № 505-р от 21.05.1998 года «О памятниках природы Оренбургской области», включен 21 карстовый объект Южного Предуралья.

В табл. 28 представлены различные проявления карста Южного Предуралья, охраняемые в статусе региональных памятников природы.

Распространение поверхностных карстовых форм рельефа в Республике Башкортостан настолько велико, что в число памятников природы входят лишь наиболее редкие проявления карста – пещеры, источники, озера. Проблема сохранения уникальных карстовых участков в целом кроется в очень плотном заселении предуральских равнин и, соответственно, в широком освоении территории под сельскохозяйственные угодья, прежде всего – пастбища. Подавляющее большинство закарстованных участков находится на последних стадиях деградации почвенно-растительного покрова, здесь часто устраиваются стихийные свалки и сооружаются плотины водопойных прудов.

Одно из первых и немногих предложений сохранения целостного карстового комплекса относилось к Аургазинскому участку у с. Курманаево (Дорофеев, Лукин, 1970). В качестве перспективных объектов охраны карстоведами и спелеологами республики предлагается ряд пещер: Вертолетная (1768 м), Ишеевская система (1002 м), Штурмовая (290), Чертова Бездна (130 м), Благовещенская 2-я (92 м), Бишкаинская (35 м), Подлубовская 1-я и 2-я (10 и 60 м), Султанмуратовская 1-я (Гасти) и 2-я (29 и 5 м), Под Висячим Камнем (63 м), Сбросовая (45 м), Идеальная (46 м) и др.

Среди перспективных карстовых ООПТ Оренбургской области отметим (Павлейчик, 2001):

– Лапшиновские озера – эталон гипсово-соляного карста в долинах рек;

– Надеждинско-Яковлевское поле – мелко-контрастное скопление провальных воронок, лесной колок на мелко-бугристо-грядовом рельефе рыхлых делювиальных отложений;

– Западно-Дубенское карстовое поле и пещера Подарок – скопление крупных провальных воронок и крупнейшая карстовая полость области;

– Урочище Асикай – группа воронок, два лесных колка на рыхлых гипсовых отложениях и высокоминерализованные сероводородные источники;

Таблица 28

Особо охраняемые природные территории карстового происхождения на территории Южного Предуралья

№ п.п.	Название объекта	Площадь, га	Местонахождение	Примечания
			Республика Башкортостан	
1	Пещера Куэшта	–	Иглинский р-н, 1,3 км З с. Кузнецовка	Крупная (около 800 м) гипсовая пещера. Популяция прудовой ночницы
2	Охлебининская гипсовая пещера	–	Иглинский р-н, 3,5 км ЮВ с. Охлебинино	Гипсовая пещера, подземные озера. Колония летучих мышей
3	Скала Большой Колпак	–	Иглинский р-н, 1,5 км СЗ с. Охлебинино	Прибрежная скала высотой 120 м, разрез сульфатно-карбонатных пород кунгура. Ландшафтно-видовой объект
4	Курманаевские пещеры	–	Аургазинский р-н, ЮЗ окраина с. Курманаево	Большая Курманаевская – одна из наиболее крупных гипсовых пещер Южного Предуралья (850 м), Малая Курманаевская
5	Карламанская пещера	–	Кармаскалинский р-н, 3 км ЮВ с. Карламан	Гипсовая пещера коридорного типа протяженностью 269 м
6	Озеро-родник Голубое	0,4	Кармаскалинский р-н, 1 км З с. Новомусино	Высокодебитный карстовый источник, образующий воронку выноса (озеро)
7	Белое озеро	1567,0	Гафурийский р-н, 1 км СВ с. Белое Озеро	Крупное озеро, предположительно, карстового происхождения на надпойменной террасе р. Белой
8	Озеро Тугар-Салган и его окрестности	100,0	Ишимбайский р-н, 0,6 км В п. Шихан	Глубокое (до 15 м) озеро карстового происхождения – рекреационный объект. Группа карстовых воронок и западин
9	Бирские минеральные источники	–	Бирский район, 2,5 ЮЗ г. Бирск	Группа минеральных источников хлоридно-сульфатного натриево-кальциевого типа с общей минерализацией 5,2 г/л и дебитом около 100 л/с
10	Уржумские минеральные источники	–	Бирский район, пойма р. Чукуда, между с. Малосухоязово и Яндыганово	Две группы минеральных источников общим дебитом около 600 л/с и минерализаций 11,9 л/с
11	Якуповский соленый источник	–	Куюргазинский р-н, 2,5 км С с. Якупово	Группа родников дебитом 0,5 л/с, образующих бессточное озерцо. Воды сильно минерализованы (13 г/л) со слабым запахом сероводорода.
			Оренбургская область	
12	Обрыв Сверчки	1,7	Сакмарскй р-н, 4 км С с. Архиповка	Приречные куэстообразные обрывы и грядовые возвышенности – проявления солянокупольной тектоники, обнажения надсолевой толщи. Ландшафтно-видовые точки над долиной р. Салмыш и Сакмара
13	Гора Палаточная	3,0	Сакмарский р-н, 2 км С с. Архиповка	

14	Гора Гребени	150,0	Сакмарский р-н, 3 км окраина п. Гребени	
15	Гора Хусаинова	43,9	Оренбургский р-н, 2,5 км В п. Кушкуль	
16	Гора Маяк	51,2	Оренбургский р-н, 0,25 км В Сакмарской ТЭЦ	
17	Урочище Березовая гора	72,0	Октябрьский р-н, 3 км ЮВ с. Буланово	
18	Присалмышское карстовое поле	93,0	Октябрьский р-н, 3 км З с. Имангулово-2-е	Эталон подаллювиального карста в соляных штоках Салмышского вала
19	Урочище Алебастровая гора	139,0	Тюльганский р-н, 0,8 км СВ п. Рудный	Один из наиболее представительных разрезов кунгурских гипсов на Сакмаро-Бельском междуречье
20	Белая гора	21,0	Сакмарский р-н, провобережье р. Елшанка, 3 км СВ с. Никольское	Обнажение кунгурских гипсов
21	Гора Алебастровая	150,9	Сакмарский р-н, 2,5 км СВ с. Никольское	Обнажение кунгурских гипсов
22	Барский лес	34,0	Саракташский р-н, СЗ окраина с. Надеждинка	Лесной массив с карстовыми формами рельефа
23	Карстовое поле Печоры	27,3	Саракташский р-н, 1,5 км СЗ с. Спасское	Скопление провальных воронок
24	Родник Белоглинка (Вонючий)	0,5	Саракташский р-н, 7 км ЮВ п. Белогорский	Эталон формирования сероводородных вод в сульфатных кунгурских отложениях
25	Букобайская мульда	2,5	Соль-Илецкий р-н, 10 км В с. Беляевка	Обнажение, демонстрирующее древний заполненный карст
26	Соленое урочище	10,0	Беляевский р-н, 8 км ЮВ п. Бурлыкский	Древняя карстовая депрессия. Обширный лугово-болотный солончак в зоне выклинивания высокоминерализованных вод
27	Тузлуккольские грязи	21,9	Беляевский р-н, 9,5 км ЮЗ п. Бурлыкский	Выходы высокоминерализованных трещинно-карстовых вод и запасы лечебных грязей
28	Урочище Разинские ямы	31,7	Беляевский р-н, 8 км СВ с. Верхнеозерное	Скопление провальных воронок
29	Озера Косколь	25,0	Беляевский р-н, 13 км ЮЗ п. Бурлыкский	Крупные озерные впадины карстового происхождения. Места обитания и гнездования многочисленных видов птиц
30	Надеждинское карстовое поле (Жанатаускен)	231,2	Беляевский р-н, 9 км ЮЗ п. Красноуральск	Скопление провальных воронок
31	Кзыладырское карстовое поле	3600,0	Кувандыкский р-н, 1 км В с. Кзыладыр	Карстовый ландшафт – скопление разнообразных карстовых форм, пещеры и гроты, родники. Ключевая ландшафтно-ботаническая территория

– Ковыловское карстовое поле – образец гипсово-карстовых полей в зоне передовых складок Урала, пещера Степная и выходы трещинно-карстовых вод.

Одним из первых опытов охраны собственно карстовых геосистем в области является подготовка проекта организации ландшафтного заказника на основе Кзыладырского поля (Павлейчик, Левыкин, Чибилёв, 1995). Ранее, при изыскательских работах, связанных с организацией степного заповедника «Оренбургский», территория Кзыладырского и Надеждинского карстовых полей рассматривалась в качестве одного из участков заповедника (Хоментовский и др., 1980). В настоящее время Кзыладырское карстовое поле охраняется в статусе памятника природы площадью 3,6 тыс. га.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Со времен заселения территории Южного Предуралья русским населением карстовые явления неизменно привлекали внимание естествоиспытателей. По мере проведения геолого-разведочных работ и освоения природных ресурсов накапливались знания об условиях и закономерностях развития карста. Геологами получены результаты о структурно-тектоническом строении региона, полезных ископаемых, генетически связанных с древним карстом, сведения о гидрогеологии массивов.

Одной из первых проблем использования закарстованных территорий, требующей новых инженерно-геологических методов борьбы с карстом, стала прокладка железнодорожного полотна по Уфимскому косогору. В связи с развитием географических наук, активизацией краеведческих изысканий и возникшим интересом ученых к проблеме изучения закономерностей развития карста Южное Предуралье в последние 50 лет является одним из регионов, на котором опробовалась методология карстоведения.

Следует заметить, что гипсовому карсту в целом уделялось значительно меньшее внимание, чем карсту в известняках в виде обширных подземных полостей. В отличие от карбонатных пород карст в гипсах и залежах каменной соли отличается активностью выщелачивания пород и сопутствующих геодинамических процессов, приводящих к образованию разнообразных и многочисленных подземных и поверхностных форм рельефа.

Южное Предуралье представляет собой географическое пространство, включающее части генетически связанных крупных геоструктур. В кунгурский век пермского периода здесь происходило накопление мощных галогенно-сульфатных и сульфатно-терригенных толщ, которые в различные периоды развития территории, находясь в зоне аэрации, подвергались активным процессам карстообразования.

Различия условий седиментации в меридиональных зонах прогиба и на прилегающих территориях были обусловлены глубинами солеродного палеобассейна и их близостью к основным источникам сноса терригенных накоплений с возвышенностей Урала. Эта неоднородность отразилась на составе кунгурской толщи, истории дальнейшего развития и на особенностях протекания карстовых процессов.

Глубина бассейна увеличивалась в южном направлении, поэтому мощные накопления солей в этой части Южного Предуралья привели в последующие периоды к образованию солянокупольных структур, выводу пород в зону аэрации и активному развитию карстовых процессов на обширных территориях. К настоящему времени здесь преимущественно сохранились мульды оседания и фрагменты крыльев соляных куполов; к последним и приурочены современные выходы гипсоносных закарстованных отложений.

В северной части кунгурские карбонатно-терригенно-сульфатные накопления преимущественно залегают в относительно слабо нарушенном состоянии

и перекрыты уфимскими красноцветными накоплениями. Карст здесь развивается на обширных территориях, наиболее активно проявляясь в бортах речных долин, где покровные отложения уничтожены эрозионно-денудационными процессами.

Подобная неоднородность Южного Предуралья позволила дифференцировать территорию по структурно-тектоническому, литолого-стратиграфическому и ландшафтно-геоморфологическому признакам. В результате проведенного районирования, отражающего основные черты современных карстовых процессов, было выделено девять карстовых округов, входящих в состав четырех провинций двух карстовых стран – Восточно-Европейской равнинной и Уральской горной.

Разнообразное сочетаний условий и многочисленных факторов развития карста на отдельных участках Южного Предуралья приводят к уникальности структуры сформировавшихся геосистем. Именно «непохожесть» структуры отдельных карстовых урочищ, а также различия в целях и подходах исследований не позволяют на данном этапе выстроить всеобъемлющие классификационные и типологические модели, а имеющиеся – лишь в некотором приближении позволяют систематизировать все многообразие карстовых проявлений. Наиболее объективными и достоверными являются результаты исследований при определенной степени обобщения, т. е. при региональном охвате территории. Некоторые классификационные признаки актуальны лишь для отдельных литологических типов карста. До настоящего времени остаются вопросы в терминологии, при выделении условий и факторов развития карста, при дифференциации закарстованных территорий по различным признакам и многих других вопросов.

Актуальным остается вопрос использования комплексных ландшафтно-географических методов и системного подхода к изучению карста, позволяющих выявить многие специфические закономерности его развития. В настоящей работе мы рассматривали карст не только как экзогенный процесс, но и в качестве ведущего фактора ландшафтогенеза, формирующего разнообразные урочища на фоне вмещающих ландшафтов. Таким образом, особое внимание было уделено карсту в зоне аэрации, протекающему на верхних этажах карстосферы и имеющему отчетливое выражение на поверхности в виде характерных форм рельефа.

Учитывая ведущую роль литогенной основы (азональный внутренний фактор) и гидрологической составляющей (зональный внешний фактор) в развитии карстовых геосистем, их следует относить к азонально-зональным (полизонным, по Ф.Н. Милькову, 1986) природным комплексам. Азональность карстовых ландшафтов проявляется в особенностях геологического строения карстовых массивов, литологическом составе пород, характере заложения дренирующих речных долин и палеодолин, трещиноватости пород, что в совокупности выражается в качестве основных условий развития карста. Зональность карста прежде всего определяется объемами и сроками поступления водной составляющей, обусловливающей активность всех без исключения геодинамических процессов.

Характер протекания карста во многом обусловлен влиянием всех без исключения компонентов вмещающих ландшафтов. Поэтому развитие карста, как и любых других экзогенных процессов, тесным образом связано с природно-

зональными условиями территории – климатическими, биологическими и гидрологическими, – опосредованно обусловливающих характер антропогенных преобразований. В свою очередь физико-химические свойства пород, происходящие в них процессы и генетически связанные с карстом поверхностные и подземные образования, являются основой для образования специфических природных комплексов.

При проведении морфогенетического анализа карстовых форм и связанных с ними урочищ необходимо учитывать, что подавляющее их большинство является результатом совместного воздействия (в различных сочетаниях и долях) карста, эрозии и денудации, мерзлотных, гравитационных процессов и других процессов. Собственно карстовый характер условно носит образование подземных полостей, коррозионных воронок и карров. Таким образом, следует говорить о полигенетическом характере формирования карстовых геосистем, а степень участия карста определяется рядом, выделенным по структурно-морфологическим критериям: карстогенные → закарстованные → с элементами карста (по: Андрейчук, 1991).

Одной из особенностей карстовых ландшафтов как геосистемы является их открытость для поступления внешних потоков (воды) и генетическая приуроченность к этим потокам отдельных элементов. Активность миграции солевых компонентов гипсоангидритов и каменной соли приводит к образованию геохимических и гидрогеологических аномалий, влияющих на структуру ландшафтно-биологических блоков карстовых геосистем. Благоприятные условия питания карстовых массивов складываются при отсутствии или малой мощности покровных отложений, при наличии дополнительных источников (подаллювиальный карст, переток из выше- или нижележащих водоносных горизонтов), при определенных уклонах и возвышенном положении относительно дренирующих систем. Подземные водные потоки являются тем самым звеном, связующим элементы карстовых геосистем в единый парадинамический комплекс.

Проведенные исследования подтвердили четко выраженную зависимость активности карстовых процессов и морфогенетической структуры связанных с ними явлений от положения закарстованных массивов относительно различных ландшафтно-геоморфологических уровней местности. Максимальных значений показатели закарстованности достигают в средних частях покатых склонов возвышенностей и речных долин, в значительно меньшей степени – на водораздельных слабонаклонных поверхностях выравнивания и на уровне речных террас.

Изучение химического состава и гидрологического режима трещинно-карстовых вод – один из способов оценки показателей денудации массивов. Бьльшая часть трещинно-карстовых вод (пещерные озера, капеж, родниковые выходы) кунгурских гипсов в Южном Предуралье характеризуется практически полным насыщением солями и в среднем варьирует в пределах от 2,3 до 2,5 г/л. Анализ морфологических и геохимических особенностей почвенно-литологического профиля гипсовых кор выветривания свидетельствует о сложной циркуляции инфильтрационных вод, а также о практически полном насыщении солями еще до их проникновения в магистральные полости. Таким образом, влияние инфильтрационных вод ограничивается физико-химической дезинтеграцией гипсовых отложений в их приповерхностном залегании. Наибо-

лее активное формирование подземных полостей за счет выноса растворенного вещества с их поверхностей происходит в ранневесеннее время в связи с поступлением большого объема талых слабоминерализованных вод.

Систематизация материалов по подземным полостям Южного Предуралья позволила выявить некоторые закономерности их заложения и развития, связанные с раздробленностью массива горных пород системой трещин различного происхождения. Находясь на обвальной стадии развития, пещерные системы образуют генетически связанные с ними провальные и переходные поверхностные формы, которые в свою очередь делают полости доступными для человека. Необходимость обеспечения охраны уникальных карстовых образований – пещер – определяется тем, что они являются источниками ценной геологической и гидрогеологической информации, обладают высоким рекреационным и туристско-спортивным потенциалом.

Наиболее распространенными формами карстового рельефа являются воронки – различные по морфогенетическим признакам замкнутые понижения рельефа, регулирующие поверхностный сток и характер протекания большинства геодинамических (ландшафтообразующих) процессов. Воронки крайне разнообразны по множеству характеристик – генезису, морфометрическим и морфологическим показателям, степени поглощаемости, условиям залегания карстующихся пород и др. Именно расчленение рельефа воронками и их модификациями на различных стадиях развития (озера, балки и др.) является одним из наиболее характерных факторов дифференциации ландшафтной оболочки закарстованных территорий. Формирующиеся урочища отличаются от вмещающих ландшафтов гидрологическим, микроклиматическим и инсоляционным режимами, параметрами увлажнения и другими чертами, что в сочетании с развитием денудационно-аккумулятивных зон на их склонах определяет развитие их ландшафтно-фациальной неоднородности.

Мелкоконтрастная пространственная и вертикальная дифференциация карстовых ландшафтов является причиной экотопического и, как следствие, популяционно-видового разнообразия этих территорий. Биологическое разнообразие карстовых урочищ по сравнению с фоновыми ландшафтами увеличивается от лесостепной зоны к зоне степей. В степных экосистемах повышенное разнообразие прежде всего обусловлено проявлениями гидроморфизма в отрицательных формах рельефа, зонах разгрузки подземных вод и в пределах древних карстовых депрессий. Здесь ярко выражены также микроклиматические и инсоляционные различия ввиду отсутствия особого средообразующего влияния лесного покрова. Разнообразие экотопических условий карстовых ландшафтов определяет присутствие в них видов растений различных природных зон, таким образом расширяя их ареалы. Специфичность условий формирования карстовых биоценозов обусловливает и уникальность их компонентов – многие виды биоты являются редкими, эндемичными и реликтовыми.

Особенности рельефа, микроклимата и водного режима закарстованных территорий определяют лесорастительные условия, при этом различный характер облесенности является ландшафтным проявлением совместной эволюции карста и биоценозов. В степной зоне на рыхлых гипсовых корах выветривания складываются благоприятные условия для формирования лесных урочищ, а на хорошо дренированных карстовыми полостями лесостепных территориях нередко формируются редколесья.

Активность геодинамических процессов в карстовых образованиях приводит к тому, что развитие биоценозов запаздывает за изменяющимися условиями и постоянно находится на стадии сукцессий. Сложность структуры биотических и биокосных компонентов определяется также развитием в сложно дифференцированных условиях карстующихся пород и происходящих в них физико-химических преобразований.

Прикладными вопросами изучения карстовых ландшафтов являются проблемы освоения закарстованных территорий, индикации и прогноза карстовых явлений, антропогенной активизации карста, оценки возможных индивидуальных и экономических рисков. При катастрофическом возникновении карстовых форм рельефа создается опасность для целостности инженерно-строительных сооружений, жизни и здоровья людей. Наиболее проблематичны в этом отношении некоторые селитебные территории и железнодорожные коммуникации г. Уфы, массовое рекреационное освоение соляных озер на курорте Соль-Илецк, а также другие населенные пункты и объекты транспортной инфраструктуры.

Карстовые урочища, в связи с особенностями ландшафтно-биологической структуры, выступают в роли ключевых ландшафтных территорий и рефугиумов, выполняющих геоэкологические функции устойчивого развития регионов. Этому прежде всего способствует контрастно выраженная расчлененность рельефа и сопутствующая ей традиционная устойчивость от внешних воздействий.

Анализ систем особо охраняемых природных территорий Южного Предуралья свидетельствует о недостаточной обеспеченности охраны карстовых объектов. На основании научно-информационной, учебно-познавательной, эстетической, спортивно-туристической, экологической значимости и уникальности выделены наиболее перспективные карстогенетические объекты природного наследия – отдельные элементы геосистем (пещеры, источники, озера) и ландшафты в целом.

Несмотря на достаточно хорошую геологическую изученность региона, в познании закономерностей развития карстовых процессов и явлений еще много «белых пятен» практически по каждому из рассмотренных аспектов. Решение этих научно-методических и прикладных задач во многом зависит от глубины исследований и интеграции усилий специалистов, чьи усилия и энтузиазм способствуют дальнейшему изучению этих уникальных природных объектов и явлений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдрахманов Р.А., Абдрахманов А.Р., Абдрахманов А.Р. (мл.). О перспективах применения спелеотерапии в Соль-Илецке // Пещеры. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1999. С. 97–100.

Абдрахманов Р.Ф. Гидрогеоэкология Башкортостана // Уфа: «Информреклама», 2005. 344 с.

Абдрахманов Р.Ф., Мартин В.И. Гидрогеоэкология г. Уфы // Уфа: УНЦ РАН, 1992. 44 с.

Абрамов С.К., Дегтярев Б.М., Дзекцер Е.С. Влияние гидрогеологических условий на градостроительство и борьба с их вредным воздействием // Влияние инженерно-геологических и гидрогеологических условий на градостроительство. М.: Гидрометеоиздат, 1973. С. 6–18.

Александров В.А. Научные основы курортного лечения в СССР. М., 1951. 120 с.

Андрейчук В.Н. Определение антропогенного карста. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 88 с.

Анпилов В.Е. Формирование и прогноз режима грунтовых вод на застраиваемых территориях. М.: Недра, 1984. 125 с.

Апродов В.А. Карст и смежные с ним геологические процессы // Общие вопросы карстоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 57–69.

Арманд А.Д. Информационные модели природных комплексов. М.: Наука, 1975. 125 с.

Арманд Д.Л. Происхождение и типы природных границ // Изв. ВГО, 1955. Т. 87. Вып. 3. С. 266–278.

Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Ч. 1: Поздний докембрий и палеозой. Масштаб 1:5 000 000 / Гл. ред. А.П. Виноградов. М.; Л.: Гос. науч.-тех. изд-во лит. по геологии и охране недр, 1960. 47 ил.

Атлас Республики Башкортостан. Уфа, 2005. 419 с.

Балков В.А., Мартин В.И., Епифанов А.И. Гидрогеология и гидрология карстовых районов Башкирии // Карст Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1971. С. 68–74.

Благодатских Л.С. Материалы к флоре мохообразных Оренбуржья // Вопросы степной биоценологии: Сб. науч. тр. Екатеринбург, 1995. С. 17–21.

Богданов А.А. Тектоника Ишимбайского Приуралья // Мат-лы к познанию геол. строен. СССР: Изд. МОИП. Новая серия. Вып. 7 (II), 1947. 148 с.

Борейко В., Симонов Е. К вопросу об этических основах заповедного дела // Заповедный вестник, 1998. № 1. С. 2.

Буданов Н.Д. Гидрогеология Урала. М.: Недра, 1964. 304 с.

Вахрушев Г.В. Ледяные пещеры Башкирии в гипсах и ангидритах // Пещеры. Вып. 5(6). Пермь: Перм. ун-т, 1965. С. 23–26.

Вербицкая Н.П. Геоморфология Южного Урала и Мугоджар. М.: Недра, 1974. 84 с.

Викторов А.С. Рисунок ландшафта. М.: Мысль, 1986. 179 с.

Викторов А.С. Математическая морфология ландшафта. М.: Тратек, 1998. 191 с.

Водообмен в гидрогеологических структурах Украины. Водообмен в нарушенных условиях. Киев: Наук. думка, 1991. 525 с.

Воинова Е.В., Разумовская Е.Э., Разумовский Н.К., Хабаков А.В. Стратиграфия артинских и кунгурских отложений Оренбургской степи // Зап. Всерос. минерал. о-ва / Отв. ред. А.П. Герасимов / Гос. технико-теорет. изд-во. Сектор науки НКП. Сер. 2. Ч. 62. 1933. С. 435–487.

Волкова Н.А. Геоэкологическая характеристика природно-территориальных комплексов современного гидроморфизма (На примере юго-восточных отрогов Донецкого кряжа): Дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.36. Москва, 2005. 237 с.

Воропай Л.И., Андрейчук В.Н. Особенности карстовых ландшафтов как геосистем. Черновцы, 1985. 80 с.

Гаев А.Я., Катков М.Б. О Соль-Илецкой катастрофе // Катастрофы и аварии на закарстованных территориях: Тез. докл. совещ. (г. Пермь, 15–16 ноября 1990). Пермь: Дом науки и техники, 1990. С. 57–58.

Гареев А.М. Геологические памятники природы Республики Башкортостан / Уфа: Тау, 2004. 296 с.

Гаряинов В.А. Раннемезозойский карст Оренбургского Приуралья // Вопр. геологии Юж. Урала и Поволжья. Вып. 8. Ч. 2, 1972. С. 86–92.
Гаряинов В.А. Экзогенные структуры и их поисковое значение. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1980а. 208 с.
Гаряинов В.А. Гуннское погребение в пещере Южного Приуралья // Сов. археология. № 4, 1980б. С. 259–262.
Гаряинов В.А., Васильева Н.А. Палеогеография Оренбургского Предуралья в палеогене и миоценовое время // Вопр. геологии Юж. Урала и Поволжья. Вып. 7. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1970. С. 3–20.
Гаряинов В.А., Аганин Ю.И. Пещеры Оренбургского Приуралья // Вопр. геологии Юж. Урала и Поволжья. Вып. 21. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1980. С. 89–104.
Гвоздецкий Н.А. Карст. М., 1954. 2-е изд. 354 с.
Гвоздецкий Н.А. Применение некоторых методов при геоморфологических исследованиях карста // Методика изучения карста. Вып. 2. Пермь, 1963б. С. 3–16.
Гвоздецкий Н.А. Проблемы изучения карста и практика. М.: Мысль, 1972. 392 с.
Гвоздецкий Н.А. Карстовые ландшафты. М., 1988. 112 с.
Гвоздецкий Н.А., Лаптева Н.Н., Ступишин А.В., Торсуев Н.П. Проблемы карста Русской равнины // Карст равнинных территории Европейской части СССР. Казань, 1974. С. 3–28.
Гвоздецкий Н.А., Ступишин А.В., Трофимов А.М. и др. Обзор основных направлений использования количественных и математических методов при изучении карста // Карст равнинных территории Европейской части СССР. Казань, 1974. С. 29–45.
Географический атлас Оренбургской области / Под науч. ред. А.А. Чибилёва, М.: Просвещение, 1999. 32 с.
Геологическая карта Урала масштаба 1:500 000 / М-во геологии СССР. Гл. ред. И.Д. Соболев. Свердловск: Уралгеология, 1979. 24 с.
Геологические памятники природы Оренбургской области / А.А. Чибилёв, Г.Д. Мусихин, В.П. Петрищев, В.М. Павлейчик, Ж.Т. Сивохип. Оренбург, 2000. 400 с.
Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области / Под ред. А.С. Пантелеева, Н.Ф. Козлова. Оренбург: Оренб. кн. изд-во, 1997. 272 с.
Геология СССР. Т. XIII: Башкирская АССР и Оренбургская область. Ч. 1: Геологическое строение / Под ред. Д.Г. Ожиганова. М.: Недра, 1964. 655 с.
Геология СССР. Т. XXI: Западный Казахстан. Ч. 1: Геологическое строение. Книга 2 / Кол. авт. М.: Недра, 1970. 344 с.
Гидрогеология ССС. Т. XLIII: Оренбургская область / Под ред. Е.И. Токмачева. М.: Недра, 1972. 272 с.
Гидрогеология СССР. Т. XV: Башкирская АССР / Под ред. Е.А. Зубова. М.: Недра, 1972. 344 с.
Геоэкологические проблемы степного региона / Под ред. чл.-корр. РАН А.А. Чибилёва; А.А. Чибилёв, В.П. Петрищев, В.М. Павлейчик и др. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 375 с.
Голодковская Г.А., Елисеев Ю.Б. Геологическая среда промышленных регионов. М.: Недра, 1989. 220 с.
Горбунова К.А. Опыт детальных гидрогеологических исследований на примере восточного крыла Уфимского вала // Методика изучения карста. Вып. 6. Пермь, 1963. С. 62–68.
Горбунова К.А. Карст гипса СССР: Учеб. пособие по спецкурсу. Пермь: ПГУ, 1977. 84 с.
Горбунова К.А. Экзогенная гипсовая тектоника // Карст Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1978. С. 34–41.
Горбунова К.А. Морфология и гидрогеология гипсового карста: Учеб. пособие. Пермь: ПГУ, 1979а. 95 с.
Горбунова К.А. Гидратация ангидрита и сопутствующие ей явления // Карст и гидрогеология Предуралья / Академия наук СССР, Уральский науч. центр, 1979б. С. 35–41.
Горбунова К.А., Андрейчук В.Н., Костарев В.П., Максимович Н.Г. Карст и пещеры Пермской области. Пермь: Изд-во Перм. ун-та. 1992. 200 с.
Горбунова К.А., Бутырина К.Г. Прикладные вопросы изучения закарстованных ландшафтов Пермского Прикамья // Современное состояние теории ландшафтоведения. Вып. 2. Пермь, 1974. С. 49–52.
Горячкин С.В., Шаврина Е.В. Генезис, эволюция и динамика почвенно-геоморфологических систем карстовых ландшафтов Европейского Севера // Почвоведение, 1997. № 10. С. 1173–1185.
Девдариани А.С. К методике стационарных наблюдений за интенсивностью карстообразования // Методика изучения карста. Вып. 2. Пермь, 1963. С. 77–85.

Дзекцер Е.С. Формирование искусственного режима подземных вод на застраиваемых территориях // Гидрогеологические прогнозы и их хозяйственное значение. М.: Наука, 1978. С. 21–27.

Дзенс-Литовский А.И. Соляной карст СССР. М.: Недра, 1966. С. 167.

Дмитриевский А.Н. Системный литолого-генетический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов. М.: Недра, 1982. 231 с.

Докучаев В.В. Русский чернозем: отчет Императорскому Вольному экономическому обществу. СПб.: Имп. Вольное эконом. о-во, 1883. 376 с. [переизд.: М.; Л.: Сельхозгиз, 1936. 551 с.; М.: Сельхозгиз, 1952. 636 с.]

Дорофеев Е.П., Лукин В.С. Природный карстово-спелеологический музей в степной Башкирии // Пещеры. Пермь. 1970. Вып. 8–9. С. 66–71.

Дублянская Г.Н., Дублянский В.Н. Теоретические основы изучения парагенезиса карст-подтопление. Пермь: ПГУ, 1998. 204 с.

Дублянская Г.Н., Дублянский В.Н. Карст и псевдокарст – их отношения и типология // Гидрогеология и карстоведение. Вып. 13. Пермь, 2000. С. 185–194.

Дублянский В.Н., Андрейчук В.Н. Терминология спелеологии. Екатеринбург: УрО АН СССР, 1991. 202 с.

Зайцев И.К. Вопросы изучения карста СССР. М.: Госгеолиздат, 1940, 231 с.

Зеленая книга Оренбургской области: Кадастр объектов Оренбургского природного наследия / А.А. Чибилёв, Г.Д. Мусихин, В.М. Павлейчик, В.П. Паршина. Оренбург: Оренб. филиал РГО, 1996. 260 с.

Зубащенко М.А. Опыт районирования карста Восточно-Европейской равнины // Тез. докл. Перм. карст. конф. Пермь, 1947. С. 2–3.

Зубащенко М.А. Вопросы изучения карста в мелу // Общие вопросы карстоведения. М., 1962. С. 196–202.

Иванов А.А., Воронова М.Л. Галогенные формации (минеральный состав, типы и условия образования; методы поисков и разведки месторождений минеральных солей). М.: Недра, 1972. 328 с.

Илларионов А.Г. К истории становления Камской эрозионной системы // Вест. Удм. ун-та. Науки о Земле, 2006. № 11. С. 103–117.

Исаченко А.Г. Развитие географических идей. М.: Мысль, 1971. 416 с.

Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральского прогиба. М.: Наука, 1984. 185 с.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. О механизме соляной складчатости в Предуральском, Прикаспийском и Преддонецком прогибах // Геол. сб. Ин-т геологии УНЦ РАН. № 6. Уфа, 2007. С. 68–73.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. О структурно-формационных связях Предуралья и Прикаспия // Мат-лы VII Межрегион. науч.-практ. конф. «Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий» (19–21 ноября 2008 г., Уфа). Уфа, 2008. С. 85–88.

Кан В.П. Глубинное строение Актюбинского Приуралья и сопредельной зоны Урала по сейсмическим данным МОГТ // Геология нефти и газа. Вып. 7. М., 1996. С. 26–33.

Карандеева М.В. Геоморфология Европейской части СССР / Учеб. пособие для ун-тов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1957. 314 с.

Карст Башкортостана / Р.Ф. Абдрахманов, В.И. Мартин, В.Г. Попов, А.П. Рождественский, А.И. Смирнов, А.И. Травкин. Уфа, 2002. 383 с.

Кастанье Ж.-А. Отчет об экспедиции в Актюбинский уезд летом 1904 года // Тр. Оренб. ученой архивной комиссии. Вып. XIV. Оренбург, 1905. С. 188–199.

Катаев В.Н. Методология и практика сравнительно-оценочного карстологического районирования. Пермь: ПГУ, 2001. 84 с.

Катков М.Б., Щерба В.А. Морфологические особенности карста Оренбургского Предуралья // Изучение Уральских пещер. Пермь, 1992. С. 68–69.

Катков М.Б. О влиянии сельскохозяйственной деятельности на интенсивность карстовых процессов в Оренбуржье // Мат-лы науч.-практ.конф. «80 лет высшему образованию Оренбуржья». Ч.3. Оренбург, 1999. С. 104.

Климентьев А.И., Павлейчик В.М., Чибилёв А.А. и др. Почвы и ландшафты Кзыладырского карстового поля на Южном Урале // Почвоведение. Вып. 1. М., 2007. С. 12–22.

Ковалевский В.С., Коноплянцев А.А. и др. Вопросы изучения изменения гидрогеологических условий территорий городов // Инж. геол., 1988. № 6. С. 84–91.

Коврижных Е.В., Саенко И.И., Голод В.М. Особенности гипсового карста и вопросы спелеопоиска (на примере Беломорско-Кулойского плато // Исследование карстовых пещер в целях использования их в качестве экскурсионных объектов. Тбилиси: Мецниереба, 1978. С. 267–230.

Колодяжная А.А. Агрессивность природных вод в карстовых районах европейской части СССР. М., 1970. 151 с.

Коломыц Э.Г. Ландшафтные исследования в переходных зонах. М.: Наука, 1987. 118 с.

Короткевич Г.В. Соляной карст. М.: Недра, 1970. 256 с.

Короткевич Г.В. Гибель шахты на Илецком соляном куполе в результате карстового прорыва оз. Развал // Катастрофы и аварии на закарстованных территориях: Тез. докл. совещ. (г. Пермь, 15–16 ноября 1990). Пермь: Дом науки и техники, 1990. С. 55–56.

Кудряшов И.К. Районирование карста Башкирии // Мат-лы VI Всеурал. совещ. по вопр. географии и охраны природы. Физико-географическое районирование. Уфа, 1961. С. 145–159.

Кудряшов И.К., Кудряшов А.И. Пещеры гипсового карста Башкирии // Пещеры. Пещеры в гипсах и ангидритах: Межвуз. сб. науч. тр. Перм. ун-т., 1988. С. 41–45.

Кудряшов И.К., Соколов Ю.В. Современное состояние и задачи исследования карстовых пещер Башкирии // Карст Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1978. С. 136–142.

Кусов Б.Р., Дзайнуков А.Б. Генетические типы соляных куполов // Геология нефти и газа. № 6. М., 2008. С. 45–49.

Лавров И.А., Андрейчук В.Н. Пещеры Урала и Приуралья // Пещеры: Межвуз. сб. науч. тр. Пермь, 1993. С. 6–29.

Листов Ю. Пещеры-ледники // Материалы для геологии России. Т. 12. Санкт-Петербург: Императорское Санкт-Петербургое минералогическое о-во, 1885. С. 106–280.

Лобанов Ю.Е., Щепетов В.О., Илюхин В.В. и др. Пещеры Урала. М.: ФиС, 1971. 144 с.

Лобанов Ю.Е., Голубев С.И., Рыжков А.Ф. Морфогенез карстовых полостей // Карст и гидрогеология Предуралья / Академия наук СССР, Урал. науч. центр, 1979. С. 29–34.

Лосиевский В.С. Курманаевские пещеры и их подземные озера // Оренб. губерн. ведомости, 1891. № 29. С. 40–42.

Лукин В.С. Вопросы эволюции ландшафтов карстовых областей Пермского Предуралья // Современное состояние теории ландшафтоведения. Вып. 2. Пермь: ПГУ, 1974. С. 52–54.

Лукин В.С. Пещеры в трещинах напластования // Изучение Уральских пещер. Пермь, 1992. С. 109–110.

Лукин В.С. Мерзлотные полигонально-трещинные формы микрорельефа в районах гипсового карста среднего Предуралья // Моделирование геологических систем: Мат-лы конф. Пермь: ПГУ, 1996. С. 257–259.

Лушников Е.А. Об интенсивности денудации водосборов карстовых районов Южного Урала и Приуралья // Карст Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1978. С. 75–79.

Маврин К.А. О глубинах кунгурского эвапоритового бассейна Южного Предуралья // Вопросы стратиграфии и палеонтологии. Вып. 2. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1976. С. 5–13.

Маврин К.А. Тектоника, палеогидрология и полезные ископаемые палеозоя Южного Предуралья. Саратов: СГУ, 1988. 219 с.

Маврин К.А., Гаряинов В.А. Основные черты тектоники западного склона Южного Урала и Оренбургского Приуралья // Геология и разведка. № 6. М., 1964. С. 36–42.

Максимович Г.А. Гидродинамические зоны и основные типы стока подземных вод карста: Тез. докл. совещ. по изучению карста. М., 1956. Вып. 5. С. 3–7.

Максимович Г.А. Корреляция речных террас и горизонтальных карстовых пещер // Тр. комиссии по изучению четвертич. периода. М.: АН СССР, 1957. Т. 13. С. 243–252.

Максимович Г.А. Тектонические закономерности распределения карста на территории СССР // Общие вопросы карстоведения. М., 1962. С. 40–54.

Максимович Г.А. Основы карстоведения. Пермь, 1963а. Т. 1. 440 с.

Максимович Г.А. Некоторые вопросы гидрологии карстовых областей // Методика изучения карста. Пермь, 1963б. Вып. 8. С. 3–32.

Максимович Г.А. Основы карстоведения. Пермь, 1969. Т. 2. 529 с.

Максимович Г.А., Костарев В.П. Карстовые районы Урала и Приуралья // Вопросы физгеографии Урала. Пермь, 1973. Вып. 1. С. 166–177.

Максимович Г.А., Костарев В.П., Быков В.Н. Полезные ископаемые карстовых полостей и впадин Урала и Приуралья // Карст Урала и Приуралья: Мат-лы Всеурал. совещ., нояб. 1968 г., Пермь, 1968. С. 78–88.

Максимович Г.А., Костарев В.П. Полезные ископаемые сульфатного и соляного карста Приуралья // Гидрогеология и карстоведение. Пермь, 1975. Вып. 7. С. 198–199.
Мамай И.И. Границы природных территориальных комплексов // Изв. РГО. Т. 136. Вып. 3. СПб.: Наука, 2004. С. 37–49.
Мартин В.И., Лерман Б.И. Особенности распространения современного и древнего карста на территории Башкирии и его районирование // Карст Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1978. С. 59–67.
Мартин В.И., Смирнов А.И., Соколов Ю.В. Пещеры Башкирии // Пещеры. Итоги исследований. Пермь, 1993. С. 30–59.
Мартин В.И., Муляков Э.И., Смирнов А.И. Проблемы строительства в условиях активного развития карстово-суффозионных процессов (на примере г. Уфы) // Тр. УФНИИпромстрой. Уфа, 1980. С. 57–66.
Меркулова О.А., Павлейчик В.М. Условия формирования лихенофлоры сульфатно-карстовых геосистем Южного Предуралья // Степи северной Евразии: Мат-лы IV Междунар. симпоз. Оренбург, 2006. С. 472–475.
Месторождения полезных ископаемых Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 184 с.
Методические рекомендации по применению классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Гипс и ангидрит. М.: ФГУ ГКЗ, 2007а. 30 с.
Методические рекомендации по применению классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Соль. М.: ФГУ ГКЗ, 2007б. 47 с.
Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 231 с.
Милановский А.В. Минералогия и петрография. 4-е изд. М.: Недра, 1979. 439 с.
Мильков Ф.Н. К анализу ландшафтных (физико-географических) рубежей Русской равнины // Изв. ВГО, 1952. Т. 84. Вып. 1. С. 11–25.
Мильков Ф.Н. Основные проблемы физической географии (Избранные лекции). Воронеж: ВГУ, 1959. 170 с.
Мильков Ф.Н. Карстово-меловые ландшафты южных районов Черноземного центра // Науч. зап. Воронеж. отд. Геогр. о-ва СССР, 1965. С. 3–12.
Мильков Ф.Н. Ландшафтная география и вопросы практики. М.: Мысль, 1966. 256 с.
Мильков Ф.Н. Ландшафтная сфера Земли. М.: Мысль, 1970. 208 с.
Мильков Ф.Н. Рукотворные ландшафты. М.: Мысль, 1978. 86 с.
Мильков Ф.Н. Современная физическая география: состояние, закономерности, проблемы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1981. 398 с.
Мильков Ф.Н. Физическая география: учение о ландшафте и географическая зональность. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1986. 328 с.
Михно В.Б. Проблемы системных исследований карстово-меловых ландшафтов Русской равнины // Прикладные аспекты изучения современных ландшафтов. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1982. С. 33–46.
Михно В.Б. Карстово-меловые геосистемы Русской равнины. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1990. 200 с.
Мурчисон Г., Вернейль Э., Кайзерлинг А. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского / Пер. А. Озерского. Ч. 1. СПб.: Типография И. Глазунова и Кє, 1849. 639 с.
Мусихин Г.Д. Элементы геологии, тектоники и рельефа госзаповедника «Оренбургский» // Государственный степной заповедник «Оренбургский». Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 23–31.
Мусихин Г.Д., Петрищев В.П., Павлейчик В.М. Открытый карст на соляных куполах Оренбуржья // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: ПГУ, 1997. С. 222–225.
Мысливец И.А. Курорт Соль-Илецк // Курорты Чкаловской области. Чкалов: Чкаловское кн. изд-во, 1953. С. 5–49.
Неуструев С.С. Элементы географии почв / Под ред. Л.И. Прасолова. М.; Л.: Гос. сельхоз. издат, 1930. 240 с.
Николаев В.А. Ландшафтные экотоны // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География, 2003. № 6. С. 3–9.
Никитин И.И., Русскин Г.А. Образование и исчезновение озера Развал (г. Соль-Илецк) // Изд-во Всесоюз. геогр. о-ва. Т. 113. Вып. 2, 1981. С. 163–166.
Носарева С.П. Формирование и геохимические особенности рассолов Южного Предуралья: Дис. … канд. геол.-минер. наук. 25.00.07. Пермь, 2007. 166 с.
Оболенский В.Н. Краткий курс метеорологии. Л.: Сельхозгиз, 1940. 176 с.

Оренбургские степи в трудах П.И. Рычкова, Э.А. Эверсманна, С.С. Неуструева / Под ред. Ф.Н. Милькова. М.: Гос. изд-во геогр. лит., 1949. 415 с.

Охрана ландшафтов / М. Данева, К. Мишев, Х. Барш и др. М.: Прогресс, 1982. 272 с.

Павлейчик В.М. Растительность карстовых ландшафтов на примере Кзыладырского карстового поля // Проблемы степного природопользования. Оренбург, 1996. С. 64–70.

Павлейчик В.М. Карстовые ландшафты как центры сохранения биоразнообразия // Волго-Уральская экологическая сеть – 98 / Под ред. Г.С. Розенберга, А.С. Паженкова. Центр содействия «Волго-Уральской экологической сети», 1999. С. 108–115.

Павлейчик В.М. Проблемы и перспективы охраны карстовых ландшафтов Оренбургской области // Проблемы изучения и охраны биоразнообразия и природных ландшафтов Европы: Сб. мат-лов междунар. симпоз. Пенза, 2001. С. 235–237.

Павлейчик В.М. Гидрогеологические особенности карстогенеза Кзыладырского поля на Южном Урале // Карстоведение – XXI век: теоретическое и практическое значение: Мат-лы междунар.симпоз. Пермь, 2004. С. 163–167.

Павлейчик В.М. Особенности структуры растительного покрова сульфатно-карстовых геосистем Южного Урала // Вопр. степеведения. Т. 5. Оренбург, 2005. С. 109–114.

Павлейчик В.М. Условия и факторы формирования сульфатного карста в Оренбургском Предуралье // Изв. Оренб. отд. РГО. Т. 2(35). Оренбург: Печатный дом «Димур», 2006. С. 60–69.

Павлейчик В.М. Ключевые ландшафтные территории Заволжско-Уральского региона // Природное наследие России в XXI веке: Мат-лы II Междунар. науч.-практ. конф. БГАУ, 25–27 сентября 2008 года. Уфа, 2008. С. 316–320.

Павлейчик В.М. Роль карстовых ландшафтов Оренбургского Предуралья в формировании и сохранении природного разнообразия // Охрана окружающей среды Оренбургской области. Гос. докл. (приложение) / Под ред. В.Ф. Куксанова. Оренбург: Комитет по охране окружающей среды и природных ресурсов Оренбургской области, 2008. С. 221–228.

Павлейчик В.М. Ландшафтно-экологический каркас Оренбургской области: методы идентификации, структура и перспективы охраны // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. География. Геоэкология, 2009а. № 1. С. 5–12.

Павлейчик В.М. Геолого-геоморфологические условия формирования ландшафтов Буртинской степи в Южном Предуралье // Заповедное дело: проблемы охраны и экологической реставрации степных экосистем: Мат-лы междунар. науч.-практ. конф., посвящ. 20-летию гос. природ. заповедника «Оренбургский». Оренбург, 2009б. С. 90–92.

Павлейчик В.М., Левыкин С.В., Чибилев А.А. К организации биосферного полигона «Кзыладырское карстовое поле» на Южном Урале // Проблемы сохранения разнообразия природы степных и лесостепных регионов. М., 1995. С. 22–24.

Павлейчик В.М., Левыкин С.В. Проблемы идентификации природно-экологических каркасов и территориальной охраны ландшафтного разнообразия степных регионов // Вестн. ОГУ. Вып. 67. № 3. Оренбург, 2007. С. 41–45.

Павлейчик В.М., Самсонов В.Б. Особенности условий карстогенеза Кзыладырского поля // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: ПГУ, 1997. С. 226–227.

Павлейчик В.М., Чибилёв А.А. Редкий тип лесных урочищ сульфатно-карстовых ландшафтов степного Предуралья // География и природные ресурсы. № 4. 2001. С. 35–39.

Павлейчик В.М., Чибилёв А.А., Мусихин Г.Д. Лесные урочища на карстовом бедленде // Геология и геоэкология Урала и Поволжья. Саратов: СГУ, 1998. С. 48–49.

Павлейчик В.М., Чибилёв А.А., Мусихин Г.Д. Лесные микрофрагменты сульфатно-карстовых ландшафтов степного Предуралья // Вопросы степеведения. Оренбург, 1999. С. 76–79.

Паллас П.С. Путешествие по разным провинциям Российской империи. Ч. 1. Санкт-Петербург, 1809. С. 357.

Петрищев В.П. Антропогенное изменение характера рельефа на примере Илецкого месторождения соли // Геология и геоэкология Урала и Поволжья. Саратов: СГУ, 1998. С. 50–51.

Петрищев В.П. Солянокупольный ландшафтогенез Прикаспийско-Предуральского региона // Вестн. ОГУ. № 3. Оренбург, 2007. С. 143–149.

Печеркин А.И. Геодинамика сульфатного карста. Иркутск: Иркут. ун-т, 1986. 168 с.

Полезные ископаемые Чкаловской области. Чкалов, 1948. 213 с.

Попов В.Г., Суханова Е.В. Пермский галогенез, плотностная конвекция и их роль в формировании рассолов Волго-Уральского бассейна // Гидрогеология и карстоведение. Вып.13. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2000. С. 51–57.

Поспелова Г.В. К вопросу районирования карста восточной части Чкаловской области // Учен. зап. Чкал. пед. ин-та. Чкалов, 1957. С. 177–196.

Поспелова Г.В. Особенности развития мелового и соляного карста в Оренбургской области // Учен. зап. Оренб. пед. ин-та. Вып. 20. Оренбург, 1968. С. 144–154.

Преображенский В.С. Поиск в географии. М., 1986. 224 с.

Природное наследие Оренбургской области: особо охраняемые природные территории / А.А. Чибилёв, В.М. Павлейчик, А.А. Чибилёв (мл.). Оренбург: УрО РАН, 2009. 328 с.

Пучков В.Н. Особенности поствариcского тектонического развития Южного Урала // Постколлизионная эволюция подвижных поясов. VII Чтения А.Н. Заварицкого: тез. докл. междунар. науч. конф. Екатеринбург, 2001 - http://www.igg.uran.ru/Publications /ZAV_2001/ default.htm

Пучков В.Н. Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Гилем, 2000. 146 с.

Реестр особо охраняемых природных территорий Республики Башкортостан / Отв. ред. чл.-корр. АН РБ Б.М. Миркин. Уфа: Изд-во «Гилем», 2006. 414 с.

Ретеюм А.Ю. Физико-географические исследования и системный подход // Системные исследования: Ежегодник. М., 1972. С. 90–110.

Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Ч. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1965. 663 с.

Родионов Н.В. Основы гидрогеологического и инженерно-геологического районирования карста европейской части СССР // Проблемы гидрогеологии. М., 1960. С. 335–342.

Родионов Н.В. Карст европейской части СССР, Урала и Кавказа. М., 1963. 175 с.

Родоман Б.Б. Основные типы географических границ // Географические границы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1982. С. 19–33.

Рождественский А.П. Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М.: Наука, 1971. 303 с.

Рождественский А.П., Мартин В.И., Усольцев Л.Н., Кудряшов И.К. Актуальные проблемы изучения карстового процесса и его прогнозирование // Карстовый процесс и его прогноз: Тез. докл. конф. БГУ, БашНИИКС. Уфа, 1980. С. 8–10.

Романов В.В., Маврин К.А, Колотухин А.Т., Барышев Б.В. Кунгурские отложения восточной части Южного Предуралья // Вопр. стратиграфии и палеонтологии. Вып. 3. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1978. С. 3–10.

Русскин Г.А. Природно-антропогенные процессы рельефообразования на территории Илецкого месторождения каменной соли // Физико-географические исследования на Урале. Свердловск, 1990. С. 89–96.

Руженцев В.Е. Основы тектоники Урало-Эмбинского района // Бюлл. Московского о-ва иск. природы. № 1–2, 1930. С. 48–54.

Руженцев В.Е. Основные фациальные зоны сакмарско-артинского комплекса на Южном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 1. М., 1948. С. 101–120.

Рычков П.И. Топография Оренбургской области. Сочинение П.И. Рычкова 1762 года. Оренбург: Оренб. Отд. Императорского Рус. Геогр. О-ва, 1887. 405 с.

Рябинина З.Н. Конспект флоры Оренбургской области. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 164 с.

Рябинина З.Н. Растительные сообщества Буртинских степей и проблемы их охраны // Степное природопользование. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 40–45.

Сагитова Л.У. Особенности карстового ландшафта долины р. Аургазы и прилегающей к ней территории // Мат-лы VI Всеурал. совещ. по вопр. географии и охраны природы. Физико-географическое районирование. Уфа, 1961. С. 85–88.

Самсонов В.Б. Использование гранулометрического анализа отложений при исследовании пещер // Мат-лы науч.-практ. конф. «80 лет высшему образованию Оренбуржья». Ч. 3. Оренбург, 1999. С. 109–110.

Самсонов В.Б. Особенности карста центральной части Кызыладыра // Мат-лы XXIII преп. и XLI студ. науч.-практ. конф. ОГПУ. Ч. 1. Оренбург, 2001. С. 125–127.

Самсонов В.Б. Присвоение пещере Подарок статуса государственного памятника природы // Мат-лы XXIV препод. и XLII студенч. науч.-практ.конф. ОГПУ. Ч. 2. Оренбург, 2002. С. 102–103.

Светлакова А.Н. Новые сейсмические данные о соляной тектонике // Мат-лы VII Межрегион. науч.-практ. конф. «Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Баш-

кортостана, Урала и сопредельных территорий» (19–21 ноября 2008 г., Уфа). Уфа, 2008. С. 60–69.
Смирнов А.И. Карстовые провалы в населенных пунктах Башкирского Предуралья // Катастрофы и аварии на закарстованных территориях: Тез. докл. совещ. (г. Пермь, 15–16 ноября 1990). Пермь: Дом науки и техники, 1990. С. 42–43.
Смирнов А.И. Стационарные наблюдения за карстопроявлениями на Уфимском карстовом косогоре // Инж. геология, 1992. № 2. С. 50–56.
Смирнов А.И. Карстово-спелеологическое районирование Республики Башкортостан // Мат-лы III Респ. геол. конф. «Геология и полезные ископаемые Республики Башкортостан, проблемы и перспективы освоения минерально-сырьевой базы». Уфа, 1999. С. 236–239.
Смирнов А.И. Типы карста и современная активность его развития на Южном Урале и в Предуралье // Карстоведение – XXI век: теоретическое и практическое значение: Мат-лы междунар. симп. Пермь, 2004. С. 90–94.
Смирнов А.И. Карстоопасность Республики Башкортостан по типам карста // Мат-лы VII Межрегион. науч.-практ. конф. «Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий» (19–21 ноября 2008 г., Уфа). Уфа, 2008. С. 300–301.
Смирнов А.И., Абдрахманов Р.Ф. Карстоопасность территории Республики Башкортостан // Вестн. АН РБ. Уфа, 2007. С. 5–11.
Соколов Д.С. Основные условия развития карста // БМОИП, отд. геол. Т. 26. Вып. 2. 1951. С. 25–49.
Соколов Д.С. Основные условия развития карста. М., 1962. 322 с.
Соколов Н.И. Типологическая классификация карста // Материалы Комиссии по изучению геологии и географии карста: Информ. сб. М.: Изд-во АН СССР, 1960. № 1. С. 3–21.
Солнцев В.Н. Системная организация ландшафтов. М.: Мысль, 1981. 239 с.
Сочава В.Б. Системная парадигма в географии // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1973. Т. 105, вып. 5. С. 393–400.
Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах // Топологические аспекты учения о геосистемах. Новосибирск, 1974. С. 3–87.
Спиридонова И.А. Почвообразование и выветривание на плотных гипсах в бореальной зоне: пространственно-временные закономерности: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. 25.00.23. М., 2007. 24 с.
Страхов Н.М. К теории соляной тектоники // Докл. АН СССР, 1945. Т. 47, № 6. С. 431–442.
Страхов Н.М. Основные вопросы геологии кунгурских отложений Башкирского Приуралья // Сов. геол. № 9. 1946. С. 3–22.
Страхов Н.М. Очерки геологии кунгура Ишимбаевского нефтеносного района. М.: МОИП. Ч. 1: Стратиграфия и тектоника, 1947. 144 с.
Ступишин А.В. Вопросы терминологии и классификации в карстоведении // Учен. зап. Казан. ун-та, 1953. Т. 113. Кн. 2. С. 25–33.
Ступишин А.В. Равнинный карст и закономерности его развития на примере Среднего Поволжья. Казань, 1967. 292 с.
Тектоническая карта Урала масштаба 1:1 000 000 / М-во геологии СССР. Гл. ред. И.Д. Соболев. Свердловск: Уралгеология, 1983.
Тектоническая карта Урала масштаба 1:1 000 000. Домезозойский складчатый фундамент / М-во геологии СССР. Гл. ред. И.Д. Соболев. Свердловск: Уралгеология, 1983.
Толмачев В.В., Троицкий Г.М. и др. Инженерно-строительное освоение закарстованных территорий. М.: Стройиздат, 1986. 177 с.
Торсуев Н.П., Левин С.А. Географические аспекты изучения равнинного карста. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1980. 208 с.
Торсуев Н.П. Карст: пути географического изучения. Казань, 1985. 154 с.
Трофимова Е.В. Методы оценки величины карстовой денудации // География и природные ресурсы. № 1. Иркутск, 2003. С. 141–145.
Уемов А.И. Системный подход, общая теория систем. М.: Мысль, 1978. 270 с.
Хоментовский А.С. О возможной роли гипсов в формировании буроугольных месторождений Южноуральского бассейна // Тр. треста «Южуралуглеразведка». Вып. 1. Чкалов, 1947. С. 135–141.
Хоментовский А.С. Беляевские минеральные воды (предварительное сообщение) // Изв. Чкал. геогр. о-ва. Вып. 3. Чкалов, 1949а, С. 25–32.

Хоментовский А.С. Геологическое строение Чкаловской области // Учен. зап. Чкал. пед. ин-та. Вып. 4. Чкалов, 1949. С. 102–114.
Хоментовский А.С., Чибилёв А.А., Баканин В.В., Рябинина З.Н. О создании Оренбургского степного заповедника // География и природные ресурсы. Новосибирск, 1980. № 4. С. 84–90.
Чарушин Г.В. Геологическая методика изучения трещиноватости карстующихся пород // Методика изучения карста. Вып. 2. Пермь, 1963. С. 17–31.
Чибилёв А.А. Сохранить неповторимые ландшафты Оренбуржья // Природа и мы. Челябинск, 1980.С. 99–117.
Чибилёв А.А. Зеленая книга степного края. Челябинск: Юж.-Урал. кн. изд-во, 1983. 156 с.
Чибилёв А.А. Зеленая книга степного края. 2-е изд., перераб. и доп. Челябинск: Юж.-Урал. кн. изд-во, 1987. 208 с.
Чибилёв А.А. Природа Оренбургской области. Ч. 1: Физико-географический и историко-географический очерк. Оренбургский филиал РГО. Оренбург, 1995. 128 с.
Чибилёв А.А. Природное наследие Оренбургской области. Оренбург: Оренб. кн. изд-во, 1996. 384 с.
Чибилёв А.А. Ландшафтные рефугии степной зоны Урала и Приуралья // Вопросы степеведения: Сб. науч. ст., посвящ. 275-летию Рос. акад. наук. Оренбург, 1999. С. 32–33.
Чибилёв А.А., Климентьев А.И., Павлейчик В.М. и др. Ландшафтно-экологические особенности Кзыладырского карстового поля как уникального объекта в природном наследии Оренбургской области // Проблемы степного природопользования. Оренбург, 1996. С. 64–70.
Чибилёв А.А., Павлейчик В.М. Карстовые процессы // Географический атлас Оренбургской области. М., 1999. С. 26–28.
Чибилёв А.А., Павлейчик В.М. Ключевые ландшафтные территории (географические аспекты сохранения природного разнообразия) // Вестн. ОГУ. Вып. 67. № 3. Оренбург: ОГУ, 2007. С. 4–8.
Чикишев А.Г. Типы карста Русской равнины // Тр. Моск. о-ва испыт. природы. Т. 15. М., 1965. С. 12–21.
Чикишев А.Г. Ландшафтно-индикационные исследования карста // Ландшафтно-индикационные исследования. М.: Наука, 1970. С. 58–75.
Чикишев А.Г. Пещеры на территории СССР. М., 1973. 136 с.
Чикишев А.Г. Географические условия развития карста. М.: МГУ, 1975. 113 с.
Чикишев А.Г. Проблемы системного исследования карстовых комплексов // Вопросы общего и регионального карстоведения. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977а. С. 25–35.
Чикишев А.Г. Влияние карста на распределение и режим природных вод // Вопросы общего и регионального карстоведения. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977б. С. 58–73.
Чикишев А.Г. О роли климата в карстообразовании // Вопросы общего и регионального карстоведения. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977в. С. 93–99.
Чикишев А.Г. Проблемы изучения карста Русской равнины. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. 304 с.
Чикишев А.Г. Вопросы теории и методики районирования карста // Землеведение: Сб. Моск. о-ва испыт. прир. Т. 14. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1982. С. 64–72.
Щукин И.С. Общая геоморфология. М.: Изд-во Моск. ун-та. Т. 2, 1964. 563 с.
Якуч Л. Морфогенез карстовых областей. Варианты эволюции карста / Пер. с англ. С.С. Горчаковой; Под. ред. Н.А. Гвоздецкого. М.: Прогресс, 1979. 388 с.
Яхимович В.Л. Кайнозой Башкирского Предуралья. Т. 2. Ч. 1. Уфа: Изд-во БФАН, 1958. 172 с.
Яхимович В.Л., Немкова В.К., Вербицкая Н.П. Кайнозой Башкирского Предуралья. Т. II. Ч. 3. Этапы геологического развития Башкирского Предуралья в кайнозое. М.: Наука, 1970. 130 с.
Яроцкий Л.А. Условия формирования сероводородных вод СССР // Проблемы гидрогеологии. М., 1960. С. 263–264.
Bögli A. Karsthydrographie and physische Speläologie. Berlin – Heidelberg – New York: Springer-Verlag, 1978. 287 p.
Chibilev A.A., Pavleychik V.M. Key landscape areas: defining the problem and presenting solutions // Landscape analysis for sustainable development: theory and applications of landscape science in Russia. Moscow, 2007. P. 214–221.
Davis W.M. Origin of limestone caverns // Bull. Geol. Soc. Amer. V. 41, No. 3, 1930. P. 475–626.
Kliment'ev A.I., Pavleichik V.M., Chibilev A.A. et al. Soils and Landscapes of the Kzyladyr Karst Field in the Southern Urals // Eurasian Soil Science, 2007. V. 40. No. 1. P. 7–17.

Интернет-ресурсы

http://www.aquabyr.narod.ru/aquabyr/files/nayka/13.doc – Хафизов Ф.Ш., Давлетов М.И. Неотектонические движения блоков земной поверхности вблизи г. Уфы

http://www.orenburgugol.ru – сайт ОАО «Оренбургуголь».

http://www.softdrinks.ru/private/ softdrinks/prices/r_5_291107.pdf – Проект ГОСТа «Воды природные минеральные».

http://www.soliletsk.com/assets/files/2/14/17/part1.pdf – Генеральный план города Соль-Илецк / И.М. Шнайдер, С.В. Копытко, К.В. Самылов и др. Т. 1. Мат-лы по обоснованию проекта. М.: ОАО «Гипрогор», 2008.

http://www.orennedra.ru/docs/boevogor.doc – Порядок и условия проведения аукциона на право пользования недрами в целях разведки и добычи каменной (поваренной) соли на Боевогорском месторождении в Оренбургской области / Управление по недропользованию по Оренбургской области

ФОНДОВЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Оренбургский территориальный фонд геологической информации

Геологическая карта западного склона Южного Урала и Приуралья (лист М 40-IX) / П.И. Климов, В.Е. Руженцев.

Геологическая карта западного склона Южного Урала и Приуралья (лист М 40-X) / В.Е. Руженцев, П.И. Климов.

Геологическое строение бассейна нижнего течения рек Сакмары и Салмыша / Э.А. Молостовский, В.П. Чернышков и др. Саратов, 1965.

Геологическое строение и полезные ископаемые площади листа N 40-XXIII / В.П. Твердохлебов и др. Саратов, 1965.

Геологическое строение и полезные ископаемые площади листа N 40-XXXII (окончательный отчет Саракташской ГСП за 1965–1967 годы) / В.П. Твердохлебов, Н.Д. Шминке, Г.В. Кулева, В.В. Романов, В.Г. Колесова, Э.П. Торопова, К.А. Маврин, В.Н. Зайонц, В.А. Тищенко, Э.А. Молостовский. Саратов, 1967.

Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Салмыш / В.А. Ефремов, В.П. Чернышков, Г.Г. Орлов, И.И. Молостовская. Саратов, 1967.

Изучение и прогнозирование экзогенных геологических процессов Оренбургской области: В 4 т. / В.А. Гаряинов, Н.А Васильева, В.В. Романов, А.М. Гринев, В.И. Белов. Саратов, 1981.

Изучение и прогнозирование экзогенных геологических процессов в Оренбургской области (листы М 40-I, II, VIII, в 4 т.) / В.А. Гаряинов, Н.А. Васильева, В.В. Гудошников, А.Г. Никулин, Н.А. Гаряинова. Саратов, 1985.

Изучение современных геологических процессов и организация мониторинга экзогенных геологических процессов Оренбургского агропромышленного комплекса (Урало-Сакмарский бассейн, листы М 40-III, IX, N 40-XXXII, XXXIII в пределах Оренбургской области) / В.А. Гаряинов, В.Н. Зайонц. Саратов, 1994.

Краткий гидрогеологический отчет Дубиновского месторождения гипсов / Л.В. Сельский. Оренбург, 1937.

Материалы к геологическим картам листов М 40-II, М 40-III (в 5 т.) / В.А. Гаряинов, Н.В. Васильева, В.П. Твердохлебов, В.Г. Очев, В.Н. Зайонц, К.А. Маврин, Г.В. Кулева. Саратов, 1962.

О предварительной оценке глубоких (350–700 м) горизонтов Боевогорского месторождения каменной соли и поисковых работах на Илецком месторождении / В.В. Харин, А.Н. Харина. Оренбург, 1972.

Обследование горных выработок восточных районов Предуральского прогиба и западной внешней зоны складчатого Урала. В 2 т. / В.А. Гаряинов, Н.А. Васильева, В.В. Романов. Саратов, 1980.

Общие гидрогеологические условия месторождения гипса Слудная гора Оренбургской области Зиянчуринского района (Отчет о разведочных на воду работах, проведенных в 1938 г.). Оренбург, 1939.

Отчет о государственной гидрогеологической съемке листа М 40-VIII / В.П. Павлова, В.В. Харин, Н.А. Донецков. Оренбург, 1967.

Отчет о государственной гидрогеологической съемке листа М 40-II / С.К. Севастьянов, А.Б. Шпак и др. Оренбург, 1970.

Отчет о государственной гидрогеологической съемке листа М 40-VII / Н.А. Донецков, В.В. Харин. Оренбург, 1970.
Отчет о государственной гидрогеологической съемке листа N 40-XXII / А.А. Донецков, Н.А. Донецкова. Оренбург, 1976.
Отчет о государственной гидрогеологической съемке листа N 40-XXV / А.А. Донецков, Н.А. Донецкова. Оренбург, 1980.
Отчет о государственной гидрогеологической съемке листа N 40-XXXIII / М.С. Короткин, Т.В. Сергеева и др. Оренбург, 1972.
Отчет о государственной гидрогеологической съемке листа М 40-III (1967–1969 гг.) / О.М. Севастьянов, С.К. Севастьянова. Оренбург, 1965.
Отчет о государственной гидрогеологической съемке листа М 40-IX (1967–1969 гг.) / О.М. Севастьянов, С.К. Севастьянова. Оренбург, 1969.
Палеонтологическое развитие площади Оренбургской области за 1962–1964 гг. / Л.К. Галкин. Оренбург, 1964.
Составление сводной геологической и структурной карт в масштабе 1:200 000 Предуральского прогиба / Ю.А. Пестов, А.И. Байдова, Н.Г. Борисюк. Оренбург, 1983.
Структуры экзогенного формирования и их поисковое значение. Отчет Уральской темат. Партии за 1969–1971 г., Т. 1 / В.А. Гаряинов, Н.А. Васильева. Саратов, 1971.
Угленосность Южного Предуралья в связи с его структурой и тектоникой / А.С. Хоментовский, Чкалов, 1953.

Башкирский геологический фонд

Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 и подготовка к изданию комплекта госгеолкарты – 200 листов М-40-III (новая серия) / В.П. Твердохлебов, К.А. Маврин, В.Н. Зайонц и др. с. Нежинка, Уральская партия, 2001.
Геологическое строение и гидрогеологические условия территории листа N-40-XIV / Отчет Чишминской гидрогеологической и Нерудной геофизической партии / М.М. Хузин, А.Г. Гумеров, Н.А. Никольская и др. Уфа, 1970.
Геоморфологическая карта Южного Урала и Мугоджар в масштабе 1:500 000. Отчет по теме № 35 / Н.П. Вербицкая, К.Н. Кисилева. Л., ВСЕГЕИ, 1965.
Гидрогеохимические и геодинамические процессы в природных и техногенных системах Южного Урала и Предуралья. Отчет по теме № 1 970005031 за 1997–2001 гг. (заключительный) / А.П. Рождественский. Уфа, 2001.
Исследование проблем оптимизации функционирования экосистем Башкортостана. Отчет по теме 157-92/136 АН РБ за 01.06.-10.12.1992 г. / А.В. Кинзикеев. Уфа: БГУ, 1992.
Карты: геологическая, тектоническая и магматизма Южного Урала и Оренбургской области / М.Д. Тесаловский, В.Г. Пьянков и др. Оренбург: ОТГУ, 1966.
Краткая объяснительная записка к геологической карте Башкирской АССР масштаба 1:500 000 / Т.С. Иванова. Уфа: БТГУ, 1966.
Новейшая тектоника и палеогеоморфология Южного Урала. Отчет по 4 разделу темы «Современные геофизические поля, тектонические структуры, новейшие и современные движения земной коры и геоморфогенез Южного Урала и его обрамления» / А.П. Рождественский, И.К. Зиняхина и др. Уфа: БФАН, 1975.
Объяснительная записка к геоморфологической карте Башкирии масштаба 1:5 000 000 / Н.А. Сумкина, Г.Д. Яхимович. Уфа: БТГУ, 1966.
Объяснительная записка к тектонической карте Башкирского Урала. Т. 1 / М.П. Дерябина, А.И. Олли, В.А. Романов. Уфа, 1962.
Объяснительная записка к тектонической карте Башкирского Урала. Т. 2. / В.А.Романов. Уфа, 1968.
Отчет № 6 о работе по космофотогеологическому картированию Южного Урала масштаба 1:500 000, проведенному в 1985–1989 гг. Листы N 40 – Б, Г; N 41 – А, В; М 40 – Б, Г / Б.В. Фунтиков. М.: Специализированная космоаэрогеолог. экспедиция, 1990.
Отчет о детальных аэрогеологических исследованиях в центральной части Мраковской депрессии геологическим отрядом № 2 за 1981–82 гг. / Ф.К. Халиков, С.А. Тишин. Стерлитамак: Туймазинская ГПК, 1982.
Отчет о результатах аэрогеологических исследований на территории деятельности Башкирского ТГУ (1974–1977 гг.). Уфа: БТГУ, 1977.

Отчет Петровской гидрогеологической партии о результатах гидрогеологической съемки территории Красноусольского листа, проведенной в 1962–1963 годах / М.С. Верзаков, Л.М. Постникова, М.В. Верзакова Уфа, 1964.

Отчет по изучению пещер за 1979 год / Башкирская компл. гидрогеологическая и инженерно-геолог. партия / В.А. Алексеев, А.И. Смирнов. Уфа: БТГУ, 1979.

Отчет по изучению пещер за 1980 г. Объект «Горные выработки», 1980 г. / Башкирская компл. гидрогеологическая и инженерно-геолог. партия / А.И. Смирнов, С.В. Авакумов. Уфа: Башкиргеология, 1980.

Палеогеография нижнепермских солеродных бассейнов Русской платформы и Предуральского прогиба / А.П. Богданова. Л.: ВНИИГ, 1949.

Происхождение и развитие геосинклиналей и краевых прогибов. Научный отчет по разделу: «Изучение особенностей современных геодинамических процессов на Урале» / А.В. Кинзекеев. Уфа: БФАН, 1985.

Связь рельефа Южного Предуралья с молодой тектоникой (предварительное сообщение) / Трест «Южуралуглеразведка» / А.С. Хоментовский. Чкалов, 1947.

Сводный отчет Башкирской гидрогеологической станции по изучению режима подземных вод и процессов карстообразования на Уфа-Бельском междуречье за период с 1943 по 1960 год / В.И. Мартин, Б.И. Орехов, Н.А. Наумов, Л.С. Филимонова. Уфа, 1962.

Складчатые структуры Южного Урала и геологические условия их формирования. Отчет по теме 1: «Тектонические структуры Южного Урала и основные этапы ее формирования» / Г.С. Сенченко. Уфа: БФАН, 1973.

Составление сводной геологической карты Чкаловско-Актюбинского Приуралья / Чкаловская экспедиция / А.А. Богданов и др. М.: НИС МГРИ, 1946.

Сравнительный анализ тектоники Урала и Предуральского краевого прогиба с другими складчатыми областями СССР / М.А. Камалетдинов, Ю.В. Казанцев и др. Уфа, 1982.

Тектоническая карта Башкирского Урала масштаба 1:5000000 / Т.С. Иванова, В.Л. Романов. Уфа: ТГУ, 1968.

Шарьяжная тектоника и эволюция геологических процессов. Отчет по теме 01.930010594 за 1994–1999 гг. / М.А. Камалетдинов, Т.Т. Казанцева. Уфа, 1998.

Экзогенные геологические процессы. Отчет по изучению экзогенных геологических процессов в юго-западной части Башкирской АССР и на Уфимском косогоре в 1982–1985 гг. / Башкирская компл. гидрогеологическая и инженерно-геолог. партия / А.И. Смирнов, В.Ф. Ткачев. Уфа: Башкиргеология, 1986.

Институт степи УрО РАН

Отчеты о научно-исследовательской работе по теме: «Паспортизация, землеустройство и составление кадастра памятников природы Оренбургской области» / Науч. рук. А.А. Чибилёв. Оренбург: Ин-т степи УрО РАН. Тома: Беляевский р-н, 1991; Акбулакский р-н, 1991; Соль-Илецкий р-н, 1992; Саракташский р-н, 1992; Октябрьский р-н, 1993; Тюльганский р-н, 1993; Кувандыкский р-н, 1993.

Отчет по теме: «Разработка Красной книги почв и кадастра почвенных эталонов Оренбургской области» / Науч. рук. А.И. Климентьев. Оренбург, 1998.

Павлейчик В.М. Роль карстовых ландшафтов Оренбургского Предуралья в формировании и сохранении природного разнообразия: Дис. ... канд. геогр. наук. Оренбург, 1999. 215 с.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1

Основные этапы геологического развития Южного Предуралья

Период	Эпоха	Век	Основные этапы геологического развития
Четвертичный			Существование денудационной равнины, формирование современных карстовых систем
Неогеновый	Плиоцен		Ингрессия морского бассейна вдоль речных долин
	Миоцен		Смена знака эпейрогенических движений, преобладание поднятий. Условия денудационной равнины
Палеогеновый	Олигоцен		
	Эоцен		
	Палеоцен		
Меловой	Поздняя		Установление режима морской аккумулятивной равнины, заполнение мульд оседания морскими осадками
	Ранняя		
Юрский	Поздняя		
	Средняя		Этап пенепленизации. Существование низменной равнины с озерно-болотными условиями осадконакопления в пределах карстовых понижений над сводами соляных структур
	Ранняя		
Триасовый	Поздняя		
	Средняя		
	Ранняя		Завершение герцинской эпохи складчатости. Миграция прогиба в западном направлении в течение герцинской эпохи складчатости. Накопление континентальных красноцветных терригенных формаций. Начало формирования соляных диапиров
Пермский	Поздняя	Татарский	
		Казанский	
		Уфимимский	
	Ранняя	Кунгурский	Заложение прогиба и солеродного бассейна, отложение толщ эвапоритовых (галогенно-сульфатных) пород
		Артинский	Платформенный этап – формирование осадочного чехла, преобладание нисходящих движений. Условия морского осадконакопления. Обособление Предуральского прогиба и Прикаспийской впадины
		Сакмарский	
		Ассельский	

Приложение 2

Основные стадии галогенеза и изменения химического состава (по: Зайцев, Толстихин, 1972; Пиннекер, 1977; Валяшко, 1963; Сонненфельд, 1988; из: Носарева, 2007)

Стадии галогенеза	Минерализация рассола, г/кг	Плотность рассола в начале стадии, г/см^3	Химический состав	Твердая фаза	Показатели	
					rNa/rCI	Cl/Br
Доломитовая	75,0	1,06	$\frac{Cl90SO_4 9}{Na75Mg20Ca 5}$	$CaCO_3 \cdot MgCO_3$	0,83	292
Гипсовая	131,4	1,13	$\frac{Cl89,5SO_4 10,1}{Na76,4Mg20,6Ca3,4K 1,4}$	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	0,85	358
Галитовая	275,27	1,23	$\frac{Cl92,2\ SO_4 7,4\ Br0,1}{Na76,7\ Mg\ 21,8\ R\ 1,4}$	$CaSO_4 \cdot 2H_2O + NaCl$	0,84	345
Эпсомитовая	325,76	1,23	$\frac{Cl74,7\ SO_4 24,7\ Br0,4}{Mg79,9Na\ 14,8\ K5,1}$	$CaSO_4 \cdot 2H_2O + NaCR + MgSO_4 \cdot 7H_2O$	0,27	75
Сильвинитовая	327,6	1,29	$\frac{Cl98,7Br1,3}{Mg72Cal7K9Na2}$	$NaCl + MgSO_4 \cdot 7H_2O + KCl$	0,15	57
Карналлитовая	345,6	1,31	$\frac{Cl82,3SO_4 16,2Br0,7}{Mg86Na6,7K6,5}$	$NaCl + MgSO_4 \cdot 7H_2O + KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$	0,16	63
Бишофитовая	371,46	1,33	$\frac{Cl97SO_4 1,1Br1,6}{Mg93,5Na+K6,5}$	$NaCl + MgSO_4 \cdot 7H_2O + KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O + MgCl_2 \cdot 6H_2O$	0,03	41/5

Приложение 3

Химический состав поверхностных и подземных вод Кзыладырского карстового поля, мг/дм^3

Пункт	pH	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^+	Na^+	Формула Курлова, %, мё/дм^3	Жесткость, мэкв/л
Река Бурля (загрузка)	8,3	12	280,6	88,7	176,95	100	30,5	3,9	80,5	$M700 \frac{HCO_3 50SO_4 32Cl16CO_3 2}{Ca46Na38Mg14K2}$	7,5
Родник Ащибляк	8,2	18	176,9	95,8	1294,2	525	91,5	7,8	36,8	$M2600 \frac{SO_4 82HCO_3 11Cl6CO_3 1}{Ca79Mg14Na6K1}$	33,8
Родник Изумрудный	8,5	18	219,6	95,8	172,8	75	39,6	6,2	92	$M580 \frac{HCO_3 43SO_4 34Cl19CO_3 4}{Na43Ca35Mg19K3}$	7
Река Бурля (разгрузка)	8,1	180	207,4	106,5	1388,4	500	128,1	5	43,7	$M720 \frac{SO_4 74HCO_3 11CO_3 10Cl5}{Ca74Mg19Na6K1}$	35,5

Приложение 4

Характеристика почв Кзыладырского карстового поля (по: А.И. Климентьев и др., 2007)

Гранулометрический состав

Наименование почвы, № разреза	Горизонт	Глубина образца, см	Размер (мм), содержание фракций, % от абсолютно сухой почвы						Сумма фракций <0,01 мм, %	Гигроскопическая влага, %
			1–0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	< 0,001		
Чернозем текстурно-карбонатный солонцеватый сульфатно-засоленный гипсовый 9503	$АИ_{ca}$	0–5	1,1	6,4	22,9	7,6	22,8	39,2	69,6	1,3
	$BI_{ca,ns}$	23–33	0,5	5,1	18,8	9,6	23,6	42,4	75,6	0,5
	$BM_{ca,sn}$	40–50	0,4	8	15,2	10	22	44,4	76,4	1,1
	$CAT_{ca,s,ox}$	100–110	3,4	3	24	12	42,8	14,8	69,6	4,6
	$CAT_{ca,s}$	290–300	0,1	4,3	29,2	8	32,8	25,6	66,4	0,4
Солончак типичный гипсовый 9903	S_{ca}	0–2	0,5	43,9	28	21,2	4,4	2	27,6	6,4
	S_{ca}	2–12	0,1	27,1	30	36	5,2	1,6	42,8	8,5
	S_{ca}	17–27	0,2	48,4	30,4	12,4	7,4	1,2	21	11,5
	S_{ca}	40–50	0,2	52,6	38,4	5,2	2	1,6	8,8	9,1
	$C_{s,q}$	65–75	0,1	31,9	39,2	16,4	3,6	8,8	28,8	7,2
	$C_{s,q}$	90–100	5,5	27,3	7,2	14	25,2	20,8	60	6,6
	$C_{s,q}$	140–150	1	16,4	28,8	10,4	40,2	3,2	53,8	4,3
Солончак гипсово-карбонатный слабодифференцированный (литогенный) 9702	S_{ca}	0–3	1,5	35,3	47	0,2	0,8	15,2	16,2	14,3
	S_{ca}	14–24	0,5	40,3	40,4	2,8	0,4	15,6	18,8	18,7
	$C_{s,q,ca}$	38–58	2,3	46,5	36,4	2	0,8	12	14,8	20,1
Гумусово-гидроморфическая сульфатно-засоленная гипсовая почва 9703	$АИ_{(s)}$	0–5	0,2	21	31,6	21,6	6,8	18,8	47,2	4,2
	$АИ_{(s)}$	5–15	0,1	27,1	20.0	24	11,2	17,6	52,8	4,3
	$АИ_{(s)}$	18–28	0,2	26,6	17,2	23,2	14,4	18,4	56	4,5
	$BCA_{(s),ca}$	55–65	0,2	7,8	28,4	20,4	11,2	32	63,6	4,5
	$BCA_{(s),ca}$	80–90	14,6	25,8	9,2	14,4	17,6	18,4	50,4	3,6
	$CQ_{s,ca}$	120–130	0,1	21,1	24,8	19,6	21,2	13,2	54	3,2
	$CQ_{s,ca}$	155–165	0,1	13,5	22	18	36,8	9,6	64,4	4,3
	$CQ_{s,ca}$	190–200	0,1	15,3	17,2	18	25,6	23,8	67,4	4,2

Физико-химические свойства почв Кзыладырского карстового поля

№ разреза	Горизонт	Глубина образца, см	Гумус, %	pH водный	CO_2, %	ЕКО, мг-экв	Na от ЕКО, %	Мг/100 г почвы		Формула Курлова, %, мг/экв
								P_2O_5	K_2O	
9503	$АИ_{ca}$	0–5	4,6	8,3	5,8	32,2	2,8	1,2	50,6	$0,19\frac{HCO_3 61 SO_4 22 Cl 17}{Ca 65 Mg 22 Na 13}$
	$BI_{ca,ns}$	23–33	3,0	8,4	6,9	25,4	6,8	0,9	27,2	$0,12\frac{HCO_3 62 Cl 22 SO_4 16}{Ca 66 Na 21 Mg 13}$
	$BM_{ca,sn}$	40–50	2,4	8,8	7,2	28,7	9,7	0,9	24,0	$0,20\frac{HCO_3 69 Cl 20 SO_4 11}{Na 61 Ca 29 Mg 10}$

№ разреза	Горизонт	Глубина образца, см	Гумус, %	pH водный	CO_2, %	ЕКО, мг-экв	Na от ЕКО, %	Мг/100 г почвы		Формула Курлова, %, мг/экв
								P_2O_5	K_2O	
9503	$BM_{ca,sn}$	65–75	1,6	9,2	7,7	9,1	9,1	0,8	37,6	$0,23\,\frac{HCO_3 69 Cl 20 SO_4 11}{Na 72 Ca 20 Mg 8}$
	$CAT_{ca,s,ox}$	100–110	0,3	8,1	4,6	4,9	4,9	1,1	38,1	$1,18\,\frac{HCO_3 91 Cl 6 SO_4 3}{Ca 60 Na 25 Mg 15}$
	$CAT_{ca,s,ox}$	190–200	2,1	9,1	8,7	4,0	4,0			$0,71\,\frac{SO_4 60 Cl 20 HCO_3 20}{Na 84 Ca 8 Mg 8}$
	$CAT_{ca,s}$	290–300	2,3	9,1	11,6					$0,42\,\frac{Cl 79 HCO_3 16 SO_4 5}{Na 85 Ca 11 Mg 4}$
9903	S_{ca}	0–2	2,6	8,8	4,75	25,3	4,3	0,2	54,5	$10,34\,\frac{SO_4 70 Cl 17 HCO_3 13}{Na 76 Ca 14 Mg 10}$
	S_{ca}	2–12	1,8	8,7	4,91	25,0	4,0	0,2	28,0	$5,04\,\frac{SO_4 89 Cl 10 HCO_3 1}{Na 71 Ca 27 Mg 2}$
	S_{ca}	17–27	0,8	8,5	1,91	19,0	5,4	0,2	29,0	$3,54\,\frac{SO_4 68 Cl 30 HCO_3 2}{Na 51 Ca 27 Mg 22}$
	S_{ca}	40–50	0,7	8,4	3,22					$3,90\,\frac{SO_4 59 Cl 40 HCO_3 1}{Na 47 Mg 27 Ca 26}$
	$C_{s,q}$	65–75	0,4	8,4	7,55					$3,16\,\frac{SO_4 64 Cl 35 HCO_3 1}{Na 44 Ca 30 Mg 26}$
	$C_{s,q}$	90–100		8,4	7,91					$2,72\,\frac{SO_4 68 Cl 31 HCO_3 1}{Na 40 Mg 26 Ca 34}$
	$C_{s,q}$	140–150		7,6	10,38					$2,48\,\frac{SO_4 62 C 37 HCO_3 1}{Na 39 Mg 34 Ca 27}$
9702	S_{ca}	0–3	5,5	7,6	2,8	15,3	1,7			$1,56\,\frac{SO_4 91 HCO_3 Cl 4}{Ca 86 Mg 12 Na 2}$
	S_{ca}	14–24	1,2	7,7	1,97	11,4	1,9			$1,38\,\frac{SO_4 9 HCO_3 5 Cl 4}{Ca 91 Mg 8 Na 1}$
	$C_{s,q,ca}$	38–58	0,3	7,7	2,4	10,0	2,1			$1,40\,\frac{SO_4 90 Cl 5 HCO_3 5}{Ca 82 Mg 4 Na 4}$
9703	$АИ_{(s)}$	0–5	7,4	7,3	0,11	16,0	6,9	1,8	68,0	$0,24\,\frac{SO_4 63 HCO_3 25 Cl 12}{Ca 38 Na 38 Mg 34}$
	$АИ_{(s)}$	5–15	5,5	8,3	0,99	32	3,4	1,0	51,5	$0,22\,\frac{SO_4 71 HCO_3 21 Cl 8}{Ca 40 Na 36 Mg 24}$
	$АИ_{(s)}$	18–28	4,2	8,5	2,83	24	5,4	1,3	24,0	$0,28\,\frac{SO_4 64 HCO_3 21 Cl 5}{Ca 47 Na 35 Mg 18}$
	$ВСА_{(s),ca}$	55–65	2,3	8,5	2,81	32	3,8	0,6	18,5	$3,28\,\frac{SO_4 91 Cl 7 HCO_3 2}{Na 53 Mg 25 Ca 22}$

№ разреза	Горизонт	Глубина образца, см	Гумус, %	pH водный	CO_2, %	ЕКО, мг-экв	Na от ЕКО, %	Мг/100 г почвы		Формула Курлова, %, мг/экв
								P_2O_5	K_2O	
9703	$BCA_{(s),ca}$	80–90	0,9	8,2	3,63	29	13,1			$1,28\ \frac{SO_4 82 Cl 16 HCO_3 2}{Na 57 Ca 27 Mg 16}$
	$CQ_{s,ca}$	120–130	0,6	8,3	3,89					$1,22\ \frac{SO_4 63 Cl 22 HCO_3 15}{Na 63 Ca 26 Mg 11}$
	$CQ_{s,ca}$	155–165	0,7	8,3	3,39					$0,24\ \frac{SO_4 69 Cl 22 HCO_3 15}{Na 48 Ca 35 Mg 17}$
	$CQ_{s,ca}$	190–200	0,9	8,2	2,92					$0,18\ \frac{SO_4 69 Cl 29 HCO_3 12}{Ca 43 Na 33 Mg 24}$

Солевые профили почв

Геохимические профили почв (подвижные формы тяжелых металлов)

Приложение 5

Балльная оценка карстоопасности на обзорном и региональном уровнях
(по: Дублянская, Дублянский, 1998)

Условия и факторы	Значения	Баллы
I. Наличие растворимых пород		
Развитие карстующихся пород (по площади) оценивается по карте их распространения в долях единицы	1,0–0,8	5
	0,8–0,6	4
	0,6–0,4	3
	0,4–0,2	2
	Менее 0,2	1
Наличие карстующихся пород (в разрезе) оценивается по геологическим разрезам в долях единицы	–"–	–"–
Литология карстующихся пород	Соляные	5
	Сульфатные и их чередование с соляными	4
	Карбонатные и их переслаивание с к.породами иного состава	3
	Глинистые, песчаные карбонатные породы и их переслаивание с некарст. породами	2
	Прослои карст. пород среди некарст.	1
Мощность карстующихся пород, залегающих первыми от поверхности (раздельно для карбонатных/сульфатных и соляных пород)	Более 500/50	5
	500–100/50–30	4
	100–50/30–10	3
	50–10/10–5	2
	Менее 10/менее 5	1
Тип карста по характеру перекрывающих отложений	Открытый	5
	Покрытый	4
	Перекрытый	3
	Перекрыто-покрытый	2
	Смешанный (в долинах рек)	1
Мощность перекрывающих отложений	Отсутствуют	5
	До 5 м	4
	5–10	3
	10–20	2
	Свыше 20	1
II. Наличие водопроницаемости		
Структурные условия (по тектонической карте)	Складчатые сооружения	5
	Синклинории на щите	4
	Впадины и прогибы	3
	Склоны щита	2
	Блоки щита и антеклизы	1

Условия и факторы	Значения	Баллы
Залегание пород (раздельно в графе баллов для геосинклинальных и платформенных условий в градусах по шкале)	0–5	3/5
	6–10	4/5
	11–30	5/4
	31–50	5/4
	51–70	4/3
	Свыше 70	2/2
Расстояние до крупных тектонических нарушений (в долях градуса вписанной в операционный квадрат окружности)	До 0,2	5
	0,2–0,4	4
	0,5–0,6	3
	0,7–0,8	2
	0,8–1,0	1
	Свыше 1,0	0
Водопроницаемость карстующихся пород (по типу коллектора)	Поровый	1
	Трещинный	2
	Каверновый	3
	Смешанный двойной	4
	Смешанный тройной	5
Водопроницаемость перекрывающих отложений	Водопроницаемые ($K>1,10^0$ м/сут)	3
	Слабоводопроницаемые ($K<1,10^0–10^{-4}$ м/сут)	2
	Водонепроницаемые ($K<1,10^{-4}$ м/сут)	1
Неотектонический режим (раздельно для геосинклинальных и платформенных условий в градусах) в метрах	+1000/+200	5
	+1000…500/+200…100	4
	+500…–500/+100…–100	3
	–500…–1000/–100…–200	2
	более –1000/более –200	1
III. Наличие движущихся вод		
Количество эффективных осадков (осадки минус испарение), мм	500–400	5
	400–300	4
	300–200	3
	200–100	2
	До 100	1
Количество конденсационных вод, в % от осадков	15–11	3
	10–6	2
	5–1	1
Поверхностный сток, л/с с км^2 (раздельно для геосинклинальных и платформенных условий)	Более 20/более 4	5
	20–16/4,0–3,1	4
	15–11/3,0–2,1	3
	10–6/2,0–1,1	2
	Менее 6/менее 0,6	1

Условия и факторы	Значения	Баллы
Подземный сток, л/с с км^2 (раздельно для геосинклинальных и платформенных условий)	8/3,5	5
	8–7/3,5–2,6	4
	6–5/2,5–1,6	3
	4–3/1,5–0,6	2
	Менее 3/менее 0,6	1
Уклон подземного потока (косвенно, через превышение водоразделов над тальвегами)	Свыше 100	5
	100–80	4
	80–60	3
	60–40	2
	40–20	1
	Менее 20	0
IV. Наличие агрессивных свойств		
Минерализация воды, г/л	До 0,2	5
	0,2–0,5	
	0,6–1,0	
	1,1–1,5	
	1,6–2,0	
	Более 20	
pH воды	5–6,9	4
	7	3
	7,1–9	2
Температура воды, по среднегодовой температуре воздуха, °С (раздельно в графе баллов для карбонатных / сульфатных и соляных пород)	5,0–6,0	5/1
	6,1–7,0	4/2
	7,1–8,0	3/3
	8,1–9,0	2/4
	9,1–10,0	1/5
Увеличение растворяющей способности – дополнительный фактор (учет формирования CO_2 почвой, наличие органических кислот и ионов, подток сухих струй CO_2, окисление сульфидов, наличие коррозии смешивания и др.)		

Систематический список высших растений Кзыладырского карстового поля

Thelypteridaceae Pic. Serm. – *Телиптерисовые*
Thelypteris palustris Schott. – Телиптерис болотный

Athyriaceae Alst. – *Кочедыжниковые*
Cystopteris fragilis (L.) Bernh. – Пузырник ломкий
Equisetaceae Rich. Ex Dc. – *Хвощовые*
Equisetum arvense L. – Хвощ полевой
Equisetum fluviatile L. – Хвощ топяной
Equisetum hyemale L. – Хвощ зимующий

Ephedraceae Dumort. – *Эфедровые*
Ephedra distachya L. – Эфедра двухколосковая

Typhaceae Juss. – *Рогозовые*
Typha angustifolia L. – Рогоз узколистный
Typha latifolia L. – Рогоз широколистный

Sparganiaceae Rudolphi. – *Ежеголовниковые*
Sparganium erectum L. – Ежеголовник прямой

Potamogetonaceae Dumort. – *Рдестовые*
Potamogeton alpinus Balb. – Рдест альпийский
Potamogeton lucens L. – Рдест блестящий
Potamogeton pectinatus L. – Рдест гребенчатый

Juncaginaceae L. C. Rich. – *Ситниковидные*
Triglochin maritimum L. – Триостренник морской
Triglochin palustre L. – Триостренник болотный

Alismataceae Vent. – *Частуховые*
Alisma gramineum Lej. – Частуха злаковая
Sagittaria sagittifolia L. – Стрелолист обыкновенный

Butomaceae Rich. – *Сусаковые*
Butomus umbellatus L. – Сусак зонтичный

Hydrocharitaceae Juss. – *Водокрасовые*
Hydrocharis morsus ranae L. – Водокрас лягушачий

Poaceae Barnhart. – *Мятликовые*
Achnatherum splendens (Trin.) Nevski – Чий блестящий
Agropyron pectinatum (M. Bieb.) P. Beauv. – Житняк гребневидный
Alopecurus geniculatus L. – Лисохвост коленчатый
Bromopsis inermis (Leyss.) Holub. – Кострец безостый
Bromus arvensis L. – Костер полевой
Calamagrostis canescens (Web.) Roth – Вейник седеющий
Calamagrostis epigeios (L.) Roth. – Вейник наземный
Dactylis glomerata L. – Ежа сборная
Elytrigia pruinifera Nevski. – Пырей инееватый
Festuca regeliana Pavlov. – Овсяница Регеля
Festuca rubra L. – Овсяница красная
Festuca valesiaca Gaudin. – Овсяница волжская
Helictotrichon desertorum (Less.) Nevski. – Овсец пустынный
Hierochloe repens (Host)Beauv. – Зубровка ползучая или степная
Koeleria cristata (L.) Pers. – Тонконог стройный, гребенчатый
Koeleria sclerophylla P.Smirn. – Тонконог жестколистный
Leymus ramosus (Trin.) Tzvel. – Колосняк ветвистый
Phleum phleoides (L.) Karst. – Тимофеевка степная
Phragmites australis (Cav.) Trin ex Steud. – Тростник южный, обыкновенный
Poa bulbosa L. – Мятлик травянистый луковичный

Poa pratensis L. – Мятлик луговой
Poa transbaicalica Roshevitz. – Мятлик степной
Puccinellia distans (Jacq.) Parl. – Бескильница расставленная
Puccinellia dolicholepis V. Krecz. – Бескильница длинночешуйная
Stipa capillata L. – Ковыль волосатик
Stipa lessingiana Trin. & Rupr. – Ковыль Лессинга
Stipa pennata L. – Ковыль перистый
Stipa pulcherrima C. Koch. – Ковыль красивейший
Stipa tirsa Stev. – Ковыль узколистный
Stipa zalesskii Wilensky. – Ковыль Залесского

Cyperaceae Juss. – *Осоковые*
Scirpus lacustris L. – Камыш озерный
Carex acuta L. – Осока острая
Carex acutiformis Ehrh. – Осока островатая, или заостренная
*Carex dilut*a Bieb. – Осока светлая
Carex melanostachya Bieb. ex. Willd. – Осока черноколосая
Carex nigra (L.) Reichard. – Осока черная
Carex pediformis C.A. Mey. – Осока стоповидная
Carex praecox Schreb. – Осока ранняя
Carex riparia Curt. – Осока береговая
Carex rostrata Stokes – Осока вздутая
Carex supina Willd. ex Wahlenb. – Осока приземистая
Carex vulpina L. – Осока лисья

Incaceae Juss. – *Ситниковые*
Juncus atratus Krock. – Ситник темноцветный
Juncus gerardii Loisel. in Desv. – Ситник Жерара

Liliaceae Juss. – *Лилейные*
Gagea minima (L.) Ker Gawl. – Гусиный лук малый
Tulipa biebersteiniana Schult. & Schult. f. – Тюльпан Биберштейна
Tulipa gesneriana L. –Тюльпан Геснера
Fritillaria meleagroides Patrin ex Schult. & Schult. f. – Рябчик малый
Fritillaria ruthenica Wikstr. – Рябчик русский

Alliaceae J. Agardh. – *Луковые*
Allium flavescens Besser. – Лук желтеющий
Allium globosum M. Bieb. ex Redoutй. – Лук шаровидный
Allium lineare L. – Лук линейный
Allium tulipifolia Ledeb. – Лук тюльпанолистный

Asparagaceae Juss. – *Аспарагусовые*
Asparagus officinalis L. – Спаржа аптечная

Iridacease Juss. – *Касатиковые*
Gladiolus imbricatus L. – Шпажник черепитчатый
Iris pumila L. – Ирис низкий

Salicaceae Mirb. – *Ивовые*
Populus alba L. – Тополь белый
Populus tremula L. – Тополь дрожащий
Salix alba L. – Ива белая
Salix cinerea L. – Ива пепельная
Salix pentandra L. – Ива пятитычинковая

Betulaceae S. F. Gray. – *Березовые*
Alnus glutinosa (L.) Gaertner. – Ольха клейкая, черная
Betula pendula Roth. – Береза бородавчатая

Cannabaceae Endl. – *Коноплевые*
Cannabis ruderalis Janisch. – Конопля сорная

Urticaceae Juss. – *Крапивные*
Urtica dioica L. – Крапива двудомная

Santalaceae R. Br. – *Санталовые*
Thesium arvense Horv. – Ленец полевой

Polygonaceae Juss. – *Гречишные*
Atraphaxis frutescens Eversm. – Курчавка кустарная
Persicaria amphibia (L.) S. F. Gray.– Гречишник земноводный
Persicaria hydropiper (L.) Spach – Гречишник перечный
Polygonum aviculare L. – Горец птичий
Rumex acetosa L. – Щавель кислый
Rumex confertus Willd. – Щавель конский

Chenopodiaceae Vent. – *Маревые*
Atriplex micrantha C.A.Mey. – Лебеда мелкоцветковая
Atriplex prostrata Boucher ex DC. – Лебеда распростертая
Camphorosma monspeliaca L. – Камфоросма монпелийская
Chenopodium foliosum Aschers. – Марь многолистная
Kochia prostrata (L.) Schrad. – Кохия простертая
Krascheninnikovia ceratoides (L.) Gueldenst. – Терескен хохлатый, т. серый
Nanophyton erinaceum (Pall.) Bunge – Нанофитон ежовый
Neocaspia foliosa (L.) Tzvel. – Неокаспия многолистная
Salicornia perennans Willd. – Солерос солончаковый
Salsola tamariscina Pall. – Солянка тамариксовидная
Suaeda corniculata (C. A. Mey.) Bunge. – Сведа рожконосная

Caryophyllaceae Juss. – *Гвоздичные*
Dianthus andrzejowskianus (Zapal.) Kulcz. – Гвоздика Андржеевского
Dianthus leptopetalus Willd. – Гвоздика узколепестная
Dianthus uralensis Korsh. – Гвоздика уральская
Eremogone koriniana (Fisch. ex Fenzl) Ikonn. – Еремогон Корина
Eremogone longifolia (Bieb.) Fenzl. – Еремогон длиннолистный
Gypsophila altissima L. – Качим высокий
Gypsophila paniculata L. – Качим метельчатый
Gypsophila patrinii Ser. – Качим Патрэна
Otites baschkirorum (Janisch.) Holub – Ушанка башкирская
Silene chlorantha (Willd.) Ehrh. – Смолевка зеленоцветковая
Silene stepicola subsp. pubescens Kleop. – Смолевка пушистая
Stellaria graminea L. – Звездчатка злачная

Nymphaceae Salisb. – *Кувшинковые*
Nymphaea candida J. Presl. – Кувшинка чисто-белая
Nuphar lutea (L.) Smith – Кубышка желтая

Ranunculaceae Juss. – *Лютиковые*
Anemona sylvestris L. – Ветренница лесная
Adonis wolgensis Steven. – Адонис волжский
Delphinium uralense Nevski – Живокость уральская
Ficaria verna Huds. – Чистяк весенний
Pulsatilla patens (L.) Mill. – Прострел раскрытый
Ranunculus acris L. – Лютик едкий
Ranunculus flammula L. – Лютик жгучий
Ranunculus repens L. – Лютик ползучий
Thalictrum minus L. – Василистник малый
Thalictrum simplex L. – Василистник простой

Fumariaceae DC. – *Дымянковые*
Corydalis bulbosa (L.) A.P. DC. – Хохлатка Галлера, луковичная

Brassicaceae Burnett. – *Капустные*
Alyssum alyssoides (L.) L. – Бурачок чашечный или бурачниковидный

Alyssum tortuosum Waldst. & Kit. ex Willd. – Бурачок извилистый
Alyssum turkestanicum Regel & Schmalh. – Бурачок туркестанский
Berteroa incana (L.) DC. – Икотник серый
Chorispora tenella (Pall.) DC. – Хориспора нежная
Erysimum leucanthemum (Stephan) B. Fedtsch. – Желтушник белоцветковый
Lepidium perfoliatum L. – Клоповник пронзеннолистный
Sisymbrium polymorphum (Murray) Roth. – Гулявник изменчивый

Crassulariaceae DC. – *Толстянковые*
Hylotelephium stepposum (Boriss.) Tzvelev. – Очитник степной
Orostachys spinosa (L.) C.A. Mey. – Горноколосник колючий
Sedum hybridum L. – Очиток гибридный

Grossulariaceae DC. – *Крыжовниковые*
Ribes aureum Pursh. – Смородина золотистая
Ribes nigrum L. – Смородина черная

Rosaceae Juss. – *Розанные*
Agrimonia eupatoria L. – Репешок обыкновенный
Amygdalus nana L. – Миндаль низкий, бобовник
Cerasus fruticosa Pall. – Вишня степная
Cotoneaster melanocarpus Fisch. ex Blytt. – Кизильник черноплодный
Crataegus sanguinea Pall. – Боярышник кровавокрасный
Filipendula ulmaria (L.) Maxim. – Таволга вязолистная
Filipendula vulgaris Moench. – Таволга шестилепестная обыкновенная
Fragaria viridis (Duchesne) Weston. – Земляника зеленая
Padus avium Mill. – Черемуха обыкновенная
Potentilla arenaria Borkh. – Лапчатка песчаная
Potentilla humifusa Willd. ex Schltdl. – Лапчатка распростертая
Potentilla impolita Wahlenb. – Лапчатка неблестящая
Rosa acicularis Lindl. – Шиповник, роза иглистая
Rosa glabrifolia C. A. Mey. ex Rupr. – Шиповник гололистный
Rubus caesius L. – Ежевика сизая
Sanguisorba officinalis L. – Кровохлебка лекарственная
Spiraea crenata L. – Спирея городчатая
Spiraea hypericifolia L. – Спирея зверобоелистная

Fabaceae Lindl. – *Бобовые*
Amoria montana (L.) Sojak. – Клевер горный
Amoria repens (L.) C. Presl. – Клевер ползучий
*Astragalus macro*pus Bunge. – Астрагал длинноножковый
Astragalus onobrychis L. – Астрагал эспарцетный
*Astragalus palle*scens Bieb. – Астрагал бледноватый
Astragalus rupifragus Pall. – Астрагал скальный
Astragalus scopaeformis Ledeb. – Астрагал метельчатовидный
Astragalus testiculatus Pall. – Астрагал яйцеплодный
Astragalus wolgensis Bunge. – Астрагал волжский
Caragana frutex (L.) C.Koch. – Карагана кустарниковая
Chamaecytisus ruthenicus (Fisch. ex Wolosz.) Klask. – Ракитник русский
Genista tinctoria L. – Дрок красильный
Glycyrrhiza glabra L. – Солодка голая
Glycyrrhiza korshinskyi Grig. – Солодка Коржинского
Hedysarum argyrophyllum Ledeb. – Копеечник серебристолистный
Hedysarum gmelinii Ledeb. – Копеечник Гмелина
Hedysarum razoumovianum Fisch. & Helm. – Копеечник Разумовского
Lathyrus pratensis L. – Чина луговая
Lathyrus tuberosus L. – Чина клубненосная
Medicago romanica Prod. – Люцерна румынская
Onobrychis arenaria (Kit.) DC. – Эспарцет песчаный
Ononis arvensis L. – Стальник пашенный

Oxytropis floribunda (Pall.) DC. – Остролодочник многоцветковый
Oxytropis pilosa (L.) DC. – Остролодочник волосистый
Oxytropis spicata (Pall.) O. & B.Fedtsch. – Остролодочник колосистый
Thermopsis schischkinii Czefr. – Термопсис Шишкина
Trifolium medium L. – Клевер средний
Trifolium pratense L. – Клевер луговой
Vicia cracca L. – Горошек мышиный

Geraniaceae Juss. – *Гераниевые*
Geranium pratense L. – Герань луговая

Linaceae dc. Ex s. F. Gray – *Льновые*
Linum perenne L. – Лен многолетний

Zygophyllaceae r. Br. – *Парнолистниковые*
Zygophyllum pinnatum Cham. – Парнолистник перистый

Polygalaceae R. Br. – *Истодовые*
Polygala comosa Schkuhr. – Истод хохлатый

Euphorbiaceae Juss. – *Молочайные*
*Euphorbia segui*erana Necker. – Молочай Сегье
Euphorbia virgata Waldst. et Kit. – Молочай лозный

Rhamnaceae Juss. – *Крушинные*
Frangula alnus Mill. – Крушина ломкая
Rhamnus cathartica L. – Жостер слабительный, крушина слабительная

Malvaceae Juss. – *Мальвовые*
Althaea officinalis L. – Алтей лекарственный
Lavatera thuringiaca L. – Хатьма тюрингенская

Frankeniaceae S. F. Gray – *Франкениевые*
Frankenia hirsuta L. – Франкения волосистая

Violaceae Batsh. – *Фиалковые*
Viola ambigua Waldst. et Kit. – Фиалка сомнительная

Lythraceae J. St. – *Hil.* – *Дербенниковые*
Lythrum salicaria L. – Дербенник иволистный

Apiaceae Lindl. – *Зонтичные*
Angelica archangelica L. – Дудник лекарственный
Eryngium planum L. – Синеголовник плоский
Falcaria vulgaris Bernh. – Резак обыкновенный
Ferula tatarica Fisch. ex Spreng. – Ферула татарская
Heracleum sibiricum L. – Борщевик сибирский
Palimbia salsa (L. fil.) Bess. – Палимбия солончаковая
Seseli libanotis (L.) W.D.J. Koch. – Жабрица порезниковая
Silaum silaus (L.) Schinz et Thell. – Морковник обыкновенный
Trinia muricata Godet. – Триния шершавая
Xanthoselinum alsaticum (L.) Schur. – Златогоричник эльзасский

Primulaceae – *Первоцветные*
Glaux maritima L. – Млечник морской

Limoniaceae Ser. – *Кермековые*
Goniolimon elatum (Fisch. ex Spreng.) Boiss. – Гониолимон высокий
Limonium caspium (Willd.) Gams. – Кермек каспийский
Limonium gmelinii (Willd.) Kuntze. – Кермек Гмелина
Limonium suffruticosum (L.) O. Kuntze – Кермек кустарниковый

Gentianaceae Juss. – *Горечавковые*
Centaurium erythraea Rafn. – Золототысячник обыкновенный
Gentiana pneumonanthe L. – Горечавка легочная

Boraginaceae Juss. –*Бурачниковые*
Cynoglossum officinale L. – Чернокорень лекарственный
Myosotis arvensis (Linnaeus) Hill. – Незабудка полевая
Myosotis popovii Dobrocz. – Незабудка Попова
Nonea rossica Stev. – Нонея русская
Onosma polychromum Klok. – Оносма многоцветная
Onosma simplicissima L. – Оносма простейшая

Lamiaceae Lindl. – *Губоцветные*
Lycopus europaeus L. – Зюзник европейский
Nepeta ucrainica L. – Котовник украинский
Origanum vulgare L. – Душица обыкновенная
Phlomis pungens Willd. – Зопник колючий
Phlomoides tuberosa (L.) Moench. – Зопник клубненосный
Prunella vulgaris L. – Черноголовка обыкновенная
Salvia stepposa Des. Shost. – Шалфей степной
Salvia tesquicola Klokov & Pobed. – Шалфей остепненный
Stachys palustris L. – Чистец болотный
Thymus baschkiriensis Klok. et Shost. – Тимьян башкирский
Thymus marschallianus Willd. – Тимьян Маршалла
Thymus mugodzharicus Klok. & Shost. – Тимьян мугоджарский

Solanaceae Juss. – *Пасленовые*
Solanum dulcamara L. – Паслен сладко-горький

Scrophulariaceae Juss. – *Норичниковые*
Euphrasia pectinata Ten. – Очанка татарская, гребенчатая
Linaria altaica Fisch. ex Kupr. – Льнянка алтайская
Linaria debilis Kuprian. – Льнянка слабая
Linaria ruthenica Blonski. – Льнянка русская
Melampyrum arvense L. – Марьянник полевой
Pedicularis dasystachys Schrenk. – Мытник мохнатоколосый
Pedicularis sibirica Vved. – Мытник сибирский
Verbascum marschallianum Ivanina & Tzvel. – Коровяк Маршалла
Verbascum phoenicium L. – Коровяк фиолетовый
Veronica incana L. – Вероника беловойлочная
Veronica prostrata L. – Вероника простертая
Veronica spicata L. – Вероника колосистая
Veronica spuria L. – Вероника ложная

Orabanchaceae Vent. – *Заразиховые*
Orobanche coerulescens Steph. – Заразиха синеватая

Lentibulariaceae Rich. – *Пузырчатковые*
Utricularia vulgaris L. – Пузырчатка обыкновенная

Plantaginaceae Juss. – *Подорожниковые*
Plantago lanceolata L. – Подорожник ланцетолистный
Plantago major L. – Подорожник большой
Plantago maritima L. – Подорожник морской
Plantago media L.– Подорожник средний
Plantago urvillei Opiz . – Подорожник степной

Rubiaceae Juss. – *Мареновые*
Galium aparine L. – Подмаренник цепкий
Galium boreale L. – Подмаренник северный
Galium ruthenicum Willd. – Подмаренник русский
Galium verum L. – Подмаренник настоящий

Caprifoliaceae Juss. – *Жимолостные*
Lonicera tatarica L. – Жимолость татарская

Valerianaceae Batsch. – *Валериановые*
Valeriana tuberosa L. – Валериана клубненосная

Dipsacaceae Juss. – *Ворсянковые*
Cephalaria uralensis (Murr.) Schrad. ex Roem. & Schult. – Головчатка уральская
Knautia arvensis (L.) Coult. – Короставник полевой
Scabiosa isetensis L. – Скабиоза исетская

Campanulaceae Juss. – *Колокольчиковые*
Adenophora lilifolia (L.) A. DC. – Бубенчик лилиелистный
Campanula sibirica L. – Колокольчик сибирский

Asteraceae Dumort. – *Астровые*
Achillea millefolium L. – Тысячелистник обыкновенный
Achillea nobilis L. – Тысячелистник благородный
Arctium tomentosum Mill. – Лопух паутинистый
Artemisia armeniaca Lam. – Полынь армянская
Artemisia austriaca Jacq. – Полынь австрийская
Artemisia dracunculus L. – Полынь эстрагон
Artemisia lerchiana Web. – Полынь Лерха
Artemisia marschalliana Spreng. – Полынь Маршалла
Artemisia pontica L. – Полынь понтийская
Artemisia salsoloides Willd. – Полынь солянковидная
Artemisia vulgaris L. – Полынь обыкновенная
Centaurea kasakorum Iljin. – Василек казахский
Centaurea marschalliana Sprengel. – Василек Маршалла
Centaurea scabiosa L. – Василек шероховатый
Chartolepis intermedia Boiss. – Хартолепис средний
Echinops ruthenicus Bieb. – Мордовник русский
Echinops sphaerocephalus L. – Мордовник шароголовый
Galatella rossica Novopokr. – Солонечник русский
Galatella tatarica (Less.) Novopokr. – Грудница татарская
Galatella villosa (L.) Reichenb. fil. – Грудница мохнатая
Hieracium echioides Lum. – Ястребинка румянковая
Hieracium virosum Pall. – Ястребинка ядовитая
Inula britannica L. – Девясил британский
Inula germanica L. – Девясил германский
Inula helenium L. – Девясил высокий
Inula hirta L. – Девясил жестковолосистый
Jurinea arachnoidea Bunge – Наголоватка паутинистая
Jurinea multiflora (L.) B. Fedtsch. – Юринея многоцветковая
Saussurea salsa (Pall.) Spreng. – Соссюрея солончаковая
Scorzonera austriaca Willd. – Козелец австрийский
Scorzonera purpurea L. – Козелец пурпурный
Scorzonera stricta Hornem – Козелец прямой
Senecio jacobaea L. – Крестовник Якова
Serratula erucifolia (L.) Boriss. – Серпуха эруколистная
Tanacetum achilleifolium (Bieb.) Sch. Bip. – Пижма тысячелистниколистная
Taraxacum erythrospermum Andrz. – Одуванчик красносемянный
Taraxacum serotinum (Waldst. & Kit.) Poir. – Одуванчик поздний
Tripolium pannonocum (Jacq.) Dobrocz. – Астра солончаковая
Tussilago farfara L. – Мать-и-мачеха
Xanthium strumarium L. –Дурнишник обыкновенный

Схемы некоторых гипсовых пещер Южного Предуралья

Вертолетная (из: Карст Башкортостана, 2002)

Бол. Курманаевская (из: Карст Башкортостана, 2002)

Чертова Бездна. Съемка Ю.В. Соколова

Подарок. Съемка В.Б. Самсонова

К-8 (Кзыладырское поле). Съемка В.Б. Самсонова

К-10 (Кзыладырское поле). Съемка В.Б. Самсонова

К-20 (Кзыладырское поле). Съемка В.Б. Самсонова, 2001

Зигзаг Удачи (Белогорское поле). Съемка А.В. Дудкова, 1980

Волчья (Кзыладырское поле). Съемка В.Б. Самсонова, 1997

Саратовская (Юлдыбаевское поле). Съемка В.В. Романова, 1980

Конфетка (Кзыладырское поле). Съемка В.В. Романова, 1980

Мозаика (Кзыладырское поле). Съемка В.В. Романова, 1980

Красная (Курашайское поле). Съемка В.В. Романова, 1980

Лисья (Курашайское поле). Съемка В.Г. Куликовой, В.В. Романова, 1980

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
развития карста

Гипсово-кальцитовые кораллиты

Тонкослоистые гипсы и стадии их выветривания

Закарстованность гипсов в стенке карьера. Охлебининский участок

Борозчатые карры. Спасский участок

Корродированная поверхность крупнокристаллических гипсов. Новоматвеевский участок

Механические включения в кристаллах гипсового шпата при увеличении

Плойчатая складчатость слоистых гипсов

Гипсовая «бомба»

Плойчатые отдельности выветрелых слоистых гипсов

Вторичные гипсы в стенках пещеры

Полигональные трещины на корах выветривания. Надеждинский участок

Участие криогенных процессов в формировании гипсовых кор выветривания

Микропустоты в рыхлых дезинтегрированных гипсах. Кзыладырский участок

Сростки кристаллов гипсового шпата

Формы дезитеграции гипсового шпата

Разрез гипсово-кальцитовой коры выветривания (гажи) у родника Луговского. Кзыладырский участок

Формы поверхностей растворения

Корродированная поверхность крупнокристаллических гипсов

Гипсово-кальцитовые кораллиты

Мелкогофрированная отдельность гипса

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ
проявления карста

Провальная воронка и обнажение слоистых гипсов на Надеждинском участке

ВХОДЫ В ПЕЩЕРЫ

Конфетка

Вертолетная

Подарок

Отседание блоков пород. Пещера Конфетка

Вертикальный трещинообразный проход в пещере Конфетка

Пещера Степная. Ковыловский участок

Натечные образования в подземной камере Илецкого месторождения каменной соли

Карстово-эрозионный лог, в правом борту которого по трещинам отседания вскрыты входы в Ишеевскую пещерную систему

Пещера Ишеевская

Пещера Саратовская. Юлдыбаевский участок

Провальная воронка. Юлдыбаевский участок на правобережье р. Ассель

Коррозионная воронка. Аургазинский участок

Карстово-эрозионный рельеф в долине р. Аургаза

Карстовое озеро подвешенного типа. Сарыелгинский участок у с. Ахмерово

Карстовое озеро на террасе р. Салмыш. Присалмышский участок (урочище Тулкун) у с. Имангулово 2-е

Сезонные озера в провальных воронках. Кзыладырский участок

Карстово-эрозионный лог. Ковыловский участок

Карстовый лог вдоль гипсовой пачки. Кзыладырский участок

Разрушение бортов воронок и заложение эрозионных врезов. Ковыловский участок

Грот Голубиный. Кзыладырский участок

Сквозной грот на Ишеевском участке

Грот в карстовой воронке. Карстовый участок Сюрюк на правобережье одноименного ручья (приток р. Средняя Чебенька)

Грот в провальной воронке. Юлдыбаевский участок

Карстовая арка. Петропавловский участок на левобережье р. Жаксы-Каргала (приток р. Илек)

Карстовая арка. Кзыладырский участок

Карстовая арка и деформации залегания слоистых гипсов. Юлдыбаевский участок

Карстово-эрозионный останец в долине р. Аургазы. Аургазинский участок

Останец в провальной воронке. Спасский участок на левобережье р. Дубовка (приток р. Большой Ик)

Карстовая брекчия на кальцитовом цементе. Спасский участок

Оседание кровли подземной полости. Аургазинский участок

Трещина в коренных гипсах. Аургазинский участок

Трещина отседания. Рудный участок

Родник Изумрудный. Кзыладырский участок

Родник Изумрудный-2. Кзыладырский участок

Сероводородный Вонючий родник. Дубенской участок на Урало-Сакмарском междуречье

Сероводородный родник. Урочище Асикай на правобережье р. Сакмары у с. Желтое

Родник из залежей каменной соли. Илецкий соляной шток

Соленый родник. Боевогорский соляной купол

Родник Ащибляк. Кзыладырский участок

Голубой источник. Узеньский участок у с. Новомусино

Родниковые грифоны с гипсовой мукой. Кзыладырский участок

ЛАНДШАФТНОЕ РАЗНООБРАЗИЕ
и использование природных ресурсов

Ранневесенний облик закарстованных территорий. Кзыладырский участок

Обнажение каменной соли в борту оз. Развал

Засоление русла и поймы руч. Тузлукколь на Урало-Илецком междуречье

Отложение солей и минеральных грязей на озерах Илецкого соляного купола

Карстовый провал в борту Малого Городского озера. Илецкий соляной купол

Поглощающие воронки в карстовом логе. Сарыелгинский участок у с. Старокузяково

Выходы коренных гипсов. Сарыелгинский участок

Рельеф с коррозионными воронками на склоне долины р. Зилим. Утяковский участок

Группа провальных воронок. Петровский участок, водораздел между ручьями Шига и Шида (притоки р. Зиган)

Выходы закарстованных гипсов на правобережье р. Белой. Рязаново-Охлебининский участок

Провальная воронка на контакте с уфимскими красноцветами. Аургазинский участок у с. Курманаево

Рельеф карстового «бедленда». Аургазинский участок

Озеро Тугар-Сулган. Южно-Ишеевский участок

Группа провальных воронок на склоне шихана Тратау. Южно-Ишеевский участок

Группа провальных воронок между селами Акназарово и Восточный. Бельско-Нугушский участок

Провальная воронка на склоне долины р. Большая Куюргаза

Группа провальных воронок на Юлдыбаевском участке

Карстовый лог, осложненный провальными воронками. Биккуловский участок в долине р. Салмыш

Карстовый участок Сюрюк на правобережье одноименного ручья (приток р. Средняя Чебенька)

Дубенской участок на Урало-Сакмарском междуречье

Ковыловский карстовый участок на левобережье р. Большой Ик

Надеждинско-Яковлевское поле на правобережье р. Средняя Чебенька

Карстовые озера Косколь на Урало-Илекском междуречье

Лапшиновские озера в долине р. Большая Юшатырь

Лесное урочище Асикай на рыхлой гипсовой коре выветривания

Рельеф гипсовой коры выветривания. Ковыловский участок, зона разгрузки

Механический снос вещества и микроклиматические (ветровые, снеговые, водные и инсоляционные) условия формирования ландшафтно-фациальной неоднородности карстовых воронок. Кзыладырский участок

Карстовый «раздув» долины временного водотока при пересечении с гипсовыми отложениями. Северная часть Юлдыбаевского участка

Зона аккумуляции гипсового делювия и частичной разгрузки трещинно-карстовых вод в долине р. Бурля. Надеждинский участок

Рельефообразующая роль гипсов и загипсованных песчаников. Кзыладырский участок

Карстово-эрозионный лог и лес Узкий на гипсово-элювиальной гряде. Кзыладырский участок

Карстовый провал на Кзыладырском участке

Белогорский участок на Урало-Сакмарском междуречье

Озеро Высокое (Карасье) в карстовой котловине г. Боевая

Провальная воронка. Тузулуккольский участок на Урало-Илекском междуречье

Провальные и коррозионные воронки в долине р. Жаксы-Каргала. Петропавловский участок, Актюбинская обл.

Переток талых снеговых вод между воронками. Кзыладырский участок

Старое карьерное обнажение гипсов на Рудном (Куплинском) участке

Лечебные «ванны» в долине руч. Тузулукколь

Добыча каменной соли подземным способом на Илецком месторождении

Рекреационный центр на основе горнотехнического ландшафта. Курорт Соль-Илецк

Геологический разрез эоценовых песков, заполняющих карстовую депрессию. Дубенской участок у бывшего с. Лещево

Добыча гипса карьерным способом. Гора Каменная у с. Охлебинино

Геоинформационные ресурсы GOOGLE

Карстово-коррозионный рельеф в долине р. Аургаза

Приспособление планов застройки на закарстованных территориях (с. Толбазы)

Контуры сельскохозяйственных полей на закарстованных территориях

Активизация эрозии на бортах воронок при деградации пастбищных угодий. Аургазинский участок

Противоэрозионные мероприятия (облесение) на закарстованных территориях. Автодорога Оренбург – Уфа у с. Толбазы

Гидротехническое строительство на закарстованных территориях

Использование карстовых депрессий под прудовое хозяйство

ПРОЯВЛЕНИЯ КАРСТА В УСЛОВИЯХ РЕЧНЫХ ДОЛИН

Карст на междуречье рек Уфа и Юрмаш у с. Федоровка

Карст в долине р. Белой напротив г. Благовещенска

ПРОЯВЛЕНИЯ КАРСТА В УСЛОВИЯХ РЕЧНЫХ ДОЛИН

Использование эрозионно-русловыми процессами карстовых форм рельефа. Междуречье рек Ашкадар и Сухайля у с. Айгулево

Рисунок пойменного ландшафта при проявлении карстовых процессов. Левобережье р. Зилим у с. Юлуково

Характер закарстованности на Южно-Ишеевском участке. Памятники природы – горашихан Тратау и оз. Тугар-Салган

Карстовый участок на левобережье р. Большая Куюраза между селами Абдулово и Тюканово 2-е

Характер карстового рельефа на гипсовом делювии. Петропавловский участок в долине р. Жаксы-Каргала (приток р. Илек)

Выходы трещинно-карстовых вод и рельеф на гипсовом элювио-делювии. Придолинная часть Кзыладырского карстового поля

Рассеянный характер выхода трещинно-карстовых вод в долине р. Бурля. Надеждинский участок

Концентрированный характер выхода трещинно-карстовых вод. Долина р. Аургазы

Закарстованность в районе дачных поселков северо-западнее с. Булгаково

Параллельно-линейное расположение провальных воронок на Петровском участке (север справа)

Карстовая котловина Боевой Горы

Озера Тузлуккольской депрессии (север справа)

Ишеевское карстовое поле

Озера Лапшиновской депрессии у с. Октябрьское (север справа)

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 3

Глава 1. УСЛОВИЯ И ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ КАРСТОВЫХ ЛАНДШАФТОВ 14

1.1. Краткая характеристика природных условий карстообразования в Южном Предуралье 14
1.1.1. Геологическое строение 14
1.1.2. Природно-климатические условия карстообразования 29
1.2. Основные условия и факторы развития карста 34
1.2.1. Карстующиеся породы 37
1.2.2. Водопроницаемость карстующихся пород 45
1.2.3. Особенности физико-химических процессов в карстующихся породах 50

Глава 2. СТРУКТУРА И ДИНАМИКА КАРСТОВЫХ ГЕОСИСТЕМ 69

2.1. Проблемы классификации карстовых геосистем и их элементов 69
2.1.1. Классификация карстовых геосистем 69
2.1.2. Систематизация элементов карстовых геосистем 71
2.1.3. Полигенетический характер формирования карстовых геосистем 75
2.2. Морфология и генезис элементов карстовых геосистем 78
2.2.1. Подземные и переходные формы 78
2.2.2. Поверхностные формы рельефа и проявления карста 93

Глава 3. ЛАНДШАФТНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАРСТОВЫХ ГЕОСИСТЕМ 102

3.1. Методические подходы к изучению карстовых геосистем 102
3.2. Ландшафтная структура и динамика отрицательных форм рельефа 104
3.2.1. Динамичность развития 104
3.2.2. Склоновая микропоясность и параметры водопоглощаемости 106
3.2.3. Микроклимат карстовых урочищ 108
3.3. Закономерности пространственной организации 109
3.3.1. Типы местности и их карстовые варианты 110
3.3.2. Гидроморфизм 116
3.3.3. Влияние на облесенность 118
3.3.4. Карстовые депрессии как фактор перераспределения стока и дренажа прилегающих территорий 120
3.4. Особенности биотических компонентов 122
3.4.1.Почвенный покров 123
3.4.2. Флора и растительность 128

Глава 4. РАЙОНИРОВАНИЕ КАРСТОВЫХ ГЕОСИСТЕМ 143

4.1. Методы и подходы 143
4.2. Характеристика региональных структур 146
4.2.1. Карстовые провинции Восточно-Европейской страны 146
4.2.2. Карстовые провинции Уральской горной страны 171

Глава 5. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ И ОХРАНА КАРСТОВЫХ ЛАНДШАФТОВ 175
5.1. Геоэкологические аспекты освоения 175
5.1.1. Общие подходы 175
5.1.2. Риски на закарстованных территориях 177
5.1.3. Карст и различные типы природопользования 182
5.2. Карстовые ландшафты в системе ООПТ 191
5.2.1. Методические подходы 191
5.2.2.Современное состояние и перспективы охраны 192

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 197

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 202

ПРИЛОЖЕНИЯ 214

1. Основные этапы геологического развития Южного Предуралья 214
2. Основные стадии галогенеза и изменения химического состава 215
3. Химический состав поверхностных и подземных вод Кзыладырского карстового поля 215
4. Характеристика почв Кзыладырского карстового поля 216
5. Балльная оценка карстоопасности на обзорном и региональном уровнях 221
6. Систематический список высших растений Кзыладырского карстового поля 224
7. Схемы некоторых гипсовых пещер Южного Предуралья 231
8. Фотоиллюстрации 239

Научное издание

Владимир Михайлович Павлейчик

КАРСТОВЫЕ ЛАНДШАФТЫ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

Рекомендовано к изданию ученым советом Института степи
и НИСО УрО РАН

Редактор **И.М. Циклина**
Технический редактор **Е.М. Бородулина**
Корректор **Н.В. Каткова**
Компьютерная верстка **Н.С. Глушковой**

ISBN 978-5-7691-2179-1

9 785769 121791

НИСО УрО РАН № 61(10) – 17. Сдано в набор 01.04.11. Подписано в печать 25.07.11.
Формат 70×100 1/16. Бумага типографская. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 24. Уч.-изд. л. 25. Тираж 200 экз. Заказ № 138.

Оригинал-макет изготовлен в РИО УрО РАН.
620990, Екатеринбург, ул. Первомайская, 91.

Отпечатано в типографии
«Уральский центр академического обслуживания».
620990, Екатеринбург, ул. Первомайская, 91.

Учреждение Российской академии наук
Институт степи УрО РАН
460000, Оренбург, ул. Пионерская, д.11
тел. (3532) 776247, 774432
e-mail: orensteppe@mail.ru