

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 556.314

ГЕОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ПРОЦЕССЫ ВТОРИЧНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ САЛАИРЕ

Дутова Е.М.

В работе рассматриваются особенности геохимии подземных вод северо-западного Салаира, показаны закономерности изменчивости их состава, определяющиеся характером рельефа, уровнем дренирования, составом водовмещающих отложений, охарактеризована равновесность вод с различными минералами, показана площадная картина современного вторичного минералообразования из подземных вод.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема изучения геохимии пресных подземных вод приобретает в настоящее время особую актуальность, в связи с возрастающим техногенным влиянием на окружающую среду, в целом, и обострением водно-экологической ситуации, в частности. Решение ряда важнейших практических задач гидрогеологии, таких как поиски, разведка и эксплуатация месторождений подземных вод, охрана вод от загрязнения, гидрогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых и многие другие, невозможно без углубленного анализа закономерностей изменчивости вещественного состава подземных вод, характера и степени их равновесности с минералами, а также причин и механизмов, определяющих особенности водной миграции тех или иных химических элементов.

В данной статье предпринята попытка на основе современных научных представлений, разрабатываемых Томской школой гидрогеохимиков под руководством С.Л.Шварцева [1, 2], а также представителями других научных школ [3, 4, 5], показать особенности геохимии подземных вод северо-западного Салаира, являющегося, в отличие от остальной его части, относительно чистой в экологическом отношении территорией, не претерпевшей значительных изменений, связанных с развитием горнодобывающей промышленности. В этой связи, все особенности геохимии подземных вод носят преимущественно естественно-природный характер, присущий низкогорным таежным ландшафтам гумидного климата. Кроме того, северо-западный Салаир детально изучен в гидрогеохимическом отношении. Еще в 50-х годах Салаирской геохимической партией под руководством Е.А.Пономарева, одного из первых учеников основателя гидрогеохимического метода поисков П.А.Удодова, здесь проводились гидрогеохимические съемки. С 1971 года начались систематические исследования Салаира сотрудниками ПНИЛ гидрогеохимии ТПИ [6, 7, 8] по договорам с ПГО Новосибирскгеология. Работы тех лет были связаны с рудной специализацией Салаира и имели четкую поисковую направленность. В процессе их опробовывались громадные территории, отбирались тысячи водных проб. В частности, только под руководством автора данной статьи проведены полевые работы на площади около 2,5 тыс. км² и опробовано порядка 3 тысяч водопроявлений (рис. 1). Пробы отбирались из водотоков, родников, скважин. В каждой точке определялся макро- и микрокомпонентный состав воды. Изучался, хотя и с меньшей детальностью, газовый, органический, микробиологический, изотопный состав вод. Аналитические определения состава вод, в большинстве своем, выполнялись силами Проблемной гидрогеохимической лаборатории ТПУ в стационарных условиях. Определения быстро меняющихся компонентов проводились непосредственно у водопунктов, а общий химический анализ воды выполнялся в течение суток после отбора проб в полевой лаборатории. Кроме гидрогеохимических проводились литогеохимические, минералогические и гидрометрические исследования.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Салаирский кряж представляет собой пенепленизированную всхолмленную возвышенность, расчлененную процессами эрозии. Главный водораздел Салаира на 150-300 м возвышается над соседними структурами Кузнецкой межгорной впадины и Западно-Сибирской плиты, и распределяет между ними региональный сток хорошо развитой гидрографической сети бассейнов рек Берди и Ини (рис.1). Южный и юго-западный мегасклоны Салаира пологими ступенями в структуры степного Присалаирья, северный и северо-восточный – уступом (Тырган) опускается к Кузбассу. Благодаря приподнятости над окружающими структурами Салаир задерживает влагу, поступающую с западными воздушными течениями, и, согласно агроклиматическому районированию Новосибирской области [9], относится к хорошо увлажненным территориям.

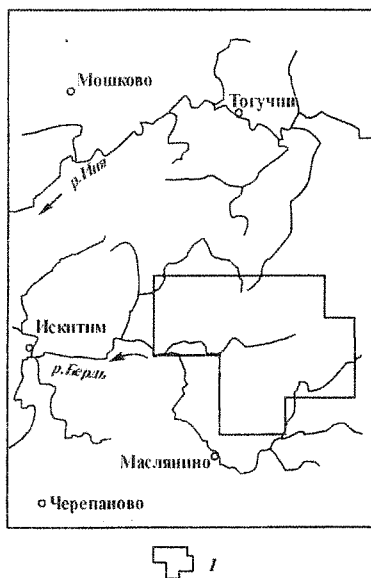


Рис.1. Обзорная карта района исследований

1 - район исследований

Слагающие район горные породы сложно дислоцированы. В северо-восточной части территории развиты терригенно – карбонатные и вулканогенные отложения суенгинской и печеркинской свит нижнего кембрия, образующие Чесноковскую антиклиналь. Юго-западная часть сложена преимущественно карбонатными отложениями кинтерепской свиты нижнего кембрия, образующими Егорьевскую антиклиналь. Расположенная между ними Бухаринская синклинали выполнена терригенными отложениями раннего-среднего кембрия и терригенно-карбонатными образованиями среднего девона. Осевая часть Чесноковской антиклинали разбита разрывными нарушениями Центрально-Салаирского глубинного разлома, а многочисленные нарушения в других частях района отражают в совокупности блоковое строение докембрийского основания Салаира.

Интрузивные образования преимущественно гранитоидного и габброидного состава имеют ограниченное распространение и группируются в основной массе в линейные пояса, приуроченные к продольным зонам разломов глубинного заложения. Практически на всей территории развит чехол рыхлых песчано-суглинистых образований, покрывающий водораздельные участки и склоны. Мощность отложений в ряде случаев достигает 25 м. В районе известны многочисленные проявления золото-сульфидного и золото-кварцевого оруденения.

Водосодержащими, хотя и в различной степени, являются все разности пород. К поровым отложениям в зоне аэрации приурочены почвенные воды и маломощные горизонты верховодки, которые отмечаются, главным образом, в ранний период лета и после затяжных летне-осенних дождей. К постоянно существующим горизонтам относятся воды зоны региональной трещиноватости коренных пород, развитой до глубины 50-80 м, и воды зон тектонических нарушений, водоносных до глубины 100 и более метров. Те и другие гидравлически связаны между собой. Основная разгрузка подземных вод осуществляется в местную речную сеть – реки Ик, Тарсьма, Еловка, Фролиха, Колтырак и их притоки.

Анализ условий разгрузки подземных вод, проведенный на основе карт базисных поверхностей различных порядков (карты базисных поверхностей 2-го и 4-го порядков приведены на рисунке 2), построенных нами по методике, разработанной А.А.Лукиным [10], позволяет провести полуколичественную оценку интенсивности водообмена и дренирующей роли водотоков. Из анализа следует, что разгрузка подземных вод на наиболее высоких гипсометрических уровнях начинается с долин второго или устьевых частей долин первого порядков, на долю которых приходится до 90% общего числа истоков рек. В долины 1-го порядка разгружаются воды, проникающие, в среднем, на глубину до 30 м. В долины 2-го и 3-го порядков разгружаются воды, проникающие на глубины 55 и 70 м. Разгрузка подземных вод осуществляется как рассеянными выходами непосредственно в руслах водотоков, так и в виде родни-

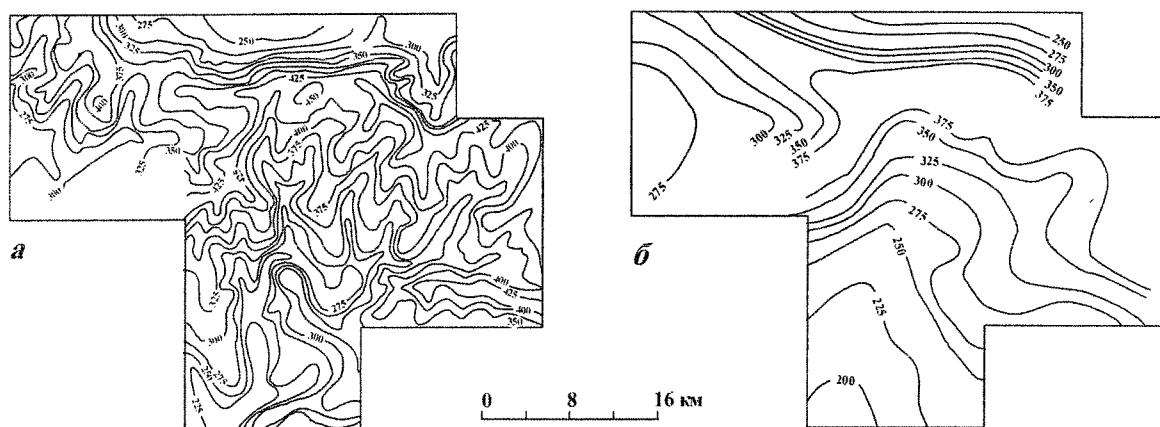


Рис.2. Карты изобазит водной поверхности 2(а) и 4-го(б) порядков

ков, дебиты которых достигают 5-8, а в редких случаях до 20 л/с и более. По нашим данным, линейная плотность родников (их количество на 1 км длины дрены) с ростом порядка долин уменьшается от 1,54 в долинах 1-го порядка до 0,42 в долинах 4-го порядка. Одновременно в этом же направлении возрастает доля родников, связанных с зонами разломов. Если в долинах 1-го и 2-го порядков доля родников, связанных с зонами разломов, составляет 55-57 %, то в долинах 5-го порядка все они приурочены к зонам тектонических нарушений.

Движение региональных потоков вод глубокой циркуляции определяется структурным планом региона и ориентировано от главного водораздела (осевая часть Салаирского антиклинория) в северо-восточном и юго-западном направлениях. По оценкам В.Я. Бычкова, на долю вод глубокой циркуляции приходится 10 - 15% от общего расхода подземных вод.

Интенсивность водообмена изменяется в значительных пределах в зависимости от положения в рельефе. Уклоны поверхности подземных вод зоны региональной трещиноватости изменяются от практически горизонтальных на водоразделах до 0,062 первых порядков на северных, крутых склонах Салаирского антиклинория. Средние значения уклонов водной поверхности региональных фильтрационных потоков (базисные поверхности 4-го порядка) на северных склонах составляют 0,025, на южных склонах они существенно меньше и составляют лишь 0,013. Модуль речного стока по нашим оценкам изменяется от долей до нескольких десятков литров в секунду с 1 квадратного километра, а его средние значения в летнюю межень составляют 2-4 л/с·км². Средние модули зимнего речного стока, который может рассматриваться как глубоководное подземное питание, составляют 0,5-1,0 л/с·км².

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОД

Химический состав подземных вод - продукт многоэтапного эволюционного процесса [1, 2], отражающего связи в системе "вода - порода - органическое вещество-газ". В условиях Салаира уже в верхних горизонтах зоны аэрации инфильтрующиеся атмосферные осадки претерпевают резкую метаморфизацию.

Почвенные воды и верховодка характеризуются слабокислой средой (рН 5,0-7,0), низкой минерализацией (от 60 до 100 мг/л), гидрокарбонатным кальциевым и магниевым составом. Концентрации кальция изменяются от долей до первых десятков, магния от долей до целых, калия от долей до первого десятка миллиграммов в литре. Содержания кремнезема (SiO₂) в этих водах изменяется от 12,2 до 16,5 мг/дм³, свободной углекислоты от 8,8 до 13,2 мг/дм³. Полученные данные согласуются с результатами детальных лизиметрических исследований почвенных вод (табл. 1), проведенных сотрудниками Института почвоведения СО РАН [11].

Для подземных вод зоны аэрации характерны повышенные содержания органических веществ (5,6-20 мг/дм³), общих жирных кислот (2,4-13,0 мг/дм³), гуминовых (2,1-12,6 мг/дм³) и фульвокислот (0,4-12,0 мг/дм³) (табл.2). Отличает воды почвенных горизонтов особенно в их верхней части и высокие содержания калия и кремния, источником которых явля-

Таблица 1.
Химический состав атмосферных осадков и вод дерново-подзолистых почв северо-западного Салаира, мг/дм³

Тип вод	Глубина отбора, см	pH	HCO ₃	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Si	Сух. остаток
Атм. осадки		6,7	7,3	3,0	1,2	<0,1	0,5	0,2	
Воды дерново-подзолистых почв (по данным [11])	1	6,3	32,9	26	4	21,7	3,6	0,5	96
	6	5	13,4	4,5	0,7	2,7	3,2	3,5	85
	18	5,3	12,2	7,1	1,4	1,3	3,6	2,4	60
	58	5,8	12,2	8,1	2,9	1	4,4	4,8	62
	95	6,4	19,5	10,1	2,3	0,8	4,3	3,3	62
	130	6,4	23,2	11,5	2,8	0,6	4,3	3,7	64
	185	6,8	36,6	12,2	3	0,5	5	5	68
	220	7	52,5	14	3,5	0,6	5,4	5,4	75
	среднее	6,1	25,3	11,7	2,6	3,7	4,2	3,6	72

Таблица 2.
Содержание органических веществ в водах дерново-подзолистых почв северо-западного Салаира, мг/ дм³

Глубина отбора, см	Гуминовые кислоты	Фульвокислоты	Жирные кислоты	C _{орг}
2	12,6	12	7,3	20
6	6	0,7	13	12
18	2,1	0,4	3,6	9,6
60	2,1	0,6	2,4	5,6
165	3,3		4,1	8,0
среднее	5,2	3,4	6,1	11

ется растительная подстилка. Миграция этих элементов в более глубокие горизонты ограничивается процессами формирования глинистых минералов, в решетке которых они присутствуют, а также участием в биологическом круговороте веществ.

Подземные воды зоны насыщения, являясь продуктом единой эволюционной цепи, по типу химического состава близки к водам зоны аэрации. В основном, они также гидрокарбонатные кальциевые, магниевые-кальциевые, но, в среднем, в 4-5 более минерализованы, чем воды зоны аэрации (табл. 3, 1). Иногда на участках влияния рудных тел в ионно-солевом составе вод увеличивается доля сульфат-иона. Следует отметить, что геохимический облик вод зоны насыщения в целом не отличается разнообразием и их специфика, определяющаяся, как и в большинстве горных районов, главным образом, интенсивностью водообмена, временем взаимодействия воды с породами и вещественным составом последних [1], проявляется лишь при внимательном рассмотрении.

Для выявления особенностей и деталей формирования химического состава подземных вод нами в качестве временных показателей использовались параметры рельефа, а водовмещающие горные породы по признаку преобладания в их вещественном составе конгруэнтно или инконгруэнтно растворяющихся минералов и, следовательно, по особенностям проявления механизма взаимодействия с подземными водами были подразделены на алюмосиликатные (интрузивные образования), преимущественно алюмосиликатные (печеркинская свита), карбонатно-алюмосиликатные (суевгинская свита, среднекембрийские и среднедевонские образования) и преимущественно карбонатные (кинтерепская свита) (рис. 3).

При таком подходе основные закономерности изменчивости состава вод прослеживаются достаточно контрастно как по средним значениям, так и по отдельным выборкам, и сводятся к следующему:

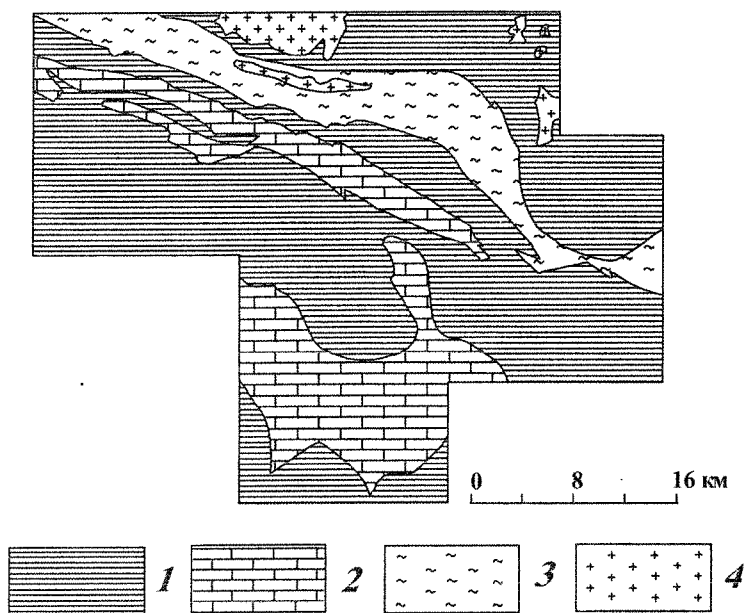


Рис.3. Схематическая карта типов водовмещающих образований района

1 - алюмосиликатные образования (интрузивные); 2 - преимущественно алюмосиликатные образования (вулканогенно-осадочные); 3 - карбонатно-алюмосиликатные образования (осадочные); 4 - преимущественно карбонатные образования (осадочные)

ция до 105, величина общей жесткости до 6,1 мг-экв/дм³, соотношение Ca/Mg до 15,6. Чем больше карбонатность водовмещающих пород, тем меньше диапазон пространственно-временной изменчивости состава вод.

2. Прослеживается четкая связь показателей химического состава подземных вод с гипсометрическим положением точек опробования и экспозицией склонов главного водораздела (табл.4). Воды с минерализацией порядка 100-150 мг/л в северной, гипсометрически более высокой части района дренируются долинами 1-2-го и даже 3-го порядка. В южной же, гипсометрически более низкой части естественные выходы вод такого состава, наблюдаются в единичных случаях. От высоких гипсометрических условий к низким увеличиваются также площади развития и встречаемость разгрузки более минерализованных вод.

3. С увеличением длительности взаимодействия подземных вод со всеми типами горных пород возрастают pH и концентрации Mg, Na (подвижные химические элементы), а поведение Ca (относительно малоподвижный элемент) имеет свою специфику в водах пород разного состава (рис.4). В водах преимущественно алюмосиликатных образований концентрации его растут во всем временном интервале взаимодействия. В водах карбонатно-алюмосиликатных образований рост концентраций кальция, начиная с вод долин 2-го порядка, замедляется и содержания практически стабилизируются. В водах преимущественно карбонатных образований содержания кальция, гидрокарбонат-иона и магния вначале растут, а, начиная с вод, разгружающихся в долины 2-го порядка, уменьшаются.

Изложенные закономерности подтверждается проведенными корреляционным и факторным анализами. В водах преимущественно алюмосиликатных и карбонатно-алюмосиликатных образований корреляционные связи пар Ca и Mg, Ca и Na значимы и положительны, а ассоциация петрогенных элементов несет наибольшую долю факторной нагрузки и представлена первым фактором, в водах же карбонатных образований петрогенным элементам принадлежит меньшая доля факторной нагрузки, а представлена она, как правило, вторым фактором.

В водах преимущественно карбонатных образований положительная статистически значимая связь макрокомпонентов друг с другом и с параметрами рельефа, существующая на

1. Минерализация подземных вод, концентрации большинства химических элементов (табл.3) и значения соотношения Ca/Mg возрастают от вод алюмосиликатных и преимущественно алюмосиликатных образований к водам преимущественно карбонатных образований. Воды карбонатно-алюмосиликатных образований занимают промежуточное положение. Наиболее ярко эта закономерность проявляется на начальных стадиях взаимодействия вод с породами. Так, например, для вод преимущественно алюмосиликатных образований, дренируемых долинами первого порядка на южных склонах, среднее значение pH равно 7,1, содержания Ca - 63 мг/дм³, общей жесткости - 3,85 мг-экв/дм³, соотношение Ca/Mg - 6,85, а для вод карбонатных образований pH в среднем увеличивается до 7,7, концентрация каль-

Таблица 3.

Химический состав подземных вод, мг/дм³

Компоненты	Все типы подземных вод, в целом		Воды зоны насыщения разных водовмещающих пород			
			Алюмо-силикатных	Преимущественно алюмосиликатных	Карбонатно-алюмо-силикатных	Преимущественно карбонатных
	Пределы	Среднее	Среднее	Среднее	Среднее	Среднее
Общая минерализация	38-951	450	323	407	437	502
PH	6,0-8,6	7,56	7,3	7,4	7,6	7,6
Общая жесткость, мг-экв/л*	0,3-10,4	5,27	3,7	4,7	5,1	5,8
HCO ₃	24-671	324	237	319	323	369
Cl	1,2-66,7	8,0	7,1	6,7	7,3	10,4
SO ₄	<1-75	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7
Ca	4-180	86	58	74	85	100
Mg	0,1-73	10,8	8,6	9,1	12,4	10,4
Na	0,5-85	6,3	6	6,85	7,0	10,2
K	0,1-9,9	0,86	0,8	0,85	0,79	0,95
SiO ₂	1,0-25,2	14,2	16,0	14,3	14,9	12,5
Fe _{общ.}	0,1-9,0	0,4	0,2	0,43	0,34	0,29
CO ₂ св.	4-93	11,0	10,6	11,6	10,8	11,0
Кол-во анализов	3000		30	534	773	355

уровне-долин первых порядков, в долинах высоких порядков становится отрицательной. Для элементов, несвязывающихся вторичной фазой, связь с параметрами рельефа остается положительной.

На наш взгляд, незначительная изменчивость состава вод осадочных образований обязана, прежде всего, кальциту, входящему в состав пород. Геохимической особенностью кальцита, выделяющей его среди минеральных ассоциаций, характерных для района, являются, с одной стороны, легкая растворимость, а с другой, - высокая скорость насыщения подземных вод. В связи с этим, в коллекторах, содержащих даже небольшие количества кальцита, воды насыщаются по отношению к нему уже на первых этапах взаимодействия и теряют агрессивность по отношению к породам. Если в коллекторах на пути дальнейшей миграции вод не ока-

Таблица 4.

Средние значения показателей состава подземных вод южных и северных склонов, мг/дм³

Компоненты	Водовмещающие породы и экспозиция склонов					
	Преимущественно алюмосиликатные		Карбонатно-алюмосиликатные		Преимущественно карбонатные	
	Северные	Южные	Северные	Южные	Северные	Южные
Общая минерализация	316	474	347	489	436	538
pH	7,4	7,5	7,5	7,8	7,7	7,7
HCO ₃	230	365	258	352	319	407
Ca	50	92	62	100	90	109
Mg	0,9	12,5	0,9	9,3	1,0	13,2
Na	1,0	7,3	1,1	10,0	1,0	7,3
Кол-во анализов	120	114	135	74	57	25

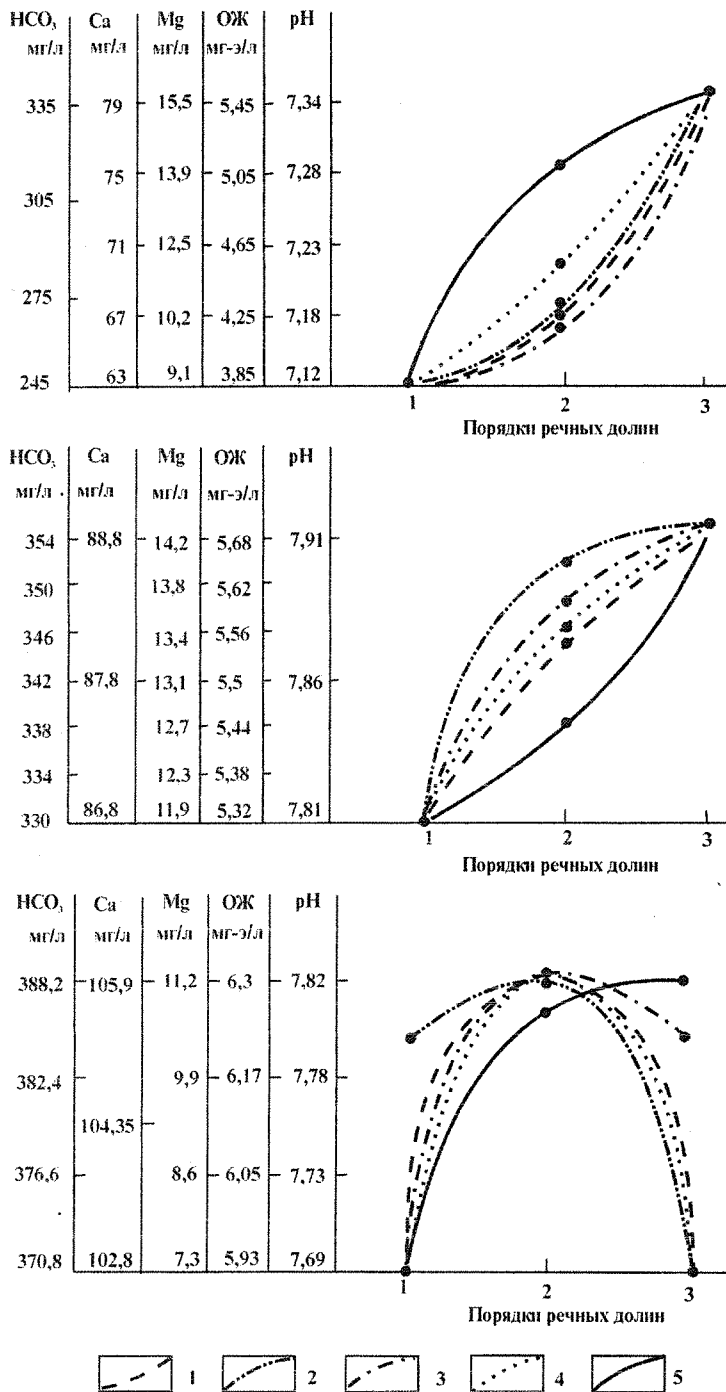


Рис.4. Поведение химических элементов в водах: а) Преимущественно алюмосиликатных, б) карбонатно-алюмосиликатных, в) преимущественно карбонатных образований, разгружающихся в долины различных порядков

1 - HCO₃⁻; 2 - Ca; 3 - Mg; 4 - общая жесткость; 5 - pH

He, CO₂, тяжелые изотопы, газы. Кроме того, благодаря разрушению вещества, кольматирующего эти ослабленные зоны (гидротермально измененные горные породы, газово-жидкие включения в них) возможно обогащение подземных вод хлор- и сульфат-ионами, рудогенными элементами. В этой связи, судя по обособлению друг от друга ассоциаций элементов

жется других минералов, с которыми эти воды неравновесны, породы будут выступать лишь гидравлическим коллектором, а не поставщиком химических элементов, существенно влияющим на состав вод. Такая обстановка наиболее характерна для вод преимущественно карбонатных образований.

В преимущественно алюмосиликатных образованиях химический контакт вод с породами сохраняется на всем пути фильтрации и во всем временном интервале взаимодействия. Результатом являются существенные изменения химического состава подземных вод, разгружающихся в долины различных порядков. Чем выше порядок долины, тем больше путь фильтрации, продолжительность взаимодействия с породами и, следовательно, степень метаморфизации подземных вод.

Как уже отмечалось ранее, среди вод коренных пород выделяются воды зоны региональной трещиноватости и воды зон тектонических нарушений. Воды зон разломов, по своей генетической сути, мало отличаются от вод зоны региональной трещиноватости. Вместе с тем, как было показано нами ранее [6], для них характерны повышенная минерализация, нейтральная реакция, пониженная температура и высокое содержание углекислоты (как в водах, так и в газовом составе), а также более широкий комплекс микрокомпонентов. По ослабленным зонам разрывных нарушений иногда осуществляется принос компонентов, характерных для больших глубин Hg,

CO₂св.-C1, CO₂св.-Hg и очень редкому их совместному проявлению, можно предположить пространственную разобщенность разрывных нарушений, связанных с рудогенерирующими процессами, сопровождающимися гидротермальной проработкой пород и с современной неотектонической деятельностью.

Учитывая особую роль растворенной углекислоты во взаимодействии вод с породами, на закономерностях ее распределения следует остановиться более подробно. Содержания свободной углекислоты вод растут с понижением гипсометрических условий и с глубиной проникновения вод, от вод зоны региональной трещиноватости, дренирующихся речной сетью первых порядков, к водам зон разрывных нарушений, разгружающимся в виде родников в долинах высоких порядков. В среднем, на каждые 100 м понижения абсолютных отметок концентрация CO₂св. в водах зоны региональной трещиноватости увеличивается на 4-5 мг/дм³ и изменяется от 4 до 20 мг/дм³ (рис. 5). В водах разрывных нарушений концентрации CO₂св. зачастую в два и более раз превышают эти значения. Это позволяет предположить различие источников и характера обогащения углекислотой вод зоны региональной трещиноватости и вод разрывных нарушений.

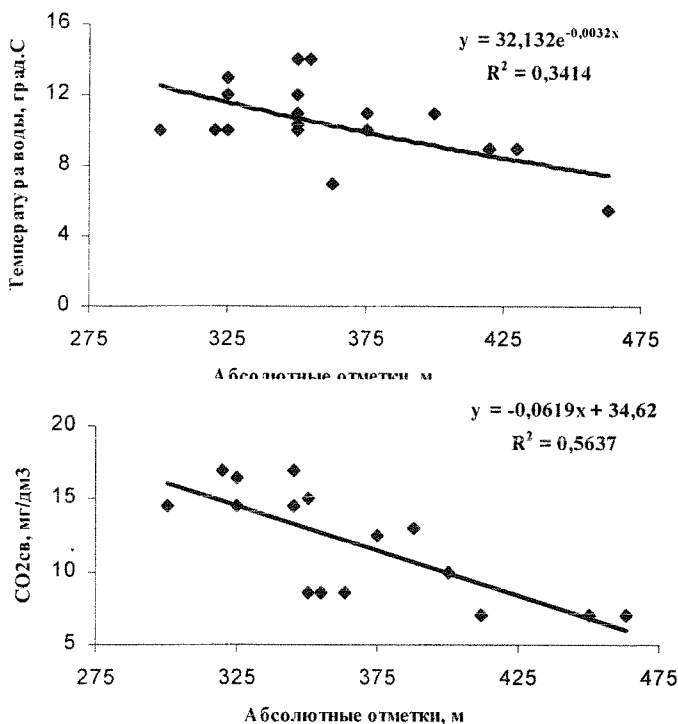


Рис.5. Зависимость температуры и концентрации CO₂св в водах зоны региональной трещиноватости, дренируемых речными долинами первых порядков от высотных условий

Углекислота в этом случае является продуктом не только указанных процессов окисления органики (как почвенной, так и захороненной), но и продуктом метаморфизма карбонатных пород, особенно в глубинных условиях. Об участии глубинных процессов свидетельствует повышение доли тяжелых изотопов углерода в водах зон разрывных нарушений, разгружающихся в виде источников, приуроченных к долинам высоких порядков. Кроме того, обогащение вод свободной углекислотой стимулируется повышением растворимости CO₂св. при низких температурах (рис.6).

Рост CO₂св., в свою очередь, способствует повышению растворимости вмещающих пород и тем более карбонатов, сдвигая предел насыщения вод относительно последних. Поэтому в водах зоны региональной трещиноватости при температуре, в среднем, 8-10 °С концентрация CO₂св. составляет 5-10 мг/ дм³, а предельная концентрация кальция от 80 до 100 мг/дм³ в зависимости от состава пород. В водах же зон разрывных нарушений при температуре по-

Обогащение вод зоны региональной трещиноватости происходит, в основном, за счет окисления органического вещества почв и листового опада. Этот вывод вытекает из статистического анализа связей содержаний углекислоты и температуры подземных вод. Для вод зоны региональной трещиноватости эта связь прямая и статистически значимая. Учитывая увеличение активности окислительных реакций с повышением температуры и известные общие климатические закономерности (с понижением рельефа среднегодовые температуры возрастают), следует ожидать повышения содержаний углекислоты в подземных водах низких гипсометрических уровней. Именно такую картину мы наблюдаем в условиях Салаира (рис.5). Чем активнее процессы окисления органики, тем большие концентрации CO₂св. в водах.

В водах зон разрывных нарушений статистически значима обратная связь содержаний углекис-

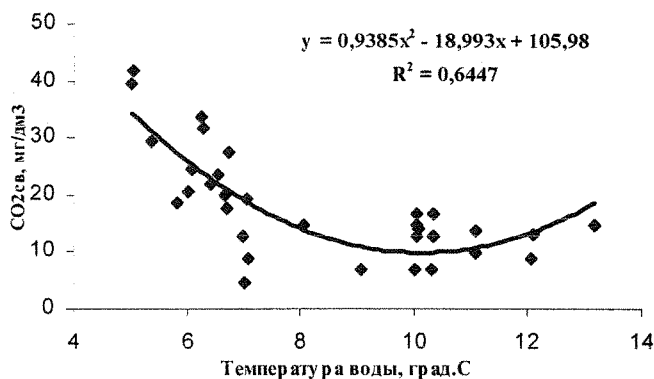


Рис. 6. Зависимость содержаний CO_2 св в водах от температуры

степных ландшафтных зон Алтае - Саянской области [2]. В пределах района наблюдается достаточно значительная дифференциация вод по составу в зависимости от условий и характера залегания (табл. 1, табл. 3). Наиболее пресными и кислыми являются воды зоны аэрации, а наиболее минерализованными - воды зон разрывных нарушений. В пределах исследуемого района хорошо проявляется роль рельефа и выдерживается установленное многими учеными явление вертикальной высотной и глубинной зональности подземных вод. С позиций химического взаимодействия вод с горными породами роль рельефа выражается: а) во времени взаимодействия вод с породами - т.е. длительности протекания химических реакций; б) в температурном режиме протекающих химических реакций как взаимодействия вод с породами, так и продуцирования катализаторов (CO_2 св., органические кислоты) этих реакций; в) в масштабах участия катализаторов в реакциях взаимодействия вод с породами. Кроме того, возможность количественной оценки параметров рельефа или его физико-химических аналогов, например, высотного температурного градиента, позволяет нам в самом общем виде ранжировать территорию по масштабам влияния этих факторов, а установленную эмпирическую зависимость параметров состава вод от рельефа объяснить количественно.

СОСТАВ МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ, РАВНОВЕСНЫХ С ПОДЗЕМНЫМИ ВОДАМИ

Представления о составе формирующихся современных вторичных минеральных фаз могут быть получены путем расчета термодинамического равновесия воды с конкретными минералами либо физико-химическим моделированием системы на ЭВМ. И в том, и в другом случае предполагается, что состав вод и равновесные с водным раствором минеральные фазы формируются в сопряженном единстве.

Оценка равновесия воды с горными породами производилась путем нанесения данных состава подземных растворов на диаграммы устойчивости конкретных минералов, построенные по методике Р.М.Гаррелса и Ч.Л.Крайста [12]. Результаты, представленные на рисунке 7, позволяют заключить, что воды района, вне зависимости от типа водовмещающих отложений и длительности миграции, неравновесны с первичными алюмосиликатными минералами: микроклинном, анортитом, альбитом и мусковитом. При взаимодействии с подземными водами эти минералы растворяются в течение всего времени движения раствора от областей питания к областям разгрузки. Вместе с тем, подземные воды зоны аэрации равновесны преимущественно с каолинитом и кварцем, а воды зоны насыщения - с иллитом, монтмориллонитом, а зачастую и с кальцитом, которые и формируются в этих условиях. Иначе говоря, мы имеем дело с равновесно-неравновесным состоянием системы вода-порода, которое характерно для зоны гипергенеза в целом [2]. Этап взаимодействия воды с горными породами можно отнести к глинистому, глинисто-карбонатному.

Справедливость полученных данных подтверждается результатами проведенного нами физико-химического моделирования процессов выветривания. При параметрах, приближенных к ландшафтно-климатическим условиям исследуемого региона ($T=10$ °С, $P_{общ.}=1$ атм,

рядка 5 °С, концентрация CO_2 св. увеличивается до нескольких десятков миллиграммов в литре, а кальция до 150, а иногда и 190 мг/дм³.

Таким образом, проведенные исследования показали, что все изученные воды северо-западного Салаира пресные с минерализацией менее 1 г/дм³, в основном, гидрокарбонатные кальциевые, магниево-кальциевые и нейтральные или слабощелочные (табл. 3). Такие воды характерны для зоны активного водообмена регионов с гумидным климатом. По средним значениям они занимают промежуточное положение между водами горно-таежных и горно-

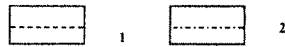
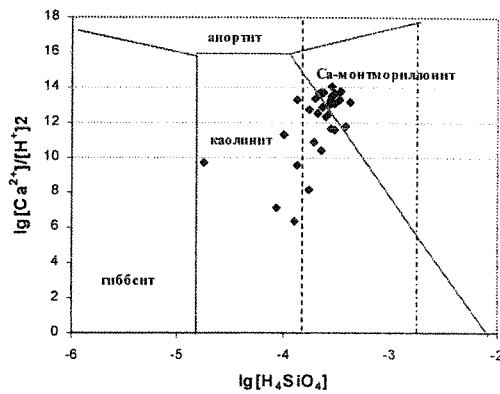
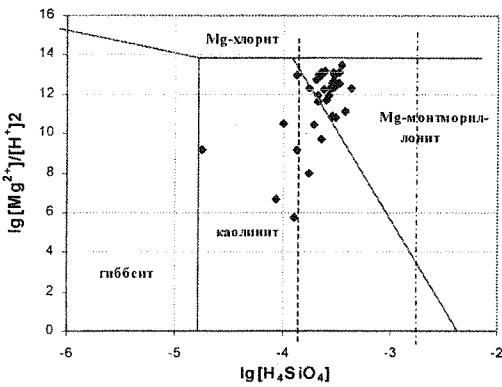
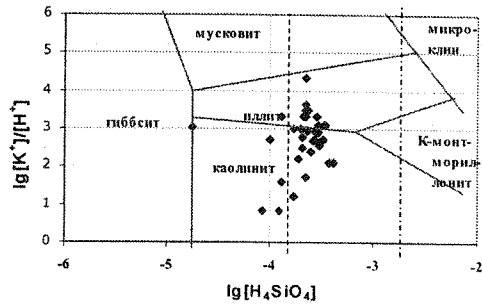
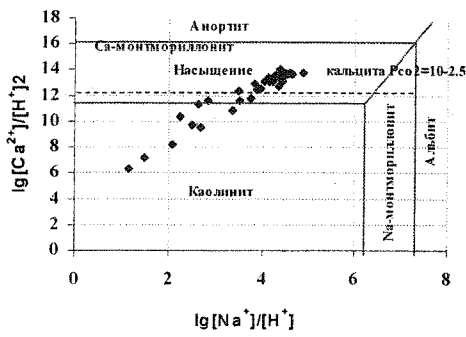


Рис. 7. Диаграммы равновесия в системе вода-алюмосиликаты при стандартных условиях с нанесением данных по составу вод северо-западного Салаира: а - система $HCl \cdot H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot CO_2 \cdot SiO_2$; б - система $HCl \cdot H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot CO_2 \cdot K_2O \cdot SiO_2$; в - система $HCl \cdot H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot CO_2 \cdot MgO \cdot SiO_2$; г - система $HCl \cdot H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot CO_2 \cdot Na_2O \cdot CaO \cdot SiO_2$ при $lg[H_4SiO_4] = -3.5$

1 - 2 границы растворимости: 1 - кварца; 2 - аморфного кремнезема

$PCO_2 = 10^{-2.5}$, $10^{-2.0}$ атм), исследовалось взаимодействие вод с алюмосиликатными (интрузивными и вулканогенными эффузивными основного состава), с карбонатными и с наиболее распространенными карбонатно-алюмосиликатными образованиями, аналогичными породам района. Система была охарактеризована матрицей из 14 независимых (K, Na, Ca, Mg, Fe, Al, Si, Cl, H, C, O) и 121 зависимых компонентов, в т.ч. 74 компонента водного раствора и воды, 10 газов, 37 минералов [8].

Моделирование выполнялось методом минимизации функции свободной энергии по программному комплексу "Селектор", разработанному под руководством И.К.Карпова [13]. Суть его сводится к представлению моделируемого эволюционного процесса в виде элементарных этапов и определению для каждого отдельного этапа количественного локально-равновесного состава системы с минимальными значениями свободной энергии в данных термодинамических условиях. Расчеты выполнялись по типу "степени протекания реакций".

Интенсивность поступления элементов в гипергенную миграцию при моделировании учитывалась, исходя из стехиометрического состава разрушающихся минералов, их доли в общей массе породы и скорости растворения. Поскольку сводные данные по абсолютным скоростям растворения всего необходимого набора минералов практически отсутствуют, для

оценки относительных скоростей растворения минералов использовались экспериментальные данные и составленные на их основе шкалы устойчивости к процессу выветривания. С учетом этого принято, что при скорости растворения кальцита, условно равной 1, относительная скорость растворения доломита равна 0,5, фемических минералов и основных плагиоклазов - 0,09, калиевых полевых шпатов - 0,05, кварца 0,01 [8]. Адекватность моделей реальным природным объектам оценивалась соответствием абсолютных величин и соотношений содержаний химических элементов в водах и минералогического состава новообразующих твердых фаз. Результаты расчетов представлялись в виде графиков, позволяющих проследить эволюцию состава твердой и жидкой фаз во всем моделируемом интервале, и в виде таблиц, содержащих характеристики стадийности преобразований, содержания основных компонентов и их соотношений в водах на нижней границе стадий преобразования. Фрагменты результатов таких расчетов, отражающие стадию равновесия вод, взаимодействующих с различными породами, относительно кальцита представлены в таблице 5.

Результаты моделирования позволяют установить минеральный состав образующейся вторичной твердой фазы и изменчивость содержаний химических элементов в водах в ходе эволюции системы "вода-порода". На начальных этапах взаимодействия вод с породами, практически независимо от состава последних, отмечается пропорциональный рост Ca, Mg, Na, Si, K в водной фазе. По мере развития системы достигается насыщение вод тем или минералом, что соответственно вызывает диспропорцию накопления в водах элементов, входящих в структуру образующихся минералов. Иногда это проявляется в частичном замедлении роста, стабилизации и даже уменьшении концентраций элементов во времени. Перегибы величин накопления элементов в водах совпадают с границами минералогических зон. Наиболее стабильным элементом в водах, не связываемым вторичными минералами, в наших условиях является натрий.

Начальные стадии взаимодействия вод с породами, независимо от состава исходных пород, характеризуются практически полным отсутствием вторичной фазы либо ее мономинеральностью и узким спектром вовлекаемых элементов. С увеличением времени взаимодействия и, соответственно, масштабов разрушения пород расширяется минералогический и элементный состав вторичной фазы, изменяются соотношения образующихся минералов. Масштабы перераспределения петрогенных элементов между гипергенными образованиями увеличиваются в сторону твердой фазы, стадийность которой, в целом, представляет следующую последовательность: гиббсит-гетит; гетит-каолинит; каолинит-гидрослюды-гетит; гидрослюды-гетит; гидрослюды - карбонаты; гидрослюды-карбонаты-кремнезем; карбонаты-кремнезем-монтмориллонит. Установленная нами последовательность стадий эволюции вписывается в общие закономерности преобразования пород, полученные С.А.Кашиком и И.К. Карповым [14] при разработке теории образования зональности в корах выветривания и независимо от них С.Л.Шварцевым [1], при разработке теории гидрогеохимии зоны гипергенеза. В деталях же в зависимости от состава вмещающих пород, различаются минералогические особенности и количественные характеристики систем. Так, например, образование монтмориллонитов начинается при растворении свыше 100 мг вулканогенно-осадочных образований и 158 мг гранитоидов, в карбонатно-терригенных же образованиях равновесие вод к монтмориллонитам не достигается даже при разрушении 1000 мг пород. Иначе говоря, в водах алюмосиликатных интрузивных и вулканогенно-осадочных образований монтмориллониты становятся ведущими новообразующимися минералами уже на ранних этапах эволюции системы. Насыщенность вод относительно кальцита также наступает при самых различных масштабах разрушения пород, причем для насыщения требуется существенно больше алюмосиликатных пород, нежели карбонатных. Например, при $PCO_2 = 10^{-2,5}$ атм для насыщения вод относительно кальцита необходимо разрушение всего 188 мг кальцит-доломитовых пород, в то время как плагиогранитов - 888,6 мг (табл. 5). Кроме того, вторичное карбонатообразование из вод алюмосиликатных пород начинается при меньших концентрациях кальция и в более щелочных условиях, чем из вод карбонатных или карбонатсодержащих отложений. Увеличение PCO_2 в системе "вода-порода" приводит к сдвигу равновесия вод относительно карбонатов, как, впрочем, и других вторичных минералов, в сторону большей растворимости исходных пород и способствует накоплению элементов в водах. Масштабы вторичного карбонатообразования определяются масштабами роста избыточной щелочности и избыточного кальция в результате растворения как кальцийсодержащих, так и бескальциевых минералов.

Таблица 5.

Характеристика систем "вода-порода" в стадии равновесия вод относительно кальцита при $P_{\text{общ}}=1 \text{ атм.}$, $T=10 \text{ }^\circ\text{C}$

Состав исходных растворяющих пород	P CO ₂ атм.	Масса раств. пород	Ионная сила	pH	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻
					мг/л				
1 Алюмосиликатный									
1. Граниты, плагиограниты	10 ^{-2,5}	888,6	0,00479	7,70	50,0	36,0	4,00	195,8	0,57
2. Кварцевые диориты	10 ^{-2,5}	838,0	0,00516	7,70	26,2	58,6	4,44	221,1	0,30
3. Вулканогенные (основные эффузивы)	10 ^{-2,5}	516,0	0,00660	7,60	18,35	49,7	19,0	284,3	0,40
2 Алюмосиликатно-карбонатный									
1. Вулканогенно-осадочные (CaCO ₃ =15%)	10 ^{-2,5}	213,1	0,00537	7,64	0,61	67	2,84	215,4	0,33
2. Вулканогенно-осадочные (CaCO ₃ =15%)	10 ^{-2,0}	332,5	0,00811	7,32	0,93	101,8	4,32	327,5	0,24
3. Вулканогенно-осадочные (CaCO ₃ =15%)	10 ^{-1,0}	773,7	0,01867	6,68	2,28	236,8	10,39	762,0	0,42
4. Вулканогенно-осадочные (CaCO ₃ =4,2%)	10 ^{-2,5}	406,4	0,00567	7,68	1,9	60,0	8,70	228,4	0,37
5. Карбонатно-терригенные (CaCO ₃ =3,6%)	10 ^{-2,5}	339,58	0,00535	7,66	2,8	63,6	4,09	234,5	0,39
6. Карбонатно-терригенные (CaCO ₃ =13%)	10 ^{-2,5}	214,77	0,00498	7,62	0,83	64,7	1,21	193,9	0,26
7. Карбонатно-терригенные (CaCO ₃ =13%)	10 ^{-2,0}	348,3	0,00803	7,33	1,41	104,3	2,04	327,7	0,24
8. Карбонатно-терригенные (CaCO ₃ =13%)	10 ^{-1,0}	800,0	0,01835	6,68	3,24	240,6	4,69	752,8	0,14
9. Карбонатно-терригенные (CaCO ₃ =47,5%)	10 ^{-2,5}	204,7	0,00536	7,65	0,17	71,3	0,5	214,5	0,32
10. Карбонатно-терригенные (CaCO ₃ =82%)	10 ^{-2,5}	191,2	0,00537	7,65	0,03	71,7	0,2	214,8	0,03
3 Карбонатный									
1. Кальцит-доломитовые известняки (CaCO ₃ =50%)	10 ^{-2,5}	188,0	0,00563	7,68	0,00	62,2	8,24	228,0	0,36

При взаимодействии вод с алюмосиликатными, алюмосиликатно-карбонатными и карбонатно-алюмосиликатными породами, содержащими К, Fe, Mg в небольших количествах либо в минеральных формах, устойчивых к химическому выветриванию, возможно формирование специфических твердых вторичных фаз. В этих случаях, например, при разрушении

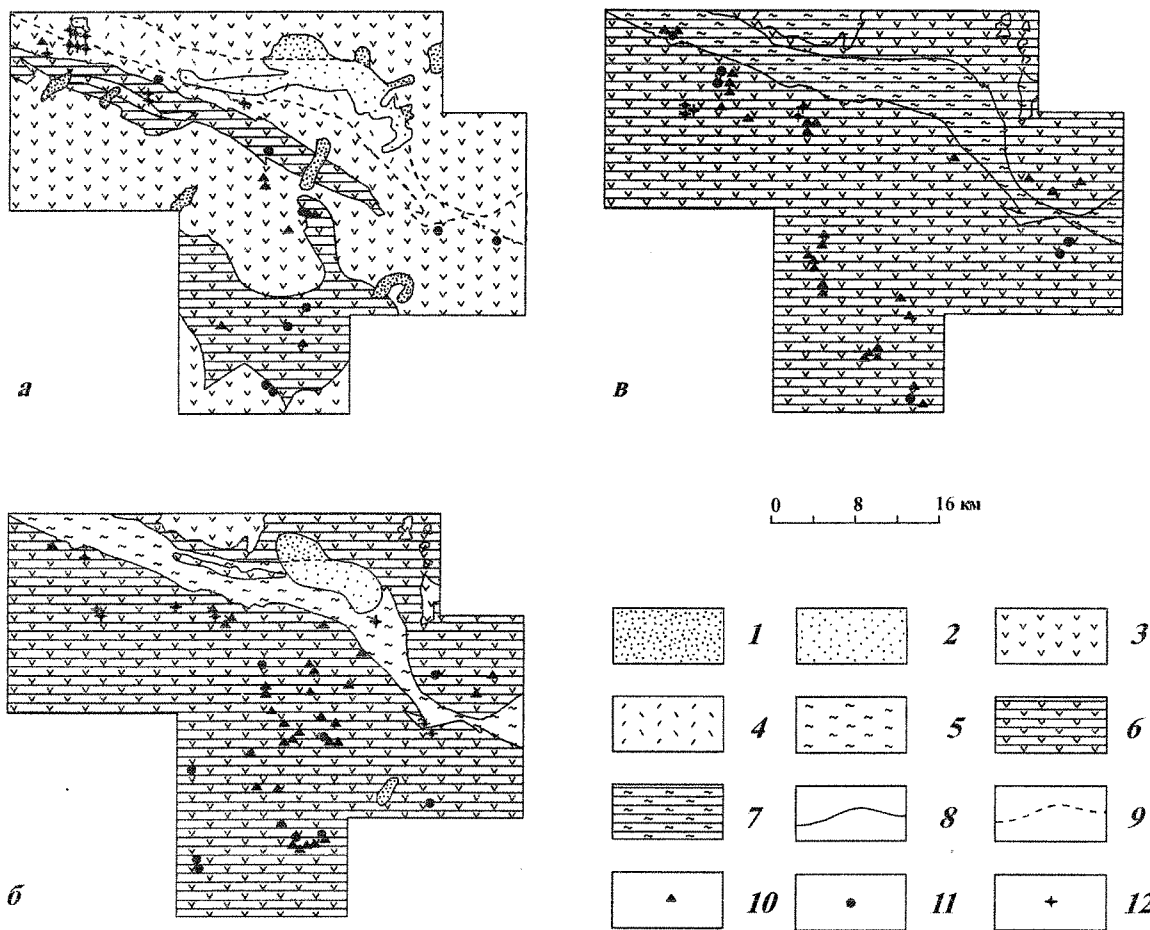


Рис. 8. Схематические карты вероятного вторичного минералообразования в зоне миграции подземных вод: А) на глубине вреза долин 2-го порядка; Б) на глубине вреза долин 3-го порядка; В) на глубине вреза долин 4-го порядка

1,2 - зона преимущественно каолинитообразования: 1 - подзона каолинит-гидрослюдисто-гетитового состава; 2 - подзона каолинит-гетит-гидрослюдистого состава; 3,4 - зона преимущественного гидрослюдообразования: 3 - подзона гидрослюдисто-каолинит-гетитового состава; 4 - подзона гидрослюдисто-гетит-каолинитового состава; 5 - зона преимущественного монтмориллонитообразования; 6,7 - зона преимущественного карбонатообразования: 6 - подзона карбонатно-гидрослюдистого состава; 7 - подзона карбонатно-монтмориллонитового состава; 8 - границы зон; 9 - границы подзон; 10-12 - факты вторичного карбонатообразования: 10 - в реках; 11 - в родниках; 12 - в родниках с аномальными концентрациями сульфат-иона

бескальцевых пород типа основных эффузивов на ранних стадиях формируются гетит-гиббсит и далее - каолинит. Последний в составе вновь образующейся твердой фазы может оставаться ведущим минералом практически на всех этапах эволюции системы, и лишь на наиболее поздних из них в ассоциации с каолинитом появляются монтмориллониты, кремнезем и кальцит.

Совместный анализ диаграмм полей устойчивости минералов, на которые нанесены точки, соответствующие химическому составу различных вод района (рис. 7), и результатов моделирования (табл. 5) в сопоставлении с реальными данными о составе вод (см. табл. 1, 3, 4 и рис. 4) и минералогическом составе вторичной твердой фазы района [8, 11, 15], позволяют представить общую картину современных гипергенных процессов и установить следующие закономерности.

Исследованные воды, вне зависимости от типа водовмещающих отложений и длительности миграции, неравновесны с первичными алюмосиликатными минералами (микроклинном, анортитом, альбитом, мусковитом). По отношению к окислам, гидроокислам, вторичным алюмосиликатам и карбонатам воды ведут себя иначе.

С минералами самых ранних стадий взаимодействия (каолинитом, гетитом) равновесны воды почвенных горизонтов. Подтверждением этого являются непосредственные минералогические исследования [11]. В верхней (элювиальной) части почвенного профиля, каолинит является ведущим минералом. Таким образом, современное каолинитообразование в районе, вероятно, имеет повсеместное площадное распространение. Мощность зоны площадного каолинитообразования составляет доли метра, уменьшаясь от гипсометрически более высоких, водораздельных, областей к более низким. В составе твердой фазы, равновесной с водами более глубоких (иллювиальных) частей почвенного профиля, а также водами верховодки и водами самых верхних частей зоны интенсивной трещиноватости, глубина развития которой, в среднем, меньше глубины вреза речных долин первых порядков, наряду с каолинитом формируются гидрослюдистые минералы. Отмечается тенденция увеличения доли гидрослюдистых минералов в минералогическом составе склоновых почвенных разрезов по сравнению с водораздельными. Мощность зоны такого состава изменяется, вероятно, от первых метров в гипсометрически пониженных участках южной части района до первых десятков метров в осевой, возвышенной, части Салаирского антиклинория и на других территориях, находящихся в гипсометрически повышенных (до отметок порядка 400-450 м) условиях.

Наиболее широко распространенные воды зоны региональной трещиноватости, наряду с каолинитом и гидрослюдами, равновесны с монтмориллонитами и карбонатами. На рисунке 8 показаны картограммы зон распространения современного вторичного минералообразования, составленные на основе выполненных нами расчетов и натурных исследований. Построения проведены для трех уровней глубинности (уровней вреза долин 2-го, 3-го и 4-го порядков). Минералы и минеральные ассоциации ранних стадий прогнозируются на самых верхних уровнях глубинности и в гипсометрически наиболее приподнятых условиях и наоборот минералы и минеральные ассоциации поздних стадий - на самых глубоких уровнях глубинности и в гипсометрически наиболее низких условиях.

Отмечается специфика вторичного минералообразования, определяющаяся составом разрушающихся пород. Для вод преимущественно алюмосиликатных пород вероятно более раннее равновесие с вторичными алюмосиликатными минералами поздних стадий. Пространственно, это проявляется в меньшей глубине залегания и более высоком гипсометрическом положении зон вторичного образования минералов более поздних стадий, по сравнению с глубиной этих зон, обязанных выделению из вод преимущественно карбонатных пород, при одинаковых гипсометрических и геоморфологических условиях. Поэтому воды преимущественно карбонатных образований на глубинах первых метров (т.е. меньше глубины вреза речных долин) и тем более в гипсометрически высоких условиях могут быть и неравновесны и с гидрослюдами, а равновесны лишь с каолинитом.

Воды наиболее чистых от алюмосиликатного материала известняков в гипсометрически более высоких условиях равновесны с каолинитом, а в более пониженных - с ассоциацией кварца и каолинита. Следствием в этих случаях могут явиться многочисленные кварцевые жилы и прожилки. Факты окремнения известняков и формирования пеликанитов (пород кремнекаолинитового состава) хорошо известны. В пределах Салаира они описаны В.А. Баженовым [15].

В водах вулканогенно-осадочных образований в состав равновесной вторичной фазы, кроме гидрослюды, входят гетит и монтмориллониты. Роль последних, с увеличением глубины проникновения вод, становится ведущей.

Вторичное карбонатообразование в районе пользуется весьма широким распространением. Воды, вне зависимости от типа разрушающихся образований, рано или поздно становятся насыщенными и пересыщенными относительно вторичных карбонатов. Карбонаты просто "захватывают" пространство Салаира. Наибольшая скорость насыщения карбонатами и, соответственно, наиболее высокая гипсометрическая граница вторичного карбонатообразования характерны для вод, взаимодействующих с преимущественно карбонатными образованиями. Воды, разгружающиеся в долины 1-го порядка, равновесны, а в долины 2-го порядка уже пересыщены относительно кальцита, т.е. насыщение, в среднем, наступает на первых сотнях метров взаимодействия с породами. В состоянии насыщения содержания кальция в растворе составляют величины порядка 100 мг/дм³. В карбонатно-алюмосиликатных образованиях для насыщения нужна уже более длительная миграция вод. И, наконец, для насыщения карбонатами вод преимущественно алюмосиликатных образований необходима самая

длительная миграция. В этом случае карбонатообразование начинается на уровне разгрузки долин 4-го порядка, причем не столько за счет увеличения концентраций кальция, сколько в связи с повышением рН раствора, вызванным не только растворением кальцита, но и других породообразующих минералов. Что касается вторичного карбонатообразования из вод, взаимодействующих с алюмосиликатными интрузивными породами, то условия зоны гипергенеза района, как нам представляется, для этого мало благоприятны, хотя на глубинах вреза долин 4-го порядка образование карбонатов вполне возможно. При повышении абсолютных отметок глубина расположения кровли зоны карбонатообразования увеличивается, а при понижении, наоборот, уменьшается.

Описанные закономерности подтверждаются и проведенными нами натурными исследованиями - картированием и изучением состава вторичных новообразований и, прежде всего, вторичных карбонатов, формирующихся при разгрузке подземных вод, непосредственно в руслах водотоков либо в бортах речных долин на рассеянных и сосредоточенных выходах восходящих источников. При выходе подземных вод на дневную поверхность зачастую отмечается дифференциация карбонатосодержащих вторичных новообразований на алюмосиликаты и карбонаты. Глинистые минералы, кристаллизуясь, выпадают под действием силы тяжести, пополняя тонкодисперсную часть аллювия, а в качестве центров минералообразования, необходимых для кристаллизации и выделения карбонатов, наиболее часто выступают водные растения, вероятно потому, что, благодаря процессам фотосинтеза, на границе раздела вода-растение создается перепад концентраций углекислоты. Именно этим мы объясняем несколько облегченный, по сравнению с углеродом вод, из которых происходит минералообразование, изотопный состав углерода образующихся карбонатов.

Наибольшая встречаемость новообразований карбонатов отмечалась нами из вод преимущественно карбонатных образований, причем наиболее часто на уровне вреза долин 2-го порядка. Для новообразований, сформировавшихся из вод карбонатно-алюмосиликатных пород наибольшая встречаемость отмечается на уровне разгрузки долин 3-го порядка (табл. 6, 7).

Масштабы вторичного карбонатообразования самые различные. В целом, в зоне региональной трещиноватости, судя по изменчивости концентраций кальция, в среднем, выпадают доли или первые миллиграммы кальцита из литра воды. Масштабы карбонатообразования из вод, взаимодействующих с породами, возрастают с увеличением содержаний в породах кальцита и с увеличением глубины проникновения вод, т.е. для вод, дренируемых водотоками больших порядков (табл. 7). Толщина карбонатных корочек на речном аллювии соизмерима с величинами, полученными расчетами масштабов их образования из вод за время развития речной сети.

В условиях зоны региональной трещиноватости формирование пересыщенных растворов и, соответственно, масштабы кристаллизации вторичного кальцита в основном связаны с повышением щелочности среды и поступлением избыточного кальция при разрушении минералов. В условиях зон разрывных нарушений, являющихся подводящими каналами глубоко проникающих вод, концентрации CO_2 св. в которых достигают нескольких десятков миллиграммов, масштабы вторичного карбонатообразования обязаны к тому же и активному удалению углекислоты. Поэтому из литра таких вод при выходе на поверхность кристаллизуется до нескольких десятков миллиграммов кальцита. В целом же на выходах разгрузки таких вод накапливается от единиц до десятков тысяч тонн образований, а размеры этих выходов составляют несколько сотен метров в длину и несколько десятков в ширину.

Очень интересно, что в карбонатах вод зон разрывных нарушений, особенно связанных с разрушением рудных объектов, возможно накопление и значительных количеств рудного сырья.

Наряду с описанными выше условиями, благоприятными для кристаллизации карбонатов, выпадение карбонатов наблюдается даже в геоморфологически и гидродинамически неблагоприятных условиях, в частности, из вод преимущественно алюмосиликатных образований - вулканогенно-осадочных пород печеркинской свиты. В этом случае пересыщение растворов, вероятно, обязано процессам разрушения кварц-кальцитовых прожилков. Катализатором же реакций разрушения этих прожилков или самих пород является серная кислота, продуцируемая в результате окисления сульфидов. Поэтому выпадение карбонатов из вод образований печеркинской свиты приурочено к самым различным геоморфологическим условиям, в т.ч. и долинам первых порядков, воды же в этом случае обогащены сульфат-ионом

Таблица 6.

Встречаемость источников, отлагающих вторичные карбонаты, %

№ п/п	Водовмещающие отложения	Порядки речных долин				
		1	2	3	4	1-4
1.	<u>Преимущественно алюмосиликатные</u> (печеркинской свиты нижнего кембрия)	3,2(3,2)	6,5(6,5)	4,8(4,8)		14,5(14,5)
2.	<u>Контакт преимущественно алюмосиликатных и карбонатно-алюмосиликатных</u> (печеркинской и суенгинской свит нижнего кембрия)	6,6(6,6)				6,6(6,6)
3.	<u>Карбонатно-алюмосиликатные</u>					
3.1	(суенгинской свиты нижнего кембрия)	4,8(4,8)	6,5(2,0)	11,3(0)	4,8(4,3)	27,4(11,1)
3.2	(среднего кембрия)		1,6(0)	1,6(0)		3,2(0)
3.3	(среднего девона)		3,2(3,2)	12,9(11,3)		16,1(14,5)
4.	<u>Преимущественно карбонатные</u> (кинтерепской свиты нижнего кембрия)	6,9(6,9)	13,8(2,3)	9,2(4,6)	2,3(0)	32,2(16,1)
	ИТОГО:	21,5(21,5)	31,6(14,0)	39,8(20,7)	7,1(4,3)	100%

Примечание: в скобках встречаемость источников с аномальными концентрациями сульфат-иона в водах

Таблица 7.

Толщина карбонатных корочек на русловом аллювии, мм

Порядки речных долин	Водовмещающие отложения		
	преимущественно алюмосиликатные	карбонатно-алюмосиликатные	преимущественно карбонатные
1			<0,01*
2		0,5*	0,1-1
3	<0,01*	1-2	1-5
4	<0,01-0,1	3-4	4-10

Примечание: 1 <0,01 - размеры условные, фиксировались по реакции с HCl;
2* - для южной части района;
общее число точек наблюдений – 90

(табл. 6) и рудогенными элементами. Наличие вторичных карбонатов в таких условиях можно рассматривать как поисковый показатель зон сульфидной минерализации. Особый интерес это приобретает при поисках золотого оруденения, поскольку оно в условиях Салаира часто связано с упомянутыми кварц-кальцитовыми прожилками.

В общей массе образующейся вторичной твердой фазы на долю карбонатов в зависимости от состава разрушающихся пород приходится от первых единиц до десятков процентов. В основном, вторичные карбонаты корочки на речном аллювии характеризуются кальциевым составом. Причем карбонаты из вод более алюмосиликатных пород в большей степени обогащены Fe, Mn и характеризуются большей величиной нерастворимого остатка, по сравнению с

карбонатными образованиями из вод преимущественно карбонатных пород.

В минералогическом отношении вторичные карбонаты представлены, главным образом, кальцитом, в который магний и железо входят в виде изоморфной примеси, хотя, на наш взгляд, судя по результатам термического анализа, в ряде случаев не исключена возможность формирования собственных минералов магния (типа магнезита либо магнезиального кальцита). Также следует добавить, что, исходя из результатов моделирования, железо связывается с карбонатами в восстановительной обстановке.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Проведенные исследования показали, что все изученные воды северо-западного Салаира пресные с минерализацией менее 1 г/дм^3 , в основном, гидрокарбонатные кальциевые, магниевые-кальциевые и нейтральные или слабощелочные. По средним значениям они занимают промежуточное положение между водами горно-таежных и горно-степных ландшафтных зон Алтае - Саянской области. В пределах района наблюдается достаточно значительная дифференциация параметров состава вод в зависимости от условий залегания, интенсивности водообмена, состава водовмещающих отложений.

2. Расчет равновесия подземных вод с горными породами показал, что они неравновесны с первичными алюмосиликатными минералами (микроклинором анортитом, альбитом, мусковитом), но равновесны с каолинитом, гидрослюдами, кварцем, а зачастую с монтмориллонитом и кальцитом.

3. При параметрах, приближенных к ландшафтно-климатическим условиям исследуемого региона, проведено физико-химическое моделирование процессов выветривания пород, которое показало, что современное вторичное минералообразование в регионе, в большинстве своем, соответствует гетит - каолинит-гидрослюдистой и каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонито-кварц-карбонатной стадиям выветривания. Результаты моделирования согласуются с непосредственными минералогическими исследованиями.

5. Полученные результаты позволили обосновать и представить общую картину современных гипергенных процессов, составить картограммы зон распространения современного вторичного минералообразования северо-западного Салаира. Минералы и минеральные ассоциации ранних стадий взаимодействия прогнозируются на уровнях дренирования, отвечающих долинам водотоков первых порядков, в гипсометрически наиболее высотных условиях, минералы и минеральные ассоциации поздних стадий отвечают уровням дренирования регионального подземного стока.

6. Гетит-каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонито-кварц-карбонатный тип выветривания, устанавливаемый нами по составу вод и вторичных минеральных фаз, формируется в регионе в настоящее время. Для кор мел-палеогенового возраста, формировавшихся в более влажных и более теплых климатических условиях, характерен преимущественно кварц-гетит-каолинитовый тип выветривания [16].

7. Вторичные минеральные новообразования, формирующиеся в водной среде и интегрально-отражающие ее состояние в период образования осадка, могут служить дополнительным источником информации об экологическом состоянии территории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. - М.: Недра, 1978. - 287 с.
2. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. Изд. 2-ое, исправленное и переработанное. - М.: Недра, 1998. - 431 с.
3. Крайнов С.Р. Гидрогеохимия: Учебник для вузов. - М.: Недра, 1992. - 463 с.
4. Кирюхин В.А., Никитина Н.Б., Судариков С.М. Гидрогеохимия складчатых областей. - Л.: Недра, 1989. - 253 с.
5. Appelo C.A.J., Postma D. Geochemistry, groundwater and pollution - A.A. Balkema/Rotterdam/Brookfield/1996, 536 p.
6. Копылова Ю.Г., Большаков Э.И., Неволько А.И., Бычков В.Я., Дугова Е.М., Полтанова Л.М., Потылицына М.З. Опыт применения гидрогеохимического метода при поисках полезных ископаемых на северо-западе Салаира. // Гидрогеохимические поиски месторожде-

ний полезных ископаемых. Новосибирск, Наука, 1990. - с 55-71.

7. Дутова Е.М., Копылова Ю.Г., Салимбаева Д.Т., Тупчий З.В. Изучение условий формирования химического состава вод при выделении и обосновании гидрогеохимических аномалий // Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982. - 172-177 с.

8. Дутова Е.М. Особенности геохимии подземных вод ряда золоторудных районов Алтае-Саянской складчатой области в связи с гидрогеохимическими поисками: Автореферат дис. канд. геол. - минер. наук - Томск, 1989. - 20 с.

9. Агроклиматические ресурсы Новосибирской области. Л.: Гидрометеиздат, 1971. - 155 с.

10. Лукин А.А. Опыт разработки методики морфоструктурно-гидрогеологического анализа. - Новосибирск: Наука, 1987. - 111 с.

11. Ковалев Р.В., Корсунов В.М., Шоба В.Н. Процессы и продукты почвообразования в темно-хвойных лесах. - Новосибирск: Наука, 1981. - 120 с.

12. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. - М.: Мир, 1968. - 368 с.

13. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. - Новосибирск: Наука, 1981. - 248 с.

14. Кашик С.А., Карпов И.К. Физико-химическая теория образования зональности в коре выветривания. - Новосибирск: Наука, 1978. - 152 с.

15. Баженов В.А. Древние коры выветривания Салаира (состав и условия образования): Автореф. Канд. дисс. - Томск, 1981. - 18 с.

16. Свиридов В.Г., Краснов В.И., Сурков В.С., и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири. Т.1. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1999. 228 с.

GEOCHEMISTRY OF UNDERGROUND WATERS AND PROCESSES FORMATION OF SECONDARY MINERALS ON NORTHWEST OF SALAIR

E.M. Dutova

In work the features of geochemistry of underground waters north-west of Salair are considered, the laws of variability of their structure determined by character of a relief, level erosion, structure rocks of adjournment are shown, is appreciated equilibrium of waters with various minerals, the picture of distribution of modern secondary minerals from underground waters is shown.

УДК 550.4 : 551.49 : 553.98 (571.1)

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТАЛЛОВ И ПРОЯВЛЕНИЯ ЭПИГЕНЕЗА В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО- СИБИРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Назаров А. Д.

Постседиментационная эволюция терригенно-осадочных отложений нефтегазоносных бассейнов приводит к значительному изменению исходного состава вод, пород и рассеянного органического вещества и значительному (на 1-5 порядков) обогащению водных растворов органогенными компонентами и металлами. При этом прослеживается определенная взаимосвязь между накоплением их в подземных водах и процессами лито-, гидро- и нефтидогенеза. Зоны максимального, аномально-импульсного, обогащения вод указанными компонентами явно тяготеют к зонам коренной гипергенной и нефтидогенной перестройки воднопородной системы.

Металлы, литогенез, гидрогенез, нефтидогенез, генерация, зоны.

Особое положение в нефтегазовой геохимии и особенно в нефтегазовой гидрогеохимии